

**Н. П. Михайлова,
А. М. Глевасская**

**НАМАГНИЧЕННОСТЬ
ОСНОВНЫХ
И УЛЬТРАОСНОВНЫХ
ПОРОД
УКРАИНСКОГО
ЩИТА**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

Н. П. МИХАЙЛОВА, А. М. ГЛЕВАССКАЯ

550.3

НАМАГНИЧЕННОСТЬ ОСНОВНЫХ
И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД
УКРАИНСКОГО ЩИТА
И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
В ГЕОЛОГИИ

6072

КИЕВ



НАУКОВА
ДУМКА

1965



В работе приводятся новые данные о магнитных параметрах и плотности основных и ультраосновных пород Украинского щита. Впервые освещаются результаты изучения магнитной стабильности для пород этого комплекса и дается минералогическое обоснование параметров стабильности.

Сделана попытка применить полученные данные о магнитных параметрах для решения конкретных геологических и геофизических задач.

Расчитана на широкий круг геофизиков и геологов.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук *З. А. Крутиховская*

ПРЕДИСЛОВИЕ

С решением коренных проблем магнетизма горных пород и палеомагнетизма в настоящее время тесно связано успешное проведение многих видов исследований — от магниторазведки во всех аспектах ее применения до геохронологических построений и создания теории магнитного поля Земли.

За последние годы в изучении магнетизма горных пород сделан большой шаг вперед. Достижения в этой области во многом объясняются успешным овладением геофизиками теоретическими основами ферромагнетизма, а физиками — началами геологии и генетической минералогии. Кроме того, в науке о магнетизме горных пород разработан перспективный палеомагнитный метод, ставший главным орудием изучения истории магнитного поля Земли. Уже сейчас палеомагнитные исследования дают хорошие результаты при стратиграфической корреляции геологических разрезов, в частности при расчленении немых красноцветных толщ и вулканогенных серий. В дальнейшем данные палеомагнетизма, несомненно, призваны сыграть большую роль при составлении региональных и планетарных стратиграфических схем.

Магнитные свойства горных пород оцениваются, в основном, двумя параметрами — индуктивной и остаточной намагниченностью.

Поскольку настоящая работа будет полезной не только для геофизиков, но и для геологов, изучающих кристаллические породы, считаем уместным дать краткое определение указанных параметров.

Индуктивная намагниченность I_i возникает в породе под действием земного магнитного поля, существующего в районе расположения породы, в общем случае направлена по этому полю и исчезает при его снятии. Величина I_i пропорциональна магнитному полю; константа пропорциональности называется магнитной восприимчивостью (χ). В геомагнитном поле у горных пород индуктивная намагниченность тем больше, чем больше χ .

Естественная остаточная намагниченность (I_n) — особый вид намагниченности горных пород. Физический процесс ее образования описан в специальной литературе по ферромагнетизму и геомагнетизму. Следует отметить, что направление I_n пород (во всяком случае более древних, чем четвертичные) обычно не совпадает с направлением современного геомагнитного поля в точке отбора образца.

Векторная сумма двух намагниченностей — индуктивной и остаточной — дает общую намагниченность породы.

Количественная характеристика магнитного состояния породы (величины I_i , I_n и их соотношение) определяется содержанием, качеством, ге-

незисом и структурно-текстурным положением ферромагнитных минералов — магнетита, гематита, их твердых растворов с ильменитом и ульвешпинелью, а также пирротина и некоторых других сульфидов. Для I_n первостепенное значение имеет также способ намагничивания ферромагнетика: в зависимости от того, как он намагничивался — в сильных или слабых полях, продолжительное или короткое время, при высоких или низких температурах и т. д., — величина остаточной намагниченности окажется различной.

Наиболее важным при изучении магнитных свойств является измерение величины и направления вектора естественной остаточной намагниченности — этого своеобразного фиксатора термодинамических условий жизни породы. С установлением закономерностей распределения I_n и выяснением ее природы связывается возможность участия в решении таких кардинальных вопросов геологии, как определение возраста пород, температуры их образования и особенностей метаморфизма, характера перемещений крупных блоков, изучение геомагнитного поля древних эпох и его связи с внутренним строением Земли.

Не менее важно знание магнитных характеристик горных пород и для магнитной разведки. Как известно, математические методы интерпретации данных магнитной съемки исходят из предположения об однородной намагниченности пород. В то же время опыт в реальных условиях говорит о большом разнообразии соотношений величины и направления индуктивной и остаточной намагниченностей. Отсюда следует, что совместный анализ аномального поля на поверхности Земли и магнитных свойств горных пород, находящихся под этой поверхностью, может приблизить нас к однозначности в определении формы и глубины залегания тел, обуславливающих аномальные поля.

Все это свидетельствует о больших перспективах изучения магнитных характеристик горных пород как в решении многих научных проблем, так и в практическом приложении результатов исследований.

В связи с этим с 1960 г. в Институте геологических наук АН УССР, а затем в Институте геофизики АН УССР нами изучаются магнитные свойства основных и ультраосновных пород Украинского щита и некоторых сопредельных территорий. Выбор в качестве объекта исследований именно этих пород объясняется, прежде всего, практической потребностью в знании их магнитных параметров для проведения поисковых геофизических и геологических работ на полезные ископаемые, генетически с ними связанные: никель, титан, алмазы и др. Кроме того, базиты и гипербазиты в целом отличаются от магматических пород другого состава более высоким содержанием ферромагнитных минералов; для них характерны простые формы залегания, вполне определенный генезис и относительно однородный состав, что позволяет до некоторой степени пренебречь влиянием ряда геологических факторов, не поддающихся учету.

Указанные породы являются первичномагматическими высокотемпературными образованиями, поэтому имеется большая вероятность сохранения их первичной намагниченности. В связи с этим интересен вопрос о возможности оценки возраста данных пород палеомагнитным методом.

Настоящая работа посвящается характеристике намагниченности основных и ультраосновных пород Украинского щита, выяснению особенностей распределения их вектора I_n , оценке магнитной стабильности естественной остаточной намагниченности и изучению связи магнитных параметров с минеральным составом, а также выяснению возможностей использования этих пород для палеомагнитных реконструкций.

В полевых, лабораторных и оформительских работах по теме принимали участие техники-геофизики Ю. И. Вигилянский и Л. И. Вигилянская; в проведении экспериментальных работ помогал ведущий инженер лаборатории Б. Я. Савенко; в подготовке рукописи к печати большую помощь оказали сотрудники отдела постоянного магнитного поля Земли Института геофизики АН УССР Г. М. Головченко, О. В. Ливанова, А. Ф. Демут. Рукопись или отдельные ее части просмотрели и сделали ряд ценных замечаний д-р геол.-мин. наук И. С. Усенко, канд. геол.-мин. наук Ю. В. Кононов, канд. геол.-мин. наук И. И. Чебаненко, инженер-геолог В. И. Галензовская. При написании всей работы мы пользовались советами и консультациями руководителя отдела постоянного магнитного поля Земли Института геофизики АН УССР З. А. Крутиховской и руководителя палеомагнитной лаборатории Института физики Земли АН СССР Г. Н. Петровой. Всем этим товарищам мы выражаем искреннюю благодарность.

ИЗУЧЕННОСТЬ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Магнетизму горных пород посвящена обширная литература, библиография которой насчитывает сотни названий. В ней отражены все аспекты учения: от методики измерения магнитных характеристик и используемой аппаратуры до теории возникновения намагниченности горных пород и ее роли в изучении магнитного поля Земли. Во многих специальных работах и учебниках излагается история открытия и развития магнетизма горных пород. Большая литература посвящена также специальным вопросам магнетизма горных пород — выяснению качественных и количественных зависимостей между магнитными параметрами и содержанием ферромагнетиков в породе, методике оценки палеомагнитной стабильности пород и выделения первичной намагниченности, методике палеомагнитных исследований, характеристике ферромагнитных свойств минералов и твердых растворов и др. Многие из перечисленных вопросов детально описываются в фундаментальных работах советских и зарубежных авторов: П. Блеккета, Н. Б. Дортман и М. Л. Озерской, И. Кенигсбергера, А. Кокса и Р. Долла, В. Н. Кобрановой, А. А. Логачева, Т. Нагаты, Л. Неэля, С. Ранкорна, Т. А. Розе-Симоненко, Г. Н. Петровой, А. Н. Храмова, Е. Эрвинга, Б. М. Яновского и др.

Рассмотрим результаты, полученные при изучении основных и ультраосновных пород и, в первую очередь, пород Украинского щита.

Насколько нам известно, каких-либо сводок по магнитным свойствам базитов и гепербазитов в настоящее время нет. Значение же данных пород, в связи с приуроченностью к ним ценного комплекса полезных ископаемых, велико, поэтому нам представляется целесообразным хотя бы в некоторой степени восполнить этот пробел.

Приступая к такому обзору, необходимо, прежде всего, отметить, что только в единичных из многочисленных публикаций по магнитным свойствам основных пород приводятся дан-

ные о намагниченности интрузивных разностей: пироксенитов, перидотитов, габброидов. Все остальные работы посвящены эффузивам.

Интерес к магнитным свойствам эффузивов, характерный как для зарубежных, так и для советских исследователей, объясняется тем, что излившиеся породы представляют, в связи с определенностью генезиса, сравнительно точной датировкой и хорошо известными термодинамическими условиями образования, благодарный материал для палеомагнитных исследований. Главное внимание при изучении эффузивов обращается на определение направления естественной остаточной намагниченности, выделение и выяснение природы ее первичной компоненты. При этом большинством палеомагнетологов центральное место отводится проблеме обратной намагниченности горных пород (инверсия или самообращение?) — одной из основных проблем палеомагнетизма.

Разбор всех опубликованных работ, посвященных базальтам, занял бы неоправданно большое место в нашей монографии. Поэтому ограничимся тем, что кратко охарактеризуем уровень изученности эффузивов в Советском Союзе и несколько подробнее остановимся на тех вопросах, которые представляют для нас непосредственный интерес.

Наибольшее внимание в мировой литературе уделяется изучению намагниченности молодых эффузивов. В работах Ц. Г. Акопяна, А. С. Большакова, А. П. Горшкова, В. В. Кочегуры, Г. А. Поспеловой, Ю. П. Сковородкина содержится обширный материал по палеомагнетизму неогеновых и антропогеновых эффузивов территории Советского Союза.

Одним из результатов этих работ является установление среди территориально разобщенных эффузивов прямо (N) и обратно (R) намагниченных потоков. Изменение полярности в единой толще базальтов большинство исследователей связывает с инверсиями магнитного поля Земли. Это предположение доказывается специальными экспериментальными исследованиями эффузивов, выполненными А. С. Большаковым, Г. А. Поспеловой, Л. Е. Шолпо.

В работах, посвященных молодым эффузивам, интересны сведения о величине I_n , I_i , а также отношения $\left(\frac{I_n}{I_i}\right)$. Последний параметр, нередко называемый фактором Q , заслуживает особого внимания в связи с известным мнением о возможности его использования для возрастной корреляции горных пород.

Так, Ц. Г. Акопян (1963) для нижнеэоценовых — верхнечетвертичных базальтов Армении приводит значения Q , изменяющиеся в пределах первых двух десятков единиц, и показывает, что эта величина соответственно больше у молодых разностей и

меньше у более древних. Столь же высокие значения Q приводятся В. В. Кочегурой для дальневосточных эффузивов. Этот автор также разделяет точку зрения о коррелируемости Q , равно как и I_n , с возрастом породы, но характер зависимости, по его данным, различен у пород Камчатки и других районов Дальнего Востока.

Попытки корреляции эффузивов, молодых и древних, по магнитным параметрам (I_n , Q , α) предпринимаются также А. Г. Комаровым, Д. М. Печерским, В. В. Пугач, Н. Ф. Донукаловым, Н. П. Кармановой, В. В. Герник и В. В. Потаповым, Б. Ш. Русиновым и др.

Так, А. Г. Комаров в ранних работах (1956, 1957) предлагал использовать для возрастной корреляции величину $I_{n_{ср}}$, определенную по некоторой представительной совокупности образцов, считая, что она закономерно уменьшается с возрастом породы. В более поздних работах (1961, 1962) автор, отмечая, что характер зависимости между $I_{n_{ср}}$ и возрастом различен для разновозрастных эффузивов разных геоструктурных районов, предлагает использовать это различие для разделения излившихся пород на платформенные и геосинклинальные. Вслед за А. Г. Комаровым Д. М. Печерский (1959) указывает на возможность дробного возрастного расчленения и корреляции пород бассейна рек Бол. Анюя и Омолона (Северо-Восточная Сибирь), разновозрастные разности которых, независимо от петрографического состава, имеют близкие значения I_n . По фактору Q расчленяет эффузивы Казахстана Б. Ш. Русинов (1961).

Иной точки зрения придерживается Н. Ф. Донукалов (1962). Показывая, что у пород вулканогенно-осадочной толщи Баймакского района (Урал) I_n и Q с возрастом не коррелируются, он склонен видеть в параметре Q индикатор степени метаморфизма.

Прямую связь между Q и величиной разрушающего поля (H_c') отмечает Н. П. Карманова (1963), исследовавшая возможность использования палеомагнитного метода для стратиграфической корреляции эффузивных комплексов Урала. На этом основании она привлекает параметр Q для оценки магнитной стабильности пород. Среди стабильных Н. П. Карманова называет диабазы, базальты и порфириты андезито-базальтового состава. Раньше к тому же выводу о связи Q с H_c' пришел Л. Е. Шолпо (1962).

Еще одну точку зрения на возможность использования Q высказал Ф. С. Файнберг (1960). Наблюдая закономерное уменьшение наклонения I_n у отрицательно намагниченных траппов Сибирской платформы, автор объяснил ее разной степенью перемагниченности этих пород современным геомагнитным полем и связал с величиной фактора Q .

Мы рассмотрели несколько подробнее литературные данные о факторе Q , поскольку этот вопрос имеет принципиальное значение и занимает не последнее место в кругу проблем, имеющих первостепенное значение при изучении интрузивных разностей основных и ультраосновных пород. Использование отношения

$\frac{I_n}{I_i}$ и I_n для оценки возраста горных пород основывается на предположении о закономерном уменьшении величины I_n от молодых пород к древним. Явление структурного старения ферромагнитного вещества, положенное в основу этого предположения, хорошо изучено в ферромагнетизме и сомнений не вызывает. Однако правомерность простого распространения его на горные породы требует проверки. Об этом, как нам кажется, свидетельствует разнообразие зависимостей, наблюдаемых между фактором Q и различными другими параметрами геологического и геофизического характера, а также относительное постоянство величины I_n у разновозрастных базальтов из различных районов Советского Союза. Так, по данным В. В. Кочегуры, величина I_n дальневосточных базальтов изменяется от 2000 до $5000 \cdot 10^{-10}$ тл¹, т. е. имеет такой же порядок, что и I_n древних (девонских и кембрийских) эффузивов Украины, изучавшихся нами. Такие же значения остаточной намагниченности приводят для четвертичных и неогеновых базальтов Армении Ц. Г. Акоюн, Г. А. Пospelова, А. С. Большаков, для третичных базальтов Казахстана — Б. Ш. Русинов, для триасовых Урала — Н. П. Карманова².

Представляют интерес некоторые результаты изучения намагниченности сибирских траппов, имеющиеся в работах Б. В. Гусева, В. Ф. Давыдова и А. Я. Кравчинского, Д. И. Саврасова и Г. Г. Камышевой, Ф. С. Файнберга и др. По своему направлению исследования этих авторов близки к тем задачам, которые решались нами. В них обсуждаются природа намагниченности пород, причины дисперсии векторов I_n и обратной намагниченности, связь намагниченности с минералогическим составом и др.

Так, в работах Ф. С. Файнберга (1960_{1,2}) на первый план выдвигается выяснение зависимости между направлением векторов I_n и петрографическим составом пород. В частности, отрицательную полярность векторов I_n в траппах автор объясняет механизмом самообращения, связывая его с повышенным содержанием TiO_2 . Особенности химического состава объясняется также стабильность траппов; нестабильные образцы, по

¹ $100 \cdot 10^{-10}$ тл СИ = $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

² Более детально этот вопрос освещен в работе Н. П. Михайловой и З. А. Крутиховской, 1964.

мнению В. В. Металловой, Ф. С. Файнберга и И. Г. Золотова (1962), содержат в своем составе свободный ильменит.

В противоположность Ф. С. Файнбергу и Н. М. Дашкевичу (1960), Д. И. Саврасов и Г. Г. Камышева (1963), исследовавшие разнотипные интрузивные тела траппов в различных районах востока Сибирской платформы, на основании обобщения химических анализов утверждают, что R и N траппы востока Сибири содержат одинаковое количество TiO_2 , не превышающее 1,1—1,8%. Такое же количество TiO_2 имеют дайковые породы различной полярности. Авторы приходят к выводу об отсутствии связи между содержанием TiO_2 и знаком I_n и придерживаются мнения о разновозрастности прямо и обратно намагниченных интрузий. Г. Г. Камышева и Д. И. Саврасов отмечают, что наиболее выдержанная ориентировка векторов I_n наблюдается у мелких дайковых тел, которые они считают наиболее подходящими для палеомагнитных исследований в силу особенностей кристаллизации, происходившей быстро и в спокойных тектонических условиях.

Анализ работ, посвященных эффузивной и субвулканической фациям основных пород, можно было бы продолжить, но нам кажется, что и приведенный материал достаточно убедительно свидетельствует о широте этих исследований и о разнообразии задач, решаемых ими. Следует отметить, что и советские, и зарубежные работы в этой области направлены, прежде всего, на выяснение истории геомагнитного поля в геологическое время по датированным породам и здесь достигнуты значительные успехи: построены кривые миграции виртуального полюса от антропогена до протерозоя (для различных континентов).

Советские работы выгодно отличаются от зарубежных стремлением использовать данные о намагниченности также и для решения насущных вопросов практической геологии — стратиграфической корреляции и расчленения немых толщ, определения возраста пород, структурных построений. Сказанное о направлении палеомагнитных исследований в СССР касается не только эффузивов, но и других типов горных пород, и в первую очередь осадочных, для которых А. Н. Храмов (1958) предложил метод палеомагнитной стратиграфической корреляции.

Количество работ, посвященных магнитным свойствам интрузивных пород основного и ультраосновного состава, как мы уже отмечали, ограничено, и при этом в большей части из них, выполненных преимущественно в последние годы в связи с поисковыми работами, приводятся сведения только о магнитной восприимчивости (Дударев, 1960; Тимофеев и Тимофеева, 1960; Литинский, 1962; Гульницкий, Набоко, 1961; Аузин, 1962; Владимирова и Карасик, 1962; Голубев, 1964; и др.).

Более детально магнитные свойства пород этого комплекса изучались Б. В. Гусевым, А. Г. Комаровым, Н. П. Михайловой, Д. И. Саврасовым.

Число работ зарубежных авторов, посвященных интересующему нас вопросу, невелико. В них преимущественно приводятся результаты определения магнитной восприимчивости, описываются магнитные аномалии, обусловленные интрузивными породами, и в редких статьях (Бландел, 1961; Буха, 1961; Дю Бойс, 1963; Гоуф, Никерк, 1959; Фрелих, Штиллер, 1963; Хейс, Шарон, Андерсон, Эрнест, 1962) сообщаются данные о пространственной ориентировке вектора I_n и о результатах лабораторных исследований.

Первые сведения о магнитных свойствах основных и ультраосновных пород в советской литературе, если не считать отрывочных данных, опубликованных Левинсоном-Лессингом с соавторами (1925, 1927), находятся в статьях Т. Н. Розе (1941, 1949) и Л. Д. Берсудского (1948). В работах Левинсона-Лессинга выяснялось происхождение высоких значений естественной остаточной намагниченности и дана оценка ее устойчивости. Своей направленностью они близки современным исследованиям. Т. Н. Розе рассматривала основные породы — диабазы Карелии, базальты Армении, пироксениты и дуниты Кольского полуострова, для которых приводятся количественные магнитные характеристики. Уже тогда она отмечала большие колебания значений Q у кристаллических пород и, в частности, его небольшую величину ($Q < 1$) у некоторых перидотитов.

Основной вывод работы Л. Д. Берсудского (1948), построенной на сопоставлении коллекций перидотитов из двух районов Советского Союза с целью выяснения зависимости их магнитных свойств от количественного содержания ферромагнитных минералов, сводится к отрицанию какой-либо закономерной связи между магнитной восприимчивостью и вещественным составом, если в породе одновременно содержится два и больше ферромагнетиков. Автор отметил также большой диапазон колебаний Q (от 0,2 до 10 единиц) в пределах единого магматического тела и объяснил такой разброс неоднозначностью термодинамических условий в разных его частях.

Более подробно это интересное явление проанализировано в одной из последних работ А. Г. Комарова (1963), который вслед за И. Кенигсбергером (1938) и Т. Хатертоном (1954) склонен расценивать величину естественной остаточной намагниченности изверженных горных пород как функцию скорости охлаждения магматического расплава. При этом он высказывается за существование в природе двух основных зависимостей I_n от времени охлаждения: первой — для эффузивных и близповерхностных фаций, когда I_n уменьшается по мере увеличения времени охлаждения, и второй, более объемлющей,

встречающейся среди магматических пород всех фаций глубинности, когда I_n экспоненциально возрастает с увеличением времени охлаждения. Известно, что время охлаждения определяет структуру породы и тем самым связывает намагниченность с условиями кристаллизации. Нельзя не согласиться с А. Г. Комаровым (1963), что затронутая им тема важна не только для теории ферромагнетизма, но и для решения некоторых чисто геологических проблем, например образования рудных минералов и гетерогенности горных пород. Исходя из сказанного, необходимо подчеркнуть, что связь I_n со структурой породы (через скорость ее охлаждения), по-видимому, еще более сложна, чем это было подмечено А. Г. Комаровым. Об этом свидетельствует противоречивость материалов, полученных в последнее время только по базитам и гипербазитам. Так, А. Г. Комаров указывает на увеличение Q с переходом от мелкозернистых к крупнозернистым разностям гаобро одной из интрузий Приполярного Урала (1963), а, по Б. В. Гусеву (1962), для меймечитов севера Сибирской платформы эта зависимость является обратной.

Все это можно рассматривать как частные случаи выяснения зависимостей между намагниченностью горной породы и условиями ее кристаллизации — одной из важнейших проблем магнетизма горных пород. С ней тесно связана вторая проблема — выяснение природы намагниченности интрузивных пород, среди которых базиты и гипербазиты, ввиду особенностей своего генезиса (первичномагматическая порода, образовавшаяся при высоких температурах), представляют, как уже отмечалось, наибольший интерес. К сожалению, приходится констатировать, что пока такие исследования весьма ограничены. Из советских ученых, работающих в этом направлении, можно назвать лишь Б. Н. Гусева, изучавшего магнитные свойства дунитов, перидотитов и пироксенитов севера Сибирской платформы, и Д. И. Саврасова с Г. Г. Камышевой, исследовавших серию кимберлитовых трубок Якутии.

Б. В. Гусевым измерено 3500 ориентированных образцов гипербазитов, для которых получены значения магнитной восприимчивости, отношения $\frac{I_n}{I_i}$ и данные о пространственной ориентировке векторов остаточной намагниченности. При этом автор отмечает, что изученные им дуниты, перидотиты, рудные пироксениты являются, как правило, обратно намагниченными и создают отрицательные магнитные аномалии интенсивностью до $100\,000\ \gamma$ ($80\ a/m$)³. Б. В. Гусев считает, что у рассмотренных пород наиболее распространенные виды намагниченности—

³ $1\ \text{э} \approx 80\ a/m$ в системе СИ.

термоостаточная и вязкая. О природе обратной намагниченности в его работах можно найти две точки зрения. С одной стороны, щелочно-ультраосновные породы он использует для оценки их возраста палеомагнитным методом (1959), полагая, следовательно, что R -намагниченность есть результат влияния магнитного поля Земли обратной полярности; с другой, — обратная намагниченность тех же маймеча-котуйских гипербазитов рассматривается как результат самообращения, т. е. изменение знака намагниченности породы в результате физико-химических превращений ее компонентов, происходящих независимо от внешнего поля. Решающим условием для возникновения самообращения Б. В. Гусев считает высокие концентрации Ti и Mg в титаномагнетитах и предлагает схему процесса самообращения.

Д. И. Саврасов и Г. Г. Камышева (1963₂) выделяют среди кимберлитов Якутии N - и R -намагниченные разности, которые к тому же различаются своим генезисом. Первые — брекчиевидные, вторые — магматические. R -намагниченность кимберлитов авторы связывают с первичным намагничиванием в магнитном поле Земли обратной полярности; прямая — считается результатом перемагничивания породы современным геомагнитным полем.

Без преувеличения можно сказать, что в центре внимания исследователей магнитных свойств базитов и гипербазитов находится изучение зависимостей между магнитными параметрами и вещественным составом породы и особенно выяснение влияния на I_n и I_l постмагматических изменений, протекающих в породе после ее образования. Наиболее достоверными из полученных в настоящее время являются данные относительно влияния серпентинизации, которая, по общему мнению, ведет к увеличению магнитной восприимчивости. Впервые внимание на это было обращено в 1958 г. Н. П. Михайловой при анализе магнитных свойств пород Среднего Приднепровья (Украина). Тогда же было высказано мнение, что намагниченность серпентинитов связана с магнетитом двух генераций: первичным (отдельные зерна и кристаллы) и вторичным (тонкодисперсные скопления, образующие в конечной стадии процесса сидеронитовые породы с максимальными значениями χ). Этот экспериментальный материал подтвердил теоретические предположения А. В. Вешева (1950).

В дальнейшем к аналогичным выводам пришли уральские исследователи (Комаров и др., 1962), которые количественно связали величины I_n и χ гипербазитов со степенью их серпентинизации.

Аналогичные результаты получены также В. И. Шаповалом (1963) для серпентинитов Среднего Побужья (Украина). На основе приведенных данных он подтверждает правильный, с нашей

точки зрения, тезис о повышении магнитности с ростом серпентинизации. Однако автор объясняет такой факт тем, «что в процессе серпентинизации темноцветов выделяется тонкодисперсный магнетит с повышенной χ ...» (стр. 31). В принципе это неверно, так как это низкотемпературный магнетит, и поэтому решающую роль играет не его качество, а количество и структурное расположение. Все указанные исследователи, говоря о влиянии серпентинизации на магнитные свойства пород, отмечают уменьшение магнитности пород от периферии к центру тела и от поверхности на глубину, что хорошо увязывается с геологическими представлениями о серпентинизации, обычно захватывающей поверхностные и краевые части массивов.

Для объяснения причины резких изменений магнитной восприимчивости петрографически одноименных пород некоторые авторы привлекают идею влияния метаморфизма. Так, Л. И. Орап, изучавший магнитные свойства пород Среднего Побужья, придавал большое значение контактному метаморфизму. По его данным, I_n серпентинитов уменьшается на контакте с гнейсами и амфиболитами и повышается на контакте с гранитами; также увеличивается на контактах с гнейсами магнитность кристаллических известняков и чарнокитов. Аналогичной точки зрения придерживаются и другие украинские исследователи: Т. В. Крашенинников, Е. И. Симан, В. И. Шаповал. Этот вывод имел большое значение для интерпретации магнитного поля Среднего Побужья, так как геофизики получили новый критерий для оценки магнитных аномалий.

Заканчивая анализ опубликованной литературы по магнитным свойствам основных и ультраосновных пород, считаем необходимым отметить явную недостаточность фактического материала, в связи с чем еще окончательно не выяснены не только природа и стабильность естественной намагниченности, но и ее количественная характеристика. В частности, до сих пор распространено мнение о высокой магнитности базитов и ультрабазитов, хотя во всех случаях и в опубликованной и в неопубликованной литературе приводятся сведения как о сильномагнитных, так и немагнитных образцах этих пород (Голубев, 1964; Дударев, 1962; Литинский, 1962; и др.). Последние обычно относятся исследователями в разряд измененных и при оценке наиболее вероятного значения магнитной восприимчивости исключаются. В то же время различные авторы приводят данные о слабой намагниченности целого ряда ультраосновных пород. Так, Л. Д. Берсудским (1948) описаны немагнитные пироксениты, А. Г. Комаровым (1962) — дуниты, а нами (1960, 1961) — пироксениты и перидотиты. Следовательно, представление об ультраосновных породах, как сугубо магнитных, лишено основания. Нам кажется, что это полностью еще не отражено в сведениях о магнитных характеристиках горных пород и может

иметь значительные последствия в методике поисков базитов и гипербазитов, основанной, как известно, на предположении о их высокой магнитности по сравнению с большинством вмещающих пород.

Представляют интерес работы, посвященные магнитным свойствам естественных ферромагнетиков, обуславливающих намагниченность основных и ультраосновных пород. Среди них необходимо отметить исследования магнитных свойств пирротинов, проведенные советскими магнетологами. В результате работ Л. Д. Берсудского (1948), С. В. Липина (1951), М. А. Грабовского и других известно, что пирротин имеет высокую коэрцитивную силу и переменные магнитные свойства. Еще Т. Н. Розе (1941) было установлено, что магнитные свойства пирротина зависят от температуры его образования, и выделено две генерации пирротина с точками Кюри 380 и 270° С. При этом предполагалось, что пирротины второй генерации менее магнитны. В дальнейшем М. А. Грабовский и О. Н. Жерденко, разработав метод магнитной порошкографии, экспериментально установили доменную структуру пирротина и показали, что пирротины различного генезиса, отличающиеся химическим составом, характеризуются или ферромагнитными, или же парамагнитными свойствами. На этом основании они предложили метод разделения пирротинов на магматические и гидротермальные.

Из недавно опубликованных новых материалов (Илаев, 1964) следует, что рудные перидотиты и серпентиниты, содержащие пирротин, являются породами практически немагнитными. Это подтверждает данные Грабовского и Жерденко о слабой намагниченности магматогенного пирротина и имеет важное практическое значение для поисков сульфидоносных ультраосновных пород, а также помогает установить генезис последних.

Рассмотрим результаты изучения намагниченности интересующего нас комплекса на Украинском щите.

Данные о физических свойствах пород УЩ систематически публикуются с 1955 г. При этом необходимо выделить работы Г. К. Кужелова (1957), охарактеризовавшего по керну скважин остаточную намагниченность габброидов Вольни и предложившего оригинальную гипотезу образования термоостаточной намагниченности интрузивных тел. В дальнейшем в соавторстве с З. А. Крутиховской (1960) он развил основные положения своей гипотезы.

С 1956 г. изучению магнитных свойств горных пород с целью использования полученных данных для палеомагнитных реконструкций и решения ряда вопросов о характере и природе намагниченности горных пород Украины посвящены работы сотрудников АН УССР.

Во Львове, в Институте геологии и геохимии полезных ископаемых АН УССР, такие работы выполнялись под руководством Г. И. Кругляковой и охватили ряд регионов, в том числе Закарпатье, Крым, УЩ и его северо-западный склон. На материале этих районов Г. И. Круглякова (1961, 1962) рекомендовала использование величины Q для определения возраста кристаллических пород.

В Институте геологии АН УССР, а с 1961 г. в Институте геофизики АН УССР проводится изучение намагниченности основных и ультраосновных пород Украинского щита. Характеристике магнитных свойств отдельных их разновидностей посвящены исследования Н. П. Михайловой (1955, 1958, 1959, 1961, 1962, 1963₁, 1963₂, 1964) и В. И. Шаповала (1963). Коллектив, руководимый З. А. Крутиховской, изучает намагниченность докембрийских железорудных формаций Украины и КМА.

Большие работы по накоплению данных о магнитных характеристиках и плотности кристаллических пород проводятся также организациями Главгеологии УССР.

Таким образом, в настоящее время имеются сотни тысяч определений магнитной восприимчивости и плотности пород Украинского щита, среди которых на долю базитов и гипербазитов приходится около 21 000 образцов, представленных 23 петрографическими разностями. Эти данные получены преимущественно геофизическими партиями треста «Укргеофизика», Украинского геологического управления (ныне треста «Киевгеология») и других организаций Главгеологии УССР, проводивших магнитную и гравитационную съемки.

В табл. 1 сведены все известные нам данные о магнитных свойствах основных и ультраосновных пород. Таблица составлена на основании материалов В. М. Беланова, К. А. Болюбах, В. М. Егорова, А. Л. Поливанчука, С. А. Шмарьяна, Л. И. Эльберта и других по Волини; И. А. Балабушевича, Г. Х. Димитрова, О. Б. Гинтова, Г. Е. Козубской, Л. И. Орапа, В. И. Сержина, В. Д. Харитоновой и других по Среднему Побужью; Л. Г. Безюк, И. Ф. Беспояса, Н. П. Михайловой, А. Н. Сагайдак, Н. И. Тяпкиной, Б. Г. Шевченко и других по районам Приднепровья; С. С. Крассовского, В. М. Пелюшенко, В. И. Розова, Ю. И. Черепнина и других по Приазовью. Используются также определения физических свойств геофизической партии, проводившей свои работы под руководством В. И. Шаповала и Е. И. Симан в разных районах щита с 1955 по 1959 г.

Материал в табл. 1 систематизирован по районам и петрографическим разностям с целью дать полное представление о степени изученности каждой породы на территории щита и свойственных ей количественных характеристиках.

При пользовании табл. 1 нужно иметь в виду следующее: в графах 6, 8, 10 приведены пределы изменения I_i , I_n и Q , в

которые укладываются значения всех определений, взятых из соответствующих источников. Поэтому эти данные дают самую общую характеристику измеренных пород, у которых все аномальные отклонения в сторону как низких, так и высоких значений сnivelированы. Цифры в графах 7, 9, 11 получены как средние из средних значений, приведенных в первоисточниках. Цифры в графах 3 и 4 характеризуют только количество образцов, у которых измерялась χ или I_i . Определения остаточной намагниченности в общем составляют около $1/5$ ко всему объему измерений.

Несмотря на большой объем определений, в табл. 1 многие разности представлены незначительным количеством образцов (перидотиты Побужья и Волыни, серпентиниты Приазовья, габбро-нориты и нориты Приднепровья, некоторые разновидности габбро, диабазы и диабазовые порфириты и др.).

Систематизация пород по группам, с учетом территориального признака (Волянь, Приазовье, Приднепровье и центральная часть щита, Побужье и Приднестровье), позволяет констатировать, что почти все породы рассматриваемого комплекса, как правило, относятся к разряду магнитных и сильномагнитных пород, как это неоднократно отмечалось и раньше при всех попытках классификации пород в различных районах щита (Болюбах, Егоров, Орап, Шаповал, Симан, Димитров и др.). Из табл. 1 также следует, что, с одной стороны, почти для каждой разновидности из определенного района и щита в целом пределы изменения величин I_i и I_n чрезвычайно широки. С другой стороны, у большинства выделенных петрографически единиц, особенно ультраосновных пород, постоянно встречаются (и часто в значительном количестве) немагнитные и слабомагнитные образцы, что усложняет оценку средних эталонных значений. Объяснить это измененностью образца, как делают в большинстве случаев авторы геофизических отчетов, по-видимому, не всегда возможно. В ряде случаев мы скорее всего имеем дело с немагнитными представителями ультраосновных пород, которые не были своевременно выявлены из-за недостаточного внимания к попутным минералого-петрографическим исследованиям.

В табл. 1 приведены также значения отношения $\frac{I_n}{I_i}$, при анализе которых видно, что диапазон изменения Q для украинских пород очень велик, но для некоторых разновидностей этот параметр имеет вполне определенную величину. Так, для первичных ультраосновных пород характерно $Q > 1$, для серпентинитов — $Q < 1$, а для базальтов разных регионов порядок Q различен. Одной из причин колебания Q украинские геофизики считают влияние метаморфических процессов, которые, по

2409

Таблица 1

Магнитные свойства основных и ультраосновных пород Украинского щита

Порода	Район	Количество образцов		$\sigma_{\text{ср}}$	$\chi \cdot 10^{-10} \text{ т.л.}$		$I_H \cdot 10^{-10} \text{ т.л.}$		Q	
		Общее	Из них магнитных		предельная	вероятная	предельная	вероятная	предельная	вероятная
Пироксениты	I	406	176	3,23	260—47700	8900	63—7977	1442	—	—
	II	25	—	3,19	713—5096	3070	—	—	—	—
	III	558	475	3,19	21—29590	3050	186—89264	7130	0,16—14,0	1,85
	IV	136	136	—	—	4350	—	—	—	2,2
Пироксениты серпентинизированные	III	341	341	2,88	702—12000	2640	700—15800	8104	1,0—19,2	4,5
	IV	28	28	2,54	0—5000	1986	—	—	—	—
Перидотиты	I	—	—	3,00	—	323	—	—	—	—
	II	506	219	2,82	52—3°65	1640	34—1128	540	0,35—1,44	0,89
	III	2	2	3,0	—	1440	—	435	—	—
	IV	28	28	3,39	—	3432	—	1149	—	—
Перидотиты серпентинизированные	II	77	74	2,73	124—12250	3225	18—2510	799	—	—
Серпентиниты	I	28	27	2,14	460—4544	2015	94—2273	593	—	—
	II	805	660	2,62	75—19400	3570	33—6370	1535	0,19—1,32	0,99
	III	3339	3017	2,62	135—28450	4320	135—13000	1990	0,2—14,0	1,18
Ультраосновные породы нерасчлененные	I	15	15	3,04	—	5474	10—12900	2115	—	—
Габбро-перидотиты и габбро-пироксениты	I	11	—	3,04	—	—	—	—	—	—
	II	118	3	3,04	—	1265	—	900	0—3,08	—
	IV	—	455	3,19	—	5060	344—43000	14000	0,91	—
Основные породы нерасчлененные	IV	575	—	2,80	—	2720	—	—	—	—



Порода	Район	Количество образцов		$\sigma_{\text{ср}}$	$x \cdot 10^{-10}$ тл		$I_n \cdot 10^{-10}$ тл		Q	
		Общее	Из них магнитных		предельная	вероятная	предельная	вероятная	предельная	вероятная
Габбро	I	348	72	3,10	111—20844	5724	55—12209	949	—	—
	II	503	451	2,94	156—9744	2749	26—5800	827	0,22—2,36	1,46
	III	268	259	3,0	41—6000	1860	160—5800	—	0,11—3,86	—
	IV	—	1050	3,04	—	3460	200—46400	—	0,99—7,0	—
Габбро оливковое	II	28	—	3,14	—	1400	—	850	—	1,72
	IV	—	2879	3,08	—	4900	280—116700	—	—	—
Габбро-нориты	II	68	—	2,90	—	2860	—	—	—	—
	III	620	620	3,06	11—20350	3560	81—18700	3634	0,16—21,0	1,81
	IV	—	522	2,88	—	990	—	—	—	—
Нориты	II	74	—	2,82	—	1187	—	—	—	—
Габбро-анортозиты (габбро-лабрадориты)	II	203	—	2,80	—	410	—	342	—	1,94
	IV	—	1351	2,82	0—26200	1472	0—9108	899	—	0,53
Рудные габбро	IV	—	366	2,87	—	1896	—	—	—	—
Лабрадориты	II	546	—	2,72	—	670	—	845	—	2,98
	IV	—	644	2,74	—	1190	0—16000	2136	—	1,1
Габбро-монзониты, монзониты, диориты	II	124	46	2,76	0—9173	3557	0—5800	1488	—	—
	IV	—	500	2,80	—	688	—	—	—	—

Габбро выветрелое Габбро гранитизированное	II	59	—	2,70	—	840	—	183	—	0,51
	IV	—	137	2,46	0—13600	3027	41896	18172	—	0,69
	II	40	—	2,74	—	810	—	441	—	1,26
	IV	—	82	—	—	60	—	—	—	—
Габбро-амфиболиты	I	27	30	3,25	146—8960	1571	146—1800	416	—	—
	III	281	228	3,08	58—22500	1236	38—5660	2889	0,5—9,2	1,2
	IV	—	99	—	—	960	—	—	—	—
Амфиболиты	I	651	219	2,93	138—15434	3576	45—15700	1142	0,68—2,12	—
	II	2489	936	2,96	0—6000	1380	22—3830	384	0,1—1,08	—
	III	2301	1803	2,99	24—29212	5360	0—65733	2380	0,1—12,5	1,23
	IV	—	84	—	—	1674	0—724	—	—	1,35
Габбро-диабазы	IV	—	259	3,09	—	1727	100—6000	551	0,48—4,66	0,91
Диабазы и диабазовые порфириты	I	600	170	2,77	0—8980	3420	109—11890	938	0,72—4,28	—
	II	124	59	2,92	60—4700	1350	40—2730	344	0,3—4,3	0,94
	III	3	3	2,60	—	1622	—	979	—	1,38
	IV	—	126	2,70	—	1915	—	—	—	0,85
Базальты	I	200	53	2,76	0—30952	3953	0—36942	6202	—	—
Туфы основного состава	II	9	—	1,86	3200	860	126—4974	785	2,5	—
Порфириты	I	103	34	2,71	84—6590	1726	113—3670	578	—	—
Андезиты	I	98	44	2,55	0—4298	766	0—2000	312	—	—

Примечание. I — Приазовье, II — Приднепровье и центральная часть щита, III — Приднестровье и Побужье, IV — Волянь.

