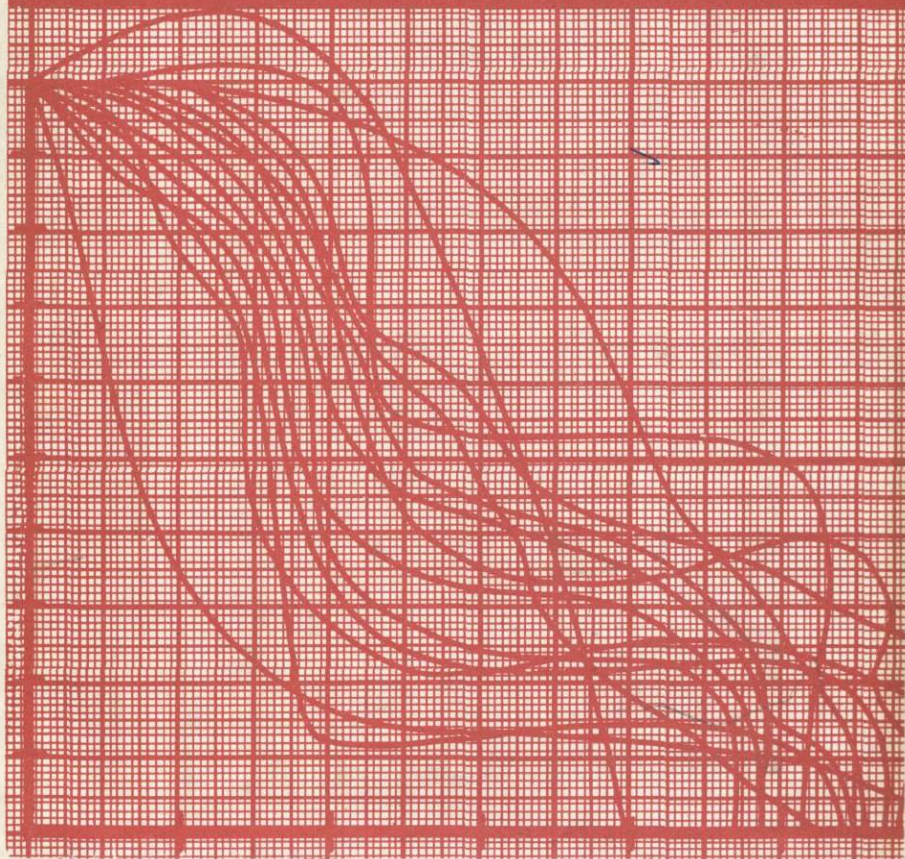


Н. Ф. ДАНУКАЛОВ

# ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУНА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

550.382

Н. Ф. ДАНУКАЛОВ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ  
И МАГНЕТИЗМ  
ИНТРУЗИВНЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ  
ЮЖНОГО УРАЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1975



1597

Работа посвящена изучению магнитных и палеомагнитных характеристик интрузивных пород Южного Урала с целью корреляции и определения времени образования и генезиса пород.

По палеомагнитным данным с привлечением сведений о магнитных свойствах и поведении остаточной намагниченности пород при нагревании и размагничивании переменным магнитным полем отчетливо выделяются интрузивные образования из разных структурных зон и комплексов.

Установление природы естественной остаточной намагниченности, анализ результатов терморазмагничивания и размагничивания пород переменным и постоянным магнитными полями и сравнение изменения индуктивной и остаточной намагниченностей пород по разрезу позволили решить некоторые вопросы генезиса интрузивных образований Южного Урала. Табл. 2. Рис. 34. Библ. 115 назв. Прил. 1.

Ответственный редактор  
доктор физико-математических наук  
А.Н.ХРАМОВ

## ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН, ПРИНЯТЫХ В РАБОТЕ

- $I_n$  - естественная остаточная намагниченность горной породы  
 $I_i$  - индуктивная намагниченность  
 $I_r$  - искусственная нормальная остаточная намагниченность  
 $I_{rt}$  - искусственная термоостаточная намагниченность  
 $I_{ri}$  - искусственная идеальная намагниченность  
 $I_{rc}$  - искусственная химическая намагниченность  
 $I_{rv}$  - искусственная вязкая намагниченность  
 $\kappa^*$  - магнитная восприимчивость горной породы  
 $\theta_k$  - температура точки Кюри  
 $H$  - напряженность постоянного магнитного поля  
 $\sim H$  - напряженность переменного магнитного поля  
 $H'_c$  - разрушающее постоянное магнитное поле, сводящее к нулю  $I_n$  образца

$Q$  - фактор горных пород  $(Q = \frac{I_n}{\kappa H} = \frac{I_n}{I_i})$

$I_{n_{cp}}$  - среднее значение  $I_n$  для группы образцов

$\kappa_{cp}$  - то же, для  $\kappa$

$D_{cp}$  - склонение  $I_n$  в современной системе координат

$I_c$  - то же, наклонение  $I_n$  " " "

$D$  - склонение  $I_n$  в древней системе координат

$I$  - то же, наклонение  $I_n$  " "

$k = \frac{n-1}{n-R}$  - кучность (разброс направлений  $I_n$ )

$R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$  модуль вектора - результата, где

$$X = \sum_{i=1}^n \frac{\ln x_i}{I_n}; Y = \sum_{i=1}^n \frac{\ln y_i}{I_n}; Z = \sum_{i=1}^n \frac{\ln z_i}{I_n}$$

(или суммы соответствующих косинусов)

$\alpha_{95}$  - радиус круга доверия для  $P = \frac{1}{20}$ ,  $1-p = 0,95$ ,

где  $P$  - вероятность того, что истинное среднее направление лежит вне круга радиуса  $\alpha$ , описанного вокруг  $I_{n_{cp}}$ , полученного

\* В данном издании греческая буква капша имеет такое начертание.

по результатам изменений  $\alpha_{95} = 81 \sqrt{\frac{n-R}{R} \left( 20^{\frac{1}{n-1}} - 1 \right)}$

$\Phi, \lambda$  - координаты палеомагнитного полюса (широта и долгота)

$\theta_d, \theta_i$  - полуоси овала погрешности в определении положения палеомагнитного полюса при уровне вероятности

$$p = 0,95. \quad \theta_d = a \frac{\sin \delta m}{\cos I}; \quad \theta_i = \frac{a}{2} \left( \frac{\sin \delta m}{\cos I} \right)^2,$$

$\delta I_n, \delta k$  - погрешности определения средних значений  $I_n, k$  для группы образцов

$$\delta I_n = \sqrt{\frac{1}{n(n-1)} \sum (I_{n_i} - \bar{I}_n)^2},$$

где

$I_{n_i}$  - единичное значение  $I_n$ ,

$\bar{I}_n$  - среднее значение  $I_n$ ,

$n$  - число значений  $I_n$ ,

$r$  - коэффициент корреляции

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 (Y_i - \bar{Y})^2}},$$

где  $X_i, Y_i$  - единичные значения параметров,  
 $\bar{X}, \bar{Y}$  - средние значения параметров

## ВВЕДЕНИЕ

Установление времени и генезиса интрузий имеет важное значение как для познания истории формирования данной геологической провинции, так и для решения практических задач при поиске и разведке месторождений полезных ископаемых (платины, никеля, железа, хромитов, золота, меди и т.д.), связанных с этими интрузиями.

На Южном Урале определение возраста интрузивных пород затруднено тем, что эти образования часто развиты среди пород, не имеющих надежной стратиграфической привязки. К тому же, плохая обнаженность территории не всегда позволяет проследить взаимное расположение интрузивных и вмещающих пород и характер их контактов. Нередко формирование интрузивных тел было многофазным и в одном массиве могут находиться разные по возрасту породы без четких интрузивных контактов между собой. Не меньше трудностей встречается и при выявлении генезиса интрузивных образований, так как породы одинакового состава могут иметь различное происхождение (например, граниты). Все это заставляет для решения данных вопросов, наряду с применением существующих (структурно-геологический, минералогический, петрохимический, палеонтологический, радиоизотопный), искать новые методы. Одним из таких методов является палеомагнитный, который на основании изучения остаточной намагниченности пород в ряде случаев позволяет определить время и условия, возникновения магнитных минералов, а через них – возраст и некоторые особенности образования самих пород.

Палеомагнитный метод определения возраста пород базируется на том, что магнитное поле Земли за время ее геологической жизни закономерно изменялось, а следы его сохранились во многих горных породах в виде естественной остаточной намагниченности (Ip). Остаточная намагниченность пород возникает либо в момент образования в породах магнитных минералов (если последние кристаллизуются при температуре ниже своих точек Кюри), либо при охлаждении пород от температур выше точек Кюри магнитных минералов под воздействием земного магнитного поля и обычно ориентируется по нему. Эта первичная намагниченность во многих случаях сохраняет свое направление миллионы лет, вплоть до полного разрушения магнитных минералов, с которыми она связана. В этом отношении наиболее благоприятны изверженные породы, так как их первичная намагниченность – термоостаточная – наиболее устойчивый вид намаг-

ниченности. Магнитные минералы могут потерять свою первичную остаточную намагниченность в результате последующего нагревания пород выше точек Кюри, но в таких случаях обычно существенно изменятся и сами минералы; они испытывают, в частности, фазовые превращения (титаномагнетит распадается на магнетит и ильменит, магнетит замещается гематитом и т.д.), следовательно, подобные явления могут быть зафиксированы.

Направление намагниченности породы может изменяться при сравнительно низкотемпературных вторичных процессах в результате возникновения в ней новых магнитных минералов (без разрушения первичных), остаточная намагниченность которых может не совпадать по направлению с первичной намагниченностью, и тогда образуется суммарная  $I_p$ , направление которой будет промежуточным. Обычно от такой вторичной намагниченности легко избавиться путем прогревания пород, либо воздействием на них переменным магнитным полем. Значительно сложнее обстоит дело с избавлением от метакрипной намагниченности.

Многочисленные палеомагнитные исследования в СССР и за рубежом показали, что неизменные разновозрастные породы, находящиеся на площади порядка  $100 \times 100 \text{ км}^2$ , имеют одинаковые направления  $I_p$  (в пределах ошибок экспериментов). Такие породы, удаленные одна от другой на значительные расстояния, обладают направлением  $I_p$ , соответствующим единому положению геомагнитного полюса. Поэтому, сравнивая расположение полюса, определенное для пород, имеющих надежную стратиграфическую привязку, с местонахождением палеомагнитного полюса, полученным для пород, возраст которых не известен, можно оценивать время образования последних.

Остаточная намагниченность может быть образована разным путем, т.е. бывает разного вида (термоостаточная, изотермическая, химическая, динамическая, вязкая, ориентационная, пьезостаточная).

Установление вида остаточной намагниченности дает достаточно объективную информацию о тех условиях, в которых находилась горная порода в момент образования этой намагниченности.

Величина магнитной восприимчивости ( $k$ ) в основном зависит от концентрации, состава, размера и характера распределения магнитных минералов, которые в свою очередь обусловлены особенностями формирования, либо метаморфизма горной породы. Поэтому изучение поведения этого параметра в разных породах дает определенные сведения об их генезисе.

Совместный анализ поведения  $I_p$  и  $k$  при различных лабораторных исследованиях по интрузивному массиву или другому геологическому телу позволяет качественно характеризовать условия образования магнитных минералов, а следовательно, и условия формирования или метаморфизма содержащих их пород.

Палеомагнитные данные дают возможность устанавливать истинное залегание пород, если известен их возраст, т.е. могут быть использованы при структурно-тектонических исследованиях.

Таковы главнейшие возможности использования палеомагнитных данных для определения возраста пород и выявления некоторых особенностей их генезиса.

Подробно все эти вопросы разбираются в специальной литературе (Нагата, 1956, 1965; Храмов, 1958; Храмов и др., 1961; Шолто, Яновский, 1963; Храмов, Шолто, 1967; Белоконь и др., 1973; Steeg а. о., 1957).

Впервые палеомагнитные исследования интрузивных пород на Урале были проведены в 1956–1957 гг. А.Г. Комаровым (из интрузивной Южного Урала изучались только породы массива Крака), который по "фактору"  $Q$  пытался определить их возраст. Дальнейшие исследования показали неприменимость на Южном Урале подобной методики (Данукалов, 1962, 1963; Данукалов и др., 1968).

Палеомагнитные исследования интрузивных образований с использованием направления  $I_p$  на Южном Урале до работ автора не производились. Опыт предыдущих лет (Данукалов, 1965) показал, что на Южном Урале интрузивные образования довольно четко отличаются по магнитным и особенно палеомагнитным данным от вмещающих их эффузивных пород. Кроме этого, были установлены определенные различия данных параметров между интрузивными телами разного возраста и генезиса.

Наряду с общими и установленными конкретно для Южного Урала возможностями метода наметился целый ряд трудностей для палеомагнитных исследований интрузивных образований данного региона. Основные из них – многофазность формирования интрузивов, метаморфизм горных пород и как результат всего этого – многокомпонентный состав магнитной фракции, минералы которой имеют разный генезис. Эти факторы, обуславливая изменения горных пород, разрушают старые (первичные) и создают новые (вторичные) намагниченности, затрудняют определение направления намагниченности эпохи образования пород, создают сложную суммарную намагниченность, являющуюся результатом геометрического сложения частных намагниченностей, либо одну метахронную и т.д. Серьезные осложнения создает дислоцированность интрузивных пород, которую очень трудно расшифровать. Все это в целом существенно усложняет разработку методики возрастного расчленения и корреляции интрузивных образований Южного Урала по палеомагнитным данным. Поэтому потребовался целый комплекс лабораторных исследований, обеспечивающих выявление первичной намагниченности, ее природы, примерной величины, истинного направления и степени сохранности, а также вторичных намагниченностей, возникших за время геологической жизни изучаемых горных пород. Эти исследования включают термомангнитный анализ, размагничивание в переменном и постоянном магнитных полях и изменение естественной остаточной намагниченности со временем.

Наряду с изложенным изучалась зависимость  $k$  и  $I_p$  от состава, концентрации, размеров, степени измененности и происхождения магнитных минералов горных пород.

Основная задача исследований — изучение древней намагниченности интрузивных пород с целью использования ее для возрастного расчленения, корреляции и выявления некоторых особенностей формирования этих образований Южного Урала.

Для решения поставленной задачи исследования велись в трех направлениях:

1. Изучалась зависимость  $k$  и  $I_p$  от состава, концентрации, размера, происхождения и других свойств магнитных минералов.

2. Определялась природа естественной остаточной намагниченности интрузивных пород региона.

3. Проводилось возрастное расчленение, корреляция, выявлялись некоторые особенности формирования и метаморфизма интрузивных образований на Южном Урале по магнитным и палеомагнитным данным.

Данная работа не претендует на полное решение поставленных задач и выводы не являются безусловными и окончательными; они только отвечают современному состоянию исследований, но автор будет удовлетворен, если она окажется в какой-то мере полезной для дальнейших геологических и геофизических исследований интрузивных пород вообще и Южного Урала, в частности.

В заключение автор считает своим долгом поблагодарить ответственного редактора издания А.Н. Храмова за то внимание, которое он проявил к представленному труду, а также сотрудников палеомагнитной лаборатории Института геологии БФАН СССР за помощь при проведении экспериментов, полевых работ и подготовке рукописи к печати. Особую признательность автор выражает сотрудникам Института геологии Саратовского университета В.Н. Красновой и В.П. Репину, проводивших отбор и геолого-минералогические исследования пород юго-восточной части региона.

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЮЖНОГО УРАЛА

Территория, на которой проводились палеомагнитные исследования интрузивных образований, расположена в южной части Уральской геосинклинальной области, которая характеризуется длительностью истории развития, насчитывающей 1-2 млрд. лет (Пронин, 1963б). Уральская геосинклиналь заложилась в конце протерозоя на разнородном фундаменте и с того времени ее структурный план неоднократно менялся.

В настоящее время Уральская геосинклиналь представляет собой ряд крупных положительных и отрицательных структурных зон I порядка субмеридионального простирания, таких как Западно-Уральская краевая, Центрально-Уральская антиклинорная, Тагило-Магнитогорская синклинорная, Восточно-Уральская антиклинорная и другие зоны. Эти структуры осложнены складчатыми сооружениями более высокого порядка.

В строении Урала выделяют несколько структурных комплексов, соответствующих разным этапам формирования геосинклинали. Под структурным комплексом понимается совокупность образований, отвечающих одному тектоно-магматическому циклу. Этому вопросу посвящено большое число работ (Соболев, 1961, 1963а; Сергиевский, 1960, 1963; Пронин, 1963а; Кондиян и др., 1968).

Самый древний структурный комплекс, к которому относится тараташская свита (кристаллический фундамент Урала, по В.М. Сергиевскому), представляет фрагмент какой-то складчатой системы неуральского простирания. Далее выделяются протерозойско-нижнекембрийский, ордовикско-триасовый и послескладчатый структурные комплексы. В ордовикско-триасовом структурном комплексе установлены три этапа формирования (Кондиян и др., 1968): ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-карбоновый и пермо-триасовый.

На Урале проявились три главных самостоятельных типа магматизма: перидотитовый, базальтоидный и гранитный (Штейнберг, 1963; Пронин, 1963а). Соответственно отмечаются три естественные ассоциации изверженных пород и три группы магматических формаций, приуроченных к определенным этапам развития тектоно-магматических циклов. Нас интересуют интрузивные фации магматизма.

Интрузии, рвущие пара-ортогнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы тараташской свиты (нижний структурный комплекс), пред-

ставлены габбро-диабазами, гранитами и гибридными породами (Гарань, 1939, 1959; Сергиевский, 1963; Смирнов, 1963; Гаррис и др., 1960; Ленных, 1970).

В вендско-кембрийский этап проявились интрузии дунит-гарцбургитовой, габбро-диоритовой, гранодиоритовой и габбро-диорит-диабазовой формаций (Сергиевский, 1963; Соболев, 1963б; Кондияин и др., 1968).

Ордовикско-раннедевонский этап характеризуется неоднократно повторяющимися интрузивными формациями фемического типа. Этот процесс наиболее полно проявился в Тагило-Магнитогорской зоне (Штейнберг, 1963; Сергиевский, 1963; Кондияин и др., 1968).

В среднедевонско-карбонный этап интрузивная деятельность проявилась трижды. В конце среднего девона сформировались интрузии габбро-гранодиоритовой и дунит-гарцбургитовой формаций. В турнейский век образовались гипабиссальные интрузии габбро-граносиенит-гранитной формации. В конце среднего и в позднем карбоне возникли батолиты гранит-гранодиоритовой формации Восточно-Уральской зоны (Штейнберг, 1963; Соболев, 1963б; Сергиевский, 1963; Кондияин и др., 1968).

В пермо-триасовый этап формировались крупные интрузии гранитной формации (Кондияин и др., 1968).

Массивы ультраосновных пород Урала одни исследователи считают интрузиями периодитовой магмы разного возраста от докембрия до нижнего карбона включительно (Романов, 1949, 1958; Штейнберг, 1963; Пронин, 1963б). Другие (Книппер, 1969; Штрейс, 1968; Морковкина, 1968) считают их древними, во всяком случае доордовикскими образованиями типа протрузий, т.е. телами, сформировавшимися на глубине и уже в "холодном" состоянии выведенными ("выжатые") на поверхность в результате тектонической деятельности.

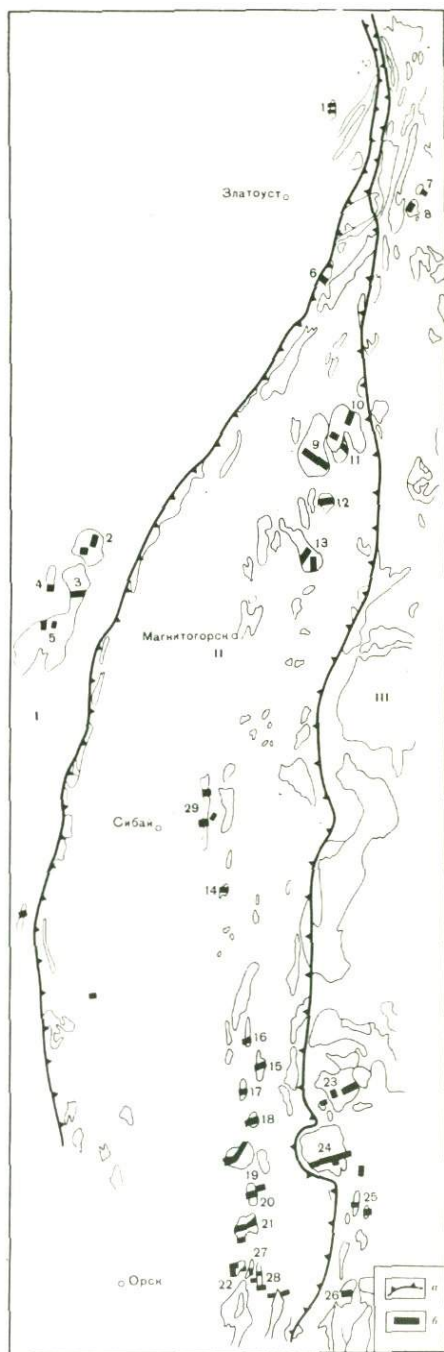
Наиболее широко развиты на Урале интрузии базальтоидной магмы, которые неоднократно внедрялись почти на всех этапах формирования геосинклинали. Они представлены породами от ультраосновного до кислого (включая аляскиты) и щелочного (до нефелиновых сиенитов) состава (Штейнберг, 1963; Сергиевский, 1960; 1963; Соболев, 1961, 1963а; Струве, 1959).

Образование гранитов является наиболее сложной и до настоящего времени неразрешенной проблемой. На Урале по условиям формирования выделяют три типа гранитов: образованные в результате внедрения гранитной магмы (Соболев, 1963в; Пронин, 1963а; Штейнберг, 1963), сформированные путем дифференциации базальтовой магмы (Штейнберг, 1963) и возникшие при метасоматическом замещении пород (Коржинский, 1952).

Большинство исследователей считают, что формирование гранитов происходило от протерозоя до перми включительно. При этом допускается многофазность и сравнительно длительное формирование (с перерывами) отдельных массивов (Штейнберг, 1963; Штрейс, 1968).

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного Урала

а - границы главных тектонических структур;  
 б - конкретный район работ;  
 I - Центрально-Уральская антиклинорная зона; II - Тагило-Магнитогорская синкли-  
 норная зона; III - Восточно-Уральская антиклинорная зона. Изученные ин-  
 трузивные массивы (1-28): 1 - Тараташский, 2 - Северный массив Кра-  
 ка, 3 - Средний массив Крака, 4 - Узьанский мас-  
 сив Крака, 5 - Южный мас-  
 сив Крака, 6 - Нуралинский, 7 - Уразбаевский, 8 - Са-  
 велькульский, 9 - Ахуново-  
 Карагайский, 10 - Уйский,  
 11 - Петропавловский,  
 12 - Краснинский, 13 - Ка-  
 сельский, 14 - Богданов-  
 ский, 15 - Тастабутацкий,  
 16 - Базарбаевский, 17 - Ши-  
 ликтинский, 18 - Дуненский,  
 19 - Новоорский, 20 - Ис-  
 сиргужинский, 21 - Можя-  
 ровский, 22 - Ашебутацкий,  
 23 - Елизаветинский, 24 - Ка-  
 рабутацкий, 25 - Сандыр-  
 бекский, 26 - Еленовский,  
 27 - Жимский, 28 - Тюль-  
 кубайский, 29 - интрузии меж-  
 дуречья Урала и Большой Ка-  
 рагайки



Палеомагнитными исследованиями охвачены интрузивные породы разного генезиса (производные перидотитовой, базальтовой и гранитной магмы), развитые в пределах Центрально-Уральской (Тараташский антиклинорий и Зилаирский синклинорий), Восточно-Уральской (Ильменогорский и Восточно-Уральский антиклинорий) и Тагило-Магнитогорской (Магнитогорский магасинклинорий) зонах (рис. 1). Чтобы не загружать карты, на ней показаны только контуры крупных интрузивных массивов без геологической обстановки вмещающих пород и границы основных структурно-тектонических зон. Большинство изученных массивов и тел объединены в интрузивные комплексы, под которыми понимается, согласно данным В.С. Колтева-Дворникова (1952, 1960) и И.Д. Соболева (1963), совокупность интрузивных тел, парагенетически связанных между собой и подчиненных единой структуре.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеомагнитные исследования интрузивных пород Южного Урала проводились по общепринятой методике (Храмов и др., 1961; Храмов, Шолпо, 1967) с учетом местных условий и поставленных задач. Весь комплекс исследований можно разбить на ряд этапов, выполняемых в следующей последовательности:

1. Выбор геологического объекта и отбор ориентированных образцов.
2. Измерение магнитных параметров образцов горных пород.
3. Математическая обработка результатов единичных измерений.
4. Определение стабильности и природы остаточной намагниченности горных пород.
5. Изучение минералогического состава пород.
6. Вычисление средних значений  $\kappa$ ,  $I_p$ ,  $D$ ,  $I$  для групп пород и определение палеомагнитного полюса.
7. Построение графиков, анализ и интерпретация полученного материала.

Большой возрастной диапазон и разнообразие генезиса интрузивных образований Южного Урала обусловили выбор объектов исследования и особенности методики отбора ориентированных образцов горных пород. При выборе объектов для палеомагнитных исследований старались охватить интрузии, во-первых, основных типов магматизма (перидотитовый, базальтовый и гранитный), во-вторых, разного возраста и, в-третьих, из разных структурных зон. Этим собственно и объясняется большое число исследованных массивов (см. рис. 1). Количество ориентированных образцов определялось размером массива, числом петрографических разновидностей слагающих его пород и их обнаженностью. В большинстве случаев ориентированные образцы отбирались по профилю, пересекающему массив таким образом, чтобы охватить все основные разности пород. Образцы отбирались равномерно, но интервал зависел от размера массива или тела, состава пород и их обнаженности. Это было необходимо для получения наиболее объективной информации о магнитных параметрах рассматриваемого массива, типа пород и т.д. Из крупного однородного тела отбиралось не менее 10–15 образцов, з мелких жилках и дайках – не менее трех (два по краям и один в центре, либо все три в центре по простиранию дайки). Предпочтение отдавалось центральной части тела, так как обычно породы здесь менее изменены. На краях отбирались образцы с целью уста-

новления влияния на магнитные параметры пород интрузии вмещающих образований, либо для выяснения зависимости этих параметров от степени измененности пород.

В местах отбора ориентированных образцов производилось геологическое изучение пород (их состав, взаимное расположение, структура, степень измененности и т.д.). Техника отбора ориентированных образцов и их документация выполнялись по общепринятой для палеомагнитных исследований методике (Храмов и др., 1961; Храмов, Шолло, 1967). Образцам придавали примерно кубическую форму. В дальнейшем, в лаборатории для слабомагнитных образцов выпиливались кубики размером  $24 \times 24$  мм с точностью  $\pm 0,5$  мм, а для некоторой части сильно магнитных пород — размером  $50 \times 50$  мм.

Магнитная восприимчивость ( $\kappa$ ) измерялась на капаметре ИМВ-2, чувствительность которого  $1 \cdot 10^{-6}$  СГС. Измерение производилось по трем взаимно перпендикулярным осям образца ( $X, Y, Z$ ) дважды ( $+X, -X, +Y, -Y$  и т.д.), т.е. каждый образец измерялся в шести положениях. Это делалось с целью исключения влияния неоднородности состава образца, повышения достоверности среднего значения  $\kappa$  и установления магнитной анизотропии пород. Измерения  $\kappa$  выполнялись по обычной методике согласно инструкции, прилагаемой к прибору. Кроме этого,  $\kappa$  определялась из индуктивной намагниченности ( $I_i$ ), измерение которой производилось на астатическом магнитометре МА-21. Таким способом можно определять  $\kappa$  от  $1 \cdot 10^{-6}$  СГС до 3 СГС. Индуктивная намагниченность измерялась в равноудаленном положении образца. Техника измерения  $I_i$  общепринятая, согласно инструкции к прибору и методике палеомагнитных исследований. Образец замерялся 12 раз, каждый отсчет значений  $I_i$  брался при различной ориентации осей образца ( $X, Y, Z$ ) относительно магнитной системы прибора. Такое количество измерений производилось с целью исключения ошибок, возникающих из-за неоднородности состава и неточности установки образца. Сходимость значений  $\kappa$ , определенных на разных приборах (ИМВ-2 и МА-21), хорошая. Ошибка определения обоими способами не превышает 10% величины  $\kappa$ .

Остаточная намагниченность ( $I_n$ ) сильно магнитных образцов измерялась на магнитометрах МА-21 в первом положении Гаусса (сбоку на уровне нижнего магнита системы). Максимальная чувствительность этих приборов  $0,042-0,055$  γ/дел ( $4,2-5,5 \cdot 10^{-7}$  СГС). Для каждого образца производилось 12 замеров при различной ориентации его взаимно перпендикулярных осей ( $X, Y, Z$ ) относительно магнитной системы прибора. Это делалось с целью исключения влияния на получаемое значение  $I_n$  индуктивной намагниченности, магнитной анизотропии породы, неточности установки и формы образца. Ошибка определения величины остаточной намагниченности на этих приборах по данной методике не превышает 10% при  $I_n > 10 \cdot 10^{-7}$  СГС, а при  $I_n > 100 \cdot 10^{-6}$  СГС — 3-5%. Ошибка в направлении  $I_n$  соответственно не превышает  $8-2^\circ$ . На астатическом магнитометре измерялись либо бесформенные образцы объемом в  $50-200$  см<sup>3</sup> (гру-

бо кубическая форма или изометричные), либо кубики 50×50 мм. Техника измерения была общепринятой, согласно инструкции к прибору и методике палеомагнитных исследований. Следует заметить, что при измерении на МА-21 в первом положении Гаусса образцов пород с очень большой  $\kappa$  (особенно если  $\kappa \gg \ln$ ) значения  $\ln$  существенно искажаются за счет влияния индуктивной намагниченности породы, создаваемой земным магнитным полем. Для уменьшения (практически полное устранение) этого эффекта  $\ln$  подобных пород следует измерять снизу (под магнитной системой) по методике и на подставке, предложенной в работе Г.М. Авчана и М.А. Озерской (1959); при этом магнитная система прибора должна быть ориентирована по магнитному меридиану.

Остаточная намагниченность слабомагнитных пород измерялась на магнитометре ИОН-1, максимальная чувствительность которого составляет  $1 \cdot 10^{-8}$  СГС (оптимальная рабочая чувствительность прибора  $3,7 \cdot 10^{-8}$  СГС). Диапазон измерения составляющих вектора остаточной намагниченности — от  $1 \cdot 10^{-7}$  СГС до  $2 \cdot 10^{-4}$  СГС. Погрешности определения величины и направления вектора остаточной намагниченности следующие: а) для  $\ln > 10 \cdot 10^{-6}$  СГС —  $\pm 3\%$  по величине и не более  $\pm 4^\circ$  по направлению; б) для  $\ln > 2 \cdot 10^{-7}$  СГС — по величине не более  $\pm 10\%$ , а по направлению — не более  $10^\circ$ ; в) для  $\ln < 2 \cdot 10^{-7}$  СГС — по величине не более  $\pm 20\%$ , а по направлению — не более  $20^\circ$ . Техника измерений была общепринятая (Храмов и др., 1961, 1967). Для измерения  $\ln$  на магнитометре ИОН-1 образцам придавалась строго кубическая форма (выпиливались кубики с гранью 24 мм  $\pm 0,5$  мм). Недостаток исследования на этом приборе — малый объем образцов, в результате чего возможно получение значений  $\ln$ , соответствующих локальному участку, не характерному в целом для породы. Другой недостаток — необходимость проведения трудоемких работ по выпиливанию образцов такой строгой формы.

Математическая обработка измеренных значений  $\kappa$  и  $\ln$  проводилась по существующей методике (Храмов и др., 1961, 1967). Отличие было в том, что вычисление величины  $\ln$  по результатам измерения на магнитометре ИОН-1 проводилось упрощенным способом на логарифмической линейке, суть которого заключается в следующем. Как известно модуль вектора  $\ln$  рассчитывается по формуле:

$$\ln = \frac{1}{V} \sqrt{\frac{M_{yz}^2 + M_{xz}^2 + M_{xy}^2}{2}},$$

где  $M_{xy}$ ,  $M_{xz}$ ,  $M_{yz}$  — проекции вектора намагниченности образца соответственно на плоскости XY, XZ и YZ в системе координат об-

разца. Следовательно,  $M_{xy}$ ,  $M_{xz}$ ,  $M_{yz}$  являются составляющими  $I_n$ , но в другой системе координат. Поэтому вычисление  $I_n$  можно проводить по схеме П.Г. Ахматова (Храмов и др., 1967) и только результирующую  $R$  (значение  $I_n$  в делениях шкалы) следует разделить на 1,42. Вычисление всех статистических характеристик  $\kappa$ ,  $I_v$ ,  $g$ ,  $R$  производилось на ЭВМ.

Исследование природы остаточной намагниченности, определение ее магнитной и палеомагнитной стабильности и магнитная "чистка" тесно связаны между собой. Техника экспериментов у них одинаковая.

При палеомагнитных исследованиях вначале стараются избавиться от вязкой намагниченности ( $I_{gv}$ ), созданной в породе современным магнитным полем, методом временной магнитной "чистки" (Храмов и др., 1967). С этой целью образцы после отбора в полевых условиях разделялись на сильно- и слабомагнитные с помощью каппаметра ИМВ-2 и магнитометра МА-21. После этого у сильномагнитных образцов пород замерялись величина и направление  $I_n$ . Через два-три месяца (после возвращения с полевых работ) у этих образцов вновь замерялась  $I_n$ . Анализируя различия в значениях (с учетом ошибок) полевых и лабораторных измерений остаточной намагниченности получали первые сведения о палеомагнитной стабильности и наличии вязкой намагниченности. После этого образцы устанавливались в то же положение по отношению к земному магнитному полю, в котором они находились в обнажении. Слабомагнитные породы распиливались на кубики, замерялась их  $I_n$ , и они устанавливались так же, как первая группа образцов. По истечении 15 суток у образцов вновь измерялась  $I_n$ , и они устанавливались в положение, повернутом на  $180^\circ$  вокруг оси восток - запад относительно своего первоначального положения. В этом положении образцы выдерживались 15-30 суток и вновь замерялась  $I_n$ . Несколько образцов, наиболее представительных, опять устанавливались "против поля" и выдерживались до года и больше. Периодически у них измерялась  $I_n$ . Кроме этого, для целого ряда пород проводилось специальное изучение вязкой намагниченности. Для этой цели отбирались образцы,  $I_n$  у которых была разрушена (обычно при других экспериментах) терморазмагничиванием (200 образцов) и переменным магнитным полем (100 образцов), и выставлялись по лабораторному магнитному полю. В этом положении они находились в течение нескольких месяцев (до 11). Периодически (через 15, 30, 100 суток) у них измерялась  $I_{gv}$  (искусственная вязкая намагниченность).

После "временной чистки" оценивалась палеомагнитная стабильность пород по изменению направления  $I_n$ , кучности векторов  $I_n$  пород одного возраста (одного интрузивного тела) и их ориентации относительно современного магнитного поля. В дальнейшем из пород почти каждого интрузивного массива выбирались образцы для изучения поведения их  $I_n$  при нагревании и воздействии переменного и постоянного магнитных полей.

Термомагнитные исследования проводились в специально сконструированной немагнитной печи в скомпенсированном магнитном поле. Компенсация достигалась двумя парами колец Гельмгольца. Степень недокомпенсации составляла 50–100 у. Техника эксперимента аналогична описанной в работах Г.Н. Петровой (1961) и А.Н. Храмова и Л.Е. Шолпо (1967). Несколько образцов изучались по методике Е. и О. Телье (1959), но в дальнейшем от нее отказались из-за того, что повторные нагревы при одной и той же температуре (даже невысокой  $-100 \div 200^\circ$ ) в воздухе нередко приводят к существенным фазовым превращениям магнитных минералов, при этом теряется смысл дальнейших исследований при более высоких температурах. Кроме того, этот метод неоправданно трудоемок.

При термомагнитных исследованиях после каждого нагрева образцов и их последующего охлаждения измерялась  $\kappa$  с целью выявления фазовых превращений магнитных минералов. Для ряда образцов определялась точка Кюри (в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР).

Изучение поведения  $I_p$  в переменном магнитном поле с плавной убывающей амплитудой ( $\sim H$ ) проводилось на специально сконструированной установке, расположенной в скомпенсированном земном магнитном поле; компенсация, как и при терморазмагничивании, достигалась применением двух пар колец Гельмгольца. Катушка с переменным полем перемещалась автоматически. Амплитуда перемещения этой катушки была в зависимости от величины  $\sim H$  от 0,5 до 4 м. Скорость перемещения 1 м за 15 сек. Ток брался промышленной частоты (50 гц). Максимальная амплитуда  $\sim H = 700$  эрстед. Образец во время эксперимента находился в скомпенсированном поле и вращался в двух взаимноперпендикулярных плоскостях с частотой ( $f$ ), не кратной частоте тока в размагничивающей катушке. Подобная методика исследований обеспечивала высокую точность эксперимента и хорошую производительность труда.

Исследование  $I_p$  при воздействии постоянного магнитного поля ( $H$ ) производилось также в скомпенсированном магнитном поле. Образец всегда выставлялся вектором  $I_p$  против действующего постоянного поля. Для этого использовался специально сконструированный держатель, позволяющий вращать образец в двух взаимноперпендикулярных плоскостях на строго фиксируемое число градусов.

Для сравнения характеристик стабильности  $I_p$  и искусственных намагниченностей разных видов, а также для выявления особенностей состава магнитных минералов исследовалось поведение идеальной намагниченности при воздействии переменного магнитного поля. Идеальная намагниченность создавалась при постоянном магнитном поле в 0,467 и 0,887 и максимальной амплитуде переменного поля в 600 эрстед. Результаты этих исследований, кроме сравнения стабильности  $I_i$  и  $I_p$ , позволяли судить о некоторых особенностях состава и структуры магнитных минералов пород, так как разные минералы при идентичных условиях приобретают  $I_i$  разной

величины и устойчивости к переменному полю. Таким исследованиям было подвергнуто 85 образцов. Для этой же цели привлекались и особенности поведения  $\kappa$  при нагревании пород.

Для определения природы  $I_p$  анализировались результаты всех проведенных экспериментов с привлечением данных минералогических исследований пород.

Для палеомагнитных исследований весьма важны точные сведения о составе магнитных минералов, их генезисе, структуре, внутренних дефектах, требующие довольно тонких исследований этих минералов, включая электронномикроскопические и рентгеноструктурные. К сожалению, у нас минералогические исследования заключались только в изучении полированных и прозрачных шлифов с использованием микроскопов МИН-8 и МИН-9.

После проведения всех экспериментов, часть явно нестабильных образцов браковалась, а для части их в направлении  $I_p$  вводились поправки и определялись средние значения  $\kappa$ ,  $I_p$  и направления  $I_p$  либо в целом для пород интрузивного массива (если они были однородные по составу), либо по группам пород (отличных по составу), слагающих массив. После разделения пород на группы, по типам и массивам строились гистограммы, реже вариационные кривые распределения  $\kappa$ ,  $I_p$ , и по ним определялись средние, наиболее вероятные значения этих параметров. Кроме этого, проводился анализ корреляционной зависимости между  $\kappa$  и  $I_p$  (вычислялся коэффициент корреляции  $r$ ). Все эти операции проводились по обычной методике статистической обработки результатов физических экспериментов (Хальд, 1956; Храмов и др., 1961; Храмов, Шолпо, 1967; Fisher, 1953). Средние значения склонения и наклонения находились путем сложения направляющих косинусов, составляющих  $I_p$  ( $I_{px}$ ,  $I_{py}$ ,  $I_{pz}$ ), затем вычислялся радиус круга доверия ( $\alpha_{95}$ ) и определялись координаты палеомагнитного полюса и полуоси оvals погрешности ( $\theta_d$ ,  $\theta_d$ ).

Возраст  $I_p$  для группы пород определялся путем сравнения, установленного по  $I_p$  положения палеомагнитного полюса с траекторией изменения местоположения геомагнитного полюса от  $pCm_1$  до  $Q$ , построенной для горных пород Европы (Храмов, Шолпо, 1967). Направление  $I_p$  определялось в современной системе координат, так как предполагалось, что залегание горных пород в интрузивных массивах, особенно крупных, после их образования не изменилось. Это, безусловно, является одним из недостатков методики, присущих всем подобным исследованиям интрузивных пород, так как некоторые интрузивные тела также могли менять свое положение после образования (например, протрузии) или при перемещении целых блоков земной коры.

При анализе особенностей формирования пород привлекались данные о природе их  $I_p$ , поведении  $\kappa$  при нагревании и о характере соотношения  $\kappa$  и  $I_p$ . При последнем использовались установленные раньше закономерности изменения этих параметров в зависимости от условий образования и метаморфизма горных пород (Данукалов, 1965; Данукалов и др., 1968).

Результаты исследований стабильности  $I_p$  к постоянному и переменному магнитным полям и нагревам представлены в виде кривых зависимости  $I_p$  от  $H, \sim H,$  и  $t^\circ$ . Аналогичными кривыми представлены результаты размагничивания  $|I_r|$  при воздействии переменного магнитного поля и изменения  $\kappa$  при нагревании пород. Распределения векторов  $I_p$  в массивах и группах пород наносились на стереограммы. Результаты измерения  $\kappa, I_p$  и палеомагнитные данные сводились в таблицы по типам пород, интрузивным массивам и комплексам. Для каждого интрузивного тела устанавливались наиболее характерные физические параметры, по которым оценивался возраст пород и особенности их генезиса. Затем сравнивались магнитные и палеомагнитные данные по массивам и телам внутри интрузивных комплексов и проводилась их корреляция. Для комплексов также выявлялись наиболее характерные особенности магнитных и палеомагнитных данных, по которым оценивалось время формирования этих комплексов.

## СТАБИЛЬНОСТЬ И ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Главнейшая задача при любых палеомагнитных исследованиях — определение направления земного магнитного поля в эпоху образования исследуемой горной породы по ее естественной остаточной намагниченности. Сохранность первоначального направления  $I_n$  характеризует палеомагнитную стабильность горной породы. Для оценки вероятной палеомагнитной стабильности и установления доли первичной намагниченности  $I_{n_0}$  в  $I_n$  горной породы широко используются лабораторные методы определения магнитной стабильности  $I_n$ . Лабораторные определения стабильности для нас важны еще и потому, что они позволяют выявить виды остаточной намагниченности, так как сведения о природе последних дают определенную информацию о физико-химических условиях, в которых находилась горная порода в момент возникновения этих намагниченностей. Изучению магнитной стабильности горных пород и общих положений образования разных видов намагниченности посвящена обширная литература (Нагата, 1956, 1965; Блекетт, 1959; Телье Е. и О., 1959; Петрова, 1961; Гейг, 1962; Грехэм, 1962; Металлова, Файнберг, 1963; Яновский, 1963; Шолпо, 1970; Иванов, Шапиро, 1965; Михайлова, Глевасская, 1965; Храмов, Шолпо, 1967; Шолпо, Яновский, 1963; Graham, 1949; Neel, 1951, 1955; Kawai, 1955; Creer, 1957; Uyda, 1957; Stacey, 1958; Nagata, Carleton, 1969a, b), поэтому подробно эти вопросы здесь не рассматриваются.

При палеомагнитных исследованиях в первую очередь стремятся избавиться от вязкой намагниченности, наведенной в породе современным магнитным полем Земли. С этой целью более 1000 образцов из основных разновидностей пород каждого интрузивного массива были подвергнуты временной "чистке". В результате установлено, что при воздействии лабораторного магнитного поля (порядка земного — 0,465 эрстед) в течение 15–45 суток в подавляющем большинстве случаев нет существенных изменений величины и направления  $I_n$ . В основном она изменяется на  $1 \div 5\%$ , реже 10% по величине, а по направлению на  $1 - 5^\circ$ , реже  $20^\circ$ . И только у единичных образцов пород величина  $I_n$  и ее направление сильно изменились. Такие образцы составляют 2% от всей исследованной коллекции. Обычно это существенно метаморфизованные породы, в которых преобладают "вторичные" магнитные минералы, образова-

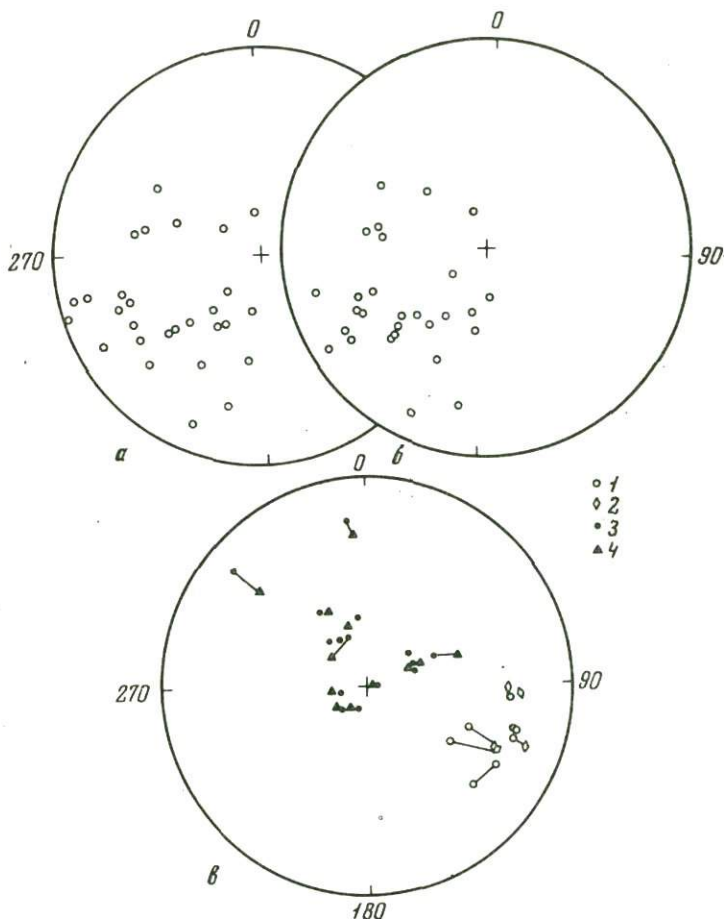


Рис. 2. Диаграммы поведения векторов  $I_n$  при временной "чистке" образцов гипербазитов Нуралинского массива

а - распределение  $I_n$  перед "чисткой"; б - распределение  $I_n$  после временной "чистки"; в - изменение направления  $I_n$  в серпентинитах и габбро при временной "чистке"; 1 - проекции  $I_n$  серпентинитов до "чистки"; 2 - проекции  $I_n$  серпентинитов после "чистки"; 3 - проекции  $I_n$  габбро до "чистки"; 4 - проекции  $I_n$  габбро после "чистки"

ные при сравнительно низких температурах (много ниже их точек Кюри). Пример поведения  $I_n$  в данном эксперименте приведен на рис. 2, из которого видно, насколько незначительны изменения направления векторов  $I_n$  горных пород при временной "чистке" (не изменились ни кучность, ни среднее направление  $I_n$ ).

Кроме временной "чистки" более чем у 200 образцов специально изучалась способность к приобретению вязкой намагниченности в земном магнитном поле. Для этого образцы пород предварительно размагничивались нагреванием до 600–700°С или переменным магнитным полем. Следует отметить, что нет заметных различий в величине  $I_{gv}$  у пород,  $I_n$  которых разрушалась разными способами (сравнивались образцы, выпиленные из одного штуфа). Результаты исследований сведены в табл. 1, показывающую, что для большинства исследованных пород  $I_{gv}$  не превышает 10% бывшей у них  $I_n$ . Абсолютные значения  $I_{gv}$  также невелики, даже у сильно магнитных пород. Однако имеются и такие породы, у которых  $I_{gv} > I_n$ , они составляют 1% от общего количества изученных образцов. Количество образцов с  $I_{gv} = 1/2 I_n$  не превышает 10% от общего числа исследованных пород. Обычно — это породы, в которых преобладают магнитные минералы, возникшие в результате фазовых превращений при терморазмагничивании с образованием более магнитных фракций, либо породы метаморфизованные, содержащие много "вторичных" магнитных минералов, образованных при низких температурах. Из второго следует, что имеется общая причина неустойчивости  $I_n$  к временной "чистке" и способности пород приобретать большую вязкую намагниченность в земном магнитном поле — это наличие магнитных минералов, образованных не в момент кристаллизации основного вещества пород, а при вторичных низкотемпературных процессах.

Вязкая намагниченность, как правило, интенсивно растет в первые 15 суток. В последующее время ее увеличение очень незначительное, т.е. подтверждается и для интрузивных пород высказанное положение для эффузивных пород Южного Урала о том, что преобладающая часть величины  $I_{gv}$  возникает в первые 15 – 45 суток (Данукалов, 1965).

Таким образом, в большинстве интрузивных пород Южного Урала содержатся сравнительно "жесткие" магнитные минералы, а их  $I_n$  вполне устойчива к воздействию современного магнитного поля. Следовательно, при палеомагнитных исследованиях интрузивных пород региона вязкая намагниченность не представляет большой опасности. Породы, в которых ожидается наличие  $I_{gv}$  (со следами вторичных низкотемпературных изменений — окварцевание, хлоритизация, эпидотизация и т.д.), следует подвергать временной магнитной "чистке" в течение 30–45 суток. Устанавливать образцы противоположно *in situ* на более длительное время практически не имеет смысла.

При терморазмагничивании интрузивных пород Южного Урала наблюдаются три типа кривых (рис. 3,4).