мнению Н. П. Михайловой, ведут к уменьшению (при серпентинизации), а по мнению других (О. Б. Гинтов и Г. Х. Димитров), — к увеличению Q . О. Б. Гинтов и Г. Х. Димитров отмечают, что в районе их исследований наиболее молодые по геологическим представлениям породы — граниты и мигматиты, — претерпевшие небольшие метаморфические изменения, характеризуются величиной Q , в основном меньшей единицы.

Не менее интересные данные для северо-западных районов щита (Волынь) приводят С. А. Шмарьян и В. М. Беланов, которые отмечают, что разновозрастные и одинаковые по составу породы различных участков и даже одного зачистку имеют разные значения Q .

В заключение анализа результатов изучения физических свойств кристаллических пород щита, взятых из материалов геофизических партий, отметим некоторые основные недостатки этих исследований.

Так, чрезвычайно вредной, с нашей точки зрения, является намечающаяся на Украине тенденция ограничить изучение магнитных параметров измерением величины χ . Такое отношение к данным о магнитных параметрах тем более странно, что факт преобладания I_n над I_i у многих изверженных пород Украины, особенно у основных и ультраосновных, подтвержден многими исследователями (табл. I).

Существенным пробелом в данных о магнитных свойствах кристаллических пород Украинского щита является почти полное отсутствие сведений об их остаточной намагниченности и, особенно, определений вектора I_n по ориентированным образцам. Поэтому весь материал, накопленный по магнитным характеристикам кристаллических пород щита, в частности пород основного и ультраосновного состава, может дать более или менее достоверное представление о средних и предельных значениях магнитной восприимчивости пород этого региона, позволяет оценить соотношение остаточной и индуктивной намагниченности для некоторых разностей, но не может быть использован при решении вопросов магнетизма и палеомагнетизма, представляющих в настоящее время существенный интерес в связи с наметившейся возможностью приложения некоторых выводов к вопросам структурной геологии и стратиграфии. Восполнить этот пробел — одна из задач нашей работы.

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И ИХ СВЯЗЬ С ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ

§ 1. Геолого-петрографическая характеристика коллекции

Для изучения магнитных свойств основных и ультраосновных пород Украинского щита авторами в течение 1960—1963 гг. была собрана коллекция из 4000 образцов горных пород. В ней наиболее полно представлены неметаморфизованные интрузивные, эффузивные и дайковые образования, формирование которых связано с платформенным этапом развития; меньше насчитывается метабазитов и метаультрабазитов, связанных с глубоко метаморфизованными геосинклинальными толщами архея.

Магнитные свойства неизмененных интрузивных пород изучались по образцам из этих крупных многофазных плутонов платформенного типа — Коростенского, Корсунь-Новомиргородского и Октябрьского.

В составе Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов основные породы представлены членами единого дифференциального ряда от лабрадоритов, лишенных железисто-магнезиальных силикатов, до меланократовых габбро и норитов. Формирование габбро-норито-лабрадоритового комплекса связано с первой фазой коростенского интрузивного цикла, вторая и третья фазы которого соответствуют внедрению гранитоидов типа рапакиви и щелочных пород (Лебедев, 1955; Полканов, 1948; Соболев, 1947; Личак, 1955). Среди пород первой интрузивной фазы наиболее широко развиты крупно- и гигантозернистые лабрадориты, крупнозернистые габбро-лабрадориты, габбро-нориты и габбро центральной фации (Полканов, 1948). Кроме того, краевые части крупных тел и часть мелких сложены мелкозернистыми габброидами краевой фации. Ультрабазиты среди пород коростенского типа самостоятельных тел не образуют. Они известны лишь в нескольких пунктах в виде шпировидных выделений и мелких линзовидных

тел полевошпатовых пироксенитов и перидотитов, пироксенито-перидотитов и троктолитов, обогащенных рудными минералами. К ним близки по составу габброиды повышенной основности, залегающие среди лабрадоритов и габбро-лабрадоритов в виде обособленных тел с интрузивными или постепенными контактами.

Охарактеризованные породы изучены главным образом на материале Коростенского плутона, в составе которого находится два крупных массива габбро-норито-лабрадоритов—Волорадск-Волинский и Чеповичский — и ряд генетически связанных с ними, но пространственно обособленных мелких тел того же состава (рис. 1, 7, 8, 12—17, 20—24).

Наибольшее количество образцов отобрано на территории *Волорадск-Волинского массива*: лабрадориты — в среднем течении Ирши и по ее притокам Быстриевке, Тростянице, Очеретянке, Лемне, Нижней Иршице, Паромовке; габбро-нориты, габбро-лабрадориты и габбро-монциты краевой фации — в верховьях Ирши, по Верхней Иршице, Добринке и др. Здесь много карьеров и каменоломен, поэтому образцы в основном свежие, невыветрелые. Основные породы южного контакта Волорадск-Волинского массива с вмещающими гнейсами и мигматитами архея — раннего протерозоя были изучены по скважинам Житомирской ГРЭ в районе Черняховска (рис. 1, 23).

На территории *Чеповичского массива* в обнажениях встречаются преимущественно породы краевой фации — мелкозернистые габбро-нориты (рис. 1, 13). Лабрадориты в этих обнажениях отсутствуют или представлены светлыми немагнитными разностями (по р. Шестени). В коллекции находятся обогащенные ильменитом трахитоидные оливиновые габброиды Стремигородского района (рис. 1, 15), а также лабрадориты и габбро-лабрадориты, связанные с габбро постепенными переходами. Образцы пород Стремигородского участка отобраны только из скважин глубиной до 300 м.

Преимущественно по керну изучены также основные породы *Хочинского, Юровского и Кривотинского массивов* (рис. 1, 7, 8, 18), представляющих собой небольшие, но глубоко дифференцированные обособленные тела коростенского типа. В их составе преобладают нориты, габбро-нориты и габбро, причем некоторые их разности также обогащены ильменитом и титаномагнетитом. На поверхности в районе Кривотинского массива удалось отобрать только светло окрашенные слабомагнитные лабрадориты. Исключительно слабомагнитными лабрадоритами представлен в коллекции и так называемый *Ушомирский апофиз* (рис. 1, 17).

Корсунь-Новомиргородский плутон, сложенный, как и Коростенский массив, основными породами габбро-лабрадоритового комплекса и более молодыми гранитоидами

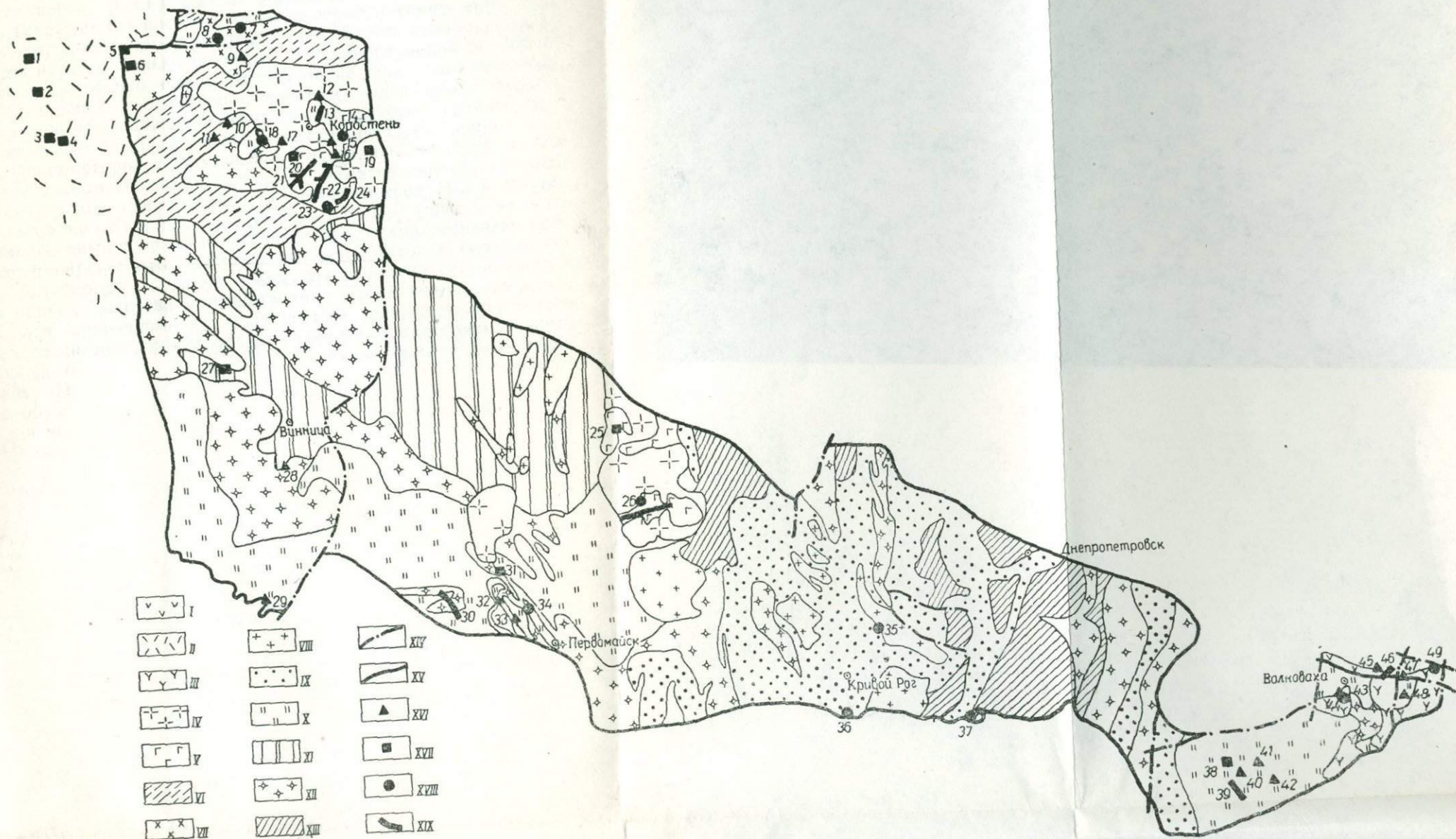


Рис. 1. Схема отбора образцов для изучения магнитных свойств основных и ультраосновных пород на территории Украинского щита и некоторых прилегающих районов. (Для составления схематической геологической основы использованы карты А. Н. Козловской и Н. П. Семененко).

Палеозой: I — девонские и каменноугольные базальты, андезиты, трахиты; II — рифейские — кембрийские базальты и вулканогенно-осадочные образования. Палеозой — протерозой; III — посторогенные сенинты граносенинты, габбро, пироксениты, перидотиты. Протерозой: верхнепротерозойские посторогенные интрузивные породы Коростенского комплекса: IV — граниты; V — лабрадориты, габбро-пориты, габбро; VI — средне-, верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования, гнейсы и мигматиты; VII — верхнепротерозойские раннеорогенные гранитоиды и гранитизированные основные породы осницкого комплекса; VIII — нижне-, среднепротерозойские и архейские посторогенные гранитоиды; IX — нижнепротерозойские железисто-кремнистые породы, метабазиты, гнейсы и мигматиты. Архей: X — верхнеархейские гнейсы, метабазиты, метаультрабазиты, кристаллические известняки, сланцы, мигматиты чарнокито-монокитового ряда; XI — среднеархейские гнейсы, мигматиты, метабазиты; XII — средне-, верхнеархейские раннеорогенные гранито-

иды; XIII — нижнеархейские и катархейские гнейсы, мигматиты, гранитоиды; XIV — тектонические нарушения; XV — контур Украинского щита. Пункты отбора образцов; XVI — обнажения; XVII — карьеры; XVIII — скважины; XIX — участки детального отбора образцов из протяженных выходов.

Участки отбора образцов

Базальты бассейна Горыни: 1 — Полица; 2 — урочище Мутьвица; 3 — Янова Долина; 4 — Берестовец. Гранитизированные основные породы осницкого комплекса: 5 — Клесов; 6 — Виры.

Основные породы на территории Коростенского плутона: 7 — Хочинский массив габбро-лабрадоритов; 8 — Юровский массив габбро-лабрадоритов; 9 — амфиболиты с. Замысловичей; 10 — диабазовые порфириды сел Уваровки и Степановки; 11 — диабазы с. Сербо-Слободки; 12 — вольтинты с. Васьюковичей; 13, 14 — габбро-пориты и лабрадориты Чеповичского массива; 15 — трахитоидные габбро (Стремигород); 16 — габбро-монциты (Чеповичский массив); 17 — лабрадориты Ушомира; 18 — Кривотинский массив габбро-лабрадоритов; 19 — Пиязевский массив габбро-монцитов.

Володарск-Вольнский габбро-лабрадоритовый массив: 20 — с. Луковец; 21 — бассейн Ирши от Володарск-Вольнска до устья ручья Лемны; 22 — бассейн Очертянки и Тростяницы; 23 — Черняховский участок; 24 — бассейн Быстриевки.

Основные породы на территории Корсунь-Нозомиргородского плутона: 25 — габбро-лабрадориты сел Хлыстуновки и Вязовок; 26 — габбро-лабрадориты бассейна Большой Выси.

Основные и ультраосновные породы Побужья и Приднестровья: 27 — диабазы Широкогребельского карьера близ Хмельника.

Метабазиты, метаультрабазиты: 28 — р-н Тыврова; 29 — с. Пороги на Днестре; 30 — левый и правый берега Южного Буга от Гайворона до с. Завалья; 31 — верховья Ятрани; 32 — балка Молдовка; 33 — с. Кощаро-Александровка; 34 — р-н сел Липовенки, Капитановки и др.

Основные и ультраосновные породы среднего Приднестровья: 35 — габбро-пироксениты Девладово; 36 — метаультрабазиты Высокопольского массива; 37 — метаультрабазиты Южноникопольского массива.

Основные и ультраосновные породы Приазовья: 38 — монцитовые порфириды хут. Драгунского; 39 — метаультрабазиты и диабазы р. Обиточной; 40 — метабазиты р. Кильтичи; 41 — диабазы балки Андреев Яр; 42 — метаультрабазиты с. Захарьевки; 43, 44 — габбро и пироксениты северо-восточной части Октябрьского массива.

Базальты зоны сочленения кристаллического щита с Донбассом: 45 — с. Стыла; 46 — балка Камышезаха; 47 — устье Мокрой Волновахи; 48 — диабазы Кальмиуса; 49 — базальты и пироксениты Покрово-Киреевской структуры.

из группы рапакиви, обнажен слабее, чем последний. Габброиды и лабрадориты в его пределах выходят на поверхность преимущественно по берегам Большой Выси от Панчева до Лекарева (Новомиргородский массив, рис. 1, 26), а также в бассейне Ольшанки — у с. Вязовок и в нескольких карьерах и каменоломнях в районе с. Хлыстуновки (Городищенский массив, рис. 1, 25), где и удалось собрать небольшую коллекцию магнитных пород. В карьерах и обнажениях бассейна Большой Выси вскрываются преимущественно серые и темно-серые лабрадориты, реже габбро-лабрадориты. Более меланократовые породы изучены только по керну скважин глубиной до 350 м. Среди них особенно интересны небольшие тела мелкозернистых порфиридных габброидов с высоким содержанием рудных минералов, напоминающие трахитоидные габбро Стремгорода. В общем же большая часть коллекции основных пород Корсунь-Новомиргородского массива оказалась представленной весьма слабомагнитными породами, намагниченность которых ниже пределов чувствительности магнитометров М-2 и М-14ф.

Октябрьский сложный массив (рис. 1, 43, 44), расположенный в приазовской части УЩ, охарактеризован коллекцией пироксенитов, габброидов, перидотитов и серпентинитов. Эти породы залегают преимущественно на северо-восточной окраине массива и представляют собой реликт самостоятельного приразломного интрузивного тела, переработанного более поздними граносиенитами и сиенитами, внедрение которых отделено от интрузии габбро-пироксенитов значительным перерывом (Царовский, 1959). В коллекцию входят ориентированные образцы пироксенитов из обнажений по р. Малому Кальчику и балкам Мазурова и Дехтерева, а также все указанные разновидности основных и ультраосновных пород из скважин на территории того же крупного останца.

Менее благоприятно для отбора ориентированных образцов геологическое положение *Покрово-Киреевской структуры*, где основные и ультраосновные породы перекрыты осадочным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. Ультраосновные породы (гипабиссальные авгитовые пироксениты) в пределах этой структуры образуют изометричное тело диаметром 3,5 км. К востоку от него широко развиты генетически связанные с пироксенитами эффузивные породы, залегающие в виде покровов, — базальты, андезито-базальты, эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов, а также туфолавы и лавобрекчии.

На этом участке отобраны образцы керна всех указанных пород. Количественно преобладают пироксениты, представленные образцами из различных тектонических блоков, а также из центральной части тела и эндоконтактов.

Кроме описанных выше базитов и гипербазитов, общими для которых являются платформенный характер, связь с крупными

разломами, отсутствие явлений регионального метаморфизма, на территории кристаллического массива, как уже указывалось, были изучены также метабазиты и метаультрабазиты.

В Побужье к числу таких глубоко метаморфизованных основных и ультраосновных пород принадлежат гиперстен-плагноклазовые гнейсы, амфиболиты и габбро-амфиболиты, залегающие среди пород гнейсово-чарнокитового комплекса архея, пережившего сложную историю метаморфизма. Все они являются метаморфизованными магматическими породами габбро-базальтового ряда и образуют покровы, пластовые, реже — секущие интрузивные тела. Ультраосновные породы представлены пластовыми интрузивными телами пироксенитов, перидотитов, серпентинитов, а также различных метаультрабазитов. Наиболее насыщен телами ультрабазитов и метабазитов участок между с. Завальем и пос. Гайвороном в среднем течении Юж. Буга, где были детально изучены все обнажения, карьеры, каменоломни и отобраны ориентированные образцы (рис. 1, 30). Кроме того, отдельные выходы и выработки с амфиболитами и габбро-амфиболитами были изучены по р. Синице, в верховьях р. Ятрани, по балке Молдовка (рис. 1, 31—33). На участках широкого развития серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, не выходящих на дневную поверхность (районы Капитановки, Липовеньки), отбирались образцы из скважин (рис. 1, 34).

В Приазовье аналогичные породы изучались в меньшем объеме. Здесь из обнажений в бассейне рек Берды и Обиточной отобрано всего 52 образца габбро-амфиболитов, метаморфизованных перидотитов, иногда превращенных в тремолито-хлоритовые и тремолито-серпентиновые породы. Небольшим количеством ориентированных образцов представлены выходы кристаллических пород в районе с. Порогов на Днестре, где развиты метаморфизованные породы типа габбро-амфиболитов и измененных габбро-норитов, существенно не отличающиеся от аналогичных пород Побужья.

Большое место среди изученных нами пород принадлежит базальтам, которые широко распространены на северо-западном склоне щита (Ровенская область, бассейн Горыни) и в области сочленения кристаллических пород Приазовья с осадочным палеозоем южной окраины Донбасса.

Ровенские базальты (рис. 1, 1—4) входят в состав осадочно-вулканогенной толщи нижнего кембрия (или верхнего рифея) и являются типичными трапповыми образованиями — производными недифференцированной базальтовой магмы (Бернадская, 1958). Они однообразны по составу и представлены лишь двумя разновидностями: палагонитовыми афанитовыми базальтами, образующими покровы, потоки и субинтрузивные тела, и оливиновыми габбро-диабазами, залегающими в виде интрузив-

ных тел. Последние известны только в скважинах и нами не изучались. Главная область распространения базальтов — междуречье Горыни и Стыри, где и были отобраны образцы миндалекаменных базальтов из карьеров с. Полицы и измененных базальтов затопленных каменоломен окрестностей Мидска. Кроме того, изучены палагонитовые базальты из карьеров Берестовца и Яновой долины.

В Приазовье излияния базальтов приурочены к субширотным региональным разломам, отделяющим породы кристаллического фундамента от Донбасской субгеосинклинальной области. Вулканогенные образования верхнего девона выходят здесь на поверхность в виде сплошной полосы длиной до 100 км при ширине 8—9 км. Эффузивные породы представлены разнообразными дифференциатами базальтовой магмы, среди которых преобладают собственно базальты и андезитобазальты, сопровождающиеся большим количеством пирокластического материала, а также пикрит-базальты, эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенов (согендалиты) и спилиты. Более молодые образования, формировавшиеся в результате омоложения тех же разломов, представлены более кислыми и щелочными разностями группы андезита-трахита. Кроме типичных эффузивов, залегающих в виде многочисленных покровов и потоков, наблюдаются субвулканические тела и дайки того же состава.

Для изучения намагниченности эффузивов мы выбрали участок в центральной части поля их развития, вскрытый балкой Камышеваха (правый приток р. Мокрой Волновахи), которая пересекает всю вулканогенную толщу по диагонали (рис. 1, 4б; рис. 19). Этот участок характеризуется блоковым строением, причем в отдельных блоках на поверхность выступают даже архейские гранитоиды. Естественно предположение, что в пределах каждого блока породы могли испытать перемещение не только в вертикальной плоскости, что должно было отразиться на пространственной ориентировке вектора I_n . Это открывало заманчивые перспективы для наших исследований, т. к. определение направления остаточной намагниченности в пределах отдельных блоков могло помочь в решении конкретных вопросов о характере их перемещения в пространстве. В связи с этим нами были детально изучены наиболее крупные блоки. На участках непрерывной обнаженности расстояние между образцами составляло 20—50 м. В вертикальных обнажениях отбирались образцы с разных гипсометрических уровней для характеристики различных покровов или их участков.

Гипербазиты и базиты, залегающие в виде даек, изучались преимущественно по ориентированным образцам из карьеров и естественных выходов. Среди них количественно преобладают диабазы и диабазовые порфириты (села

Характеристика коллекции

Порода	Количество образцов													Всего
	Северо-западная часть УЩ и его склон			Приднепровье				Побужье и Приднестровье		Приазовье				
	Вольнь, Ровенщина	Коростенский плутон и малые массивы основных пород коростенского типа		Корсунь-Новомиргородский плутон		Район Девладово, Николая, Базавлука	Побужье и Приднестровье	Октябрьский плутон		Зона сочленения с Донбассом	Покрово-Киреевская структура	Западное и Восточное Приазовье		
		По обнажениям	По обнажениям	По скважинам	По обнажениям			По скважинам	По обнажениям			По скважинам	По обнажениям	
Лабрадориты и габбро-лабрадориты	—	291	96	152	65	—	—	—	—	—	—	—	—	604
Габбро, габбро-нориты, габбро-монциты, рудное габбро	—	222	136	58	51	—	55	—	20	341	—	—	—	963
Пироксениты и габбро-пироксениты	—	—	2	—	—	—	22	10	60	320	—	102	10	526
Перидотиты, габбро-перидотиты, троктолиты	—	—	2	—	—	213	—	—	—	13	—	—	—	228
Базальты, андезито-базальты, эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов	225	—	—	—	—	—	—	—	—	—	361	123	24	733
Диабазы, габро-диабазы, диабазовые и другие жильные порфириты	40	—	—	—	—	—	38	—	—	—	—	—	88	166
Серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы	—	—	—	—	—	308	4	212	—	—	13	—	—	557
Амфиболиты и габбро-амфиболиты	4	—	—	—	—	101	137	—	—	—	—	—	18	260
Метаморфические сланцы по ультраосновным породам	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	21	25

Уваровка, Степановка, Сербо-Слободка на Воляни, выходы по рекам Обиточной, Кальмиусу, Кальчику в Приазовье). Габбро-диабазы изучались на образцах из Широкогребельского карьера близ Хмельника (рис. 1, 27), и дайки в устье ручья Салтычьего (рис. 1, 39). Кроме того, детально охарактеризованы монцитовые порфириды Верхне-Драгунского карьера (рис. 1, 38) в Приазовье, вольтиниты (габбро-норитовые порфириды) с. Васьковичей на Воляни (рис. 1, 12). Особую группу составляют перидотиты и связанные с ними серпентиниты девладовского типа, которые изучались только по скважинам (рис. 1, 35).

Таким образом, для изучения магнитных свойств мы располагали коллекцией из 4062 образцов (табл. 2), в которой представлены разновозрастные основные и ультраосновные породы — от архейских метабазитов и метаультрабазитов до среднепалеозойских базальтов и порфиритов. По генезису образцы коллекции также исключительно разнообразны. Среди них, кроме типичных глубинных интрузивных пород (пироксенитов, лабрадоритов), находятся гипабиссальные, субвулканические, эффузивные и дайковые образования, а также в разной степени метаморфизованные магматические породы (табл. 2). Намагниченность последних исследовалась лишь в общих чертах, так как их изучение зависит от решения ряда специальных вопросов о связи магнитных свойств с характером метаморфизма, что выходит за рамки настоящей работы.

§ 2. Методика отбора образцов

Для комплексного изучения магнитных свойств горных пород отбирались образцы из естественных выходов, каменоломен и карьеров, ориентированные относительно стран света. В необнаженных участках использовался керн с фиксированным положением нижней или верхней плоскости. Однако отсутствие сведений о пространственной ориентировке самой скважины и положении керна в ней не позволяет судить о положении в пространстве вектора остаточной намагниченности породы. В связи с этим керновый материал непригоден для решения вопросов палеомагнетизма. Поэтому мы использовали для отбора в первую очередь обнаженные участки массивов основных пород и к скважинам прибегали лишь при отсутствии другого материала.

Образцы из обнажений отбирались по заранее намеченным маршрутам, при планировании которых учитывались такие факторы, как наибольшая степень обнаженности, закономерная смена петрографических разновидностей, большая протяженность обнажений. При непрерывных выходах образцы отбирались равномерно по всему разрезу. В случае обособленных обнажений отбиралась группа не менее чем из пяти-шести образцов. В коллекции, как правило, представлены все встреченные

петрографические разновидности с указанием на характер контактов, пространственные взаимоотношения. Производились замеры элементов залегания пород, директивных структур. При изучении жильных пород и даек мы старались отобранными образцами охарактеризовать экзо- и эндоконтакты, неизменные вмещающие породы на разном удалении от интрузирующего тела. Образцы собственно из жилы или дайки отбирались по нескольким поперечным профилям.

В различных районах в связи с конкретными условиями и задачами отбор образцов имел свою специфику. Так, в районах развития эффузивов штуфы отбирались с разных гипсометрических уровней (через 2—3 м). По балке Камышеваха (рис. 19), где базальты и андезиты образуют ряд разновозрастных покровов и существенную роль в геологическом строении играют блоковые подвижки, отбор образцов сопровождался элементами детального геологического картирования и маршрутной магнитной съемкой.

Техника отбора и маркировки образцов заключалась в следующем. В каждой точке из одного монолита отбивались два образца, по возможности смежные, которые маркировались одним номером с указанием «первый» и «второй» (например, обр. 400₂). Форма образца — изометричная, размер порядка 8×8×8 см. Существенным требованием для каждого образца является наличие хотя бы одной, лучше всего естественной, плоской грани, пространственное положение которой можно измерить компасом непосредственно *in situ*. На такую грань наклеивался лейкопластырь размером 1×2 см, и на нем стрелкой (острием по падению) отмечалась линия падения ориентируемой грани, а перпендикулярной к ней линией — след горизонтальной плоскости. Азимут и угол падения записывались в журнал, где отмечалось также, какая грань ориентирована — верхняя или нижняя. Номер образца записывался на лейкопластыре и в полевом журнале. При последующих лабораторных измерениях направление падения принималось за ось *y* (положительное значение). Линия простирания именовалась осью *x*. При замере вертикальной грани линией падения фактически была вертикальная линия, а пространственное положение плоскости фиксировалось линией простирания, стрелка на конце которой всегда направлена в северные румбы с наименованием квадранта — СВ или СЗ; на горизонтальных гранях стрелка всегда проводилась на север.

Такой способ ориентировки облегчает процесс отбора, так как делает пригодным для замера положения в пространстве любой свежий образец нужных размеров с достаточно ровными гранями.

При отборе образцов из скважин интервалы между пробами регулировались особенностями вскрытых пород и глубиной

скважин. В монотонных породах интервалы отбора составляли 2—4 м, иногда до 10 м. Из мелких скважин отбиралось по крайней мере три однотипных образца. При попытках определения положения керна в скважине (верх — низ) учитывались буровые признаки (уменьшение диаметра керна, следы забурки и т. д.).

В отдельных случаях для ориентировки учитывалось положение вектора I_n , если в целом для данной скважины или участка в однотипных породах уже была установлена определенная закономерность в его наклонении.

§ 3. Методика измерений магнитных характеристик

Магнитные характеристики (I_i и I_n) измерялись на магнитометрах М-2, М-14ф и астатическом. Последний является опытной моделью, изготовленной в мастерских ВНИГРИ (г. Ленинград). Он имеет базу 17,4 см и длину нити 26 см. Цена деления этого прибора на оптимальном рабочем расстоянии (13 см) равнялась 0,56 $\gamma/\text{дел}$ (0,045 $a/\text{см}$)⁴. Цена деления магнитометра М-2 за весь период измерений оставалась в пределах 1,5—2,0 $\gamma/\text{дел}$ (0,12—0,16 $a/\text{см}$), а магнитометра М-14ф — 0,96 $\gamma/\text{дел}$ (0,077 $a/\text{см}$).

Приборы М-2 и М-14ф использовались в полевых условиях при массовых определениях намагниченности образцов. Астатический магнитометр установлен стационарно в лаборатории. На нем осуществлялся внешний контроль работы приборов М-2 и М-14ф и измерялись слабомагнитные образцы. Образцы имели примерно изометричную форму объемом 200—350 см^3 .

На магнитометре М-2 измерения производились под прибором при условии расположения центров образца и магнитной системы на одной вертикальной линии (рис. 2). С целью уменьшения расстояния между центрами системы и образца прибор устанавливался на специальный столик из текстолита, позволивший также увеличить раствор треноги. На магнитометрах М-14ф и астатическом образцы располагались сбоку от системы на горизонтальной линии, перпендикулярной к системе. Для создания идентичных условий измерений и сохранения постоянным расстояния между центром образца и центром магнитной системы при вращении образца по трем осям применялся специальный куб с карданным устройством конструкции ИМА АН УССР (рис. 2).

Индуктивная и остаточная намагниченность измерялась по стандартной методике, предложенной А. А. Логачевым (1953) и рекомендованной в настоящее время всем геофизическим

⁴ Здесь и дальше в скобках значение напряженности поля дано в системе единиц СИ.

учреждениям (Техинструкция по магнитной разведке, Госгеолтехиздат, 1963). Для упрощения и ускорения процесса вычислений I_i и I_n расстояние между центрами системы и образца обычно сохранялось постоянным на все время работы прибора.

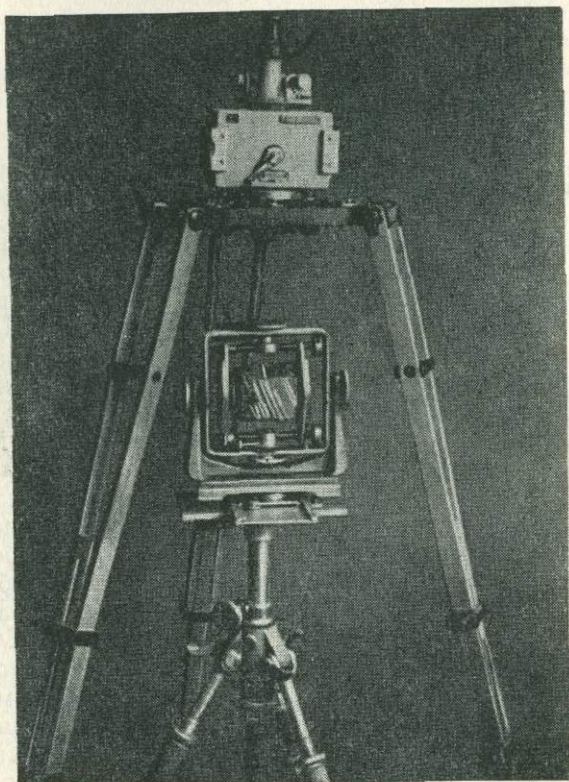


Рис. 2. Магнитометр М-2 с карданом в рабочем положении.

В частности, для магнитометра М-2 оно составляло 23 см, а для магнитометра М-14ф — 17 см. В этом случае, при условии постоянной в течение дня цены деления прибора, известные формулы для вычисления составляющих I_i и I_n (Логачев, 1953) будут иметь вид:

$$I_{n(x,y,z)} = k \cdot \frac{\Delta n}{2v} \cdot 10^{-10} \text{ тл}, \quad (1)$$

$$I_{i(x,y,z)} = k \cdot \frac{\Delta' n}{2} \cdot 10^{-10} \text{ тл}. \quad (2)$$

где $k = \varepsilon \cdot R^3 \cdot 10$ — постоянный коэффициент, куда входят:
 ε — цена деления прибора, R — расстояние
 между центрами магнитной системы и
 образца;

Δn — полуразность отсчетов по осям;

$$\Delta' n = \frac{n_1 + n_2}{2} - n_0;$$

v — объем образца.

Таким образом, наиболее трудоемкий процесс — вычисление составляющих I_n и I_i — после определения полусуммы и полуразности отсчетов сводится к двум операциям на логарифмической линейке.

По полученным в процессе измерения данным вычислялись значения I_i , I_n , Q , a и j , D и J ,

где $a = \text{arctg} \frac{y}{x}$ — склонение вектора I_n в системе координат образца;

$j = \text{arctg} \frac{z}{\sqrt{x^2 + y^2}}$ — наклонение вектора I_n в системе координат образца;

x, y, z — составляющие I_n по соответствующим осям;

D и J — склонение и наклонение вектора I_n в современной системе координат.

По результатам произведенных вычислений построены стереографические диаграммы распределения вектора I_n , гistogramмы σ , I_i , I_n и Q ; определены средние значения D и J для отдельных групп образцов.

При обработке данных измерений мы руководствовались рекомендациями, изложенными в «Методике палеомагнитных исследований» (Храмов, Петрова и др., 1961).

Для выяснения точности определения I_n , I_i , а также углов D и J повторно измерялись отдельные образцы. Дважды измерялось до 19% образцов коллекции. Точность измерения модулей I_n и I_i оценивалась погрешностью в соответствии с инструкцией (Техинструкция по магнитной разведке, 1963).

Погрешность определений I_n и I_i на магнитометре М-2 по 328 образцам соответственно составила 17,4 и 18,9%, что несколько превышает допустимую по инструкции (15%). В связи с тем, что магнитометр М-2 в настоящее время все еще широко используется в полевых условиях для измерения магнитных параметров, важно выяснить причины завышенности погрешности. С этой целью нами построены графики зависимости δI_i ,

δI_n от величины измеряемых значений I_i и I_n (рис. 3). Они показывают, что точность измерения на этом приборе повышается с увеличением абсолютной величины I_i , I_n . При этом погрешность измерения индуктивной намагниченности уменьшается более закономерно, чем δI_n , которая в интервале значений $750-7000 \cdot 10^{-10}$ тл остается практически неизменной. Общим для обоих параметров является недопустимое увеличение погрешности при измерении значений менее $500 \cdot 10^{-10}$ тл. Это

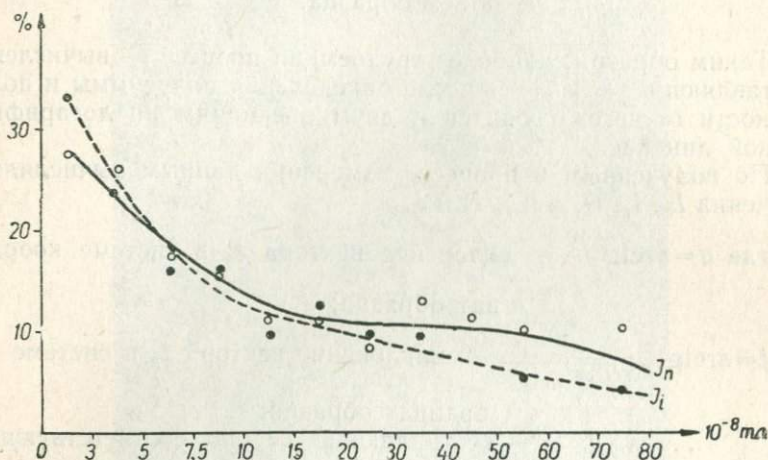


Рис. 3. График зависимости погрешности δI_i и δI_n от их абсолютной величины (магнитометр М-2).

объясняет приведенные выше значения δI_n и δI_i содержанием в коллекции слабомагнитных пород и позволяет сделать вывод, что магнитометр М-2 можно использовать для измерения магнитных параметров только тех горных пород, индуктивная и остаточная намагниченность которых превышает $500 \cdot 10^{-10}$ тл. Значения, меньшие указанной величины, при цене деления порядка $0,16$ а/см измеряются с погрешностью, превышающей 25%.

В связи с изложенным часть образцов нашей коллекции, со значениями I_i и I_n менее $500 \cdot 10^{-10}$ тл, была измерена также и на магнитометре М-14ф. Относительная погрешность определения I_i и I_n на этом приборе характеризуется такими величинами: $\delta I_i = 12,8\%$ и $\delta I_n = 13,5\%$.

Кроме оценки точности по повторным наблюдениям одним прибором, выполнялись также контрольные измерения отдельных групп образцов через год и более длительный срок. Точность таких измерений характеризуется относительной погрешностью, не превышающей 15%. Помимо оценки качества измерений, эти контрольные определения в какой-то мере позволяют судить о стабильности горных пород, об их способности при-

обретать вязкую намагниченность. Полученные данные ($\delta I_n = 15,8\%$ и $\delta I_i = 14,6\%$ для серии базальтов, измеренных в 1960—1961 и 1961—1962 гг.) позволяют говорить если не о количественной стороне стабильности измеренных пород, то, во всяком случае, о том, что один-два года — слишком небольшой промежуток времени для приобретения кристаллическими породами палеозойского и протерозойского возраста заметной вязкой намагниченности, и, следовательно, хранить и перевозить такие образцы можно без особых предосторожностей.