Для первого типа кривых терморазмагничивания характерно либо плавное убывание величины  $I_n$  с повышением температуры, либо  $I_n$  остается почти неизменной до определенной температуры, выше которой резко уменьшается до полного разрушения. Направление вектора  $I_n$  при этом остается неизменным. Кривые терморазмаг-

Таблица 1

Величины  $I_{gv}$  за разные временные интервалы

Интервал величины $I_n$ в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС	Количе- ство образцов	$I_{gv}$ за $13 \cdot 10^5$ сек, в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС			Б	В	Г
		max	min	А			
1-50	36	22	0,1	0,1-1,5	50	0-10	41
51-100	30	40	0	0-10	87	0-10	72
101-1000	120	230	0	0-10	61	0-10	81
>1000	45	240	0	10-50	44	0-5	94

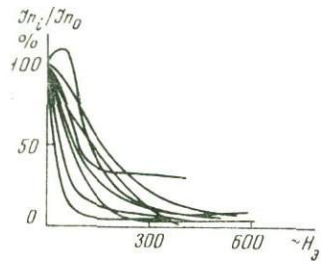
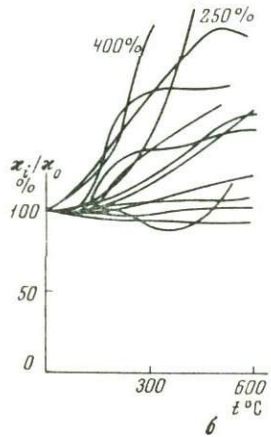
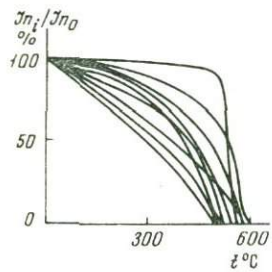
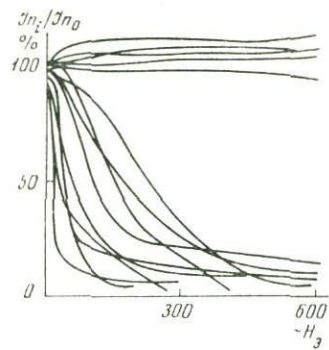
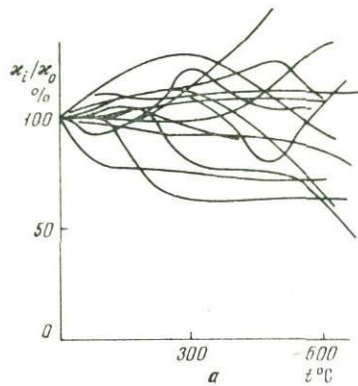
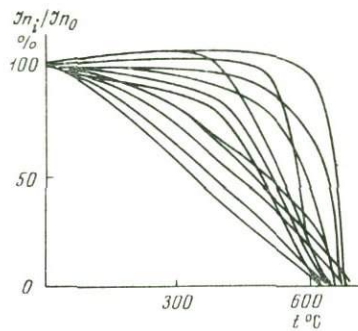
Таблица 1 (продолжение)

Интервал величины $I_n$ в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС	Коли- чество образцов	$I_{gv}$ за 39 сек, в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС			Б	В	Г
		max	min	А			
1-50	36	21	0,2	0,1-1	50	0-10	57
51-100	30	42	0,2	0-10	77	0-10	77
101-1000	120	950	0	0-100	78	0-10	77
>1000	45	810	1	0-100	60	0-5	80

Таблица 1 (окончание)

Интервал величины $I_n$ в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС	Коли- чество образцов	$I_{gv}$ за $43 \cdot 10^6$ сек, в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС			Б	В	Г
		max	min	А			
1-50	36	34	0,5	0,1-1	55	0-10	50
51-100	30	31	0,4	0-10	73	0-10	73
101-1000	120	480	0	0-100	83	0-10	65
>1000	45	2570	2	0-100	57	0-5	71

Примечание: А - наиболее вероятный интервал значений  $I_{gv}$ ; Б - процент образцов, попадающих в интервал А; В - наиболее вероятный интервал значений отношения  $I_{gv}/I_n$  (в %); Г - процент значений отношения  $I_{gv}/I_n$ , попадающих в интервал В.



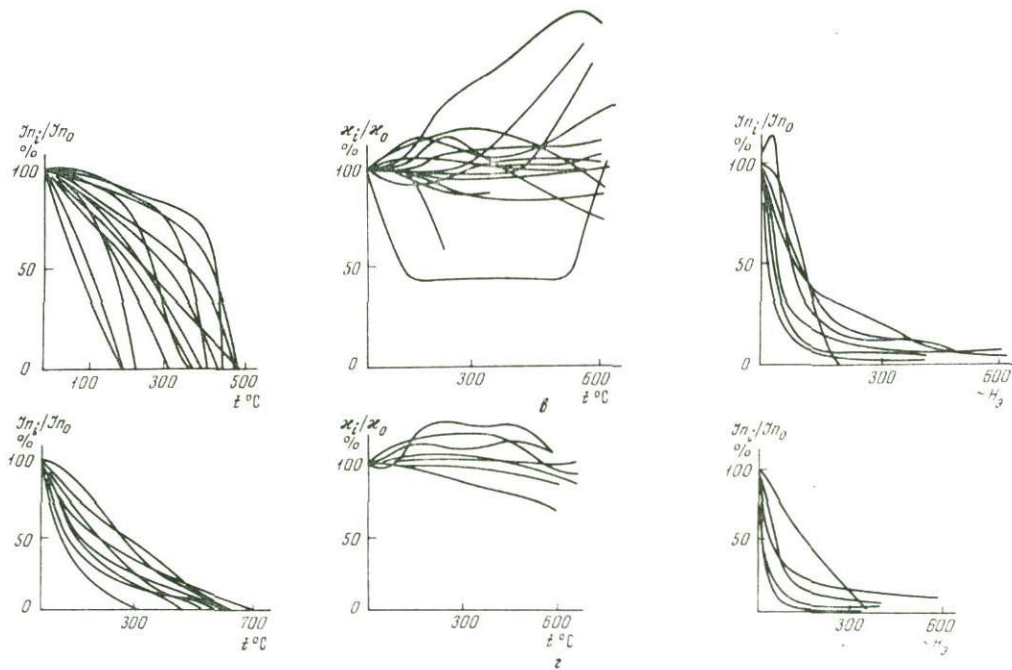


Рис. 3. Кривые терморазмагничивания  $J_n$  интрузивных пород первого типа  
 а - I подтип; б - II подтип; в - III подтип; г - IV подтип

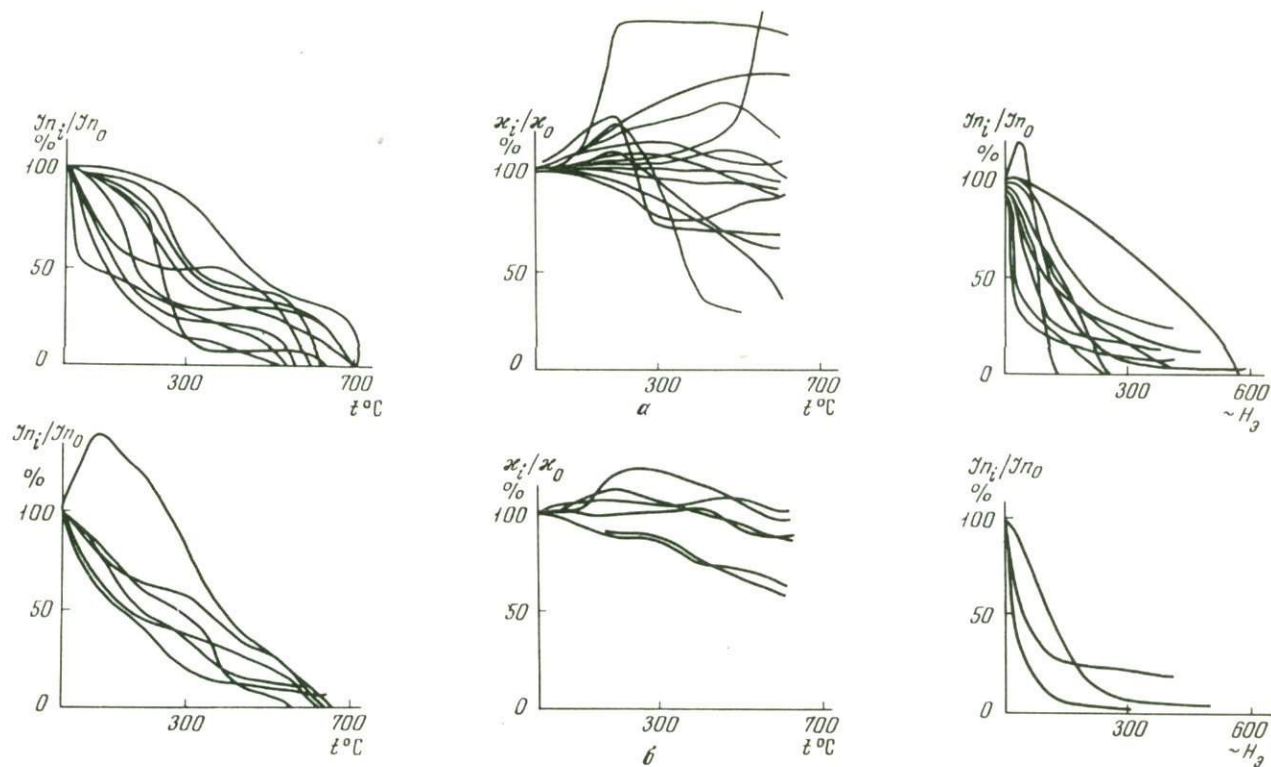


Рис. 4. Кривые терморазмагничивания In интрузивных пород  
 а - второго типа; б - третьего типа

ничивания данного типа свидетельствуют о том, что  $I_n$  пород — однокомпонентная, обязанная одному виду намагниченности. Такого типа кривые размагничивания наблюдаются для большинства исследованных пород (61% от общего числа образцов). Среди кривых терморазмагничивания первого типа выделяются четыре подтипа.

Первый подтип имеет выпуклую (от координатной оси) кривую терморазмагничивания,  $I_n$  полностью разрушается при нагревании пород до  $625 \div 685^\circ\text{C}$  (см. рис. 3а). Такого вида кривые терморазмагничивания характерны для термоостаточной и химической намагниченности (Петрова, 1961; Nagata, 1965). Температура полного исчезновения  $I_n$  свидетельствует о том, что намагниченность данного вида связана с гематитом, при этом очень мелкозернистым, который даже не диагностируется при исследованиях под микроскопом. Магнитная восприимчивость пород с этим типом кривой терморазмагничивания при нагревании в большинстве случаев практически не изменяется (отклонения не превышают  $\pm 10\%$ ), это указывает на отсутствие фазовых превращений в магнитных минералах. У отдельных образцов (1% от входящих в данную группу) при их нагревании  $\kappa_0$  уменьшается на 20–50%, т.е. имеет место переход магнитных минералов ( $\gamma$ -гематит) в слабо магнитные ( $\alpha$ -гематит). у некоторых образцов вначале (до  $300^\circ\text{C}$ ) увеличивается, затем с дальнейшим повышением температуры постепенно уменьшается. У части образцов (~1%) при нагревании  $\kappa_0$  постепенно увеличивается на 20–45%, т.е. происходит превращение части парамагнитных железосодержащих минералов в магнитные.

Устойчивость  $I_n$  горных пород данной группы к воздействию переменного магнитного поля ( $\sim H$ ) самая различная. Часть образцов (41%) совершенно не размагничивается при воздействии поля в 600 эрстед. У другой, большей группы, образцов стабильность  $I_n$  к  $\sim H$  имеет довольно большой спектр: некоторые образцы теряют 90%  $I_n$  уже в поле 25 эрстед, у других при воздействии  $\sim H$  в 400 эрстед еще остается 20  $\div$  35% величины  $I_n$ . В этой группе пород  $I_n$  полностью разрушается у части образцов при  $\sim H = 200 \div 400$  эрстед, но у некоторых  $I_n$  сохраняют 10  $\div$  20% своей величины после размагничивания  $\sim H$  в 600 эрстед. Кривые терморазмагничивания  $I_n$  первого подтипа наблюдаются у образцов, составляющих 30% от изученной коллекции интрузивных пород, или 48% пород с I типом кривой.

Таким образом, данный вид кривых терморазмагничивания характерен для горных пород,  $I_n$  которых — термоостаточная либо химическая, обусловленная гематитом различного генезиса (возникшим при кристаллизации породы из расплава, либо образованным при сравнительно низкой температуре в результате полного замещения магнетита или титаномагнетита или каким-то другим путем).

Кривые терморазмагничивания второго типа по виду аналогичны кривым терморазмагничивания первого подтипа, но  $I_n$  здесь полностью разрушается при более низких температурах —  $500 \div 580^\circ\text{C}$  (рис.3б). Такие кривые терморазмагничивания характерны для термоостаточ-

ной и химической намагниченностей магнетита (Петрова, 1961; Нагата, 1965). Детальные исследования О.М. Алыповой (1970) показали, что в базальтах вулканов Ключевской сопки с подобного вида кривой терморазмагничивания содержатся ферромагнетики, близкие по составу к чистому магнетиту (ульвошинели в нем менее 15 мол.%) с точкой Кюри  $525 \div 575^\circ\text{C}$ . Этот тип кривых терморазмагничивания характерен для магматических образований, охлаждавшихся очень медленно, а также для пород, испытывающих длительный вторичный разогрев, сопровождавшийся интенсивным окислением железотитанистых окисных и железосиликатных минералов. Первое характерно для магматических пород исследуемого региона. Не исключается и вторичный разогрев некоторых интрузивных пород Южного Урала. Минералогическими исследованиями этой группы пород установлен в них один магнетит, обычно хорошей сохранности. Следовательно, интрузивные породы Южного Урала с рассмотренным типом кривых терморазмагничивания содержат магнетит, образованный при температурах выше  $510 \div 586^\circ\text{C}$ .

Магнитная восприимчивость пород при нагревании обычно возрастает, что указывает на фазовые превращения минералов, протекающие, вероятно, по схеме О.А. Алыповой (1970), т.е. идет превращение железосодержащих немагнитных минералов в магнитные.

Кривые размагничивания переменным магнитным полем данной группы пород по виду аналогичны кривым размагничивания в  $\sim H$  второй группы образцов первого подтипа, но имеют более узкий спектр главным образом за счет уменьшения стабильности их  $I_p$ . Наиболее сильное размагничивание наблюдается в поле 100 эрстед, затем  $I_p$  разрушаются очень медленно. Часть образцов полностью размагничивается при  $\sim H = 300 \div 400$  эрстед, но у ряда пород после воздействия переменного поля в 600 эрстед еще сохраняется  $10 \div 15\% I_p$ .

Второй подтип кривых терморазмагничивания наблюдается у образцов, составляющих 10% от всех изученных пород, или 17% пород с I типом кривой.

Вид кривых терморазмагничивания третьего подтипа подобен кривым размагничивания двух предыдущих подтипов, но характеризуется заметно меньшей стабильностью  $I_p$  к нагреванию, которая полностью разрушается при  $t = 130 \div 480^\circ\text{C}$  (рис. 3в). Намагниченность данных пород в большинстве случаев обусловлена магнетитом с повышенным содержанием титана (вплоть до титаномагнетита), точка Кюри которого  $180 \div 480^\circ\text{C}$ . Но у части пород с данным подтипом кривой терморазмагничивания  $I_p$  обязана вторичному магнетиту, образованному при низкой температуре ( $180 \div 350^\circ\text{C}$ ), либо магнетиту. Минералогическими исследованиями установлено, что в породах с третьим подтипом кривых терморазмагничивания либо присутствует один первичный магнетит или титаномагнетит, либо явно вторичный магнетит, тяготеющий к участкам хлоритизации, эпидотизации и серицитизации пород, а также возникший в результате распада твердого раствора титаномагнетита.

Магнитная восприимчивость данной группы пород при их нагревании ведет себя по-разному. Имеются образцы, у которых отсутствуют фазовые превращения – отклонения  $\kappa$  в пределах ошибки определения. У части образцов  $\kappa$  сильно увеличивается после прогрева пород до 500–600°C. У некоторых образцов  $\kappa$  возрастает на 15 ÷ 20% при нагревании их до 100–200°C, при дальнейшем повышении температуры она уменьшается. Есть и такие образцы,  $\kappa$  которых либо непрерывно увеличивается с повышением температуры, либо уменьшается. Таким образом, анализ поведения  $\kappa$  при нагревании пород показывает наличие в последних довольно различных по устойчивости к температурным воздействиям минералов в основном ряда магнетит – ульвошпинель, реже других железосодержащих разностей.

Кривые размагничивания  $I_p$  в горных породах этой группы при воздействии переменного магнитного поля по виду аналогичны кривым размагничивания  $I_p$  в  $\sim H$  горных пород с вторым подтипом кривых терморазмагничивания, но имеют более узкий спектр за счет уменьшения стабильности  $I_p$  к  $\sim H$ . В целом устойчивость  $I_p$  к  $\sim H$  невысокая и уже при поле в 100 эрстед разрушается 60 – 95%  $I_p$ . При дальнейшем увеличении амплитуды переменного поля  $I_p$  уменьшается очень медленно и у некоторых образцов после воздействия  $\sim H$  в 600 эрстед еще остается 5 ÷ 8% величины  $I_p$ .

Таким образом, породы с третьим подтипом кривой терморазмагничивания обладают остаточной намагниченностью, обусловленной магнитными минералами серии магнетит – ульвошпинель, с преобладанием разностей с повышенным содержанием титана. Кроме этого, у части пород присутствует намагниченность, вызванная вторичным прогреванием пород до 200 ÷ 400°C при внедрении пород последующих фаз формирования интрузивных массивов, а также в результате воздействия гидротермальных растворов при метасоматозе и т.д.

Образцы с данным типом кривой терморазмагничивания составляют 10% от общего числа изученных горных пород, или 17% из пород с I типом кривых.

Кривые терморазмагничивания горных пород четвертого подтипа существенно отличаются от предыдущих. Они имеют вогнутую (относительно координатной системы) форму (рис. 3г). У большинства образцов  $I_p$  разрушается при 600 ÷ 700°C, реже в интервале температур 500 ÷ 600°C и 350 ÷ 480°C. Кривые терморазмагничивания пород,  $I_p$  которых разрушается в самом низком интервале температур (350 ÷ 480°C), аналогичны кривым терморазмагничивания первого подтипа О.М.Альповой (1970), характерных для базальтов, быстро охлаждающихся при низком содержании газа с сохранением первичной гомогенной фазы титаномагнетита, имеющего низкую точку Кюри. Минералогические исследования действительно подтверждают гомогенный титаномагнетит в исследованных породах с данными кривыми терморазмагничивания. Но в некоторых образцах под микроскопом наблюдается только вторичный магнетит. У остальной, большей части, пород с данным видом кривой термо-

размагничивания остаточная намагниченность, разрушающаяся при более высокой температуре, обязана магнетиту с низким содержанием титана и гематита. Учитывая температуру разрушения  $I_p$  этих пород, можно предположить, что намагниченность их термоостаточная либо химическая. Но стабильность величины  $I_p$  в них существенно ниже, чем в породах, обладающих этими же видами намагниченности с кривыми терморазмагничивания первого и второго подтипов. В таком случае, причина различия формы кривых терморазмагничивания четвертого и первых двух подтипов, вероятно, заключается в присутствии в породах зерен магнитных минералов разного размера, а также и в особенностях внутреннего строения магнитных минералов (дефекты решетки, примеси в них и т.д.), а следовательно, и в особенностях генезиса этих минералов. Возможно, и здесь сказалось различие в скорости охлаждения этих пород и их газовом режиме.

Магнитная восприимчивость 1/3 пород данной группы при нагревании не меняется. В остальных породах она либо постепенно уменьшается с повышением температуры, либо вначале увеличивается на 20 ÷ 30% при  $t = 100 - 200^\circ\text{C}$  и остается неизменной до  $400-500^\circ\text{C}$ , а при более высокой температуре уменьшается. В целом изменения  $k$  здесь заметно меньше, чем во всех остальных породах с первым, вторым и третьим подтипами кривых терморазмагничивания.

Кривые размагничивания  $I_p$  переменным магнитным полем для данной группы пород аналогичны кривым размагничивания  $I_p \sim H$  в породах с вторым и третьим подтипами кривых терморазмагничивания.

Четвертого вида кривые терморазмагничивания характерны для исследованных образцов интрузивных пород, составляющих 11% от их общего числа, или 18% из пород с I типом кривых.

Второй тип кривых терморазмагничивания характеризуется одной ступенью. Направление  $I_p$  при этом или существенно меняется, или остается неизменным (рис. 4а). Стабильность  $I_p$  бывает самой различной. Остаточная намагниченность полностью разрушается при  $t = 450 - 700^\circ\text{C}$ . Перегиб кривой указывает на две разные по стабильности  $k$  к нагреванию намагниченности. Изменение направления  $I_p$  при разрушении ее нестабильной составляющей свидетельствует о том, что  $I_p$  состоит из двух разновозрастных намагниченностей, обусловленных либо двумя магнитными минералами, образованными в разное время, либо одним магнитным минералом, но разных генераций, либо присутствием двух намагниченностей в минералах одного состава – первичной и метакронной. В тех случаях, когда направление  $I_p$  не меняется при разрушении ее нестабильной к нагреванию составляющей, мы имеем дело с двумя разновозрастными намагниченностями, обусловленными разными минералами (титаномагнетитом и магнетитом, магнетитом и гематитом и др.). Минералогическими исследованиями установлено, что в этих породах всегда присутствуют либо два магнитных минерала (титаномагнетит и магнетит, титаномагнетит и гематит, маггемит и магнетит, магнетит и гематит, маггемит и гематит), либо один, но разных генераций.

Поведение  $k$  в этих породах при их нагревании самое различное; то она не изменяется совсем, то уменьшается на  $10 \div 70\%$ , то увеличивается иногда в три раза. Такое разнообразие в поведении  $k$  горных пород свидетельствует о разной устойчивости их железо-содержащих минералов к нагреванию, а также о разном составе и генезисе этих минералов, так как одно и то же воздействие (нагрев) вызывает разный эффект (то происходит образование новых магнитных минералов, то окисление магнитных в слабо магнитные минералы и т.д.).

Устойчивость  $I_p$  данной группы пород к воздействию переменного поля довольно различная, а по форме кривые размагничивания подобны кривым размагничивания пород с вторым, третьим и четвертыми подтипами I типа кривых терморазмагничивания. Следовательно, и этот эксперимент подтверждает разнообразие природы остаточной намагниченности и состава магнитной фракции этих горных пород. Однако по форме кривых разрушения  $I_p$  в  $\sim H$  в большинстве случаев не устанавливается наличие двух составляющих  $I_p$ . Видимо, разные по стабильности к нагревам намагниченности составляющие  $I_p$  — одного вида (термоостаточные, химические и т.д.), поэтому они одинаковые по устойчивости к воздействию переменного магнитного поля, но обусловлены разными минералами.

Образцы с вторым типом кривой терморазмагничивания  $I_p$  составляют 35% от общего числа исследованных пород.

Третий тип кривых терморазмагничивания имеет две ступени, что указывает на три намагниченности разной стабильности к нагреванию (см. рис. 4б). Данный тип кривых терморазмагничивания встречается значительно реже, чем первые два. Образцы с третьим типом кривой терморазмагничивания составляет 4% от их общего числа. Если направления всех составляющих  $I_p$  близки между собой, то направление  $I_p$  не изменяется при разрушении ее составляющих при терморазмагничивании. Если же направления отдельных намагниченностей, слагающих  $I_p$ , разные и угол между ними больше  $30 \div 40^\circ$  и меньше  $170 \div 180^\circ$ , то при терморазмагничивании породы направление  $I_p$  будет меняться. В породах с данным типом кривой терморазмагничивания присутствуют либо три разных магнитных минерала (обычно титаномагнетит, магнетит и гематит или магнетит, маггемит и гематит), либо два, один из которых имеет две генерации. Одна, составляющая  $I_p$  разрушается при нагревании пород до  $100 \div 200^\circ\text{C}$ , другая — при  $300 \div 400^\circ\text{C}$  и третья — при  $550 \div 650^\circ\text{C}$ .

Магнитная восприимчивость у этой группы пород либо остается неизменной, либо уменьшается на 15 — 40%. Иногда она вначале увеличивается (при  $200^\circ\text{C}$ ), а затем уменьшается при более высоких температурах.

Кривые размагничивания  $I_p$  в  $\sim H$  по виду аналогичны такого же рода кривым в породах с четвертым подтипом первого типа кривых терморазмагничивания  $I_p$ . При воздействии переменного магнитного поля и в породах этого типа по кривой размагничивания  $I_p$  не вы-

деляются разные по устойчивости к нагревам намагниченности, составляющие  $I_n$ ; причина, видимо, та же, что и в случае пород с вторым типом кривых терморазмагничивания.

Анализ поведения  $I_n$  и  $\kappa$  при нагревании пород и воздействии на них переменного магнитного поля для горных пород с разным соотношением остаточной и индуктивной намагниченностей показал, что в породах, у которых  $I_n \gg I_i$  (на порядок и более), наблюдаются кривые терморазмагничивания первого и второго подтипов I и II типов. Температура полного разрушения  $I_n$  здесь  $500 \div 700^\circ\text{C}$ . Изменение  $\kappa$  при нагревании этих пород колеблется в пределах  $\pm 20\%$  от  $\kappa_0$ . У отдельных образцов  $\kappa_0$  уменьшается на 30%, а у некоторых пород она увеличивается на 50%. Кривые размагничивания  $I_n$  переменным магнитным полем у данных пород такие же, как в породах с первым подтипом первого типа кривых терморазмагничивания.

Породы с  $I_n > I_i$  (в 1,5–5 раз) имеют кривые терморазмагничивания  $I_n$  также I и II типов.  $I_n$  в этих породах полностью разрушается при  $t = 420 \div 700^\circ\text{C}$ . Поведение  $\kappa$  при этом самое разнообразное. Кривые размагничивания  $I_n$  переменным полем такие же, как в породах с  $I_n \gg I_i$ .

В породах с близкими значениями  $I_n$  и  $I_i$  ( $I_n \approx I_i$ ) встречаются кривые терморазмагничивания всех трех типов. Интервал температур, при которых полностью разрушается  $I_n$ , здесь такой же, как в породах с  $I_n > I_i$ . Поведение  $\kappa$  при нагревании таких пород довольно различное (то она не изменяется, то увеличивается, то уменьшается). Устойчивость  $I_n$  данных пород к  $\sim H$  так же разная.

Породы, у которых  $I_n < I_i$  (в 1,5–5 раз), при терморазмагничивании имеют кривые всех трех типов. Полное размагничивание наступает при температурах  $380 \div 650^\circ\text{C}$ . Изменение  $\kappa$  такое же, как в породах с  $I_n \approx I_i$ . Стабильность этих пород к  $\sim H$  различная.

В породах с  $I_n \ll I_i$  (на порядок и более) встречаются все виды кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности, которая полностью разрушается при температуре от  $180^\circ\text{C}$  до  $650^\circ\text{C}$ . Изменение  $\kappa$  у большинства пород невелики –  $\pm 15\%$ , и только у некоторых образцов  $\kappa$  существенно изменяется. Стабильность  $I_n$  к  $\sim H$  данных пород, в основном, невысокая.

Таким образом, для исследованных горных пород по соотношению величин  $I_n$  и  $I_i$  (фактор Q) невозможно наметить породы, в которых будут фазовые переходы при их нагревании, и породы, в которых они не ожидаются. По величине Q невозможно также выделить породы, стабильные к воздействию переменного магнитного поля. Можно только утверждать, что в породах с  $I_n \ll I_i$  или  $I_n < I_i$  не бывает остаточной намагниченности, которая совершенно не разрушается в полях до 600 эрстед. Тип кривых терморазмагничивания  $I_n$  не зависит от величины Q пород. Но в породах с  $I_n \gg I_i$  никогда не бывает  $I_n$  полностью разрушающейся при  $t < 500^\circ\text{C}$ , тогда как в породах  $I_n \ll I_i$  встречаются  $I_n$ , не устойчивые при нагревании до  $180^\circ\text{C}$ . Следовательно, величина Q указывает, что в породах с

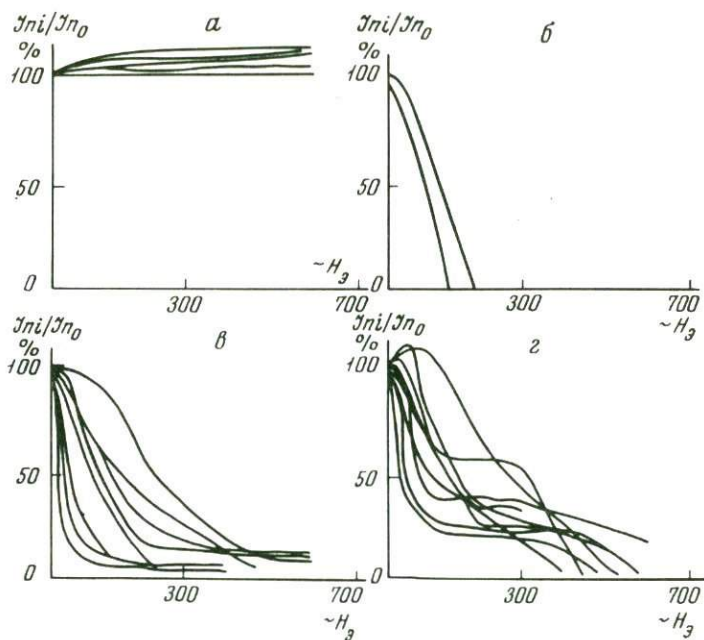


Рис. 5. Виды кривых размагничивания  $I_n$  интрузивных пород переменным магнитным полем

$I_n < I_i$  больше вероятности встретить нестабильную к нагреванию  $I_n$ , чем в породах с  $I_n > I_i$ , но только эту вероятность, не более.

Исследования стабильности  $I_n$  к нагреванию показали, что она совершенно не зависит от состава пород (гранит, диорит, габбро и т.д.), но зато существенно связана с особенностью образования интрузивных пород. Например, в диоритах Краснинского и гранитах Ахуново-Карагайского и Касельского массивов, в которых нет следов гибридности и вторичных изменений,  $I_n$  — высокой стабильности к нагреванию и кривые терморазмагничивания ее — первого подтипа I типа. В гранодиоритах Касельского и Краснинского массивов, которые, вероятно, возникли за счет гранитизации диорита, и в ортогвикованных гранитах с контакта Ахуново-Карагайского массива кривые терморазмагничивания  $I_n$  — второго типа, т.е.  $I_n$  двухкомпонентная. В гибридных породах этих массивов кривые терморазмагничивания  $I_n$  — II и III типов (рис. 15, 31).

При разрушении  $I_n$  переменным магнитным полем в интрузивных породах Южного Урала независимо от их состава (гранит, диорит и т.д.) встречаются четыре типа кривых размагничивания (рис. 5).

Кривые размагничивания  $I_n$  первого типа характерны для пород, обладающих термоостаточной, либо химической намагниченностью,

носителем которой является гематит. Эти породы отличаются высокой стабильностью  $I_p$  к нагреванию (рис. 5а).

Второй тип кривых размагничивания  $I_p$  характерен для пород,  $I_p$  которых однокомпонентная и обычно обусловлена вторичными магнитными минералами.  $I_p$  подобных пород неустойчива к нагреванию (рис. 5б).

Кривые размагничивания  $I_p$  третьего типа также свидетельствуют о том, что  $I_p$  пород одного вида, хотя, как отмечалось выше, может состоять из двух намагниченностей одного вида, обусловленных разными магнитными минералами (титаномагнетитом и магнетитом, либо разнозернистыми их фракциями). Обычно породы с этим видом кривой размагничивания  $I_p$  обладают высокой палеомагнитной стабильностью (направление  $I_p$  при размагничивании не меняется) и часто их  $I_p$  вполне устойчивы к нагреванию до  $500-650^{\circ}$  (рис. 5в).

Кривые размагничивания  $I_p$  четвертого типа свидетельствуют о том, что  $I_p$  пород содержит две намагниченности разного вида. Для пород с данным типом кривой размагничивания  $I_p$  переменным магнитным полем характерны кривые терморазмагничивания  $I_p$  II и III типов. Направление  $I_p$  при размагничивании в  $\sim H$  у части пород меняется, а у части остается неизменным — все зависит от взаимной ориентировки составляющих ее намагниченностей (рис. 5г).

Стабильность  $I_p$  к воздействию постоянного магнитного поля в интрузивных породах Южного Урала самая различная и зависит от вида намагниченности и минералов ее носителей.

В заключении данной главы следует отметить, что у большинства интрузивных пород Южного Урала естественная остаточная намагниченность обладает высокой стабильностью к разного рода воздействиям (нагревы, переменное поле, удары и одноосное давление). При этом  $I_p$  в большинстве случаев не меняет направления при разного рода размагничивании, что свидетельствует о ее палеомагнитной стабильности. В изученных интрузивных породах преобладает термоостаточная намагниченность. Встречается также химическая и парциальная. Динамическая и пьезоостаточная намагниченности не характерны для интрузивных пород Южного Урала, но в некоторых разностях с очень большим содержанием магнитных минералов они имеют место (Данукалов и др., 1974). Вязкая намагниченность также довольно редко наблюдается в интрузивных породах региона, и величина ее обычно не превышает 10%  $I_p$ . В большинстве пород  $I_p$  однокомпонентная, но имеются породы (составляющие примерно 35% от общего числа изученных пород),  $I_p$  которых состоит из двух намагниченностей как одного, так и разного возрастов.

## Глава IV

### МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И КОМПЛЕКСОВ

Общие сведения о магнитных свойствах интрузивных пород Южного Урала и их зависимость от геологических факторов подробно освещены автором в специальном сборнике, посвященном физическим свойствам горных пород региона (Данукалов и др., 1974; Родионов и др., 1974; Огаиринов и др., 1974). Поэтому эти вопросы здесь специально не разбираются, а основное внимание уделено палеомагнетизму, особенностям поведения  $I_p$  при всякого рода размагничиваниях и использованию величин  $k$  и  $I_p$  при характеристике конкретных интрузивных тел.

Несмотря на большую дифференциацию значений  $k$  и  $I_p$  (Данукалов и др., 1974) все же наблюдаются довольно отчетливые закономерности и различия этих параметров в породах структурных (тектонических) зон, интрузивных комплексов и отдельных массивов, к рассмотрению которых и переходим.

#### ТАРАТАШСКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные породы, развитые среди образований тараташской свиты, представлены гипербазитами, габброидами, гранитоидами и гибридными разностями. Возраст интрузий Тараташского комплекса всеми исследователями принимается как раннедокембрийский (архей-нижний протерозой). Абсолютный возраст пород, определенный по гранитам и гранодиоритам калий-аргоновым методом, равен 1550–2078 млн. лет (Гаррис, 1963; Гаррис, Денисенко, 1966; Гаррис и др., 1960).

Палеомагнитные исследования проводились на образцах пород, отобранных из габбро-диабазов, гранитов и гранодиоритов горы Большой и Малый Тура-Таш. Граниты и диориты представлены здесь крупными телами, а габбро-диабазы встречаются в виде сравнительно мелких тел. Магматические образования подвержены наложенным метаморфическим процессам регрессивного характера типа зеленых сланцев. Менее всех изменены габбро-диабазы.

Габбро-диабазы горы Тура-Таш иногда хлоритизированы, эпидотизированы, в разной степени амфиболитизированы и окварцованы. Из магнитных минералов в них встречаются магнетит, титаномангнетит, гематит, ильменит и пирит. Наиболее широко распространен мангнетит,

тит. Концентрация его колеблется от 0,3 до 20% площади шлифа<sup>1</sup>. Размер зерен обычно — 0,04 ÷ 0,4 мм, реже 0,2 ÷ 0,6 мм (преобладают крупные разности). Магнетит тяготеет к пироксену и амфиболу. Часто он ассоциирует с пиритом. Иногда зерна магнетита корродированы и окислены по краям. Содержание титаномагнетита — 0,3 ÷ 12%. Размер его зерен — от 0,08 до 2 мм. Они распределены равномерно. Гематит встречается в виде зерен самой разнообразной формы, величиной от 0,04 до 0,3 мм. Он равномерно распределен в породе. Содержание его колеблется от 0,6 до 8%. Пирита сравнительно немного (от единичных зерен до 2%). Содержание ильменита не превышает 1%. Форма его зерен неправильная.

Граниты Тараташского массива слегка сосюртитизированы, пелитизированы и эпидотизированы. К наиболее свежим относятся серые граниты. Розовые граниты изменены значительно сильнее. Граниты бедны магнитными минералами, концентрация которых не превышает 1%. В основном это магнетит, размер зерен которого — 0,04 ÷ 0,4 мм (преобладают мелкие разности). Магнетит ассоциирует с роговой обманкой и биотитом.

В гранодиоритах характер метаморфизма такой же, как в гранитах. Некоторые исследователи считают гранодиориты "гибридными" образованиями (Гаррис, 1963; Гаррис и др., 1960; Смирнов, 1963). Из магнитных минералов развит магнетит, содержание которого иногда достигает 3 ÷ 5%. Зерна неправильной формы, размер — 0,08 ÷ 0,9 мм, преобладают крупные разности. Магнетит тяготеет к роговой обманке и биотиту. В гранодиоритах встречаются также в небольшом количестве титаномагнетит, гематит, ильменит и пирит.

Габбро-диабазы обладают высокими  $k$  и особенно  $ln$ , которая изменяется от  $400 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $70\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Магнитная восприимчивость этих пород горы Малый Тура-Таш в основном —  $1500 \div 2000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а в образованиях горы Большой Тура-Таш —  $1500 \div 8500 \cdot 10^{-6}$  СГС. Поведение  $k$  и  $ln$  одинаково, т.е. между ними имеется прямая корреляционная зависимость<sup>2</sup>. В большинстве случаев  $ln > k$ . Во всех изученных телах габбро-диабазов наблюдается понижение  $ln$  от центра к периферии интрузии. Особенно резко  $ln$  уменьшается на контакте с гранитами. (В гранитах  $ln$

<sup>1</sup> Во всех случаях, где нет специальных оговорок, концентрация и распределение магнитных минералов определялись относительно площади шлифа.

<sup>2</sup> Следует отметить, что коэффициент корреляции ( $r$ ) между  $k$  и  $ln$ , вычисленный для пород одного состава (граниты, диориты и т.д.) в целом для массива, дайки или другого интрузивного тела, может не соответствовать действительной связи между этими параметрами, так как нередко зависимость между ними бывает разная в центре и на периферии тела; имеет значение также метаморфизм пород и другие явления.

на контакте с габбро либо остается такой же, как и вдали от контакта, либо несколько увеличивается). Магнитная восприимчивость на контакте с гранитами не изменяется. Это свидетельствует о том, что состав магнитных минералов и их концентрация здесь такие же, как в центральной части габброидного тела. Понижение  $I_n$ , вероятно, обусловлено каким-то низкотемпературным процессом, частично разрушившим первичную  $I_n$ . Возможно, это связано с динамическими нагрузками (стресс) на контакте, так как в данных породах при давлении в  $1000 \text{ кг/см}^2$  образуется большой величины пьезостаточная намагниченность, сравнимая с  $I_n$  (Данукалов и др., 1973). Естественная остаточная намагниченность габбро-диабазов неустойчива к воздействию переменного магнитного поля, но зато она отличается высокой стабильностью к нагреванию. Все это дает основание предполагать, что в этих породах развиты "магнитомягкие" минералы, обладающие термоостаточной намагниченностью.

В гранитах  $k$  и  $I_n$  в среднем невысокие, но отличаются большой изменчивостью. На горе Малый Тура-Таш  $k$  изменяется от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а на горе Большой Тура-Таш она колеблется в пределах  $80 \div 600 \cdot 10^{-6}$  СГС. Аномально высокая  $k$  обычно наблюдается вблизи габбро-диабазов. В основном же значения  $k$  равны десяткам и первым сотням единиц  $10^{-6}$  СГС. Такого же порядка и средние величины  $I_n$ ; при этом  $k \gg I_n$ . Этот факт указывает на то, что магнитные минералы (а возможно, и сами граниты) образовались при сравнительно низких температурах (Данукалов, 1965; Данукалов и др., 1968). Между  $k$  и  $I_n$  на горе Большой Тура-Таш имеется обратная корреляционная связь ( $r = -0,258$ ), а на горе Малый Тура-Таш эта связь — прямая.

Гибридные породы (гранодиориты) по величинам  $k$  и  $I_n$  занимают промежуточное положение между габбро-диабазами и гранитами:  $k$  изменяется от 60 до  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $I_n$  от  $15 \cdot 10^{-6}$  до  $8000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $I_n$  наблюдается прямая корреляционная связь, а величины их близки между собой.

Кривые терморазмагничивания в габбро-диабазе относятся ко второму подтипу I типа. Сравнение их с кривыми термонамагничивания этих пород показывает, что здесь  $I_n$  термоостаточная. Это подтверждается тем, что разрушается  $I_n$  при нагревании пород до  $550 \div 600^\circ\text{C}$ , что соответствует точке Кюри магнетита с очень низким содержанием титана (рис. 6а).

В гибридных породах кривые терморазмагничивания относятся к четвертому подтипу I типа. Их  $I_n$  полностью разрушается при  $t = 600 \div 650^\circ\text{C}$ , т.е. она, вероятно, связана с гематитом, к тому же очень мелким, так как он не наблюдается при обычных исследованиях шлифов под микроскопом. В гранодиоритах  $I_{nt}$  меньше и часто намного меньше  $I_n$ , т.е. вполне возможно, что намагниченность здесь скорее всего химическая, образованная также при сравнительно высокой температуре (рис. 6б).

Стабильность  $I_n$  габбро-диабазов и гранодиоритов к воздействию переменного магнитного поля также разная (рис. 6в). Габбро при-

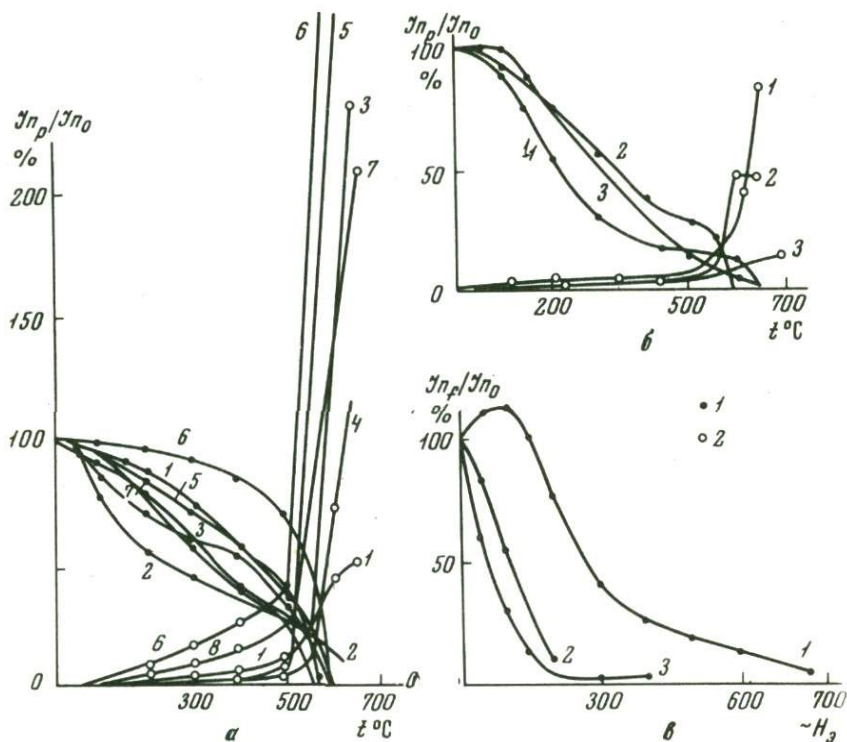


Рис. 6. Кривые поведения  $I_p$  при воздействии температур (а,б) и размагничивания (в) переменным магнитным полем горных пород горы Тура-Таш

а - габбро-диабазы; 1 - терморазмагничивание; 2 - термонамагничивание; б - гибридные гранодиориты; в - 1 - гибридный гранодиорит; 2 - габбро-диабаз, 3 - габбро-диабаз

$\sim H = 200$  эрстед почти полностью размагничиваются ( $I_p$  уменьшается на  $85 \div 97\%$ ). В гранодиоритах  $I_p$  полностью не разрушается и при  $\sim H = 700$  эрстед. При  $\sim H = 150$  эрстед в гранодиоритах разрушается нестабильная намагниченность (по-видимому, связанная с магнетитом). Стабильная составляющая  $I_p$ , вероятно, обусловлена гематитом.

Вязкая намагниченность не имеет существенного значения в исследованных породах Тараташского комплекса, так как за 15-суток изменений в величине и направлении  $I_p$  практически нет (отклонения их в пределах ошибки эксперимента).

Направление  $I_n$  исследованных горных пород довольно разное. В одних телах габбро-диабазов  $I_n$  прямой полярности северо-восточных румбов, другие тела этих пород обладают  $I_n$  обратной полярности, ориентированной на юго-запад, вычисленный по ним палеомагнитный полюс соответствует его положению в  $rCm_2-Cm_1$ .

В гранитах наблюдаются три группы направлений  $I_n$ : в двух она с отрицательным наклоном восток-северо-восточных и западных румбов, а в одной - с положительным наклоном ориентирована на северо-восток; вычисленный по ним полюс соответствует его положению в  $rCm_2-Cm_1$ ,  $O-S$ ,  $D_2$  соответственно. В гранодиоритах  $I_n$  встречается всех отмеченных направлений.

Таким образом, в горных породах горы Большой и Малый Тура-Таш имеются четыре намагниченности разного возраста (рис. 7). Одна, наиболее древняя  $I_n$  обратной полярности, образована в  $rCm_2$ , другая  $I_n$  прямой полярности возникла в  $rCm_2-Cm_1$ . Возраст третьей  $I_n$  обратной полярности определяется как  $O-S$ . Последняя  $I_n$  положительной полярности возникла либо в среднем девоне (если брать за основу палеомагнитные данные по Уралу и Северному Казахстану), либо в поздней перми (если брать осредненное положение палеомагнитного полюса, установленное по  $I_n$  горных пород Русской платформы; Храмов, Шолпо, 1967). Нам кажется, что первое предположение ближе к истине.

В одних телах габбро-диабазов  $I_n$  обратной полярности возникла в  $rCm_2$ , в других - в  $rCm_2-Cm_1$  ( $I_n$  прямой полярности). В гранитах наиболее древняя намагниченность прямой полярности образовалась в  $rCm_2-Cm_1$ , другая  $I_n$  обратной полярности возникла в  $O-S$ , и третья - в среднем девоне. В гранодиоритах имеются намагниченности всех этих возрастов.

Таким образом, в габбро-диабазе, вероятно, обе намагниченности - первичные, и их возраст соответствует времени образования интрузий Тараташского комплекса (Овчинников, 1963; Гаррис, 1963; Гаррис, Денисенко, 1966). Намагниченность гранитов раннекембрийского - докембрийского возраста, видимо, также первичная, соответствующая времени формирования гранитов. Намагниченность пород времени  $O-S$  и особенно  $D_2$  скорее всего возникла при их метаморфизме, наиболее интенсивная фаза которого проявилась в девоне (Гаррис, 1963).

На основании полученного материала можно предположить следующую схему образования горных пород и их  $I_n$  в данном районе. В  $rCm_2$  произошло внедрение базальтоидной магмы, в результате этого сформировались интрузии габбро-диабазов. Позже, в  $rCm_2-Cm_1$  произошло повторное внедрение той же магмы по новым трещинам и в завершении данного цикла магматизма либо внедрились ее кислые дифференциаты, либо поступали их флюиды. В результате этого образовались граниты и гибридные породы. Данный процесс происходил при сравнительно невысокой температуре - порядка  $400^{\circ}C$ . В гибридных породах в виде островков (ксенолиты) сохранилась  $I_n$

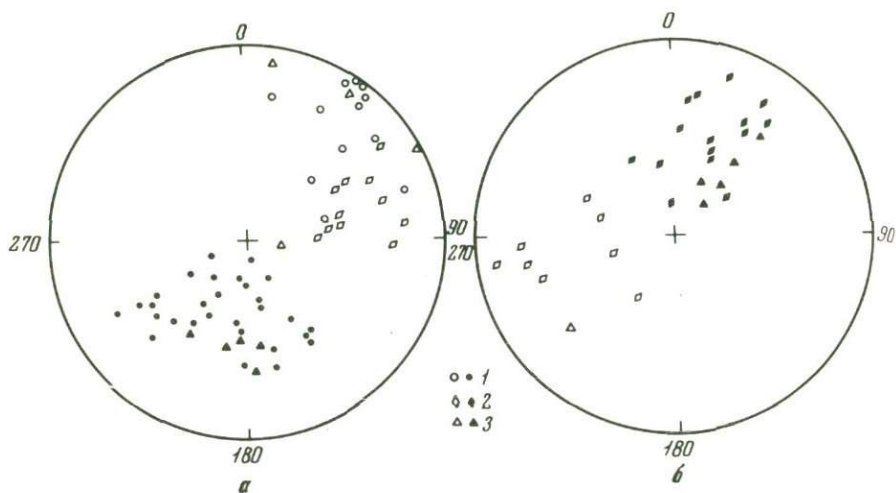


Рис. 7. Распределение  $I_p$  в породах гор Большой и Малый Тура-Таш

а — докембрийские намагниченности; б — палеозойские намагниченности. Проекция  $I_p$ : 1 — габбро-диабазов, 2 — гранитов, 3 — гибридных гранодиоритов

первичных габбро, местами они приобрели  $I_p$ , в основном химическую, времени гранитизации пород. Затем весь этот комплекс пород во время ордовика-силура и среднего девона подвергался метаморфизму. При этом часть магнитных минералов гранитов и гранодиоритов приобрела новые, достаточно стабильные метакристаллические намагниченности. Габбро-диабазы, по-видимому, были затронуты метаморфизмом в значительно меньшей мере. Во всяком случае они сохранили свою первичную намагниченность и не приобрели существенной величины новую намагниченность.

### Гипербазиты

Породы этого типа изучались в массивах Крака и Нуралинском.

#### Массивы Крака

Тела гипербазитов расположены в северной части Залаирского синклинали. В 1964–1969 гг. А.В. Ключихин совместно со своими сотрудниками выделил четыре массива: Северный, Средний, Узьянский и Южный. Однако все исследователи считают, что это части единой интрузии, так как между ними нет существенных различий в петрографическом составе, строении и генезисе. Происхож-

дение гипербазитов массива Крака объясняют по-разному. Одни исследователи считают их интрузиями перидотитовой магмы (Ожиганов, 1941; Соколов, 1941, 1948). Другие значительную роль отводят метасоматозу при формировании данных пород, во всяком случае не считают их "обычной интрузией" (Москалева, 1958, 1960). Третьи относят их к протрузиям, связанным с глубинными разломами земной коры и выжатым или надвинутым по ним уже в затвердевшем "холодном" состоянии (Штрейс, 1968; Камалетдинов, 1970; Казанцева, 1970).

Дискуссионным остается и вопрос времени формирования массивов Крака. Часть геологов считает эти массивы карбонового и даже пермского возраста (Соколов, 1941, 1948), другие относят образование их к  $O_3-S$  (Ожиганов, 1941), а третьи предполагают, что они сформировались в докембрии (Москалева, 1959, 1963; Камалетдинов, 1970; Казанцева, 1970).