Погрешность определения направления остаточной намагниченности складывается из двух основных компонентов: погрешности отбора образцов (a_1) и погрешности измерения (a_2). Погрешность измерения оценивается углом между векторами I_n , полученными при первом и втором замерах. Для наших измерений этот угол, подсчитанный для группы в 320 образцов, в среднем составляет $7,2^\circ$. Качество отбора образцов из обнажений наиболее наглядно иллюстрируется сходимостью векторов у парных образцов и в среднем для коллекции $a_1 = 9,7^\circ$. Общая погрешность соответственно составляет

$$a = \sqrt{a_1^2 + a_2^2} = 12,2^\circ. \quad (3)$$

У кристаллических пород наиболее существенные погрешности возникают вследствие микронеровностей площадки маркировки, обусловленных зернистостью поверхности, и ее малых размеров, а также в связи с изменением минералогического состава смежных образцов, особенно в грубозернистых, неравномернотернистых или неоднородных по составу породах, а также в образцах пород полосчатой или трахитоидной текстуры, на что нужно обращать особое внимание при отборе образцов.

§ 4. Характеристика намагниченности

Рассмотрим результаты изучения магнитных параметров основных и ультраосновных пород и положения в пространстве их вектора остаточной намагниченности. Материал систематизирован по комплексам пород, в основу выделения которых положены генетические и петрографические особенности.

Породы габбро-норито-лабрадоритового комплекса

К этой группе относятся лабрадориты, габбро-лабрадориты и габброиды Коростенского плутона, слагающие Володарск-Вольнский, Чеповичский, Ушомирский, Хочинский, Юровский и Кривотинский массивы, а также Городищенский, Новомиргородский и другие массивы Корсунь-Новомиргородского плутона.

Разнообразные основные породы этих массивов генетически связаны между собой и образуют непрерывный дифференциальный ряд от лейкократовых лабродоритов до меланократовых габбро-пироксенитов и габбро-перидотитов, весьма близких к ультраосновным породам.

Таблица 3
Последовательность возрастания плотности и намагниченности основных пород Коростенского плутона

(по данным В. М. Егорова, М. Г. Распоповой и О. Р. Орап)

Порода	$\sigma, \text{z/cm}^2$	$I_i^* \cdot 10^{-8}, \text{тл}$
Анортозит**	2,78	4,5
Габбро-анортозит	2,83	7,0
Габбро-норит и норит	2,86	12,6
Габбро	3,01	26,1
Габбро-пироксенит	3,06	49,1
Оливиновое габбро	3,14	36,0
Габбро-перидотит	3,24	22,9

* Значения индуктивной намагниченности получены путем пересчета значений χ , приведенных в работе указанных авторов: $I_i = \chi H$, где H — напряженность геомагнитного поля в районе отбора образца (0,45 э).

** Анортозит-лабродорит.

Изменение количественных соотношений между всеми породообразующими минералами — рудными и нерудными. Что же касается магнитных параметров, их возрастание по мере увеличения основности породы является в пределах данного комплекса лишь господствующей тенденцией, отражающей своеобразие процесса дифференциации: в конечных продуктах кристаллизации магмы (трахитоидных габбро, габбро-перидотитах, габбро-пироксенитах) накапливаются железисто-магнезиальные силикаты и рудные минералы.

Сопоставление средних значений магнитных параметров пород этого комплекса, полученных нами, с данными о среднем химическом составе отдельных разновидностей⁵ (табл. 4) по-

⁵ Использованы данные В. Е. Тарасенко, Н. И. Безбородько, И. Л. Личака, Ю. В. Кононова, Б. П. Герасимчука, Р. П. Патрикияна и др., а также результаты 37 химических анализов (Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ti^{+4}) наших образцов (лаборатория НИСа КОЛГУ, аналитик В. А. Зимина).

Химический состав и магнитные параметры пород
габбродабрадоритового комплекса

Порода	Химический состав				Магнитные параметры		
	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	$I_i \cdot 10^{-8}, \text{тл}$	$I_n \cdot 10^{-8}, \text{тл}$	Q
Лабрадорит	53,6	0,59	1,86	1,71	1,96	2,48	1,26
Габбро-лабрадорит	Нет	Нет	Нет	Нет	8,24	6,93	0,84
Габбро-норит, норит	50,9	2,01	3,01	9,65	10,79	10,85	1,0
Габбро	51,1	2,51	5,83	11,76	10,12	11,10	1,1
Оливиновое габбро	48,08	3,20	1,98	10,26	17,90	35,50	0,86
Габбро-перидорит	30,26	7,45	4,68	33,48	18,29	11,16	0,61
Габбро-пироксенит	28,94	7,84	7,33	30,69	70,07	72,70	1,03
Рудное оливиновое габбро	41,19	5,40	4,60	11,14	32,80	370,60	11,3

казывает, что четкой связи между основностью, содержанием окислов железа и намагниченностью не наблюдается. Лучше всего это видно на примере средних членов дифференциального ряда — габбро-лабрадоритов, габбро-норитов, норитов и габбро. Параллельное изучение их магнитных и петрографических особенностей показало, что нередко однотипные породы характеризуются различной намагниченностью в связи с неодинаковым количеством, составом и временем выделения ферромагнетика, размером и структурным положением его зерен. Если еще учесть, что породы габбро-лабрадоритового комплекса чаще всего связаны постепенными переходами и изменчивы по составу даже в пределах одного обнажения, понятна условность характеристики физических свойств каждой петрографической разности. В связи с этим мы приводим данные о намагниченности и плотности лишь больших групп пород, которые в общем достаточно четко различаются между собой, — лабрадоритов, габбро-лабрадоритов, габброидов и рудных габброидов.

В группу лабрадоритов мы включили анхимономинеральные породы, содержащие не менее 90% плагиоклаза (лабрадора и андезин-лабрадора) и не более 10% (в среднем 4—5%) железисто-магнезиальных силикатов и рудных минералов.

В габбро-лабрадоритах количество оливина, пироксена и рудных компонентов колеблется от 10 до 25%, причем на долю последних приходится 3—4%.

К группе габброидов отнесены все породы габбро-лабрадоритового комплекса с высоким (> 25%) содержанием темноцветных компонентов: габбро (оливиновые и безоливино-

вые), габбро-нориты, нориты, троктолиты, а также разности, переходные к ультраосновным породам (полевошпатовым пегидотитам и пироксенитам) и монцонитам. Отдельно рассматриваются лишь физические свойства рудных габброидов, которые, благодаря высокому содержанию ильменита и магнетита (15—18%), по своим магнитным параметрам и плотности резко отличаются от других основных пород.

Самыми низкими значениями плотности и намагниченности характеризуются лабрадориты. Полученные нами количественные данные показаны на рис. 4, а в виде гистограмм плотности,

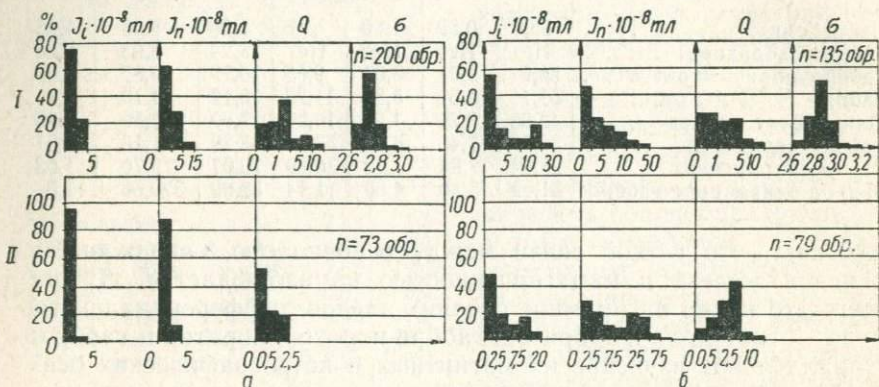


Рис. 4. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ лабрадоритов (а) и габбро-лабрадоритов (б):

I — Коростенский плутон; *II* — Корсунь-Новомиргородский плутон. Здесь и на остальных гистограммах n (количество образцов) относится ко всем измеренным величинам: I_i , I_n , Q и σ .

естественной остаточной и индуктивной намагниченности и их отношения (Q). Как видно из гистограммы, большинство лабрадоритов имеет плотность 2,7—2,8 г/см³, что вполне согласуется с данными табл. 3. Несколько завышенная плотность некоторых образцов объясняется неравномерным распределением рудного минерала, образующего иногда в гиганто- и грубозернистых лабрадоритах гнездообразные выделения до 3 см в поперечнике.

Все лабрадориты слабомагнитны. Судя по гистограммам, более 75% лабрадоритов Коростенского (рис. 4, а, *I*) и 95% Корсунь-Новомиргородского (рис. 4, а, *II*) плутонов характеризуются индуктивной намагниченностью до $2,5 \cdot 10^{-8}$ тл и лишь у небольшого количества образцов I_i несколько выше (до $5 \cdot 10^{-8}$ тл). Естественная остаточная намагниченность изменяется в общем в тех же пределах, но для нескольких образцов из Коростенского плутона I_n достигает 10—15 $\cdot 10^{-8}$ тл. Характерной чертой намагниченности лабрадоритов Коростенского

массива является превышение остаточной намагниченности над индуктивной $Q > 1$ у 60% образцов. Известно, что лабрадориты Корсунь-Новомиргородского массива имеют более низкие значения Q .

Следует отметить, что среди лабрадоритов обоих массивов встречаются практические немагнитные породы. В Коростенском плутоне к ним относятся белые и светло-серые разности; в Корсунь-Новомиргородском — темно-серые породы того же состава. В целом лабрадориты Коростенского массива более магнитны по сравнению с лабрадоритами Корсунь-Новомиргородского плутона.

Такое различие при одинаковых условиях кристаллизации лабрадоритов и их одновозрастности можно объяснить только разными содержанием и составом рудных минералов.

Главным рудным минералом лабрадоритов описываемых массивов является ильменит, встречающийся в двух основных формах: в виде ориентированных включений в плагиоклазе и ксеноморфных выделений или ксеноморфных скоплений зерен, выполняющих промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Количество ильменита редко превышает 1% по объему, но в черных и темно-серых лабрадоритах, особенно их ирризирующих разностях, общее содержание ильменита заметно возрастает. С одной стороны, увеличиваются размеры ксеноморфных выделений и их количество, вплоть до образования лабрадоритов с сидеронитовой структурой, с другой — плагиоклазы темно-серых и черных лабрадоритов заметно обогащены закономерными пластинчатыми и игольчатыми выделениями ильменита, размером около 10—15 мк, субпараллельными плоскостям спайности по (010) и (001).

В лабрадоритах Коростенского массива, кроме ильменита, находятся единичные зернышки титаномагнетита и отмечен пирротин. Однако содержание и частота их встречаемости в лабрадоритах настолько малы, что они не могут обуславливать наблюдаемые магнитные свойства лабрадоритов, отличающиеся большим постоянством. В лабрадоритах Корсунь-Новомиргородского плутона известен лишь ильменит. Только в породах Городищенского массива, по данным Ю. В. Кононова (1960), в небольшом количестве найден магнетит.

В габбро-лабрадоритах количество фемических и рудных компонентов возрастает, составляя, как уже указывалось, 10—25% общего объема породы. Содержание рудных минералов достигает 3—4%. В этих породах, в отличие от лабрадоритов, наряду с ильменитом, образующим ксеноморфные выделения и включения в плагиоклазе, появляются субграфические сростки его с пироксенами, роль которых заметно возрастает по мере перехода к более основным породам. Кроме того, в габбро-лабрадоритах Володарск-Волынского и Чепович-

ского массивов чаще встречаются мелкие зернышки титаномагнетита, а также пирротин и другие сульфиды.

Соответственно, значения магнитных параметров и плотности габбро-лабрадоритов более высоки по сравнению с лабрадоритами. Средняя плотность габбро-лабрадоритов $2,85 \text{ г/см}^3$. Индуктивная и остаточная намагниченность варьирует в более широких пределах: значения I_i в отдельных случаях достигают $30 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, а I_n — $85 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, хотя в общем эти породы, как и описанные, являются слабомагнитными.

В целом габбро-лабрадориты Коростенского массива намагничены несколько выше, чем Корсунь-Новомиргородского. В пределах последнего, особенно в бассейне Большой Выси, отобрано много образцов этих пород, намагниченность которых оказалась ниже предела чувствительности приборов М-2 и М-14ф (в гистограммах эти породы не учтены).

Габбро-лабрадориты из скв. 40, расположенной в пределах того же массива, имеют высокие значения I_i (до $20 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$) и I_n (до $85 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$) и являются наиболее магнитными среди аналогичных пород обоих массивов. Эти разности, по существу, уже близки крупнозернистым габбро-норитам.

В связи с близостью абсолютных величин индуктивной и остаточной намагниченности отношение $\frac{I_n}{I_i}$ у лабрадоритов и

габбро-лабрадоритов чаще всего равно $0,5-1,5$, при этом образцы с $Q < 1$ у лабрадоритов составляют около половины. Среди образцов с низкими значениями Q большинство намагничено очень слабо ($I_i = I_n = 2,5 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$). Наиболее высокие магнитные характеристики и соответственно Q порядка 5 и выше отмечаются для габбро-лабрадоритов Хлыстуновки (Городищенский массив) и скв. 40.

Представление о пространственной ориентировке вектора остаточной намагниченности лабрадоритов и габбро-лабрадоритов дают стереограммы рис. 5 и 6, для построения которых использованы равнопромежуточные полярные проекции. На стереограммах образцы группируются по обнажениям, расположенным в непосредственной близости; при этом на одной стереограмме изображены только однородные в петрографическом отношении породы. Пространственное положение вектора I_n вычислено в современной системе координат. В общем как для коростенских, так и для корсунь-новомиргородских лабрадоритов и габбро-лабрадоритов характерна упорядоченная ориентировка векторов I_n ; они преимущественно группируются вокруг двух направлений: северо-восточного и противоположного ему — юго-западного. Наиболее кучно проектируются векторы I_n габбро-лабрадоритовых пород из обн. 70—73, 90 (рис. 5, 2), расположенных вдоль р. Ирши на расстоянии 800 м друг от друга.

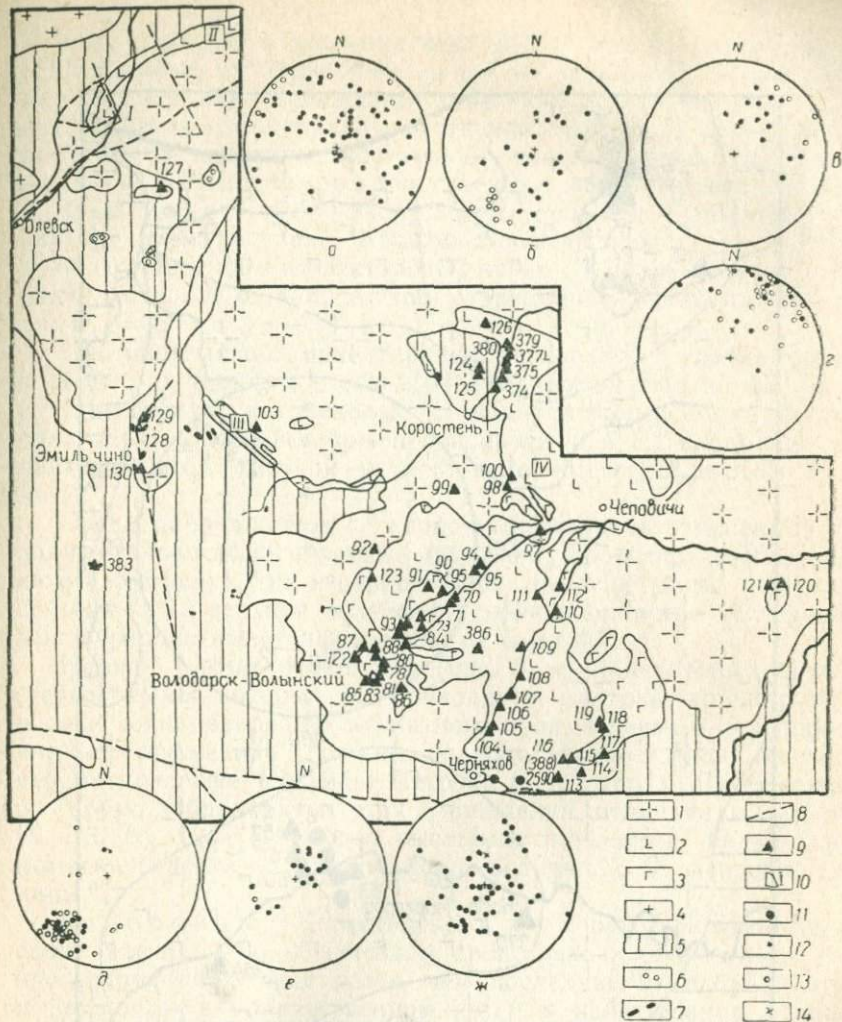


Рис. 5. Схема отбора образцов в пределах Коростенского сложного массива. Стереогаммы направления векторов I_n (схематическая геологическая карта составлена по материалам Житомирской ГРЭ). Коростенский комплекс (верхний протерозой):

1 — граниты; 2 — лабрадориты и габброиды центральной фации; 3 — габброиды краевой фации; 4 — гранитоиды осницкого комплекса (нижний протерозой); 5 — гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, мигматиты, гнейсы (архей — нижний протерозой); 6 — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 7 — дайково-эффузивные породы основного состава; 8 — тектонические нарушения; 9 — пункты отбора ориентированных образцов из обнажений и карьеров; 10 — пункты отбора образцов зерна из скважин Житомирской ГРЭ; 11 — участки отбора образцов зерна из скважин Житомирской ГРЭ; I — Юровский, II — Хочинский, III — Кривотинский, IV — Стремигородский, 12 — проекция вектора I_n на нижнюю полусферу; 13 — проекция вектора I_n на верхнюю полусферу; 14 — положение современного геомагнитного поля; а — обн. 124—125, 374—382; габбро; б — обн. 74—77, 93, 384, 385; оливковые габбро; в — обн. 120, 121; габбро-моноклиниты; г — обн. 70—73, 86, 90; лабрадориты; д — обн. 104—109; лабрадориты; е — обн. 113, лабрадориты; ж — обн. 115, 118, 119; оливковые габбро-нориты.

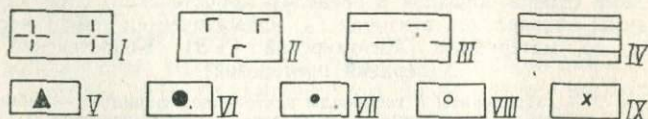
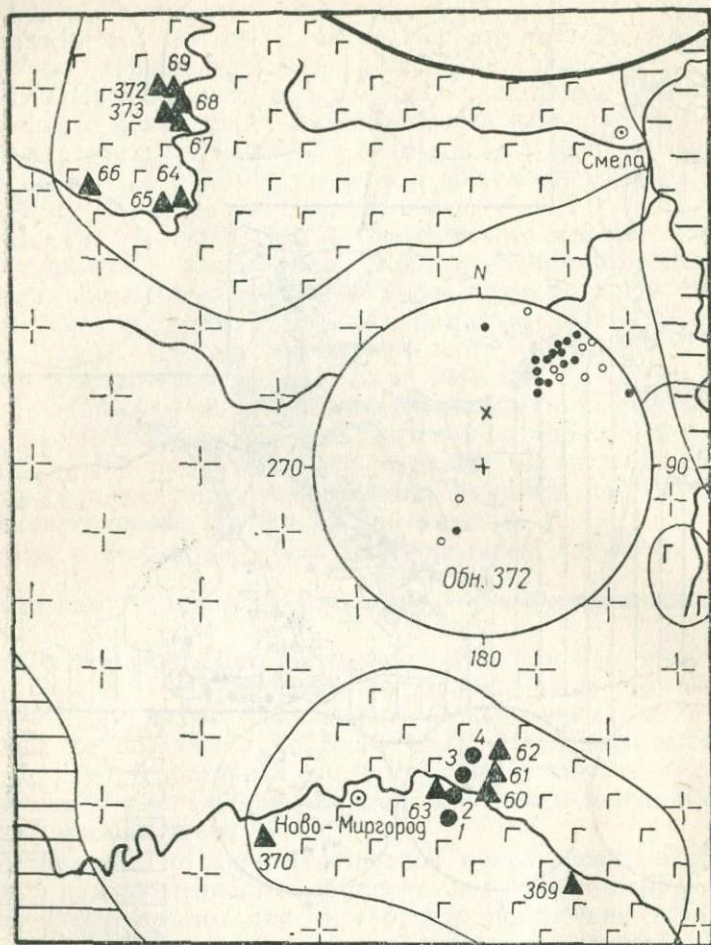


Рис. 6. Схема отбора образцов в пределах Корсунь-Новомиргородского массива и стереограмма векторов I_n обн. 372. Коростенский комплекс:

I — граниты, II — лабрадориты, габбро-лабрадориты, габбро-монциты, габбро; III — чудново-бердичевские граниты; IV — мигматиты; V — пункты отбора ориентированных образцов; VI — скважины, VII — проекция вектора I_n на верхнюю полушару; VIII — проекция вектора I_n на нижнюю полушару; IX — положение современного геомагнитного полюса.

С ними совпадают проекции векторов I_n черных лабрадоритов с. Паромовки, изображенные на той же стереограмме (обн. 86). Все образцы характеризуются прямой намагниченностью. Средние значения склонения и наклона вектора I_n , вычисленные по этим обнажениям, составляют соответственно $D_{cp} = 31^\circ$ и $J_{cp} = -10^\circ$. Близкую пространственную ориентировку вектора I_n имеют также габбро-лабрадориты обн. 372 (Хлыстуновский карьер) в пределах Корсунь-Новомиргородского массива (рис. 6). Проекция их векторов I_n кучно группируются в I квадранте в стороне от направления современного геомагнитного поля: $D_{cp} = 35^\circ$ и $J_{cp} = +14^\circ$.

Противоположна ориентировка вектора I_n у лабрадоритов и габбро-лабрадоритов обн. 104—109, вытянутых на 15 км по р. Очеретянке в пределах Володарск-Волынского массива (рис. 5, д). Здесь векторы проектируются в III квадранте, характеризуются высокой кучностью и имеют $D_{cp} = 218^\circ$; $J_{cp} = -2^\circ$.

Среди лабрадоритов и габбро-лабрадоритов отмечаются как положительно намагниченные (вектор J_n проектируется на нижнюю полусферу), так и отрицательно намагниченные (проекция вектора J_n на верхней полусфере), но большинство исследованных образцов имеет наклонение от 5 до 40° .

Наряду с этим в обн. 113 (рис. 5, е) и некоторых других, стереограммы которых не приводятся, векторы группируются вблизи современного геомагнитного поля, в связи с чем породы данных обнажений должны рассматриваться как частично перемангниченные (Храмов, Петрова и др., 1961). Лабрадориты и габбро-лабрадориты этих обнажений отличаются от обн. 70—73, 86, 104—109 более высокими значениями индуктивной намагниченности и, как правило, величиной Q , меньшей единицы.

Габброиды Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов по физическим свойствам отличаются от габбро-лабрадоритов еще резче, чем последние от лабрадоритов, и не только в количественном, но и в качественном отношении. Прежде всего, это выражается в большом диапазоне изменения изученных параметров — начиная от плотности и кончая величиной Q (рис. 7).

Причина неоднородности свойств заключается в том, что к характеризуемой группе, как указывалось выше, отнесены породы с разнообразными соотношениями лейкократовых, темноцветных и рудных минералов.

Гистограммы плотности и намагниченности габброидов имеют поэтому сложное строение (рис. 7). Значения плотности варьируют в широких пределах: от 2,6 до 3,9 г/см³. При этом наблюдается отчетливый максимум в области значений $\sigma = 2,6—2,7$ г/см³, обеспеченный 28% всех образцов, который соответ-

ствуется габбро-монцититам. Все остальные породы по плотности значительно превышают лабрадориты и габбро-лабрадориты. Средневариационная плотность габброидов может быть принята равной $3,1 \text{ г/см}^3$, что совпадает с определениями для габбро других районов щита (Октябрьского массива в Приазовье, Девладовского в Приднепровье). Наиболее высокие значения σ ($3,2\text{—}3,9 \text{ г/см}^3$) имеют полевошпатовые перидотиты и пироксениты, а также рудные габброиды.

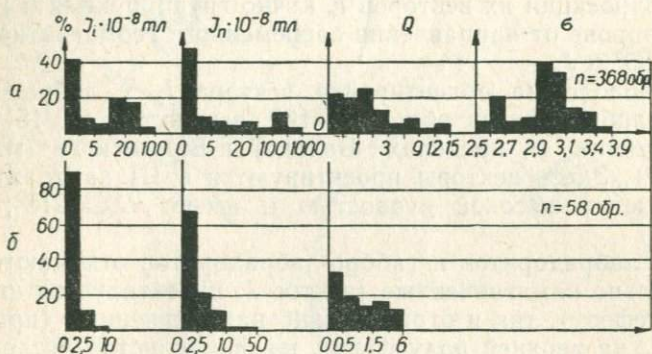


Рис. 7. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ габбро Коростенского (а) и Корсунь-Новомиргородского (б) плутонов.

Не менее сложным строением отличаются и гистограммы магнитных параметров габброидов, особенно принадлежащих Коростенскому плутону (рис. 7, а). Распределение величин индуктивной намагниченности характеризуется наличием четкого максимума в области низких значений: более 40% габброидов имеют индуктивную намагниченность до $5 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$. Это главным образом габбро-монцититы, а также мелкозернистые габброиды, залегающие в виде небольших обособленных дайкообразных тел среди пород краевой фации (оливиновые габбро сел Рыжан, Кропивенки). Второй максимум ($10\text{—}50 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$) характеризует величину индуктивной намагниченности большинства нормальных габброидов Коростенского плутона.

Габброиды Корсунь-Новомиргородского плутона намагничены в общем ниже и более однородно (рис. 7, б)⁷.

Аналогично построены гистограммы остаточной намагниченности с той лишь разницей, что для 20% коростенских пород

⁷ Большинство габброидов в этой коллекции отобрано из Новомиргородского массива и представлено безоливиновыми габбро и габбро-норитами с близкими физическими свойствами. Нами установлено, что намагниченность пород Новомиргородского массива в общем ниже, чем Городищенского, в связи с чем габбро первого намагничены ниже, чем габбро-лабрадориты второго.

этой группы значения I_n исключительно высоки по сравнению с другими породами комплекса — более $50 \cdot 10^{-8}$ тл.

Высокие значения I_i и I_n (табл. 4) имеют рудные габбро и ультраосновные породы. В связи с этим и отношение $\frac{I_n}{I_i}$ габброидов весьма непостоянно, причем у большей части из них $Q < 1$. Если не рассматривать рудные габбро, у которых

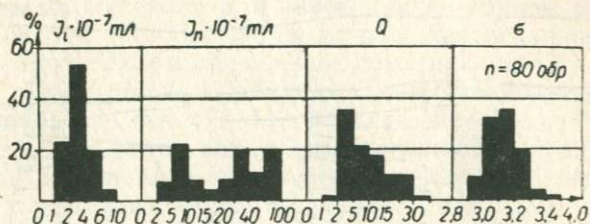


Рис. 8. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ рудного трахитоидного габбро.

всегда $Q \gg 1$ (рис. 8), то окажется, что индуктивная намагниченность подавляющего большинства габброидов превышает остаточную.

Пространственная ориентировка вектора I_n габброидов Коростенского массива может быть хорошим подтверждением положения, которое уже стало классическим в палеомагнетизме: породы, у которых $\frac{I_n}{I_i} < 1$, непригодны для палеомагнитных

построений. В самом деле, стереограммы габброидов характеризуются большим разбросом проекций векторов I_n естественной остаточной намагниченности (рис. 5, а). Склонение и наклонение их изменяются в широком диапазоне даже в пределах одного обнажения. Вместе с тем и для габброидов выдерживается (хотя и с большими отклонениями) закономерность, отмеченная у лабрадоритов и габбро-лабрадоритов: вектор I_n чаще всего проектируется в первом и третьем квадрантах. Нередки при этом случаи, когда проекции векторов почти совпадают с плоскостью перемангничивания (рис. 5, б).

Значительный разброс направлений вектора I_n , по-видимому, в большой мере обусловлен различной магнитной стабильностью габброидов. Она была установлена лабораторными исследованиями и подробнее рассматривается ниже. Здесь же отметим только, что внешним выражением различной магнитной стабильности могут быть вариации величины Q . Сопоставление стереограмм с величиной разрушающего поля (H_c'), которая может считаться мерой стабильности, показывает, что векторы I_n габброидов с $H_c' > 2,0 \cdot 10^3$ а/м (25 э) проектируются пре-

имущественно в тех же румбах, какие типичны для габбро-лабрадоритов и лабрадоритов.

Широкими пределами изменения ориентировки I_n характеризуются также оливиновые габбро-нориты обн. 115, 118, 119 (рис. 5, жс) и некоторые габбро-монцониты (рис. 5, в), проекции векторов I_n которых образуют почти круговую область, не включающую направление перематгничивания. В связи с этим следует

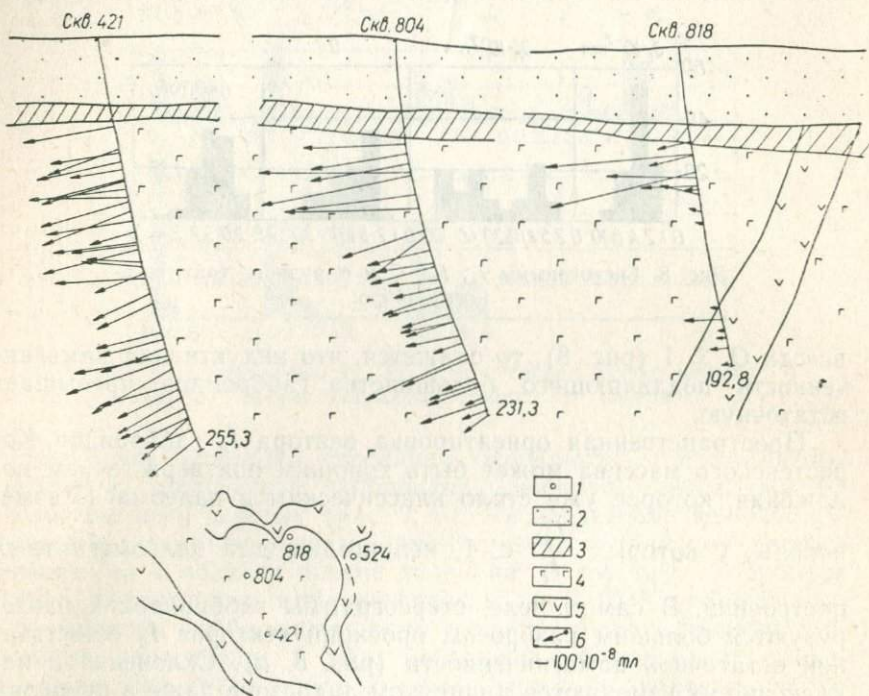


Рис. 9. Изменение векторов I_n вдоль скважин Стремигородского участка:

1 — скважины; 2 — осадочный покров; 3 — кора выветривания; 4 — габбро оливиновое трахитоидное; 5 — габбро-лабрадорит; 6 — проекция полного вектора I_n на вертикальную плоскость.

напомнить, что габбро-монцониты в пределах массивов коростенского типа залегают в непосредственном контакте с более молодыми гранитоидами и должны рассматриваться как породы гибридные.

Как отмечалось, рудное габбро по всем магнитным параметрам и по плотности значительно отличается от остальных пород группы габброидов. Под этим названием мы выделяем главным образом оливиновое трахитоидное порфиоровидное меланократовое габбро из скв. 804, 818, 421 Стремигородского участка Чеповичского массива, из скв. 44 Юровского массива, а также

из скв. 4 Новомиргородского массива. Значения индуктивной и естественной остаточной намагниченности этих пород намного выше, чем у остальных габброидов. На гистограмме I_i (рис. 8), имеющей симметричное строение, четкий максимум в интервале $20-40 \cdot 10^{-8}$ тл обусловлен более чем половиной всех образцов этой разновидности. На гистограмме I_n рудных габброидов резко выраженных максимумов нет. Левая ее часть ($20 - 200 \cdot 10^{-8}$ тл) имеет симметричное строение; на ней хорошо выражены наиболее характерные для пород данной группы значения I_n в интервале $50-100 \cdot 10^{-8}$ тл; в правой части (значения от 200 до $1000 \cdot 10^{-8}$ тл) распределение образцов по интервалам равномерное. Как оказалось, сюда попадают все образцы трахитоидного габбро из скв. 421 и единичные образцы из скв. 804. В связи с тем, что индуктивная намагниченность рудных габброидов почти постоянна, а остаточная изменяется в значительных пределах, величина Q всегда больше трех. Для образцов из скв. 421 и 804 величина Q в среднем составляет 18,7, достигая у отдельных из них 30—50 единиц. Высокие значения магнитных параметров последних, очевидно, связаны с особенностями минералогического состава и текстуры этих пород, о чем подробнее будет сказано ниже.

Судить о пространственном положении вектора I_n в рудных габбро невозможно, поскольку породы изучались только по скважинам. На рис. 9 показана вертикальная проекция полного вектора остаточной намагниченности. Азимутальная ориентировка его условна, так как вычислялось только наклонение. Как видно из рис. 9, оно остается постоянным, почти горизонтальным (отклонение от горизонтали не превышает 20° , в среднем составляя $\pm 5^\circ$). Положение вектора I_n , близкое к горизонтальному, представляет интерес в смысле выяснения природы сопряженных аномалий, широко развитых в пределах поля основных пород Волыни.

Габбро-пироксенитовый комплекс

Породы габбро-пироксенитового комплекса известны в Приазовье (Октябрьский сложный массив, Покрово-Киреевская структура) и в Побужье. Среди них главную роль играют пироксениты. Это почти мономинеральные породы, состоящие на 90—95% из пироксенов и незначительной примеси оливина, рудных минералов и плагиоклаза. Сравнение физических характеристик позволяет говорить об определенном сходстве изученных пород по магнитным параметрам и плотности (рис. 10). Особенно оно проявляется в плотности пироксенитов Октябрьского массива и Побужья, варьирующей от 3,0 до $3,6 \text{ г/см}^3$, с преобладающими значениями для обеих групп $3,2-3,3 \text{ г/см}^3$ (рис. 10, в и б). Пироксениты Покрово-Киреево характеризуются

ются более широким диапазоном колебаний плотности (2,6—3,6 г/см³) без ясно выраженного максимума (рис. 10, а), однако наиболее вероятные ее значения также лежат между 3,1 и 3,5 г/см³.

Пироксениты Октябрьского массива состоят главным образом из моноклинного пироксена—диаллага. В нем четко выражена отдельность по (100), параллельно которой,

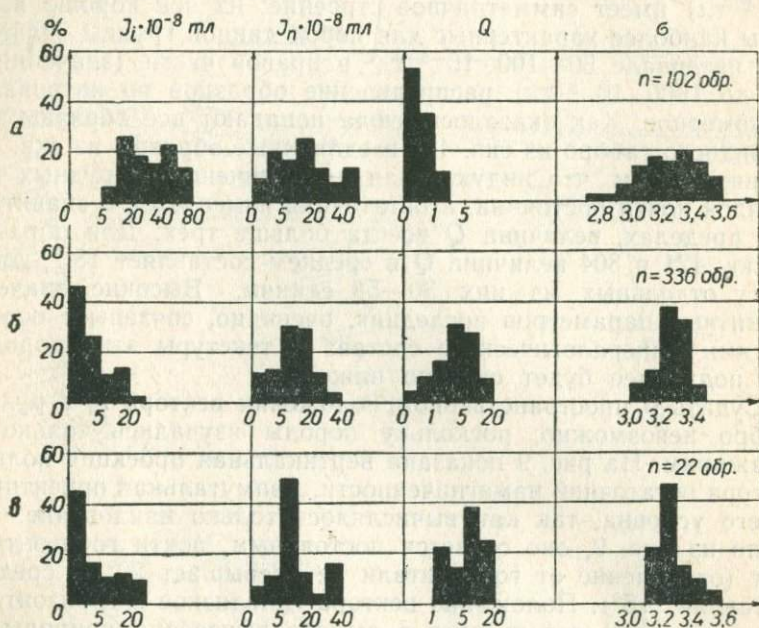


Рис. 10. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ пироксенитов:

а — Покрово-Киреевской структуры; б — Октябрьского массива; в — Побужья.

как и по плоскости (010), в каждом зерне расположены мельчайшие игольчатые и пластинчатые выделения рудного минерала, по оптическим свойствам определяемого как ильменит (рис. 11). Кроме того, последний образует мелкие ксеноморфные зерна и скопления зерен, выполняющие промежутки между пироксенами.

Другие рудные минералы в пироксенитах редки. Наиболее обычны из них пирротин и халькопирит, образующие овальные включения в пироксенах диаметром 0,5—0,8 мм. Чрезвычайно редко встречается титаномагнетит. При очень внимательном изучении среди ильменитовых зерен отмечают мельчайшие зернышки магнетита, количественно явно подчиненные ильмениту. Общее содержание рудного вещества в пироксенитах не превышает 1,5—2%. В связи с этим пироксениты характеризуют-

ся низкими магнитными свойствами. Индуктивная намагниченность подавляющего большинства изученных образцов ниже $5 \cdot 10^{-8}$ тл. Лишь 5% общего количества приходится на долю образцов с $I_n > 20 \cdot 10^{-8}$ тл (рис. 10, б).

Сопоставление данных минералогических анализов пироксенитов с величиной их магнитных параметров позволяет утверждать, что для неизменных пироксенитов типичной является

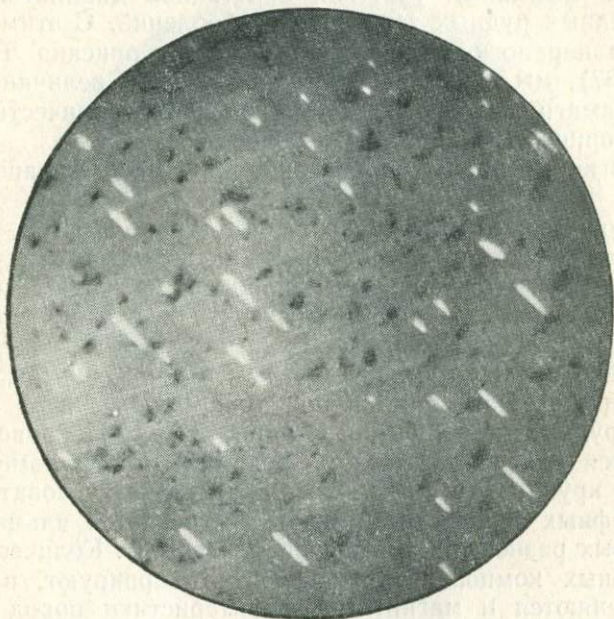


Рис. 11. Ориентированные включения ферромагнетика (белый) в диалаге (серый) пироксенитов Октябрьского массива. Аншлиф 248, $\times 800$.

индуктивная намагниченность порядка $1 \cdot 10^{-8}$ тл, а для пироксенитов, претерпевших вторичное обогащение рудными компонентами, I_i составляет $2,5-10 \cdot 10^{-8}$ тл. Естественная остаточная намагниченность октябрьских пироксенитов по величине заметно выше, чем индуктивная. Для большего количества изученных образцов (около 65%) I_n лежит в интервале $5-20 \cdot 10^{-8}$ тл, что свидетельствует об однородности остаточного намагничивания пироксенитов данного типа.