Все массивы Крака сложены породами дунит-гарцбургитового ряда, преобладают гарцбургиты. Дуниты встречаются в виде жиллоподобных тел и связаны постепенным переходом с вмещающими их гарцбургитами. Незначительное распространение имеют перцолиты, слагающие очень мелкие тела. Еще реже встречаются пироксениты и плагиоклазовые гарцбургиты. Иногда ультраосновные породы прорываются дайками габброидов. Главная особенность массивов - полосчатость, обусловленная чередованием прослоев слагающих их пород, с которой совпадает гнейсовидность и трахитоидность. Породы в разной степени серпентинизированы: от почти неизмененных в центре (имеющих лишь тонкую серпентинитовую сетку), до полностью превращенных в серпентиниты на периферии массивов. При этом на западе массивов полоса сильно серпентинизированных пород заметно шире, чем на востоке. В краевых частях массивов прослеживаются тектонические нарушения пород в виде зон дробления, расщепления и образования структур будинажа. Местами наблюдается незначительная хлоритизация и эпидотизация пород.

Из магнитных минералов в гипербазитах наибольшее распространение имеет магнетит. Довольно часто встречаются минералы группы хромшпинелидов, несколько реже пирит и очень редко титаномагнетит и гематит; последний только как продукт окисления магнетита. Иногда в породах наблюдаются значительные скопления гидроокислов железа. Обычно их немного, и они развиты либо по краям и в трещинах крупных зерен магнетита и пирита, либо замещают целиком мелкие зерна этих минералов. Они представлены гидрогетитом и лимонитом.

Магнетит в большинстве случаев встречается в виде микрозернистых разностей и рудной пыли, рассеянных в породе и сконцентрированных в микротрещинах и отдельных жилах, заполненных серпентином. Крупные зерна бывают самой разнообразной формы, часто по краям окисленные до гидрогетита. Размер зерен - от 0,1 до 1,1 мм. Содержание магнетита колеблется от единичных зерен до 3-6 и даже 20%.

Хромиты равномерно распространены в породах в количестве 0,1–3%. Размер зерен меняется от 0,01 до 3 мм, преобладающее значение среди них имеют размеры в 0,5 мм.

Пирит встречается в виде зерен кубической формы, часто по краям замещен лимонитом. Размеры зерен пирита разные – от 0,04 до 1 мм, преобладают мелкозернистые разности. Пирит равномерно рассеян в породе. Его концентрация иногда достигает 1,5% объема породы. Обычно пирит ассоциирует с магнетитом.

Титаномагнетит, как правило, распадается на магнетит и рутил, замещенный ильменитом. Зерна неправильной, вытянутой, очень редко кубической формы, с неровными краями, размером в 0,04–0,08 мм. Концентрация титаномагнетита иногда достигает 1% площади шлифа.

Следует отметить, что, хотя микрозернистые разности магнетита часто и приурочены к зонам скопления серпентина (по трещинам, жилкам и т.д.), тем не менее не наблюдается прямой зависимости количества магнетита (да и общего содержания магнитных минералов) от интенсивности серпентинизации пород. Нередко, даже наоборот, концентрация магнетита уменьшается с повышением содержания серпентина, тогда как обычно при серпентинизации ультраосновных пород наблюдается увеличение концентрации магнетита. Видимо, здесь железо, освобождавшееся из оливина при этом процессе, выносилось из данных пород, либо мы имеем оливины с различным содержанием железа. Последнее предположение, пожалуй, ближе к истине.

По содержанию магнетита породы массивов Крака располагаются в следующем порядке: оливиниты – 0,2–6 до 20%; габброиды – от единичных зерен до 5%; серпентиниты – до 4%; верлиты – до 2,5%; гарцбургиты – до 1,5%; лерцолиты – до 1,5%; дуниты – от 0,01 до 0,5% площади шлифа.

Наибольшее количество магнитных минералов присутствует в породах Среднего массива, где концентрация их колеблется от 0,2–0,5 до 3–6 и даже до 20%. В гипербазитах Узьянского массива содержание магнитных минералов несколько ниже (0,5–5%). Заметно меньше этих минералов в образованиях Северного массива (единичные зерна – 1,5%). Меньше всего магнитных минералов в исследованных породах Южного массива.

Величины  $k$  и  $ln$  пород Южного массива убывают от центра к его северной периферии. (Изучалась только его северная часть). Значения  $ln$  колеблются от  $25 \cdot 10^{-6}$  до  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС.  $k$  изменяется от  $80 \cdot 10^{-6}$  до  $3900 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $ln$  наблюдается прямая корреляционная связь ( $r = 0,216$ ). Значения  $ln$  и  $k$  близки между собой, причем то  $ln > li$ , то  $li > ln$ . Уменьшение  $k$  к периферии массива нельзя объяснить повышением серпентинизации пород; обычно при серпентинизации ультраосновных пород наблюдается повышение количества магнитных минералов и увеличение  $k$  (Дортман и др. 1964; Данукалов, 1966; Данукалов и др., 1968). Вероятно, на периферии массива были развиты обедненные

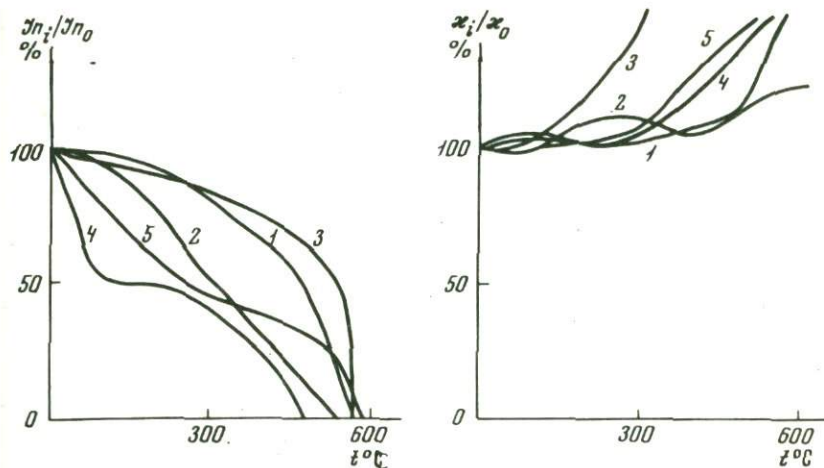


Рис. 8. Поведение  $I_p$  и  $k$  при терморазмагничивании горных пород Южного массива Крака

железом ультраосновные породы, либо выделившиеся из оливина железо при серпентинизации выносилось из этих пород.

Кривые терморазмагничивания  $I_p$  у одних пород второго подтипа I типа, а у других — II типа. Направление остаточной намагниченности при нагревании пород не меняется и в случае двухкомпонентной  $I_p$ . Это свидетельствует о том, что намагниченности, составляющие  $I_p$ , имеют близкие направления, вероятно, одновозрастные, но обязаны разным магнитным минералам.  $k$  при нагревании пород всегда увеличивается, иногда в 2–3 раза, что указывает на значительные фазовые превращения минералов (рис. 8).  $I_p$  при временной чистке не меняет величины и направления. Вязкой намагниченности в породах массива (после их терморазмагничивания) не наблюдается.  $I_p$  в основном положительной полярности с большими углами наклона (рис. 9а) и соответствует направлению намагниченности верхнечетвертичного времени.

Горные породы Среднего массива отличаются исключительным разнообразием магнитных свойств. На западе массива наблюдается наибольшая дифференциация  $k$  и  $I_p$  пород. Индуктивная и остаточная намагниченности в целом убывают с запада на восток. На западе  $I_p$  и  $I_i$  — порядка  $200 \cdot 10^{-6}$  СГС с минимальным значением в  $0,1 \cdot 10^{-6}$  СГС и максимальным  $10000 \cdot 10^{-6}$  СГС. На востоке массива эти параметры порядка  $30 \cdot 10^{-6}$  СГС с минимальным значением  $10 \cdot 10^{-6}$  СГС и максимальным в  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС, т.е. здесь развиты сравнительно однородные по магнитным свойствам породы. Величины  $I_p$  и  $I_i$  близкие между собой, но обычно  $I_i$  несколько больше  $I_p$ . Поведение их по массиву одинаковое (они имеют пря-

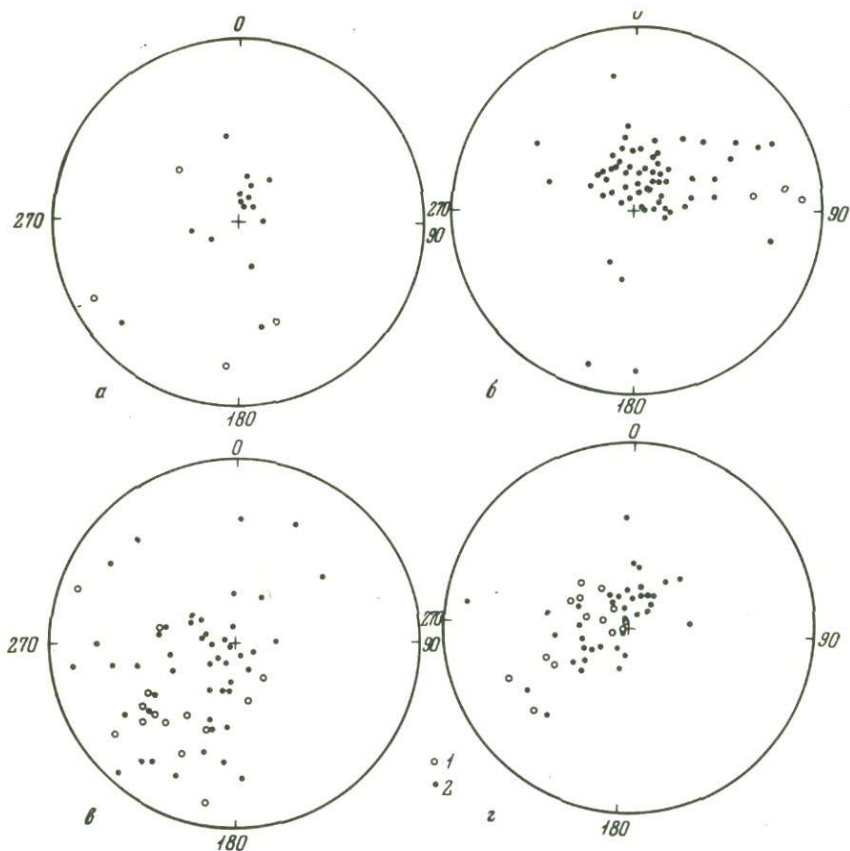


Рис. 9. Распределение  $I_p$  в горных породах массивов Крака

Массивы Крака: а - Южный, б - Средний, в - Узьянский, г - Северный. Проекция  $I_p$ : 1 - на верхнюю полусферу; 2 - на нижнюю полусферу.

мую корреляционную связь). Следовательно, изменения их обязаны разной концентрации магнитных минералов, образованных в одинаковых условиях.

Большие изменения и согласное поведение  $I_p$  и  $I_i$  на западе Среднего массива связано с дифференциацией пород по составу, к тому же породы здесь несут следы значительных механических нагрузок. Влияние серпентинизации на эти параметры здесь не обнаруживается. В центральной и восточной частях массива увеличение  $I_p$  и  $I_i$ , возможно, в какой-то мере обусловлено серпентинизацией, но магнитность пород здесь низкая, порядка  $20 \cdot 10^{-6}$  СГС, что харак-

терно для несерпентинизированных ультраосновных пород (Дортман, 1964).

Кривые терморазмагничивания  $I_p$  гарцбургитов второго подтипа I типа. Их  $I_p$  полностью разрушается при  $t = 550 \div 575^\circ\text{C}$ . Следовательно,  $I_p$  гарцбургитов Среднего массива однокомпонентная термоостаточная, обусловленная магнетитом с незначительной примесью титана.  $k$  при нагревании пород возрастает иногда очень сильно, т.е. в породах происходят существенные фазовые превращения минералов, с образованием магнитных разностей. Кривые размагничивания  $I_p \sim H - III$  типа. Стабильность гарцбургитов  $k \sim H$  различная;  $I_p$  полностью разрушается при  $H = 250 \div 700$  эрстед (рис. 10а).

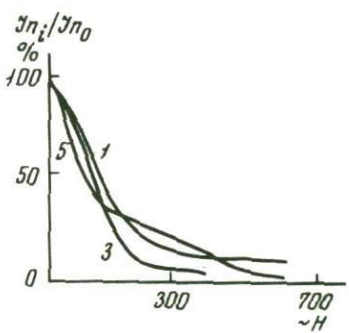
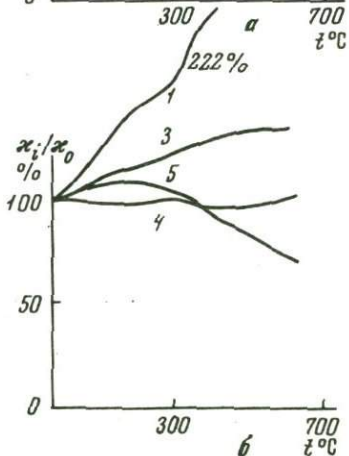
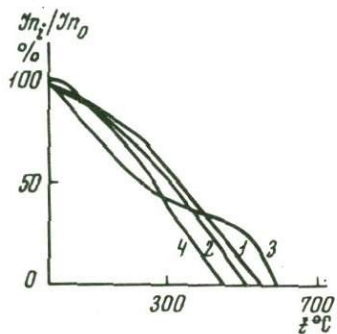
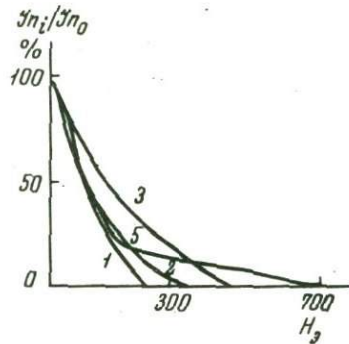
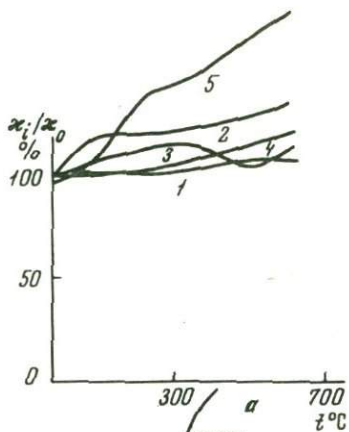
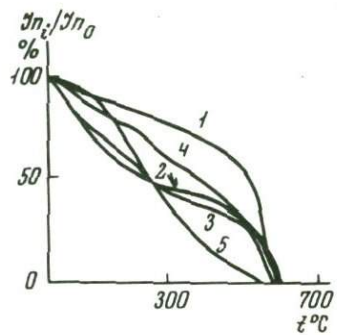
$I_p$  дунитов и оливинитов в основном однокомпонентная, реже двухкомпонентная, термоостаточная. Она разрушается при  $t = 450 \div 575^\circ\text{C}$ , т.е. обусловлена магнетитом с различным содержанием титана.  $k$  при нагревании пород ведет себя по-разному: в дунитах  $k$  существенно возрастает, а в оливинитах уменьшается при нагревании пород. Это свидетельствует, с одной стороны, о значительных фазовых превращениях магнитных минералов пород, с другой, о том, что магнитные минералы в дунитах и оливинитах разные. Последнее подтверждает и минералогические исследования пород. При изучении пород под микроскопом в оливинитах наблюдается разномелкозернистый магнетит, а в дунитах магнитных минералов не обнаружено (вероятно, они есть, так как  $k$  пород достаточно большая —  $150 \div 300 \cdot 10^{-6}$  СГС, но очень мелкие), зато всегда в них присутствует хромит. Стабильность  $I_p$  дунитов и оливинитов  $k \sim H$  такая же, как и в гарцбургитах (рис. 10б).

Кривые терморазмагничивания лерцолитов свидетельствуют о том, что их  $I_p$  однокомпонентная термоостаточная, обусловленная магнетитом и титаномагнетитом, так как она разрушается при нагревании пород до  $490 \div 575^\circ\text{C}$  и  $300^\circ\text{C}$ . Фазовых изменений магнитных минералов нет, так как при нагревании лерцолитов колебания величины  $k$  находятся в пределах ошибки ее определения. Стабильность  $I_p$   $k \sim H$  и вид кривой размагничивания этих пород аналогичны гарцбургитам, дунитам и оливинитам (рис. 10б).

В серпентинитах  $I_p$  однокомпонентная невысокой стабильности к нагреванию и воздействию переменного магнитного поля (разрушается  $I_p$  при нагревании пород до  $250 - 420^\circ\text{C}$ ). Фазовых превращений при этом нет —  $k$  совершенно не изменяется.

Кривые терморазмагничивания  $I_p$  третьего подтипа I типа. Из магнитных минералов в этих породах присутствует один магнетит (рис. 10г).

Естественная остаточная намагниченность гипербазитов Среднего массива положительной полярности. Проекция векторов  $I_p$  концентрируются в центре стереограммы, кучность их очень хорошая. Разброс направлений  $I_p$  возрастает в породах западной части массива там, где наблюдается большая дифференциация значений  $k$  и  $I_p$  (точка  $k$  восточнее от основной группы векторов и отбросы в других



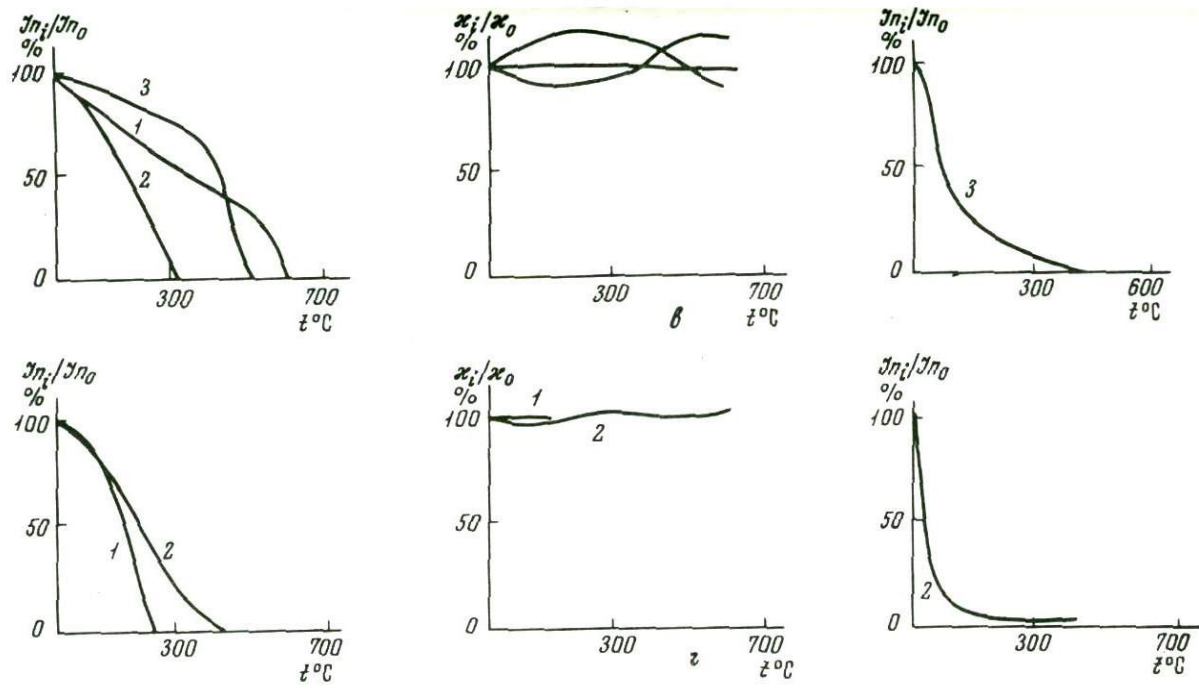


Рис. 10. Поведение  $Jn$  и  $k$  при терморазмагничивании и размагничивании переменным магнитным полем гипербазитов Среднего массива Крака

а - гарибургиты; б - дуниты и оливиниты; в - лерцолиты; г - серпентиниты

направлениях). В целом направление  $I_n$  пород массива соответствует намагниченности современного магнитного поля (см. рис. 96).

В Узьянском массиве наибольшая дифференциация значений пород характерна для восточной части тела. Колебания величин заметно уменьшаются к центру массива. Величина  $I_n$  пород изменяется от  $0,1 \cdot 10^{-6}$  до  $1400 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k$  - от  $22 \cdot 10^{-6}$  до  $4000 \cdot 10^{-6}$  СГС. В центральной части массива  $I_n$  пород изменяется от  $100 \cdot 10^{-6}$  до  $2500 \cdot 10^{-6}$  СГС при среднем ее значении  $500 \cdot 10^{-6}$  СГС, которое далее к западу уменьшается до  $300 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k$  пород в этой части интрузива изменяется от  $200 \cdot 10^{-6}$  до  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС при  $k$  средней, равной  $1500 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k$  всегда больше  $I_n$  и между ними имеется прямая корреляционная связь. Это указывает на то, что изменения данных параметров связаны с различием состава и концентрации магнитных минералов, образованных в одинаковых условиях.

Устойчивость  $I_n$  гарцбургитов Узьянского массива к нагреванию несколько меньше, чем в гарцбургитах Среднего массива. Кривые терморазмагничивания здесь второго, третьего и четвертого подтипа I типа,  $I_n$  полностью разрушается при нагревании пород до  $380 - 620^\circ\text{C}$ .  $I_n$  пород обязана гематиту и магнетиту с разным количеством примеси титана; она термоостаточная однокомпонентная. Стабильность  $I_n$  к  $\sim H$  здесь значительно меньше, чем в гарцбургитах Среднего массива. Поведение  $k$  при нагревании пород, аналогичное тому, какое наблюдается в гарцбургитах Среднего массива, только здесь появляются образцы, у которых  $k$  уменьшается с повышением температуры (рис. 116).

По стабильности  $I_n$  к нагреванию и по форме кривых терморазмагничивания лерцолиты Узьянского массива сильно отличаются от лерцолитов Среднего массива.  $I_n$  здесь полностью разрушается при нагревании пород до  $620 \div 660^\circ\text{C}$ ; она двухкомпонентная. Ее нестабильная намагниченность разрушается при  $300^\circ\text{C}$  и обязана магнетиту, развитому среди трещин, заполненных серпентинитом, т.е. вероятно, магнетит образован при серпентинизации пород. Другая намагниченность обусловлена гематитом, который, очевидно, очень мелкий, так как при минералогических исследованиях (под микроскопом) не наблюдается,  $k$  при нагревании пород либо не изменяется, либо уменьшается, но не сильно. Стабильность  $I_n$  к  $\sim H$  различная: у одних образцов она разрушается при  $\sim H = 250$  эрстед, а у других после приложения поля в 400 эрстед еще остается 30% величины  $I_n$  (рис. 11а).

Устойчивость  $I_n$  дунитов и верлитов массива при терморазмагничивании несколько больше, чем в дунитах Среднего массива.  $I_n$  здесь однокомпонентная термоостаточная, обусловленная "чистым" магнетитом и гематитом. Кривые терморазмагничивания  $I_n$  вто-

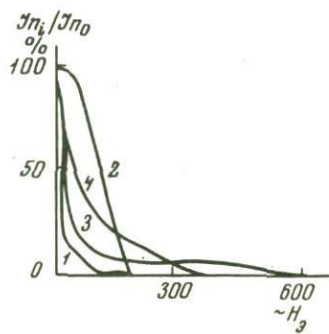
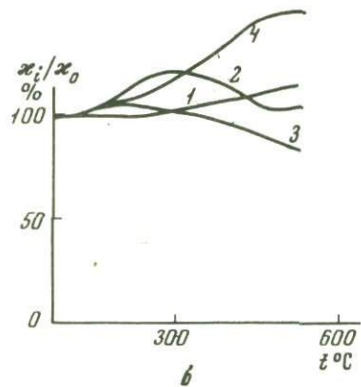
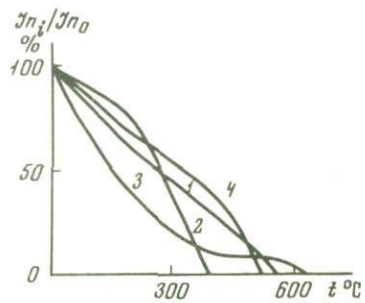
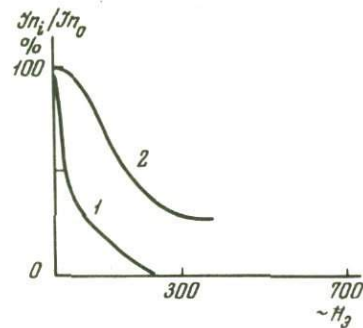
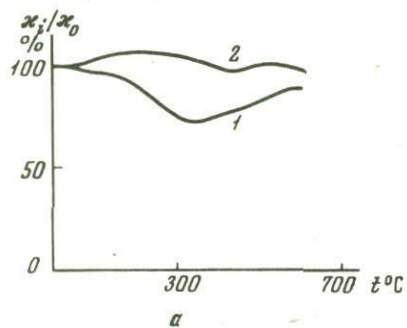
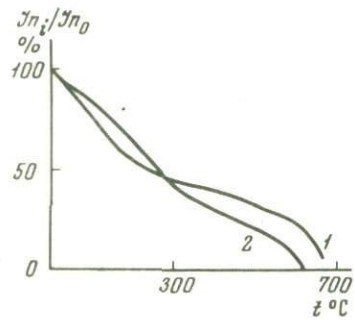
рого и четвертого подтипа I типа.  $I_p$  разрушается полностью при  $t = 560 \div 660^\circ\text{C}$ .  $k$  после нагревания породы свыше  $400^\circ\text{C}$  сильно изменяется. В дуните она увеличивается, а в верлите уменьшается. Стабильность  $I_p$  к  $\sim H$  здесь несколько ниже, чем в дунитах Среднего массива, а вид кривых размагничивания у них одинаковый (рис. 11в).

$I_p$  серпентинитов массива в большинстве случаев двухкомпонентная, но бывает и однокомпонентной. Последняя разрушается при  $t = 390^\circ\text{C}$ . В сложной  $I_p$  одна намагниченность разрушается при нагревании пород до  $100$  и  $300^\circ\text{C}$ , другая – при  $470$  и  $>600^\circ\text{C}$ .  $k$  при нагревании пород довольно сильно изменяется, т.е. происходят значительные фазовые превращения магнитных минералов, чего не наблюдается в серпентинитах Среднего массива. Устойчивость  $I_p$  к  $\sim H$  здесь в большинстве случаев такая же, как в серпентинитах Среднего массива, т.е. низкая. Встречаются образцы с достаточно стабильной к  $\sim H$  остаточной намагниченностью (рис. 11г).

На восточном и западном окончаниях массива чередуются породы с положительными и отрицательными накоплениями вектора  $I_p$  при юго-западном его направлении. В центральной части массива  $I_p$  всех пород имеет положительные наклонения, тяготеющие к центру стереограммы. Разброс векторов  $I_p$  по направлению очень большой. Вычисленный по среднему значению направления  $I_p$  (без учета векторов из центральной части тела) палеомагнитный полюс свидетельствует о том, что остаточная намагниченность данных пород массива возникла в  $P_{Cm_2}$  (см. рис. 9в).

В породах Северного массива наблюдаются довольно большие колебания величин  $I_p$  и  $k$ , которые уменьшаются с северо-востока на юго-запад. На северо-востоке  $I_p$  пород изменяется от  $0,3 \cdot 10^{-6}$  до  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $k$  колеблется в пределах  $20 \div 5600 \cdot 10^{-6}$  СГС. На юго-западе  $I_p$  пород  $-10 - 240 \cdot 10^{-6}$  СГС и  $k - 60 \div 600 \cdot 10^{-6}$  СГС. Значения  $I_p$  и  $I_i$  близки между собой. В породах центральной части не наблюдается больших изменений  $k$  и  $I_p$ , величина которых в среднем порядка  $300 \cdot 10^{-6}$  СГС. Минимальные значения  $k$  и  $I_p$  соответственно равны  $160 \cdot 10^{-6}$  и  $280 \cdot 10^{-6}$  СГС, а максимальные –  $700 \cdot 10^{-6}$  и  $2000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $I_p$  имеется прямая корреляционная зависимость.

В гарцбургитах Северного массива  $I_p$  более устойчивая к нагреванию, чем в подобных породах остальных массивов Крака. Она полностью разрушается при  $t = 590 \div 680^\circ\text{C}$ .  $I_p$  в основном однокомпонентная, термоостаточная, либо химическая, носителем которой является гематит. Встречаются породы,  $I_p$  которых двухкомпонентная. Нестабильная часть  $I_p$  разрушается при  $t = 200 \div 300^\circ\text{C}$ . Поведение  $k$  при нагревании пород примерно такое же, как в гарцбургитах Узянского массива. Стабильность  $I_p$  к  $\sim H$  такая же, как в породах Среднего и Узянского массива, но форма



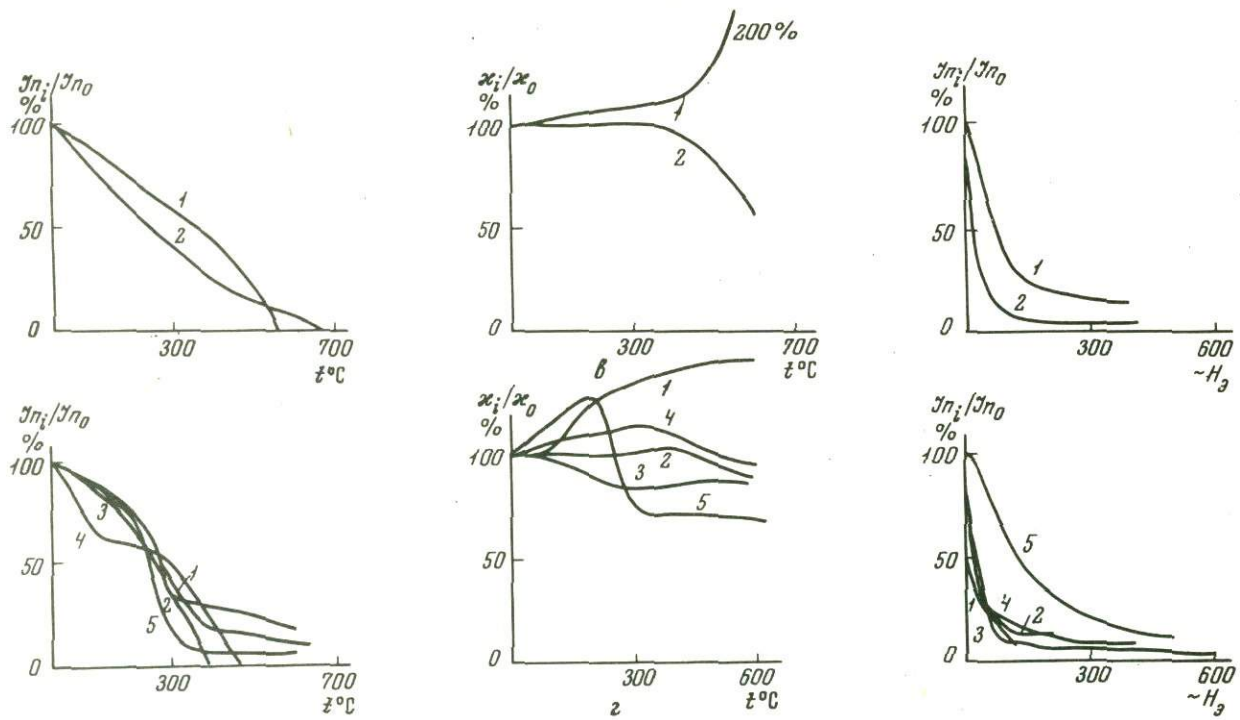
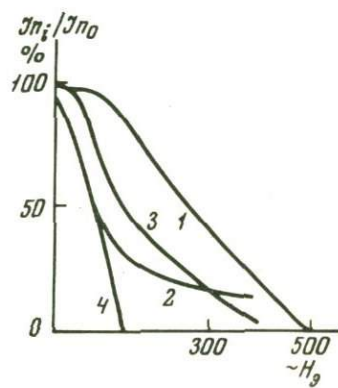
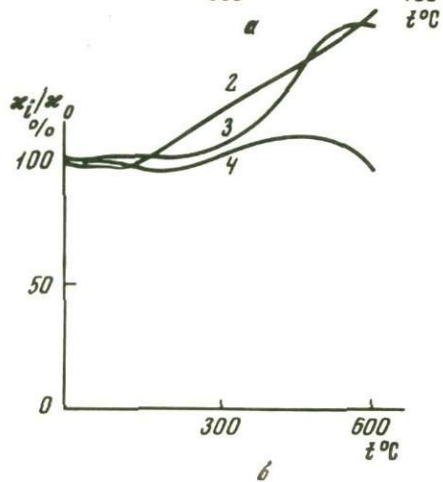
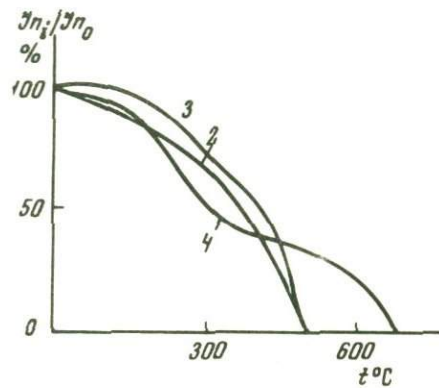
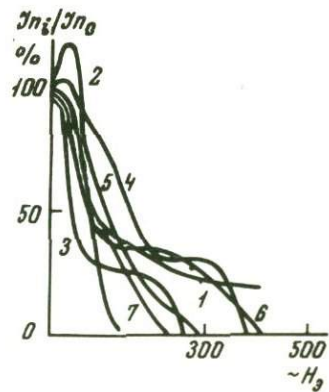
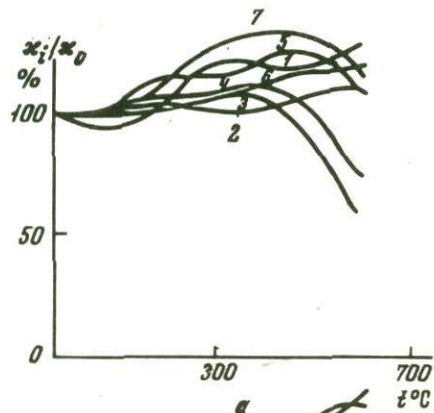
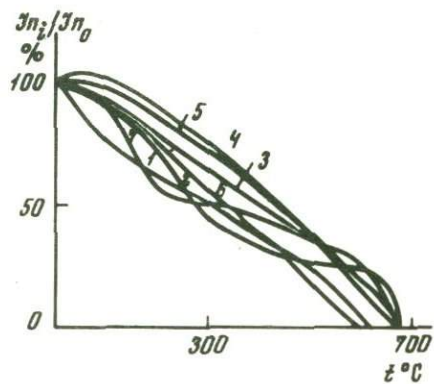


Рис. 11. Поведение  $I_p$  и  $K$  гипербазитов Узянского массива при разных размагничиваниях  
 а - перидолиты; б - гарцбургиты; в - дуниты и верлиты; г - серпентиниты



кривых размагничивания некоторых образцов другая (IV типа), (рис. 12а).

Вид кривых терморазмагничивания лерцолитов и ее стабильность к нагреванию — разные. В некоторых образцах они аналогичны наиболее устойчивым к нагреванию лерцолитам Среднего массива, а в других подобны лерцолитам Узянского массива. Намагниченность здесь обусловлена магнетитом и гематитом с высокими точками Кюри, а также титаномагнетитом, к при нагревании пород в основном увеличивается, чего не наблюдается в лерцолитах предыдущих массивов. Лерцолиты Северного массива размагничиваются в переменном магнитном поле, равном 140 — 500 эрстед (рис.12б).

Направление  $I_p$  в породах массива примерно такое же, как в образованиях Среднего и у части пород Узянского массивов. Вычисленный по ним палеомагнитный полюс соответствует намагниченности позднечетвертичного времени (см. рис. 9г). Но есть намагниченности обратной полярности, которые не учитывались при вычислении полюса.

Несмотря на некоторые отличия изученных параметров горных пород в рассмотренных массивах в целом они свидетельствуют о том, что это различные части единого крупного тела. Породы массивов имеют примерно одинаковые направления  $I_p$ . Одной из характерных особенностей гипербазитов массивов Крака является независимость их  $k$  и  $I_p$  от степени серпентинизации пород, хотя в некоторых случаях изменения этих параметров можно объяснить серпентинизацией пород.

Следует отметить, что направление  $I_p$  в породах большинства массивов явно не соответствует возрасту этих пород. Нет основания считать, что породы перемагничены современным магнитным полем, так как  $I_p$  их в большинстве случаев термоостаточная и высокой стабильности (к нагреванию, временной чистке), а высокотемпературных вторичных воздействий в породах массивов не наблюдается. Имеется только серпентинизация пород, но, во-первых, этот процесс протекает не при высоких температурах, а, во-вторых (как отмечено выше),  $I_p$  практически не зависит здесь от степени серпентинизации пород. Нет основания также считать гипербазиты массивов Крака молодыми (четвертичные) образованиями. Поэтому, наиболее вероятно, что породы данных массивов после их образования и возникновения в них  $I_p$  изменили свое первоначальное положение. Сейчас еще трудно установить, каким путем эти породы были выведены на поверхность: в результате надвига, как считают М.А.Камалетдинов и Т.Т.Казанцева (1970), или "выжаты" по разлому, соглас-

---

Рис. 12. Поведение  $I_p$  и  $k$  гипербазитов Северного массива Крака при разного рода размагничиваниях

а — гарцбургиты; б — лерцолиты

но предположению А.Л. Книшер (1968) и др. Если признать, что эти породы сформировались в докембрийское время, тогда для приведения направления их  $I_n$  в соответствие с возрастом пород необходимо допустить, что это крупное тело наклонено на юго-запад  $200^\circ$  под углом  $40-50^\circ$ ; такое залегание пород массивов предполагается и некоторыми геологами (Камалетдинов, 1970; Казанцева, 1970). Так, если в Южном массиве породы наклонены под углом  $50^\circ$  на юго-запад  $200^\circ$ , тогда среднее значение  $D=214^\circ$ , а  $I=54^\circ$  ( $D$  — магнитное склонение,  $I$  — магнитное наклонение), и вычисленный по ним палеомагнитный полюс ( $\lambda = 211^\circ$ ,  $\Phi = 2^\circ$ ) будет соответствовать его положению в породах  $rCm_2$ . Если породы Среднего массива наклонены под углом  $52^\circ$  на юго-запад  $200^\circ$ , то их  $D=211^\circ$ ,  $I=55^\circ$ , а палеомагнитный полюс будет иметь координаты  $\lambda = 214^\circ$ ,  $\Phi = -3^\circ$ . В случае наклона гипербазитов Северного массива под углом  $42^\circ$  на юго-запад  $200^\circ$  среднее направление будет иметь  $D=210^\circ$ ,  $I=55^\circ$ , а вычисленный по ним палеомагнитный полюс ( $\lambda = 215^\circ$ ,  $\Phi = -2^\circ$ ) расположится вблизи геомагнитного полюса, установленного для пород докембрийского возраста.

Породы самого западного массива — Узянского, по-видимому, имеют незначительный наклон в том же направлении, как и породы предыдущих массивов. Он как бы "наполз" (переместился) на подстилающие породы, не изменив в целом своего положения в пространстве. Большой разброс направлений  $I_n$  в породах данного массива, вероятно, вызван тем, что массив краевой, и его породы при движении по разлому (надвигу), испытывая большие механические нагрузки, дробились на различного размера отдельности и глыбы, которые изменили свое взаимное расположение. Породы Среднего массива, расположенного к востоку от Узянского массива, испытывали меньшие механические нагрузки, и поэтому они более монолитные, с меньшими взаимными перемещениями отдельных блоков и глыб. Этим объясняется хорошая кучность вектора  $I_n$ . В Северном массиве образцы отбирались в его центральной части, а в Южном — в средней части относительно его западного окончания, т.е. эти части массивов испытали незначительные перемещения внутри протрузии, поэтому в породах этих массивов хорошая кучность векторов  $I_n$ .

### *Нуралинский массив*

Массив расположен на северо-западном окончании Магнитогорского мегасинклиория. Относительно генезиса Нуралинского массива среди геологов существуют те же разногласия, что и по массивам Крака. М.А. Камалетдинов (1970) относит этот массив, как и все гипербазиты Урала, к протрузии докембрийского возраста. Т.И. Фролова и Г.Б. Рудник (1961) считают его гарполитом, Б.М. Садрисламов — лакколлитом, а П.Ф. Сопко и Д.Н. Салихов (1969) — межпластовой интрузией нижнекаменноугольного (турне — намир) магматического комплекса.

На западе Нуралинский массив ограничен Уралтауским разломом, по которому он контактирует с породами протерозоя и нижнего палеозоя. На юге его ограничивают габброиды Нуралино-Миндякского комплекса (Салихов, 1970).

В массиве преобладают гарцбургиты, среди которых в центральной части развиты дуниты в виде шпиров и полос, связанные постепенными переходами с гарцбургитами. К западу распространены гарцбургиты без полос дунитов, которые постепенно сменяются лерцолитами. На восток от зоны развития дунитов наблюдается полосчатый дунит-гарцбургит-пироксенитовый комплекс пород. Далее на восток появляются серпентинизированные разности ультраосновных пород, которые затем переходят в серпентиниты. За серпентинитами расположены роговообманковые габбро, среди которых встречаются отдельные дайкообразные тела пироксенитов. Так же, как в массивах Крака, здесь нет термоактивных контактов гипербазитов с окружающими породами.

Из магнитных минералов в гипербазитах Нуралинского массива встречаются магнетит, хромит, титаномагнетит, пирит и гидроокислы железа. Магнитные минералы очень мелкие ("рудная пыль"), равномерно рассеянные по породе и сконцентрированные в жилках и микротрещинах, заполненных серпентином. В целом содержание магнитных минералов невелико. В некоторых образцах их вообще не удалось обнаружить. Магнетит встречается в количестве от единичных зерен до 2%. Нередко он окислен до гематита и гидроокислов железа. Содержание гематита не превышает 0,2%. Количество титаномагнетита иногда достигает 5%, обычно же попадаются единичные зерна. Он почти всегда распавшийся (реликты) и сильно лейкоксенизированный. Содержание хромита достигает 1-3%. Встречаются единичные зерна пирита, в значительной мере окисленные до гидрогетита. Концентрация гидроокислов железа местами достигает 7-10%.

По содержанию магнитных минералов (без гидроокислов железа) породы массива располагаются в следующем порядке: серпентиниты (3 - 5%), гарцбургиты (0,1 - 5%), лерцолиты (единичные зерна - 1%), пироксениты (единичные зерна - 0,5%).

В целом гипербазиты Нуралинского массива практически не отличаются от гипербазитов массива Крака, отличие состоит только в несколько большей серпентинизации последних. Для этого массива, как и для образований массивов Крака, характерна большая дифференциация пород по  $ln$  и  $k$ . На западе и в центральной части тела колебания довольно большие ( $120-3600 \cdot 10^{-6}$  СГС), но не резкие. Изменение  $ln$  постепенное. В среднем  $ln$  порядка  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС и убывает с запада на восток. На востоке массива, в зоне интенсивной серпентинизации пород,  $ln$  их резко возрастает и испытывает значительные колебания своей величины ( $160-50000 \cdot 10^{-6}$  СГС).  $k$  большая ( $1000-2000 \cdot 10^{-6}$  СГС) и не испытывает резких колебаний. Значения  $k$  и  $ln$  в целом близки между собой и только в зоне сильно серпентинизированных пород  $k$  намного больше  $ln$ . Меж-

ду ними в большинстве случаев наблюдается прямая корреляционная связь ( $r = 0,250$ ), что свидетельствует об однородности условий образования магнитных минералов.

Вязкая намагниченность в породах массива практически отсутствует — изменения величины и направления  $I_p$  в пределах ошибки измерений. Кучность векторов  $I_p$  после временной "чистки" остается неизменной. Сохраняется и ее среднее направление (см. рис. 2).

Кривые терморазмагничивания  $I_p$  пород массива — первого вида I и II типов. У части гарцбургитов  $I_p$  однокомпонентная термоостаточная, обусловленная очень мелкозернистым гематитом. Разрушается она при  $t = 610 \div 620^\circ\text{C}$ . В других образцах  $I_p$  состоит из двух намагниченностей. Одна из них, обусловленная титаномагнетитом, разрушается при нагревании пород до  $200 \div 300^\circ\text{C}$ . Другая, связанная с тонкозернистым гематитом, разрушается при  $t = 650 - 660^\circ\text{C}$ .  $k$  при нагревании пород увеличивается (рис. 13а).

В лерцолитах  $I_p$  однокомпонентная термоостаточная, обусловленная магнетитом с различным количеством примеси титана. Она разрушается при  $t = 200 - 560^\circ\text{C}$ ,  $k$  при нагревании пород либо совершенно не изменяется, либо при  $t > 400^\circ$  увеличивается, иногда в 2,5 раза (рис. 13б).

$I_p$  неизменных гипербазитов Нуралинского массива обратной полярности юго-западного направления (рис. 13в). Вычисленный по ней палеомагнитный полюс соответствует его положению в породах франского яруса ( $\lambda = 173^\circ$ ,  $\Phi = 25^\circ$ ), т.е. время образования соответствует возрасту пород массива, согласно представлению некоторых исследователей (Фролова, Рудник, 1961; Сопко, 1964). Если же придерживаться точки зрения других исследователей (Книппер, 1968; Камалетдинов, 1969), определяющих возраст их таким же, как и гипербазитов массивов Крака (докембрийский), то следует предполагать, что породы после своего образования и возникновение в них  $I_p$  изменили свое первоначальное положение и сейчас наклонены на северо-восток под углом в  $70^\circ$ , т.е. в противоположную сторону наклона массивов Крака. Тогда направление их  $I_p$  будет соответствовать направлению  $I_p$  в докембрийское время. Отрицать "родство" гипербазитов массива Крака и Нуралинского не так много оснований. Сходство же в составе пород этих массивов, их структуре, а также и физических свойствах (сильная дифференциация пород по  $k$  и  $I_p$ , подобный характер кривых терморазмагничивания и одинаковая стабильность их  $I_p$ ) — большое. Безусловно, для окончательного решения данного вопроса необходимы специальные детальные исследования.

В серпентинитах  $I_p$  прямой полярности, и она ориентирована на восток-юго-восток. Вероятно, направление  $I_p$  обусловлено двумя намагниченностями; одной, возникшей во время образования гипербазитов массива, и второй, появившейся при серпентинизации пород.

В габбро  $I_p$  прямой полярности и имеет большой разброс векторов по направлению. Она тяготеет к направлению перемагничивания современным магнитным полем. Природа ее не выяснилась.

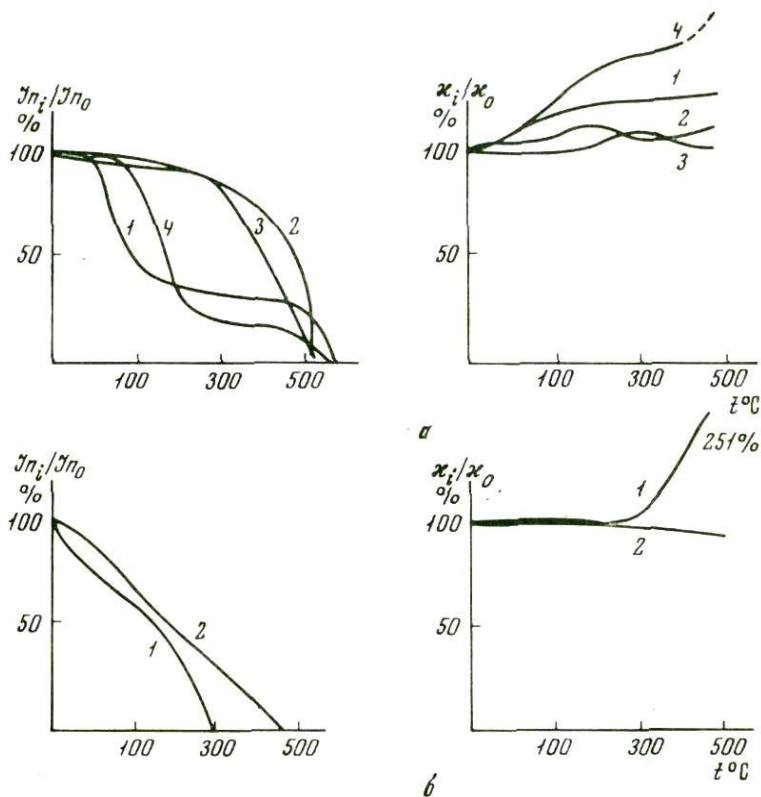
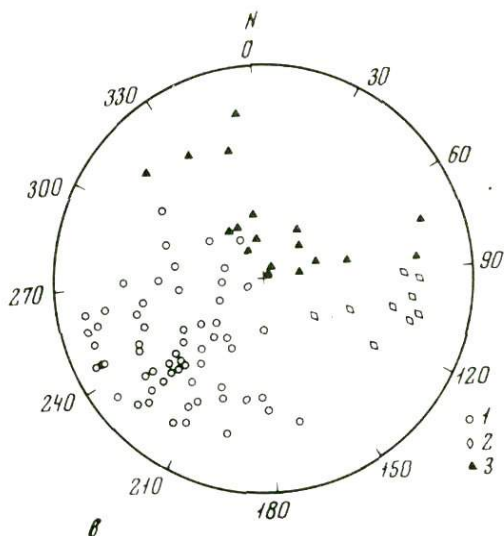


Рис. 13. Поведение  $\mu_n$  и  $k$  при терморазмагничивании (а, б) и распределение  $\mu_n$  (в) в горных породах Нуралинского массива

а - гарцбургиты;  
 б - лецолиты; 1 - неизмененные ультраосновные породы; 2 - сильно серпентинизированные породы; 3 - габбро



В заключение выделим основные особенности изученных параметров гипербазитов:

1. Гипербазиты Южного Урала характеризуются сильной изменчивостью по величинам магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности.

2. Средние наиболее вероятные значения  $k$  и  $I_p$  исследованных гипербазитов существенно ниже, чем для аналогичных образований других провинций СССР.

3. В большинстве случаев  $k$  и  $I_p$  не зависят от степени серпентинизации ультраосновных пород.

4. При нагревании гипербазитов в последних обычно происходят различные фазовые превращения магнитных минералов.

5. Вязкая намагниченность не характерна для гипербазитов Южного Урала.

6. Для ультраосновных пород региона наиболее характерны термоостаточная и химическая намагниченности, обусловленные магнетитом с различным содержанием примеси титана, титаномагнетитом и гематитом.

### Интрузии Магнитогорского мегасинклинория

Интрузивные образования приурочены к бортам Магнитогорского мегасинклинория. На западном борту структуры развиты в сравнительно небольшом количестве в основном мелкие интрузивные тела типа даек и жил. На восточном склоне мегасинклинория количество и размер интрузий во много раз больше. Наиболее крупные массивы приурочены к его северному и южному окончаниям.

До 1960–1962 гг. разнообразные по составу и времени формирования интрузии Магнитогорского мегасинклинория относились к единому магнитогорскому комплексу нижнекаменноугольного возраста. Большинство исследователей (Штейнберг, 1961, 1963; Билибина, 1960; Сергиевский, 1958, 1960, 1963; Сиротин, 1965) считают их производными базальтоидной магмы. В результате исследований последних лет (Сопко, Салихов, 1969 – на севере; Краснова, Репин, 1969; Краснова и др., 1966 – на юге, и др.) были выделены несколько интрузивных комплексов, различающихся по составу, времени внедрения и условиям образования. На западном крыле структуры, с севера на юг – это Нуралино–Миндякский, Утлыкташский, Учалинский, Худолазовский, Файзуллинский, Баймакский, Калиновский комплексы и ряд субвулканических образований. На восточном борту мегасинклинория, также с севера на юг, располагаются интрузии следующих комплексов: Балбукский, Ахуновский, Верхнеуральский, Магнитогорский, Кумакский, Ашебутакский и Курмансайский (см. рис.1). Большинство этих интрузивных комплексов –

продукты базальтоидного магматизма, и только Ахуновский и Балбукский массивы отнесены Д.Н.Салиховым (1970) к гранитной формации.

Ниже рассматриваются только те комплексы и массивы, породы которых были подвергнуты палеомагнитным исследованиям.

## ГУМАКСКИЙ КОМПЛЕКС

Из пород данного комплекса палеомагнитные исследования проводились на габбро, диоритах и пироксеновых порфиритах небольшого массива (Тастабутакский), расположенного среди диабазов среднедевонского возраста на юго-восточном окончании Магнитогорского мегасинклиория. Магнитные минералы в этих породах представлены магнетитом, титаномагнетитом и гематитом, концентрация которых достигает  $3 \div 7\%$ . Наибольшее количество их в габбро, несколько меньше в диоритах и самое низкое содержание магнитных минералов в пироксеновых порфиритах.  $k$  и  $ln$  отличаются здесь исключительной изменчивостью, особенно  $ln$ , между ними имеется прямая корреляционная связь. При понижении магнитности пород обычно  $k > ln$ , а при повышении ее часто  $ln > k$ , иногда на порядок.

В габбро  $ln_{ср.} = 500 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k_{ср.} = 1250 \cdot 10^{-6}$  СГС, а в диоритах они соответственно равны  $5000 \cdot 10^{-6}$  и  $1250 \cdot 10^{-6}$  СГС, т.е. концентрация и состав магнитных минералов в них примерно одинаковые (что подтверждается и минералогическими исследованиями), но температуры образования  $ln$  этих минералов в диоритах были существенно выше, чем в габбро, по крайней мере для большей их части (рис. 14а, результаты терморазмагничивания). Пироксеновые порфириды характеризуются сравнительно невысокими магнитной восприимчивостью ( $k_{ср.} = 95 \cdot 10^{-6}$  СГС) и соответственной остаточной намагниченностью ( $ln_{ср.} = 100 \cdot 10^{-6}$  СГС).

Разные по составу породы отличаются и устойчивостью  $ln$  к терморазмагничиванию (рис. 14а). Наиболее устойчивая  $ln$  встречается в диоритах. Иногда  $ln$  однокомпонентная термоостаточная. Кривые терморазмагничивания таких пород первого вида I типа.  $ln$  их разрушается при  $t > 650^{\circ}\text{C}$ , т.е. обусловлена гематитом. Фазовых превращений магнитных минералов в процессе нагревания не наблюдается. Вязкая намагниченность незначительная. Но немало и таких пород,  $ln$  которых двухкомпонентная. Одна намагниченность, связанная с титаномагнетитом, разрушается при  $t = 100 \div 300^{\circ}\text{C}$ , другая, носителем которой является магнетит, разрушается при нагревании пород до  $470 \div 590^{\circ}\text{C}$ . В этих породах при нагревании происходят большие фазовые превращения магнитных минералов —  $k$  их сильно изменяется. При  $t = 100^{\circ}\text{C}$   $k$  теряет  $20 \div 28\%$  своей величины, а при  $t = 200^{\circ}\text{C}$  она восстанавливается до прежних значений и даже становится несколько больше. Дальнейшие повышения температуры приводят к существенному уменьшению  $k$ . Стабильность  $ln$  диоритов  $k \sim ln$  разная. Породы, у которых  $ln$  невелика, характеризуются

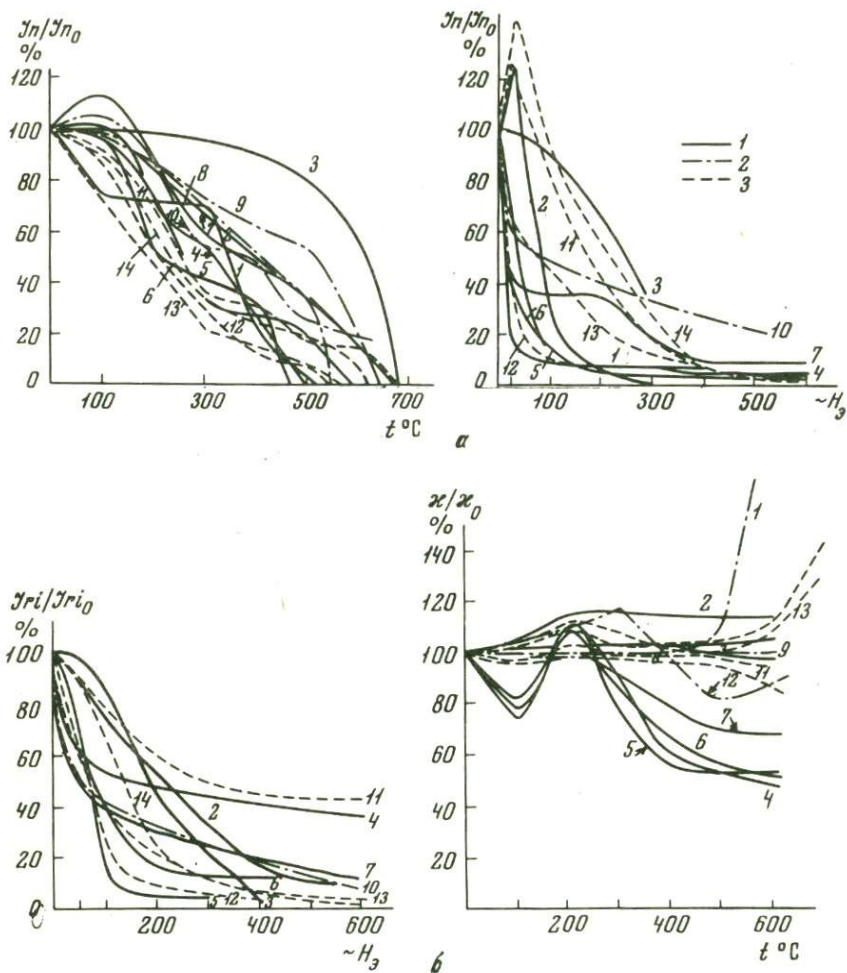
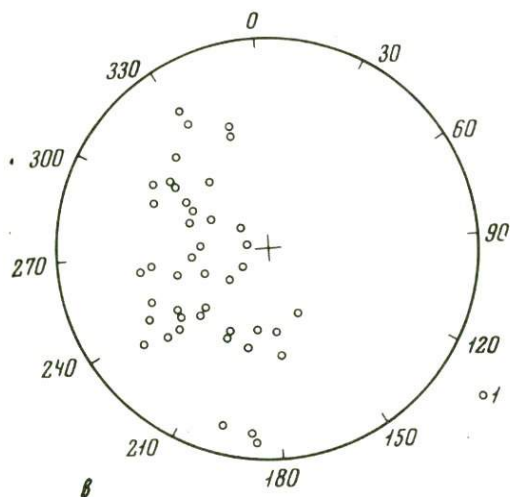


Рис. 14. Поведение  $I_n, I_{gi}$  и  $k$  при размагничивании (а,б) и распределение  $I_n$  (в) в горных породах Тастабутакского массива

1 - диориты; 2 - пироксеновые порфириты; 3 - габбро; объяснение условного знака 1 см. на рис. 9

сравнительно устойчивой к  $\sim H$  намагниченностью и после воздействия поля в 300 эрстед сохраняется 35% величины  $I_{n0}$ . Здесь  $I_n < I_{gi}$  на порядок, зато она стабильнее  $I_{gi}$  к  $\sim H$ . В породах, у которых  $I_n$  сравнительно велика, она разрушается полностью при 300 эрстедах  $\sim H$ . У таких пород  $I_n \gg I_{gi}$ , но последняя значительно стабильнее к  $\sim H$ .



В пироксеновых порфиритах  $Ip$  устойчивая к нагреванию, она у большинства образцов однокомпонентная термоустойчивая и разрушается при нагревании пород до 550–650°C. В тех образцах, где  $Ip$  двух- и даже трехкомпонентная также преобладает высокотемпературная составляющая. Устойчивость магнитных минералов к нагреванию в пироксеновых порфиритах довольно различная. Имеются образцы, в которых

вообще не наблюдаются фазовые переходы — к совершенно не меняется при нагревании. Встречаются также образцы, у которых фазовые превращения магнитных минералов прослеживаются только при нагревании до 600°C (к резко возрастает, что указывает на образование сильно магнитных минералов; возможно, гематит переходит в магнетит). Попадаются и такие образцы, у которых при нагревании до 300°C увеличивается, а при дальнейшем повышении температуры понижается. Остаточная намагниченность пироксеновых порфиритов, стабильная к воздействию переменного магнитного поля, после наложения поля в 500 эрстед еще остается 20%  $Ip$ .  $Ip$  обычно <  $Ig$  и несколько стабильнее  $Ig$  к  $\sim H$ . Вязкой намагниченности здесь либо совсем нет, либо она незначительна.

В габбро  $Ip$  наименее устойчива к нагреванию. Здесь она в основном двух- и трехкомпонентная. Преобладают низкотемпературные составляющие  $Ip$ , разрушающиеся при 300, 400 и 500°C. Высокотемпературная намагниченность составляет 10 ÷ 20%  $Ip$  и разрушается при  $t = 575 \pm 675^\circ C$ .

Все изученные интрузивные породы массива и вмещающие их диабазы обладают  $Ip$  обратной полярности северо-западных, западных и юго-западных румбов (рис. 14в). Разброс векторов  $Ip$  достаточно большой, особенно по склонению. Это можно объяснить рядом причин: некоторой разновозрастностью пород (даек между собой и вмещающих диабазов), их метаморфизмом и незнанием истинного залегания пород, особенно для эффузивов. Вычисленный по среднему направлению  $Ip$  ( $D_{cp.} = 253^\circ$ ,  $I_{cp.} = -34^\circ$ ) палеомагнитный полюс ( $\lambda = 153^\circ$ ,  $\Phi = 28^\circ$ ) располагается вблизи осредненного геомагнитного полюса, установленного по фаунистически охарактеризованным породам верхнего и среднего девона на территории СССР. Однако

координаты полюса указывают на его положение в породах среднего девона, по новым данным А.Н. Храмова (Палеомагнетизм палеозоя, 1974).

Таким образом, в горных породах Кумакского комплекса возникла в каменноугольное время, что не согласуется с имеющимися сведениями о возрасте горных пород этого комплекса ( $D_2$ ). Поэтому либо возраст пород определен не верно, либо мы имеем дело с метакристаллической намагниченностью.

## ВЕРХНЕУРАЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Д.Н. Салихов (1969) в составе комплекса объединяет ряд интрузий северо-восточной части Магнитогорского мегасинклинория, представленных габбро, габбро-диоритами, диоритами, сиенитами, граносиенитами, лейкократовыми гранитами и гранодиоритами. Наиболее широко распространены породы гранитного и щелочного рядов. Д.Н. Салихов (1969) считает, что формирование пород комплекса происходило в три этапа (фазы). Вначале внедрялись габбро, габбро-диориты и диориты. Во вторую фазу образовались интрузии сиенитового ряда, сопровождавшиеся жилами сиенит-порфириров, граносиенит-порфириров, аплитов и линзами пегматитов. В последнюю фазу сформировались лейкократовые граниты и плагиограниты с редкими жилами гранит-порфириров и аплитов.

Из образований Верхнеуральского комплекса палеомагнитные исследования проводились на породах Касельского массива.

### *Касельский массив*

Массив в основном сложен плагиогранитами и лейкократовыми гранитами, среди которых широко развиты мелкие дайки и жилы гранит-порфириров и аляскитов, а также "островки", полосы и линзы пород предыдущих фаз — кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов. Породы массива почти не затронуты региональным метаморфизмом.

Состав магнитных минералов в образованиях Касельского массива довольно разнообразный и нередко в породе присутствуют две, три, а то и четыре их разновидности. Наиболее широко распространены магнетит и титаномагнетит. Несколько реже встречается гематит. Иногда попадает мартит и гемоильменит. Довольно часто в породах массива встречаются гидроокислы железа (гидрогётит и лимонит), концентрация их небольшая (первого —  $0,3 \div 1\%$ , второго —  $0,5\%$ ).

Содержание магнетита колеблется от  $0,15$  до  $15\%$ . Обычно это правильные кристаллы кубической формы, размер которых  $0,2 \div 0,6$  мм. Иногда кристаллы магнетита по краям и трещинам замещены гематитом и гидрогётитом. Распространен магнетит то равномерно в породе, то участками. Магнетит здесь двух генераций: возникший при

кристаллизации пород и образованный при распаде титаномагнетита. Обычно магнетит ассоциирует с титаномагнетитом.

Концентрация титаномагнетита колеблется от 0,15 до 20%. Он распространен в породе неравномерно. Форма зерен в основном кубическая, но попадаются и удлиненные кристаллы. Размер зерен — от 0,02 до 3 мм (по длинной оси). Часто видна структура распада титаномагнетита с выделением магнетита и ильменита, которые иногда замещаются гематитом (магнетит) и рутилом (ильменит).

Гематит встречается в количестве  $1 \div 5\%$ . Зерна его кубической формы, либо удлиненные, игольчатые. Размер их —  $0,1 \div 0,7$  мм. Гематит, вероятно, двух генераций: образованный вместе с кристаллизацией основного вещества пород в окислительной среде (кубические зерна равномерно рассеянные в породе) и возникшие за счет окисления магнетита и титаномагнетита (удлиненные, игольчатые зерна, развитые по упомянутым минералам).

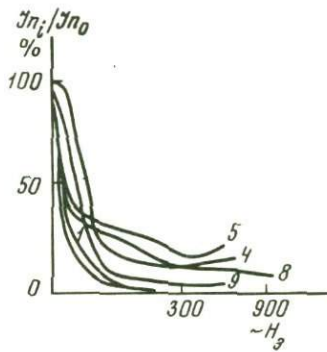
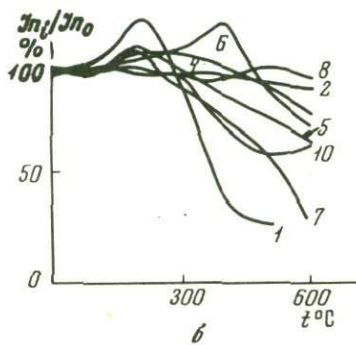
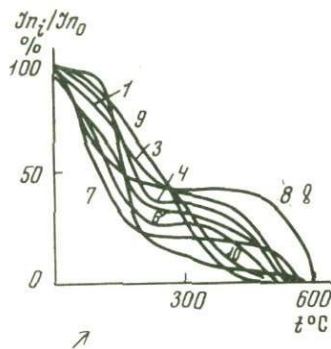
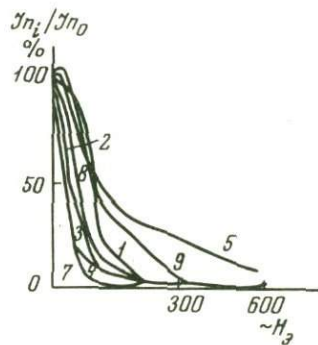
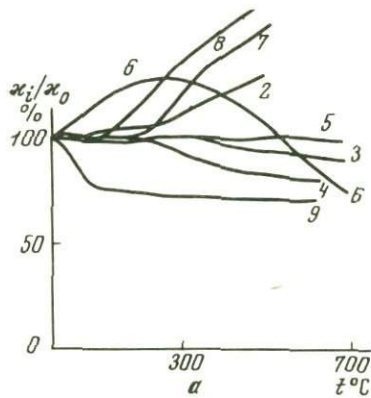
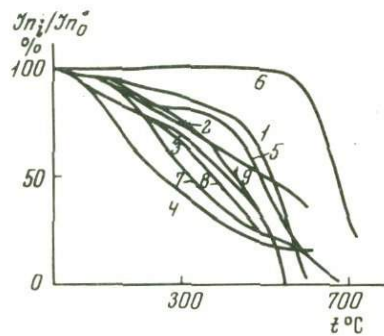
Концентрация гемоильменита иногда достигает 1% от общего количества минералов в шлифе. Размер его зерен не превышает 0,6 мм.

По содержанию магнитных минералов (в процентах относительно площади шлифа) породы массива располагаются в следующем порядке: диорит —  $3 \div 20$ , гранодиорит —  $1 \div 15$ , кварцевый диорит —  $2 \div 10$ , плагиогранит —  $0,3 \div 10$ , аляскит —  $1 \div 2,5$ , лейкократовый гранит —  $0,3 \div 2,5$ , пегматоидный гранит —  $0,5 \div 1,5$ .

В породах массива колебания величин  $k$  и  $\ln$  весьма большие. Остаточная намагниченность гранитов изменяется от  $7 \cdot 10^{-6}$  до  $5500 \cdot 10^{-6}$  СГС. Колебания  $k$  в них несколько меньшей амплитуды ( $25 - 3600 \cdot 10^{-6}$  СГС). Величины  $\ln$  и  $k$  гранитов уменьшаются вблизи контакта с диоритами и гранодиоритами, где они порядка  $80 \div 200 \cdot 10^{-6}$  СГС. Вдали от контакта с отмеченными породами  $\ln$  и  $k$  гранитов более высокие ( $600 \div 2000 \cdot 10^{-6}$  СГС). Вероятно, в зонах соприкосновения гранитов с диоритами произошло либо обеднение пород железом, либо разрушение магнитных минералов с выносом железа из породы или ассимиляцией его немагнитными минералами. Возможно, что сильно магнитный магнетит здесь окисляется до слабомагнитного гематита. К сожалению, у образцов из этих зон не исследовался их минералогический состав. Между  $k$  и  $\ln$  гранитов в большинстве случаев наблюдается прямая корреляционная зависимость, но имеется и обратная, которая наиболее часто встречается в породах на северо-востоке массива.

В диоритах, габбро-диоритах и гранодиоритах колебания величин  $k$  и  $\ln$  очень большие:  $\ln = 100 - 200\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k = 600 - 8000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Средние величины этих параметров одного порядка, у одних пород  $k > \ln$ , а у других —  $\ln > k$ . В целом для всех пород массива характерны сравнительно высокие значения магнитных параметров.

В Касельском массиве по форме кривой терморазмагничивания отчетливо выделяются две группы гранитов. У гранитов первой группы кривые терморазмагничивания первого и второго вида I типа,



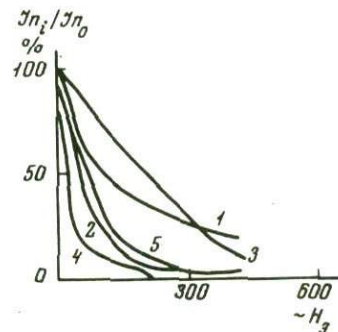
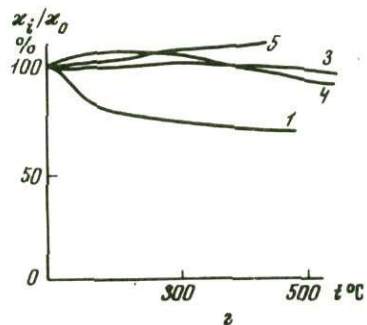
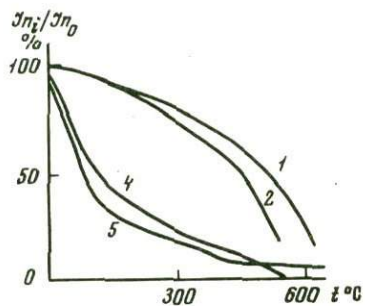
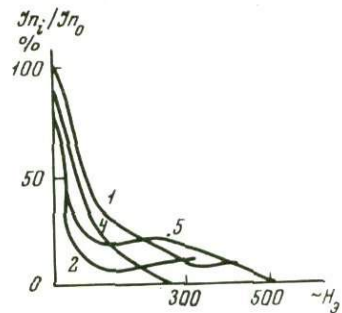
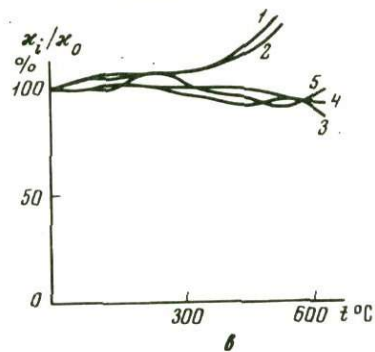
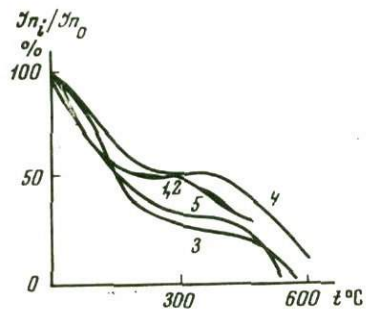


Рис. 15. Поведение  $Jn$  и  $\kappa$  при размагничивании горных пород Касельского массива  
 а - граниты I типа; б - граниты II типа; в - гибридные породы; г - диориты

т.е. они показывают, что  $I_n$  данных пород однокомпонентная термоостаточная и связана с магнетитом и гематитом.  $k$  пород при их нагревании либо остается неизменной, либо уменьшается на  $15 \div 20\%$ , либо увеличивается на  $20 \div 50\%$ . Стабильность  $I_n$  к  $\sim H$  этих гранитов в большинстве случаев невысокая, но попадаются образцы,  $I_n$  которых довольно устойчивая к  $\sim H$  (рис. 15а). Для другой группы гранитов характерна кривая терморазмагничивания II типа.  $I_n$  в этих породах состоит из двух намагниченностей, одна из которых, связанная с титаномагнетитом или с магнетитом, разрушается при нагревании пород до  $200^\circ C$ , значительно реже — до  $300 \div 400^\circ C$ . Другая намагниченность, обусловленная магнетитом с небольшим содержанием примеси титана, разрушается при нагревании пород до  $520-600^\circ C$ .  $k$  этих пород при нагревании уменьшается и нередко много. Стабильность пород этой группы к  $\sim H$  примерно такая же, как в гранитах первой группы пород (рис. 15б).

Кривые терморазмагничивания гибридных пород такие же, как в гранитах второй группы, т.е. их  $I_n$  двухкомпонентная. Одна из составляющих  $I_n$  намагниченностей разрушается при нагревании пород до  $200^\circ C$ , другая — при  $t = 540 \div 650^\circ C$ . Магнитная восприимчивость в этих породах при их нагревании изменяется не сильно (увеличивается, либо уменьшается). Стабильность  $I_n$  к  $\sim H$  гибридных пород аналогична таковой для гранитов II типа (рис. 15в).

$I_n$  диоритов однокомпонентная термоостаточная, разрушается при нагревании пород до  $575 \div 680^\circ C$ . Кривые терморазмагничивания

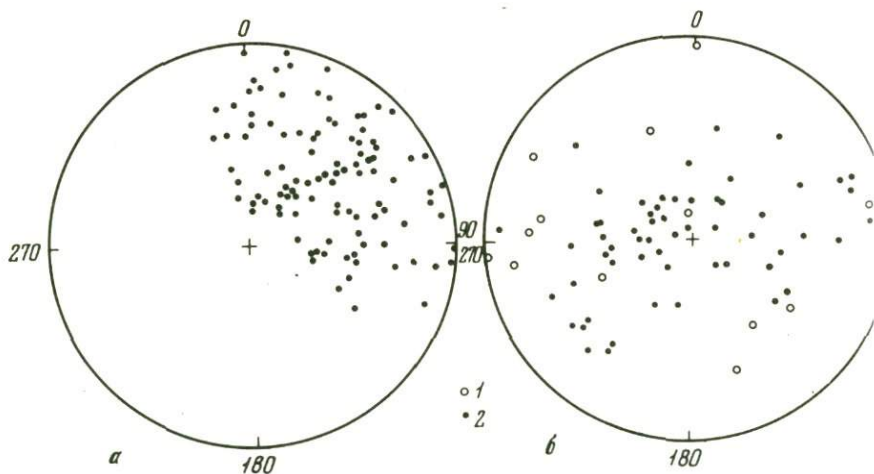


Рис. 16. Распределение  $I_n$  в горных породах Касельского массива

а — граниты; б — габбро-диориты, диориты и гранодиориты; объяснение условных знаков 1, 2 см на рис. 9

$I_p$  второго и четвертого вида I типа, к при нагревании пород в большинстве случаев не изменяется, т.е. последние обладают достаточно "жесткими" магнитными минералами. Стабильность  $I_p$  к  $\sim H$  такая же, как в гранитах первой группы.

Направление  $I_p$  в породах Касельского массива самое разнообразное. Только  $I_p$  неизменных гранитов имеет общее направление. Она в них положительной полярности и ориентирована на северо-северо-восток. Разброс векторов  $I_p$  довольно большой (рис. 16а). Среднее направление  $I_p$  характеризуется  $D_s = 45^\circ$  и  $I_s = 27^\circ$ , вычисленный по нему палеомагнитный полюс ( $\lambda = 181^\circ$ ,  $\Phi = 38^\circ$ ) соответствует положению его в породах верхнего карбона (Храмов и др., 1974).

Во всех остальных породах не наблюдается общего направления  $I_p$  (рис. 16б). Вероятно, это объясняется многофазностью формирования пород массива, когда продукты последующей фазы воздействовали на породы предыдущей и вызывали в ней изменения минералогического состава и магнитных свойств, в том числе и направления  $I_p$ .

Таким образом, рассмотренные магнитные и палеомагнитные данные свидетельствуют о многофазности формирования пород Касельского массива. Кроме того, они указывают, что завершилось образование массива в конце верхнего карбона. Большие величины  $I_p$  и ее природа (термоостаточная) дают основание считать, что граниты Касельского массива образовались при высоких температурах и в дальнейшем не претерпели значительных изменений.

## КУРМАНСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В этот комплекс объединяются интрузивные породы, слагающие Курмансайский, Домбаровский, Мазарский, Молдыгулсайский, Жимский, Тюлькубайский и ряд других более мелких массивов, развитых в юго-восточной части Магнитогорского мегасинклинория. Положение этих массивов в ряду других интрузий Магнитогорского мегасинклинория до сих пор остается дискуссионным. Некоторые исследователи склонны сопоставлять их с образованиями Ащebutакского комплекса (Смирнова, 1963), другие (Краснова, Репин, 1969; Краснова и др., 1969) относят их к группе нерасчлененных среднепалеозойских гранитоидов. Гальки этих гранитоидов встречены в конгломератах верхнетурнейского возраста, а прорывают они породы эйфельского, а иногда и живетского ярусов. Абсолютный возраст гранитоидов Курмансайского комплекса - 315-379 млн. лет (Гаррис, Денисенко, 1966).

Автором изучались магнитные свойства пород из Жимского и Тюлькубайского массивов, которые сложены габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами. В породах этих массивов иногда наблюдается эпидотизация и хлоритизация. На контактах интрузий и вмещающих пород часто встречаются роговики:

Из магнитных минералов в породах массивов присутствуют титаномагнетит, магнетит, гематит, ильменит и лимонит. Обычно в породе имеются две-три разновидности этих минералов. Титаномагнетит часто "разложен" на магнетит и ильменит. Магнетит обычно ассоциирует с титаномагнетитом, но иногда и с эпидотом, выполняя совместно с последним трещины и прожилки в породе. По магнетиту часто развит гематит. Часть гематита возникла в результате окисления магнетита, а часть за счет распада гемоильменита, от которого сохранились только реликты. Ильменит образовался в результате распада титаномагнетита и гемоильменита и ассоциирует в первом случае с магнетитом, а во втором — с гематитом. Лимонит обычно замещает гематит. Из вышеизложенного создается впечатление о довольно сложном генезисе магнитных минералов пород данных массивов.

Наибольшее количество магнитных минералов содержится в габбро-диоритах ( $1,5 \div 4,2\%$ ), в диоритах концентрация их составляет  $1 \div 4\%$ , в гранодиоритах —  $0,3 \div 1\%$ , реже  $4\%$ .

Магнитные характеристики горных пород южного окончания Жимского массива отличаются большими колебаниями своих величин. В большинстве случаев  $k > I_n$ . На западе в габбро-диоритах  $k$  намного превышает  $I_n$ , восточнее в диоритах они близки между собой, а иногда даже  $I_n > k$ . Значения  $k$  меняются от  $46 \cdot 10^{-6}$  до  $80000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $I_n$  —  $5 \div 75000 \cdot 10^{-6}$  СГС. В центральной части массива амплитуда колебаний этих параметров пород уменьшается:  $I_n$  —  $15 \div 6500 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $k$  —  $950 - 13000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $I_n$  имеется прямая зависимость. У большинства исследованных образцов южного окончания массива  $k$  либо вообще не изменяется, либо слегка увеличивается с повышением температуры, лишь в некоторых образцах при  $t > 500^\circ\text{C}$   $k$  резко возрастает, а у одного образца  $k$  растет непрерывно при повышении температуры. Следовательно, в этих породах произошли фазовые превращения железосодержащих минералов с увеличением количества магнитной фракции (рис. 17а). В центральной части массива  $k$  отличается большей устойчивостью: при нагревании пород она практически не меняется, что свидетельствует об отсутствии фазовых превращений ферромагнитных минералов.

Вязкая намагниченность во всех образцах невелика (после терморазмагничивания), что свидетельствует о малом количестве "мягкой" компоненты в магнитных минералах данных пород.

$I_n$  при нагревании пород в большинстве случаев ведет себя как  $I_{II}$  и разрушается при  $500, 600$  и более  $600^\circ\text{C}$ . Преобладают кривые терморазмагничивания первого и второго вида I и II типа.  $I_n$  пород в основном однокомпонентная, но встречаются образцы, у которых она имеет две и даже три составляющие. Наименее устойчивая намагниченность разрушается при  $100^\circ\text{C}$ , другая намагниченность — при  $200 \div 400^\circ\text{C}$  и последняя — при  $600^\circ$  и более. Направление  $I_n$  при этом не меняется, что свидетельствует, пример-

но, об одном времени образования этих намагниченностей (вероятно, в один цикл охлаждения пород), обусловленных магнитными минералами с разной точкой Кюри (титаномагнетит, магнетит, гематит).

Стабильность  $I_n$  пород к воздействию переменного магнитного поля на юге массива невелика. Основная ее часть (90%) разрушается уже в поле 100 эрстед, реже 200 и 300 эрстед.  $I_i$  обычно несколько стабильнее  $I_n$  к  $\sim H$  (но  $I_i$  образована в поле вдвое больше земного) и только в одном образце картина обратная. В породах центральной части массива  $I_n$  более устойчива к  $\sim H$ , чем на юге, она здесь по стабильности к  $\sim H$  очень близка к  $I_i$ , последняя несколько более устойчивая. Направление  $I_n$  на юге массива, где величины ее самые низкие, юго-западных румбов обратной полярности. Далее к востоку у всех пород  $I_n$  прямой полярности, в основном северо-северо-восточного направлении, правда, попадаются образцы, у которых  $I_n$  южного и юго-восточного направлений. В центральной части массива  $I_n$  горных пород с положительными наклонами южного направления, преобладают  $I_n$  юго-восточной ориентировки (рис. 18а). В целом, для пород Жимского массива характерна  $I_n$  обратной полярности. При этом для большинства пород она южного направления и отличается большим разбросом векторов (по склонению до  $180^\circ$ ). Вычисленное среднее направление  $I_n$  ( $D_c = 166^\circ$ ,  $I_c = 42^\circ$ ) характерно для пород среднего докембрия Европейской части СССР. Для другой, несколько меньшей группы векторов, но с лучшей кучностью, направление  $I_n$  соответствует ее образованию в позднем триасе. Породы эти имеют  $I_n$  с отрицательными наклонами юго-западных румбов. Вычисленный по ним палеомагнитный полюс соответствует его положению в верхнепермскую эпоху, определенному по породам СССР (Храмов, Шошпо, 1967). Такие странные направления (если считать, что подобного возраста пород здесь нет) можно объяснить тем, что не учитывалось истинное залегание пород и те изменения их в пространстве (в результате подвижек, смещений и т.д.), которые они претерпели уже после образования  $I_n$ . Не исключено, что это результат многоэтапного формирования данной интрузии и высокотемпературного метаморфизма.

По магнитным характеристикам в породах Тюлькубайского и Жимского массивов больше отличия, чем сходства.

Гранодиориты Тюлькубайского массива отличаются от диоритов Жимского массива в первую очередь исключительно слабой магнитностью. Значения  $k$  и  $I_n$  здесь не превышают  $300 \cdot 10^{-6}$  СГС. Магнитная восприимчивость изменяется в пределах  $4-100 \cdot 10^{-6}$  СГС, а естественная остаточная намагниченность имеет величину  $0,26 \pm 300 \cdot 10^{-6}$  СГС, т.е. и колебания этих параметров в данном массиве имеют меньшую амплитуду, чем в породах Жимского массива.  $k$  и  $I_n$  пород в центре и на периферии массива различны. На востоке и западе тела они выше и более изменчивые, чем в центре.

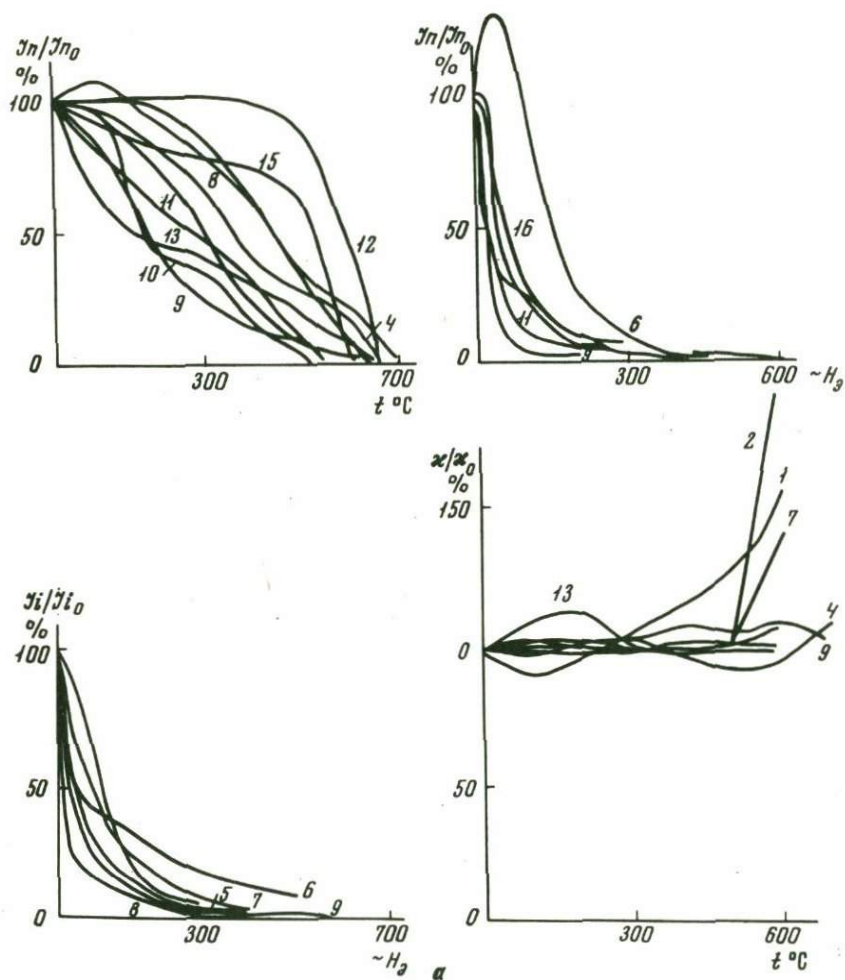
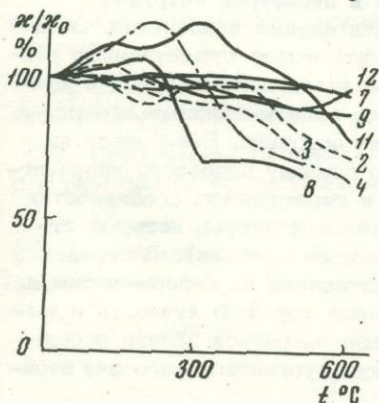
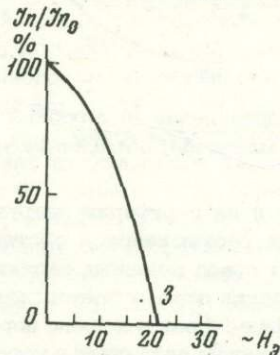
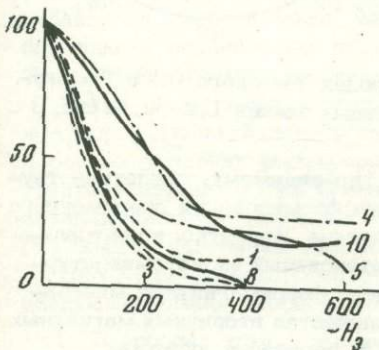
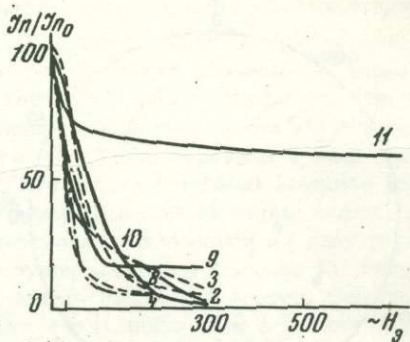
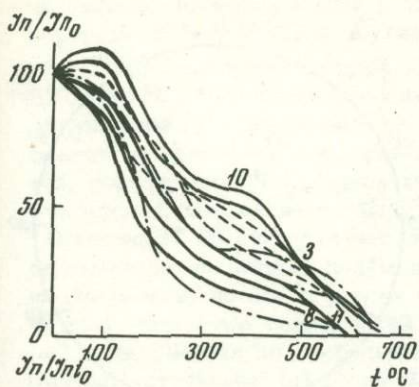


Рис. 17. Поведение  $I_n$ ,  $I_{gi}$  и  $k$  при размагничивании горных пород Жимского (а) и Тюлькубайского (б) массивов

В средней части массива  $k$  пород колеблется в пределах  $1-10 \cdot 10^{-6}$  СГС, на западе она достигает  $40 \cdot 10^{-6}$  СГС, на востоке в среднем равна  $45 \cdot 10^{-6}$  СГС.  $I_n$  в породах центральной части массива очень мала, порядка  $0,1 \cdot 10^{-6}$  СГС. На востоке интрузии  $I_n$  пород, имея среднее значение около  $5 \cdot 10^{-6}$  СГС, колеблется от сотых и десятых долей единиц  $10^{-6}$  до 100 и  $150 \cdot 10^{-6}$  СГС.



б

На западе массива  $\text{In}$  пород порядка  $30 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ . Между  $\kappa$  и  $\text{In}$  в породах массива имеется прямая корреляционная зависимость, только амплитуда изменений этих параметров разная.  $\kappa$  почти всегда больше  $\text{In}$ , особенно велика разница между ними в центральной части интрузии. На периферии тела различия в величинах  $\kappa$  и  $\text{In}$  существенно уменьшаются. Такое различие величин  $\kappa$  и  $\text{In}$  по-

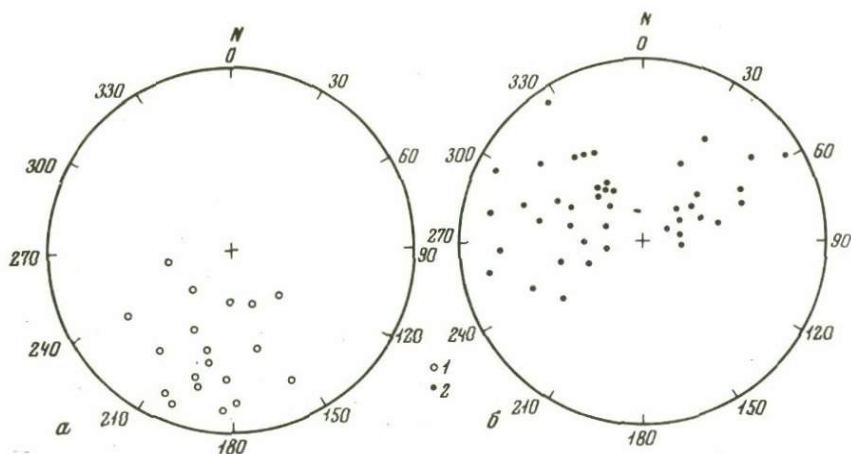


Рис. 18. Распределение  $I_p$  в горных породах Жимского (а) и Тюлькубайского (б) массивов; объяснение условных знаков 1, 2 см. на рис. 9

род в центре и на периферии интрузии, по-видимому, свидетельствует об отличии геохимической обстановки формирования современного облика горных пород в разных частях массива. Вероятно, в центральной части массива породы претерпели интенсивный низкотемпературный метаморфизм с разрушением первичных ферромагнитных минералов, с образованием незначительного количества вторичных магнитных минералов и выносом тяжелой фракции к периферии интрузии.

$I_p$  всех пород массива имеет положительные наклонения. Большая часть пород (запад и центр массива) имеет существенный разброс векторов  $I_p$ , ориентированных на запад, северо-запад и юго-запад (рис. 18б). Определенный по ним палеомагнитный полюс соответствует его положению в породах ордовика. Если здесь не может быть пород такого возраста, то причину подобного направления  $I_p$  следует искать в структурных и генетических особенностях пород массива (т.е. здесь возможны те же факторы, которые отмечались при рассмотрении пород Жимского массива). В породах с восточной периферии массива  $I_p$  направлена на северо-восток, вектора ее для отдельных образцов имеют хорошую кучность и вычисленный по ним палеомагнитный полюс находится вблизи осредненного положения геомагнитного полюса, установленного для верхнекаменноугольных пород Европы.

Исследования стабильности  $I_p$  к переменному магнитному полю и нагреванию проводились на породах из восточной части массива (с породами западной и центральной частей массива ввиду низких значений их намагниченности невозможно было проводить подобные эксперименты). Прогревание пород до  $600^{\circ}\text{C}$  в скомпенсированном магнитном поле показало, что  $I_p$  бывает одно- и двухкомпонентная (см. рис. 17б). Форма кривой терморазмагничивания однокомпо-

нентной  $I_n$  четвертого вида I типа. Разрушается такая  $I_n$  при температуре 575–600°C. В двухкомпонентной  $I_n$  одна составляющая (40–50%) разрушается при 200, реже 300°C, другая – при 575–600°C. В большинстве случаев  $I_n$  таких образцов не меняет направления при разрушении нестабильной намагниченности. Это указывает на примерную одновременность образования намагниченностей, составляющих  $I_n$ , вероятнее всего они возникли в один цикл охлаждения. Вязкой намагниченности во всех породах массива (за 10 месяцев) практически нет. Кривые размагничивания пород переменным магнитным полем несколько отличаются по виду у разных образцов, но почти у всех изученных пород массива  $I_n$  практически полностью разрушается в поле 300–350 эрстед. Обычно  $I_n$  и  $I_i$  близки по стабильности к  $\sim H$ , последняя все-таки несколько устойчивее  $I_n$ . Стабильность  $I_i$  к  $\sim H$  ряда образцов Тюлькубайского массива выше, чем в породах Жимского массива. По отношению к воздействию постоянного магнитного поля  $I_n$  пород Тюлькубайского массива является метастабильной ( $H_c = 21$  э).

Такие существенные отличия ряда физических параметров горных пород Тюлькубайского массива от Жимского свидетельствуют о разных условиях формирования их современного облика. Сейчас трудно утверждать окончательно, связано ли это с условием образования массивов или с последующим метаморфизмом горных пород (но больше оснований объяснять это метаморфизмом).

Для Курмансайского интрузивного комплекса можно выделить следующие общие особенности:

1. В породах комплекса имеются две намагниченности: докембрийская и палеозойская, последняя бывает прямой и обратной полярности.
2. Стабильность  $I_n$  и  $I_i$  пород к воздействию переменного магнитного поля невысокая.
3. Направление  $I_n$  пород в большинстве случаев не меняется при разрушении ее нестабильных составляющих.
4. Вязкая намагниченность после терморазмагничивания пород (за 10–11 месяцев) либо не образуется совсем, либо весьма незначительная.
5.  $Q$  в основном ниже единицы ( $Q_{ср} = 0,3$ ).

#### АШЕБУТАКСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс был выделен в 1964 г. И.Д. Теславским и Л.С. Хромых. Детальное исследование его образований проведено В.Н. Красновой и В.И. Репиным (1966, 1969). В Ашебутакский комплекс объединены породы, слагающие Можаровский, Ашебутакский, Иссиргужинский, Мусогатский, Новоорский, Солончатский, Ду-

ненский и Шиликтинский массивы. Отнесение некоторых из них (Новоорский и Шиликтинский) в этот комплекс до сих пор является спорным вопросом. Все названные интрузии имеют сравнительно небольшие размеры и располагаются в виде прерывистой полосы в Бриентско-Ашебутакской структурно-фациальной зоне среди вулканогенных пород девонского возраста. По форме они принадлежат к лакколлитам, лополитам и пластовым телам. В сложении массивов принимает участие пестрая гамма пород от оливиновых габбро до нормальных и субшелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов. Наиболее распространены образования диорит-плагιοгранитного и гранитного рядов, а также гибридные ассимилированные породы. Жильная фация весьма малочисленна и принадлежит к гранитному и лампрофировому рядам. Соотношение названных групп пород в массивах различное. Так, в Шиликтинском массиве весьма существенная роль принадлежит габбро. Новоорский массив сложен преимущественно гранитами и граносиенитами, в Иссиргужинском массиве преобладают диориты, а Ашебутакский и Можаровский массивы имеют очень пестрый состав. Возраст пород определен как франский-фаменский (Краснова, Репин, 1969). Все массивы имеют довольно широкий ореол контактоизмененных пород (ороговивание, биотитизация и окварцевание вмещающих эффузивных пород).

В породах Ашебутакского комплекса обнаружены следующие магнитные минералы: магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, лимонит, пирит (табл. 2).

Морфология зерен и генетические особенности магнитных минералов во всех разновидностях пород (кроме роговиков и вмещающих эффузивов) очень сходны. Они различаются лишь по размерам зерен, степени окисления и количественному соотношению.

Таблица 2

Суммарное содержание магнитных минералов в интрузивных породах Ашебутакского комплекса

Массив	Порода					
	Габбро	Диориты	Граниты	Граносиениты	Жильные	Вмещающие
Ашебутакский			0,82	1,4	0,5-1,9	1,0-9,8
Можаровский			2,3-3,2	1,2-2,2 (0,2-2,8)	2,2-4,0 (10,2)	3,1-8,8
Иссиргужинский		1,3-2,3		1,2		10,2
Новоорский				0,9-2,0		
Дуненский				0,5-1,2		
Шиликтинский	2,5	2,5	0,9	1,0-1,2	0,9-1,5	3,0

Магнетит встречается во всех изученных породах в двух разновидностях, но он имеет подчиненное значение по сравнению с титаномагнетитом. Магматогенный магнетит образует кристаллы правильной формы. Содержание его колеблется в пределах 0,1–1% для интрузивных пород, а в эффузивных диабазах и андезитовых порфиритах возрастает до 10%. По магнетиту обычны почти полные псевдоморфозы гематита. Другая разновидность магнетита выделяется либо при замещении темноцветных хлоритом, либо выкристаллизовывается при поступлении гидротерм. В первом случае он отлагается по плоскостям спайности темноцветных минералов, а в другом случае образует хорошо ограненные кубической формы кристаллы, располагающиеся по стыкам зерен или выполняющие прожилки.

Титаномагнетит не отмечен в кислых породах, а более характерен для пород среднего состава и граносиенитов. Его содержание около 0,5–1, редко – до 5%. Четко выделяются две разновидности: сингенетичный и новообразованный. Выделения титаномагнетита первого типа образуют ксеноморфные вкрапленники от 0,03 до 1,8 мм среди кристаллов плагиоклаза, амфибола и биотита. Во всех зернах титаномагнетита наблюдаются решетчатые структуры распада твердого раствора. Новообразованный титаномагнетит наблюдается в виде мелких выделений неправильной формы или удлинённых по плоскостям спайности, нитевидных, приуроченных к изменённым темноцветным минералам – амфиболу и пироксену.

Ильменит встречается в виде выделений неправильной формы или пластинок в ассоциации с титаномагнетитом, а иногда наблюдаются каемки вокруг зерен последнего. В некоторых зернах ильменита имеются мелкие бесформенные включения, а иногда тонкие полоски магнетита.

Гематит чаще всего встречается как вторичный при разложении магнетита и титаномагнетита в виде корочек, пленок, а иногда и полных псевдоморфоз по ним. Содержание его для всех пород примерно одинаково и не превышает 1%, но в некоторых образцах достигает 3%.

Лимонит также встречается в виде пленок и бесформенных пятен. Он образует продукт разложения магнетита и гематита. Содержание его исчисляется в десятых долях процента.