Еще более характерны для этих пород высокие значения Q , для большинства образцов лежащие в интервале 5—20 единиц. По образцам из обнажений $Q_{ср}$ пироксенитов равно 11,25.

При минераграфическом изучении пироксенитов было замечено, что наиболее высокие значения I_n — до $40 \cdot 10^{-8}$ тл

(скв. 0,7; 24; 40 и др.) — наблюдаются у неизмененных образцов с большим количеством ориентированных рудных вростков в диаллаге. В тех же породах индуктивная намагниченность предельно мала, а величина Q достигает 10—20 единиц. Несколько меньшие значения I_n характерны для пироксенитов, в которых рудные вростки в результате различного рода преобразований теряют свою ориентировку и их вещество накапливается на отдельных участках кристаллов диаллагов в виде бесформенных рудных зернышек и скоплений. С этим же процессом, минералогическая сторона которого описана Л. Ф. Айнберг (1937), мы связываем рост абсолютной величины индуктивной намагниченности за счет увеличения количества и размеров вторичных рудных выделений.

Аналогичный процесс происходит при амфиболизации пироксенитов.

Пироксениты Покрово-Киреевской структуры отличаются от октябрьских как по магнитным параметрам, так и по составу. Главным пороодообразующим минералом является титансодержащий авгит, почти постоянно встречается серпентинизированный оливин. Рудные минералы содержатся в значительно большем количестве, чем в пироксенитах Октябрьского массива. Различаются оба типа пироксенитов и по характеру рудных компонентов. В пироксенитах Покрово-Киреевского массива содержится главным образом решетчатый титаномагнетит в довольно крупных (в несколько миллиметров) угловатых, реже ксеноморфных зернах. Кроме того, встречается ильменит, а в оливиновых разностях — вторичный магнетит. Количество и состав рудных компонентов значительно варьируют, в связи с чем изменяются и магнитные характеристики пород.

Индуктивная намагниченность описываемых пироксенитов намного выше, чем октябрьских, достигая $80 \cdot 10^{-8}$ тл (рис. 10, а). Слабомагнитные породы среди изучавшихся образцов не встречены.

Естественная остаточная намагниченность по величине и характеру распределения, как видно из гистограммы, очень близка к индуктивной и отличается от последней лишь несколько меньшими абсолютными значениями — от 2,5 до $60 \cdot 10^{-8}$ тл. Тем показательнее устойчивость отношения индуктивной и остаточной намагниченности в этих породах: Q , как правило, меньше единицы (обычно до 0,8).

При сравнении магнитных параметров обоих типов пироксенитов наиболее заметно их различие по величине Q , тем более рельефное, что пироксениты Октябрьского массива имеют низкие значения I_i и высокие I_n ($Q > 1$), а Покрово-Киреевского — обратные соотношения составляющих намагниченности ($Q < 1$). Отметим, что, по геологическим данным, ультраос-

новые породы Покрово-Киреево моложе октябрьских, что не мешает им иметь меньшую величину Q .

Низкие значения индуктивной намагниченности октябрьских пироксенитов объясняются отсутствием или незначительным содержанием в них магнетита и титаномагнетита, образующих к тому же мельчайшие разрозненные зерна. В пироксенитах По-

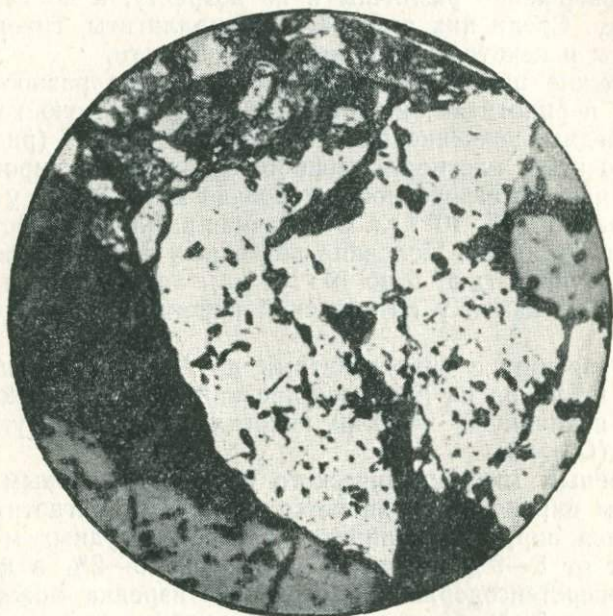


Рис. 12. Крупнозернистый ильменит (белый) и титаномагнетит пестрый в пироксените Покрово-Киреево. Аншлиф, скв. 153. Протравлен концентрированной HCl . Видна решетка ильменита, $\times 100$.

крово-Киреево титаномагнетит, часто крупнозернистый и грубо-решетчатый, а иногда и представленный сростками ильменита и ильменитсодержащего магнетита (рис. 12), является главным ферромагнитным компонентом. Его магнитные свойства, по-видимому, несколько варьируют в связи с переменным соотношением ильменитовой и магнетитовой составляющих и структурными особенностями зерен. Однако магнитная восприимчивость такого титаномагнетита во всех случаях должна быть довольно высокой. Кроме того, большая индуктивная намагниченность этих пироксенитов отражает почти постоянное присутствие в них серпентинизированного оливина, за счет которого, наряду с серпентином, развивается тонкозернистый постмагматический магнетит. Появление его, связанное с процессами,

происходящими ниже температуры Кюри магнетита, вероятно, влияет в основном на увеличение именно индуктивной намагниченности.

Пироксениты Побужья, изучавшиеся нами главным образом в районе Завальевского месторождения, по магнитным свойствам очень похожи на породы Октябрьского массива, хотя они совершенно различны и по возрасту, и по генезису, и по составу. Среди них встречаются диаллагиты, гиперстениты, вебстериты и некоторые другие разновидности.

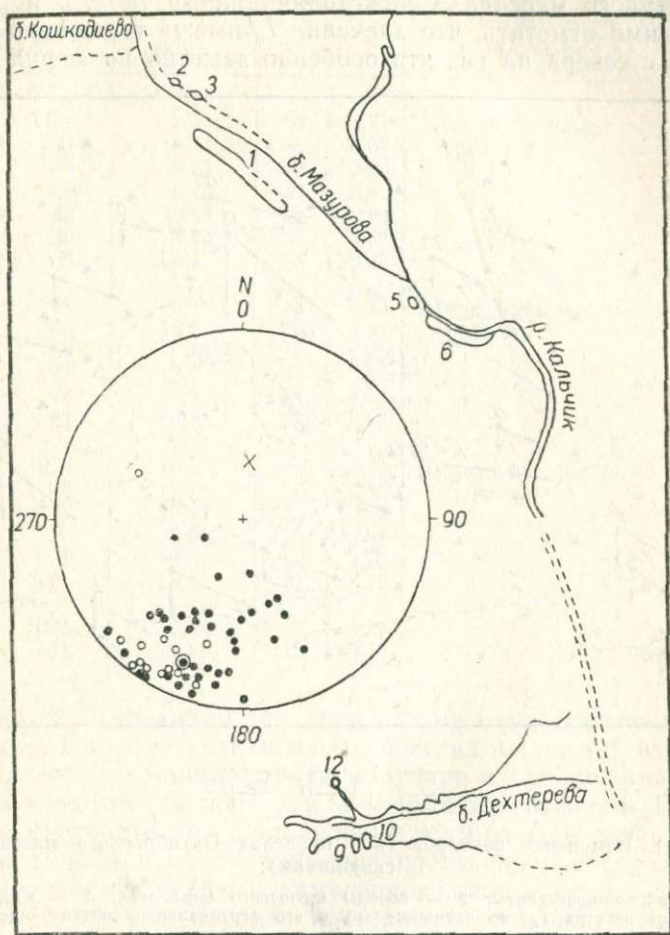
Побужские пироксениты и их оливинные разности, переходные к перидотитам, имеют четкую плотностную характеристику. Среднее значение плотности $3,2-3,4 \text{ г/см}^3$ (рис. 10, в). Несколько ниже плотность амфиболизированных пироксенитов. Индуктивная намагниченность довольно мала, лишь у 40% образцов превышая $5 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$. Остаточная намагниченность всегда больше индуктивной. Половина изученных образцов характеризуется величиной I_n от 5 до $10 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, хотя в общем пределы изменения I_n , как и у октябрьских пироксенитов, от 0 до $40 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$.

По сравнению с пироксенитами других районов щита, побужские, несмотря на наиболее древний возраст, имеют самую большую величину Q — до 20, никогда не опускающуюся ниже единицы ($Q_{\text{ср}} = 3$).

По данным микроскопического изучения, главным рудным минералом пироксенитов является первичный магнетит, иногда встречаются пирротин и пирит. Количество рудных минералов варьирует от 8—9% в гиперстенитах до 1,5—2% в диаллагитах. В гиперстенсодержащих разностях изредка можно встретить вторичный магнетит, освобождающийся при серпентинизации и амфиболизации гиперстена, но его содержание незначительно.

Пространственное положение вектора остаточной намагниченности установлено только для пироксенитов Октябрьского массива, поскольку на других участках они вскрываются преимущественно скважинами. Как следует из стереограммы (рис. 13), векторы I_n кучно располагаются в юго-западных румбах. Среднее направление векторов характеризуется склонением 201° в. д. и наклоном $+13^\circ$, что указывает на обратную намагниченность пород по отношению к современному полю.

Рис. 14 дает наглядное представление о наклоне вектора I_n в образцах из скважин Октябрьского массива. Склонение вектора, т. е. ориентировка горизонтальной составляющей, принята условной в соответствии со средним направлением I_n по образцам из обнажений. Как видно на рис. 14, наклонение вектора I_n изменяется с севера на юг, увеличиваясь к югу более чем вдвое — от 14 до 38° (табл. 5). Как правило, в этом же направлении уменьшается абсолютная величина вектора I_n .



200 0 200 400 600 м

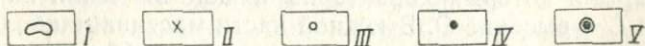


Рис. 13. Стереограмма направлений векторов I_n пироксенитов Октябрьского массива:

I — обнажения, из которых отбирались образцы; II — направление современного геомагнитного поля; III — проекция вектора I_n на верхнюю полусферу; IV — проекция вектора I_n на нижнюю полусферу; V — среднее направление векторов I_n .

В табл. 5, кроме абсолютной величины вектора I_n и наклонения, приведены значения Q для пород из разных участков Октябрьского массива. Сопоставляя данные табл. 5 и рис. 14, необходимо отметить, что значения I_n имеют тенденцию уменьшаться с севера на юг, что особенно заметно на меридиональ-

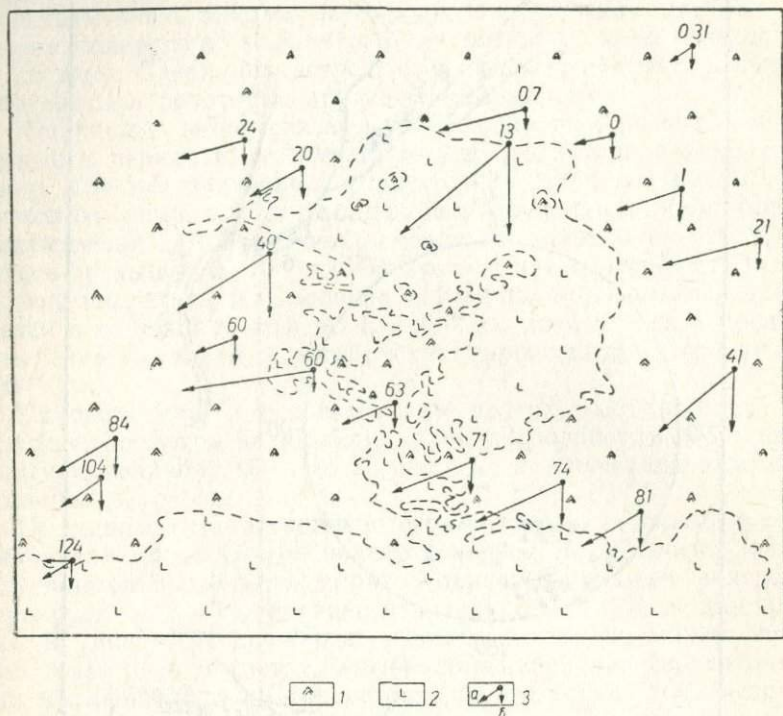


Рис. 14. Изменение векторов I_n в пределах Октябрьского массива (по скважинам):

1 — габбро-пироксениты; 2 — породы щелочного комплекса; 3 — направление полного вектора I_n по скважине (а) и его вертикальная составляющая (б).

ном профиле. В связи с этим необходимо обратить внимание на то, что в северной части массива скважины вскрывают пироксениты, для которых характерны низкие значения наклонения вектора I_n и высокие Q . В южной части массива наиболее широко развиты другие породы комплекса — габбро, амфиболизированное габбро, габбро-перидотиты, заметно отличающиеся от пироксенитов в сторону увеличения I_n и уменьшения Q .

Направление намагниченности пироксенитов Покрово-Киреево изучалось по образцам из скважин, расположенных в пределах различных структурных элементов: в центральной части интрузивного тела, вблизи контактов, в различных тектониче-

Т а б л и ц а 5

Средние значения I_n , α , Q по скважинам
Октябрьского массива

Номер скважины	$I_n \cdot 10^{-8}$, т.л	α°	Q	Примечание
124	6,3	38	0,71	Меридиональный профиль
104	6,7	36	0,67	
84	9,75	30	2,09	
60	6,45	20	0,85	
40	15,0	29	0,84	
20	8,22	25	1,86	
24	10,7	15	3,49	
60	6,45	20	0,85	Широтный южный профиль
60	18,6	22	1,23	
63	7,44	22	0,95	
71	12,5	23	1,28	
74	13,0	23	1,81	
81	10,35	28	0,85	
024	10,7	15	3,49	Широтный северный профиль
07	12,7	17	4,45	
13	19,2	39	0,52	
0	5,52	13	2,61	
1	12,4	17	4,95	
21	13,6	14	5,77	
031	5,04	35	1,21	
41	27,68	39	0,77	

ских блоках. Основанием для такого выбора скважин послужило следующее. Палеомагнетизм магматических пород, как известно, предполагает, что горные породы получили остаточную намагниченность в магнитном поле Земли в момент остывания (Нагата, 1956), и, следовательно, направление вектора I_n в едином массиве (теле) должно быть примерно постоянным, совпадающим с направлением древнего намагничивающего поля. Если же в дальнейшем эти породы претерпели тектонические воздействия, вызвавшие пространственные перемещения отдельных частей тела, логично предположить, что в разных частях такого раздробленного тела направление вектора I_n и, в частности, его наклонение должны быть различными и определенным образом связанными с характером перемещения. Однако распределение наклонения I_n в пределах рассматриваемого участка оказалось однородным (рис. 15) как для пород различного состава (скв. 133, 164, 165, 169 и др.), так и для разных блоков. Как показали лабораторные исследования, это объясняется тем, что рассматриваемые породы являются магнитонестабильными, как правило, не сохранившими первичной намагниченности.

Габброиды в пределах Октябрьского массива представлены оливиновым и безоливиновым габбро, габбро-пироксенитами, габбро-перидотитами, габбро-амфиболи-тами.

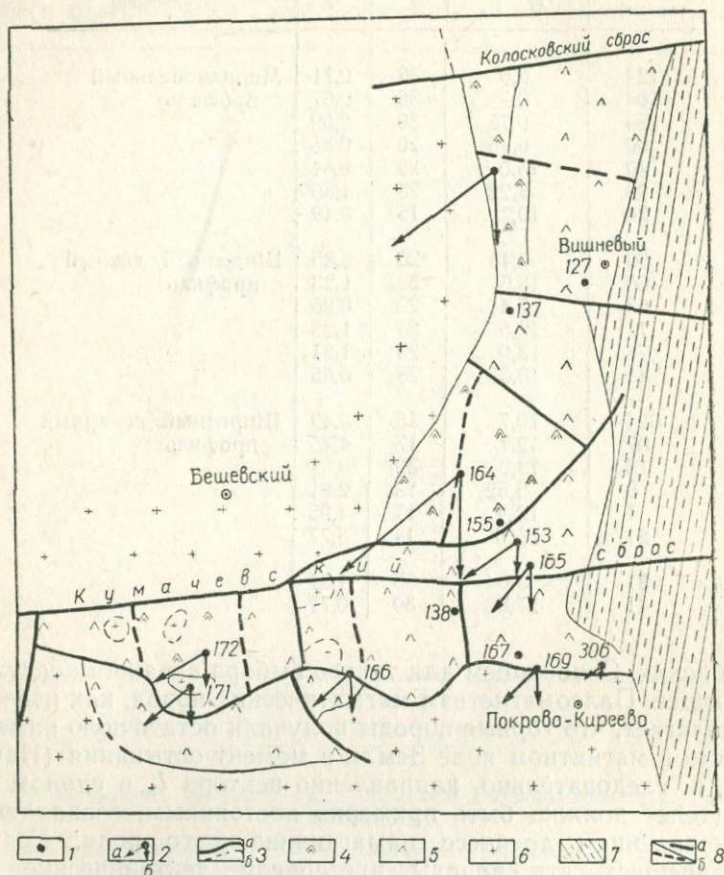


Рис. 15. Изменение векторов I_n по скважинам Покрово-Киреевской структуры (геологическая основа по А. М. Стремовскому):

1 — скважина; 2 — средний по скважине вектор I_n (а) и его вертикальная составляющая (б); 3 — геологические границы: а — установленные; б — предполагаемые; 4 — пироксениты; 5 — базальты; 6 — граниты; 7 — осадочные породы палеозоя; 8 — разломы: а — установленные; б — предполагаемые.

Габбро состоят главным образом из диаллага и лабрадора; в оливиновых разностях, кроме того, содержится до 10% оливина. Количество оливина увеличивается до 40% в меланократовых габбро, переходных к перидотитам. Рудные минералы составляют в габбро не менее 5—10%; в рудных габбро их содержание достигает 20% и более. Среди них по времени об-

разования и форме проявления можно выделить несколько типов.

1. Пластинчатые и игольчатые выделения в пироксене, аналогичные рудным включениям в диаллаге пироксенитов, — продукт распада твердого раствора, — диагностируемые, по оптическим свойствам, как ильменит.

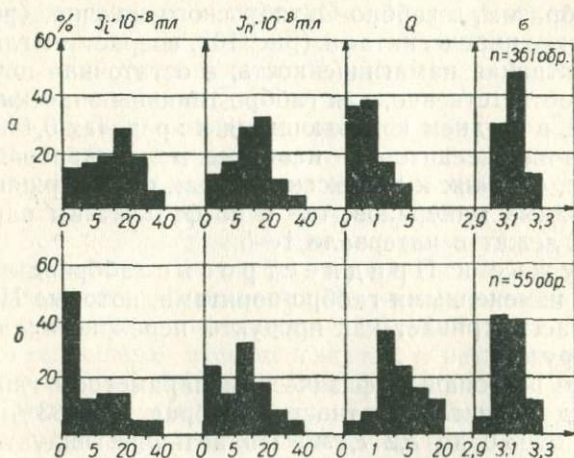


Рис. 16. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ габбро:
 а — Приазовья; б — Побужья и Приднестровья.

2. Включения округлых или идиоморфных зерен ильменита, титаномагнетита и пирротина в периферических частях кристаллов пироксена и плагиоклаза.

3. Ксеноморфные выделения и скопления отдельных довольно правильных зерен ильменита и решетчатого титаномагнетита в промежутках между более идиоморфными зернами пироксенов и плагиоклазов, обуславливающие при высоком содержании ильменита и титаномагнетита сидеронитовую структуру.

4. Вторичные выделения магнетита и сульфидов, образовавшихся в связи с перераспределением рудного вещества в породе и вследствие трансформации железисто-магнезиальных силикатов, главным образом оливина.

Габброиды Октябрьского массива намагничены сильнее, чем пироксениты, но крайне неоднородно. Диапазон изменения их индуктивной намагниченности очень широк (рис. 16, а) — от значений меньше $2,5 \cdot 10^{-8}$ тл у разностей, приближающихся к пироксенитам, до $40 \cdot 10^{-8}$ тл у амфиболизированных и оруденелых габбро.

Для нормальных габбро этого массива характерны значения индуктивной намагниченности порядка $10-20 \cdot 10^{-8}$ тл, образуя-

щие на гистограмме слабо выраженный максимум. Пределы колебания остаточной и индуктивной намагниченности габбро совпадают, но среднее для группы значение I_n меньше, чем соответствующее значение I_i , так как лишь 14% габброидов имеет остаточную намагниченность более $20 \cdot 10^{-8}$ тл. Эти породы представлены габбро-амфиболитами и рудными габбро.

Таким образом, в габбро Октябрьского массива (рис. 16, а), по сравнению с пироксенитами (рис. 10), возрастает главным образом индуктивная намагниченность, а остаточная почти не изменяется. Соответственно, для габбро типичны значения Q меньше единицы, в среднем колеблющиеся в пределах 0,4—0,6. Только у габбро-пироксенитов — наиболее меланократовых членов этой группы, близких к пироксенитам как по содержанию пироксенов и рудных минералов, так и по физическим параметрам, значения Q лежат в интервале 1—5.

В Побужье и Приднестровье габброиды представлены слабо измененными габбро-норитами, которые И. С. Усенко (1958) рассматривает как продукты перекристаллизации основных интрузий.

Наиболее постоянным физическим параметром габбро-норитовых пород является плотность, которая для 83% образцов колеблется от 3,0 до 3,2 г/см³. По величине индуктивной намагниченности описанные породы следует отнести к слабомагнитным, так как у половины из них I_i меньше $2,5 \cdot 10^{-8}$ тл, и только 11% образцов имеют индуктивную намагниченность $20—50 \cdot 10^{-8}$ тл. Петрографическое изучение показало, что высокими значениями I_i отличаются амфиболитизированные габбро-нориты, в которых содержится вторичный магнетит, выделившийся при трансформации гиперстена.

Остаточная намагниченность габбро-норитов Побужья характеризуется более высокими значениями по сравнению с I_i (рис. 16).

Остаточная намагниченность габбро Октябрьского массива и габбро-норитов Побужья близка как по предельным, так и по наиболее вероятным значениям (рис. 16, а и б). В то же время по величине Q эти породы диаметрально противоположны: для габбро типичны значения $Q < 1$, а для 88% образцов габбро-норитов $Q > 1$, причем чаще встречаются образцы с $Q > 2,5$. Таким образом, более высокие значения Q имеют более древние, заведомо метаморфизованные породы. Ферромагнетики в них представлены магнетитом и пирротинном, содержание которых варьирует от 1,5 до 4%.

Следовательно, нормальные габбро и габбро-нориты всех рассмотренных типов — Коростенского магматического комплекса, Октябрьского массива, Побужья и Приднестровья — характеризуются близкими магнитными параметрами. Намагниченность габбро всех типов обусловлена титаномagnetитом.

В оливиновых габбро часто встречается вторичный магнетит, увеличивающий главным образом индуктивную намагниченность породы. Наиболее интенсивно во всех массивах намагничены габбро, содержащие много рудных минералов, но их магнитные свойства далеко не одинаковы.

Рудные габброиды Коростенского плутона характеризуются чрезвычайно высокими магнитными параметрами (рис. 7); их главной отличительной чертой является высокая остаточная намагниченность, достигающая $700 \cdot 10^{-8}$ тл, и, соответственно, очень большие величины Q .

Главный рудный минерал представлен ильменитом, содержащим в качестве продуктов распада мельчайшие выделения магнетита и ульвешпинели. Образование этих пород приурочено к конечным этапам кристаллизации магматического расплава. Все породообразующие силикаты характеризуются значительной железистостью, и при их постмагматическом изменении выделяется большое количество вторичного магнетита.

Концентрация титаномагнетита и ильменита в рудных габброидах Октябрьского массива связана с наложенным процессом контактово-реакционного изменения габбро (Борисенко, Древин, Царовский, 1960.) В рудных габброидах содержание ильменита повышается вследствие преобразования титаномагнетита. Характерной чертой таких габброидов является низкая остаточная и высокая индуктивная намагниченность.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что намагниченность одноименных пород в пределах разных массивов тесно связана с условиями их кристаллизации, особенностями формирования и преобразования ферромагнитных компонентов.

Неметаморфизованные эффузивы основного состава

Основные эффузивы изучались нами в трех пунктах: в зоне сочленения Приазовья с Донбассом (обнажения по р. Мокрой Волновахе и ее притоку Камышевахе), в пределах Покрово-Киреевской структуры в Восточном Приазовье (по скважинам), а также на северо-западном склоне щита в Ровенской области (в карьерах).

Первые два типа эффузивов на основании петрографического сходства и структурного положения рассматриваются как разновозрастные и весьма близкие в генетическом отношении. Ровенские базальты составляют обособленную группу.

Наиболее полно изучены эффузивные породы бассейна Мокрой Волновахи, излияния которых связаны с региональными тектоническими разломами в области сочленения кристаллических пород Приазовья со складчатым палеозоем Донбасса. По данным всех исследователей, мощная

эффузивно-пирокластическая толща этого района является продуктом многократно возобновлявшейся вулканической деятельности, начало которой относится к границе среднего и верхнего девона, а конец — к середине карбона. В составе вулканогенной толщи, общая мощность которой достигает 280 м, выделяется ряд покровов, сложенных базальтами, пикрито-базальтами, андезито-базальтами, эффузивными аналогами полевошпатовых пироксенитов, андезитами и другими более кислыми породами. Кроме эффузивов, известны дайкообразные, неккообразные тела и штоки, сложенные анамезитами и авгититами; последние частично являются подводными каналами древних излияний, а иногда представляют собой типичные субвулканические образования, не вышедшие на дневную поверхность. Эффузивы сопровождаются туфолавами, лавобрекчиями и туфами (преимущественно псефитовыми).

Формирование эффузивно-осадочной толщи в условиях переменного водного режима и расчлененного рельефа привело к частой смене, даже в пределах одного покрова, продуктов подводных излияний, представленных спилитами, наземными лавами [неальбитизированными базальтами (Макухина, 1961)]. Кроме того, среди эффузивов широко развиты миндалекаменные разности и пузыристые лавы. В связи с этим физические свойства вулканогенной толщи отличаются большой пестротой. Значения плотности варьируют от 2,4 до 3,2 г/см³, хотя из анализа гистограммы (рис. 17, а) следует, что наибольшее количество образцов характеризуется плотностью от 2,7 до 3,0 г/см³. По-видимому, именно такова плотность массивных базальтов всех разновидностей, тогда как для пузыристых и миндалекаменных лав ее величина гораздо ниже.

Гистограммы, построенные для более дробных групп эффузивных пород (рис. 18), показывают, что плотность базальтов в общем мало зависит от основности породы. В широком диапазоне изменяются также магнитные параметры базальтов, хотя вся группа пород в целом имеет довольно высокую намагниченность. Так, большинство эффузивов, за исключением спилитов и измененных базальтов, характеризуется значениями I_i выше $10 \cdot 10^{-8}$ тл. Наиболее магнитны эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов (согендалиты) и базальты повышенной основности, значения I_i которых достигают $50 \cdot 10^{-8}$ тл, поднимаясь в отдельных образцах до $100 \cdot 10^{-8}$ тл. Остаточной намагниченностью ниже $5 \cdot 10^{-8}$ тл характеризуется две пятых всех образцов, причем такие разности встречаются главным образом в спилитах и измененных базальтах любой основности. Основная масса базальтов (в том числе и эффузивных аналогов полевошпатовых пироксенитов) характеризуется остаточной намагниченностью в пределах $10-30 \cdot 10^{-8}$ тл. В нескольких образцах базальтов повышенной основности (рис. 18, б) остаточ-

ная намагниченность превышает $50 \cdot 10^{-8}$ тл, и именно для них характерно резкое превышение остаточной намагниченности над индуктивной (Q равно 7—18 единиц). Кроме массивных эффузивов, среди сильномагнитных пород отмечены и миндалекаменные породы, а также лавобрекчии и дайковые образования типа авгититов.

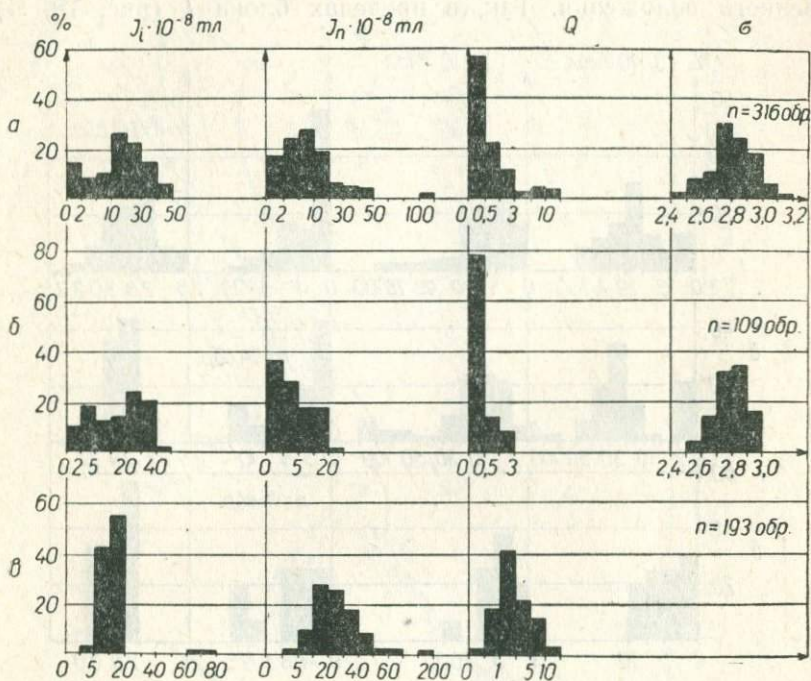


Рис. 17. Гистограммы I_i , I_n , Q , σ базальтов зоны сочленения:

а — Приазовья с Донбассом; *б* — Покрово-Киреевской структуры; *в* — северо-западного склона щита.

В основном же для изученных эффузивов численная величина остаточной намагниченности намного меньше, чем индуктивной, так что более половины всех образцов характеризуется $Q < 0,5$.

Среди всех эффузивов наименее магнитны самые кислые и щелочные разновидности — андезиты, трахиандезиты, кератофиры. Слабо намагничены сильно измененные и выветрелые породы; как показало петрографическое изучение, ферромагнитные минералы в них большей частью разрушены в результате лимонитизации, лейкоксенизации и других гипергенных процессов.

Пространственная ориентировка векторов I_n эффузивов показана на рис. 19. Как видно из схематической геологической

карты, эффузивная толща в этом районе имеет блоковое строение. В результате дифференцированных перемещений блоков в среднем течении балки на поверхность выведены архейские гранитоиды. Стереогаммы направлений векторов I_n образцов из блоков I и II свидетельствуют о том, что породы, по крайней мере одного из них, не сохранили первоначального пространственного положения. Так, в пределах блока I (рис. 19, А)

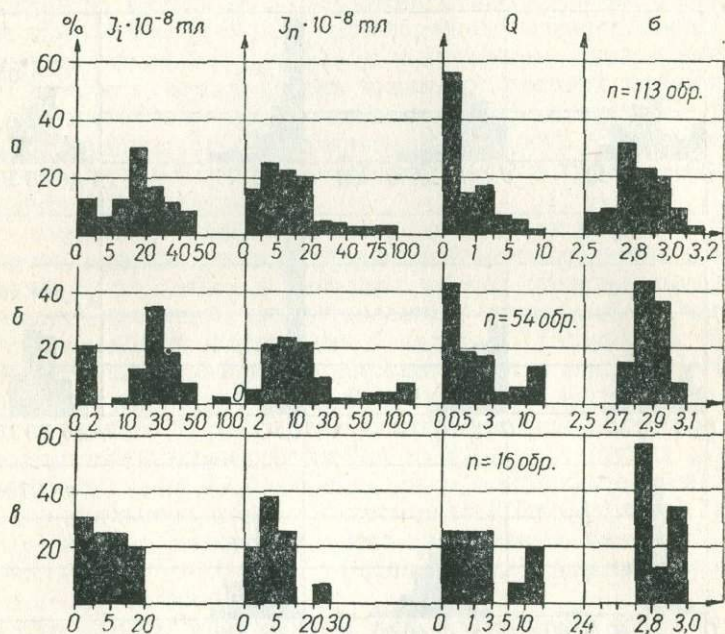


Рис. 18. Гистограммы J_i , J_n , Q и σ базальтов зоны сочленения Приазовья с Донбассом:

a — базальты, андезито-базальты и их туфолавы; *б* — пироксеновые базальты, пикритовые базальты и их туфолавы; *в* — спилиты, измененные базальты.

векторы I_n всех обратномагнитных образцов ориентированы в юго-западных румбах. Положительно направленные векторы I_n здесь группируются вблизи современного магнитного полюса и по краям поля, занятого отрицательными векторами. Склонение векторов изменяется от 160 до 270° , наклонение — от -58 до $+70^\circ$ при преобладании отрицательных углов, по абсолютной величине меньших 40° . Направление среднего вектора I_n , вычисленное по образцам из обн. 171—181, определяется координатами $D_{\text{ср}}=203^\circ$, $I_{\text{ср}}=-6^\circ$. Среди пород этого блока преобладают пироксеновые базальты и их туфолавы. Величина отношения $\frac{I_n}{I_i}$ у них обычно < 1 .

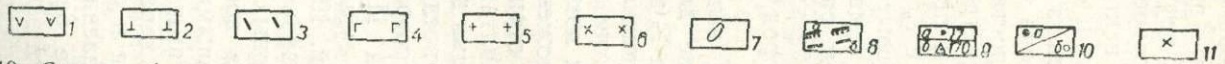
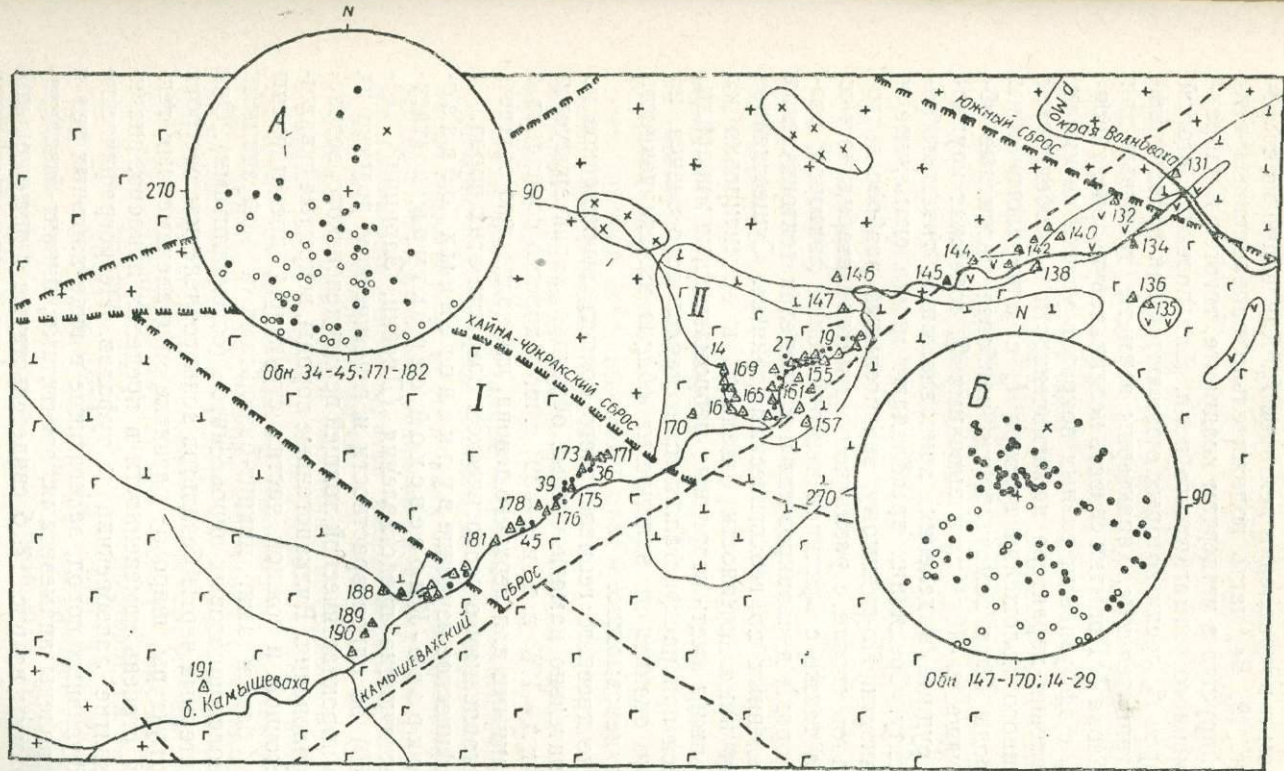


Рис. 19. Схема отбора ориентированных образцов по балке Камышевахы (зона сочленения Приазовья с Донбасом). Геологическая основа по Ф. З. Левинной:

I — первый тектонический блок; II — второй тектонический блок; 1 — андезиты послесреднекаменноугольного возраста; 2 — трахиты довизейского возраста; 3 — дайки основных и средних пород; 4 — базальты и андезито-базальты верхнедевонского возраста; 5 — граниты архейского возраста; 6 — гранодиориты архейского возраста; 7 — геологические границы; 8 — тектонические нарушения; а — установленные, б — предполагаемые; 9 — точки отбора образцов: а — в 1961 г., б — в 1962 г.; 10 — проекции векторов I_n : а — на нижнюю полусферу, б — на верхнюю полусферу; 11 — направление современного геомагнитного поля.

Образцы обн. 14—29 и 147—170 (блок II) отличаются большим разбросом в направлении векторов I_n . Как видно из стереограммы (рис. 19, Б), часть положительно направленных векторов I_n группируется в четвертом квадранте, тяготея к направлению современного геомагнитного поля. Для проекций второй группы векторов I_n , среди которых отмечаются как положительные, так и отрицательные, характерны азимуты, типичные для образцов из блока I. Попытки связать неодинаковую ориентировку вектора I_n с эффузивами разных покровов успеха не имели. При сопоставлении характера намагниченности и особенностей пространственного положения вектора I_n с минералогическим составом породы было замечено, что наиболее магнитные образцы, с I_n выше $50 \cdot 10^{-8}$ тл и высокими Q, содержат крупнопорфировые рудные выделения, принадлежащие титаномагнетиту и гематиту. Среди них преобладают миндалекаменные и пористые разности. По-видимому, значительный разброс векторов I_n базальтов связан с различной магнитной стабильностью этих пород, а также с влиянием тектонических факторов; возможно, что породы дислоцированы и в пределах тектонических блоков, выделенных по геологическим данным. Существенное значение для намагниченности базальтов и ориентировки их вектора I_n должны иметь вторичные ферромагнитные минералы, выделяющиеся при раскристаллизации стекловатого базиса, но количественно оценить их влияние на общую намагниченность породы пока невозможно.

Положение древнего геомагнитного полюса, вычисленное по группе отрицательно намагниченных образцов, характеризуется координатами $\Lambda = 176^\circ$ в. д. и $\Phi = 39^\circ$ с. ш. и хорошо совпадает с мировыми данными для верхнего девона, что полностью соответствует представлениям о геологическом возрасте этих пород.