В породах диоритового ряда титаномагнетит обычно разложен на магнетит и ильменит, которые в свою очередь замещены гематитом, сфеном или рутилом, во многих случаях лейкоксенизированных. Наряду с этими минералами в них содержатся тонкие пылеватые частицы магнетита и титанистого магнетита. В некоторых образцах встречаются идиоморфные кристаллы более свежего позднего магнетита, хотя в нем тоже видны пластинки гематита. В диоритах Шилкинской интрузии содержится больше железа (до 11–15%), чем в породах Иссыргужинского массива (5–8%), а коэффициент  $f$ , показывающий отношение окисного и закисного железа, примерно одинаков – 0,65–0,76. Выход магнитной фракции из диоритов составляет для Ашебутакского и Можаровского массивов – 1,2–1,8%,

а для Иссиргужинского — 3% объема пород (вероятно, за счет более широко развитых контактово-метасоматических процессов). В магнитной фракции наблюдаются хорошо раскристаллизованные зерна размером 0,2–0,5 мм. По химическому составу они отвечают титаномагнетитам с содержанием  $TiO_2$ , равным 8,74–10,92%. По диаграмме Баддингтона температура образования титаномагнетита такого состава примерно соответствует 750–800°С.

В породах гранитного ряда присутствуют те же минералы (кроме титаномагнетита), что и в диоритах, но в меньших количествах. Наиболее распространен магнетит, размеры зерен которого колеблются в пределах 0,02–0,2 мм. Почти повсеместно наблюдается окисление магнетита. В одних случаях процесс только начался, в других образуются полные псевдоморфозы. Сравнительно небольшое содержание  $TiO_2$  (1,74%) позволяет считать его титанистым магнетитом. Температура кристаллизации такого минерала, определенная по диаграмме Баддингтона, соответствует 420–450°С.

В граносиенитах и сиенитах установлено три морфологических типа титаномагнетита и магнетита. В некоторых образцах титаномагнетит разложен, и от него остались псевдоморфозы гематита, лимонита и мелкие зернышки сфена. Размер зерен — 0,01–0,04 мм. Магнетит (титанистый) образует более крупные кристаллы — 0,1–0,2 мм. Распределен кучно, небольшими скоплениями. Часто можно видеть его замещение гематитом (мартитизация) или лимонитом. При этом кубическая форма исходного минерала сохраняется. Пылеватый магнетит встречается повсеместно. Он обычно легко окисляется и выщелачивается. По данным химического анализа отмечается низкое содержание железа для граносиенитов Ашебутакского, Новоорского и Дуненского массивов (4–5%), а для образований Можаровского и Иссиргужинского массивов оно возрастает до 9%, хотя в некоторых образцах пород из этих интрузий встречаются и более низкие значения. Почти во всех случаях закисное железо преобладает над окисным и коэффициент  $f$  меньше единицы. Выход магнитной фракции составляет 0,7–0,8% — из пород Можаровской интрузии, 1,3% — из пород Иссиргужинской интрузии и 2,2% объема пород — из Ашебутакского массива. В составе этой фракции преобладают кристаллы титаномагнетита в виде октаэдров с ровными гранями и характерной решеткой, которая хорошо проявляется методом порошкографии. Кроме этого, для них характерно высокое содержание  $TiO_2$  от 5,94 до 10,14%, что позволяет относить эти минералы к титаномагнетиту с переменным содержанием  $TiO_2$ . Самые низкие содержания его отмечены в Ашебутакском массиве, а максимальные — в породах Можаровской интрузии. Если судить по диаграмме Баддингтона, то образование такого минерала могло происходить при температуре от 700 до 800°С.

В жильных породах также имеется титаномагнетит, но больше распространен магнетит. Титаномагнетит почти нацело окислен. Магнетит образует или тонкодисперсные агрегаты или кубической формы зерна размером 0,01–0,14 мм. По нему с различной интенсивно-

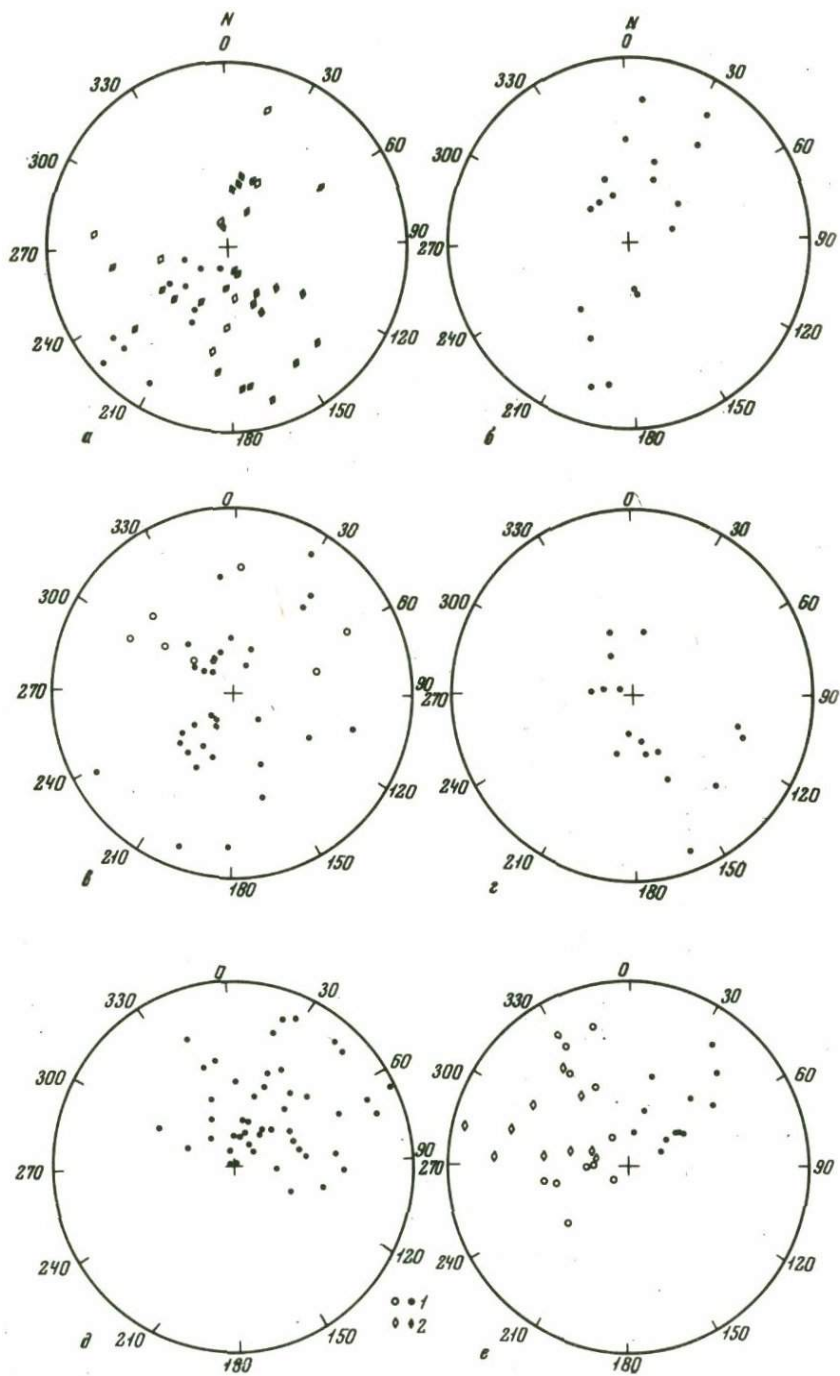
стью развит гематит. Наиболее часто встречается титанистый магнетит в породах Новоорской интрузии. Содержание железа в жильных породах — 2–5% и лишь в единичных случаях достигает 9% объема пород. В преобладающей массе образцов коэффициент  $f$  меньше единицы, но у некоторых образцов он значительно больше единицы. Магнитная фракция составляет 0,9–1,8% от всей массы породы. Содержание  $TiO_2$  в ней сравнительно невелико — 2,62%. Температура кристаллизации магнитных минералов, определенная по диаграмме Баддингтона, соответствует  $450^\circ C$ . Для этого комплекса наиболее полно изучены магнитные свойства горных пород. Исследованиям в данном направлении были подвергнуты породы Шиликтинского, Дуненского, Новоорского, Иссиргужинского, Можаровского и Ашебутакского массивов и прилегающие к ним эффузивы, мелкие жилы и дайки.

### *Шиликтинский массив*

Шиликтинский массив расположен на водоразделе рек Джус и Сундук, в районе пос. Шиликты. Вмещающие его породы — эффузивы девонского возраста. Западный борт интрузии срезан тектоническим нарушением. В центре залегают диориты, которые к западу сменяются гранодиоритами и габбро, а к востоку — граносиенитами. Абсолютный возраст гранодиоритов — 355 млн. лет (Гаррис и др., 1966).

Граносиениты, расположенные на востоке массива, характеризуются в целом невысокими значениями  $k$  (десятки единиц  $10^{-6}$  СГС). С востока на запад в них идет увеличение магнитной восприимчивости. Общая тенденция увеличения  $k$  прослеживается и далее на запад в диоритах и габбро. На самом востоке массива естественная остаточная намагниченность пород очень высокая —  $7000-8000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Затем к западу  $I_p$  пород резко уменьшается (на два порядка) и продолжает постепенно понижаться на протяжении 350 м. В дальнейшем  $I_p$  начинает увеличиваться. В микрограносиенитах, диоритах и габбро она испытывает резкие колебания своей величины, но общая тенденция к увеличению сохраняется. В самой западной периферийной части массива, в габбро  $I_p$  в среднем составляет  $200-300 \cdot 10^{-6}$  СГС без существенных колебаний ее единичных значений.

В граносиенитах, вдали от диоритов и габбро,  $I_p$  и  $k$  имеют прямую корреляционную связь. В граносиенитах вблизи диоритов, в самих диоритах и габбро между  $k$  и  $I_p$  — обратная корреляционная связь. Следует отметить, что в граносиенитах и диоритах то  $k > I_p$ , то  $I_p > k$ , в габбро  $k$  всегда больше  $I_p$  и довольно намного. В местах, где наблюдается увеличение  $k$  и уменьшение  $I_p$ , вероятно, произошли какие-то низкотемпературные процессы, увеличившие общее содержание магнитных минералов. При этом, вероятно, часть первичных минералов потеряла свою  $I_p$ , а часть, может быть, была нацело замещена вторичными магнитными минералами, величина остаточной намагниченности которых очень мала.



В целом для горных пород Шиликтинского массива характерна  $I_n$  южного направления с положительным наклоном (рис.19а). В граносиенитах, удаленных от диоритов на восток,  $I_n$  ориентирована на юго-запад. В граносиенитах, непосредственно контактирующих на западе с диоритами, а на востоке с дайками микрограносиенита,  $I_n$  имеет отрицательное наклонение и весьма различные направления, но преобладают западные — юго-западные. В дайке микрограносиенита  $I_n$  положительная, ориентированная на юго-восток. В диорите и габбро очень большой разброс в направлении векторов  $I_n$ . В диоритах  $I_n$  с положительным наклоном, направленная на запад-юго-запад, а в габбро  $I_n$  также положительна, но ориентирована на юго-восток.

Таким образом, в породах Шиликтинского массива имеются три группы направлений. Намагниченности южного направления с положительными наклонениями соответствуют очень древней намагниченности ( $r_{Cm_2}-Cm_1$ ). При этом по  $I_n$  юго-восточного направления вычисленный палеомагнитный полюс соответствует положению геомагнитного полюса в позднем докембрии ( $\lambda = 260^\circ$ ,  $\phi = 11^\circ$ ), а по  $I_n$  юго-западного направления — раннему кембрию ( $\lambda = 196^\circ$ ,  $\phi = 2^\circ$ ). Намагниченности с отрицательными наклонениями соответствуют положению геомагнитного полюса в раннем триасе для горных пород Европы ( $\lambda = 187^\circ$ ,  $\phi = 53^\circ$ ). Небольшая группа образцов имеет северо-восточное направление  $I_n$  прямой полярности. Вычисленный по ним палеомагнитный полюс располагается в довольно высоких широтах ( $\phi = 67^\circ$ ,  $\lambda = 205^\circ$ ), что соответствует положению геомагнитного полюса в позднем триасе — юре, установленному по горным породам Европейской части СССР.

Терморазмагничивание показало, что в граносиенитах, удаленных от диоритов и габбро,  $I_n$  двухкомпонентная (рис.20а). При этом одна намагниченность термоостаточная (разрушается при  $t > 600^\circ C$ ) и обязана минералам гематитовой серии (гематит, гемоильменит). У другой намагниченности граносиенитов стабильность к нагреванию понижается с востока на запад, и она разрушается при температурах 500, 400 и 300 $^\circ C$ . Если эта намагниченность обусловлена метаморфизмом, то тогда наиболее низкотемпературная, но достаточно интенсивная его фаза имела место на западе граносиенитов. По-видимому, самая восточная часть массива не была затронута метаморфизмом. Стабильность  $I_n$  граносиенитов к воздей-

Рис. 19. Распределение  $I_n$  в горных породах Ашебутакского комплекса

а — Шиликтинский массив; б — граносиениты Дуненского массива; в — граносиениты Новоорского массива; г — граносиениты Иссиргу-жинского массива; д — граносиениты Можаровского массива; е — Аше-бутакский массив; объяснение условных знаков 1,2 см. на рис. 9

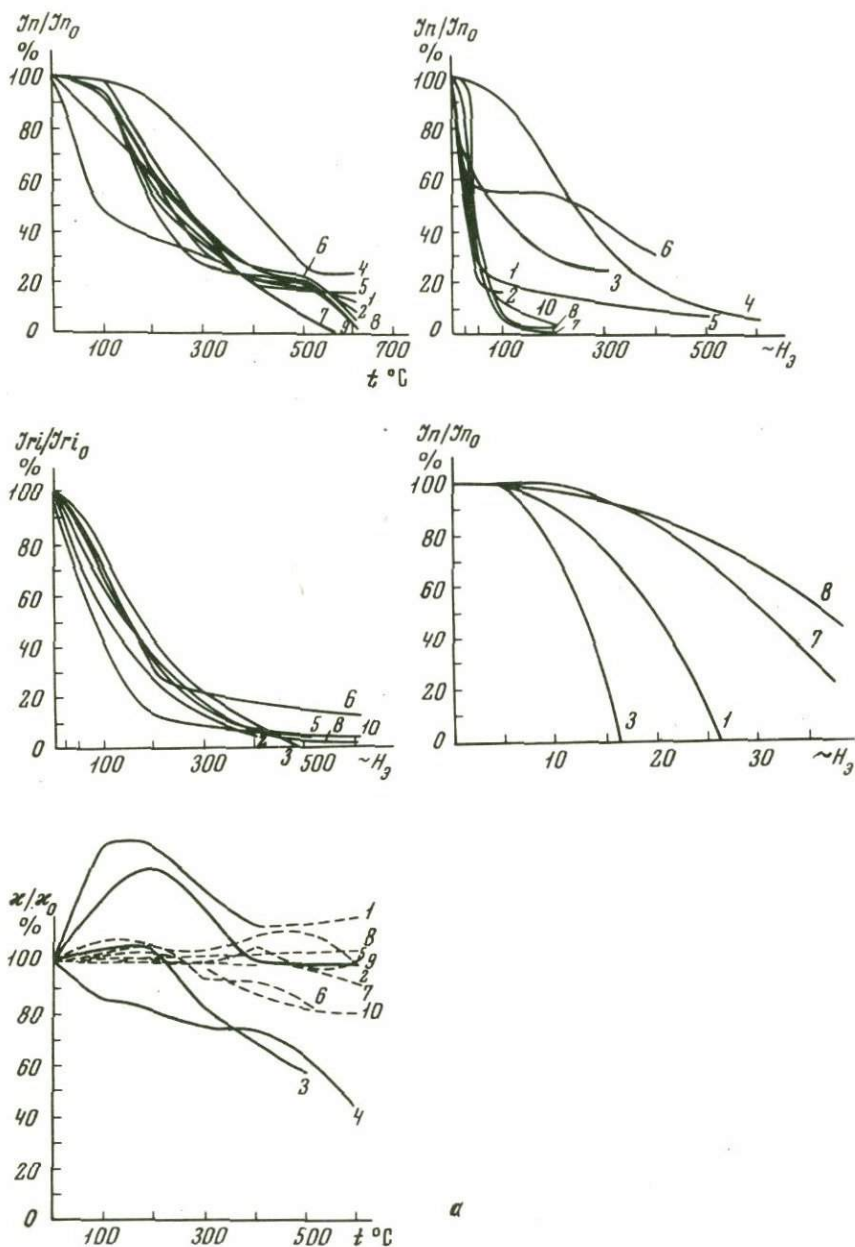
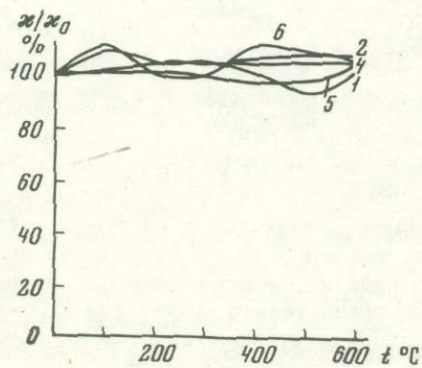
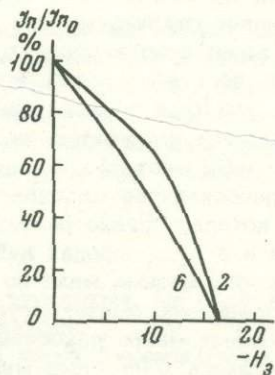
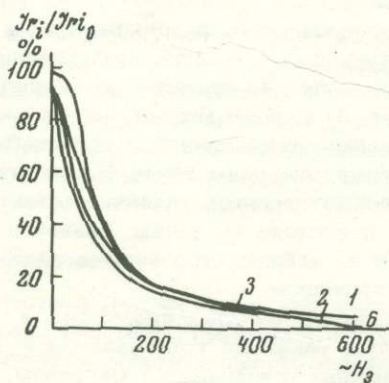
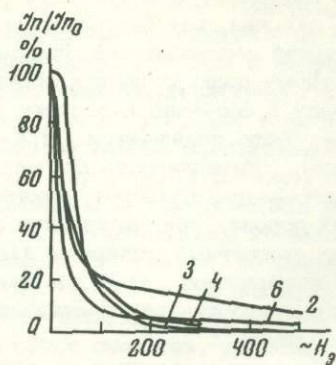
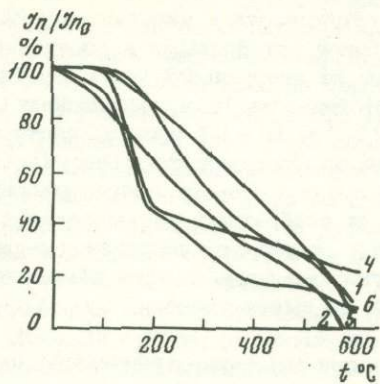


Рис. 20. Поведение  $I_n$ ,  $I_i$  и  $\kappa$  при размагничивании горных пород Шилектинского массива

а - граносиениты; б - габбро, габбро-диориты, диориты



6

ствию переменного магнитного поля также убывает с востока на запад массива, как бы повторяя устойчивость к нагреву низкотемпературной составляющей  $I_n$ . Наиболее устойчивыми к постоянному магнитному полю являются образцы из центральной части массива. К западу и особенно к востоку устойчивость  $I_n$  к постоянному магнитному полю понижается ( $H'_c = 27$  и  $H' = 17$  эрстед соответственно). Устойчивость магнитной восприимчивости граносиенитов при нагревании, наоборот, понижается с запада на восток массива. В этих породах при нагревании к их необратимо уменьшается. Вероятно, магнитные минералы данных пород при нагревании переходят в немагнитную, либо слабомагнитную фазу. Вязкая намагниченность в граносиенитах практически не имеет значения для  $I_n$  (она весьма мала).

В микрограносиенитах из дайки при терморазмагничивании их  $I_n$  четко отбиваются две составляющие, которые разрушаются соответственно при 400 и около 600°C. Направление  $I_n$  остается неизменным, что дает основание допускать разновозрастность этих составляющих. По отношению к переменному магнитному полю породы из дайки менее стабильны, чем граносиениты, расположенные к востоку. При этом, если в породах массива идеальная намагниченность близка к  $I_n$  по стабильности, то в дайке  $I_n$  существенно менее устойчива, чем  $I_i$  к воздействию  $\sim H$ . К постоянному магнитному полю  $I_n$  микрограносиенитов из дайки отличается большей стабильностью ( $H'_c = 52$  эрстед). Магнитные минералы здесь также отличаются от граносиенитов массива исключительной устойчивостью к нагреванию, которая резко растет с востока на запад. Вязкой намагниченности и в этих породах либо не наблюдается вообще за 9 месяцев, либо она весьма мала по сравнению с  $I_n$ .

В граносиенитах, контактирующих на западе с диоритами, а на востоке с дайками микрограносиенита, также не установлено  $I_{gv}$  за 9 месяцев. И здесь магнитные минералы устойчивые к нагревам, но эта устойчивость несколько понижается в породах с востока на запад. Терморазмагничивание показывает в данных породах две намагниченности, составляющие  $I_n$ , которые на западе разрушаются при более высоких температурах, чем на востоке (соответственно — 400 и более 600, 300 и 600, 100 и 555°C). Таким образом, здесь картина обратная той, которая наблюдалась в граносиенитах на востоке массива.

В диоритах  $I_n$  двухкомпонентная (рис. 206). Ее составляющие разрушаются соответственно при 200 и 600°C. Направление  $I_n$  при этом не меняется, что свидетельствует об разновозрастности данных намагниченностей, обусловленных титаномагнетитом и гематитом. Магнитные минералы здесь устойчивые к нагревам — фазовых превращений, видимо, нет, так как к их не изменяется при нагревании пород до 600°C. Но вязкая намагниченность после терморазмагничивания этих пород сравнительно велика (за 7,5 месяцев она достигла  $1/4 I_n$ ). Этим диориты отличаются от всех пород Шиликтинского массива.

В габбро, развитых западнее диоритов,  $I_p$  однокомпонентная, при этом устойчивость ее к нагреванию возрастает от диоритов на запад, к периферии массива. В непосредственном контакте с диоритами на  $I_p$  сказывается влияние какого-то низкотемпературного процесса, а в удалении от них этого нет — там  $I_p$  уверенно термоустойчивая. Направление  $I_p$  у всех образцов из габбро одинаковое. Здесь есть образцы, обладающие существенной  $I_{tv}$ , а также и такие, в которых она либо очень мала по сравнению с  $I_p$ , либо вообще не наблюдается. Стабильность  $I_p$  габбро к  $\sim H$  невысокая, но она несколько возрастает с востока на запад.  $I_{gi}$  то больше, то равна, то меньше  $I_p$ . По устойчивости к  $\sim H$   $I_{gi}$  и  $I_p$  близки между собой. К постоянному полю стабильность габбро невысокая ( $H'_C = 1,6$  эрстед) (рис. 20б).  $I_p$  габбро, расположенных среди сиенитов, трехкомпонентная. Ее составляющие разрушаются при 200, 400 и 600°C соответственно, но все они, вероятно, возникли в один цикл охлаждения, так как направления их одинаковые. Фазовых изменений магнитных минералов и здесь нет. Вязкая намагниченность невелика.

Таким образом, проведенные исследования магнитных параметров горных пород свидетельствуют о довольно сложной истории формирования современного облика Шиликтинского массива. Векторы  $I_p$  фиксируют по крайней мере три разновременных этапа в жизни массива. При этом наиболее низкотемпературные процессы протекали в зонах, непосредственно примыкающих с востока и запада к диоритам и во вмещающих диабазах.

### Дуненский массив

Дуненский массив имеет изотермичную форму. Он сложен в основном граносиенитами, гранитами и сиенитами.

Магнитная восприимчивость горных пород Дуненского массива уменьшается от его периферии к центру. Вначале это убывание незначительное, затем существенное (на западе  $k = 2000-3000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а на востоке —  $200-300 \cdot 10^{-6}$  СГС). По естественной остаточной намагниченности подобного не наблюдается. Она колеблется в пределах нескольких десятков — первых сотен единиц  $10^{-6}$  СГС ( $30-400 \cdot 10^{-6}$  СГС). Между  $k$  и  $I_p$  имеется прямая корреляционная связь. Различия состоят только в амплитудах, в  $I_p$  они больше, чем в  $k$ . Для пород массива характерно, что  $k > I_p$  на один-два порядка. Это свидетельствует о том, что значительная часть магнитных минералов образована при невысокой температуре и не обладает остаточной намагниченностью.

Разброс направлений  $I_p$  в горных породах Дуненского массива значительно меньше, чем в образованиях Шиликтинского массива (см. рис. 19б). Здесь всего две группы векторов  $I_p$ . В первой (преобладающая)  $I_p$  прямой полярности и северо-северо-восточного направления. Вычисленный по ней полюс соответствует его положению в породах  $T_2-I_1$ . Вторая группа векторов  $I_p$  ориентирована

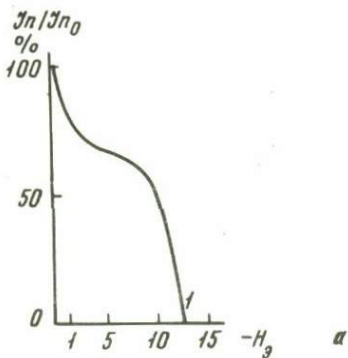
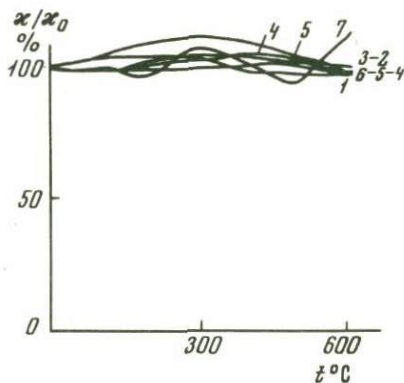
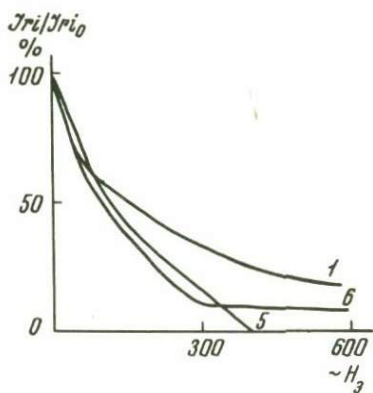
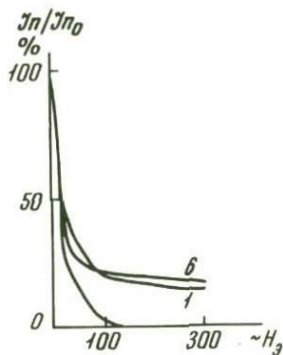
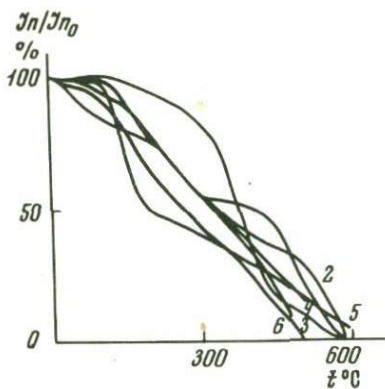
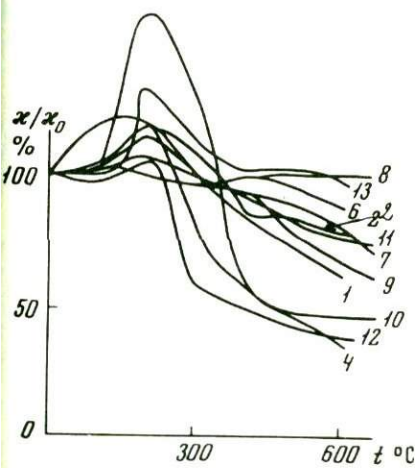
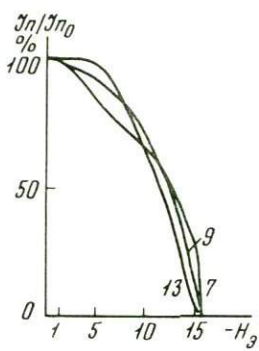
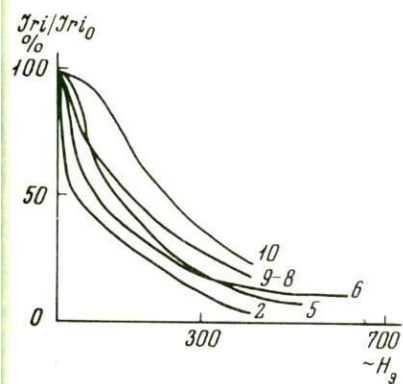
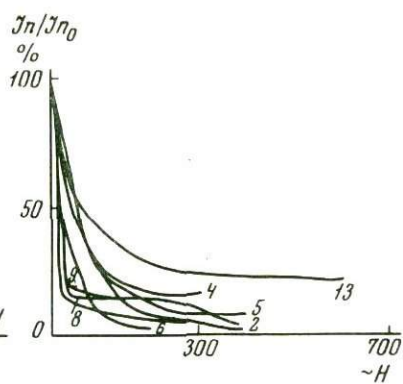
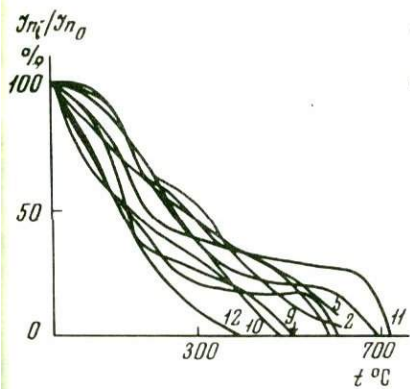


Рис. 21. Поведение  $J_n$ ,  $J_i$  и  $\kappa$  при размагничивании горных пород Дуненского (а) и Новоорского (б) массивов



6.

на юго-юго-запад и по склонению отличается на  $180^\circ$  от векторов первой группы, но наклонение остается положительным. Направление  $I_n$  второй группы векторов аналогично направлению  $I_n$  граносиенитов Шиликтинского массива вдали от диоритов. Этому направлению  $I_n$  соответствует положение геомагнитного полюса в породе  $pSt_2$ .

Для пород Дуненского массива, как и для Шиликтинского, характерно отсутствие фазовых превращений в магнитных минералах при нагревании образцов до  $600^\circ C$ . Во всяком случае к либо вообще не изменяется, либо колебания ее — в пределах ошибки эксперимента (рис. 21а).

Вязкая намагниченность (после терморазмагничивания) наблюдается в образцах из периферии массива.

В поведении  $I_n$  при воздействии переменного магнитного поля нет какой-либо четкой закономерности, в зависимости от места отбора образцов. У всех пород есть неустойчивая составляющая  $I_n$ , разрушающаяся при 100 эрстедах, и стабильная  $k \sim H$  компонента, составляющая от 1–2 до 10–20%  $I_n$ . Эти составляющие имеют разные направления, т.е. они, по-видимому, разновозрастные.  $I_i$  всегда стабильнее  $I_n$ , особенно в полях до 300 эрстед, хотя по величине она бывает и больше, и меньше  $I_n$ . Все это свидетельствует о том, что в  $I_n$  преобладает составляющая, образованная при сравнительно низкой температуре.

Устойчивость  $I_n$  к постоянному магнитному полю проверялась только у одного образца из периферии массива. Эксперимент показал наличие двух составляющих невысокой стабильности (у одной  $H'_c = 1$  эрстед, а у другой  $H'_c = 12$  эрстед).

Терморазмагничивание не установило отличия в  $I_n$  пород в центре и периферии массива. Почти во всех образцах  $I_n$  двухкомпонентная. Одна намагниченность разрушается при 150, 200 и  $300^\circ C$ , другая — в несколько большем интервале температур (400, 500, 575, 600 и более  $600^\circ C$ ). Направление при этом у одних образцов меняется, у других нет. Направление намагниченностей, составляющих  $I_n$ , разное у образцов с периферии массива. В центральной его части намагниченности, образующие  $I_n$ , имеют одинаковые направления, т.е. они, по-видимому, близки по времени образования.

### *Новоорский массив*

Новоорский массив имеет в плане округлую форму. Он расположен севернее пос. Новоорск. Массив сложен преимущественно гранитами, граносиенитами и сиенитами. Вмещающими для Новоорской интрузии являются с запада вулканогенно-осадочные породы фаменско-нижнетурнейского возраста, с севера, востока и юга — эффузивы девона. Абсолютный возраст определен по плагиограниту и равен 251 млн. лет (Гаррис и др., 1963).

Наибольшие значения  $k$  и  $I_n$  пород наблюдаются в юго-западной части исследованного разреза ( $2000-3000 \cdot 10^{-6}$  СГС). Здесь же имеют место и наиболее сильные колебания этих величин. К северо-

востоку вначале  $\kappa$  и  $I_n$  резко уменьшаются ( $\kappa = 8 - 20 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $I_n = 0,25 - 30 \cdot 10^{-6}$  СГС). Затем магнитность пород повышается и, достигнув величины нескольких сотен единиц  $10^{-6}$  СГС, остается такой до конца изученного участка, испытывая колебания в пределах  $70 - 600 \cdot 10^{-6}$  СГС. Во всех породах Новоорского массива  $\kappa$  и  $I_n$  имеют прямую корреляционную связь. Почти всегда  $\kappa > I_n$ . Повсеместное превышение  $\kappa$  над  $I_n$  свидетельствует, с одной стороны, об определенной "остаренности" последней, а с другой, — о значительном количестве сравнительно низкотемпературных магнитных минералов (вероятно, вторичные).

Разброс направлений  $I_n$  в гранитах Новоорского массива довольно значительный. Однако выделяются три группы векторов  $I_n$  (см. рис. 19в). Самая крупная группа векторов  $I_n$  ориентирована на юг и имеет положительное накопление. Она соответствует направлению намагниченности в породах  $rSt_2$  для горных пород Европы. Вторая группа векторов  $I_n$  также имеет положительное наклонение, но ориентирована на север. Намагниченность этой группы пород образована в неоген-четвертичное время. В третью группу входит небольшое количество образцов, обладающих отрицательной  $I_n$  северо-западного направления, соответствующих намагниченности докембрийских пород Европы. Четкой приуроченности направлений  $I_n$  к какой-либо части массива не наблюдается.

Вязкая намагниченность (после терморазмагничивания пород) за 9 — 11 месяцев у большинства исследуемых образцов весьма невелика (1—10%  $I_n$ ) и только в двух случаях  $I_{gv}$  достигает 20%  $I_n$ . Весьма характерно поведение  $\kappa$  при нагревании пород (см. рис. 21б). Оно существенно отличается от того, которое наблюдалось в образцах Дуненского и Шиликтинского массивов. Это, вероятно, свидетельствует об определенных различиях (возможно, генетические) в магнитных минералах горных пород Новоорского массива и подобных образований отмеченных массивов. Здесь до  $t = 200^\circ\text{C}$   $\kappa$  пород увеличивается (по-видимому, идет превращение немагнитных, либо слабomagнитных минералов в магнитные). При нагревании пород выше  $200^\circ\text{C}$   $\kappa$  их убывает непрерывно (идет окисление магнитных минералов — магнетита в гематит и т.д.). Такое поведение  $\kappa$  характерно для большинства исследованных образцов, отличия состоят лишь в амплитудах (увеличение на 10—60%  $\kappa_0$ , а последующее уменьшение на 20—70%  $\kappa_0$ ).

При терморазмагничивании установлено, что  $I_n$  горных пород массива в основном двухкомпонентная, но встречается и однокомпонентная. Температура разрушения нестабильной составляющей  $I_n$  постепенно возрастает с крайнего юго-запада массива к северо-востоку от  $200$  до  $400^\circ\text{C}$ . Затем она снижается опять до  $200^\circ\text{C}$  и далее вновь возрастает до  $400^\circ\text{C}$ . Следует отметить, что для ряда образцов эта намагниченность (разрушаемая при  $400^\circ\text{C}$ ) — единственная. Стабильная составляющая  $I_n$  горных пород на юго-западе массива разрушается при пониженных температурах, а к северо-востоку для ее разрушения требуются более высокие температуры ( $480$ ,

500, 600 и более 600°C). Для тех же образцов, в которых понижается температура разрушения нестабильной составляющей  $I_n$  до 200°C, уменьшается и температура разрушения стабильной составляющей  $I_n$  до 500°C. А на северо-восточном окончании массива для разрушения этой составляющей опять необходима температура более 600°C. Намагниченность, разрушающаяся при низких температурах, связана либо с титаномагнетитом и маггемитом, либо с вторичным магнетитом. Стабильная к нагреванию намагниченность обусловлена магнетитом и гематитом, образованных при высоких температурах. Направление  $I_n$  при нагревании у большинства образцов не меняется совсем, либо изменяется весьма незначительно. При этом изменение направления  $I_n$  совпадает с разрушением одной из ее составляющих. Встречаются и такие образцы, у которых направление  $I_n$  меняется непрерывно при нагревании. В основном это породы с однокомпонентной нестабильной к нагреванию  $I_n$ .

Размагничивание горных пород в переменном магнитном поле также показало наличие у многих образцов двух составляющих  $I_n$ . При этом нестабильная к  $\sim H$  компонента составляет 70–90%  $I_n$ , у ряда образцов она разрушается при  $\sim H = 25$  эрстед. В этих породах за 10–11 месяцев  $I_{nv}$  либо нет совсем, либо она весьма мала. Идеальная намагниченность в породах Новоорского массива всегда устойчивее к воздействию переменного магнитного поля, чем  $I_n$ , хотя величина  $I_i$  в большинстве случаев меньше  $I_n$ . При этом различие в устойчивости к  $\sim H$ ,  $I_i$  и  $I_n$  в породах возрастает с юго-запада массива на северо-восток. (На юго-западе стабильности к  $\sim H$ ,  $I_i$  и  $I_n$  близки между собой, а на северо-востоке  $I_i$  значительно устойчивее  $I_n$ ).

К воздействию постоянного магнитного поля  $I_n$  пород одинаково метастабильная по всему массиву ( $H'_C = 15$  эрстед).

В целом при терморазмагничивании и размагничивании  $I_n$  в переменном и постоянном магнитных полях прослеживаются определенные отличия в поведении  $I_n$  горных пород Новоорского и Дуненского гранитных массивов.

### *Иссиргужинский массив*

Иссиргужинский массив представляет собой близкое к изометричному тело. Контакты массива с вмещающими породами девонского возраста извилистые. Массив сложен преимущественно гранодиоритами, граносиенитами и гранитами. Диориты имеют подчиненное значение. Они встречаются в краевой части массива. В.Н.Краснова и авторы указанной работы (1969) предполагают, что формирование массива происходило в два этапа; вначале внедрились кварцевые диориты и гранодиориты, затем — граниты и граносиениты. Абсолютный возраст гранитов массива — 310 млн. лет (Гаррис и др., 1966).

Магнитная восприимчивость горных пород массива уменьшается с юго-запада на северо-восток от  $11000 \cdot 10^{-6}$  до  $150 \cdot 10^{-6}$  СГС,

затем опять возрастает до  $2000 \cdot 10^{-6}$  СГС. В целом для граносиенитов Иссиргужинского массива характерны высокие значения  $k$ . Величина  $ln$  испытывает заметно большие колебания, чем  $k$ . Между этими параметрами прослеживается обратная корреляционная связь. Это свидетельствует о разных условиях окончательного формирования (включая метаморфизм) горных пород массивов.

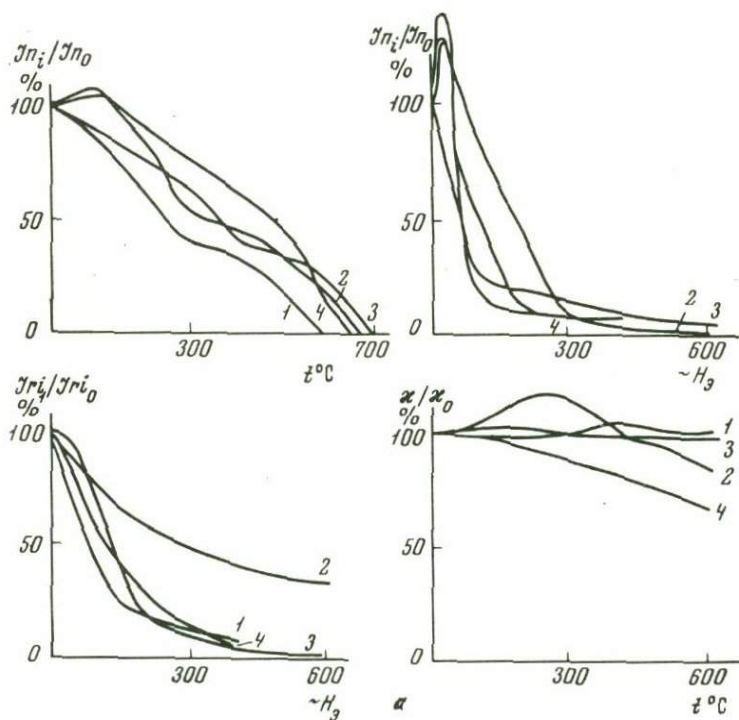
Для пород массива характерна  $ln$  с положительным наклоном. Векторы  $ln$  имеют значительный разброс, но все-таки выделяются две группы, отличающиеся по склонению примерно на  $180^\circ$ . В одной группе  $D_{ср.} = 158^\circ$ ,  $I_{ср.} = 44^\circ$ , а в другой  $D_{ср.} = 315^\circ$ ,  $I_{ср.} = 66^\circ$  (см. рис. 19г). Палеомагнитный полюс, вычисленный по первой группе векторов, соответствует положению геомагнитного полюса в раннем докембрии ( $\lambda = 260^\circ$ ,  $\phi = 10^\circ$ ), по европейским данным (Храмов, 1967). Намагниченность северо-западного направления обязана, вероятно, современному полю, т.е. породы здесь перемагничены.

Анализ исследований по стабильности и определению природы  $ln$  показал, что в граносиенитах усложнение  $ln$  идет с юго-запада на северо-восток. На юго-западе Иссиргужинского массива  $ln$  пород в основном термоостаточная. Далее на северо-восток  $ln$  уже двухкомпонентная, остается та же высокотемпературная намагниченность (образованная при  $t > 600^\circ\text{C}$ ) и появляется низкотемпературная составляющая ( $300-400^\circ\text{C}$ ). Вначале эта низкотемпературная составляющая разрушается при нагревании пород до  $400^\circ\text{C}$ , а дальше на северо-восток температура разрушения ее понижается до  $300^\circ\text{C}$ . Эта намагниченность составляет 50-60%  $ln$  и образована, по-видимому, при аутометаморфизме пород. Вязкая намагниченность в большинстве случаев невелика, но встречаются образцы, у которых она довольно существенная (50%  $ln$ ). Фазовые изменения магнитных минералов при нагревании у одних образцов есть, а у других нет (рис. 22а). Направление  $ln$  в большинстве случаев при нагревании не меняется, хотя четко отбиваются две ее составляющие  $ln$ . Это свидетельствует о том, что обе намагниченности имеют примерно одинаковые направления и, следовательно, образованы в течение небольшого интервала времени.

При воздействии переменного магнитного поля  $ln$  граносиенитов ведет себя по-разному. Почти во всех образцах отмечается сравнительно небольшая по величине и нестабильная составляющая (разрушающаяся при 25 эрстед), ориентированная противоположно  $ln$  (возможно, это вязкая). Кроме того, отмечается составляющая, разрушающаяся при 100-200 эрстедах, а также намагниченность, разрушающаяся в полях более 400 эрстед. Последняя составляет 10-20%  $ln$ . Идеальная намагниченность, когда она меньше  $ln$ , оказывается существенно устойчивее последней к воздействию  $\sim H$ . Когда же  $I_i > I_n$ , они близки по стабильности к воздействию  $\sim H$ . Обычно  $I_i$  устойчивее к  $\sim H$ , чем нестабильная часть  $ln$  и менее устойчива, чем ее стабильная составляющая.

Можаровский массив в плане имеет изометричную форму, а в разрезе это асимметричный лакколлит с неровной подошвой и кровлей. Он сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами. Наиболее широко развиты граносиениты, гранодиориты и граниты. Жильная фация представлена граносиенит-порфирами, трахилипарито-дацитовыми порфирами и трахиандезитовыми порфирами. Последовательность внедрения та же, что и в Иссигужинском массиве. Абсолютный возраст гранитов 289 млн. лет (Гаррис, 1963).

В целом граносиениты Можаровского массива характеризуются относительным постоянством магнитных параметров. Амплитуда колебаний магнитной восприимчивости сравнительно невелика ( $\kappa_{\min} = 60 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\kappa_{\max} = 2400 \cdot 10^{-6}$  СГС), а в основном же  $\kappa$  изменяется в пределах  $200 - 1000 \cdot 10^{-6}$  СГС; наблюдается некоторое увеличение ее значений с запада на восток. Естественная остаточная намагниченность граносиенитов наиболее сильные изменения испытывает на западе массива (где амплитуда колебаний ее величины достигает  $2700 \cdot 10^{-6}$  СГС) и на востоке (отличие в значениях  $I_p$  около  $500 \cdot 10^{-6}$  СГС). На большей же части массива колебания  $I_p$  пород порядка  $100 - 250 \cdot 10^{-6}$  СГС. Такое постоянство магнитных параметров горных пород свидетельствует о



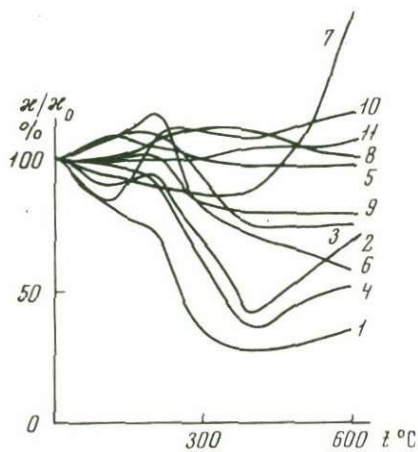
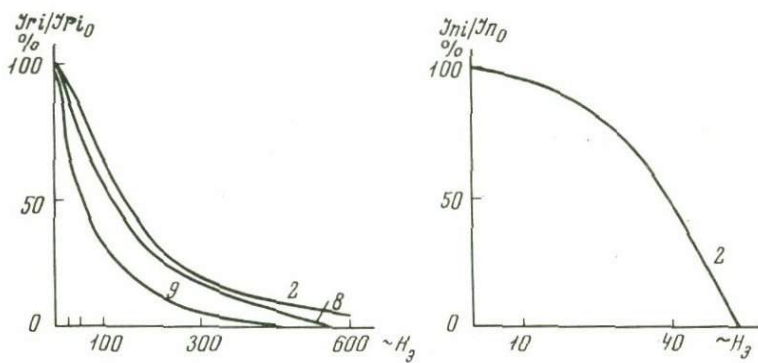
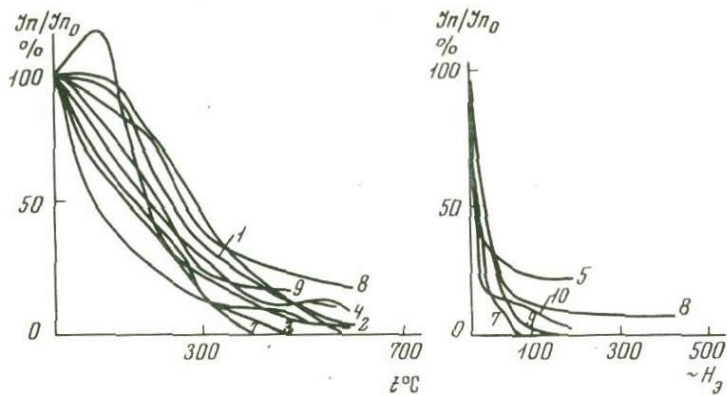


Рис. 22. Поведение  $In$ ,  $Ii$  и  $\alpha$  при размагничивании горных пород Иссыргужинского (а) и Можаровского (б) массивов

сравнительном однообразии состава и условий формирования граносиенитов по всему изученному участку Можаровского массива. Но это в целом, в деталях же есть различия. На западе и востоке массива между  $k$  и  $I_p$  существует прямая корреляционная связь. В центральной части тела эти параметры имеют обратную корреляционную связь. На западе и востоке, хотя  $k$  в большинстве случаев больше  $I_p$ , но имеются породы, в которых  $I_p > k$ , а на центральном участке  $k > I_p$  во всех без исключения породах.

Направление векторов  $I_p$  в породах Можаровского массива в основном северо-восточных румбов положительной полярности. Вычисленный палеомагнитный полюс по  $I_p$  граносиенитов массива располагается вблизи осредненного полюса для верхнепермских пород Европы (см. рис. 19д).

Исследования природы и стабильности  $I_p$  граносиенитов Можаровского массива показали, что в большинстве случаев  $I_p$  двухкомпонентная (рис. 22б). Одна намагниченность, составляющая  $I_p$ , разрушается при  $300^\circ\text{C}$ , а другая — при  $600^\circ\text{C}$ . Вероятно, низкотемпературная намагниченность обусловлена титаномагнетитом, а высокотемпературная — гематитом, которые образовались в один цикл охлаждения пород, так как направление  $I_p$  не меняется после разрушения ее низкотемпературной составляющей. Низкотемпературная намагниченность составляет 60–85% величины  $I_p$ . Но имеются и другие образцы (примерно 40% изученной коллекции), у которых  $I_p$  однокомпонентная термоостаточная и разрушается при нагревании пород до  $500$ – $600^\circ\text{C}$ . Встречаются такие образцы на западе и востоке массива. У большинства образцов при нагревании наблюдаются фазовые превращения магнитных минералов. При этом в западной части массива  $k$  при нагревании пород до  $200^\circ\text{C}$  немного увеличивается, при дальнейшем повышении температуры она уменьшается, часто довольно существенно (на 50–60%  $k_0$ ). В породах восточной части массива фазовые изменения магнитных минералов существенно меньше, и  $k$  в этих породах увеличивается при их нагревании.

Стабильность  $I_p$  граносиенитов Можаровского массива к воздействию переменного магнитного поля невелика. У большинства образцов  $I_p$  полностью разрушается в поле 100–200 эрстед, а нередко 80%  $I_p$  разрушается в поле 25 эрстед. И только у некоторых образцов сохраняется немного  $I_p$  (менее 10%  $I_{p0}$ ) после воздействия переменного поля с амплитудой в 400 эрстед. Во всех породах  $I_p$  менее стабильная, чем  $I_g$   $k \sim H$ .

$I_p$  данных пород весьма устойчива к воздействию постоянного магнитного поля, особенно там, где она однокомпонентная термоостаточная и обусловлена магнетитом или гематитом.

#### *Ацэбутацкий граносиенитовый массив*

Массив сложен в основном граносиенитами. Вмещающими для него являются диабазы девона, среди которых в незначительном удалении от массива развиты дайки микрограносиенитов.