Петрографическое изучение вулканогенных образований Покрово-Киреевской структуры подтверждает существующие представления (Древин, Зарицкий, Царовский, 1960) об разновозрастности и генетическом родстве их с эффузивно-пирокластической толщей верхнедевонского возраста из зоны сочленения. Вулканогенные породы, вскрытые скважинами в восточной и южной частях структуры, представлены покровными базальтами, пикрит-базальтами и эффузивными аналогами полевошпатовых пироксенитов (согендалитами). Они имеют характерные черты базальтов зоны сочленения: пестрота состава и структуры, широкое развитие миндалекаменных текстур, разная степень измененности в пределах покрова, значительное развитие лавобрекчий и туфолав. Петрографические аналоги эффузивных пород, залегающие в виде жильных тел и даек, представлены анамезитами, авгититами, пикрит-базальтами. Гистограммы на рис. 17, б свидетельствуют о значительной дифференцированности этих пород и по физическим свойствам.

При сопоставлении значений I_i и I_n с вещественным составом оказалось, что лавобрекчии в пределах структуры являются практически немагнитными породами, индуктивная и естественная остаточная намагниченность которых едва достигает $0,5 \times 10^{-8}$ тл. Более высокими значениями I_i ($5-20 \cdot 10^{-8}$ тл) характеризуются покровные базальты, но их остаточная намагниченность редко достигает $5 \cdot 10^{-8}$ тл. Наиболее магнитны дайковые разновидности, в частности авгититы, индуктивная намагниченность которых колеблется в пределах $20-50 \cdot 10^{-8}$ тл, а остаточная — $10-30 \cdot 10^{-8}$ тл.

Несмотря на столь резкую дифференциацию по магнитным параметрам и широкий диапазон изменения I_i и I_n , их отношение у базальтов Покрово-Киреево в целом отличается большим постоянством, составляя в среднем менее 0,5. Значения Q от 0,5 до 3,0 наблюдаются, преимущественно, у пород из даек.

Наименее плотными ($2,6-2,7$ г/см³) являются лавобрекчии и миндалекаменные либо измененные базальты. Промежуточную плотность ($2,8-2,9$ г/см³) имеют нормальные базальты. Средняя плотность авгититов более $2,9$ г/см³.

Ровенские базальты, залегающие в бассейне Горыни (рис. 20), существенно отличаются от описанных выше вулканогенных комплексов, как по составу и структуре, так и по физическим свойствам (рис. 17, в). Все они принадлежат производным недифференцированной основной магмы и являются типичными трапповыми образованиями (Усенко, Бернадская, 1958), среди которых известны собственно базальты эффузивной фации и оливиновые габбро-диабазы, образующие интрузивные залежи.

Нами изучены базальты, вскрытые карьерами в окрестностях Берестовца, Яновой Долины, Мидска (ур. Мутвица) и с. Полицы (рис. 20). В первых трех пунктах преобладают палагонитовые базальты—анамезитовые и афанитовые разности с переменным количеством черного хлоритоподобного вещества (палагонита) в основной массе.

Минеральный состав этих пород выдержанный, степень измененности очень слабая. Стекловатый базис почти не раскристаллизован. Рудные минералы равномерно рассеяны в породе в виде правильно ограненных кристаллов ильменита и титаномагнетита размером $0,01-0,03$ мм. Содержание рудных составляет $2-3\%$. Миндалекаменные базальты обычно слагают верхние части покровов, однако в карьерах окрестностей с. Полицы миндалекаменное строение присуще породам всего покрова, мощность которого достигает 10 м. Миндалекаменные разности, особенно из верхних горизонтов, интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы, так что первичные минералы различить очень трудно.

По результатам минераграфического изучения ровенских базальтов мы пришли к выводу о принадлежности преобладающих рудных минералов к твердым растворам магнетит-ильменитовой серии. Правда, лишь в нескольких аншлифах базальтов

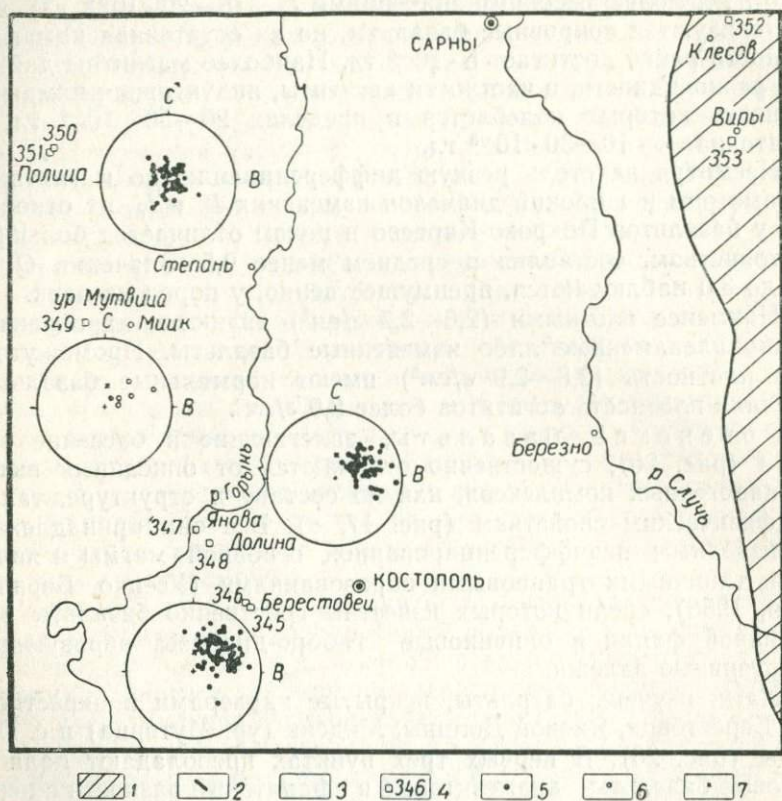


Рис. 20. Схема отбора ориентированных образцов базальтов из карьеров Ровенской области (северо-западный склон щита). Стереогаммы направлений векторов I_n :

1 — породы осницкого интрузивного комплекса (протерозой); 2 — условный контур Украинского щита; 3 — область развития эффузивно-осадочных пород рифея и кембрия; 4 — карьеры; 5 — проекция вектора I_n на нижнюю полусферу; 6 — проекция вектора I_n на верхнюю полусферу; 7 — положение современного геомагнитного поля.

из Берестовецкого карьера (обн. 346, рис. 20) после десятиминутного травления концентрированной HCl титаномагнетит побурел настолько, что стала видна решетчатая структура распада твердого раствора (рис. 21). Вероятно, в большинстве случаев развит гомогенный титаномагнетит или закаленный в результате быстрого охлаждения, или же содержащий небольшое

количество ильменита (Рамдор, 1962). Кроме титаномагнетита, бедного ильменитом, образующего идиоморфные или скелетные кристаллы октаэдрического и ромбоэдрического габитуса, встречается также магнетитсодержащий ильменит. Последний развиг в виде менее правильных призматических, таблитчатых и



Рис. 21. Титаномагнетит в базальте Берестовецкого карьера (Ровенская обл.). Структура распада твердого раствора выявлена травлением HCl . Белый — ильменит, пестрый, травленный — магнетит. Аншлиф 145, $\times 300$.

игольчатых выделений, по размеру несколько уступающих титаномагнетиту (рис. 22). С составом рудных минералов хорошо увязываются магнитные характеристики базальтов.

Абсолютные значения индуктивной и остаточной намагниченности базальтов достаточно высоки и однородны (рис. 17, в), превышая у большинства из них $5 \cdot 10^{-8}$ тл. У этих образцов индуктивная намагниченность колеблется в пределах $5-20 \cdot 10^{-8}$ тл, а остаточная изменяется в более широком диапазоне ($5-70 \cdot 10^{-8}$ тл), причем наиболее характерны значения выше $10 \cdot 10^{-8}$ тл. Исключительно высокими магнитными параметрами отличаются оба парных образца (1145/1 и 1145/2) из верхней части базальтового потока Берестовецкого карьера. Их остаточная намагниченность достигает $1200-1500 \cdot 10^{-8}$ тл. При изу-

чении этих образцов под микроскопом не было найдено никаких отличий в количестве и характере рудных минералов, которые могли бы вызвать резкое увеличение I_n . Вероятно, причина такого явления совершенно не связана с составом образца. Скорее всего аномальная намагниченность обр. 1145 вызвана ударом молнии (см. гл. III).

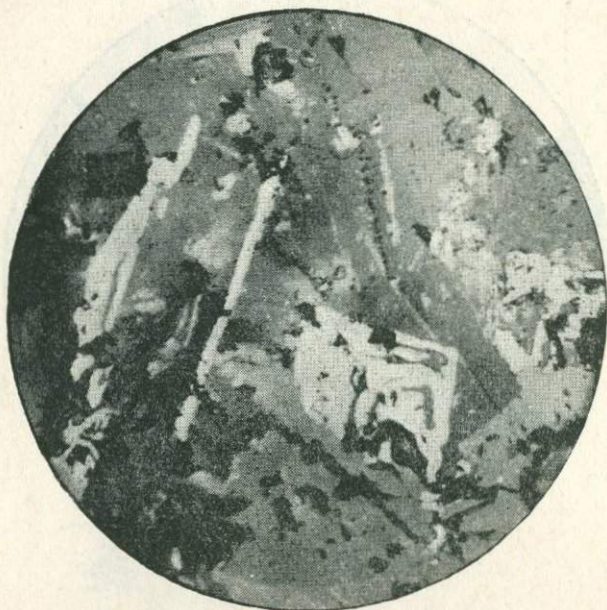


Рис. 22. Скелетные кристаллы бедного магнетитом титаномagnetита и ильменита (белый) в базальте Берестовецкого карьера (Ровенская обл.). Аншлиф 1139, $\times 300$.

Отношение остаточной намагниченности к индуктивной для 80% изученных образцов больше единицы, причем четкий максимум на гистограмме (рис. 17, в) соответствует значениям $1 < Q < 3$. Для многих образцов значения Q очень велики, порядка 7—45. Необходимо отметить, что базальты Полицких карьеров (рис. 23, д) по физическим характеристикам заметно отличаются от пород из Берестовца и Яновой Долины (рис. 23, а—г). Абсолютные значения I_i и, особенно, I_n у них гораздо ниже, чем в других карьерах (кроме ур. Мутвица).

Отношение $\frac{I_n}{I_i}$ в полицких базальтах падает до 0,7—1,1, ни в одном образце не поднимаясь выше 1,5.

Базальты Мутвицкого карьера (рис. 20) больше других подверглись процессам выветривания. Все первичные минералы, в том числе и рудные, в них сильно разрушены, что сказалось на магнитных свойствах. В наиболее свежих разностях оста-

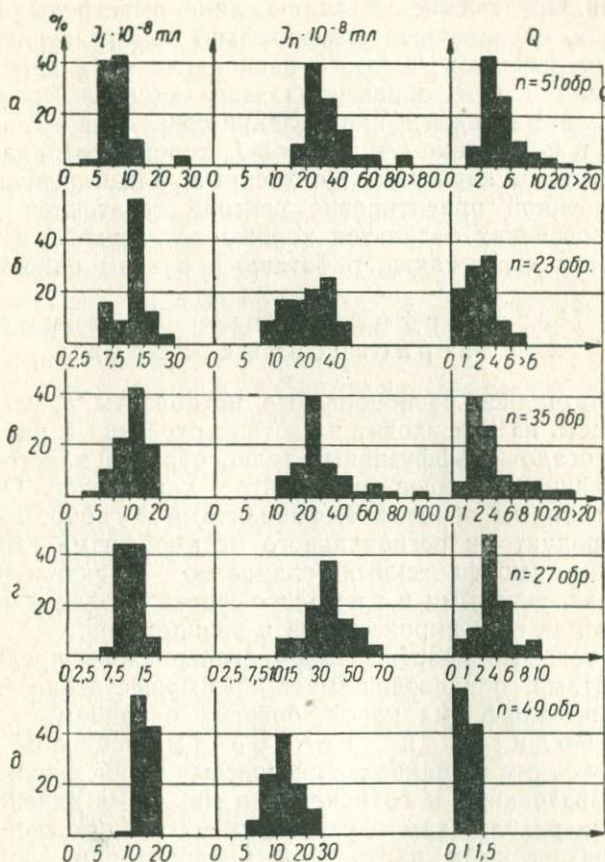


Рис. 23. Гистограммы I_i , I_n , Q ровенских базальтов по коллекциям из карьеров:

a, *б* — Берестовца; *в*, *г* — Яновой долины; *д* — Полицы.

точная намагниченность достигает $44 \cdot 10^{-8}$ тл, тогда как в измененных колеблется от $2,7$ до $11 \cdot 10^{-8}$ тл. Величина I_i составляет $4-8 \cdot 10^{-8}$ тл и в свежих, и в измененных породах. Значение Q , соответственно, изменятся от $10,7$ до $0,5$. О направлении вектора остаточной намагниченности ровенских базальтов можно судить по стереограммам (рис. 20). На них четко обнаруживается общая для всех изученных образцов, отобранных на протяжении 100 км, закономерность: все базальты намагничены прямо, про-

екции векторов I_n располагаются кучно, образуя локальные замкнутые области, включающие (обн. 350, 351 — Полицкие карьеры) или не включающие (обн. 345, 346 — Берестовец; 347, 348 — Янова Долина) направление современного магнитного поля Земли. Исключения составляют лишь выветрелые базальты ур. Мутвица, оказавшиеся отрицательно намагниченными, хотя проекции их векторов I_n также располагаются в первом квадранте. Вместе с тем, образец из этого карьера, сохранивший высокую I_n , намагничен в направлении современного геомагнитного поля, и положение его вектора I_n хорошо совпадает с данными по другим карьерам. Полученные нами результаты по пространственной ориентировке вектора остаточной намагниченности ровенских базальтов хорошо согласуются с данными Г. И. Кругляковой, также работавшей в этом районе (1963).

Метаморфизованные основные и ультраосновные породы

Нами изучались разнообразные metabазиты и ультраметабазиты. Часть из них входит в состав архейских и нижнепротерозойских осадочно-эффузивных толщ, образуя пластовые тела среди различных гнейсов, мигматитов, чарнокитов. Они представлены главным образом амфиболитами и габбро-амфиболитами — продуктами регионального метаморфизма габброидов, а также метаморфическими сланцами — актинолитовыми, тремолито-хлоритовыми и тремолито-серпентиновыми породами, возникшими за счет пироксенитов и перидотитов.

Кроме того, метаморфизованные гипербазиты представлены серпентинитами, образовавшимися преимущественно в результате автометаморфизма пород, богатых оливином.

Амфиболиты и габбро-амфиболиты принадлежат к одним из наиболее интересных пород с точки зрения условий образования и сохранения в них намагниченности.

Согласно результатам изучения их магнитных свойств многими геофизическими партиями, на территории Украинского щита амфиболиты должны быть разделены на две группы — магнитные и немагнитные, причем амфиболиты каждого типа обычно локализованы в определенном районе и часто характеризуются определенными условиями залегания. Магнитные амфиболиты и габбро-амфиболиты, по данным В. И. Шаповала, Е. И. Симан, О. Б. Гинтова и других, широко распространены на Среднем Побужье. Их средняя магнитная восприимчивость составляет $17 \cdot 10^{-8}$ тл, а максимальные значения χ поднимаются до сотен 10^{-8} тл.

Амфиболиты с высокой индуктивной намагниченностью, являющиеся продуктами амфиболитизации пироксенитов, известны в районе сел Капитановки, Липовеньки, Тарноватки и др. Кро-

ме того, они часто залегают в виде ксенолитов среди архейских гранитоидов и в зоне контактов с гранитами.

Высокая намагниченность таких амфиболитов и габбро-амфиболитов связана с образованием контактово-метасоматического магнетита.

Магнитные амфиболиты такого же типа, кроме Побужья, известны и в Приднепровье, на контактах с кировоградскими гранитами и в виде ксенолитов в последних.

В Восточном Приазовье магнитные амфиболиты и габбро-амфиболиты образуют ксенолиты среди архейских гранитоидов. Так, некоторые образцы из ксенолитов габбро-амфиболитов в гранитах, изученные нами, характеризуются средними величинами: индуктивной намагниченности — $64 \cdot 10^{-8}$ тл, остаточной намагниченности — $18,6 \cdot 10^{-8}$ тл, величиной Q порядка 0,40.

Вместе с тем, подавляющее большинство амфиболитов УЩ является слабомагнитными породами. В частности, практически немагнитные амфиболиты установлены О. Б. Гинтовым и В. Д. Харитоновым в районе Бандурово-Соломиевского гравитационного максимума (Среднее Побужье). Магнитная восприимчивость этих амфиболитов ниже $5 \cdot 10^{-8}$ тл.

Подобные немагнитные амфиболиты (Михайлова, 1955, 1958) распространены в районе р. Базавлука и Чертомлыкской магнитной аномалии (Приднепровье), а также в районе южного замыкания Криворожской структуры. На Волыни, по данным С. А. Шмарьяна и В. М. Беланова, большая часть амфиболитов характеризуется магнитной восприимчивостью до $1 \cdot 10^{-8}$ тл.

Наиболее детально нами изучались амфиболиты и габбро-амфиболиты Побужья, ориентированные образцы которых отобраны по берегам Южного Буга между селами Завальем и Соломией, по р. Синице в районе с. Даниловой Балки и в других участках. В большинстве случаев установлено, что амфиболиты и габбро-амфиболиты — продукты метаморфизации габбро-норитов, реже пироксенитов.

Среди изученных образцов встречаются как магнитные, так и немагнитные разности. Как видно на гистограмме рис. 24, индуктивная намагниченность амфиболитов и габбро-амфиболитов, представленных в нашей коллекции, изменяется от 0 до $100 \cdot 10^{-8}$ тл. Гистограмма имеет вид ступеней, равномерно опускающихся вправо. Наибольшее количество амфиболитизированных пород, таким образом, намагничено весьма слабо: более 50% имеет $I_i < 5 \cdot 10^{-8}$ тл. В то же время для 10% амфиболитов индуктивная намагниченность изменяется от 20 до $50 \cdot 10^{-8}$ тл. По величине остаточной намагниченности амфиболиты неоднородны. Величина I_n варьирует от 1 до $100 \cdot 10^{-8}$ тл, хотя преобладающее количество образцов имеет I_n от 2,5 до $20 \cdot 10^{-8}$ тл — диапазон слишком широкий, чтобы делать выводы о наиболее типичных для амфиболитов значениях.

В соответствии с характеристикой индуктивной и остаточной намагниченности величина Q также непостоянна, хотя в общем более 60% образцов имеют $Q < 3$; при этом у половины из них $I_n < I_i$.

Как видно из рис. 24, амфиболиты нашей коллекции в основном слабомагнитные.

Из рудных минералов в амфиболитах чаще всего наблюдаются магнетит, реже — титаномагнетит и пирротин.

Магнетит во многих амфиболитах представлен выделениями двух генераций — первичномагматическим и вторичным, воз-

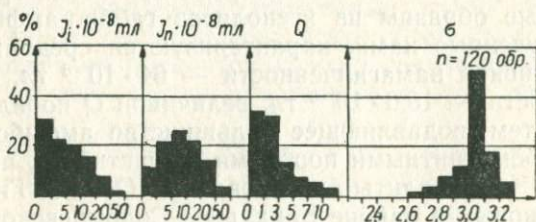


Рис. 24. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ амфиболитов и габбро-амфиболитов Побужья.

никшим в результате амфиболизации пироксенов и ассоциирующим с роговой обманкой.

При сопоставлении вещественного состава амфиболитов разной магнитности оказалось, что наибольшей индуктивной намагниченностью характеризуются породы с высоким содержанием вторичного магнетита.

В большинстве шлифов, особенно в тех породах, где степень амфиболизации не очень велика, удается установить, что исходным веществом для образования вторичного магнетита являются гиперстен и бронзит. Поэтому очевидно, что одним из условий образования магнитных амфиболитов является высокое содержание в исходной породе железистых разностей ромбического пироксена.

Пространственную ориентировку векторов I_n амфиболитов и габбро-амфиболитов Побужья и Приднестровья характеризуют стереограммы рис. 25. Все эти породы прямо намагничены, причем векторы I_n , как правило, не тяготеют к направлению современного магнитного поля.

Полосовое расположение проекций векторов I_n на стереограммах (рис. 25) может быть связано с разной степенью перемагниченности образцов современным геомагнитным полем. Это делает возможным выделение у амфиболитов первичной намагниченности.

Однако такое расположение векторов, как на стереограмме рис. 25, б, может также свидетельствовать о связи направления

I_n со строением и полсжением в пространстве тела, из которого взяты образцы.

Окончательно отдать предпочтение одному или другому предположению о причине полосового распределения векторов остаточной намагниченности мы не можем, так как в настоящее время не располагаем данными о магнитной стабильности амфиболитов и габбро-амфиболитов.

Амфиболиты Среднего Приднепровья, изучавшиеся по обнажениям и скважинам в бассейне Базавлука и по скважинам в Криворожско-Никопольском районе, по своим свойствам мало

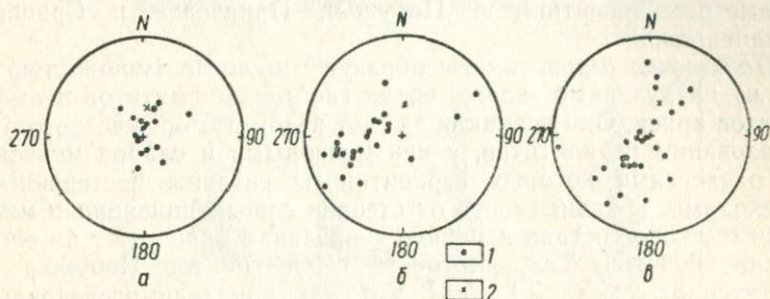


Рис. 25. Стереogramмы направлений вектора I_n амфиболитов Побужья:

а — р. Синицы; б — р. Южный Буг между с. Завальем и пос. Гайвороном; в — р. Днестр (с. Пороги); 1 — проекция вектора I_n на нижнюю полусферу; 2 — положение современного геомагнитного поля.

отличаются от побужских. Наиболее характерной чертой их намагниченности являются низкие значения I_i и I_n . Так, для базавлукских амфиболитов $I_i = 2,6 \cdot 10^{-8}$ тл (Михайлова, 1955, 1958), несмотря на то, что содержание магнетита в этих породах не бывает ниже 3—4%.

Еще менее магнитны образцы амфиболитов Томаковского, Южно-Никопольского и Высокопольского массивов, лишь около 20% которых характеризуется индуктивной намагниченностью в пределах $2-6,5 \cdot 10^{-8}$ тл, а остальные практически немагнитны.

Амфиболиты Волини, развитые в окрестностях сел Замысловичей и Поясков, имеют $I_{lcp} = 1,00 \cdot 10^{-8}$ тл, I_{ncp} порядка $3,20 \cdot 10^{-8}$ тл и $Q=3$. Вторичный магнетит в них отсутствует.

Метаморфические сланцы, возникшие за счет ультраосновных пород, представлены в нашей коллекции небольшим количеством образцов из Приазовья, где они образуют, как и неизменные гипербазиты, пластовые тела и интрузивные залежи. Подавляющее большинство изученных аперидотитов представлено актинолитовыми, тремолитовыми и хлорито-тремолито-серпентиновыми породами, намагниченными ниже предела чувствительности приборов. Средняя плотность их $2,7$ г/см³. Менее метаморфизованные разности, плотность

которых достигает $2,9 \text{ г/см}^3$, характеризуются индуктивной намагниченностью до $2 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$ и еще меньшей остаточной намагниченностью. При столь малых абсолютных значениях I_i и I_n относительная ошибка измерения, как указывалось выше, очень велика, но порядок величин в общем соответствует действительности, в связи с чем приведенные значения можно считать более или менее достоверными. Среднее значение Q этих пород равно 0,2.

Серпентиниты по физическим свойствам отличаются от метаморфизованных гипербазитов. Нами изучались магнитные параметры серпентинитов Побужья, Приазовья и Среднего Приднепровья.

Побужские серпентиниты образуют крупные (мощностью до 150 м) интрузивные залежи среди гнейсов, мигматитов и амфиболитов архея. Они возникли за счет автотематоморфического преобразования перидотитов, с неизменными и слабоизмененными разностями которых серпентиниты связаны постепенными переходами. В зависимости от степени серпентинизации и минералогического состава в широких пределах варьируют их физические свойства. Так, плотность серпентинитов Побужья изменяется от 2,2 до $3,1 \text{ г/см}^3$, что, как показали исследования В. И. Шаповала (1963), связано с изменяющимся соотношением серпентинитовых минералов (антгорита с удельным весом $2,55\text{—}2,63 \text{ г/см}^3$ и хризотила — $2,36\text{—}2,50 \text{ г/см}^3$), различным содержанием рудных, вторичной минерализацией и общей трещиноватостью породы.

Почти так же непостоянны у этих пород значения индуктивной намагниченности, гистограмма которых имеет широкий невыразительный максимум в интервале $5\text{—}20 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, обеспеченный 80% образцов (рис. 26, а). Среди изученных серпентинитов преобладают образцы с низкой остаточной намагниченностью $0\text{—}20 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, большая часть которых имеет I_n до $5 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$. Вместе с тем, некоторые образцы характеризуются чрезвычайно высокими значениями как остаточной ($20\text{—}40 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$), так и индуктивной намагниченности ($30\text{—}45 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$). Для них характерно высокое содержание первичного и вторичного магнетита. Величина Q подавляющего большинства образцов меньше 1.

В *Приазовье* серпентиниты встречаются, как отмечала еще Л. Ф. Айнберг (1937), среди ультраосновных пород Октябрьского сложного массива. Они также были обнаружены нами при анализе магнитных характеристик в некоторых скважинах, расположенных в пределах пироксенитового поля в северо-восточной части Октябрьского массива. Как правило, серпентиниты залегают совместно с перидотитами, часто в конце разреза, под пироксенитами и почти нигде не перебулены. Макроскопически это черные, чрезвычайно тонкозернистые породы с реликтами

пироксена, внешне похожими на порфиновые вкрапленники (поэтому серпентиниты при геологической документации скважин описывались как порфиридные пироксениты).

Представление о магнитных свойствах и плотности приазовских серпентинитов дают гистограммы рис. 26, б. Следует осо-

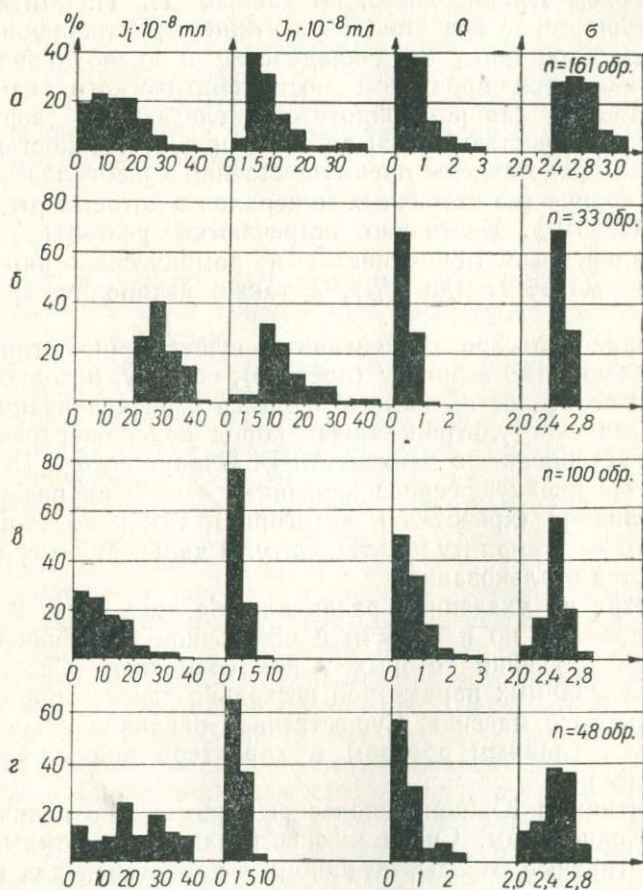


Рис. 26. Гистограммы I_i , I_n , Q и σ серпентинитов:

а — Побужья; б — Приазовья; в — Девтадовского и г — Южно-никопольского массивов.

бенно отметить их большую однородность по плотности и довольно высокие абсолютные значения последней (2,4—2,8 г/см³); исключительно четко выражен максимум (70%) в интервале 2,4—2,6 г/см³.

Все серпентиниты этого массива характеризуются индуктивной намагниченностью выше $20 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, однако распределение

образцов между интервалами в диапазоне $20-40 \cdot 10^{-8}$ тл до-вольно равномерное. Остаточная намагниченность в общем также достигает $45 \cdot 10^{-8}$ тл, и лишь у 22% серпентинитов она превышает $20 \cdot 10^{-8}$ тл (минимальное значение I_i). Понятно, что Q этих пород < 1 .

В Среднем Приднепровье, по данным Н. П. Михайловой (1958), существует два типа серпентинитов, отличающихся по магнитным свойствам, — девладовские и южноникопольские. Первые являются продуктом постмагматического изменения перидотитов и габбро-перидотитов, слагающих вертикальные дайки мощностью от 200 до 400 м и протяженностью 2,5—20 км. Они представлены преимущественно хризотиловыми разностями, количество вторичных минералов в которых редко превышает 65—70%. Постоянно встречаются реликты оливина, слабо измененные моноклинный и ромбический пироксены, первичный магнетит (до 1%), а также актинолит, тремолит, хлорит.

Южноникопольские серпентиниты существенно отличаются от девладовских по возрасту (древнее), составу, исходному материалу и особенностям самого процесса серпентинизации. Они возникли за счет ультраосновных пород конско-верховцевской серии и претерпели, по данным М. Б. Славутского и Е. Н. Голуб, как бы двойную серпентинизацию: серпентин развивается как по оливину (хризотил и антигорит), так и по вторичным минералам — тремолиту и актинолиту. В дальнейшем серпентин подвергается оталькованию.

Несмотря на указанные различия, оба типа (рис. 26, в, г) почти одинаковы по плотности и остаточной намагниченности, предельные значения которых у них совпадают. Средние же значения указанных параметров несколько выше у пород Южноникопольского массива. Существенное различие между ними проявляется главным образом в характере индуктивной намагниченности.

Серпентиниты Южноникопольского массива по величине I_i крайне неоднородны. Среди них встречаются и немагнитные, и слабомагнитные породы, но наиболее характерен для изученных образцов диапазон значений I_i $20-40 \cdot 10^{-8}$ тл (рис. 26, г).

Для серпентинитов Девладова, наоборот, более типична индуктивная намагниченность ниже $20 \cdot 10^{-8}$ тл, причем широко распространены слабомагнитные разности ($I_i=0-10 \cdot 10^{-8}$ тл, рис. 26, в). Сопоставление вещественного состава серпентинитов разной магнитности показывает, что величина I_i пропорциональна степени серпентинизации породы. Судя по магнитным параметрам, в Южноникопольском массиве степень преобразования ультраосновных пород выше, чем в Девладовском. Действительно, если в первом из них развиты типичные серпен-

тиниты, то во втором — серпентинизированные перидотиты и габбро-перидотиты. Отношение $\frac{I_n}{I_i}$ в образцах из обоих массивов преимущественно меньше единицы.

При сравнении магнитных свойств серпентинитов разных районов хорошо видны общие черты их намагниченности: низкие значения остаточной намагниченности по сравнению с индуктивной, широкие вариации значений I_i . Эти особенности можно объяснить вещественным составом серпентинитов, главным образом составом, временем выделения и характером распределения рудного минерала.

Дайковые породы

Рассмотрим магнитные свойства некоторых основных и ультраосновных пород Украинского щита, залегающих в форме малых интрузий и даек.

Среди них, как указывалось ранее, по ориентированным образцам изучалась намагниченность диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов Западной и Восточной Вольни, верхнего Побужья, Западного и Восточного Приазовья, монцонитовых порфиритов бассейна Конки (Западное Приазовье). Представление о намагниченности перидотитов и габбро-перидотитов девладовской группы получено по скважинам, вскрывшим девладовскую дайку. Первое место среди них по количеству образцов занимают основные дайковые породы Приазовья: габбро-диабазы Салтычей могилы (р. Обиточная), диабазовые порфириты Андреева Яра (р. Берда), а также в разной степени измененные, главным образом амфиболизированные диабазы р. Обиточной против пос. Шевченко, р. Кальчика у с. Чардаклы, балки Вали-Тарама близ с. Красновки, р. Кальмиуса в окрестностях сел Морвино и Старой Ласпы.

По физическим свойствам среди всех этих пород резко выделяются габбро-диабазы Салтычей могилы (рис. 27, А, обн. 357), для которых (табл. 6) индуктивная намагниченность не бывает выше $5 \cdot 10^{-8}$ тл, а значения естественной остаточной намагниченности довольно велики ($I_{n_{cp}} = 27 \times 10^{-8}$ тл). Средняя величина отношения $\frac{I_n}{I_i}$ равна 11,6. По особенностям состава и структуры эти габбро-диабазы отличаются

от диабазов других обнажений прежде всего свежестью пироксенов, представленных, по В. А. Слипченко, пижонитом (фенокристаллы и мелкие выделения в основной массе). Часть порфировых вкрапленников принадлежит плагиоклазу. Структура офитовая, с переходами к габбро-офитовой. В основной массе часто встречаются калишпат и кварц, обычно в микропегма-

Таблица 6
Средние значения магнитных параметров и плотности
дайковых пород

Порода	Место отбора	Номер обнажения	Количество образцов	$I_i \cdot 10^{-8}, \text{ т.л.}$	$I_n \cdot 10^{-8}, \text{ т.л.}$	Q	$\rho, \text{ г/см}^3$
Диабаз	р. Кальмус, Вост. Приазовье	53—57	33	18,3	11,6	0,77	2,96
Диабаз	р. Обиточная, Зап. Приазовье	361	25	26,8	17,6	0,65	2,80
Габбро-диабаз	То же	357	17	2,7	27,5	11,61	2,80
Диабаз	б. Андреев-Яр, Зап. Приазовье	366	14	1,9	2,1	1,536	2,84
Диабазовый порфирит	с. Уваровка, Волянь	128—129	19	1,55	0,05	0,10	2,30
То же	с. Степановка, Волянь	130	7	16,0	14,3	0,72	2,80
Эпидиабаз	с. Сербо-Слободка, Волянь	383	4	20,3	26,4	1,3	2,98
Волянит (габбро-норитовый порфирит)	с. Васьковичи, Волянь	382	10	0,7	1,0	1,55	2,88
Диабаз	Широкогребельский карьер близ Хмельника, Побужье	381	39	12,1	8,0	0,7	2,99
Монцитонитовый порфирит	хут. Драгунский, Зап. Приазовье	367	31	17,8	21,9	1,2	2,87

титовых взаимоотношениях. Рудных минералов в габбро-диабазовых породах немного — 2—4%: преобладает решетчатый титаномагнетит.

Пространственная ориентировка вектора I_n габбро-диабазов обн. 357 показана на рис. 27, А. Проекция векторов I_n группируются в юго-западных румбах, причем большинство образцов характеризуется отрицательной намагниченностью. Положение среднего вектора I_n , вычисленного по обратнанамагниченным образцам из этого обнажения ($D_{cp} = 221^\circ$; $J_{cp} = -4^\circ$), близко к направлению его у пироксенитов Октябрьско-го массива и базальтов Камышевахи.

Диабазы различных обнажений существенно отличаются по составу. Как правило, они интенсивно амфиболизованы, хлоритизированы, карбонатизированы. Содержание рудных компонентов довольно высокое — от 4 до 8%. Обычно ферромагнетик представлен титаномагнетитом, а также магнетитом-первичным и вторичным. В связи с этим для намагниченности диабазов характерны резкие вариации абсолютных значений, часто

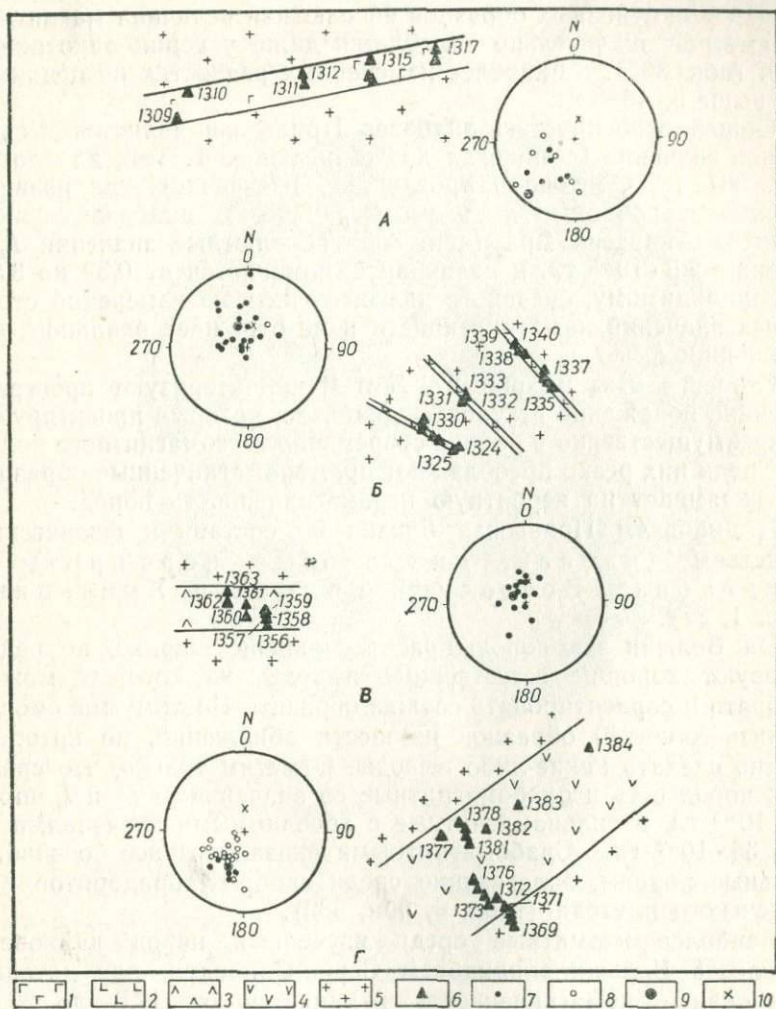


Рис. 27. Схемы отбора образцов и стереограммы направлений векторов I_n из дайковых пород Западного Приазовья:

А — р. Обиточная, обн. 357; Б — р. Обиточная, обн. 361; В — балка Андреев Яр, обн. 366; Г — хутор Драгунский, обн. 367; 1 — габбро-диабаз; 2 — диабаз; 3 — диабазовый порфирит; 4 — монзонитовый порфирит; 5 — гранит; 6 — точка отбора образца; 7 — проекция вектора I_n на нижнюю полусферу; 8 — проекция вектора I_n на верхнюю полусферу; 9 — среднее направление вектора I_n ; 10 — положение современного геомагнитного полюса.

проявляющиеся даже в пределах одного обнажения. В противоположность габбро-диабазам обн. 357, для диабазов обычны высокая индуктивная намагниченность и низкая остаточная, причем у измененных образцов абсолютная величина магнитных параметров значительно колеблется даже у серии однотипных даек (обн. 361), в наиболее измененных разностях не поднимаясь выше $5 \cdot 10^{-8}$ тл.

Общей особенностью диабазов Приазовья является весьма низкое значение Q , никогда не достигающее 1. Так, для пород обн. 361 (р. Обиточная против пос. Шевченко), где развиты амфиболизированные диабазы, $Q_{\text{ср}}=0,65$. В диабазовых порфиритах Андреева Яра (обн. 365) абсолютные значения I_n и I_i ниже $2,5 \cdot 10^{-8}$ тл, и величина Q изменяется от 0,39 до 3,84, что, по-видимому, связано с низкой точностью измерений столь малых значений намагниченности и не отражает реального соотношения I_n и I_i .

Стереограммы на рис. 27, Б и В характеризуют пространственное положение вектора I_n диабазов, которые проектируются преимущественно в районе современного геомагнитного полюса. Среди них резко преобладают прямонамагниченные образцы, что указывает на вероятную перемагниченность пород.

К диабазам Приазовья близки по составу и физическим свойствам диабазы, диабазовые порфириты и эпидиабазы Восточной Волыни и Хмельника (рис. 1, 27).

На Волыни эти породы распространены широко, но редко образуют хорошие естественные выходы, из которых можно отобрать и сориентировать свежие образцы. Поэтому мы смогли изучить лишь 40 образцов из шести обнажений, по которым трудно сделать какие-либо выводы. Отметим только, что среди этих пород есть и слабомагнитные со значениями I_i и I_n ниже $1,5 \cdot 10^{-8}$ тл, и сильномагнитные с абсолютными значениями I_i и I_n $35 \cdot 10^{-8}$ тл. Слабомагнитными оказались все основные жильные породы, залегающие среди габбро-лабрадоритов Коростенского плутона (табл. 6, обн. 382).

Наиболее магнитные среди изученных пород дайкового комплекса Волыни эпидиабазы Сербо-Слободки, для которых индуктивная намагниченность изменяется от 17,6 до $22,3 \cdot 10^{-8}$ тл ($I_{i\text{ср}}=20 \cdot 10^{-8}$ тл), а остаточная лежит в пределах $16-35,7 \cdot 10^{-8}$ тл ($I_{n\text{ср}}=26,1 \cdot 10^{-8}$ тл); $Q_{\text{ср}}=1,32$. Рудный минерал эпидиабазов — тонкорешетчатый титаномagnetит (рис. 28). По характеру намагниченности к ним близки диабазовые порфириты с. Степановки ($I_{i\text{ср}}=16 \cdot 10^{-8}$ тл, $I_{n\text{ср}}=14 \cdot 10^{-8}$ тл), но отношение $\frac{I_n}{I_i}$ у них < 1 ($Q_{\text{ср}}=0,72$).

Диабазы Широкогребельского карьера близ Хмельника, образующие мощную крутопадающую дайку простиранием 300° СЗ, являются слабоизмененными породами, содержащими довольно свежие оливин и пироксен. Рудные минералы в них представлены ильменитом, и магнетитом, количество которых варьирует от 1 до 4%, включая вторичный магнетит (рис. 29).

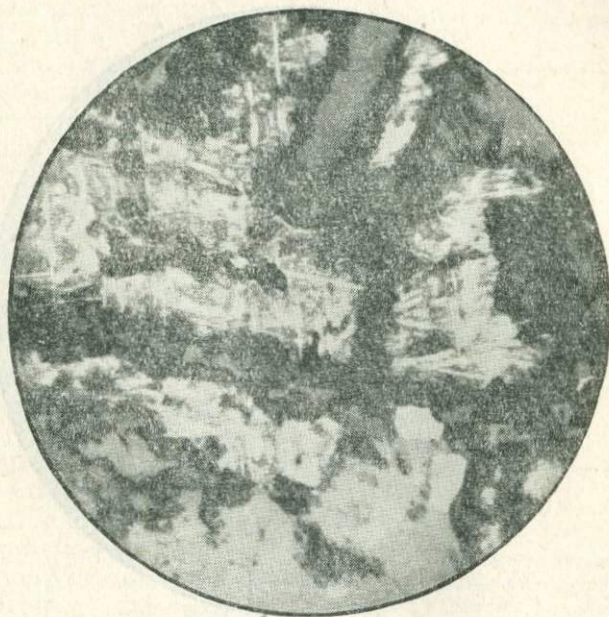


Рис. 28. Тонкорешетчатый титаномагнетит в диабазе с. Сербо-Слободки (Вольнь). Аншлиф 1484, $\times 300$. Протравлено концентрированной HCl.

По плотности диабазы Хмельника довольно однородны; $\sigma_{\text{ср}} = 2,99 \text{ г/см}^3$. По абсолютной же величине магнитных параметров среди них четко выделяются две группы образцов: слабомагнитные, для которых I_i и I_n ниже $4 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, и магнитные, с более высокими значениями намагниченности ($I_{i\text{ср}} = 12 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$, $I_{n\text{ср}} = 8 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$). Индуктивная намагниченность во всех образцах больше, чем остаточная ($Q_{\text{ср}} = 0,7$).

Только в двух образцах диабазов I_i и I_n больше $20 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$. Они имеют наибольшее количество первичного магнетита, а по содержанию вторичного магнетита, возникшего за счет оливина, не отличаются от других образцов.

Интересно, что магнитные и немагнитные диабазы различаются своим положением в теле дайки. Так, даже при измерениях на магнитометре М-14ф оказались немагнитными тонко-

зернистые диабазы, залегающие в виде маломощных (порядка 0,4—0,6 м) жил среди диабазов главного тела. В самой дайке минимальные значения I_i и I_n характерны для эндоконтактов, а максимальные соответствуют образцам из средней части тела диабазов, наиболее крупнозернистым и обогащенным рудными минералами.

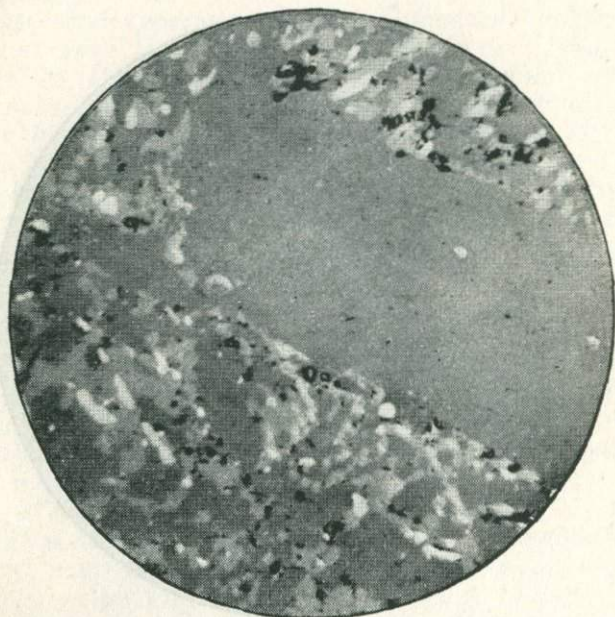


Рис. 29. Ильменит (белый) и магнетит (черный), протравленный концентрированной HCl в габбро-диабазе Широкогребельского карьера. Аншлиф 1535, $\times 300$.

Следует отметить, что в связи со слабой магнитностью диабазов эндоконтактов дайка не оказывает никакого влияния на намагниченность вмещающих мигматитов, как это наблюдалось, например, для экзоконтактов монцонитовых порфиритов в Приазовье.

Явление возрастания абсолютной величины намагниченности породы по мере удаления от контакта объясняется увеличением концентрации и размеров зерен ферромагнетика в ее центральной части. Как показали наблюдения А. Г. Комарова (1963), оно типично для дифференцированных дайковых тел основного состава мощностью более 20—30 м.

Пространственная ориентировка вектора I_n хмельникских диабазов показана на рис. 30 (обн. 389). Большинство образцов намагничено положительно. Проекции I_n сильно варьируют по

склонению, но довольно выдержаны по наклонению (характерны наклонения порядка 60—90°). В связи с этим, несмотря на общую удовлетворительную кучность в распределении проекции векторов, создается впечатление о перемагниченности пород, по крайней мере частичной.

Кроме дайковых пород группы диабазов, нами получены магнитные характеристики для монцонитовых порфиритов бассейна Конки (Западное Приазовье), а также для небольшого количества образцов ортофигов, лампрофигов и микрогаббро.

Из них детально охарактеризована намагниченность монцонитовых порфиритов, вскрытых карьером по балке Драгунской (обн. 367, рис. 27). Мощность дайки около 50 м, простирание субширотное. В карьере наблюдается контакт габбро-монцонитов с вмещающими мигматитами. В области эндоконтакта карьером вскрыты тонкозернистые, почти афанитовые породы. По направлению к центру дайки зернистость возрастает. В общем монцонитовые порфириты — свежие синевато-черные массивные мелкозернистые и мелкопорфировые породы с полнокристаллической основной массой монцонитовой структуры. Порфировые вкрапления представлены обычно неизменным моноклинным пироксеном, реже — ромбическим пироксеном и оливином. Содержание последнего варьирует от 4,2% в северной стенке карьера до нуля в южной части дайки (по В. А. Слипченко). Количество рудного вещества в среднем по дайке 3,5—4%. Как первичный, так и вторичный рудный представлен магнетитом.

По плотности монцонитовые порфириты однородны; $\sigma_{\text{ср}} = 2,87 \text{ г/см}^3$. Лишь в выветрелых образцах плотность снижается до $2,7 \text{ г/см}^3$ и одновременно резко падает остаточная намагниченность, индуктивная же не изменяется или несколько возрастает. В общем индуктивная намагниченность порфиритов колеблется от 11 до $22 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$ ($I_{\text{ср}} = 17,8 \cdot 10^{-8} \text{ тл}$), не обнаруживая какой-либо связи с положением образца в теле дайки. Оста-

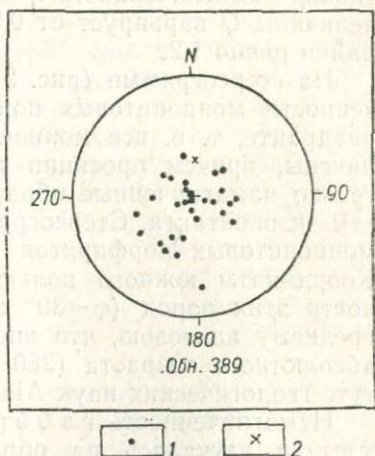


Рис. 30. Стереодиаграмма направлений вектора I_n диабазов Широкогребельского карьера близ Хмельника (обн. 389):

1 — проекция вектора I_n на нижнюю полусферу; 2 — направление современного геомагнитного поля.

точная намагниченность, варьирующая от 5,3 до $43 \cdot 10^{-8}$ тл ($I_{n\text{ср}} = 20 \cdot 10^{-8}$ тл), наоборот, изменяется (хотя и не так наглядно, как в диабазах Хмельника) в зависимости от того, какую часть дайки образец характеризует. Так, наибольшие значения остаточной намагниченности (порядка $40-30 \cdot 10^{-8}$ тл) характерны для южной части дайки, в то время как в северной I_n падает до $5-9 \cdot 10^{-8}$ тл. В связи с относительным постоянством индуктивной намагниченности и переменными значениями остаточной величины Q варьирует от 0,33 до 2,61; среднее значение Q для дайки равно 1,2.

На стереограмме (рис. 27, Г) векторы остаточной намагниченности монцонитовых порфиритов проектируются в третьем квадранте, т. е. все монцонитовые порфириты обратно намагничены, причем проекции ложатся довольно кучно. Положительно намагниченные образцы соответствуют только мигматитам экзоконтакта. Стереограмма свидетельствует о пригодности монцонитовых порфиритов к палеомагнитным исследованиям. Координаты южного полюса эпохи образования намагниченности этих пород ($\varphi = 30^\circ$ с. ш. и $\lambda = 183^\circ$ в. д.) соответствуют среднему палеозою, что вполне приемлемо с точки зрения их абсолютного возраста (280 млн. лет), определенного в Институте геологических наук АН УССР (Усенко, Бернадская, 1958).

Намагниченность габбро-перидотитов и перидотитов изучалась на образцах из Девладовского массива. По геологическим данным, эти породы залегают в виде вертикальной дайки субширотного простирания, прорывающей, как и другие аналогичные дайки района, архейские и протерозойские граниты.

Для изучения физических свойств перидотитов исследовался керн из скважин Южноукраинской экспедиции — всего более 200 образцов. Перидотиты и габбро-перидотиты массива — слабо измененные породы, главными породообразующими минералами которых являются оливин, ромбический пироксен и плагиоклаз. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, хромитом, ильменитом, содержание которых в сумме не превышает 5—6%. Вторичный магнетит составляет 1—2%.

По физическим свойствам перидотиты в общем весьма однородны. Индуктивная намагниченность большинства образцов невелика — порядка $4,5 \cdot 10^{-8}$ тл. Диапазон колебаний индуктивной намагниченности для изученных образцов составляет $0-15 \cdot 10^{-8}$ тл. Остаточная намагниченность варьирует от 1 до $10 \cdot 10^{-8}$ тл. Характерно, что между изменением I_i и I_n в общем наблюдается прямая зависимость. I_n возрастает в тех образцах, где увеличивается I_i . Поэтому наиболее постоянным магнитным параметром является Q , среднее значение которого близко к единице.

§ 5. Магнитные параметры и вещественный состав основных и ультраосновных пород

На примере магнитных характеристик основных и ультраосновных пород Украинского щита хорошо видно, что однотипные и разновозрастные породы могут значительно отличаться по величине индуктивной и остаточной намагниченности, а также по направлению вектора последней. Вместе с тем некоторые из описанных пород, время формирования которых разделено сотнями миллионов лет, имеют весьма близкие физические свойства.

Причина всего этого в том, что физические свойства, в том числе и магнитные, являются сложной функцией многих переменных: состава, структуры, условий образования породы и ее последующей геологической истории. В связи с этим выяснение причины наблюдаемого эффекта намагниченности породы и его изменений является задачей, надежное решение которой сопряжено с большими трудностями. Только тогда, когда действие одного из факторов приобретает решающее значение (как, например, концентрация и размер зерен ферромагнетика в богатых магнетитом железистых кварцитах), можно проследить достаточно простые и однозначные зависимости между ними и магнитными параметрами.

К настоящему времени советскими и зарубежными учеными открыты многие закономерные связи между магнитными параметрами горных пород и петрологическими характеристиками. Большое значение среди этих исследований имеют опыты на искусственных образцах или минералах, извлеченных из горных пород, вследствие чего удается исключить влияние ряда второстепенных факторов, действующих в естественных условиях, и получить зависимость между различными параметрами в чистом виде. Поэтому каждая возможность выявления зависимости между вещественным составом и магнитными свойствами горных пород имеет не только практическое, но и теоретическое значение.

Не изучая глубоко минералого-петрографические критерии намагниченности, мы все же считаем возможным высказать некоторые замечания относительно связи магнитных параметров с составом, структурой, термодинамической обстановкой формирования и преобразования основных и ультраосновных пород Украины.

Прежде всего, существует ли прямая зависимость между степенью намагниченности породы и ее основностью?

В настоящее время общепринято, что основные и, особенно, ультраосновные породы, благодаря высокому содержанию в них рудных минералов и железисто-магнезиальных силикатов, проявляются в магнитном поле значительными положительными

аномалиями. Вместе с тем, изучение физических свойств этих пород на территории Украины показывает, что наименее магнитны среди них, с одной стороны, лейкократовые лабрадориты, состоящие на 90—95% из плагиоклазов, а с другой — меланократовые пироксениты Октябрьского массива, практически лишенные салических минералов. По значению индуктивной и остаточной намагниченности к ним близки неизменные разности перидотиты Девладово (Михайлова, 1960). Ультраосновные породы других районов также не всегда являются магнитоактивными породами. По данным А. Г. Комарова, С. В. Москалевой, В. М. Беляева и В. И. Ильиной (1963), среди гипербазитов массива Крака (Зилаирский синклинали) более 70% намагничено весьма слабо, а неизменные дуниты характеризуются $\chi < 2 \cdot 10^{-8}$ тл (т. е. примерно такой же, как пироксениты Октябрьского массива). Эти авторы отмечают, что в породах ряда дунит — пироксенит намагниченность увеличивается пропорционально содержанию пироксена. Однако магнитная восприимчивость последнего как парамагнитного минерала настолько мала, что может, как нам кажется, иметь значение лишь для слабомагнитных пород, лишенных ферромагнетиков. По данным А. А. Логачева (1962), основанным на работах разных авторов, χ оливина почти равна нулю, а для авгита она колеблется от 0,25 до $1,5 \cdot 10^{-8}$ тл.

Магнитная активность основных и ультраосновных пород зависит главным образом от количества и состава ферромагнитных рудных минералов — магнетита и титаномагнетита. Хорошим доказательством этого является своеобразие магнитных свойств пироксенитов Покрово-Киреевской структуры и Октябрьского массива, основанное на различном составе и содержании ферромагнитных минералов.

Пироксениты Октябрьского массива, как отмечалось выше, содержат не более 1—2% рудных минералов, среди которых резко преобладает ильменит, не являющийся ферромагнетиком. Пирротин, который также иногда встречается в пироксенитах, согласно данным магнитной порошкографии, слабомагнитен. В пироксенитах Покрово-Киреево количество рудных минералов увеличивается до 10—12% (не менее 5%); среди них преобладает решетчатый титаномагнетит с невысоким содержанием ильменитовой составляющей, намагниченность которого (Акимото, 1957) мало отличается от магнитности чистого магнетита. Соответственно, магнитные характеристики пироксенитов Покрово-Киреево гораздо выше (табл. 7).

Если индуктивная намагниченность пироксенитов Октябрьского массива в какой-то мере все же определяется магнитной восприимчивостью самих пироксенов, то их остаточная намагниченность с пироксеном, как парамагнетиком, связана быть не может, а целиком обусловлена ферромагнитными компонентами

Сравнительная характеристика химического состава и намагниченности пироксенитов

Массив	Химический состав			$I_{\text{г}} \cdot 10^{-10}, \text{ т.л.}$	$I_{\text{н}} \cdot 10^{-10}, \text{ т.л.}$	Q
	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂			
Октябрьский массив	8,85	0,94	3,06	220	750	3
Покрово-Киреевская структура	9,86	5,58	3,55	3500	2000	0,6

породы. Ферромагнитная составляющая таких пироксенитов представлена рудным минералом, образующим тончайшие закономерно ориентированные пластинчатые и игольчатые выделения в диаллаге, вдоль плоскостей его отдельности (см. рис. 11).

В связи с последним обстоятельством и особенностями намагниченности пироксенитов интересно определить характер рудного, заключенного в пироксене. По результатам изучения оптических свойств под микроскопом в нашей лаборатории, рудный минерал, образующий включения в диаллагах Октябрьского массива, определяется как ильменит (цвет, твердость, форма выделений, сильная анизотропность, положительная реакция на титан). К такому же выводу относительно характера рудных включений пришли ранее геологи, изучавшие петрографию и минералогию Октябрьского массива (Айнберг, 1937; и др.). Кроме того, в многочисленных работах, посвященных петрографии и минералогии основных пород УЩ, неоднократно указывается на то, что тонкопластинчатый рудный минерал, содержащийся в виде закономерно ориентированных вростков в породообразующих минералах — плагиоклазах, пироксенах (диаллаге, бронзите и гиперстане), оливине является ильменитом (Тарасенко, 1895; Соболев, 1947; Кононов, 1960; и др.).

Теоретическое обоснование возможности и причин появления таких закономерных сростаний приводится в работах В. С. Соболева (1949) и П. Рамдора (1962). Соболев рассматривает описанные выше игольчатые и пластинчатые включения ильменита в породообразующих минералах как продукт распада твердого раствора, существовавшего при высоких температурах, когда Ti^{+4} обладает способностью изоморфно замещать Si^{+4} .

П. Рамдор, также полагая, что игольчатые и дисковидные включения в гиперстене, бронзите и диаллаге принадлежат ильмениту как продукту распада твердых растворов, отмечал, что такое сростание вполне понятно вследствие близости параметров элементарной ячейки ильменитов и вмещающих минералов.

Однако представления о рудных вростках в пироксене как о чистом ильмените не выдерживают никакой критики при рассмотрении магнитных свойств пироксенитов, в которых указанные вростки часто являются единственным рудным минералом.

По данным термонагревов, пироксениты полностью теряют намагниченность при температуре 550°C . Кроме этой точки, на кривых $I_{ns}(t^{\circ})$, характеризующихся удивительной идентичностью, больше не отмечается никаких перегибов, которые можно было бы интерпретировать наличием еще какого-либо ферромагнетика, что полностью совпадает с геологическими представлениями и данными физического эксперимента (см. гл. III), указывающими на одну намагниченность.

Полученное значение в 550°C наиболее близко точке Кюри магнетита (575°), а не ильменита ($170\text{--}250^{\circ}$) (Грабовский, 1952; Храмов, 1958; Нагата, 1956; Блеккет, 1959; Телье, 1959; Металлова и др., 1962; Власов, Коваленко, 1963; и др.). Привлечение минераграфических данных и результатов измерения магнитных параметров пироксенитов не позволяет, в свою очередь, считать указанный ферромагнетик чистым магнетитом. С одной стороны, чистый кубический магнетит не может быть оптически анизотропным, да еще в такой степени, как рассматриваемые рудные включения; с другой — невысокая индуктивная намагниченность пироксенитов (см. стр. 48, 49) и слишком большие значения коэрцитивной силы насыщения (> 800 э) не свойственны магнетиту, для которого, как известно, H_{cs} остается в пределах $50\text{--}400$ э ($4\text{--}32 \cdot 10^3$ а/м).

Учитывая комплекс геологических, минераграфических и физических данных, нам кажется наиболее вероятным, что указанный ферромагнетик является промежуточным членом магнетито-ильменитовой или гематито-ильменитовой серии.

Правда, попытки проверить это предположение с помощью рентгеноструктурного и химического анализов минерала результата не дали из-за чрезвычайно мелкозернистости вростков — порядка тысячной доли миллиметра. Настораживает также весьма малое содержание Fe^{+3} относительно Fe^{+2} и Ti^{+4} в пироксенитах по валовым химическим анализам рудной части породы, однако этими данными нужно оперировать очень осторожно вследствие отсутствия определений серы. Кроме того, неизвестно, не фиксировалось ли в данном случае Fe^{+2} из силикатов. К тому же, часть Fe^{+2} и Ti^{+4} входит в состав крупнозернистого ильменита, иногда встречающегося в пироксенитах.

К приведенным выше соображениям можно добавить, что кривые терморазмагничивания октябрьских пироксенитов (рис. 31, 4) аналогичны таким же кривым титаномагнетитов Первоуральска и габбро Октябрьского массива, заведомо содержащим титаномагнетит.

Если принять, что ферромагнетик имеет гемойльменитовый состав, согласно данным Т. Нагата и С. Акимото (1956), точке Кюри 550°C соответствует содержание ильменита 15—16%. Если же предположить, что рудные включения принадлежат титаномагнетиту, то содержание ильменитовой составляющей в нем также должно быть низким, так как увеличение содержания

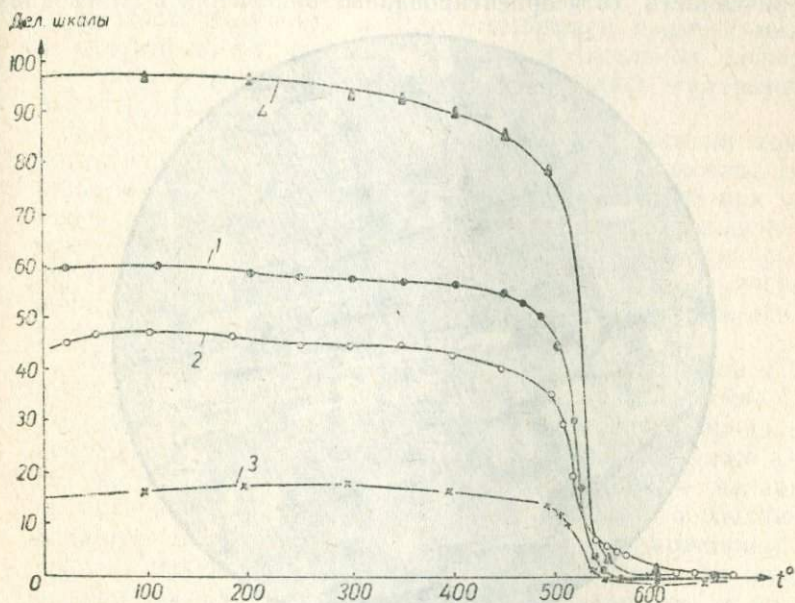


Рис. 31. Точки Кюри, определенные по порошковым пробам:

1 — габбро-амфиболит Октябрьского массива; 2 — оливиновое габбро Октябрьского массива; 3 — пироксениты Октябрьского массива; 4 — титаномагнетит Первоуральского месторождения (Урал).

титана вызывает резкое падение температуры Кюри и намагниченности насыщения.

Совершенно аналогичны положение, форма проявления и оптические свойства ферромагнетиков в лабрадоритах Коростенского массива. Разница заключается лишь в том, что ориентированные выделения рудного минерала содержатся не в пироксене, а в плагиоклазе (рис. 32).

По-видимому, закономерные вросстки в плагиоклазе также принадлежат гемойльмениту либо титаномагнетиту. Следует отметить, что причиной необычайно высокой коэрцитивной силы ферромагнетика скорее всего является малый размер его зерен, близкий к размерам домена (Готшалк, 1935; Грабовский, 1963). Вероятно, из-за чрезвычайно малых размеров зерен ферромагнетика остаточная намагниченность пироксенитов и лаб-

радоритов становится ощутимой даже при содержании ферромагнитных вростков ниже 1%. Этим же объясняется устойчивость их величины I_n .

Как отмечалось, лабрадориты Коростенского плутона и одновозрастные, генетически родственные им лабрадориты Новомиргородского массива значительно отличаются по своей намагниченности, хотя ориентированные включения в плагиоклазе

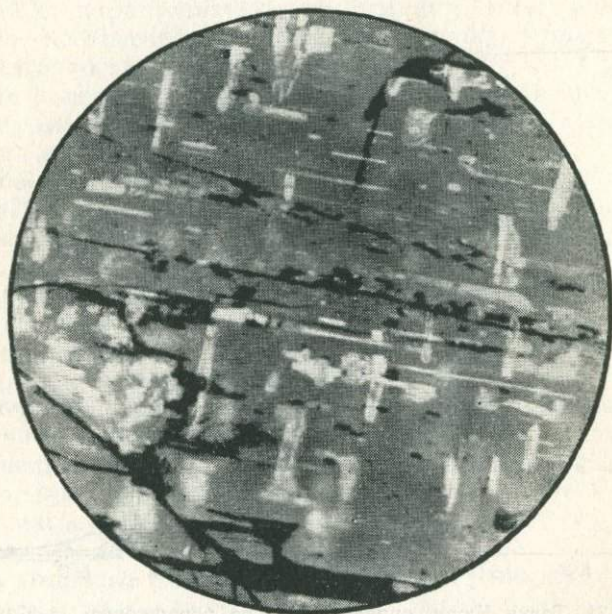


Рис. 32. Ориентированные пластинчатые включения гемейльменита (белый) в плагиоклазе (серый). Лабрадорит Коростенского плутона. Аншлиф 624, $\times 800$.

содержат и те, и другие. Определяющую роль в степени магнитности этих пород играет, по-видимому, химический состав вростков.

По данным Ю. В. Кононова (1960), лабрадориты Новомиргородского массива совершенно не содержат магнетита, в то время как количество ильменита в них в 2,5—3 раза больше, чем у коростенских лабрадоритов. На этом основании можно заключить, что ориентированные вростки немагнитных лабрадоритов представлены ильменитом с низким содержанием гематита или магнетита либо чистым ильменитом, которые не имеют ферромагнитных свойств.

На содержание гематита в ильмените лабрадоритов (правда, в крупных выделениях поздней кристаллизации) указывают многие авторы. Так, М. Н. Ивантишин (1955) приводит рент-

генограмму ильменита Коростенского массива со слабыми линиями гематита и рутила. Химическим анализом в этом образце фиксируется 4,66% Fe_2O_3 , что соответствует 2,3% гематита. По Ю. В. Кононову (1960), в ильмените Новомиргородского массива находится 3—4% гематита. Отсутствие структур распада твердых растворов в этих случаях может объясняться низким содержанием гематита. Согласно П. Рамдору (1962), в гомогенном ильмените в виде изоморфной примеси может содержаться до 6% гематита. Кстати, в отдельных случаях, при увеличении порядка 1000 нами наблюдались маловыразительные структуры распада.

Магнетитсодержащий ильменит, ферромагнитный компонент которого проявляется в виде тончайших телец распада твердого раствора, с трудом различимых даже в иммерсии при увеличении порядка 1300, также, по-видимому, играет большую роль в создании намагниченности пород коростенского габбро-лабрадоритового комплекса. Существование и широкое распространение магнетитсодержащего ильменита подтверждается целым рядом факторов.

По данным М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1958), в междуречье Ирши и Тростяницы, а также в бассейне Ирши и Уборти, где наиболее широко развиты основные породы габбро-лабрадоритового комплекса, в шлихах, кроме обычного ильменита, встречается магнитный, попадающий при сепарации в магнитную фракцию. По химическому составу последний отличается от немагнитного избыточным содержанием Fe_2O_3 , концентрирующейся, по результатам пересчета на минералы, в виде магнетита (4—10%). Кроме магнетита, в ильмените содержатся также рутил и ульвешпинель.

Нами построены графики зависимости величины индуктивной и остаточной намагниченности трахитоидных габбро Стремигорода от содержания в них магнетита и ильменита, вычисленного по результатам химических анализов 37 образцов (рис. 33). Индуктивная намагниченность в общем закономерно возрастает с увеличением содержания магнетита. Что же касается остаточной намагниченности, то подобная зависимость намечается лишь для образцов по значениям I_n , не более $250 \cdot 10^{-8}$ тл.

Высокие же значения остаточной намагниченности трахитоидного габбро скв. 421, как видно из верхней части правого графика рис. 33, от содержания магнетита не зависят. При изучении в иммерсии образцов трахитоидного габбро из этой скважины замечено, что ильменит, являющийся главным рудным минералом, содержит пластинчатые выделения магнетита и ульвешпинели. Возможно, они-то и обуславливают чрезвычайно высокие значения остаточной намагниченности трахитоидного габбро ($I_{n_{\text{макс}}} = 625 \cdot 10^{-8}$ тл). По данным В. П. Патрикияна,

Н. К. Коваленко и Е. А. Чернявской, ильмениты из этих пород при сепарировании попадают в магнитную фракцию.

Необходимо отметить, что все породы, содержащие «магнитный ильменит», характеризуются очень высоким отношением

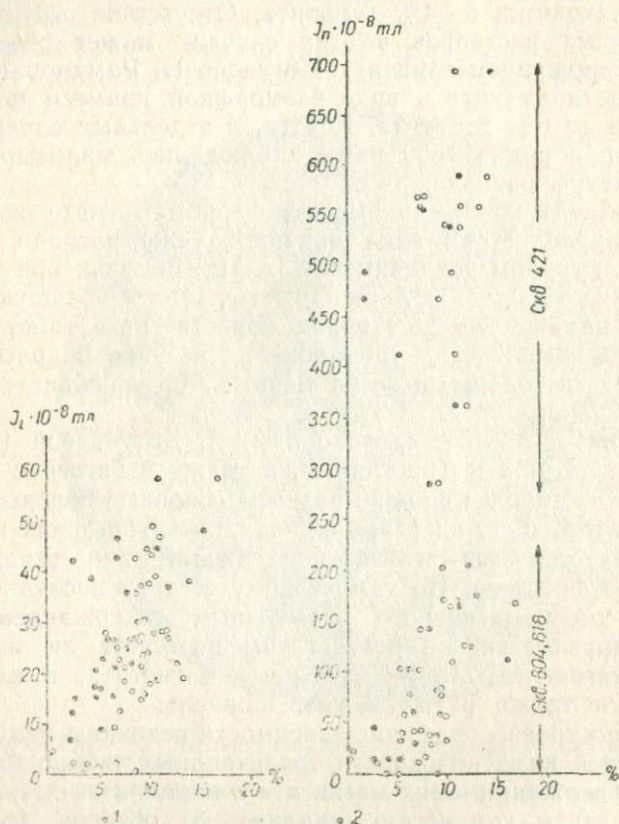


Рис. 33. Соотношение между I_i , I_n и содержанием магнетита и ильменита в трахитоидных оливиновых габбро Стремьгорода:

1 — ильменит; 2 — магнетит.

остаточной намагниченности к индуктивной. Так, величина Q для трахитоидного габбро равна 11, оливинового габбро Юровского массива — 4.

Рассмотрим также вопрос о влиянии на намагниченность постмагматических изменений основных и ультраосновных пород (исключая процессы гипергенеза). Известно, что в гипербазитах и базитах широко распространены процессы трансформации первичномагматических, богатых железом силикатов, которые

сопровожаются новообразованием рудных минералов, в частности окислов железа, характеризующихся ферромагнитными свойствами.

Одним из наиболее распространенных процессов такого рода является серпентинизация. Она заключается в гидратации оливинов и пироксенов и выпадении из коллоидных растворов того или иного, в зависимости от исходного материала и термодинамических условий (Заварицкий, 1955), минерала группы серпентина. Одновременно выделяется избыточное железо. Большинство исследователей считает образующиеся при этом тонкодисперсные рудные выделения магнетитом.

Температурный интервал образования серпентина, по Н. Д. Соболеву (1944), 500—600°C; по мнению других исследователей, он более низок.

Серпентиниты, как указывалось, широко распространены в пределах Украинского щита. В большинстве из них минералогопетрографическими исследованиями устанавливается магнетит двух генераций (Усенко, 1948) — первичномагматический и вторичный, развивающийся по оливину и пироксенам.

В результате изучения серпентинитов из разных районов щита (Михайлова, 1958; Михайлова, Тубина, 1962; Шаповал, 1963) известно, что намагниченность серпентинизированных пород выше, чем не затронутых изменением. При этом существенно не только увеличение количественного содержания ферромагнетика, но и форма его выделения. Рассмотрим подробнее влияние двух этих факторов.

Ультраосновные породы различных массивов Украинского щита серпентинизированы в разной степени. Наиболее интенсивно охвачены процессом серпентинизации ультрабазиты Побужья, а также Южноникопольского и Высокопольского массивов. Менее серпентинизированы породы Октябрьского плутона, дайки района Девладово. Кроме того, даже в пределах одного массива (Шаповал, 1963) степень серпентинизации различна.

Н. П. Михайлова (1958) в результате изучения намагниченности серпентинитов Среднего Приднепровья установила, что их магнитная восприимчивость зависит главным образом от количества и особенностей распределения вторичного магнетита. Серпентиниты, в которых новообразования представлены петельчатыми и цепочечными агрегатами тонкораспыленного магнетита, занимающего центральные части хризотилковых волокон либо образующего каемки вокруг оливина, характеризуются сравнительно слабой намагниченностью (порядка $60-70 \cdot 10^{-8}$ тл). Наиболее магнитны серпентиниты, в которых скопления тончайших зерен магнетита заполняют в виде цемента все пространство между реликтами зерен оливина (сидеронитовая структура). В таких образцах магнитная восприимчивость достигает $200 \cdot 10^{-8}$ тл.

Аналогичное явление отмечает В. И. Шаповал для серпентинитов Побужья. По данным обоих авторов, большую магнитную восприимчивость имеют образцы с тонкораспыленным магнетитом по сравнению с теми, в которых вторичный магнетит образует отдельные крупные зерна.

Таким образом, магнитная восприимчивость серпентинитов увеличивается в процессе серпентинизации. Параллельно с I_i

Таблица 8

Зависимость индуктивной и остаточной намагниченности от степени серпентинизации
(по данным А. Г. Комарова и др.)

Примерная степень серпентинизации	$I_{n\text{cp}} \cdot 10^{-8}, \text{ тл}$	$\chi_{\text{cp}} \cdot 10^{-8}, \text{ тл}$
Дунит-гарцбургиты		
Очень слабая (до 5%)	1,9	1,9
Слабая (5—10%) . . .	3,1	3,3
Средняя (до 30%) . . .	6,3	20,8
Сильная (до 60%) . . .	28	53
Гарцбургиты		
Средняя и сильная . . .	128	175

возрастает и остаточная намагниченность серпентинизированных пород, но рост индуктивной намагниченности происходит значительно быстрее и абсолютные величины I_i гораздо выше, чем I_n . Так, для большинства серпентинизированных пород величина $I_i > I_n$, а для всех без исключения серпентинитов Октябрьского массива $Q < 1$.

К аналогичным выводам пришли уральские исследователи, изучавшие гипербазиты (Комаров и др., 1962), которые количественно связали величины I_n и χ со степенью серпентинизации породы (табл. 8).

Причина низкой остаточной намагниченности серпентинизированных пород, по-видимому, заключается в том, что вторичный магнетит образуется при температуре ниже точки Кюри. Вероятно, имеет значение также бедность вторичного магнетита титаном и магнием, что, по данным Акимото (1956) и Гусева (1959), понижает магнитную восприимчивость породы, но увеличивает ее остаточную намагниченность.

Кроме того, намагниченность серпентинитов зависит от количества и сохранности первичного магнетита, а также от железистости оливина и пироксенов. В этом смысле магнитность серпентинитов тесно связана с петрохимической характеристикой основных и ультраосновных пород в целом. Так, основные породы коростенского комплекса, в отличие от никопольских, девладовских и побужских гипербазитов, содержат железистый оливин (до 55% фаялитовой молекулы), в связи с чем даже при незначительной серпентинизации (а также хлоритизации, тремолитизации и т. п.) выделяется большое количество низкотемпературного магнетита. Этим можно объяснить высокие значения индуктивной намагниченности оливиновых габброидов Волыни и типичные значения $Q < 1$.

Образование вторичного магнетита наблюдается также при амфиболитизации основных и ультраосновных пород. В связи с этим важно выяснить, почему одни амфиболиты магнитоактивны, а другие — практически немагнитны. Специальных исследований амфиболитов и габбро-амфиболитов мы не проводили, однако, по результатам изучения шлифов и аншлифов амфиболитов Побужья, можно высказать следующее предположение. Магнетит выделяется в результате превращения в обыкновенную роговую обманку оливина и железистых пироксенов (главным образом гиперстена, реже моноклинных пироксенов диоксид-геденбергитового ряда). В связи с тем, что амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты являются продуктами изменения разных пород (габбро — габбро-норитов, норитов), в которых содержатся или ромбические, или моноклинные, или же те и другие пироксены, количество вторичного магнетита в амфиболитах варьирует в широких пределах, а индуктивная намагниченность изменяется от 0,1 до $100 \cdot 10^{-8}$ тл.

В общем случае можно предположить, что практически немагнитные амфиболиты образовались за счет габбро и диаллитов, сильномагнитные — за счет норитов и гиперстенитов, а с промежуточными значениями магнитных параметров — при метаморфизации габбро-норитов и вебстеритов. Кроме того, остаются в силе те критерии намагниченности (количество магнетита, его структурное положение и форма выделения), которые характерны для серпентинитов.

В заключение кратко рассмотрим некоторые вопросы намагниченности эффузивных и дайковых пород.