$\kappa$  граносиенитов массива порядка  $2000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $I_n$  —  $100-200 \cdot 10^{-6}$  СГС. Величины этих параметров возрастают при приближении к вмещающим диабазам и понижаются близ контактов с дайками порфиритов.  $\kappa$  и  $I_n$  в дайках граносиенитов существенно ниже, чем в массиве ( $\kappa = 800-1000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $I_n = 30-50 \cdot 10^{-6}$  СГС). В породах массива между  $\kappa$  и  $I_n$  прослеживается прямая корреляционная зависимость. Следует отметить одну довольно существенную особенность. В граносиенитах массива и других породах с  $I_n$  положительной полярности магнитная восприимчивость всегда значительно больше естественной остаточной намагниченности,  $\kappa > I_n$  и в диабазах вблизи контактов с дайками граносиенитов. В диабазах, вдали от даек граносиенитов и в граносиенитах массива с  $I_n$  обратной полярности,  $\kappa$  и  $I_n$  близки между собой (то  $\kappa > I_n$ , то  $I_n > \kappa$ ). Прямая корреляционная связь между  $\kappa$  и  $I_n$  в горных породах массива свидетельствует о том, что изменение этих параметров происходит за счет изменения концентрации и состава магнитных минералов. При этом изменения, вероятно, претерпевают породы в целом. Однако в местах, где  $\kappa$  пород существенно больше их  $I_n$  (зоны пород с  $I_n$  прямой полярности), вероятно, преобладающее влияние на образование магнитных минералов и их намагниченности оказали низкотемпературные процессы. В зонах пород с  $I_n$  обратной полярности, где  $I_n$  примерно одинаковая с  $\kappa$ , а иногда и больше ее, роль высокотемпературных процессов при образовании данных пород существенно возрастает.

По векторам  $I_n$  породы Ашебутакского массива и расположенные вокруг него эффузивы и дайки отчетливо делятся на две группы. Горные породы центральной части массива и даек порфиритов обладают  $I_n$  прямой полярности северо-восточных румбов ( $D_{ср.} = 44^\circ$ ,  $I_{ср.} = 52^\circ$ ). Горные породы юго-западного окончания массива и вмещающие диабазы характеризуются  $I_n$  обратной полярности запад-северо-западных румбов. В граносиенитах из дайки, расположенной в 600 м к юго-западу от Ашебутакского массива,  $I_n$  прямой полярности ориентирована на северо-восток ( $D_{ср.} = 4^\circ$ ,  $I_{ср.} = 25^\circ$ ) (см. рис. 19е). Палеомагнитный полюс, вычисленный для диабазов (и вообще пород с отрицательным наклоном  $I_n$ ), наиболее близко соответствует его положению в нижнем девоне, определенному для образований Европы и Южного Урала. Палеомагнитный полюс, вычисленный для горных пород массива с  $I_n$  прямой полярности, соответствует осредненному положению геомагнитного полюса в позднепермское время для горных пород Европы (Храмов, Шолпо, 1967). Направление намагниченности пород даек соответствует раннетриасовой намагниченности горных пород Европы.

Различаются между собой горные породы с  $I_n$  разной полярности при их нагревании и воздействии на них переменного магнитного поля.

В диабазах  $I_n$  термоостаточная однокомпонентная. При приближении к дайкам граносиенита появляется вторая намагниченность, возникшая при  $300^\circ\text{C}$ , но общее направление  $I_n$  при разрушении по-

следней не меняется.  $I_n$  в диабазах очень стабильная  $k \sim H$ , поле в 600 эрстед ее полностью не разрушает (остается еще 29–40%  $I_n$ ). Вязкой намагниченности в диабазах либо совсем нет, либо она весьма мала (рис. 23).

$I_n$  обратной полярности в граносиенитах, как и в диабазах однокомпонентная термоостаточная. Кривые терморазмагничивания ее другого вида (четвертый подтип I типа). Вязкая намагниченность здесь небольшая. Вблизи зоны перехода от пород с  $I_n$  обратной полярности к породам с  $I_n$  прямой полярности в граносиенитах с  $I_n < 0$  появляется вторая намагниченность, разрушаемая при нагревании до 200°C. От диабазов эти породы отличаются низкой стабильностью  $I_n$   $k \sim H$ , к тому же устойчивость  $I_{gi}$  к данному полю в них всегда выше, чем  $I_n$ . Следует отметить, что устойчивость  $I_n$  и  $I_{gi}$   $k \sim H$  у всех граносиенитов массива примерно одинаковая, в этом сходство граносиенитов с  $I_n$  разной полярности.

В граносиенитах массива с  $I_n$  прямой полярности, как правило,  $I_n$  двухкомпонентная. При этом доля нестабильной составляющей  $I_n$  растет от периферии к центру. Вблизи зоны смены полярности  $I_n$  эта нестабильная намагниченность составляет 40%  $I_n$ , далее на северо-восток ей принадлежит 65%  $I_n$  и на конце профиля, в плагиоклазовом порфирите она составляет 90%  $I_n$ . Эта намагниченность разрушается при нагревании до 200°C. Вязкая намагниченность в этих породах достаточно большая.

В диабазах высокостабильная составляющая  $I_n$  разрушается при нагревании их до 575°C. В граносиенитах с  $I_n$  обратной полярности эта намагниченность разрушается при температуре 600°C и более, а в граносиенитах массива с  $I_n$  прямой полярности она разрушается при температуре 480–550°C.

$I_n$  в граносиенитах даек двухкомпонентная. Нестабильная составляющая  $I_n$  пород из центра даек разрушается при  $t = 200^\circ\text{C}$ , а в породах вблизи контакта с диабазами она разрушается при  $t = 300^\circ\text{C}$ . Эта намагниченность составляет 70–90%  $I_n$ . Высокостабильная составляющая  $I_n$  данных пород разрушается при температуре 540–575°C. Направление  $I_n$  меняется после разрушения ее нестабильной составляющей. Вязкая намагниченность здесь весьма большая (после прогрева пород до 600°C), иногда она за 10 месяцев становится больше  $I_n$ . К воздействию переменного магнитного поля  $I_n$  граносиенитов даек несколько более устойчивая, чем  $I_n$  граносиенитов массива, но все равно намного менее стабильная, чем в диабазах.  $I_{gi}$  несколько стабильнее  $I_n$   $k \sim H$ .

Диабазы отличаются от граносиенитов по поведению  $k$  при нагревании. В диабазах  $k$  с увеличением температуры несколько увеличивается (на 15–25%). Тогда как у большинства образцов граносиенитов  $k$  в начале цикла (до 200°C) возрастает, затем уменьшается. Правда, встречаются образцы, у которых  $k$  при нагревании уменьшается непрерывно, но есть и такие разности, в которых  $k$  совершенно не меняется при их нагревании до 600°C. Таким образом, в диабазах при нагревании идет превращение некоторого

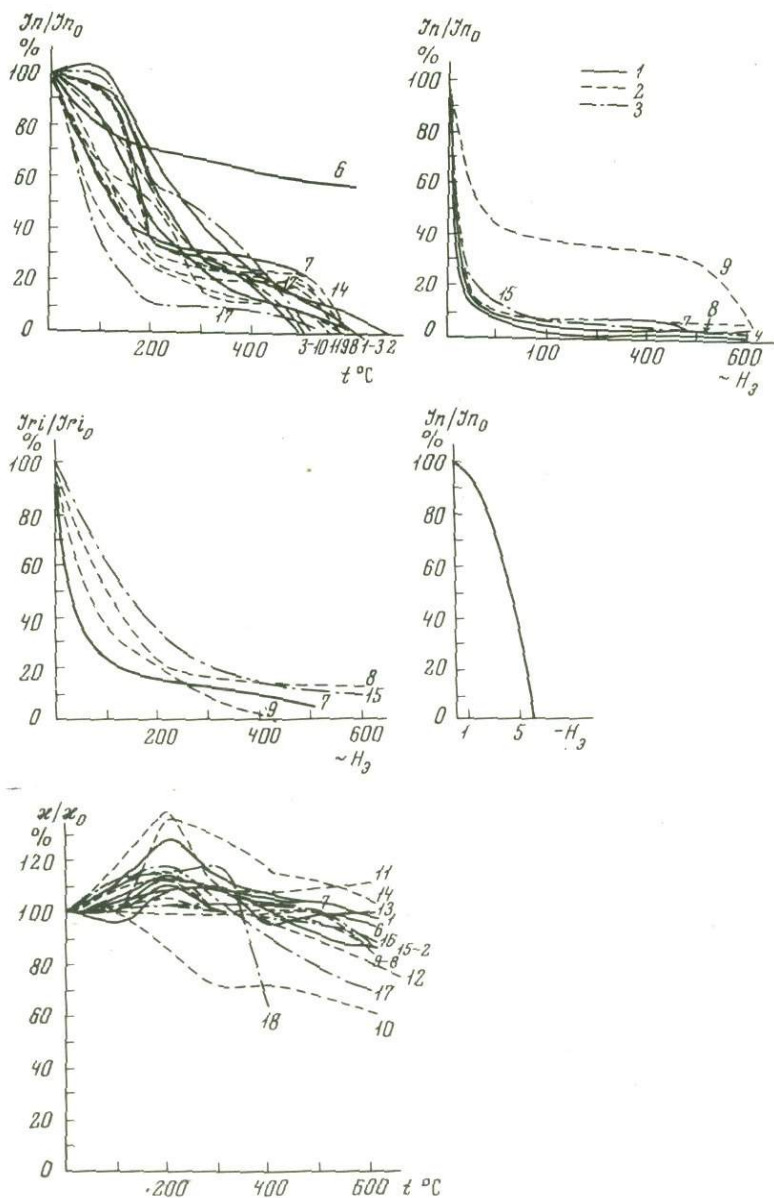


Рис. 23. Поведение In, Ir и K при размагничивании горных пород Ашебутакского массива

1 - граносиениты; 2 - граносиениты из дайки; 3 - плагиоклазовые порфириты

числа парамагнитных минералов в ферромагнитные, в граносиенитах подобный процесс либо идет в начале цикла нагревания (до  $200^{\circ}\text{C}$ ), либо его вовсе нет, и при дальнейшем повышении температуры магнитные минералы разрушаются, либо превращаются в слабомагнитные.

Диабазы отличаются от граносиенитов с  $I_n$  прямой полярности по устойчивости их  $I_n$  при терморазмагничивании, воздействию переменного магнитного поля, по стабильности  $I'_C$  и  $I_n$  к  $\sim H$  и поведению  $k$  при нагревании. Граносиениты с  $I_n$  обратной полярности имеют сходство как с диабазами (по терморазмагничиванию и отсутствию  $I_{nv}$ ), так и с граносиенитами с  $I_n$  прямой полярности (по размагничиванию  $\sim H$ , стабильности  $I'_C$  и  $I_n$  к  $\sim H$  и поведению  $k$  при нагревании). Все это дает основание предполагать, что граносиениты юго-западной части Ашебутакского массива с  $I_n$  обратной полярности образовались в результате переработки диабазов, вследствие внедрения гранитной магмы, вернее ее растворов, которые, однако, не смогли разрушить магнитные минералы диабазов, поэтому-то магнитные параметры этих пород весьма близкие, особенно  $I_n$ .

По возрасту древней намагниченности интрузивные массивы Ашебутакского комплекса располагаются в следующем порядке: Иссиргужинский ( $pCm_1-pCm_2$ ), Новоорский ( $pCm_1-pCm_2$ ), Дуненский ( $pCm_2$ ), Ашебутакский ( $D_1$ ), Можаровский ( $P_2$ ). Таким образом, наиболее древняя намагниченность зафиксирована в породах Иссиргужинского массива. На север и юг идет как бы "омоложение"  $I_n$  (в каждом последующем массиве к югу или северу  $I_n$  моложе, чем в предыдущем).

Возраст второй (более молодой) намагниченности в породах массивов убывает с юга на север. В Ашебутакском, Можаровском и Иссиргужинском массивах она позднепермская, а в Дуненском и Шиликтинском массивах — триасовая.

Наиболее устойчивая к нагреванию  $I_n$  в граносиенитах Иссиргужинского массива, далее идут  $I_n$  граносиенитов Дуненского массива, габбро и диоритов Шиликтинского, граносиенитов Новоорского, Шиликтинского, Можаровского и Ашебутакского массивов.

Стабильность  $I_n$  к воздействию переменного магнитного поля наиболее высокая опять в породах Иссиргужинского массива. В остальных массивах она примерно одинаковая, отличаясь отдельными образцами с повышенной, либо пониженной стабильностью  $I_n$ .

По стабильности идеальной намагниченности породы к  $\sim H$  все массивы очень близки между собой. Это свидетельствует о том, что в них, вероятно, преобладают магнитные минералы, сходные по составу, размерам зерен и генезису.

Наиболее устойчивая  $I_n$  к воздействию постоянного магнитного поля в граносиенитах Шиликтинского массива, где  $H'_C$  достигает 100 эрстед. Следующая по стабильности  $I_n$  граносиенитов Можаровского и габбро Шиликтинского массивов — их  $H'_C = 18$  эрстед. Далее следуют граносиениты Дуненского ( $H'_C = 12$  эрстед) и Ашебутакского ( $H'_C = 6$  эрстед) массивов. Следовательно, можно выде-

диль породы, у которых  $I_p$  стабильная к постоянному полю (граносиениты Шиликтинского и Можаровского массивов), метастабильная (габбро Шиликтинского и граносиениты Новоорского массивов) и нестабильная (граносиениты Дуненского и Ашебутакского массивов).

По устойчивости к пород к нагреванию, т.е. по величине фазовых превращений в магнитных минералах, рассмотренные массивы располагаются следующим образом: граносиениты Дуненского и габбро Шиликтинского массивов, в которых практически нет фазовых превращений (их  $k$  не изменяется), граносиениты Иссиргужинского, Ашебутакского, Шиликтинского, Новоорского и Можаровского массивов.

Породы массивов по значениям наиболее вероятной средней величины  $I_p$  располагаются в следующей последовательности: габбро, диориты и граносиениты Шиликтинского массива ( $300 \cdot 10^{-6}$  СГС); Граносиениты Иссиргужинского и Можаровского массивов ( $250 \cdot 10^{-6}$  СГС); граносиениты Дуненского и Ашебутакского массивов ( $200 \cdot 10^{-6}$  СГС); дайки Ашебутакского массива ( $70 \cdot 10^{-6}$  СГС) и граносиениты Новоорского массива ( $25 \cdot 10^{-6}$  СГС).

В целом для Ашебутакского комплекса  $I_p$  средние по величине и близки между собой, за исключением граносиенитов Новоорского и даек Ашебутакского массивов.

Самые большие средние наиболее вероятные значения  $k$  в габбро Шиликтинского массива ( $3500 \cdot 10^{-6}$  СГС), далее следуют граносиениты Дуненского и Иссиргужинского массивов ( $2500 \cdot 10^{-6}$  СГС), дайки Ашебутакского массива ( $1500 \cdot 10^{-6}$  СГС), граносиениты Ашебутакского массива ( $300 \cdot 10^{-6}$  СГС), граносиениты Можаровского и Новоорского массивов ( $250 \cdot 10^{-6}$  СГС) и граносиениты Шиликтинского массива ( $80 \cdot 10^{-6}$  СГС). Таким образом, различаются массивы с большой величиной  $k$  (габбро Шиликтинского массива, граносиениты Дуненского и Иссиргужинского массивов и дайки Ашебутакского массива), средней (граносиениты Ашебутакского, Можаровского и Новоорского массивов) и малой (граносиениты Шиликтинского массива).

Самые высокие, наиболее вероятные значения  $Q$  в габбро, диоритах и граносиенитах Шиликтинского массива (5), за ними следуют граносиениты Новоорского массива ( $Q_{ср.} = 0,5$ ), граносиениты Дуненского и Можаровского массивов ( $Q_{ср.} = 0,3$ ), граносиениты Иссиргужинского ( $Q_{ср.} = 0,25$ ) и Ашебутакского ( $Q_{ср.} = 0,2$ ) массивов и дайки Ашебутакского массива ( $Q_{ср.} = 0,07$ ).

В целом для Ашебутакского комплекса наблюдается значительное разнообразие изученных магнитных параметров горных пород, что свидетельствует о сложности исторического развития пород данного комплекса. Однако можно выделить некоторые общие закономерности:

1. Для горных пород комплекса характерна  $I_p$  прямой полярности.
2. В горных породах всех массивов имеются две намагниченности: древняя ( $p_{Cm-D_1}$ ) и сравнительно молодая ( $P_2-T_2$ ). Этим они схожи с породами Курмансайского комплекса.

3. Породы отличаются невысокой стабильностью  $I_p$  и  $I_i$  к воздействию переменного магнитного поля. Особенно она низкая у  $I_p$ , которая всегда менее стабильная, чем  $I_i$ .

4.  $I_p$  горных пород комплекса в основном двухкомпонентная, с кривой терморазмагничивания II типа. Исключения представляют породы Иссиргужинского и Дуненского массивов и габбро Шиликтинского массива, у которых преобладают  $I_p$  однокомпонентные, а кривые терморазмагничивания у них первого и второго вида I типа.

5. Весьма характерно поведение  $k$  при нагревании пород. Она вначале увеличивается (до 200°C), затем убывает.

6. Для пород Ашебутакского комплекса характерны средние и малые величины наиболее вероятных значений  $I_p$ .

7. Наиболее вероятные значения  $k$  пород в основном большие и средние, но бывают и низкие.

8. Величины  $Q$  в образованиях данного комплекса очень изменчивые, но в среднем преобладают значения меньше единицы.

Таким образом, в породах Ашебутакского интрузивного комплекса имеются две намагниченности: одна очень древняя, древнее возраста пород, определенного по геологическим данным, другая молодая, моложе рассматриваемых пород. Образование сравнительно молодой  $I_p$  можно связать с метаморфизмом пород. Древняя намагниченность могла сохраниться от древних пород после их переработки последующими внедрениями магмы и особенно ее сравнительно низкотемпературных растворов. Не исключено, что интрузии Ашебутакского комплекса сформировались окончательно в раннепермско-позднетриасовое время. Тогда отпадает предположение об образовании молодой  $I_p$  в результате метаморфизма. Возможно также, что интрузивные тела и вмещающие их породы после своего образования и возникновения в них  $I_p$  изменили свое первоначальное залегание (испытали наклоны и повороты). На данном этапе исследования невозможно отдать предпочтение какому-либо одному из этих предположений. Для решения этого вопроса необходимы специальные детальные исследования.

## МАГНИТОГОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс был выделен в 1936 г. В.М.Сергиевским и с тех пор много раз описывался в литературе Н.В.Струве (1959), В.М.Сергиевским (1960), Д.С.Штейнбергом (1961), К.М.Сиротиным, М.И.Задуминой (1963), Г.Б.Ферштатером (1963) и др.

Интрузии комплекса размещены среди вулканогенных образований нижнекаменноугольного возраста. Это или небольшие межформационные тела или лакколиты, располагающиеся в виде прерывистой полосы меридионального направления. Они сложены габбро, диоритами, гранодиоритами, нормальными и щелочными гранитами, сиенитами и их жильными фациями. Такая пестрота состава объясняется диффе-

ренциацией магмы, многофазностью ее внедрения и процессами гибридного, ассимиляции и щелочного метасоматоза. Для этих интрузий характерно присутствие ранних фаз габбро-диабазового облика, отсутствие мирмекита, широкое развитие микропегматитов и лампрофи-ров, повышенное содержание титана, интенсивный щелочной метасоматоз, тесная связь с близкими по составу эффузивами, интенсивность контактово-метасоматических процессов, частично сопровождающихся полезной рудной минерализацией, и гипабиссальный характер интрузий.

На генетическую принадлежность интрузий Магнитогорского комплекса имеется несколько точек зрения. Большинство исследователей Урала относят интрузии Магнитогорского комплекса к производным базальтоидной магмы, комагматичным вулканогенным образованиям березовской свиты нижнекаменноугольного возраста (Штейнберг, 1961; Соболев, 1961; Краснова, Наумов, 1959). В.М. Сергиевский (1969) считает, что эти интрузии являются переходными от габброидных к гранитоидным и ближе тяготеют к гранитной формации. М.Д. Тесаловский, И.А. Мудров, Л.С. Хромых, И.М. Горячкина (1964) относят интрузии Магнитогорского комплекса к габбро-монзонит-сиенитовой формации с преобладающим развитием пород гранитного и сиенитового ряда. Формирование данных интрузий, по мнению большинства исследователей, могло происходить в конце нижнего карбона (в визейское время) или на границе нижнего и среднего карбона (судетская фаза складчатости). Абсолютный возраст пород комплекса определяется в 227-263 млн. лет (Гаррис, 1961).

Г.Б. Ферштатер (1963) выделяет три фазы формирования интрузий Магнитогорского комплекса: внедрение габброидов, образование гранитоидов и связанных с ними гибридных пород, возникновение гранит-порфиров, гранодиоритов и лампрофиров жильной фации. П.Ф. Сопко и Д.Н. Салихов (1969) считают, что образование пород комплекса происходило в две фазы. В первую возникли габбро и габбро-диабазы, а во вторую — породы гранитного и щелочного ряда.

Габброидные интрузии обычно ассоциируют с крупными гранитными массивами, реже встречаются в виде самостоятельных мелких тел. Гранитоиды представлены многочисленными массивами различных размеров.

Палеомагнитные исследования были проведены на породах Базарбаевского массива и ряда мелких тел, расположенных на водоразделе рек Урал и Большая Карагайка (у сел. Мукубай и к западу от сел. Михайловское) и в районе сел. Кацбахское (по рекам Козьба и Зингейка).

### *Базарбаевский массив*

Исследовалась восточная часть южного окончания массива, сложенная лейкократовыми гранитами и граносиенитами.

Из магнитных минералов здесь наиболее широко развит титаномагнетит двух видов: крупнозернистый (до 0,7 мм) с характерной

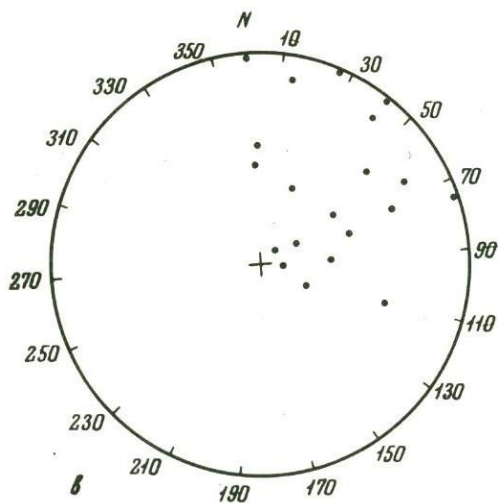
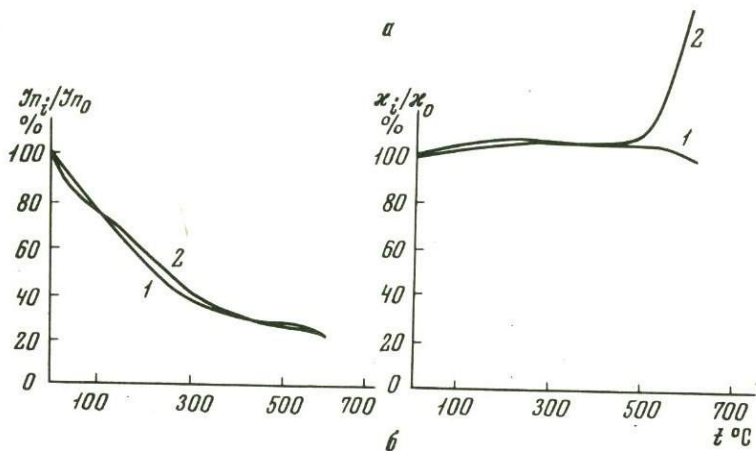
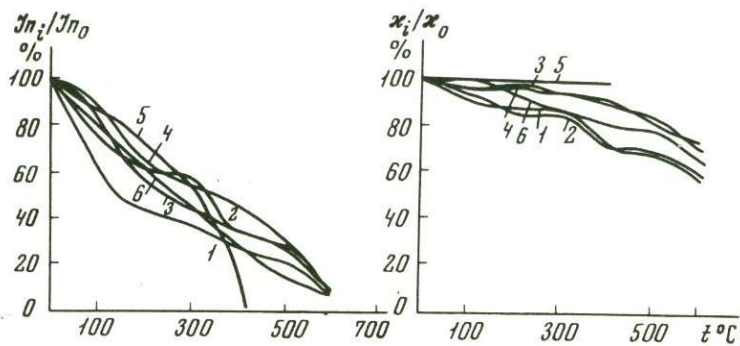


Рис. 24. Поведение  $Jn$  и  $k$  при терморазмагничивании гранитов (а) и диоритов (б) и распределение  $Jn$  (в) в горных породах Базарбаевского массива

"решеткой" распада, выполненной магнетитом и ильменитом, и мелкозернистый (0,04–0,08 мм). Содержание титаномагнетита – 0,3–5%. Значительно реже встречается магнетит, концентрация которого не превышает 0,4%. Зерна его кубической формы, размер их не более 0,1 мм.

В горных породах массива значения  $I_p$  очень изменчивые ( $72 \div 16000 \cdot 10^{-6}$  СГС), а средняя наиболее вероятная величина  $I_p = 900 \cdot 10^{-6}$  СГС. Магнитная восприимчивость испытывает значительно меньшие колебания. В граносиенитах  $k = 550-1700 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k_{ср.} = 1200 \cdot 10^{-6}$  СГС, в диоритах  $k = 660 \div 5800 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $I_p$  прослеживается прямая корреляционная зависимость.

$I_p$  граносиенитов одно-, двух- и трехкомпонентная, с преобладанием намагниченности, устойчивой к нагреванию (рис. 24а).  $I_p$  полностью разрушается при нагревании пород до  $625 \div 640^\circ\text{C}$ , у отдельных образцов – при более низкой температуре ( $430^\circ\text{C}$ ). Наименее стабильная намагниченность в случае двух- и трехкомпонентной  $I_p$  разрушается при нагревании пород до  $200^\circ\text{C}$ . Эта намагниченность связана с титаномагнетитом. В трехкомпонентной  $I_p$  вторая намагниченность разрушается при нагревании пород до  $400^\circ\text{C}$ , и последняя – при  $630^\circ\text{C}$ . Эти намагниченности обусловлены соответственно сильно титанистым магнетитом и гематитом,  $k$  граносиенитов при их нагревании уменьшается (иногда на 30%), т.е. идет окисление титаномагнетита и магнетита в гематит.

$I_p$  диоритов однокомпонентная, разрушающаяся при  $600^\circ\text{C}$ . Кривые терморазмагничивания диоритов четвертого вида I типа.  $k$  при нагревании пород до  $500^\circ\text{C}$  не изменяется. При  $t = 600^\circ\text{C}$  в некоторых образцах  $k$  увеличивается, а в других остается неизменной (рис. 24б).

$I_p$  пород массива прямой полярности. Она ориентирована на северо-восток ( $I_{ср.} = 57^\circ$ ,  $I_{ср.} = 40^\circ$ ; рис. 24в). Разброс векторов  $I_p$  довольно большой. Вычисленный по ним палеомагнитный полюс ( $\lambda = 160^\circ$ ,  $\phi = 38^\circ$ ) соответствует его положению, определенному по фаунистически охарактеризованным породам  $D_3^{fm} - C_1^t$ .

Таким образом, время образования  $I_p$  горных пород соответствует времени формирования Базарбаевского массива. Фазы внедрения не выявляются, что, вероятно, связано с отбором образцов из пород одной фазы.

### *Интрузии междуручья Урал и Большая Карагайка*

Интрузии представлены гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, расположенными среди вулканогенно-осадочных пород нижнего карбона.

Из магнитных минералов в породах данного района преобладают магнетит и титаномагнетит. Реже встречаются гематит, гемоильменит и гидротит.

В гранитах количество магнетита достигает 6%. В основном это крупные зерна ( $1 \div 1,7$  мм) кубической, удлиненной и призматичес-

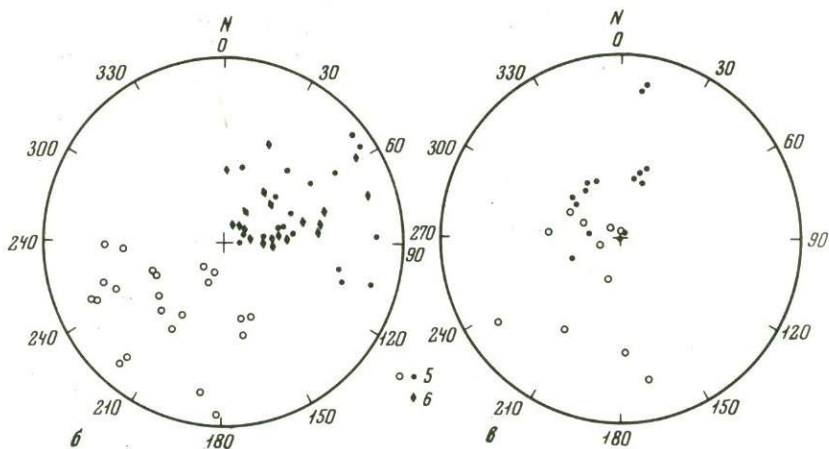
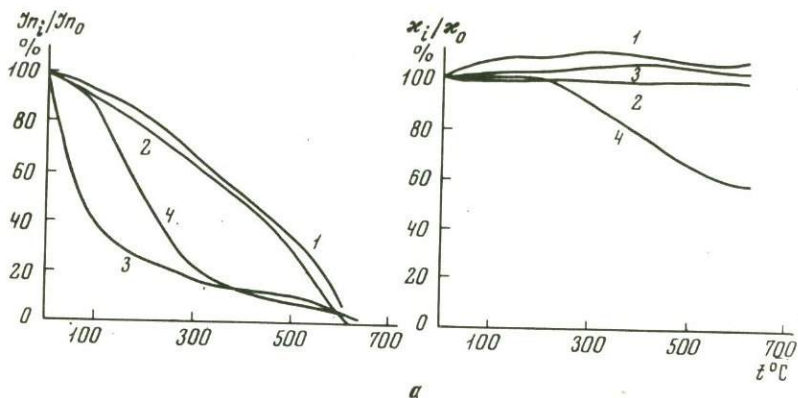


Рис. 25. Поведение  $I_n$  и  $k$  при терморазмагничивании (а) и распределение  $I_n$  (б, в) в горных породах мелких интрузий между-речья Урала и Большой Карагайки

Кривые на диаграммах: 1 – гранит, 2 – диорит, 3 – гранит, 4 – кварцевый диорит; 5 – граниты, 6 – диориты

кой формы. По трещинам и краям они часто замещаются гематитом. Содержание титаномагнетита не превышает 2%. Зерна его кубической формы, размером 0,16–0,5 мм, тяготеют к биотиту. Нередко замещены гематитом. Встречается мартит (0,5%) с реликтами магнетита. Размеры его зерен – 0,1 ÷ 0,2 мм. Форма их кубическая и удлиненная. Он ассоциирует с гемоильменитом, содержание которого – 0,2 %.

В диоритах широко распространен титаномагнетит ( $2,5 \div 7\%$ ). Форма его зерен самая разнообразная. Титаномагнетит встречается обычно распавшийся на ильменит и магнетит, последний часто замещен гематитом. С титаномагнетитом ассоциирует гематит, содержание которого иногда достигает 3%. Небольшое распространение имеет гидрогётит ( $0,5\%$ ).

В кварцевых диоритах присутствуют магнетит ( $0,5-0,6\%$ ), гётит ( $2\%$ ) и гидрогётит ( $0,2\%$ ).

Образцы отбирались в отдельных мелких обнажениях пород. Магнитные свойства диоритов, гранитов и сиенитов данного участка довольно изменчивые, но в целом высокие. Магнитная восприимчивость диоритов изменяется от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $7800 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $k_{ср.} = 4000 \cdot 10^{-6}$  СГС и  $I_{п.ср.} = 4000 \cdot 10^{-6}$  СГС при колебаниях  $6 \div 9000 \cdot 10^{-6}$  СГС. В гранитах изменения  $k$  ( $80 \div 7800 \cdot 10^{-6}$  СГС) и особенно  $I_{п}$  ( $40 \div 30000 \cdot 10^{-6}$  СГС) большие, но их средние значения значительно меньше, чем в диоритах ( $k_{ср.} = 1000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $I_{п.ср.} = 500 \cdot 10^{-6}$  СГС). В сиенитах  $k$  и  $I_{п}$  в среднем выше, чем в гранитах ( $k_{ср.} = 1600 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $I_{п.ср.} = 1580 \cdot 10^{-6}$  СГС), а колебания этих параметров здесь меньше, чем в диоритах и гранитах ( $k = 137 \div 2300 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $I_{п} = 442 \div 3300 \cdot 10^{-6}$  СГС).

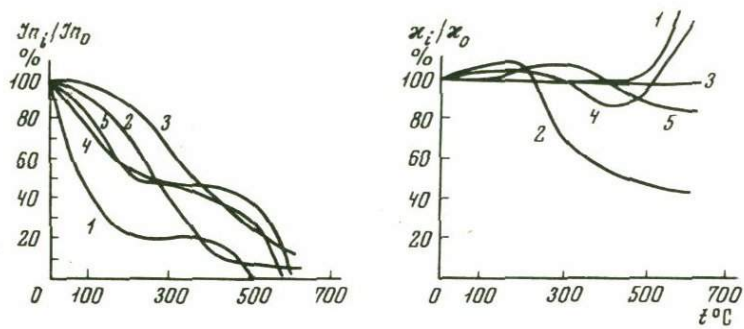
В диоритах  $I_{п}$  прямой полярности северо-восточного направления. В гранитах у половины изученных образцов  $I_{п}$  имеет направление, аналогичное диоритам, а в другой половине образцов  $I_{п}$  обратной полярности юго-западных румбов (рис. 25а).  $I_{п}$  интрузивных пород прямой полярности северо-восточного направления ( $D_{ср.} = 70^\circ$ ,  $I_{ср.} = 46^\circ$ ) соответствует положению северного геомагнитного полюса в породах  $C_2$  ( $\lambda = 145^\circ$ ,  $\phi = 35^\circ$ ). Палеомагнитный полюс, вычисленный для  $I_{п}$  гранитов обратной полярности ( $D_{ср.} = 222^\circ$ ,  $I_{ср.} = -33^\circ$ ), соответствует его положению в ранней перми ( $\lambda = 181^\circ$ ,  $\phi = 43^\circ$ ).

В дайках гранитов и диоритов  $I_{п}$  однокомпонентная и разрушается при нагревании пород до  $625^\circ\text{C}$ . Эти породы отличаются по форме кривых терморазмагничивания. В гранитах они первого, а в диоритах четвертого вида I типа,  $k$  гранитов и некоторых диоритов при нагревании пород не изменяется. В ряде образцов диоритов  $k$  при нагревании пород уменьшается на 40% (рис. 25б).

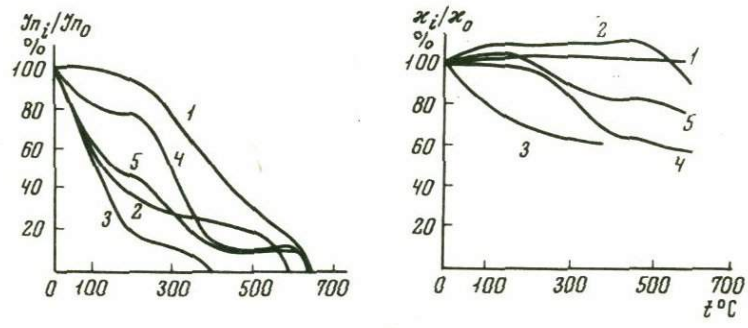
Таким образом, терморазмагничивание пород показывает, что остаточная намагниченность в них разного вида (вероятно, химическая в гранитах и термоостаточная в диоритах), но обусловлена в обоих случаях гематитом.

#### *Интрузии района сел. Кацбажское*

На р. Козьбе они представлены габброидами, развитыми среди сильно измененных эффузивных пород альбитофиро-диабазовой серии. Из магнитных минералов в габброидах наблюдаются реликты титаномагнетита, немного магнетита, гематита и гидрокислов железа.



а



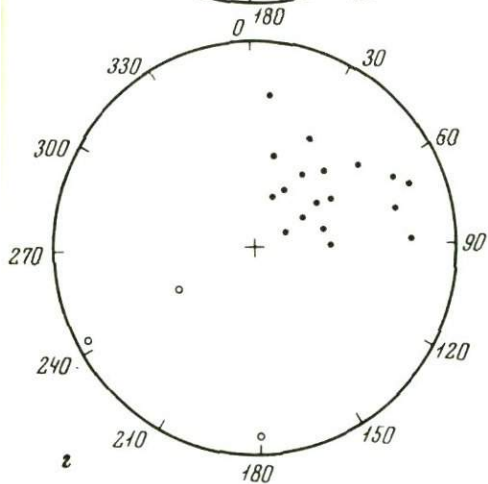
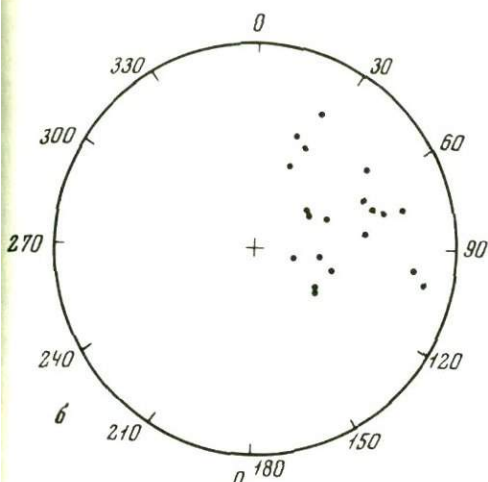
б

Рис. 26. Поведение  $\ln$  и  $\kappa$  при терморазмагничивании (а, в) и распределение (б, г) в горных породах рек Козьбы (а, б) и Зингейки (в, г)

По р. Зингейке вскрываются граниты, в которых присутствует небольшое количество магнетита (0,1–0,5%), по краям и трещинам окисленного до гематита.

Габбро-диориты и диориты, вскрытые по р. Козьбе, имеют средние по величине значения  $\kappa$  и  $\ln$  ( $\kappa_{\text{ср.}} = 1200 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ ,  $\ln_{\text{ср.}} = 800 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ ). Однако колебания этих параметров большие:  $\kappa$  – 95–10000 · 10<sup>-6</sup>СГС,  $\ln$  – 44–14000 · 10<sup>-6</sup>СГС. Между ними прослеживается прямая корреляционная связь ( $r = 0,784$ ).

$\ln$  пород здесь двухкомпонентная. В диоритах одна намагниченность разрушается при их нагревании до 200<sup>o</sup>С (связана с титаномагнетитом), другая разрушается после нагревания пород до 500–600<sup>o</sup>С и обусловлена магнетитом. Направление  $\ln$  не меняется при разрушении первой намагниченности, следовательно, обе намагниченности



образовались одновременно (в один цикл охлаждения пород). В габбро-диоритах одна намагниченность, обязанная титанистому магнетиту, разрушается при нагревании пород до  $400^{\circ}\text{C}$ , другая, обусловленная гематитом, разрушается при  $t > 600^{\circ}\text{C}$ . И здесь обе намагниченности разновозрастные, так как направление  $I_n$  не меняется при разрушении одной из них (рис. 26а).

к при нагревании пород ведет себя по-разному: уменьшается, увеличивается и остается неизменной.

Все породы данного участка имеют  $I_n$  положительной полярности восточного - северо-восточного направления. Среднее значение склонения и наклонения для них соответственно будут:  $I_{\text{ср.}} = 74^{\circ}$ ,  $I_{\text{ср.}} = 36^{\circ}$  (рис. 26б). Вычисленный по ним палеомагнитный полукс соот-

ветствует его положению в породах  $I_3 I_m - C_1$  Северного Казахстана и Урала.

Граниты по р. Зингейке имеют низкие значения  $I_n$  ( $3 \div 107 \cdot 10^{-6}$  СГС). Здесь к больше  $I_n$  и испытывает значительные колебания ( $26 \div 1400 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k_{\text{ср.}} = 150 \cdot 10^{-6}$  СГС). Между к и  $I_n$  существует прямая корреляционная связь.

$I_n$  гранитов двух- и трехкомпонентная, но бывает и однокомпонентная, где она обязана гематиту. У двухкомпонентной  $I_n$  одна намагниченность разрушается при нагревании пород до  $200^{\circ}\text{C}$ , другая при температуре в  $380$  и  $575^{\circ}\text{C}$ . Эти намагниченности разновозрастные, так как направление  $I_n$  меняется при разрушении одной из них. В  $I_n$  трехкомпонентной одна намагниченность разрушается при нагревании пород до  $100^{\circ}\text{C}$ , другая при  $400^{\circ}\text{C}$  и третья - при

540°С. Направление  $I_n$  не меняется при разрушении составляющих ее намагниченностей. Это свидетельствует о том, что они возникли одновременно, но обусловлены разными минералами (соответственно маггемит, титанистый магнетит и гематит).

$k$  гранитов при их нагревании либо не изменяется, либо уменьшается иногда на 40% (рис. 26в).

Остаточная намагниченность в гранитах по р. Зингейке в основном прямой полярности северо-восточного направления ( $D_{ср.} = 58^\circ$ ,  $I_{ср.} = 41^\circ$ ); вычисленный по ней палеомагнитный полюс соответствует его положению в породах  $C_2$  ( $\lambda = 162^\circ$ ,  $\phi = 37^\circ$ ; рис. 26г).

Из изложенного видно, что интрузивные породы Магнитогорского комплекса, несмотря на некоторые отличия их  $k$  и  $I_n$  (например, граниты Базарбаевского массива и интрузий междуречья Урала и Большой Карагайки обладают сравнительно большими  $k$  и  $I_n$ , тогда как в гранитах р. Зингейки  $k$  и  $I_n$  весьма небольшие), имеют много общего. Так, в целом для интрузивных пород комплекса характерны повышенные значения магнитных параметров. Наиболее общей чертой для интрузивных образований Магнитогорского комплекса является одновозрастность их остаточной намагниченности прямой полярности, время образования которой соответствует среднему карбону. Значительно реже встречается в породах комплекса  $I_n$  обратной полярности  $C_3-P_1$  возраста.

#### АХУНОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Д.Н. Салихов (1970; Сопко, Салихов, 1969) в этот комплекс объединил ряд массивов гранитоидов, расположенных в северо-восточной части Магнитогорского мегасклинория. Они представлены гранитами известняково-щелочного ряда, гранодиоритами, диоритами и аляскитами, среди которых много мелких даек и тел диорит-порфиров, микродиоритов, микрогранитов, аплитовидных гранитов, гранит-порфиров, сиенит-диорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, аплитов и пегматитов. Д.Н. Салихов (1970; Сопко, Салихов, 1969) считает, что формирование интрузий Ахуновского комплекса происходило в три фазы. Вначале возникли интрузии гранодиоритов и диоритов Краснинского и Петропавловского массивов и других более мелких тел. При этом предполагается, что диориты являются продуктом "гибридизма" и ассимиляции вмещающих пород". Граниты известняково-щелочного ряда, гибридные гранодиориты и плагиоклазовые граниты сформировались во вторую фазу. Эти породы образуют крупные массивы: Ахуново-Карагайский, Уйского Бора и ряд мелких тел, расположенных среди эффузивных пород, а также в образованиях первой фазы. В третью фазу возникли пегматоидные граниты и аляскиты, обычно развитые среди гранитоидов второй фазы.

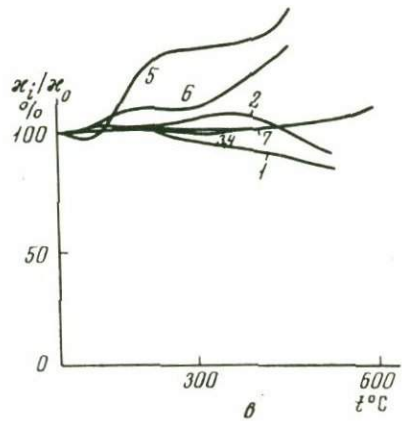
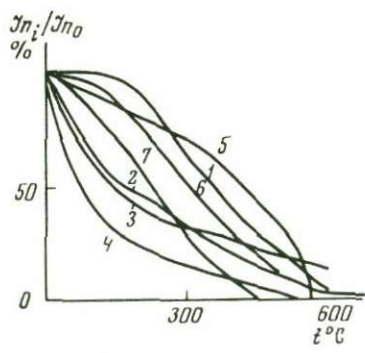
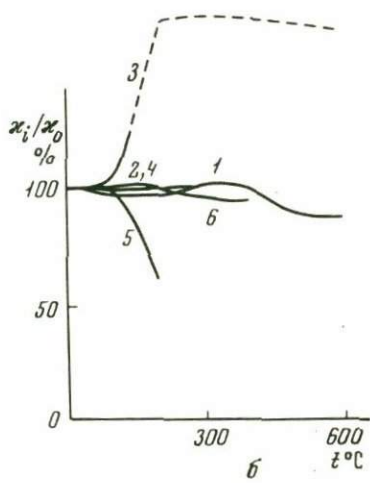
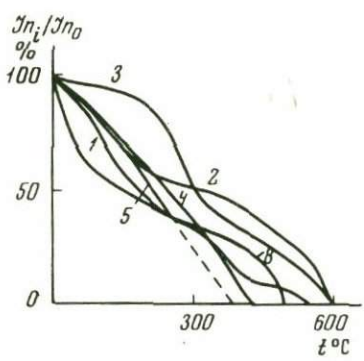
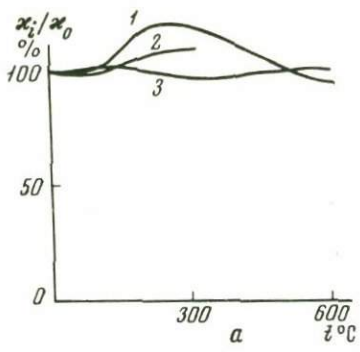
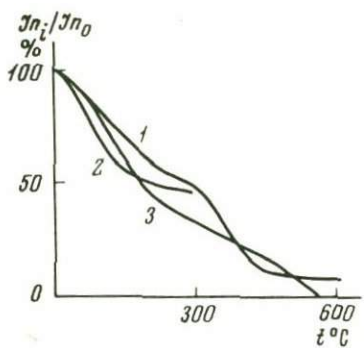
Палеомагнитные исследования проводились на породах массивов Уйского Бора, Ахуново-Карагайском, Петропавловском и Краснинском.

Этот массив расположен в сводовой части антиклинали, сложенной вулканогенными породами черепановской толщи. И.В. Жилин, проводивший исследования в 1964 г., считает, что массив сформировался в позднем палеозое. В строении массива принимают участие диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. К наиболее древним относят диориты, а к самым молодым — граниты. Центральную часть массива слагают гранодиориты, их окаймляют кварцевые диориты (полосой в 100–1000 м), и на окраине тела развиты диориты, в которых много ксенолитов вмещающих пород. Гранодиориты, кварцевые диориты и диориты имеют между собой постепенные переходы. К западному контакту интрузии приурочены граниты в виде линзовидного тела субмеридионального простирания. Абсолютный возраст пород Краснинского массива определен в 385 млн. лет.

Магнитные минералы в породах массива представлены магнетитом, титаномагнетитом, гематитом, ильменитом, гётитом, гидрогётитом и лимонитом. Наиболее часто встречается магнетит, содержание которого колеблется от 0,4 до 5%. Нередко магнетит замещается гематитом, а последний — гётитом, гидрогётитом или лимонитом. Титаномагнетит распространен заметно реже магнетита, но концентрация его бывает значительной (1–10%). Он иногда разложен на магнетит и ильменит и часто замещается гидроокислами железа. Гематит наблюдается только "вторичный", развитый по магнетиту и титаномагнетиту. Содержание ильменита иногда достигает 3%. Он всегда ассоциирует с магнетитом и образован в результате распада титаномагнетита. В большинстве пород обычно присутствуют две-три разновидности магнитных минералов. Однако в ряде случаев, особенно в гранитах, имеется только один магнетит. По содержанию магнетита и титаномагнетита породы располагаются в такой последовательности (в %): диорит (1÷10), кварцевый диорит (3–5), гранодиорит (0,5–3), гранит (0,4÷3).

Породы массива отличаются сильной изменчивостью магнитных параметров ( $I_n = 3,5-80000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\kappa = 20 \div 8000 \cdot 10^{-6}$  СГС). На западе тела магнитность горных пород несколько ниже, чем на востоке. На западе массива  $\kappa_{ср.} = 1000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $I_n_{ср.} = 300 \cdot 10^{-6}$  СГС, на востоке среднее значение  $\kappa$  и  $I_n$  пород  $= 1700 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $\kappa$  и  $I_n$  устанавливается прямая корреляционная связь. На западе массива  $\kappa$  пород вдвое больше их  $I_n$  и только в образованиях основного состава  $I_n > \kappa$ , на востоке массива  $\kappa$  и  $I_n$  пород имеют очень близкие величины — то  $I_n > \kappa$ , то наоборот. В целом, граниты Краснинского массива обладают довольно высокой магнитностью, нехарактерной для данных пород, образованных из гранитной магмы.

В гранитах  $I_n$  двух- и трехкомпонентная. В  $I_n$ , состоящей из двух намагниченностей, одна разрушается при нагревании пород до 100 и 200<sup>o</sup>С, другая при 550–650<sup>o</sup>С. Первая намагниченность обусловлена магнетитом и титаномагнетитом, вторая — магнетитом и гематитом. Намагниченности трехкомпонентной  $I_n$  разрушаются



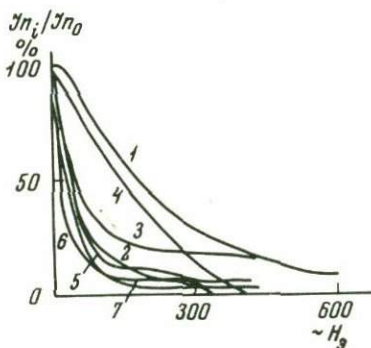
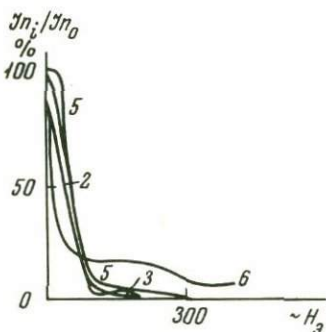
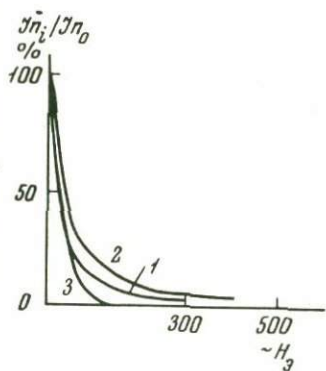


Рис. 27. Поведение  $I_n$  и  $k$  при размагничивании горных пород Краснинского массива

а — плагиограниты; б — гранодиориты; в — диориты

при нагревании пород соответственно до 200, 400 и 650°C. Направление их при этом не меняется, это свидетельствует о том, что намагниченности, входящие в  $I_n$  гранитов, одновозрастные, но обязаны минералам с разными точками Кюри (маггемит, титаномагнетит, магнетит и гематит).  $k$  при нагревании пород либо совсем не изменяется, либо вначале цикла (200°C) увеличивается, а затем возвращается к своему первоначальному значению при дальнейшем повышении температуры. Некоторые образцы рассыпались при нагревании до 650°C, в результате освобождения кристаллизационной воды; это свидетельствует о том, что породы кристаллизовались при температуре не выше 650°C. Во всяком случае при этой температуре кристаллизовался кварц. Устойчивость  $I_n$  пород к воздействию переменного магнитного поля невысокая; при  $\sim H=100$  эрстед разрушается 75–95%  $I_n$  (рис. 27а).

В гранодиоритах  $I_n$  двух-, реже однокомпонентная. В сложной  $I_n$  одна намагниченность разрушается при нагревании пород до 100, 200, 300 и 400°C, другая — при 500–600°C. Однокомпонентная  $I_n$  термоустойчивая, обязанная титаномагнетиту, и разрушается при нагревании пород до 300–420°C. Образцы из таких пород нередко рассыпаются в результате выделения кристаллизационной воды при нагревании их до 300°C.

Таким образом, результаты терморазмагничивания свидетельствуют о

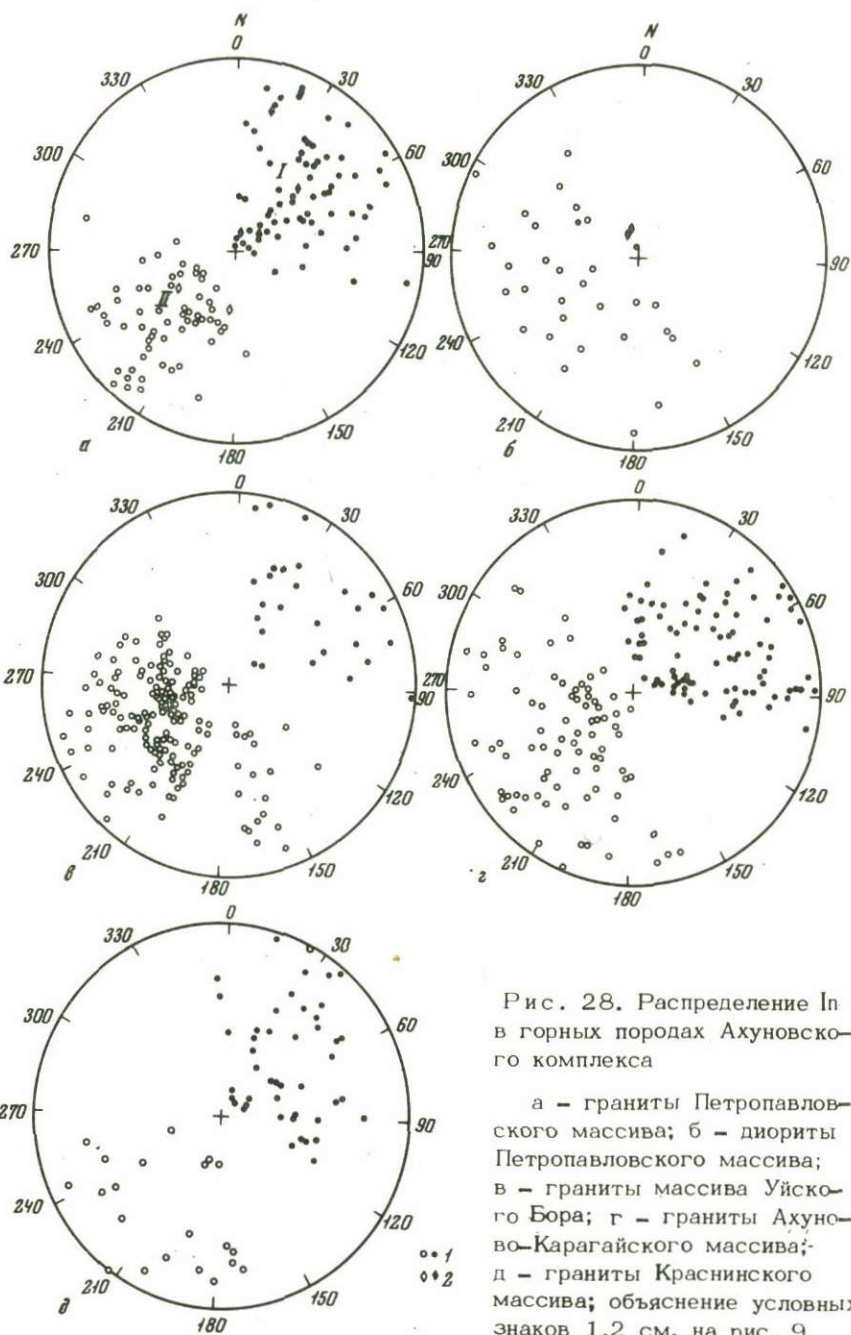


Рис. 28. Распределение In в горных породах Ахуновского комплекса

а - граниты Петропавловского массива; б - диориты Петропавловского массива; в - граниты массива Уйского Бора; г - граниты Ахуново-Карагайского массива; д - граниты Краснинского массива; объяснение условных знаков 1,2 см. на рис. 9

том, что гранодиориты образовались (вероятно, за счет габбро) при сравнительно невысоких температурах (300–400°C). Термоустойчивая намагниченность магнетитов в них сохранилась от габбро.

κ при нагревании гранодиоритов в большинстве случаев не изменяется, а у ряда образцов значительно увеличивается, либо уменьшается при  $t = 200^\circ\text{C}$ . Стабильность  $I_p$  гранодиоритов к  $\sim H$  немного ниже, чем в гранитах: большинство пород теряют 95–98% величины  $I_p$  при  $\sim H = 100$  эрстед (рис. 27б).

В диоритах  $I_p$  однокомпонентная и разрушается при их нагревании до 480–675°C. Кривые терморазмагничивания  $I_p$  первого и четвертого видов I типа.  $I_p$  диоритов термоустойчивая, связанная магнетиту с разной примесью титана, и гематиту. κ при нагревании диоритов либо не изменяется, либо увеличивается, т.е. имеются устойчивые к нагреванию в окислительной среде магнитные минералы и неустойчивые. Часть образцов диоритов по стабильности  $I_p$  к  $\sim H$  подобна гранитам. Но имеются образцы,  $I_p$  которых довольно устойчивая к  $\sim H$  (рис. 27в).

Если рассматривать распределение векторов  $I_p$  вместе для всех пород массива, то не наблюдается никакой закономерности в направлении  $I_p$ . Если произвести отбраковку гибридных (габбро-диориты, гранодиориты), а также выветрелых пород,  $I_p$  которых нестабильная, то отчетливо выделяются две группы векторов  $I_p$  (рис. 28д). В одной группе (граниты)  $I_p$  прямой полярности северо-восточного направления, и вычисленный по ним палеомагнитный полюс ( $\lambda = 172^\circ$ ,  $\Phi = 40^\circ$ ) соответствует его положению в породах позднего карбона. Другая группа векторов  $I_p$  (диориты) юго-западного направления обратной полярности соответствует положению палеомагнитного полюса в поздней перми ( $\lambda = 212^\circ$ ,  $\Phi = 46^\circ$ ).

Изменчивость величин κ и  $I_p$ , большое различие в поведении при размагничивании и характер распределения векторов  $I_p$  свидетельствуют о сложности формирования горных пород Краснинского массива, в первую очередь о разных температурных воздействиях при последующих внедрениях, дифференциации магмы и вторичных ее преобразованиях.

Схему образования массива можно представить в следующем виде. В живетское время внедрились габбро, которые почти полностью переработались в диориты. В верхнем карбоне произошло образование гранитов, которые местами существенно переработали девонские габбро и диориты, в результате чего возникли гибридные породы. В конце герциньского орогенеза в ослабленных зонах и трещинах породы массива подверглись метаморфизму, на это указывает наличие в породах верхнепермской намагниченности.

### *Петропавловский массив*

Эта интрузия приурочена к ядерной части Ахуново-Кацбахского антиклинария и залегает среди вулканогенно-осадочных образований силурийско-девонского возраста. По данным гравиметрии, Петропавловский массив на юг погружается под вмещающие породы и на глубине не соединяется с Краснинским массивом, образуя с ним единое тело.

Большую часть массива слагают роговообманковые диориты. А.А. Чистяков, исследовавший массив в 1964 г., допускает возможность образования их за счет изменения габбро. В диоритах встречаются ксенолиты сильно амфиболизированных туфопесчаников. Иногда диориты пронизаны жилками и неправильной формы мелкими телами гранодиоритов. На контакте с диоритами вмещающие породы интенсивно метаморфизованы и превращены в тонкозернистые амфиболиты. В центральной части массива развиты биотит-роговообманковые гранодиориты, которые по времени образования являются более поздними, чем диориты, так как среди гранодиоритов наблюдаются ксенолиты последних. Среди диоритов и гранодиоритов встречаются небольшие тела сильно измененных габбро, а также дайки и жилы гранитов, плагιοгранит-порфиров, гранит-порфиров, аплитов и других пород II и III фаз (Сопко, Салихов, 1969).

Содержание магнитных минералов во всех разновидностях пород массива невысокое (0,1-1%), за исключением диоритов и роговообманкового габбро, где их концентрация составляет 1-10%. Наиболее часто встречается магнетит, немного реже титаномагнетит. Совсем немного в породах гематита и мартита. Наблюдается также лимонит и гётит. Содержание магнетита иногда достигает 10%. Он бывает двух модификаций: крупнозернистый (до 1 мм) с разной формой зерен, часто по краям и в трещинах замещенный гематитом и гидроокислами железа, и мелкозернистый (0,01-0,06 мм) с правильной формой (кубической) неизмененных зерен. Титаномагнетит в породах содержится от 0,2 до 3%. Зерна его, обычно кубической формы, по краям и трещинам часто замещаются гематитом. Гематит, кроме "вторичного", образованного за счет магнетита и титаномагнетита, встречается и не связанный с ними, в виде самостоятельных идиоморфных зерен.

В диоритах и габбро одновременно присутствуют магнетит и титаномагнетит. Во всех остальных породах содержится либо магнетит с продуктами своего окисления (гематит и гидроокислы железа), либо титаномагнетит с гематитом и лимонитом.

Для пород массива так же, как и в Краснинском интрузиве, характерны большие колебания  $k$  и  $ln$ , только несколько меньшей амплитуды. Изменения этих параметров вызваны большой разнородностью состава пород. В гранитах  $ln = 1 \div 9000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k = 1-1800 \cdot 10^{-6}$  СГС. Средние, наиболее вероятные значения  $ln = 100 \cdot 10^{-6}$  и  $300 \cdot 10^{-6}$  СГС, такие же величины и  $k$ . В диоритах  $ln$  изменяется от  $25 \cdot 10^{-6}$  до  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k = 120-5100 \cdot 10^{-6}$  СГС. В габбро  $ln = 900-400\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k = 350-1500 \cdot 10^{-6}$  СГС. В габбро-диоритах  $ln = 180-4500 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k = 800-3500 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Из сказанного видно, что магнитные параметры горных пород в целом достаточно высокие. Здесь отчетливо наблюдается убывание  $k$  и  $ln$  от основных пород к кислым, что не во многих изученных массивах имеет место (особенно по  $ln$ ). В зонах дробления и сильного метаморфизма пород диориты и гибридные породы обладают пониженными значениями  $k$  и  $ln$  ( $ln = 0,8 \div 600 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $k = 2 \div 1600 \cdot 10^{-6}$  СГС). В породах массива обычно  $ln > k$ , реже бывают обратные соотношения.

там, где преобладают низкотемпературные изменения пород. Между  $I_p$  и  $k$  устанавливается прямая корреляционная зависимость. В зонах развития мелких даек, дробления и сильно измененных пород  $k > I_p$ .

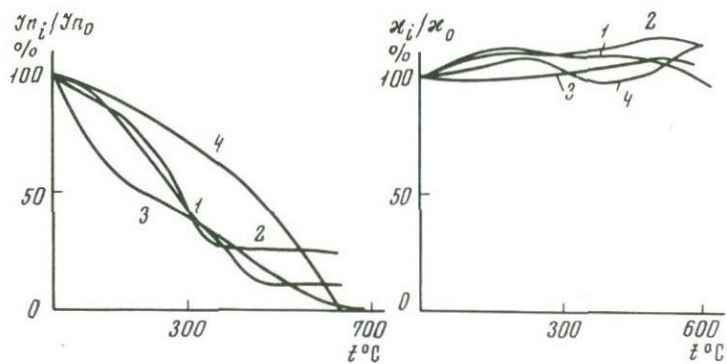
В гранитах Петропавловского массива  $I_p$  заметно устойчивее к нагреванию, чем в гранитах Краснинского массива.  $I_p$  здесь в основном однокомпонентная термоостаточная и химическая, обусловленная титаномагнетитом, магнетитом и гематитом. Кривые терморазмагничивания первого, второго и третьего вида I типа. Значительно реже встречаются породы со сложной  $I_p$  (двухкомпонентная), одна намагниченность в них разрушается при 200, реже 400°C, другая — при  $t > 600^\circ\text{C}$ . Магнитные минералы гранитов массива весьма устойчивые к нагреванию в окислительной среде —  $k$  пород при нагревании практически не меняется, и только у отдельных образцов она изменяется на 20% после нагревания до 600°C. Стабильность  $I_p$  гранитов к  $\sim H$  в большинстве случаев невысокая, примерно такая же, как в гранитах Краснинского массива. Однако встречаются образцы пород,  $I_p$  которых очень стабильная (рис. 29а).

В диоритах Петропавловского массива  $I_p$  аналогична по устойчивости к нагреванию диоритам Краснинского массива. Только здесь преобладает  $I_p$  двухкомпонентная. Одна намагниченность разрушается при нагревании пород до 100, 300 и 400°C, другая — при  $t > 600^\circ\text{C}$ . Однокомпонентная  $I_p$  в диоритах связана с гематитом и разрушается при  $t > 600^\circ\text{C}$ .  $k$  при нагревании диоритов практически не меняется, т.е. магнитные минералы данных пород достаточно устойчивые к нагреванию до 600°C (рис. 29б).

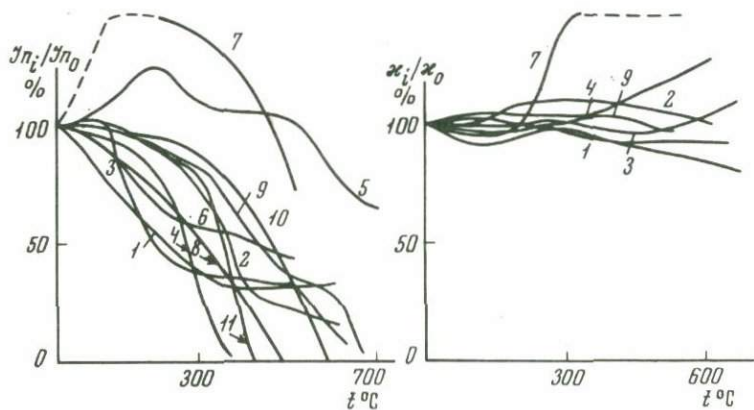
В гранодиоритах, габбро-диоритах и других гибридных породах Петропавловского массива стабильность  $I_p$  к нагреванию и формы ее кривых терморазмагничивания подобны диоритам Краснинского массива (рис. 29в). Изменения величины  $k$  при нагревании пород обычно небольшие, изредка они достигают 30%. Стабильность  $k$  к  $\sim H$  невысокая, примерно такая же, как в гранодиоритах Краснинского массива.

В Петропавловском массиве по направлению  $I_p$  можно выделить две группы гранитов (см. рис. 28а). У одних гранитов  $I_p$  прямой полярности северо-восточного направления ( $D_{cp} = 50^\circ$ ,  $I_{cp} = 34^\circ$ ) соответствует положению геомагнитного полюса в позднем карбоне ( $\lambda = 172^\circ$ ,  $\phi = 38^\circ$ ). В других гранитах  $I_p$  обратной полярности юго-западных румбов ( $D_{cp} = 223^\circ$ ,  $I_{cp} = -35^\circ$ ) и соответствует магнитному полю Земли в конце карбона — начале перми ( $\lambda = 182^\circ$ ,  $\phi = 43^\circ$ ). В диоритах  $I_p$  обратной полярности юго-западного направления ( $D_{cp} = 240^\circ$ ,  $I_{cp} = -35^\circ$ ; см. рис. 28б), она образовалась в позднем карбоне, несколько раньше  $I_p$  прямой полярности гранитов. В габбро-диоритах, габбро и гранодиоритах направление их самое различное, и вычислить по ним палеомагнитный полюс невозможно.

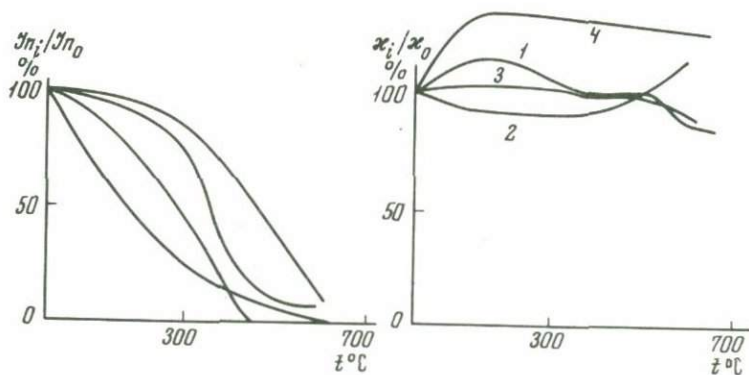
Особенности магнитных свойств пород и распределение векторов их  $I_p$  свидетельствуют о том, что формирование Петропавловского массива происходило, как и Краснинского массива, не в один этап. Породы последующих фаз внедрялись в образования предыдущей фазы с определенной переработкой пород последней. В начале верхнего



a



b



c

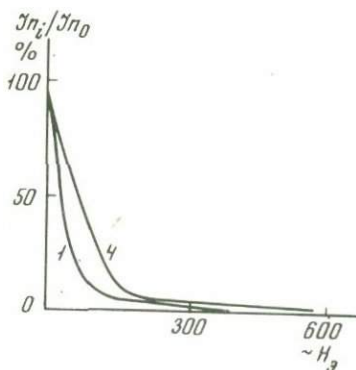
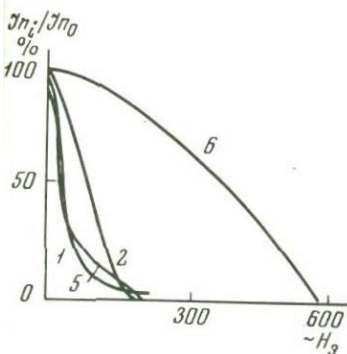
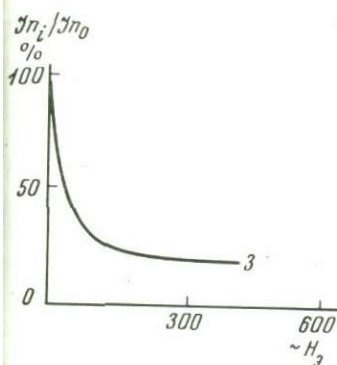


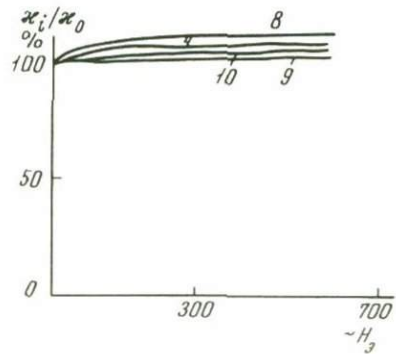
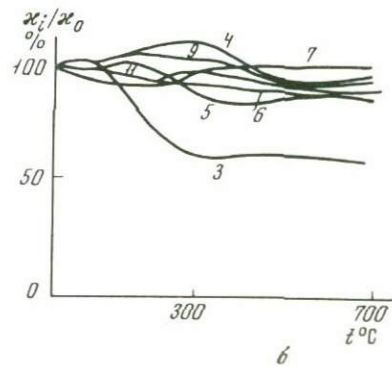
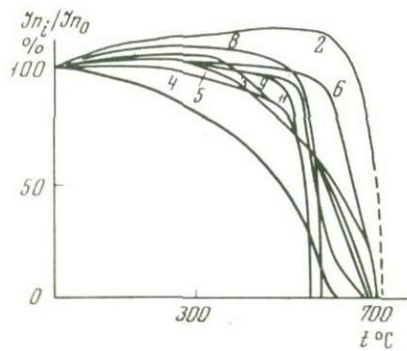
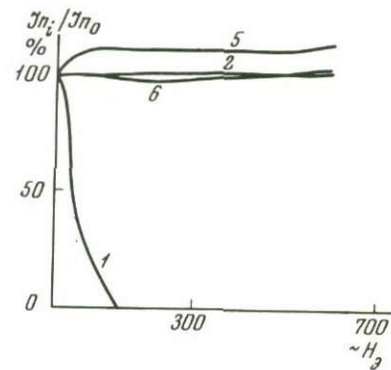
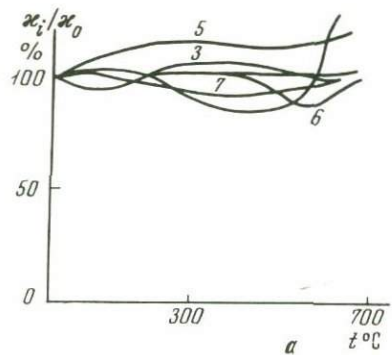
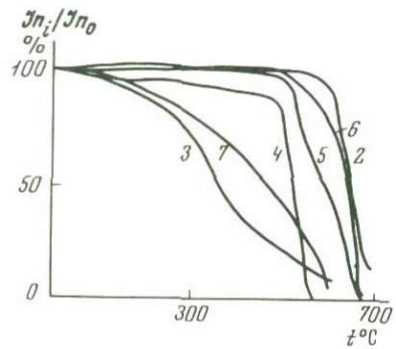
Рис. 29. Поведение  $\text{In}$  и  $\kappa$  при размагничивании горных пород Петропавловского массива

а - граниты; б - диориты; в - гранодиориты

карбона сформировались диориты (во всяком случае их  $\text{In}$ ) в результате дифференциации габбро. Несколько позже, но тоже в верхнем карбоне, образовались граниты с  $\text{In}$  прямой полярности и в конце карбона - начале перми сформировались граниты с  $\text{In}$  обратной полярности.

#### Ахуново-Карагайский массив

Этот интрузив расположен в северной части Ахуново-Первомайской антиклинали, прорывая породы карамальгашской свиты, которые на контакте с интрузией превращены в гнейсы. Массив сложен довольно разнообразными по составу гранитоидами, формирование которых происходило в две фазы (Сахалов, 1970). Гранитоиды ранней фазы представлены двумя разновидностями: микроклиновыми и плагиоклазовыми. В последующую фазу внедрялись пегматоидные граниты. Эти гранитные батолиты сопровождаются многочисленными жильными образованиями. Наиболее широко распространены микроклиновые граниты, представленные биотит-роговообманковыми и двуслюдяными разновидностями. Эти породы занимают центральную и южную части тела. В северной части массива развиты плагиоклазовые граниты, среди которых имеются биотитовые, биотит-роговообманковые, двуслюдяные и мусковитовые разновидности. Здесь же встречаются и гранодиориты. Переход между рассмотренными породами постепенный. В обеих группах пород наблюдаются пегматоидные граниты в виде штокообразных



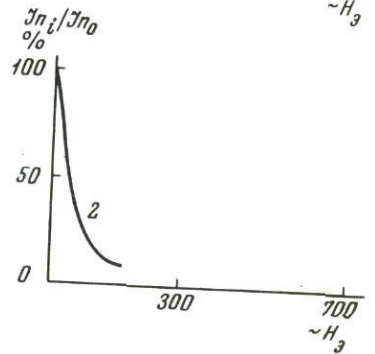
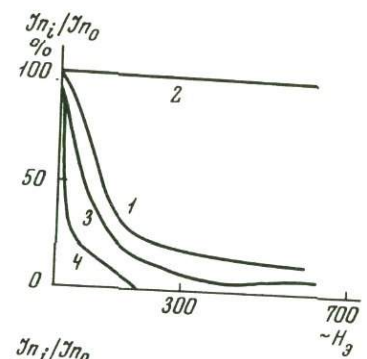
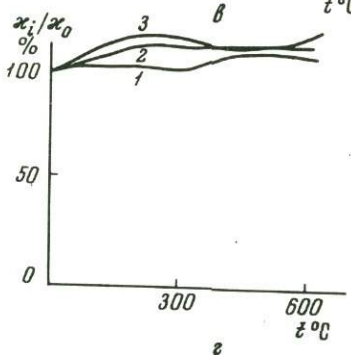
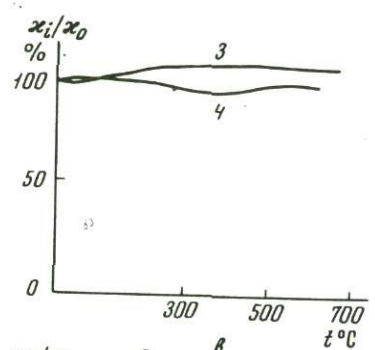
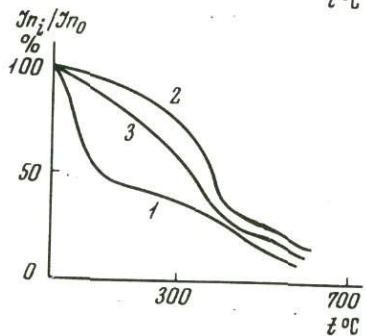
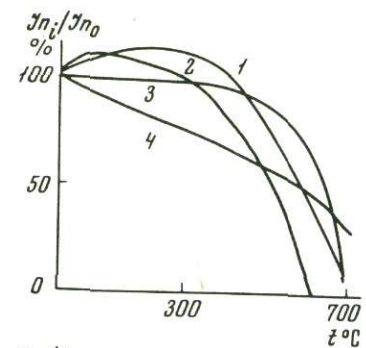


Рис. 30. Поведение  $In$  и  $Li$  при размагничивании горных пород Ахуново-Карагайского массива  
 а - граниты с  $In \gg Li$ ; б - граниты с  $In > Li$ ; в - граниты с  $In \ll Li$ ; 8 - граниты с контактов и  
 роговики

залежей с резкими интрузивными контактами, указывающими на более позднее их формирование. Абсолютный возраст биотитовых гранитов - 262 млн. лет (Гаррис, 1963).

Среди рассмотренных пород массива широко распространены различные по составу и генезису жильные образования. Подавляющее число жил и даек, по мнению Д.Н.Салихова (1970), непосредственно связаны с кристаллизацией главных пород массива, меньшая часть их обусловлена более поздней стадией поступления магмы. К первым относятся интрузии микрогранитов, гранит-порфиров, аплитовидных гранитов, плагиогранит-порфиров, аплитов и пегматитов. Эти дайки располагаются обособленно, либо образуют сложные тела. Во вторую группу объединены дайки гранодиорит-порфиров и сиенит-диорит-порфиров, приуроченных в основном к вмещающим породам в экзо-контактах массива. Значительно реже они встречаются в самом массиве. Все генетические группы пород обнаруживают общность минералогического и химического составов, что является свидетельством их комагматичности.

Магнитные минералы в породах данного массива в основном представлены магнетитом. Значительно реже встречаются (в %): гематит (до 1), титаномагнетит (до 0,5), ильменит (до 0,3), маггемит (до 0,2), пирит (до 0,1) и гидроокислы железа (до 0,3). Магнетит бывает крупнозернистый (0,1-0,8 мм) и мелкозернистый (0,02-0,08 мм). Первый нередко по краям и трещинам замещается гематитом и гидроокислами железа. Форма его зерен самая разнообразная. Второй не затронут окислением. Зерна его кубической формы. Содержание магнетита колеблется от единичных зерен до 2%. Обычно магнетит ассоциирует с биотитом и апатитом. В гранодиоритах магнетитных минералов содержится около 2%, в плагиоклазовых гранитах -  $1 \div 1,5\%$ , а в микроклиновых гранитах - не более 1%.

По магнитным свойствам изученные гранитоиды объединяются в несколько групп, соответствующих генетическим группам, установленным при геолого-петрологических исследованиях.

Граниты I фазы по  $k$  делятся на две группы: одна с  $k = 2 \div 48 \cdot 10^{-6}$  СГС (микроклиновые), другая с  $k = 114 \div 760 \cdot 10^{-6}$  СГС (плагиоклазовые). По  $I_n$  выделяются те же две группы пород: первая с  $I_n = 0,8 \div 470 \cdot 10^{-6}$  СГС и вторая с  $I_n = 895 \div 1720 \cdot 10^{-6}$  СГС. В большинстве случаев  $I_n < k$ , реже наоборот.  $Q$  изменяется от 0,16 до 16, преобладают значения меньше единицы.  $I_n$  прямой полярности ( $D_{cp} = 38^\circ, I_{cp} = 33^\circ$ ) соответствует намагниченности среднекаменноугольного возраста для пород Русской платформы (см. рис. 28г). Терморазмагничивание и размагничивание  $I_n$  в переменном поле указывает, что она термоостаточная и обусловлена магнетитом (рис. 30в).

Пегматоидные граниты второй фазы характеризуются  $I_n$  обратной полярности юго-западных румбов ( $D_{cp} = 239^\circ, I_{cp} = -49^\circ$ ). Вычисленный по ним палеомагнитный полюс ( $\lambda = 158^\circ, \Phi = 42^\circ$ ) соответствует положению северного геомагнитного полюса в позднем

карбоне - перми.  $I_p = 4,5 \pm 570 \cdot 10^{-6}$  СГС и не имеет аномально высоких значений.  $k$  здесь тоже более однородная ( $2,2 \pm 470 \cdot 10^{-6}$  СГС).  $Q$  одного порядка с гранитами I фазы ( $0,22 \pm 14$ ), преобладают  $Q > 1$ . По стабильности к нагреванию  $I_p$  гранитов II фазы несколько выше, чем в гранитах I фазы. Она разрушается при  $t = 600 \pm 680^\circ\text{C}$ .  $I_p$  здесь исключительно стабильная к переменному полю. Она практически не изменяется в полях до 700 эрстед (рис. 30а,б). Все это свидетельствует о том, что носителем  $I_p$  пегматоидных гранитов является гематит.

Породы даек имеют большой разброс  $I_p$  по направлению, но тем не менее отчетливо выделяются две группы даек. Одна, представленная аплитами и микродиоритами, обладает  $I_p$  положительной полярности, тяготеющей к  $I_p$  гранитов I фазы. Вторая группа, представленная диорит-порфирами и гранит-порфирами, имеет  $I_p$  отрицательной полярности, тяготеющей к  $I_p$  пегматоидных гранитов. Наиболее магнитны диорит-порфиры, а наименее - аплиты.

### *Массив Уйского Бора*

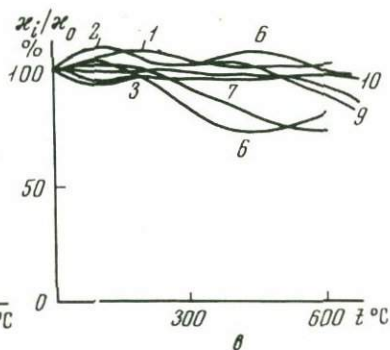
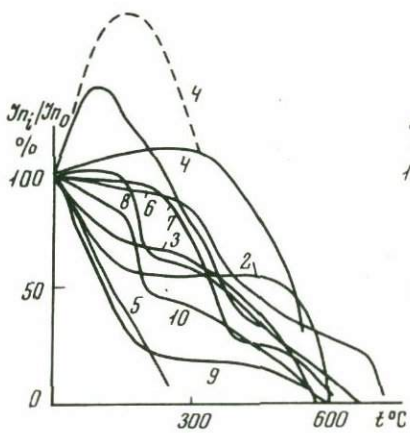
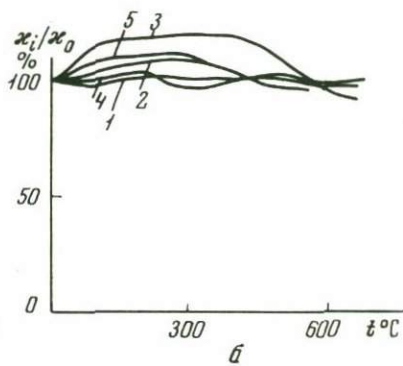
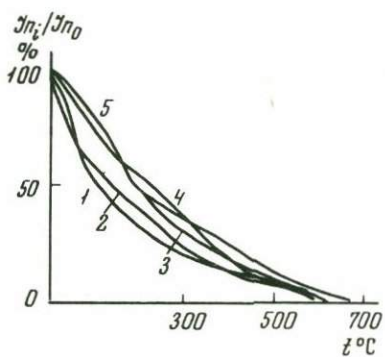
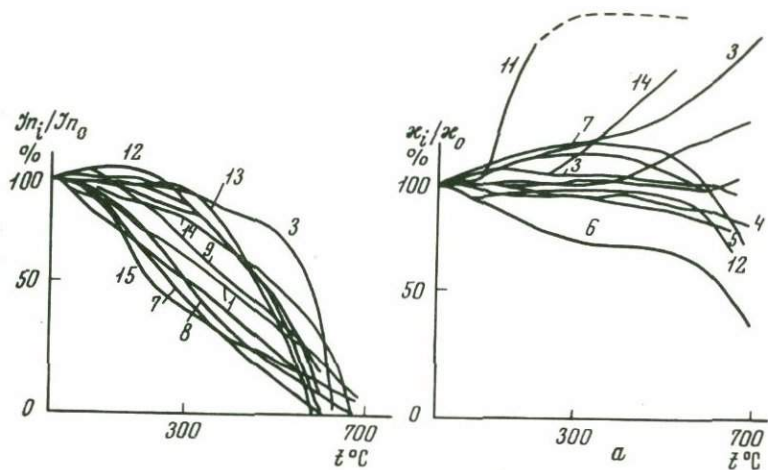
Данная интрузия сложена такими же породами, что и Ахуново-Карагайский массив, с теми же дайками жильной фации. Нет существенных различий между этими массивами и в содержании магнитных минералов в породах. Однако для образований интрузий Уйского Бора отмечается некоторое уменьшение общего количества этих минералов ( $0,1-1\%$ ) и относительное увеличение титаномагнетита, которого становится немного больше, чем магнетита. Магнитные минералы здесь менее окислены. Заметно ниже и магнитность гранитов массива Уйского Бора. Между  $k$  и  $I_p$  гранитов в большинстве случаев наблюдается прямая корреляционная связь, но иногда встречаются породы с обратной связью.

По форме кривых терморазмагничивания (рис. 31) граниты массива Уйского Бора делятся на три группы.

В гранитах первой группы  $I_p$  однокомпонентная термоостаточная. Форма кривых терморазмагничивания  $I_p$  этих пород первого вида I типа, реже второго вида. Магнитные минералы здесь не отличаются устойчивостью к нагреванию, хотя и имеются отдельные образцы,  $k$  которых не изменяется до  $600^\circ\text{C}$ .  $I_p$  пород невысокой стабильности к  $\sim H$ , но попадаются образцы со стабильной к  $\sim H$  намагниченностью (рис. 31а).

$I_p$  гранитов второй группы обусловлена гематитом. Она разрушается при нагревании пород свыше  $600^\circ\text{C}$ . Форма кривых терморазмагничивания здесь четвертого вида I типа. Эти граниты отличаются и хорошей устойчивостью своих магнитных минералов к нагреванию. Изменения  $k$  при этом не превышают 10% ее первоначальной величины. Стабильность  $I_p$  пород этой группы к  $\sim H$  меньше, чем в гранитах первой группы (рис. 31б).

Граниты третьей группы (гибридные) характеризуются сложной  $I_p$  (двух-трехкомпонентной). Составляющие  $I_p$  намагниченности



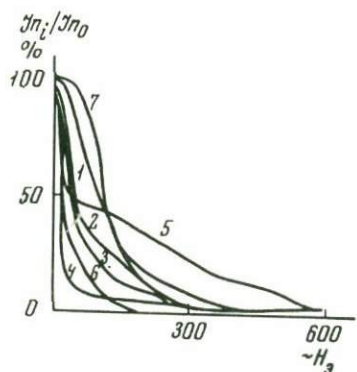
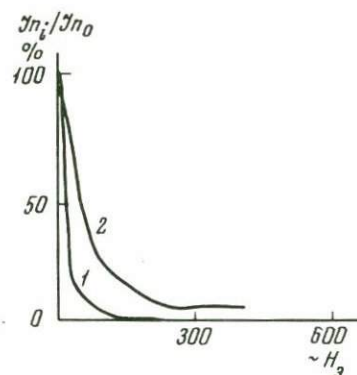
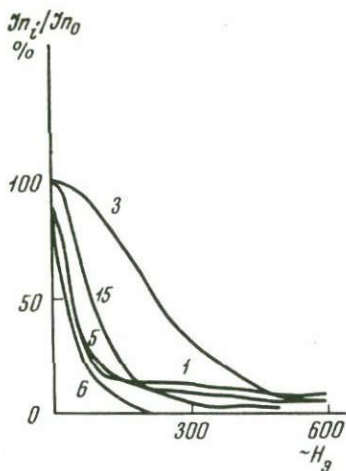


Рис. 31. Поведение  $I_n$  и  $k$  при размагничивании горных пород Уйского Бора

Граниты: а - I группы; б - II группы; в - III группы

разрушаются при нагревании до  $100^{\circ}$  (вероятно, вязкая),  $200$ ,  $400$ ,  $575-675^{\circ}\text{C}$ . Кривые термо-размагничивания здесь II и III типов.  $k$  у большинства образцов практически не изменяется при нагревании пород до  $600^{\circ}\text{C}$ , но в некоторых образцах она уменьшается на 30%. По стабильности  $I_n$  к  $\sim H_3$  эти породы занимают промежуточное положение между I и II группами гранитов массива (рис. 31в).

Разброс векторов  $I_n$  гранитов по направлению довольно большой, однако отчетливо выделяются две группы гранитов. В одной группе гранитов (в основном, плагиоклазовые)  $I_n$  прямой полярности северо-восточного направления ( $D_{\text{ср.}} = 61^{\circ}$ ,  $I_{\text{ср.}} = 33^{\circ}$ ), а вычисленный по ним палеомагнитный полюс соответствует положению геомагнитного полюса в породах среднего карбона. В гранитах другой группы (главным образом биотитовые)  $I_n$  обратной полярности юго-западного направления ( $D_{\text{ср.}} = 230^{\circ}$ ,  $I_{\text{ср.}} = -34^{\circ}$ ) соответствует положению геомагнитного полюса в позднем карбоне ( $\lambda = 188^{\circ}$ ,  $\Phi = 39^{\circ}$ ; см. рис. 28в).

Таким образом, и в массиве Уйского Бора полученный материал свидетельствует о наличии во всяком случае двух фаз формирования интрузива.

Общим для интрузий Ажуновского комплекса является многофазность: в них имеются намагничен-

ности разных эпох среднего и позднего карбона. Время образования  $I_p$  совпадает с абсолютным возрастом пород, определенным радиоактивными методами (Гаррис, 1963; Гаррис, Денисенко, 1966; Овчинников, 1963). Для горных пород Ахуновского комплекса характерна  $I_p$  высокой устойчивости к нагреванию и воздействию переменного поля. Наиболее стабильная  $I_p$  к нагреванию и к  $\sim H$  в гранитах Ахуново-Карагайского массива, за ним следуют образования Уйского Бора, Петропавловского и Краснинского массивов. Магнитность пород комплекса убывает обратно их стабильности. Наиболее высокие значения  $k$  и  $I_p$  в образованиях Краснинского массива, далее идут породы Петропавловского массива и Уйского Бора. Самые низкие значения  $k$  и  $I_p$  в гранитах Ахуново-Карагайского массива.

В заключение кратко остановимся на основных особенностях изученных параметров интрузивных пород Магнитогорского мегасинклинория.

1. Интрузивные образования Магнитогорского мегасинклинория отличаются исключительным разнообразием магнитных свойств.
2. Природа и стабильность  $I_p$  интрузивных пород мегасинклинория также довольно разные, но преобладают термоостаточная и химическая намагниченности высокой магнитной и палеомагнитной стабильности.
3. Сравнительно высокие значения и большой диапазон изменений  $k$  и  $I_p$  пород кислого состава (граниты) свидетельствуют о том, что эти породы являются продуктами базальтоидной магмы.
4. На северо-востоке мегасинклинория интрузивные породы в каждом массиве имеют намагниченности разного возраста, соответствующие этапам формирования данных интрузивных тел.
5. На юго-восточном окончании Магнитогорского мегасинклинория в породах интрузивных массивов наблюдаются две намагниченности: древняя (докембрийская), сохранившаяся от переработанных, ассимилированных пород, и сравнительно молодая, соответствующая, по-видимому, времени последнего этапа формирования интрузий данного участка.

## ИНТРУЗИИ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Восточно-Уральский мегантиклинорий является областью широкого развития гранитоидных интрузий, формирование которых происходило в два этапа: ранний - позднедевонско-раннекаменноугольный и поздний - посленижекаменноугольный (Штейнберг, 1963; Соболев, 1961, 1963в; Краснова, Релин, 1969). Все интрузии данной зоны являются продуктами сиалического магматизма, формирование которых связано с изменением тектонического режима и общей инверсией палеозойской эвгеосинклинали.

### Интрузии позднедевонско-раннекаменноугольного возраста

В эту группу интрузий входят массивы, сложенные преимущественно породами гранодиорит-плагиогранитного ряда, относимых к

плаггиогранитной субформации и тесно связанных с гранитным магматизмом (Соболев, 1961; Сергиевский, 1960). Они имеют сравнительно небольшие размеры и приурочены к синклиналильным структурам или к поверхностям несогласий среднепалеозойских и докембрийских пород. Вмещающими для них чаще всего являются вулканогенные породы среднепалеозойского возраста, с которыми они имеют четко выраженный активный контакт. Абсолютный возраст данных образований, определенный калий-аргоновым методом (Гаррис, Денисенко, 1966), укладывается в интервале 320–340 млн. лет. Особенностью этих интрузий являются широко развитые явления ассимиляции, что заметно отразилось на составе интрузивных и вмещающих пород. Из интрузий данного возраста изучались магнитные свойства пород Еленовского массива.

### *Еленовский массив*

Данная интрузия расположена на северном окончании Еленовского синклинория в полосе развития эффузивов эйфельского и живетского ярусов. Господствующим развитием среди пород, слагающих этот массив, пользуются гранодиориты и плаггиограниты. Реже встречаются микроклин-плаггиоклазовые граниты, развитые в основном в юго-восточной части интрузии. Жильная фация представлена кварцевыми гранит-порфирами, аплитами и фельзит-порфирами. Для пород Еленовского массива характерно широкое развитие вторичных процессов. В результате этого в породах резко снижается количество первичного магнитного материала, а вблизи трещин образуются окрашенные в бурый цвет зоны, обогащенные гидроокислами железа.

При исследовании шлифов и аншлифов горных пород Еленовского массива установлено присутствие магнетита и гематита, суммарное содержание которых не превышает 0,8%. В гранодиоритах и плаггиогранитах массива содержится магнетит трех генераций:

1. Ранний магнетит, вероятно, сильно титанистый, почти нацело замещен гематитом, кристаллы его кубической формы или удлиненные с изъеденными краями. Размер зерен — 0,2–0,3 мм. В породах обнаружены лишь единичные зерна этого минерала.

2. Тонкозернистый магнетит, который выделяется при замещении темноцветных минералов. Этот магнетит отлагается по слайности или в трещинах биотита или роговой обманки. Зерна его очень мелкие.

3. Магнетит, который обладает правильной кристаллографической формой. Размеры зерен его — 0,04–0,1 мм. В породе он является преобладающим. Для этой генерации очень характерно замещение магнетита гематитом. Пластинки гематита в виде решетки пересекаются друг с другом, образуя утолщения в местах пересечения. Интенсивность подобного замещения в породах из различных участков массива неодинакова. Иногда можно видеть полные псевдоморфозы гематита по магнетиту. Магнетит нередко ассоциирует с апатитом. Образуется шетка правильных шестоватых кристаллов апатита,

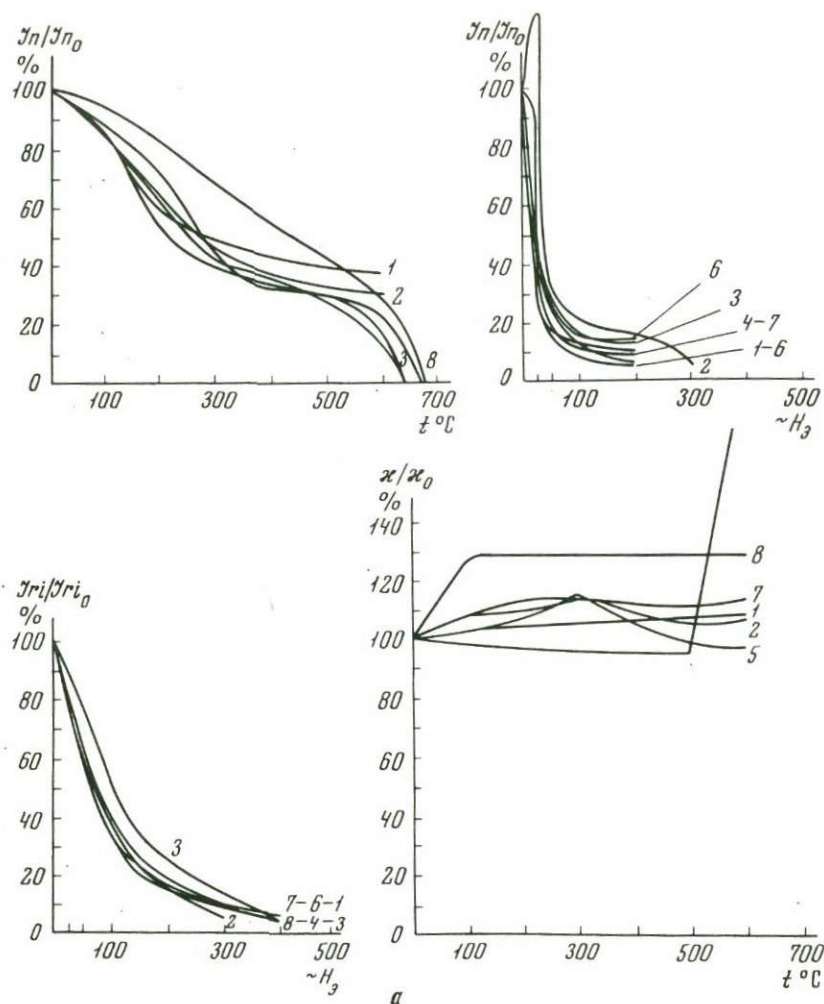
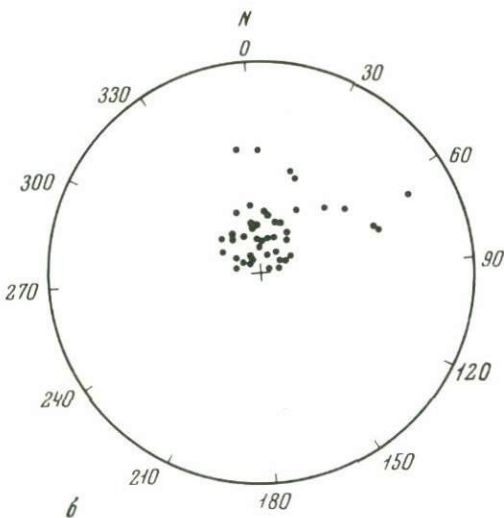


Рис. 32. Поведение  $I_n$ ,  $I_{gi}$  и  $k$  при размагничивании (а) и распределение  $I_n$  (б) в породах Еленовского массива

а в центральной части — магнетит. Видимо, этот минерал — постмагматический (или позднемагматический).

Следующей ступенью изменения породы можно считать окисление рудного минерала в зоне гипергенеза с образованием гидроокислов железа в виде натечных корок, пленок, колломорфных агрегатов. Наблюдаются целые зоны (особенно вблизи трещин), окрашенные в бурый цвет.



к и  $I_n$  гранодиоритов колеблются в довольно широких пределах:  $k = 40-1100 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $I_n = 2,5-4000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $I_n$  во всех породах массива наблюдается прямая корреляционная связь. Это свидетельствует о том, что отличие данных параметров связано главным образом с разной концентрацией магнитных минералов в породах,  $k$  всегда больше  $I_n$ , за исключением единичных образцов, где  $I_n > k$ .

#### $I_n$ гранодиоритов

прямой полярности северных румбов (рис. 326). Кучность векторов хорошая. Вычисленный по ним палеомагнитный полюс соответствует положению геомагнитного полюса в позднечетвертичное время ( $\lambda = 130^\circ$ ,  $\Phi = 84^\circ$ ). Совершенно непонятна такая "молодость"  $I_n$ , так как нет геологических данных, подтверждающих образование здесь интрузий или метаморфизма пород в неоген-четвертичное время. Вероятно, либо породы массива нацело перемагнитились современным полем, либо массив изменил свое первоначальное положение (повернулся на северо-восток на  $30^\circ$  и наклонился в этом направлении примерно на  $30^\circ$ ).  $I_n$  в дайке гранита обратной полярности северо-западного направления.

$I_n$  большинства образцов гранодиоритов двухкомпонентная. Одна намагниченность ( $50 \div 60\% I_n$ ) разрушается при  $300^\circ\text{C}$ , а другая — при температуре  $675^\circ\text{C}$ . Направление  $I_n$  при этом остается неизменным. По-видимому, обе намагниченности имеют общее направление, так как возникли скорее всего в один цикл охлаждения, но обусловлены различными минералами (титаномагнетитом и гематитом). Встречаются также образцы с однокомпонентной термоостаточной  $I_n$ , разрушающейся полностью при нагревании пород до  $675^\circ\text{C}$ . Кривые терморазмагничивания принадлежат первому виду I типа (рис. 32а). У некоторых образцов при нагревании выше  $500^\circ\text{C}$   $k$  резко возрастает, т.е. в них происходит фазовое превращение, вероятно, гематита в магнетит. У большинства образцов  $k$  либо совсем не меняется, либо увеличивается на 15% при нагревании пород до  $300^\circ\text{C}$ , а затем уменьшается до своей первоначальной величины.