При сравнении намагниченности базальтов — ровенских и донецких — наиболее четко проявляется их различие по величине Q . Отношение $\frac{I_n}{I_t}$ для первых из них исключительно велико ($Q > 3$), а для вторых — непостоянно, но в подавляющем большинстве гораздо меньше единицы ($Q_{cp} = 0,4$). Лишь несколько процентов донецких базальтов характеризуется величинами Q порядка 7—18, и именно эти образцы имеют наиболее высокую остаточную намагниченность. Характерно, что в описываемых породах относительно возрастают размер и количество порфириновых выделений рудных минералов, причем в нескольких из них последние принадлежат гематиту. Чаще всего рудные выделения и в ровенских, и в донецких базальтах представлены титаномагнетитом. В первом случае преобладает однородный и тонкорешетчатый титаномагнетит с размерами зерен не более 0,1 мм; во втором — с размерами кристаллов до 0,3 мм, а титаномагнетит обычно состоит из грубых выклинивающихся сростков ильменита и магнетита.

По-видимому, структура титаномагнетита порфириновых выде-

лений, а возможно, и размер их существенно влияют на величину остаточной и индуктивной намагниченности базальтов.

Необходимо обратить внимание еще и на образование тонко-распыленного в основной массе магнетита. Возникновение последнего следует связывать с раскристаллизацией стекловатого базиса базальтов, которая характерна для палеотипных эффузивов. По нашим представлениям, этот более поздний низкотемпературный магнетит повышает индуктивную намагниченность породы, но его роль в общем эффекте намагниченности оценить пока трудно. Ровенские базальты содержат в основной массе лишь небольшое количество мелких рудных выделений, а их стекло в большинстве случаев нераскристаллизовано. С нашей точки зрения, не исключена возможность, что именно эти различия в составе базальтов обоих типов проявляются в неодинаковом характере их намагниченности.

Среди вопросов, связанных с особенностями намагниченности дайковых пород, большой интерес представляет изучение характера их намагниченности на разном расстоянии от контактов, т. е. в зависимости от скорости охлаждения породы. Такое явление нам удалось установить в дайке пироксенового диабаз Широкоребельского карьера близ Хмельника (Побужье), где минимальные значения I_i и I_n , как отмечалось, имеют образцы тонкозернистых диабазов приконтактной части дайки, в большинстве случаев практически немагнитные. Максимальные значения I_i и I_n (порядка $20 \cdot 10^{-8}$ тл) характерны для образцов среднезернистых полнокристаллических габбро-диабазов из центральной части дайки. Таким образом, на примере диабаз Хмельника подтверждаются закономерности, наблюдавшиеся А. Г. Комаровым (1963) для дайковых пород основного состава мощностью более 20—30 м, где медленное застывание легкоподвижной магмы, обогащенной летучими компонентами, сопровождается кристаллизационной дифференциацией. Концентрация ферромагнетика и размер его зерен в 2—2,5 раза возрастают к центру дайки, в связи с чем увеличивается как индуктивная, так и остаточная намагниченность пород.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТАБИЛЬНОСТЬ И ПРИРОДА НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

§ 1. Общие сведения

На современной стадии развития учение о магнетизме горных пород вплотную подошло к проблеме использования данных о естественной остаточной намагниченности в практической геологии: при оценке возраста осадочных и кристаллических пород, структурных построениях, при выяснении термодинамических условий образования и существования породы по истории ее намагниченности и др. При этом решающее значение имеет оценка палеомагнитной стабильности, т. е. способности горных пород сохранять величину и направление первичной намагниченности в течение своей жизни под воздействием геофизических, геологических и геохимических факторов (температуры, давления, магнитных полей, тектонических подвижек, превращений минералов и т. д.). Значительную роль играет также определение вида первичной и вторичной намагниченностей, свойственных породе. Исследованиями последних лет (Нагата, 1956; Петров, 1956, 1957, 1961, 1961₁; Хей, 1958; Нагата и Кобаяси, 1958; Кобаяси, 1959; и др.) выявлено несколько видов намагниченности горных пород, существенно различающихся своей природой и способностью реагировать на внешние воздействия.

К настоящему времени наиболее полно изучены следующие виды намагниченности.

1. *Нормальная, или изотермическая, намагниченность* (I , I_r) возникает при действии на породу (точнее, на заключенный в ней ферромагнетик) постоянного магнитного поля при нормальной температуре и давлении в отсутствие переменных полей. Примером такой намагниченности, довольно часто встречающимся в природе, является намагниченность, обусловленная ударом молнии.

2. *Идеальная намагниченность* (I_i, I_{ri}) образуется в породе, если на ферромагнетик одновременно с постоянным магнитным полем действует переменное с убывающей амплитудой. В естественных породах она не существует, а является экспериментальной и используется при исследовании природы намагниченности реальных образцов.

3. *Термонамагниченность* (I_t, I_{rt}) наиболее широко распространена в природе, особенно у кристаллических пород. Она возникает при остывании ферромагнетика от точки Кюри до нормальной температуры в присутствии магнитного поля.

4. *Парциальная намагниченность* (I_{rp}, I_{rpt}) возникает при остывании ферромагнетика в присутствии магнитного поля в диапазоне температур, меньшем, чем от точки Кюри до нормальной. Чаще всего этот вид намагниченности является наложенным по отношению к первичному и обычно отмечается у метаморфических пород.

5. *Химическая намагниченность* (I_c, I_{rc}) возникает при образовании зерен ферромагнетика в магнитном поле при нормальной температуре и изучена еще очень плохо. Принципиально она должна наблюдаться у хемогенных осадков и у пород, содержащих ферромагнетики, образовавшиеся в период эпигенеза и в результате постмагматических процессов.

6. *Временная, или вязкая, намагниченность* (I_v, I_{rv}) образуется при воздействии на ферромагнетик магнитного поля Земли в течение длительного периода, соизмеримого с геологическим масштабом времени. Этот вид намагниченности отмечается почти у всех пород и тесно связан с коэрцитивностью ферромагнетика. Временная намагниченность обычно направлена по современному геомагнитному полю или лежит в плоскости перемагничивания.

В литературе (Грабовский, Пархоменко, 1953; Петрова, Коробова, 1962; Фингер, 1951; Стесси, 1958; и др.) описано еще два вида намагниченности: динамическая (I_d, I_{rd}) и циклическая (I_z, I_{rz}). Первая возникает при воздействии на ферромагнетик переменных нагрузок в присутствии магнитного поля, вторая — при многократных нагревах и охлаждениях в определенном диапазоне температур, в присутствии магнитного поля.

В зависимости от условий образования и жизни породы все виды намагниченности могут существовать в ней в различных комбинациях, представляя в совокупности естественную остаточную намагниченность (I_n). Разложение последней на компоненты и выяснение их природы является задачей лабораторного исследования. При этом первостепенное значение имеет следующее обстоятельство. С момента образования породе претерпевает различные изменения, влияющие на величину и направление вектора I_n . Все многообразие форм изменения естественной остаточной намагниченности сводится к двум процессам. Это, с

одной стороны, разрушение первоначальной (древней) намагниченности, с другой, — возникновение новой, которая, накладываясь на сохранившуюся часть первоначальной, дает ложное представление о ее направлении и величине. Для палеомагнетизма разрушение первичной намагниченности само по себе не существенно, потому что при этом обычно изменяется величина, а направление, будучи наиболее интересным для реконструкции древнего поля, сохраняется. Опаснее появление вторичных намагниченностей, связанных с физическими процессами или новообразованиями минералов в породе, так как они, возникнув в различные эпохи и имея разную природу, могут существенно изменить направление первичного вектора. Следовательно, физическая сущность понятия палеомагнитной стабильности заключается в характеристике соотношения первичной и вторичной намагниченностей в породе при условии, что стабильная компонента, во всяком случае у кристаллических пород, является первичной. Выделение и оценка этой компоненты в общем эффекте намагниченности — первоочередная задача палеомагнетизма. Она находится в центре внимания всех исследователей — палеомагнетологов, ибо очевидно, что реконструкция древнего магнитного поля, равно как и использование вектора I_n в геолого-структурных и других целях, возможно только на основе первичной намагниченности, достоверность которой не вызывает сомнений.

Изучению стабильности посвящена обширная литература, охватывающая значительный круг вопросов теоретического и экспериментального характера. Особенно детально обсуждаются: методика лабораторных исследований (Нагата, 1956; Фрелих, 1955; Петрова, 1957, 1959, 1961; Большаков, 1957, 1963; Безуглая, Мартынова, Рыбак, 1962; Шолпо, 1961; Эрвинг, Стот, Уорд, 1961; и др.), теоретическое обоснование эффекта стабильности (Крир, 1957; Стесси, 1958; Петрова, 1961; Яновский и Шолпо, 1963; Яновский, 1963; и др.), оценка критериев, определяющих магнитную стабильность (Петрова, 1960, 1961; Андреева, 1963; Круглякова, 1963; Кочегура и Шолпо, 1961; и др.), характеристика стабильности основных ферромагнитных минералов (Каваи, 1955; Уеда, 1957; Багин, 1961; Власов, Звезгинцев, 1961, 1962, 1963) и горных пород (Печерский, 1962, 1963; Металлова и Файнберг, 1963; Михайлова, 1963, 1964; Пospelова, 1963; и др.), практическое использование параметров стабильности (Петрова, Исмаил-Заде, 1959) и др.

Для лабораторного изучения стабильности обычно используются методы воздействия постоянным и переменным полями, магнитная чистка, нагревы.

Основным критерием оценки стабильности к постоянному полю в настоящее время признается разрушающее поле (H'_c), по величине которого горные породы делятся на стабильные

$[H'_c > 3,2 \cdot 10^3 \text{ а/м (40 э)]}^8$, метастабильные $[0,8 \cdot 10^3 \text{ а/м} < H'_c < 3,2 \cdot 10^3 \text{ а/м (10 э} < H'_c < 40 \text{ э)]}$ и нестабильные $[H'_c < 0,8 \cdot 10^3 \text{ а/м (10 э)]}$. Метод разработан в Институте физики Земли АН СССР (Петрова, 1959—1961_{1,2}). Сущность его заключается в определении величины постоянного размагничивающего поля, которое полностью уничтожает I_n .

Метод переменного поля занимает центральное место в оценке палеомагнитной стабильности горных пород любого генезиса и состава. Он основывается на предположении, что вторичная намагниченность менее стабильна, чем первичная и, следовательно, будет исчезать в переменных полях меньшей амплитуды. Оценка стабильности этим методом выполняется как по форме кривой размагничивания, так и по изменению направления вектора I_n в процессе воздействия переменным полем (магнитная чистка). Для интерпретации кривых размагничивания переменным полем рекомендуются такие критерии: резкое убывание величины I_n в полях $4\text{—}12 \cdot 10^3 \text{ а/м (50—150 э)}$ объясняется присутствием в породе временной, или вязкой, намагниченности; если I_n уменьшается вплоть до приложенных полей в $24\text{—}32 \cdot 10^3 \text{ а/м (300—400 э)}$, предполагается существование двух намагниченностей, но ни одна из них не может быть вязкой. Сохранение образцом 70% первоначальной намагниченности при действии переменного поля амплитудой $32 \cdot 10^3 \text{ а/м (400 э)}$ свидетельствует о палеомагнитной стабильности породы. Резкое изменение направления I_n , а также возрастание отношения $\frac{I_{nk}}{I_n}$ могут рассматриваться как присутствие в породе по меньшей мере двух противоположно направленных намагниченностей.

Магнитная чистка основывается на представлении о том, что пока в породе есть два и более вектора намагниченности, суммарный вектор I_n под действием переменного поля будет изменять направление, поскольку каждая из намагниченностей будет уменьшаться по-разному. Когда в породе останется только стабильная компонента, дальнейшее размагничивание вызовет лишь уменьшение абсолютной величины вектора I_n , но не изменит его направление.

Таковы предпосылки к использованию переменного поля для определения палеомагнитной стабильности и выяснения качественного состояния намагниченности образца.

Изучение изменения I_n с температурой представляет большой интерес. Оно дает возможность определить количество

⁸ Здесь и дальше значения напряженности магнитного поля даны в системе СИ. В скобках эти же величины приведены в эрстедах. В тех случаях, когда текст сопровождается ссылкой на рисунок, значения в эрстедах даны только на рисунках.

ферромагнитных компонентов, содержащихся в горной породе, выявить намагниченность разных знаков, восстановить первоначальный вектор намагниченности. При всем этом методы нагревов имеют ряд существенных недостатков. Например, у большинства кристаллических пород при нагревах происходят

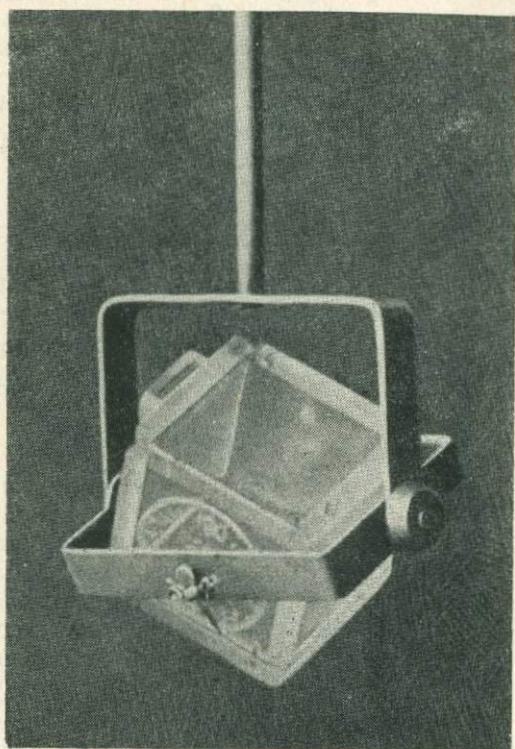


Рис. 34. Контейнер для образца при размагничивании постоянным полем.

минералогические и структурные изменения, которые зачастую делают такие исследования бессмысленными.

Рассмотрим методику лабораторных исследований, выполненных в лаборатории магниторазведки Института геофизики АН УССР, и краткие сведения об основных установках использованных для этих целей.

Постоянное поле. Размагничивание постоянным полем производилось в специальном соленоиде диаметром 10 см, в котором создавались поля напряженностью до $10 \cdot 10^3$ а/м (130 э). Техника размагничивания сводилась к следующему: образец в специальном контейнере (рис. 34), допускающем

вращение в трех взаимно перпендикулярных плоскостях, помещался внутрь соленоида так, чтобы вектор I_n был направлен антипараллельно полю соленоида. Величина размагничивающего поля постепенно увеличивалась в зависимости от скорости перемагничивания образца. Естественная остаточная намагниченность и углы α и j измерялись каждый раз после приложения поля новой напряженности. Затем образец вновь ориентировался по полному вектору I_n в соленоиде; и так до тех пор, пока I_n не убывала до нуля.

Регулировка силы тока в соленоиде осуществлялась системой реостатов, источником питания были аккумуляторы. Потребляемая сила тока достигала 10 а.

Результаты размагничивания представляются в виде кривых изменения $\frac{I_{nk}}{I_n}$ в зависимости от H , где I_n — естественная намагниченность, I_{nk} — величина I_n , сохранившаяся при воздействии постоянным полем определенной интенсивности (H). Величина H'_c снимается с графика как точка пересечения кривой $\frac{I_{nk}}{I_n}$ с осью абсцисс. По оси абсцисс откладывается напряженность поля, по оси ординат — отношение $\frac{I_{nk}}{I_n}$.

Переменное поле. Размагничивание переменным полем производилось в соленоиде (рис. 35), позволяющем получить поля до $62 \cdot 10^3$ а/м (780 э). Компенсация лабораторного поля осуществлялась двухкомпонентными кольцами, в которые помещен соленоид. Точность компенсации составляла 2%. Регулировка силы тока в соленоиде осуществлялась ЛАТРами (максимальная сила тока равнялась 8 а). Образец последовательно размагничивался по трем осям. В этом случае при размагничивании огромное значение имеет режим наложения поля, длительность приложения поля данной амплитуды, плавность его регулировки. Режим работы для каждой коллекции устанавливался опытным путем. Эффект подмагничивания образца в больших полях выявлялся при обращении образца на 180° вокруг соответствующей оси при повторном наложении такого же переменного поля. Результаты размагничивания переменным полем представлены так же, как и в предыдущем случае, кривыми $\frac{I_{nk}}{I_n}$, где I_n — естественная намагниченность, а I_{nk} — ее значение после очередного воздействия переменным полем и диаграммой изменения направления вектора I_n в зависимости от величины переменного поля.

Нагревы. Нами использованы метод Телье (1959) и метод непрерывного нагрева образца до температуры 700°C и последующего охлаждения до комнатной температуры. В последнем

случае изучались кривые $I_n(t^\circ)$ и $I_{ns}(t^\circ)$. Нагрев и охлаждение осуществлялись в воздушной среде и лабораторном поле.

Для постановки этих экспериментов в лаборатории были созданы простейший термоманометр и специальные печи. Термоманометр является комбинацией астатического магнитометра

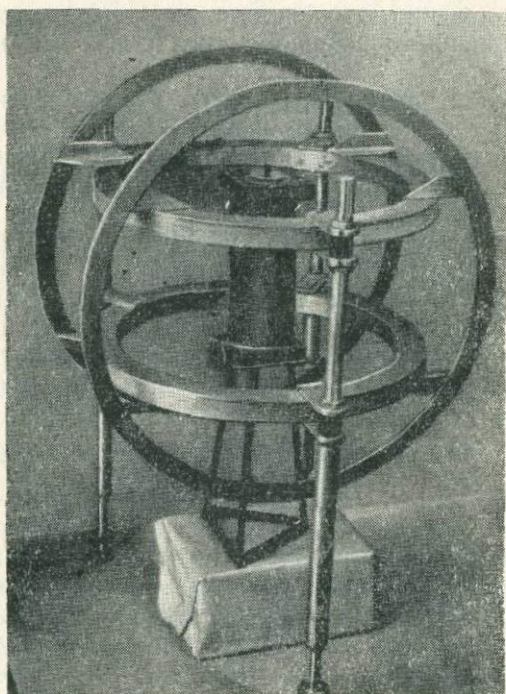


Рис. 35. Соленоид в компенсирующих кольцах для размагничивания переменным полем.

Долгинова и платиновой печи. Охлаждение печи, точнее защита измерительной системы от нагрева, производилась циркуляцией воды в кожухе печи. Недостаток установки — невысокая чувствительность, обусловленная значительным расстоянием между образцом и системой (≈ 9 см). Для работы по методике Телье были созданы нихромовая и платиновая печи, которые позволяют производить нагрев до 900°C .

Наиболее объективным и однозначным при выяснении природы намагниченности является метод Телье, который дает возможность восстановить магнитную историю образца от первоначального состояния намагниченности до всех последующих нагревов. Существенный недостаток этого метода — его трудоемкость. Исследование одного образца занимает 6—8 дней.

С целью ускорения исследований по данной методике мы одновременно нагревали группу из двух-трех образцов одной породы. Анализ результатов показал ничтожность их взаимного влияния при совместном нагреве и охлаждении. Другой недостаток рассматриваемого метода — ограниченность круга пород, которые могут использоваться для нагревов из-за возможности минералогических изменений, происходящих при высоких температурах. Наличие изменений проверялось контрольными нагревами до 300—400°C.

В заключение рассмотрим кратко характеристику образцов, использованных для лабораторных экспериментов. Во всех случаях это были неориентированные образцы неправильной формы объемом 12—16 см³, которым с помощью пластилина (для исследований переменным и постоянным полем) или каолина (при нагревах) придавалась форма куба со стороной 2,4 см. Параллельно изготовлялись шлиф и аншлиф для микроскопического изучения породы. Кроме того, были выполнены химические анализы на двух- и трехвалентное железо, титан и магний, а также изучены магнитные фракции протолок, определены константы некоторых пороодообразующих минералов.

§ 2. Экспериментальные данные о магнитной стабильности

Пироксениты. Стабильность пироксенитов определялась по коллекциям образцов из Октябрьского щелочного массива и Покрово-Киреевской структуры, существенно различным по магнитным параметрам. Первые, как указывалось в гл. II, характеризуются обратной намагниченностью и имеют углы наклона не более 30°. Им свойственны небольшие значения индуктивной намагниченности (до $5 \cdot 10^{-8}$ тл) и несколько большие — остаточной ($Q > 5$).

Пироксениты Покрово-Киреево изучались по керну скважин; поэтому из элементов ориентировки векторов I_n известно только наклонение, в среднем по скважине равное 45°. Они характеризуются более высокими, по сравнению с октябрьскими пироксенитами, значениями индуктивной намагниченности (выше $10 \cdot 10^{-8}$ тл) и ее преобладанием над остаточной намагниченностью ($Q < 1$). Для оценки стабильности применялись лабораторные исследования — воздействие постоянного и переменного полей в соответствии с указанными критериями.

Результаты размагничивания постоянным полем приведены в табл. 9, где, кроме H'_c (разрушающее поле), даны также значения Q .

Как видно из табл. 9, исследованные породы четко делятся на две группы: $H'_c = 3,2 \cdot 10^3$ а/м (40 э) и $H'_c < 1,2 \cdot 10^3$ а/м (15 э), и по этому признаку могут быть разделены на магнитостабильные (первые) и нестабильные (вторые).

Таблица 9

Характеристика величины H'_c и Q пироксенитов

Порода	Район	Номер образ-ца	$H'_c \cdot 10^3$, а/м (э)	Q
Пироксенит	Октябрьский массив	1	3,8 (47,5)	40,5
—	—	2	3,3 (40,5)	10,5
—	—	3	3,9 (49,0)	6,0
Пироксенит	Покрово-Киреево	4	0,6 (7)	0,08
—	—	5	1,1 (13)	0,05
—	—	6	0,65(8)	0,56

Данные о величине H'_c хорошо согласуются с результатами размагничивания переменным полем (рис. 36). Как следует из графиков рис. 36, переменное поле интенсивностью $40 \cdot 10^3$ а/м не оказывает существенного влияния ни на величину, ни на направление естественной остаточной намагниченности диаллаговых пироксенитов Октябрьского щелочного массива (рис. 36,

1—3, стереограммы). Графики I_n (\vec{H}) этих пород представляют прямыми, параллельными оси абсцисс, что, кроме указания на высокую магнитную стабильность, свидетельствует об однородной намагниченности породы. Об этом же свидетельствует неизменность векторов I_n при воздействии переменного поля (рис. 36, 1, 2, стереограмма).

Последнее хорошо согласуется с данными о минералогическом составе этих пород, особенностью которого, как указывалось, является анхимономинеральность породы, состоящей более чем на 90% из моноклинного пироксена (диаллага), при почти полном отсутствии ферромагнитных минералов, за исключением вростков в пироксене. Структурное положение рудного минерала, с которым связывается остаточная намагниченность, позволяет говорить о том, что наблюдаемая намагниченность синхронна времени кристаллизации пироксенов и, следовательно, породы в целом. Объяснение высокой стабильности также нужно искать в структурном положении ферромагнетика в породе и, прежде всего, в его мелкозернистости.

Полученные данные о стабильности в совокупности с результатами петрографического анализа позволяют считать эти породы пригодными для палеомагнитных исследований.

Совершенно иной вид имеют графики I_n (\vec{H}) авгитовых (покрово-киреевских) пироксенитов. Наиболее характерной чертой кривых I_n (\vec{H}) этих пород является почти полная потеря образцами естественной намагниченности в полях до $8 \cdot 10^3$ а/м (рис. 36, 4—6). При этом у одних образцов направление вектора I_n не изменяется при размагничивании и кривую I_n (\vec{H})

можно рассматривать как двухфазную, вскрывающую две компоненты намагниченности, стабильная среди которых имеет небольшой удельный вес — $0,2 I_n$ (рис. 36, 4). У других образцов (рис. 36, 5, 6) переменное поле выявляет присутствие двух противоположно направленных намагниченностей, причем величина

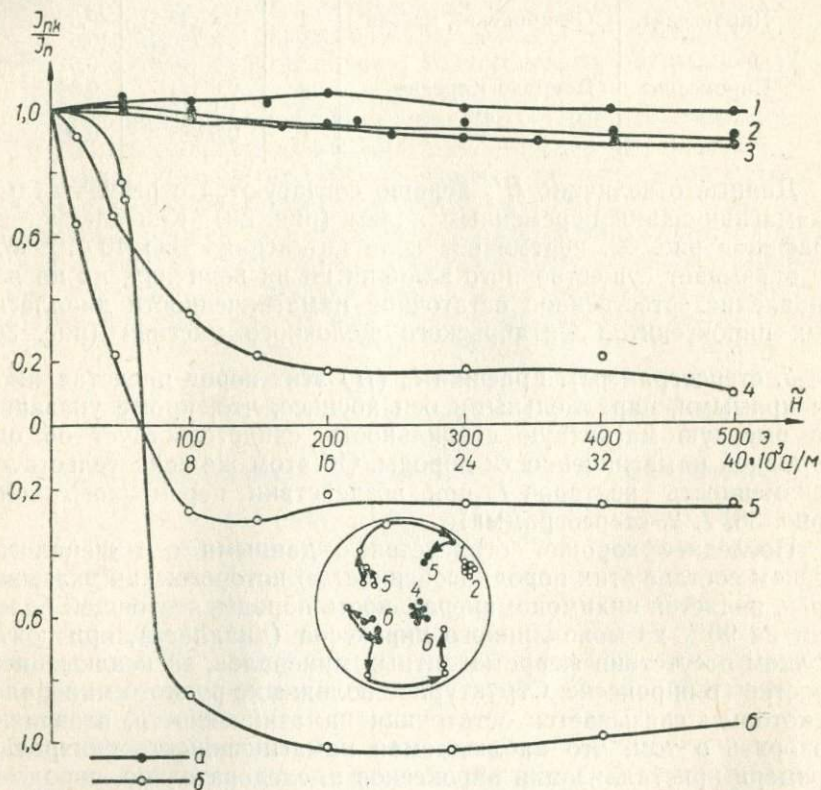


Рис. 36. Результаты размагничивания переменным полем диаллаговых (а) и авгитовых пироксенитов (б).

отрицательной варьирует в разных образцах от 0,25 до 0,95 I_n . Поворот вектора обычно происходит довольно резко.

Приведенные данные — поворот вектора I_n и сохранение в полях напряженностью $32 \cdot 10^3 \text{ A/m}$ менее $0,2 I_n$ — свидетельствуют о нестабильности исследованных образцов в палеомагнитном отношении, о значительном влиянии на наблюдаемую естественную намагниченность вязкой компоненты. Такой вывод согласуется с данными об H'_c , величина которого для авгитовых пироксенитов мала — $1 \cdot 10^3 \text{ A/m}$ (13 э). Это же подтверждает разброс в направлении векторов I_n после чистки полями в 16 — $24 \cdot 10^3 \text{ A/m}$. Если для одних образцов (рис. 36, 4, 5) оценка

стабильности сомнений не вызывает, то относительно других (рис. 36, б) этот вывод требует доказательства, поскольку величина естественной намагниченности у них не изменяется даже в переменных полях амплитудой $40 \cdot 10^3$ а/м. По другим параметрам эти образцы не отличаются от остальных в коллекции.

Различие в магнитных характеристиках октябрьских и покрово-киреевских пироксенитов тесно связано с различиями в составе пород, и особенно в составе ферромагнитных минералов.

Напомним, что пироксен в покрово-киреевских пироксенитах представлен авгитом, почти лишенным рудных вростков. Кроме того, в породе обычно содержится оливин (иногда до 25%). Рудные минералы наблюдаются в виде ксеноморфных выделений титаномагнетита среди зерен пироксенов и оливина, каемок магнетита вторичного происхождения вокруг зерен оливина (реже пироксена) и тонкодисперсной магнетитовой пыли внутри зерен оливина. Содержание рудных доходит до 12%. Количественно преобладает титаномагнетит. Сложный комплекс ферромагнетиков, различных по составу, структурному положению отражается в характере намагниченности пироксенитов.

К расшифровке природы естественной остаточной намагниченности авгитовых пироксенитов можно подойти с двух позиций. С одной стороны, присутствие в образцах намагниченностей разного знака можно объяснить эффектом самообращения, связав его с распадом твердого раствора, два крайних члена которого (ильменит и магнетит) мы наблюдаем в виде решетчатого титаномагнетита. С другой стороны, можно предположить, что на первоначальную обратную намагниченность пироксенитов была наложена менее стабильная намагниченность, связанная с образованием вторичного ферромагнетика, содержание которого в породе обычно велико. Этой, более поздней, намагниченностью могла быть нормальная или вязкая. Естественно, что такое сочетание намагниченностей должно было сказаться и на величине H'_c .

В связи с этим интересно сопоставить кривые $I_{rt}(\tilde{H})$, полученной в лабораторном поле при нагреве до 600°C , и $I_n(\tilde{H})$ тех образцов, у которых в переменных полях вскрывалась намагниченность обратного знака. На рис. 37 видно, что на кривых $I_{rt}(\tilde{H})$ намагниченность разных знаков не проявляется. При изучении образцов после нагрева никаких существенных изменений рудных минералов обнаружено не было. Это заставляет нас в вопросе о природе I_n этих пироксенитов отдать предпочтение предположению о присутствии в них двух намагниченностей: первичной и вторичной, менее стабильной, но большей по величине.

В полном соответствии с данными о стабильности пироксенитов величина Q у диаллаговых разностей намного больше единицы, а у авгитовых — меньше. Отметим, что, по геологическим данным, диаллагиты Октябрьского массива относятся к протерозою, а авгититы Покрово-Киреевской структуры — к палеозою.

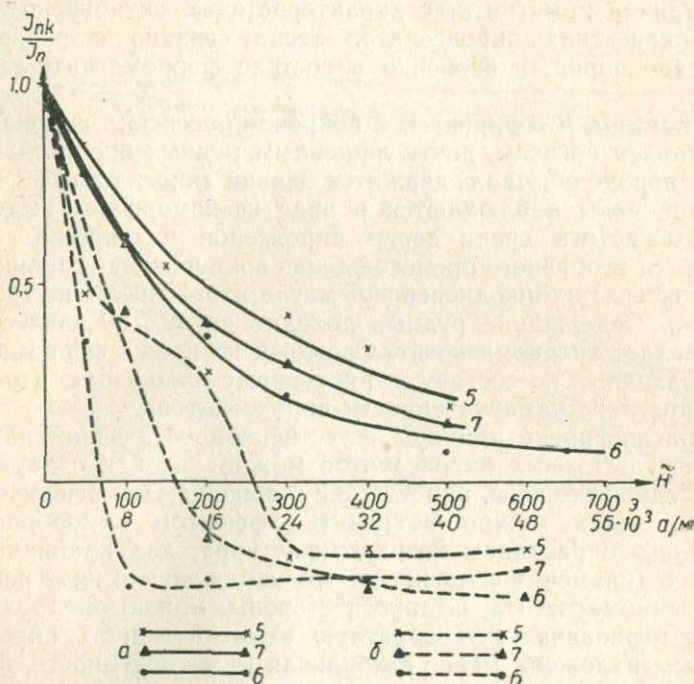


Рис. 37. Сопоставление кривых $I_{rl}(\tilde{H})$ и $I_n(\tilde{H})$ авгитовых пироксенитов;

а — кривые $I_{rl}(\tilde{H})$, цифры — номера образцов; б — кривые $I_n(\tilde{H})$, цифры — номера образцов.

Габброиды. Наиболее полные данные о стабильности к настоящему времени имеются по габброидам Коростенского плутона: лабораторно изучено 120 образцов лабрадоритов, габбро-лабрадоритов, габбро-норитов и габбро. В меньшем объеме исследовались габбро Октябрьского массива.

Результаты размагничивания постоянным полем свидетельствуют о том, что величина H'_c у коростенских габброидов варьирует от 0,5 до $5,6 \cdot 10^3$ а/м (5—70 э). Наиболее однородные значения H'_c получены для оливинового габбро из обнажений Володарск-Волынского массива: разрушающее поле в основном не превышает здесь $1,2 \cdot 10^3$ а/м (15 э) и лишь у нескольких

образцов $H'_c > 1,8 \cdot 10^3$ а/м (22 э). Высокие H'_c характерны для габбро из скважин Стремигородского участка, где значений, меньших $1,6 \cdot 10^3$ а/м (20 э), почти не встречено, а H'_c рудного трахитоидного габбро из скв. 421 совершенно исключительно — $4,8 \cdot 10^3$ а/м (60 э).

Более высоки, чем у габбро, и вместе с тем более постоянны величины разрушающего поля лабрадоритов и габбро-лабрадоритов. Так, среди последних почти нет образцов с $H'_c < 1,6 \cdot 10^3$ а/м (20 э). Разрушающее поле большинства из них близко $2,4 \cdot 10^3$ а/м (30 э). Интересно, что бóльшим значениям H'_c всех коростенских габброидов, как правило, соответствуют более высокие значения Q (см. табл. 10).

У лабрадоритов по H'_c фиксируется две группы образцов: с $H'_c > 1,6 \cdot 10^3$ а/м (20 э) и $H'_c < 1,6 \cdot 10^3$ а/м. Обычно в первую группу входят образцы с $Q > 1$, во вторую — с $Q < 1$.

Таблица 10

Характеристика величины H'_c и Q габброидов Волыни

Номер образца или скважины, интервал	Порода	$H'_c \cdot 10^3$, а/м (э)	Q
Обр. 421	Габбро оливковое	0,96(12)	0,9
" 422	" "	1,76(22)	0,4
" 452	" "	1,20(15)	2,8
" 454	" "	1,12(14)	1,0
" 461	" "	1,76(22)	0,41
Скв. 421, инт. 70 м	Габбро рудное трахитоидное оливковое	4,8 (60)	11,3
" 421 " 128 м	То же	5,8 (75)	14,0
" 421 " 143 м	" "	4,8 (60)	13,0
" 804 " 40 м	" "	1,76(22)	5,05
" 804 " 68 м	" "	2,64(33)	2,4
" 804 " 137 м	" "	1,76(22)	2,9
Обр. 410	Лабрадорит	2,28(28)	1,18
" 506	"	2,0 (25)	0,82
" 560	"	3,4 (42)	8,1
" 583	"	1,04(13)	0,26
" 400	Габбро-лабрадорит	1,44(18)	4,46
" 402	"	2,0 (25)	2,2
" 406	"	1,36(17)	3,5

Одной из самых общих черт кривых размагничивания переменным полем различных габброидов Коростенского плутона является резкий подъем в начальной части и переход через нулевую линию (рис. 38, 39). Такой характер кривых $I_n(\vec{H})$, с нашей точки зрения, отражает наличие в породе по крайней мере двух намагниченностей различной стабильности, не совпадающих по абсолютной величине и направлению. Вместе с

тем для каждой петрографической группы характерны своеобразные кривые размагничивания, отражающие особенности состава ферромагнетиков данной породы.

Для габбро-лабрадоритов типичны кривые размагничивания двух видов. Наиболее существенной особенностью кривых I_n (\tilde{H}) большой группы образцов является возрастание I_n в полях до $16 \cdot 10^3$ а/м (200 э), что на кривой показано в виде отчетливого пика (рис. 38, б, обр. 406). Такой вид кривой мы склонны

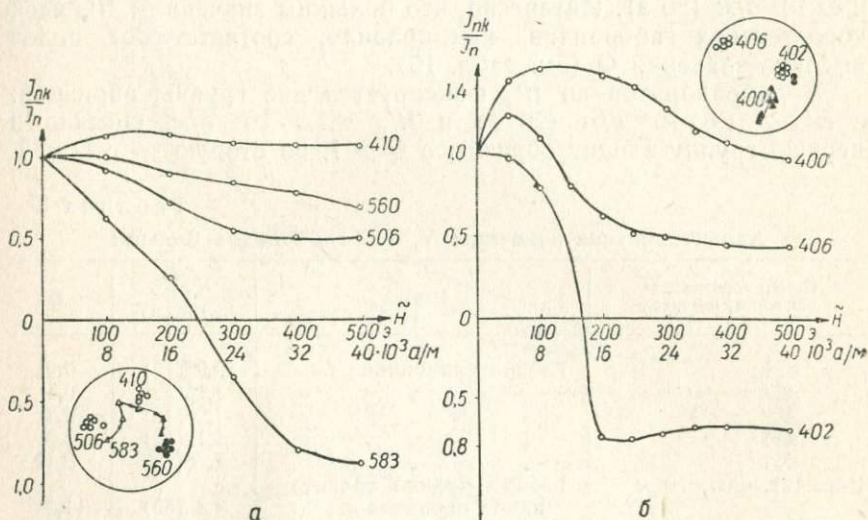


Рис. 38. Результаты размагничивания переменным полем:

а — лабрадоритов; б — габбро-лабрадоритов; цифры — номера образцов.

объяснить тем, что нестабильная компонента намагниченности (скорее всего вязкая) по абсолютной величине гораздо меньше стабильной и составляет с последней угол, близкий 180° . Неизменяемость направления вектора I_n в ходе размагничивания (рис. 38, стереограмма) вполне подтверждает высказанное предположение.

Другую группу составляют образцы, характеризующиеся кривыми, подобными графику обр. 402 (рис. 38, б). При незначительном изменении модуля в полях порядка $16 \cdot 10^3$ а/м у них происходит перемена знака вектора I_n . Одним из вероятных объяснений такого типа кривых, по-видимому, как и в первом случае, следует считать присутствие двух противоположно ориентированных намагниченностей, из которых в общем эффекте наблюдаемой естественной I_n превалирует нестабильная компонента, исчезающая в полях порядка $12 \cdot 10^3$ а/м. Можно предположить, что нестабильная компонента имеет вязкую природу. Это

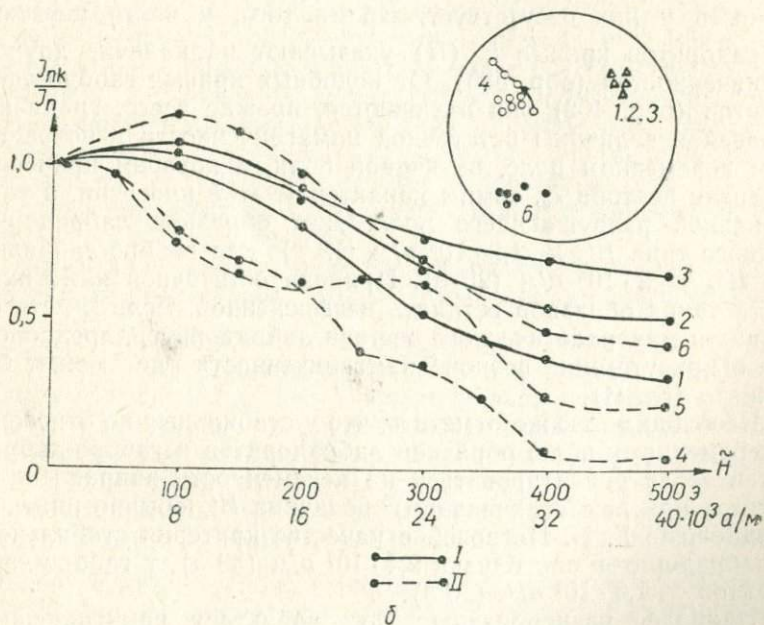
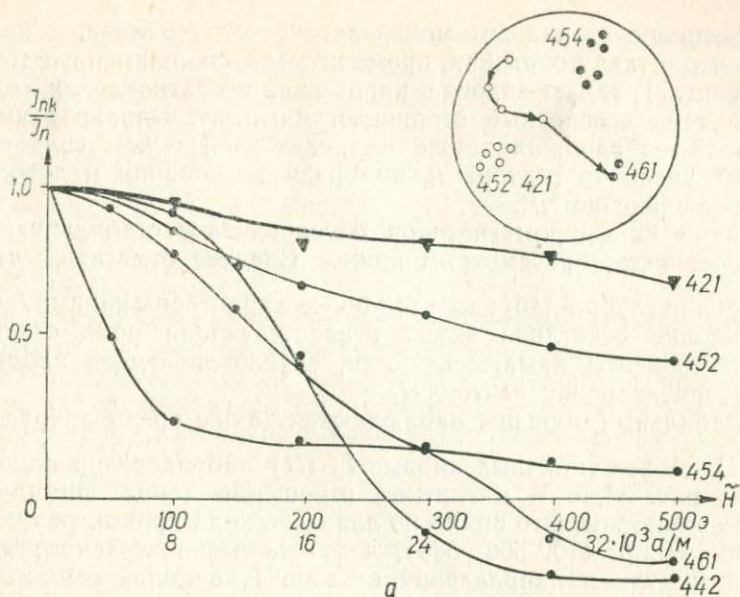


Рис. 39. Результаты размагничивания переменным полем габбро:

a — образцы из обнажения, *б* — образцы из скважины;
 I — трахитоидное рудное оливиновое габбро (скв. 421); II — оливиновое габбро (скв. 804).