Вязкая намагниченность у всех пород массива невелика:  $1 \div 10\% I_n$ .

Стабильность  $I_p$  пород к воздействию переменного магнитного поля невысокая: при 100 эрстедах  $\sim H$  разрушается 80÷90%  $I_p$ , и далее она убывает очень плавно с увеличением поля. Таким образом, кривые размагничивания  $I_p$  также указывают на наличие в ней двух составляющих.  $I_p$  менее устойчивая к  $\sim H$ , чем  $I_{g1}$ . Вероятно, для всех без исключения пород данного региона устойчивость  $I_p$  к воздействию переменного магнитного поля не может служить мерой ее палеомагнитной стабильности, так как даже уверенно термоостаточная намагниченность (по данным термомагнитного анализа) весьма неустойчивая к  $\sim H$ . Причину такой неустойчивости  $I_p$  к магнитной "тряске" следует искать в особенностях строения магнитных минералов.

### Послераннекаменноугольные интрузии

Развитие магматизма в послераннекаменноугольное время резко отличается от более ранних этапов. Впервые в истории данного региона формируются крупные интрузии кислого и ультракислого состава, отвечающие орогенному этапу, завершающему развитие Уральской геосинклинали (Соболева, 1961; Сергиевский, 1960).

Массивы, размеры которых достигают 1000 км<sup>2</sup> и более, кулисообразно заходят друг за друга, образуя линейно-вытянутые полосы, входящие в состав так называемого Главного гранитного пояса Урала. Они приурочены к ядрам антиклинорий и окружены древними метаморфическими породами. Характерным для них является широкое развитие биотитовых, порфиридных микроклиновых гранитов, а в краевой части часто встречаются плагиограниты и гранодиориты. Завершилась интрузивная деятельность внедрением лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Абсолютный возраст верхнепалеозойских интрузий — 310–270 млн. лет (Овчинников, 1963; Гаррис, Денисенко, 1966).

Палеомагнитные исследования были проведены на породах Адамовского комплекса в основном на гранитах Карабутацкого массива. Совсем немногим образцам было отобрано из разгнейсованных гранитов Сандербекского и пород южного окончания Елизаветинского массивов.

Абсолютный возраст образований Адамовского комплекса определен в 255–297 млн. лет (Гаррис, Денисенко, 1966).

Жильные интрузии представлены пегматитами, аплитами, гранит-порфирами и фельзит-порфирами. Они залегают, как правило, в гранитоидах, но нередко встречаются и во вмещающих породах.

Гранитоиды рассматриваемых массивов прорывают в основном породы докембрийско-кембрийского возраста, представленные различными гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами. Вблизи интрузий развиты зоны роговиков, инъекционных гнейсов, скарнов и мигматитов.

Граниты Адамовского комплекса отличаются малым количеством магнитных минералов (0,2–0,6%). Главнейшие из них магнетит, ти-

таномagnetит, гематит и очень редко ильменит и лимонит. В этих породах наиболее ранним является титаномagnetит. Края зерен его изъеденные, форма причудливая. Сохранились лишь единичные зерна или островки этого минерала. Диагностируется он по решетке ильменита. Титаномagnetит замещается почти нацело гематитом. Magnetит в гранитах встречается чаще. Кристаллы правильной формы, слабо измененные, но иногда по краям замещаются гематитом. Размеры зерен — до 0,1 мм. Этот минерал преобладает. Кроме этого, содержится magnetит второй генерации, который образуется при замещении биотита хлоритом в виде тонкодисперсных агрегатов, распределенных по спайности или по периферии биотита. В количественном отношении тонкозернистый magnetит занимает резко подчиненное положение. Гематит образует псевдоморфозы по magnetиту и титаномagnetиту, поэтому полностью унаследует их форму и размеры. Местами внутри псевдоморфоз сохраняются островки незамещенного magnetита. Следует отметить, что встречается раздробленный magnetит, который замещен гематитом; при этом ориентировка пластинок гематита разная, последнее указывает на то, что гематитизация magnetита произошла еще до его катаклаза. Лимонит является продуктом разложения magnetита, занимает десятые доли процента от всей массы породы. Количество его зависит от степени изменения породы в зоне эпигенеза.

В биотитовых порфировидных гранитах суммарное содержание окислов железа составляет 2,0–5,76%, а коэффициент  $f = 0,05–0,53$ . Содержание  $TiO_2$  во всех случаях очень невелико — от 0,27 до 0,69%. По Баддингтону, температура образования такого magnetита составляет 400–450°C.

Здесь также отмечается подчиненная роль окисного железа по сравнению с закисным, хотя общее содержание железа в жильных породах в целом ниже, чем в образованиях массива. По составу минералы магнитной фракции отвечают magnetиту с незначительной примесью титана — 0,25. Судя по данным эксперимента, это низкотемпературные образования (400–500°C).

#### *Елизаветинский массив*

Крупная интрузия, окруженная серией более мелких тел, является северной частью бывшего Адамовского массива (Билибина, 1963; Краснова, Репин, 1969; Краснова и др., 1966). Она развита среди гнейсов и кристаллических сланцев докембрийско-кембрийского возраста.

$ln$  гранитов небольшая ( $0,3 \div 20 \cdot 10^{-6}$  СГС), в среднем равна  $5 \cdot 10^{-6}$  СГС. Она заметно увеличивается (до  $400 \cdot 10^{-6}$  СГС) в гранито-гнейсах. Невысокие значения и  $k$  ( $4 \div 25 \cdot 10^{-6}$  СГС) гранитов, которая в гранито-гнейсах увеличивается до 1700–5000  $\cdot 10^{-6}$  СГС. В габбро  $k$  и  $ln$  также очень маленькие ( $ln = 0,2 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $ln_{ср.} = 10 \cdot 10^{-6}$  СГС), в  $k = 50 \cdot 10^{-6}$  СГС при  $k_{ср.} = 60 \cdot 10^{-6}$  СГС. Во всех породах данного участка  $k$  намно-

го больше  $I_n$ , которая здесь одно- и двухкомпонентная. Однокомпонентная  $I_n$  разрушается при нагревании пород до 200, 300 и 500°C. Форма кривых размагничивания ее третьего вида I типа. В сложной  $I_n$  одна намагниченность разрушается при нагревании пород до 100 и 300°C, другая — при  $t = 540 \div 560$ °C. В большинстве исследованных образцов  $k$  существенно изменяется, особенно после нагревания пород выше 500°C.

В гранитах массива  $I_n$  положительной полярности (рис. 33а) северо-восточного направления ( $D_{ср.} = 45^\circ$ ,  $I_{ср.} = 48^\circ$ ), а вычисленный по ней палеомагнитный полюс соответствует его положению в поздней перми ( $\lambda = 158^\circ$ ,  $\phi = 45^\circ$ ).

В габбро, диоритах и дацитах очень большой разброс векторов, однако в них наблюдается какая-то древняя (докембрийская) намагниченность прямой и обратной полярности и намагниченность, соответствующая времени образования гранитов Елизаветинского массива.

### *Карабутаковский массив*

Данная интрузия является южной частью бывшего Адамовского массива (Билибина, 1963; Краснова, Репин, 1969). С востока к массиву примыкают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийско-кембрийского возраста, с юга и запада — позднесилурийско-раннедевонского возраста. В поле массива встречаются многочисленные ксенолиты этих пород. Контакты массива с вмещающими породами четкие, ровные, местами тектонические.

Для образований Карабутаковского массива характерна  $I_n$  порядка  $250 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $k = 400 \cdot 10^{-6}$  СГС. Минимальные и максимальные значения  $I_n$  порфиридных гранитов равняются соответственно  $12 \div 5500 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $k = 70 \div 1500 \cdot 10^{-6}$  СГС. Жильные и дайковые породы имеют несколько меньшие величины этих параметров с колебанием  $I_n$  в интервале  $2 \div 1200 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $k = 5 \div 850 \cdot 10^{-6}$  СГС. Между  $k$  и  $I_n$  для всех пород массива, в том числе даек и жил, за исключением его крайне западной периферии, наблюдается прямая корреляционная зависимость. Величины их близки между собой, то  $k > I_n$ , то  $I_n > k$ . В породах массива  $k$  чаще бывает больше  $I_n$ , а в дайках, — наоборот, в большинстве случаев  $I_n > k$ . Сходство в поведении  $k$  и  $I_n$  свидетельствует о том, что изменение магнитных свойств пород обусловлено различием в концентрации магнитных минералов, условия образования которых были примерно одинаковые для всех пород массива, включая жилы и дайки.

$I_n$  пород Карабутаковского массива прямой полярности северных румбов (рис. 33б). Кучность векторов  $I_n$  хорошая, а вычисленный по ним палеомагнитный полюс указывает на сравнительную "молодость" естественной остаточной намагниченности данных образований, так как он располагается ближе всего к осредненному геомагнитному полюсу, установленному по  $I_n$  верхнетриасовых — нижнеюр-

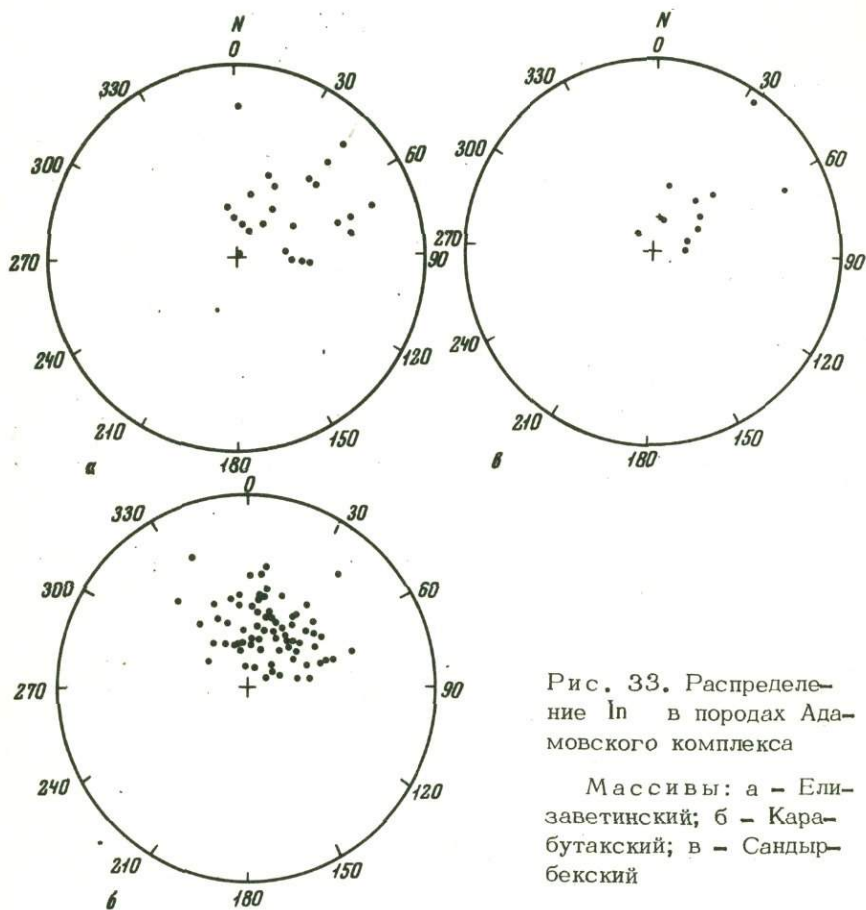


Рис. 33. Распределе-  
ние In в породах Ада-  
мовского комплекса

Массивы: а - Ели-  
заветинский; б - Кара-  
бутакский; в - Сандыр-  
бекский

ских пород Европы (Храмов, Шолпо, 1967). Следует отметить, что для приведения времени образования In в соответствие с существующим представлением о возрасте гранитов Карабутакского массива, необходимо предположить, что массив наклонен на  $20-30^{\circ}$  и повернут на северо-запад на  $20^{\circ}$ .

In у всех пород центральной части массива однокомпонентная термоостаточная и разрушается при нагревании их до  $525 \pm 600^{\circ}\text{C}$  (рис. 34). При этом кривые терморазмагничивания относятся к первому и второму виду I типа. Аномально ведет себя при нагревании In гранитов из юго-восточной части массива. Она здесь у большинства образцов двухкомпонентная. На юго-востоке (ближе к периферии массива) одна намагниченность ( $50 \pm 60\%$  In) разрушается при  $200^{\circ}\text{C}$ . В центральной части она составляет 80-85% In и раз-

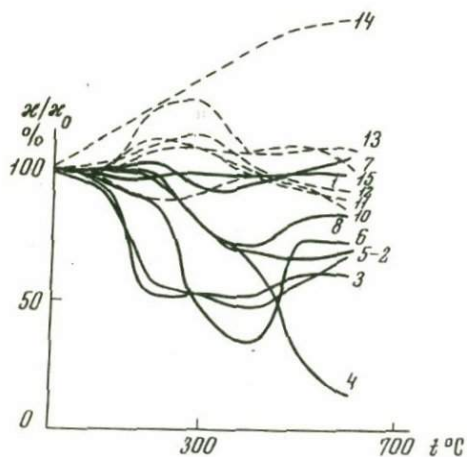
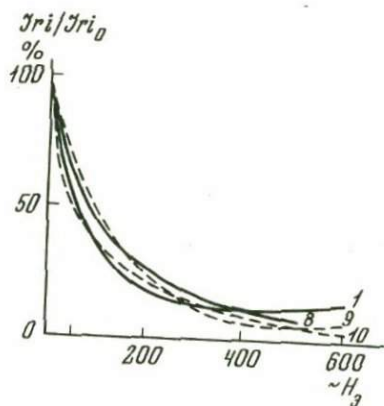
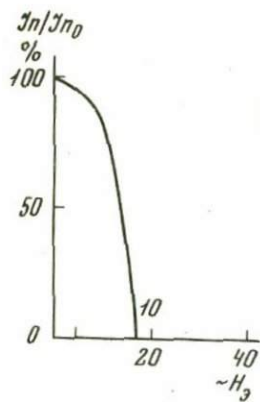
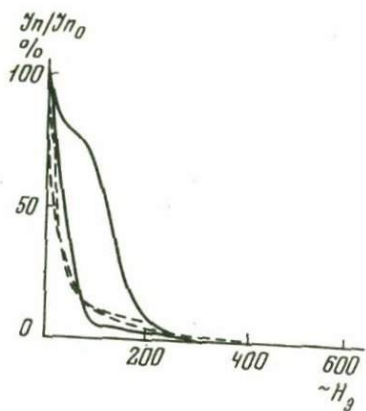
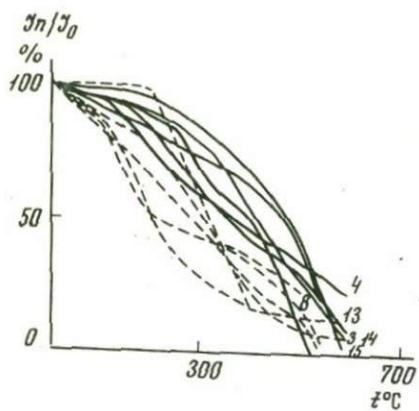


Рис. 34. Поведение In, Iri и  $\alpha$  при размагничивании горных пород Карабутацко-го массива

рушается при 400, реже 500°C. Другая намагниченность, составляющая  $I_n$ , разрушается при нагревании до 550÷650°C. Некоторые образцы при температуре около 600°C рассыпаются, т.е. в них взрывается кристаллизационная вода. Направление  $I_n$  не изменяется при разрушении ее нестабильной составляющей.

По-видимому, компоненты  $I_n$  обусловлены различными магнитными минералами (маггемит или титаномагнетит, магнетит и гематит), образованными в один цикл охлаждения, но при разных температурах.

В породах из центральной части массива при нагревании до 100–200°C  $k$  остается неизменной. При повышении температуры до 300°C  $k$  уменьшается на 30–70%, при повышении до 400°C, а у некоторых образцов до конца эксперимента,  $k$  не изменяется. При  $t = 500^\circ\text{C}$  наблюдается некоторое увеличение  $k$ , и затем она уже не меняется до 700°C. Такое поведение магнитной восприимчивости указывает на то, что при нагревании пород имеют место фазовые превращения магнитных минералов (возможно, некоторая часть магнетита окисляется до гематита). При этом подобный процесс не одинаков для пород из разных мест, что свидетельствует о некотором отличии внутренней структуры их магнитных минералов (разная устойчивость магнетита к окислению при нагревании). Встречаются также образцы, у которых  $k$  не меняется совершенно при нагревании их до 600–700°C. Магнитная восприимчивость гранитов из юго-восточной части массива у большинства образцов при нагревании до 200÷300°C увеличивается на 10–25%, а при дальнейшем повышении температуры до 300–400°C постепенно (иногда скачком) уменьшается. Это опять свидетельствует о наличии в этих породах двух магнитных минералов. Вначале цикла идет превращение слабомагнитного минерала (маггемит) в более магнитный минерал (магнетит) и уже при более высоких температурах (300–400°C) начинает окисляться сильно магнитный минерал (магнетит) в слабомагнитный (гематит).

В породах из центра массива вязкой намагниченности (после терморазмагничивания образцов) либо не возникает совсем (за 11 месяцев), либо ее величина не превышает 10%  $I_n$ . В породах юго-восточного окончания массива (в аналогичных условиях) у большинства образцов возникает незначительная  $I_{gv}$  (2–6%  $I_n$ ), но у некоторых она достигает величины, равной 40–50%  $I_n$ .

Отмеченные различия в поведении  $k$  и  $I_n$  при нагревании пород центральной и юго-восточной частей массива свидетельствуют об определенных отличиях в составе и структуре их ферромагнитных минералов.

$I_n$  всех пород массива нестабильна по величине и направлению к воздействию переменного магнитного поля. При  $H=100$  эрстед обычно разрушается до 90%  $I_n$ , а полностью все исследованные породы размагничиваются при 300 эрстедах переменного поля. Во всех образцах  $I_{pi}$  существенно устойчивее  $I_n$  к воздействию пе-

ременного магнитного поля. Такое поведение  $I_p$  при воздействии  $\sim H$  весьма странно, так как  $I_p$  у большинства пород при нагревании отличается большой устойчивостью как по величине, так и по направлению. Совершенно непонятна неустойчивость  $I_p$  к магнитной "тряске" при ее хорошей стабильности к нагреванию, видимо, здесь какие-то особенности в структуре (дефекты решетки, примеси и т.д.) магнитных минералов.

При воздействии постоянного магнитного поля  $I_p$  образцов компенсируется полем в 15,5 эрстед, т.е. она метастабильная.

### *Сандырбекский массив*

Сандырбекский массив – дайкообразное, сильно удлиненное тело. С востока вмещающими породами для него являются гранито-гнейсы и мигматиты докембрийского возраста, а с запада – ортоамфиболиты и зеленые сланцы нижнепалеозойского возраста.

$\kappa$  и  $I_p$  в породах массива в целом возрастают с запада на восток от  $4 \cdot 10^{-6}$  до  $115 \cdot 10^{-6}$  СГС по  $\kappa$  и от  $0,1 \cdot 10^{-6}$  до  $125 \cdot 10^{-6}$  СГС по  $I_p$ . Между  $\kappa$  и  $I_p$  – прямая корреляционная связь,  $\kappa$  всегда больше  $I_p$ , на западе намного, а на востоке они почти равные.  $I_p$  у всех пород массива положительной полярности северо-восточного направления и соответствует нижнетриасовой намагниченности пород Европы (см. рис. 33в).

$I_p$  пород из западной части массива однокомпонентная и разрушается при нагревании пород до  $300^\circ\text{C}$ . Направление  $I_p$  неустойчивое, т.е. в целом породы нестабильные к нагреву.  $\kappa$  убывает ступенчато, и при нагревании образцов до  $500^\circ\text{C}$  они теряют 50% своей величины, т.е. здесь, вероятно, титаномагнетит (либо магнетит) окисляется в гематит или даже в гидроокислы.

При воздействии переменного магнитного поля в 50 эрстед теряется 85% величины  $I_p$ , при  $\sim H = 200$  эрстед остается всего 6%, но направление  $I_p$  существенно не меняется.  $I_p$  заметно стабильнее  $I_p$  к  $\sim H$ . Интересно отметить исключительную стабильность  $I_p$  к воздействию постоянного магнитного поля. Поле в 20 эрстед совершенно не уменьшает  $I_p$ , и только начиная с поля в 30 эрстед, она постепенно убывает, и после воздействия поля в 60 эрстед еще остается около 40%  $I_p$ .

$I_p$  пород из восточной части массива отличается большой стабильностью к нагреванию, она термоостаточная однокомпонентная и полностью разрушается при температуре  $600^\circ\text{C}$  (вероятно, обусловлена гематитом). По виду кривые терморазмагничивания  $I_p$  здесь очень похожи на кривые терморазмагничивания  $I_p$  гранитов Карабутакского массива.

Соотношение  $\kappa$  с  $I_p$  и терморазмагничивание свидетельствуют о более высокой температуре образования пород на востоке массива, чем в его западной части. По-видимому, на западе данного участка породы претерпели довольно интенсивный низкотемпературный метаморфизм, который на востоке проявился очень слабо.

В целом породы Адамовского интрузивного комплекса характеризуются следующими основными особенностями  $\kappa$  и  $I_p$ :

1. Исключительной стабильностью  $I_p$  при нагревании пород.
2. Прямой корреляционной связью между  $\kappa$  и  $I_p$ .
3. Хорошей кучностью векторов  $I_p$  положительной полярности.
4.  $I_p$  пород в основном однокомпонентная термоостаточная.
5.  $\kappa$  существенно изменяется при нагревании пород.
6.  $I_{gv}$  практически отсутствует в породах комплекса.
7.  $I_p$  пород нестабильная к  $\sim H$  и менее устойчива, чем  $I_{g1}$ .
8. Стабильность  $I_p$  пород к постоянному магнитному полю разная.
9. Величины  $\kappa$  и  $I_p$  пород средние и низкие.
10.  $Q$  довольно изменчивая.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что магнитные свойства интрузивных пород Южного Урала изменяются в широких пределах, что обусловлено различием генезиса и метаморфизмом этих образований. В большинстве интрузивных пород рассматриваемой территории присутствует термоостаточная намагниченность. Имеется также химическая намагниченность, возникшая при метасоматических замещениях и метаморфизме пород. Нередко встречается парциальная намагниченность, образованная при повторных прогревах пород до сравнительно невысоких температур (100 - 400°C). Вязкая намагниченность не характерна для интрузивных пород Южного Урала. Во всяком случае величина ее редко превышает 5-10% величины  $I_p$ . Метахронная намагниченность в интрузивных породах Южного Урала в региональном плане четко не проявляется. Имеется в породах ряда массивов намагниченность позднепалеозойского возраста, но является ли она метахронной, наверняка утверждать нельзя, так как одним из самых странных ее поведений является то, что эта намагниченность присутствует в образованиях не древнее девона, а логически метахронная намагниченность в более древних породах вполне вероятна. К тому же эта намагниченность может соответствовать породам верхнепалеозойской фазы интрузий. Локальное проявление метахронной намагниченности здесь имеет место. Она обусловлена метаморфизмом пород и многофазностью формирования интрузий.

$I_p$  интрузивных пород региона, как правило, высокой палеомагнитной стабильности. У большинства пород  $I_p$  однокомпонентная, но встречаются породы, в которых  $I_p$  состоит из двух, реже трех намагниченностей, либо разновозрастных, но обусловленных магнитными минералами разного состава, генезиса или размера, либо разновозрастных.

В результате исследований установлена хорошая коррелируемость пород массивов внутри комплексов по магнитным и палеомагнитным данным и значительное различие их в породах из разных комплексов и зон. При этом имеет место неплохая сходимости времени образования  $I_p$  с абсолютным возрастом пород, определенным радиоизотопными методами (калий-аргоновым, свинцовым). Наиболее хорошо это прослеживается в интрузивных породах Тараташского, Ахуновского и Магнитогорского комплексов. Кроме этого, выделяемые геологическими методами фазы формирования интрузивных тел отчетливо фиксируются по палеомагнитным данным (Тараташский и Ахуновский комплексы).

Интрузивные породы Тараташского комплекса отличаются от интрузий других комплексов отсутствием "молодой" намагниченности:  $I_p$  в этих породах докембрийская и раннепалеозойская. Средние величины  $k$  и  $I_p$  пород здесь такие же, как в аналогичного состава породах из интрузий Магнитогорского мегасинклинория.

Гипербазиты массива Крака отличаются от пород Тараташского комплекса и интрузий Магнитогорского мегасинклинория наличием в первых одной намагниченности, не соответствующей времени образования этих пород, если не вводить поправок за предполагаемые перемещения данных массивов (поворот, наклон и т.д.). После введения отмеченных поправок время образования  $I_p$  гипербазитов соответствует позднему докембрию (см. приложение в конце книги).

Интрузивные породы Магнитогорского мегасинклинория отличаются большими колебаниями величин  $k$ ,  $I_p$  и разновозрастными намагниченностями. В породах массивов Ахуновского комплекса (развитого на северо-востоке структуры) содержатся две-три намагниченности, возникшие в широком интервале времени ( $C_2-C_3$ ) и совпадающие с фазами формирования интрузивных тел. Образование Касельского массива, относимого к Верхнеуральскому комплексу, по магнитным свойствам, особенно распределения  $I_p$  и ее возрасту практически не отличаются от пород Ахуновского комплекса. Поэтому этот массив следует объединить в один комплекс с Ахуново-Карагайским, Петропавловским, Уйского Бора и Краснинским массивами. Интрузии Ашебутацкого комплекса (распространенные на юго-востоке мегасинклинория) от образований Ахуновского комплекса отличаются направлением и возрастом  $I_p$ . Здесь также в породах каждого массива имеется две разновозрастные намагниченности, из которых одна очень древняя (докембрийская), а другая — сравнительно молодая (позднепалеозойская — раннемезозойская). Докембрийская  $I_p$  позволяет предполагать, что эти интрузии в момент формирования переработали и ассимилировали развитые здесь ранее докембрийские образования, магнитные минералы которых в ряде случаев не разрушались, сохранили свою первичную (докембрийскую) намагниченность и ориентировку в теле массива или его крупных блоках. Магнитные минералы, возникшие при внедрении данных интрузий, приобрели  $I_p$  времени образования последних. На все это здесь еще наложились метаморфизм пород и тектонические нарушения с изменением пространственного положения как целиком массивов, так и блоков пород внутри интрузивных тел (особенно крупных). Не исключено, что все происходило несколько иначе. Но в большинстве случаев определенный возраст  $I_p$  не соответствует существующим представлениям о времени образования горных пород этой части мегасинклинория. И сейчас еще невозможно дать окончательный ответ, чем обусловлены полученные намагниченности: возникли ли они в момент формирования пород или обязаны метаморфизму. Скорее всего есть и то, и другое. К тому же направление  $I_p$  могло измениться в результате тектонических подвижек (перемещений, поворотов и т.д.) и изменений структурных форм как отдельных массивов, так и целых крупных бло-

ков и зон земной коры, которые еще не распознаны. Тем не менее, сам факт наличия двух основных намагниченностей (докембрийской и позднепалеозойско-мезозойской) заслуживает самого пристального внимания и постановки специальных детальных исследований в этом направлении.

Изученные породы Магнитогорского комплекса имеют одну намагниченность (каменноугольного возраста), соответствующую времени образования интрузий этого комплекса (установленного радиоизотопными методами).

Для изученных интрузивных пород Восточно-Уральского мегантиклинория характерны низкие значения магнитных параметров. В породах интрузий данной структуры обычно присутствует одна довольно "молодая"  $I_p$  (P-Q) высокой стабильности. Наиболее "молодые"  $I_p$  (Tg-Q) свойственны породам самых южных массивов (Еленовский, Сандырбекский, Карабутацкий), расположенных в зоне, изобилующей разломами, сбросами, надвигами и другими тектоническими нарушениями. Вероятно, такой "молодой" возраст  $I_p$  является кажущимся и обусловлен тем, что интрузивные тела южного окончания мегантиклинория изменили свое первоначальное положение (имеется ввиду поворот и наклон массивов целиком) уже в застывшем состоянии, после образования  $I_p$  в породах, слагающих эти массивы.

Следует еще отметить, что породы одного типа, но разного генезиса, отличаются и своим магнетизмом. В частности, сравнивались граниты — производные базальтоидной и гранитоидной магм. Граниты, образованные из базальтоидной магмы, обладают довольно высокими значениями  $k$  и  $I_p$  (их средние величины 200 — 1000 · 10<sup>-6</sup> СГС) и отличаются большой изменчивостью величин этих параметров (амплитуда достигает нескольких тысяч единиц 10<sup>-6</sup> СГС). Наиболее характерными минералами являются магнетит и титаномагнетит, содержание которых иногда достигает 3 — 4%. Остаточная намагниченность этих гранитов, как правило, термоостаточная, одно- и двухкомпонентная. В эту группу входят граниты Тагило-Магнитогорской и Центрально-Уральской структурных зон. Граниты, производные кислой (гранитоидной) магмы, развитые главным образом в Восточно-Уральской зоне, характеризуются низкими значениями магнитных параметров (единицы и первые десятки единиц 10<sup>-6</sup> СГС) и колебание их величин небольшие. Остаточная намагниченность этих гранитов очень стабильная к воздействию переменного магнитного поля (до 700 эрстед) и к нагреванию и обязана гематиту. В этих породах присутствуют магнитные минералы главным образом гематитового ряда.

Таким образом, полученные результаты позволяют оптимистически оценить возможности использования магнитных и палеомагнитных параметров при установлении генетических и возрастных групп интрузивных образований, а также при их расчленении и корреляции.

Палеомагнитные исследования горных пород данного региона в дальнейшем следует проводить в первую очередь с целью создания достаточно детального палеомагнитного разреза, имеющего уверен-

ную возрастную привязку. При этом особое внимание заслуживают горные породы от силурийского до верхнекаменноугольного возраста, так как в этом интервале времени поведение магнитного поля земли наименее ясно. Разработку палеомагнитной геохронологической шкалы необходимо производить с учетом данных биостратиграфии и абсолютного возраста горных пород.

Заслуживают внимания палеомагнитные исследования гипербазитов из разных районов Урала, с целью выявления их природы и пространственного положения. Эти работы необходимо производить в теснейшем контакте с тектоническими исследованиями данных образований.

Необходимо начинать палеомагнитные исследования железорудных и пирротиновых месторождений с целью выявления их некоторых генетических особенностей и времени образования.

Следует проводить специальные исследования по определению состава магнитных минералов, их генезиса и особенностей строения, на основании изучения точки Кюри, намагниченности насыщения и других магнитных характеристик этих минералов.

По-прежнему остается актуальной задача изучения природы  $I_p$  и ее зависимости от геологических факторов.

Интересные данные могут быть получены при палеомагнитных исследованиях древних немах толщ Урала.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Основные палеомагнитные данные

Структурная зона	Комплекс	Интрузивные массивы, тела, дайки и вмещающие породы (группа I-IV)		Возраст по геологическим данным	Абсолютный возраст в миллионах лет	К-во образцов		
							3	4
Центрально-Уральская	Тараташский	гора Тура-Таш	I	Архей	2078	34		
			II	Нижний протерозой	1550	28		
			III			10		
			IV	D <sub>2</sub>		21		
	Гипербазиты	Крака	Южный		pCm-P		17	
					То же		97	
				Северный	- " -		67	
			Узянский	- " -		54		
			Нуралинский	Ультраосновные породы		C <sub>1</sub> -pCm		60
Магнитогорский мегасинклинорий	Кумакский	Тастыбутаковский				44		
	Курмансайский	Жимский	I	D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>	315-379	40		
			II			16		
			III			19		
		Тюлькубайский	I	D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>	315-379	27		
			II			15		

Скло- нение (в градусах)	Накло- нение	Радиус круга доверия $\alpha_{95}$	Куч- ность век- торов k	Координаты палеомагнит- ного полюса		Полуоси овала погрешности определенного полюса		Возраст $I_n$
				$\lambda, ^\circ$	$\phi, ^\circ$	$\theta_d$	$\theta_i$	
8	9	10	11	12	13	14	15	16
191	45	8	11	230	8	10	6	$pCm_1-pCm_2$
56	-21	9	9	186	9	9	5	$pCm_2-Cm_1$
256	-30	18	8	158	22	20	11	O-S
27	38	10	10	199	51	12	7	$T_1$
20	75		11	104	76	20	18	
*214	*54	11	11	211	-8	20	18	$pCm_2$
0	70	3	24	128	88	5	3	
*211	*55	3	24	214	-3	5	3	$pCm_2$
322	77	5	13	20	72	9	8	
*210	*55	5	13	215	-2	9	8	$pCm_2$
228	27	9	3	194	11	10	6	$C_2$
235	-28	7	7	169	32	8	5	
*220	*42	7	7	214	8	8	5	$pCm_2$
250	-34	6	16	153	28	6	4	$C_1-C_2$
166	42	13	4	257	14	15	9	$pCm_1$
9	25	14	8	139	61	15	8	$T_{3-2}$
206	-24	11	9	196	43	12	6	$P_2$
295	36	14	5	144	-30	16	10	?
60	45	10	18	154	39	12	8	$C_2-C_3$

1	2	3	4	5	6	7
	Верхнеуральский	Касельский		D <sub>3</sub>		11
Мегасинклиниорий		Шиликтинский	I			31
			II	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	355	8
			III			6
Магнитогорский	Ашебутацкий	Дуненский	I	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	300	14
			II			9
		Новоорский	I			21
			II	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	251	10
			III			14
		Исиргужинский	I			18
			II	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	310	10
			Дайки			23
		Можаровский	Граносиениты (массива)	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	289	47
			Дайки, вмещающие эффузивы			25 15
	Ашебутацкий	Граносиениты центральной части массива	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	287	12	
		Дайки			23	
		Граносиениты окраины массива и вмещающие диабазы			22	
	Базарбайский			C <sub>1</sub>	266-299	20
	Интрузии междуречья Урала и Б. Карагайки	I				41
		II		C <sub>1</sub>		23

8	9	10	11	12	13	14	15	16
48	33	6	6	174	39	7	4	$C_3$
205	43	9	5	215	8	11	7	$pCm_2$
14	52	11	12	205	67	16	11	$T_2?$
210	-42	13	15	187	53	16	10	$T_1$
13	50	15	8	208	66	20	13	$T_2^9$
195	35	17	10	224	18	19	11	$pCm_2$
204	44	18	4	227	9	21	14	$pCm_2$
342	-44	16	9	255	10	20	12	$pCm_1$
352	60	11	12	270	78	17	12	$Q_4$
158	44	12	12	260	10	15	9	$pCm_1$
315	66	13	14	338	61	21	17	?
40	44	9	11	177	54	11	7	$T_1$
42	48	9	6	162	48	12	8	$P_2$
20	40	11	7	204	58	13	8	$T_2?$
258	40	14	8	171	-11	17	12	$Cm_2-Cm_1?$
50	50	4	16	158	48	5	4	$P_2$
12	32	10	9	218	53	11	6	?
284	-40	11	9	124	10	13	8	S
57	40			160	38			$C_2-C_3$
70	46			145	35			$C_2$
222	-33			181	43			$C_3$

Приложение (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
		Интрузии по р. Козьбе		C <sub>1</sub>		20
		Граниты по р. Зингейке				18
		Краснинский	I	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>	385	48
			II			21
	Ахуновский	Петро-Гра- павлов-ниты ский	I	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>		73
		Диориты	II			62
						30
		Уйский Бор	I	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>		90
			II			84
		Ахуново-Кара- гайский	I	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>	262	187
			II			27
	Еленовский	Еленовский		D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	320-340	44
	Адамовский	Елизаветинский		C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	255-297	23
		Карабутакский		C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>		77
		Сандырбекский		C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>		12

Восточно-Уральский  
мегаинтрузион

\* Значения D и I после введения

8	9	10	11	12	13	14	15	16
74	36			150	37			C <sub>2</sub>
58	41			162	37			C <sub>2</sub>
52	39	8	16	172	40	9	6	C <sub>3</sub>
207	-25	14	16	202	46	16	8	P <sub>2</sub>
50	34	5	14	172	38	6	3	C <sub>3</sub>
223	-35	5	13	182	43	6	3	P <sub>1</sub>
240	-35	9	8	190	37	10	6	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>
61	33	4	15	163	33	5	3	C <sub>2</sub>
230	-34	4	14	188	39	5	3	C <sub>3</sub>
239	-49	4	12	158	42	5	3	P <sub>1</sub>
38	38	8	15	170	34	8	4	C <sub>2</sub>
90	70	7	11	130	34	14	12	Q <sub>4</sub>
45	48	9	12	158	45	12	8	P <sub>2</sub>
17	49	6	8	203	65	8	5	T <sub>3</sub> -I <sub>1</sub> ?
	54	12	13	156	54	17	12	T <sub>1</sub>

поправка за тектонические перемещения пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алыпova O.M. Термомагнитные характеристики базальтов вулканов ключевой группы Камчатки. — Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Баку, 1970.
- Авчан Г.М., Озерская М.А. Методика определения магнитных свойств пород. — Развед. и промысл. геофиз., в. 31, 1959.
- Белоконов В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород Л., "Недра", 1973.
- Билибина Г.В. Металлогения южной части Южного Урала. — Сов. геол., № 6, 1960.
- Билибина Г.В. Интрузивные комплексы Мугоджар и их металлоносность. В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
- Блекетт П.М. Лекции о магнетизме горных пород. — М., ВНИИГеофизика, 1959.
- Гарань М.И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. — Труды XVII Международного геологического конгресса, т. 2, 1939.
- Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — Труды Горно-геологического ин-та, вып. 32. Свердловск, 1959.
- Гаррис М.А. Геохронология интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Гаррис М.А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1, Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
- Гаррис М.А., Денисенко Е.А. Геохронологическая шкала восточной части Русской платформы, Южного Урала и Мугоджар. — Труды Ин-та геологии БФАН СССР, 1966.
- Гаррис М.А., Шанин Л.Л., Устюжанина Л.С., Дядин Н.Н., Солдатенков С.С. Абсолютный возраст гранитоидов Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гейг Г. Возникновение остаточной намагниченности при химических изменениях. — Палеомагнетизм. Сб. ст., 1962.
- Грехэм Дж. Палеомагнетизм и магнитострикция. — Палеомагнетизм. Сб. ст., 1962.
- Данукалов Н.Ф. О возможности использования остаточного магнетизма для возрастной корреляции вулканогенных толщ Сибай-Баймакского райо-

- на. Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, 1962.
- Данукалов Н.Ф. Палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочных пород Южного Урала. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. — Материалы V палеомагнитной конференции. Сибирское отделение АН СССР. Красноярск, 1963.
- Данукалов Н.Ф. Магнитные свойства горных пород зеленокаменной полосы Южного Урала. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли, 1965.
- Данукалов Н.Ф. Палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочных пород Магнитогорского мегасинклинория и их использование в геологии. — Автореф. канд. дисс. Уфа, 1966.
- Данукалов Н.Ф., Огаринов И.С., Родионов Е.С. Влияние состава горных пород восточной окраины Русской платформы и Южного Урала на величины плотности, магнитности, электропроводности и скорость упругих волн. — Физические свойства горных пород. Сб. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 23. Изд. БФАН СССР, Уфа, 1974.
- Данукалов Н.Ф., Родионов Е.С., Огаринов И.С. Закономерности распределения физических свойств горных пород Магнитогорского мегасинклинория. — Там же, 1974.
- Данукалов Н.Ф., Родионов Е.С., Шпизель Л.С. Магнитные свойства горных пород западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. — Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 12. Труды ГГИ БФАН, 1968.
- Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вейнберг А.К., Дубинчик Э.Я., Жданов В.В., Зотова И.Ф., Илаев М.Г., Трупина В.Я., Хорева Б.Я., Шолпо Л.Е. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., "Недра", 1964.
- Иванов Н.А., Шапиро В.А. Особенности остаточной намагниченности магнетитов Покровско-Уральского месторождения. — Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., "Недра", 1965.
- Казанцева Т.Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклинория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. — Автореф. канд. дисс. Уфа, 1970.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитов массивов Крака на Южном Урале. — Геотектоника, 1, 1970.
- Книппер А.Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры. — Там же, 1968.
- Комаров А.Г. К вопросу об остаточной намагниченности изверженных пород в связи с их возрастом. — Докл. АН СССР, т. 110, № 2, 1956.
- Комаров А.Г. К вопросу о возрасте габбро-перидотитовой формации на Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1956.
- Комаров А.Г. Остаточная намагниченность горных пород и их возраст. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1957.
- Кондиайн А.Г., Кондиайн О.А., Мазина Е.А., Мельников А.С., Молдованцев Ю.Е., Нестоянова О.А., Петрова И.А., Румянцев Н.А., Сергиевский В.М., Смирнов Ю.Д. Тектоника, магматизм и металлогения Урала. — Доклады Советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968.

- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В.С. и др. Гранитные формации малых глубин. - Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д.Е. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
- Краснова В.Н., Наумов А.Д. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:200 000. Лист №-40-XXXVI. Саратов, 1959.
- Краснова В.Н., Репин В.С. Метаморфизм и метасоматоз вулканогенных пород девонского возраста в Магнитогорском мегасинклиории и Восточно-Уральском поднятии. Саратов, СГУ, вып. 6, 1969.
- Краснова В.Н., Тальнов Е.С., Репин В.С. Изучение процессов метаморфизма и метасоматоза в Суундук-Кумакском междуречье. - Труды Ин-та геологии СГУ, вып. 2, 1964.
- Краснова В.Н., Тальнов Е.С., Репин В.С. Процессы метаморфизма и метасоматоза докембрийских пород Суундук-Куманского междуречья. - Там же, вып. 4, 1966.
- Кузьмичева Е.В., Бродская С.Ю., Носенко Л.И., Шилина Г.П. Использование данных магнитных исследований при изучении условий формирования интрузивных пород. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, ч. II. - Материалы VIII конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму. М., "Наука", 1970.
- Ленных В.И. Магматизм и метаморфизм Тараташского комплекса. - Материалы юбилейной сессии ИГ БФАН СССР, Уфа, 1970.
- Металлова В.В., Файнберг Ф.С. О стабильности естественной намагниченности траппов. - В сб.: Магматизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита и ее использование в геологии. Киев, "Наукова Думка", 1965.
- Морковкина В.Ф. Роль тектонических и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей. - Доклады Советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968.
- Москалева С.В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала. - Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.
- Москалева С.В. О возрасте и структуре массива Крака на Южном Урале. - Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.
- Москалева С.В. О генезисе некоторых габброидных и гипербазитовых пород Урала. - В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Москалева С.В. О структурном положении гарибуритовых комплексов западного гипербазитового пояса Урала. - В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
- Москалева С.В. Гипербазитовые формации западного склона Урала. - Материалы юбилейной сессии ИГ БФАН СССР, 1970.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., ИЛ, 1956.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., ИЛ, 1965.
- Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологичес-

- ких образований Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
- Овчинников Л.Н., Гаррис М.А. Об абсолютном возрасте геологических образований Урала и Приуралья. — Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т.1. Труды II Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969.
- Огаринов И.С., Данукалов Н.Ф., Сальникова Э.Э. Плотность и магнитные свойства горных пород Западно-Уральского поднятия. Физические свойства горных пород. — В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 23. Уфа, 1974.
- Огаринов И.С., Родионов Е.С., Данукалов Н.Ф. Плотность и магнитные свойства горных пород Урало-Тобольской зоны поднятий. — Там же, 1974.
- Ожиганов Д.Г. Геология хребта Урал-Тау и района перипотитового массива Крака на Южном Урале. — Труды Башкирского геологического управления, вып. 12. Уфа, 1941.
- Палеомагнетизм палеозоя. Под ред. А.Н. Храмова. Л., "Недра", 1974.
- Петрова Г.Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Петрова Г.Н. Различные лабораторные методы определения геомагнитной стабильности горных пород. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1961.
- Печерский Д.М. Связь магнитных свойств гранитоидов с условиями их образования (по материалам исследований на Северо-Востоке СССР). — Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1963.
- Пронин А.А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т.1. Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963а.
- Пронин А.А. О геотектонических условиях образования и возрасте палеозойских ультраосновных пород Урала. — Там же, 1963б.
- Ранкорн С.Е. Магнетизм горных пород. — Палеомагнетизм. Сб.ст., М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ранкорн С.К. Палеомагнетизм горных пород. — Там же, 1962.
- Родионов Е.С., Огаринов И.С., Данукалов Н.Ф. Связь физических параметров горных пород Южного Урала с условиями их образования. — В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 23. Уфа, 1974.
- Романов Б.М. Габбро-перидотитовая формация Урала. — Сов. геол., сб. 40, 1949.
- Романов Б.М. Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Салихов Д.Н. О формировании Ахуново-Карагайского гранитного массива. — Материалы I Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, Изд-во УФАИ СССР, 1967.
- Салихов Д.Н. Габброидные и гранитные интрузивные комплексы Учалинского рудного района на Южном Урале. — Автореф. канд. дисс. ИГ БФАН СССР, 1970.

- Сергиевский В.М. Урал. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Сергиевский В.М. Магматизм и металлогения Урала. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Сергиевский В.М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизм и металлогения Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, 1963.
- Сергиевский В.М. Сопоставление магматизма Урала и сопредельных регионов. — В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды II Уральского петрографического совещания, 1969.
- Сиротин К.М. Особенности формирования гранитоидных интрузий на восточном склоне Южного Урала. — В сб.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 2. Саратов, СГУ, 1965.
- Сиротин К.М., Задумина М.И. Гранитоиды восточного склона Южного Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. III. Труды I Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963.
- Смирнов Ю.Д. Интрузивные формации западного склона Урала. — Там же, 1963.
- Соболев И.Д. Основные черты магматизма Урала. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, 1963а.
- Соболев И.Д. Возрастные и генетические группы ультраосновных массивов Урала и закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых. — Там же, 1963б.
- Соболев И.Д. О гранитных формациях Урала. — Там же, т. 2, 1963в.
- Соколов Г.А. Основные итоги работ хромитовой группы Южно-Уральской комплексной экспедиции АН СССР. — Материалы по металлогении Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Сопко П.Ф., Салихов Д.Н. Интрузивный магматизм башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. — Изв. высших учебн. завед., серия геол. и разв., № 2, 1969.
- Струве Н.В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба. — Информ. сб. № 16. М., ВСЕГЕИ, 1959.
- Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1959.
- Теславский М.Д., Мудров И.А., Хромых Л.С., Горячкина И.М. Палеозойские формации Южного Урала (Оренбургская область), их корреляция и некоторые вопросы металлогении. — В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды II Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969.
- Ферштатер Г.Б. Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Магматизм северной части Магнитогорского синклинория. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.

- Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., ИЛ, 1956.
- Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Храмов А.Н. Результаты палеомагнитных исследований во ВНИГРИ и их перспективы. – В кн.: Исследования ВНИГРИ в области нефтяной геологии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Храмов А.Н., Петрова Г.Н., Комаров А.Г., Кочегура В.В. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л., "Недра", 1967.
- Шолпо Л.Е. Исследование магнитных состояний горных пород. – Автореф. докт. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1970.
- Шолпо Л.Е., Яновский Б.М. Вязкая намагниченность горных пород, как специфический вид остаточной намагниченности. – В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Материалы V Всесоюзной конференции по палеомагнетизму. Красноярск, 1963.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала. – В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Гостеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. – В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д., Иванов С.Н., Овчинников Л.Н. Состояние и основные задачи уральской петрологии. – В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Труды II Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1969.
- Штрейс Н.А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. – Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса, Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968.
- Яновский Б.М. Земной магнетизм, ч. I и II. 1963.
- Creer K.M. The remanent magnetisation of unstable Keuper marls. – *Philosoph. Transactions of the Royal Society*, A. 95c, 974, 1957.
- Creer K.M., Irving E., Runcorn S.K. Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain. – *Philosoph. Transactions of the Royal Society*, A. 250, 974, 1957.
- Fisher B.A. Dispersion on a Sphere. – *Proceedings Royal Society London*, B. 6, N 4. Leipzig, 1953.
- Flolich F. Zur Verfahrenstechnik in Untersuchungen des Eruptivgesteins magnetismus. – *Gerlands Beitr. Geophys.*, 55, N 1, 1955.
- Graham J.W. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. – *Journal of Geophysical Research*, 54, 2, 1949.
- Irving E., Stett P.M., Ward M.A. Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields. – *Phys. Mag.*, 6. N 62, 1961.
- Kawai N. Magnetism of rocks and solic phase transformation of ferromagnetic minerals. III. – *Proc. Japan. Acad.*, v. 31, N 6, 1955.
- Kobayaschi K. Chemical remanent magnetisation of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. – *J. Geomagn. Geoelectr.*, v. 10, N 3, 1959.
- Nagata T., Carleton B.I. Notes on piezoremanent magnetization of igneous rocks. II. – *J. Geomagn. and geoelectr.*, v. 21, N 1, 1969a.
- Nagata T., Carleton B.I. Notes on piezoremanent magnetization of igneous rocks. III. Theoretical interpretation of experimental results. *J. geomagn. and geoelectr.*, v. 21, N 3, 1969b.

Neel L. *Ann de Geophys.*, 7, 90, 1951.

Neel L. Some theoretical aspects of rockmagnetism. — *Advancefin Phyfie.* 1955.

Ohuaka M., Kinoshita H. Effect of uniaxial compression on remanent magnetization. — *J. geomagn. and geoelectr.*, v. 20, N 2, 1968.

Stacey F.D. Effect of stress on the remanent magnetism of magnetite bearing rocks. — *J. Geophys., Bos.*, v. 63, N 2, 1958.

Uyda S. Thermoremanent magnetism and coercitive force of the ilmatite-hematite series. — *J. Geomagn. Geoelectr.*, v. 9, N 2, 1957.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН, ПРИНЯТЫХ В РАБОТЕ . . . . .	3
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	5
Глава I	
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЮЖНОГО УРАЛА . . . . .	9
Глава II	
МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ . . . . .	13
Глава III	
СТАБИЛЬНОСТЬ И ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД . . . . .	20
Глава IV	
МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И КОМПЛЕКСОВ . . . . .	35
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	134
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	144

Николай Федорович ДАНУКАЛОВ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ  
ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Утверждено к печати  
Институтом геологии  
Башкирского филиала АН СССР

Редактор издательства Л.В.Миракова  
Художественный редактор В.А.Чернецов  
Технический редактор Г.П.Каренина

Подписано к печати 5/ V - 75 г. Т - 02183  
Усл.печ.л. 9,5. Уч.-изд.л. 10,0.  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1.  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 84.  
Цена 1 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука".  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 руб.

1597