не противоречит данным минералогического анализа, показавшего, что в таких образцах, кроме игольчатого ильменита (гемоильменита?), заключенного в пироксенах и плагиоклазах, содержится тонкодисперсный вторичный магнетит. Однако возможность самообращения также не исключена, о чем свидетельствуют инверсия вектора I_n при размагничивании и довольно высокое значение H'_c .

Какой из ферромагнетиков обуславливает стабильную намагниченность, рассмотрим ниже. Следует отметить, что в общем для габбро-лабрадоритов более характерны кривые $I_n(\vec{H})$, где вполне отчетливо видна главенствующая роль стабильной компоненты намагниченности, обуславливающей наблюдаемую ориентировку вектора I_n .

Стабильные образцы наблюдаются также среди лабрадоритов. Наиболее типичные кривые $I_n(\vec{H})$ лабрадоритов приведены на рис. 38, а. В магнитном отношении лабрадориты чаще всего однофазны. Это видно из плавного хода кривых размагничивания (обр. 410, 506, 560), а также незначительного изменения модуля и направления вектора I_n в полях амплитудой $32 \cdot 10^3$ а/м (400 э). Судя по характеру кривых, вязкая намагниченность у них отсутствует. Кроме того, у части изученных лабрадоритов кривые $I_n(\vec{H})$ указывают на наличие двух намагниченностей (обр. 583). От подобных кривых габбро-лабрадоритов (обр. 402) они отличаются, прежде всего, градиентом изменения величины остаточной намагниченности в возрастающем переменном поле, величиной поля, в котором происходит инверсия вектора I_n , самим характером этой инверсии, а также величиной разрушающего поля. Для образцов лабрадоритов данного типа $H'_c \geq 1,2 \cdot 10^3$ а/м (15 э), для габбро-лабрадоритов $H'_c < 2 \cdot 10^3$ а/м (25 э). Природа остаточной намагниченности таких образцов осталась невыясненной. Если учесть особенности минералогического состава лабрадоритов, предположение о присутствии вязкой намагниченности не может быть принято (гл. II).

Необходимо также отметить, что у стабильных по отношению к переменному полю образцов лабрадоритов и габбро-лабрадоритов (если ориентироваться на неизменность направления их вектора при размагничивании) величина H'_c обычно ниже, чем предложено Г. Н. Петровой в качестве критерия стабильности. У лабрадоритов она близка $2,4 \cdot 10^3$ а/м (30 э), у габбро-лабрадоритов — $1,6 \cdot 10^3$ а/м (20 э).

Наиболее разнообразны по характеру намагниченности габбро (рис. 39). По виду кривых $I_n(\vec{H})$ все образцы габбро Коростенского плутона условно можно разделить на три группы.

Образцы первой группы, типичные кривые $I_n(\vec{H})$ которых

приведены на рис. 39, а (обр. 421 и 452), могут быть отнесены к породам с явным преобладанием стабильной намагничённости. Направление вектора I_n таких образцов в процессе размагничивания изменяется в пределах погрешности измерений. По величине $H'_c < 1,3 \cdot 10^3$ а/м (16 э) их нужно считать метастабильными.

Вторую, наиболее обширную группу образцов, характеризуют кривые, отличающиеся резким уменьшением величины I_n в полях с амплитудой до $8 \cdot 10^3$ а/м и значительным перемещением вектора (рис. 39, а, обр. 454). Учитывая, что в полях $32 \cdot 10^3$ а/м они сохраняют не более 0,3 первоначальной намагничённости, их следует рассматривать как породы нестабильные. Этот вывод согласуется с данными о величине разрушающего поля, не превышающей $1,2 \cdot 10^3$ а/м (15 э). Резкое уменьшение модуля I_n в полях $8 \cdot 10^3$ а/м может свидетельствовать о наличии вязкой намагничённости.

Аналогичные графики $I_n(\tilde{H})$ получены и для габбро Октябрьского массива, образцы которого также теряют почти всю намагничённость в полях с амплитудой $8 \cdot 10^3$ а/м; значения H'_c у них обычно меньше $1,6 \cdot 10^3$ а/м (20 э), а $Q < 1$.

Третью группу представляют обр. 461 и 442. В отличие от рассмотренных, их кривые размагничивания характеризуются более плавным спадом I_n . Во всяком случае, в полях порядка $16 \cdot 10^3$ а/м эти образцы теряют не более 0,5 ее первоначальной величины. Это может свидетельствовать о присутствии какой-то нестабильной намагничённости иной природы, чем вязкая. Довольно высокая величина $H'_c \approx 1,6 \cdot 10^3$ а/м и изменение вектора I_n почти на 180° (в одном случае по наклонению, в другом — по склонению) также затрудняют оценку стабильности таких пород.

Заканчивая анализ результатов размагничивания габброидов переменным полем, рассмотрим кратко характеристику

кривых $I_n(\tilde{H})$ габброидов из скважин Стремигородского участка. На рис. 39, б приведены результаты размагничивания образцов из скв. 421 и 804. Последние расположены в пределах одного тела габбро — первая в центре, вторая ближе к контакту с габбро-лабрадоритами. Как уже отмечалось, образцы из скважин существенно различаются по величине H'_c : у первых H'_c превышает $3,2 \cdot 10^3$ а/м (40 э), у вторых — едва достигает $2,4 \cdot 10^3$ а/м (30 э) (табл. 10). Соответственно различна и конфигурация кривых $I_n(\tilde{H})$. Кривые размагничивания образцов из скв. 421 имеют вид полого падающих прямых с небольшим перегибом в области полей $24\text{--}32 \cdot 10^3$ а/м, после которого градиент изменения I_n приближается к нулю (рис. 39, б, 1—3). В полях $32 \cdot 10^3$ а/м они теряют не более 0,4 первоначальной величины I_n (в ряде случаев — 0,6 I_n). Одна из таких

кривых (I) приведена на рис. 39. Направление вектора естественной остаточной намагниченности этих пород, как можно заключить по виду рассмотренных кривых и по стереограмме направлений векторов I_n , определяется стабильной компонентой.

Кривые I_n (\vec{H}) образцов из скв. 804, наоборот, имеют сложную форму, свидетельствующую о многофазности этих пород в магнитном отношении. В полном соответствии с величиной H'_c в полях $32 \cdot 10^3$ а/м они теряют от 0,5 до 0,8 первоначальной I_n и должны быть отнесены к нестабильным породам.

Таким образом, по данным лабораторных исследований, в изученной коллекции отмечаются магнитоустойчивые, метастабильные и нестабильные породы, тяготеющие в общем плане к определенным петрографическим разновидностям.

При анализе экспериментального материала наше внимание было сосредоточено лишь на физических особенностях намагниченности. Теперь рассмотрим ряд вопросов, связанных с минералогической природой намагниченности габброидов, в частности ее стабильной компоненты.

Как видно из приведенного материала, среди изученных пород этой группы наименее магнитоустойчивы габбро из обнажений Коростенского плутона. Попытаемся выяснить, с какими особенностями ферромагнитных компонентов связана низкая стабильность этих пород.

Первичные рудные минералы в габбро (см. гл. II) представлены ильменитом и титаномагнетитом, которые образуют субграфические сростки с оливином и пироксеном, самостоятельные зерна и зернистые агрегаты, а также микроскопические включения в силикатах. Первичный магнетит встречается редко, преимущественно в ассоциации с решетчатым титаномагнетитом.

Широко распространенные оливиновые габброиды всегда содержат вторичный магнетит, освобождающийся в ходе постмагматических реакций замещения оливина (реже — пироксенов). Вторичный магнетит выполняет трещины в зернах оливина, развивается в виде каемок, сеток, бесформенных скоплений тонкодисперсных зерен. Количество рудного вещества в габбро обычно варьирует в пределах 4—6%. Габбро-лабрадориты и лабрадориты отличаются от габбро не только низким содержанием оливина, пироксенов и рудных минералов, но и, как отмечалось в гл. II, несколько иным характером последних. Преобладающим рудным компонентом лабрадоритов и габбро-лабрадоритов является ильменит. Титаномагнетит редок, а магнетит, особенно вторичный, практически отсутствует; чаще, чем в габбро, встречается пирротин. Существенная особенность этих пород (главным образом лабрадоритов) — большое количество ориентированных рудных включений в плагиоклазах. Размер включений измеряется микронами.

Основываясь на результатах параллельного изучения магнитных свойств и особенностей состава рудных компонентов лабрадоритов, габбро-лабрадоритов и габбро, мы полагаем, что стабильная компонента их намагниченности связана с ферромагнетиком, образующим мельчайшие ориентированные включения в пироксенах и плагиоклазах, — ильменитом либо минералом из твердых растворов ильменита с гематитом или магнетитом.

В этом нас убеждает вид кривых $I_n(\vec{H})$, которые усложняются с переходом от лабрадоритов, реально содержащих только ильменит, к габбро, имеющим в составе всю гамму ферромагнетиков. В пользу такого предположения свидетельствуют и скудные данные о магнитных свойствах ильменита (Грехэм, 1962; Ранкорн, 1955; Нагата, 1956; Яновский, 1963). Из этих работ следует, что ильменит, подобно гематиту, должен быть отнесен к антиферромагнетикам и что он характеризуется высокой коэрцитивностью и низкой магнитной восприимчивостью, а некоторые соединения ильменита с гематитом имеют ярко выраженные ферромагнитные свойства. Действительно, у изученных нами пород, содержащих преимущественно ильменит, остаточная намагниченность, как правило, больше индуктивной, обычно не превышающей $5 \cdot 10^{-8}$ тл.

Нестабильная часть намагниченности (вязкая) в данном случае обусловлена скорее всего вторичным магнетитом, образовавшимся в условиях низких температур. Действительно, из рис. 38, 39 видно, что почти все кривые $I_n(\vec{H})$ габбро имеют вязкую намагниченность, у габбро-лабрадоритов I_{rv} составляет не более 0,3 первоначальной величины; у лабрадоритов кривых с вязкой намагниченностью нет. Это полностью соответствует данным минералогического анализа: у габбро вторичного магнетита много, у габбро-лабрадоритов мало, у лабрадоритов — нет совсем. Роль пирротина в общем эффекте намагниченности пока не выяснена, однако, судя по работам М. А. Грабовского и О. Н. Жерденко, пирротин в этих породах не должен характеризоваться ферромагнитными свойствами.

Необходимо отметить, что высказанные суждения о минералогической природе стабильной компоненты намагниченности габброидов Волыни представляются нам на данном этапе исследований наиболее вероятными, хотя пока и не объясняют всех особенностей намагниченности этих пород. Так, осталась невыясненной до конца причина высокой стабильности трахитоидного габбро из скважин Стремигородского участка, в котором наряду с крупнокристаллическим ильменитом содержится магнетит. Не всегда понятно, почему среди лабрадоритов — пород, наиболее стабильных к воздействию переменного поля, встречаются образцы с низкими значениями H'_c и Q .

Наиболее важным результатом изучения магнитной стабильности мы считаем выделение среди изученных пород Волыни

стабильных разностей, намагничённость которых может рассматриваться как синхронная эпохе образования породы. Это свидетельствует о возможности использования данных о магнитных параметрах некоторых пород габбро-лабрадоритового комплекса для решения такой практически важной задачи, как определение геологического возраста магматических образований.

Стабильность базальтов изучалась на образцах двух коллекций — ровенской и покрово-киреевской. По величине H'_c , изменяющейся обычно от 0,8 до $2,0 \cdot 10^3$ а/м (от 10 до 25 э), базальты обоих районов относятся к метастабильным породам.

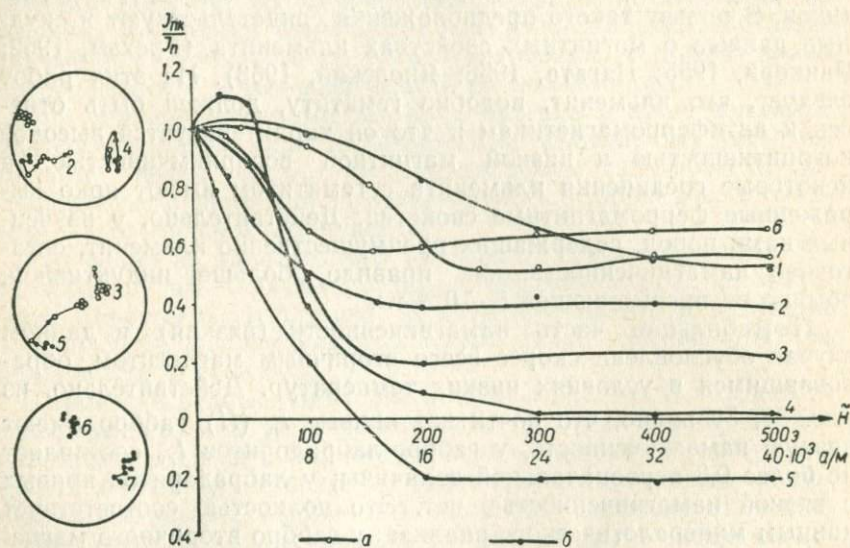


Рис. 40. Результаты размагничивания переменным полем базальтов:
а — ровенских; б — покрово-киреевских.

Данные размагничивания в переменном поле (рис. 40) указывают на подобие всех образцов по характеру намагничённости, но не дают четких представлений о их стабильности. Всем этим образцам свойственно уменьшение I_n в полях интенсивностью менее $16 \cdot 10^3$ а/м с последующим сохранением достигнутой величины вплоть до полей в $40 \cdot 10^3$ а/м. Величина сохранившейся части I_n в поле $32 \cdot 10^3$ а/м изменяется от образца к образцу в пределах от 0,7 до 0,2 I_n . По этому признаку изучавшиеся породы можно было бы разделить на стабильные и нестабильные, что вряд ли будет правильным, так как среди первых (рис. 40, 1, 7, 6) и вторых (кривая 3) есть образцы, у которых направление вектора I_n остается постоянным или изменяется в небольших пределах. Значения H'_c близки у всех образцов и не превышают $1,8 \cdot 10^3$ а/м (22 э).

Изучение минералогического состава базальтов показало, что ферромагнитные минералы преимущественно представлены двумя структурными типами: мельчайшими зернышками неправильной формы, насыщающими основную массу породы, и равномерно рассеянными зернами правильной формы размером от сотых долей миллиметра до 1 мм и более. Содержание рудных в ровенских базальтах составляет 3—4%, покрово-киреевских, за небольшим исключением (например, обр. 6 содержит 2%), — 7—15%.

Минералогическое изучение рудных минералов позволяет отнести преобладающую часть из них к твердым растворам магнетит-ильменитовой серии. При этом у ровенских базальтов ферромагнетики вкрапленников чаще представлены гомогенным титаномагнетитом, как бы закаленным в результате быстрого охлаждения магмы; у покрово-киреевских базальтов порфиновые выделения рудного образованы магнетитом и ильменитом.

При сопоставлении кривых $I_n(\vec{H})$ и данных минералогического анализа можно прийти к выводу, что базальты двухфазны в магнитном отношении. Стабильная компонента намагниченности у них, вероятно, обусловлена тонкодисперсным ферромагнетиком основной массы. Иллюстрацией такого предположения может быть кривая $I_n(\vec{H})$ обр. 6 (рис. 40), у которого отмечена максимальная величина сохранившейся части намагниченности при низком содержании рудных вкрапленников и минимальном значении I_n . Нестабильная компонента обусловлена рудными вкрапленниками, и ее величина, скорее всего, выражает их количественное содержание.

В коллекции ровенских базальтов было встречено несколько образцов, отличающихся от остальных исключительно большой величиной ($1200 \cdot 10^{-8}$ тл) и отрицательным направлением вектора I_n . Не менее оригинальными оказались также характеристики их стабильности. По параметру H'_c ($4,0 \cdot 10^3$ а/м (50 э)) они должны быть отнесены к породам, безусловно, стабильным, по результату размагничивания в переменном поле — к абсолютно нестабильным (рис. 40, 4). Такое сочетание параметров стабильности и высокие значения I_n делают чрезвычайно интересным установление природы их намагниченности, тем более, что по составу они ничем не отличаются от других образцов этих пород. Для выяснения природы I_n один из образцов был нагрет до температуры 700°C и охлажден в лабораторном поле. Полученная лабораторная термонамагниченность сопоставлена с естественной остаточной намагниченностью. Результаты размагничивания I_n и I_{rt} переменным полем показаны на рис. 41. Как следует из рис. 41, наблюдаемая естественная намагниченность не имеет терромагнитной природы. Величина лабораторной I_{rt} имеет тот же порядок, что и у обычных образцов ба-

зальтов ($I_{rt} = 56 \cdot 10^{-8}$ тл). Эти данные (большие значения I_n , взаимное расположение кривых $I_n(\tilde{H})$ и $I_{rt}(\tilde{H})$, небольшая величина I_r) позволяют высказать предположение о нормальной намагниченности, образовавшейся в магнитном поле грозового разряда. Оно кажется вполне оправданным, так как образцы отобраны из верхней части покровов, вскрытых карьерами.

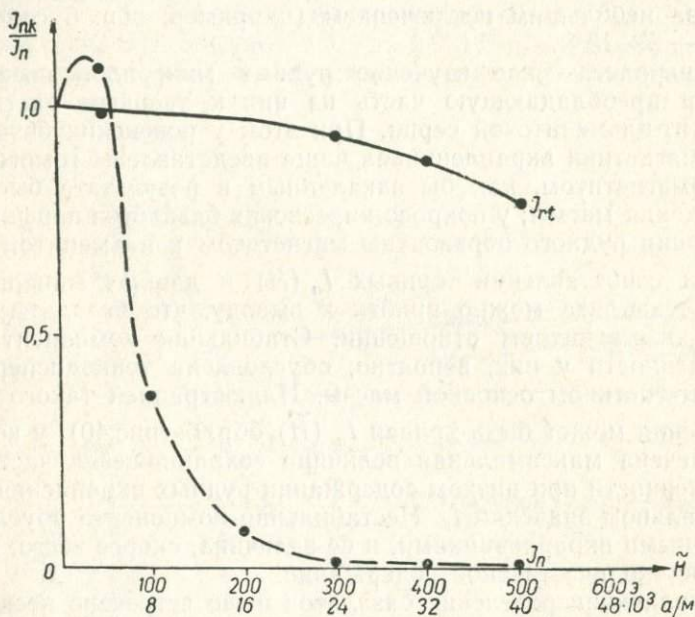


Рис. 41. Сопоставление кривых $I_{rt}(\tilde{H})$ и $I_n(\tilde{H})$ образца базальта 1145 из обнажения 345 (Берестовецкий карьер).

На стабильность к постоянному и переменному полям исследовано также 15 образцов диабазов и монцонитовых порфиринов Приазовья, большинство из которых характеризуется обратной намагниченностью. Величина H'_c этих пород колеблется в значительных пределах — от 0,8 до $4,8 \cdot 10^3$ A/m (от 10 до 60 э); наиболее часто встречаются образцы с $H'_c < 1,6 \cdot 10^3$ A/m (20 э). Максимальные значения H'_c 2,2— $4,8 \cdot 10^3$ A/m (28—60 э) получены для обратно намагниченных габбро-диабазов из обн. 357 (рис. 27, А). В то же время породы из обн. 367 с аналогичной ориентировкой векторов показали больший разброс значений H'_c и меньшую абсолютную величину — 0,8 до $2,4 \cdot 10^3$ A/m (от 10 до 30 э) (рис. 27, Г).

Из рис. 42 видно, что кривые $I_n(\tilde{H})$ всех изученных образцов, независимо от их полярности в естественном залегании, и величини

ны H'_c , сходны между собой. Все кривые показывают, что эти образцы теряют 0,8—0,9 первоначальной намагниченности в полях порядка $4—8 \cdot 10^3$ а/м. При дальнейшем увеличении поля вплоть до $62 \cdot 10^3$ а/м оставшаяся часть намагниченности существенно не изменяется. Данные образцы различаются лишь тем, что у одних в процессе размагничивания углы α и j изменяются почти на 180° , у других — незначительно (обр. 1315, 1378).

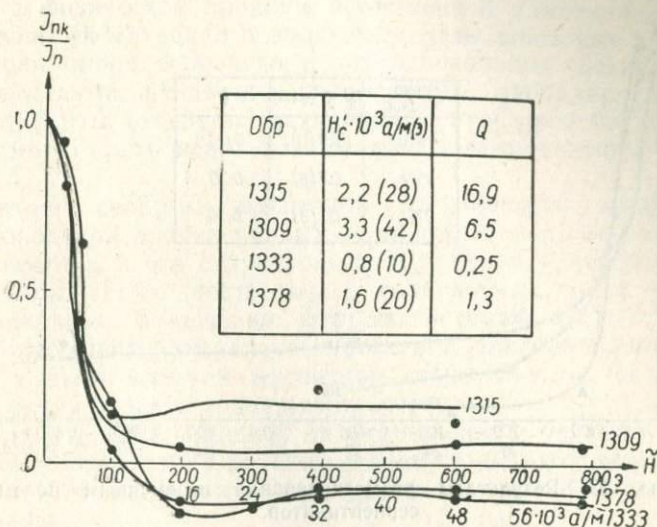


Рис. 42. Кривые размагничивания переменным полем диабазов и габбро-диабазов Приазовья.

Образцы первой группы, как правило, в естественных условиях намагничены прямо, и проекции их векторов I_n располагаются на стереограмме вблизи направления современного геомагнитного поля. Вид кривых $I_n(\tilde{H})$ и изменение углов позволяют считать эти образцы перемагниченными.

Образцы второй группы намагничены обратно. Соответствия между параметрами стабильности к переменному и постоянному полям у них не наблюдается: они характеризуются высокими значениями H'_c и теряют почти всю намагниченность в переменных полях $8 \cdot 10^3$ а/м. Таким образом, если учитывать только данные размагничивания переменным полем, эти породы должны быть отнесены к магнитонестабильным; если же ориентироваться на относительное постоянство углов α и j при размагничивании, а также на высокие значения H'_c и Q , их можно считать стабильными.

Неопределенность в оценке стабильности габбро-диабазов и монцонитовых порфиров наряду с определенностью их ге-

незиса (это высокотемпературные породы, образовавшиеся при остывании магмы, проникшей в ослабленные зоны земной коры из глубинных очагов) делает особенно интересным экспериментальное изучение происхождения их естественной остаточной намагниченности. Такие исследования нами выполнены и описываются. Здесь отметим лишь, что обратно намагниченные породы

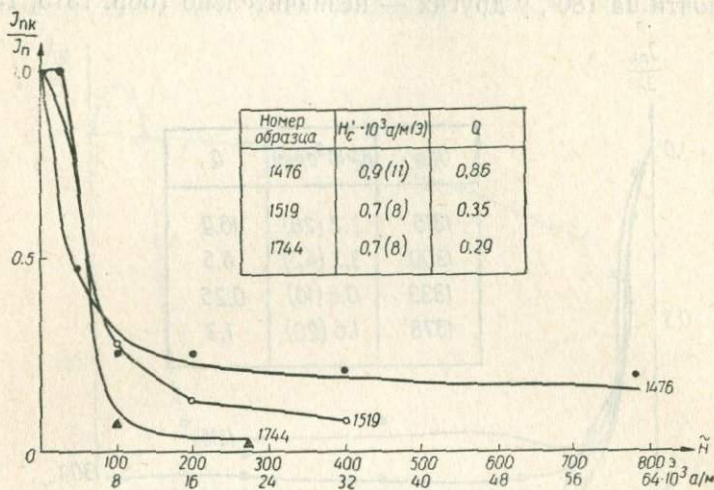


Рис. 43. Результаты размагничивания переменным полем серпентинитов.

в переменных полях чаще всего сохраняют первоначальную ориентировку векторов I_n . Это может быть основанием для использования их в палеомагнитных целях.

В заключение кратко рассмотрим данные о стабильности серпентинитов. Из рис. 43 видно, что они почти полностью теряют намагниченность в переменных полях с амплитудой $8 \cdot 10^3 \text{ а/м}$. Направление векторов I_n у них резко изменяется в полях $2,0 \cdot 10^3 \text{ а/м} - 4,0 \cdot 10^3 \text{ а/м}$ и продолжает изменяться в большом диапазоне вплоть до полей с амплитудой $62 \cdot 10^3 \text{ а/м}$. Для серпентинитов обычные очень низкие значения Q (гораздо меньше единицы) и H'_c (не более $0,8 - 1,2 \cdot 10^3 \text{ а/м}$). Таким образом, по всем параметрам их следует считать магнитонестабильными. С нашей точки зрения, это вполне закономерно, так как главным ферромагнетиком серпентинитов является вторичный, относительно низкотемпературный, магнетит, образовавшийся при трансформации железисто-магнезиальных силикатов, с которым, на что мы уже обращали внимание, в основных и ультраосновных породах часто связана нестабильная компонента I_n . Здесь, однако, следует отметить, что процесс образования магнетита при серпентинизации — это процесс

новообразования ферромагнетика в магнитном поле. В связи с этим его намагниченность должна рассматриваться как химическая, которая, согласно существующему мнению (Хей, 1958; Храмов, 1958; Петрова, 1961; Яновский, 1963; и др.), равноценна по стабильности термоостаточной намагниченности или даже превосходит ее. Все это, так же, как и при изучении стабильности дайковых пород, выдвигает на первый план необходимость выяснения физической природы естественной намагниченности.

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы.

1. Среди пород основного и ультраосновного состава имеются стабильные разности (пироксениты, лабрадориты, габбро-лабрадориты, отдельные разновидности габбро и базальтов), которые могут быть использованы для палеомагнитных исследований.

2. Высокие свойства магнитной стабильности кристаллических пород при прочих равных условиях зависят от размеров ферромагнетика и его структурного положения в породе. Наиболее высока стабильность пород, содержащих очень мелкие ориентированные включения ферромагнетиков в кристаллах породообразующих минералов (пироксенов, плагиоклазов и др.). В связи с этим высокой магнитной стабильностью часто характеризуются диалагсодержащие породы.

3. Отрицательное влияние на стабильность оказывает серпентинизация оливина, с которой связано выделение вторичного магнетита. Оливинсодержащие породы, как правило, магнито-нестабильны.

§ 3. Некоторые сведения о природе естественной остаточной намагниченности

Общепринято, что самым стабильным видом намагниченности ферромагнетиков, а следовательно, и пород, в состав которых они входят, является термоостаточная, наименее же стабильным — нормальная; все остальные виды намагниченности — временная, парциальная, динамическая, идеальная — занимают промежуточное положение (рис. 44). Химическая намагниченность изучена плохо, однако большинство авторов (Хей, 1958; Кобаяси, 1959; Петрова, 1961; Яновский, 1963; и др.) указывает на ее сходство по стабильности с термонамагниченностью.

Естественно, что конфигурация кривых (рис. 44) в каждом отдельном случае может быть различна в зависимости от состава, стабильности и соотношения стабильной и нестабильной компонент намагниченности в породе.

Одним из способов, позволяющих определить природу естественной намагниченности, является метод сравнения характеристик стабильности, разработанный в Институте физики Земли АН СССР (Петрова, 1961; Безуглая, Мартынова, Петрова, Ры-

бак, 1962). Он основан на сравнении взаимного расположения кривых размагничивания переменным полем равных по величине I_n , I_{rt} , I_{ri} , I_r и т. д. Термоостаточная, идеальная, нормальная и другие виды задаются искусственно. В частности, в нашем эксперименте I_{ri} была получена в постоянном поле интенсивностью 4,0—6,4 а/м (0,5—0,8 э) при одновременном воздействии переменным полем с амплитудой $62 \cdot 10^3$ а/м (780 э); термона-

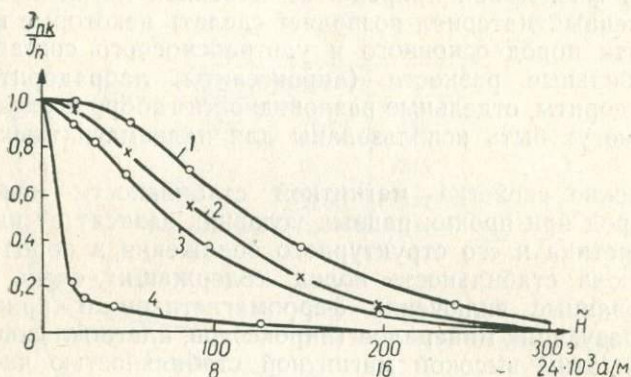


Рис. 44. Результаты размагничивания переменным полем равных по величине нормальной, временной, идеальной и термонамагниченностей (по Г. Н. Петровой):

1 — I_{rt} ; 2 — I_{ri} ; 3 — I_{rv} ; 4 — I_r .

магничность — при охлаждении образца в лабораторном поле от температур 600—700°C; нормальная — в постоянном поле интенсивностью выше 80 а/м (1 э).

Для определения происхождения намагниченности дайковых пород исследовались образцы габбро-диабазов из обн. 357 и диабазов из обн. 361 (рис. 27, А, Б).

Габбро-диабазы в естественных условиях характеризуются обратной намагниченностью с положительной и отрицательной ориентировкой вертикальной составляющей вектора I_n . В отличие от них диабазы прямо намагничены и их векторы I_n группируются вблизи направления современного геомагнитного поля.

Как показало изучение магнитной стабильности (гл. III, § 2), H'_c обоих типов пород довольно высоки. Вместе с тем и диабазы, и габбро-диабазы полностью размагничиваются в переменных полях $16 \cdot 10^3$ а/м (200 э).

Исходя из геологических соображений, и диабазы, и габбро-диабазы как продукты быстрой кристаллизации магмы должны характеризоваться термонамагниченностью. Однако сопоставление кривых $I_n(\tilde{H})$, $I_{rt}(\tilde{H})$, $I_{ri}(\tilde{H})$ (рис. 45) показывает,

что общей чертой всех этих видов намагниченности является низкая стабильность. Даже термоостаточная намагниченность сохраняет в полях с амплитудой $16 \cdot 10^3$ а/м только 10% первоначальной величины.

Кривая I_n обычно расположена гораздо ниже кривых I_{rt} (\tilde{H})

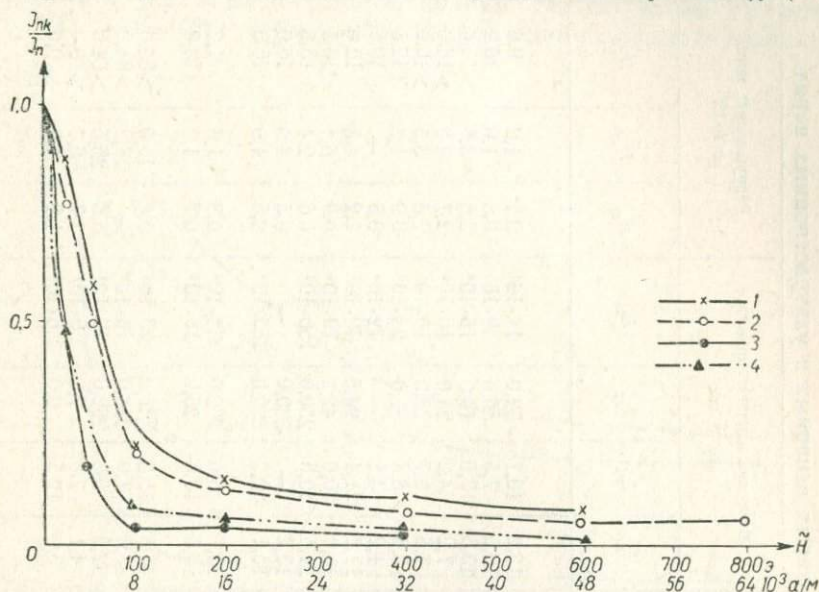


Рис. 45. Результаты размагничивания переменным полем равных по величине естественной, термоостаточной и идеальной намагниченностей диабазов:

1 — I_{rt} ; 2 — I_{rt} ; 3 — I_n ; 4 — I_r .

и I_{rt} (\tilde{H}) и наиболее близка кривой I_r (H). Это позволяет считать, что изучавшиеся образцы характеризуются одним из видов изотермической намагниченности — скорее всего временной. Предположение о нормальной намагниченности менее вероятно, так как для получения $I_r = I_n$ необходимы постоянные поля $0,8-1,6 \cdot 10^3$ а/м (10—20 э) (табл. 11), которые, как известно, в естественных условиях не существуют. В таком случае кучное расположение векторов I_n в коренном залегании легко можно объяснить перемангниченностью породы современным магнитным полем Земли.

По данным минералогического анализа, в диабазах обн. 361 содержится практически только магнетит преимущественно вторичного происхождения. О его низкой коэрцитивности свидетельствуют значения H'_{ct} , соизмеримые с H'_c .

Магнитная характеристика некоторых основных и ультраосновных пород

Порода	Ферромагнетик по минералогическим определениям	Номер образца	Величина намагниченности, 10^{-8} тл				Разрушающее поле, $\text{а/м} \cdot 10^3$			Поле, в котором $I_n = I_r$	Q
			I_n	I_{ri}	I_{rt}	I_{ns}	H'_c	H'_{ct}	H'_{cs}		
Диабаз	Магнетит	1327	13,2	10,7	52,0	$14 \cdot 10^4$	0,2	1,2	9,6	1,6	0,93
"	"	1333	12,5	7,5	56,5	$9 \cdot 10^4$	0,8	1,0	16,0	0,8	0,34
Габбро-диабаз	Решетчатый	1309	13,5	12,5	14,0	$15 \cdot 10^4$	3,6	3,8	> 16,0	3,2	6,5
"	Титаномагнетит	1310	7,2	4,2	28,0	$10 \cdot 10^4$	2,7	4,8	> 16,0	4,0	4,5
"	"	1312	7,8	3,7	28,0	$10 \cdot 10^4$	2,6	3,5	> 16,0	3,2	4,9
Серпентинит (Побужье)	Магнетит	1519	8,8	8,8	31,0	$23 \cdot 10^4$	0,9	1,2	12,8	0,32	0,6
"	"	1520	4,2	4,8	—	$12 \cdot 10^4$	0,5	—	10,8	0,2	0,47
"	"	1744	17,2	21,4	94,5	$40 \cdot 10^4$	1,2	4,8	12,0	0,4	1,47
"	"	1749	10,9	30,0	42,2	$19 \cdot 10^4$	0,9	6,4	13,5	0,3	1,05
" (Приазовье)	"	07/300	21,5	10,6	250,0	$150 \cdot 10^4$	0,6	2,4	13,5	0,2	0,5
"	"	07/313	13,2	—	320,0	—	0,5	4,0	16,0	—	0,3
"	"	24/264	15,1	50,2	390,0	$386 \cdot 10^4$	0,5	4,0	16,0	0,13	0,9
Перидотит серпентинизированный	"	1530/49	13,7	6,6	262,0	$8,4 \cdot 10^4$	0,8	1,6	1,2	0,6	0,99
То же	"	1530/60	4,5	13,5	26,0	$18 \cdot 10^4$	0,7	1,3	14,0	0,4	0,5
Пироксенит диалагавый	Ильменит (титаномагнетит?)	22	44,5	15,2	345,0	$23 \cdot 10^4$	5,4	15,0	> 64,0	—	18,0
То же	То же	248	23,0	7,9	288,0	$18 \cdot 10^4$	—	17,2	> 64,0	—	8,6
"	"	254	22,2	6,3	262,0	$12 \cdot 10^4$	8,6	26,5	> 64,0	—	35,8
Лабрадорит	Ильменит	560	4,1	7,8	7,9	$1,6 \cdot 10^4$	3,7	6,7	>> 16,0	0,2	23,0
"	"	506	3,9	12,5	9,0	$1,6 \cdot 10^4$	1,2	1,6	9,6	0,4	2,4

Сравнение стабильности I_n , I_{rt} и I_{ri} габбро-диабазов показало, что кривая $I_n(\tilde{H})$ этих пород так же, как и в рассмотренном случае, располагается значительно ниже кривых $I_{rt}(\tilde{H})$ и $I_{ri}(\tilde{H})$ (рис. 46), причем последняя кривая лежит выше графика $I_{rt}(H)$. Такое взаимное расположение кривых размагничивания

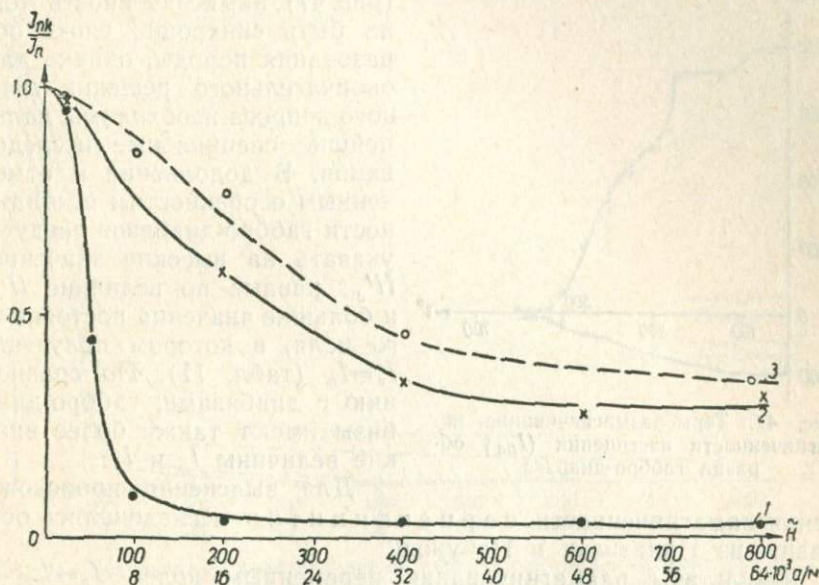


Рис. 46. Результаты размагничивания переменным полем равных по величине естественной, термоостаточной, идеальной намагниченностей габбро-диабазов:

1 — I_n ; 2 — I_{rt} ; 3 — I_{ri} .

идеальной и термоостаточной намагниченностей при отмеченном сочетании параметров стабильности описано Г. Н. Петровой как самообращение естественной намагниченности в системе с взаимопроникающими зёрнами. В данном случае эффект самообращения кажется вполне вероятным, так как основным ферромагнетиком габбро-диабазов является решетчатый титаномagnetит с соотношением ильменитовой и магнетитовой компонент 1:3 — 1:4. Самообращение намагниченности подтверждается также конфигурацией кривой терморазмагничивания I_{ns} (намагниченности насыщения), на которой наблюдается перегиб в области температур 220—250°C и полное исчезновение намагниченности при температуре 520°C (рис. 37). Первая фаза соответствует ильмениту, точка Кюри которого, согласно литературным данным, изменяется от 170 до 230°C. Вторая фаза с T_c , равной 550°C, соответствует титансодержащему магнетиту. При осты-

вании в лабораторном поле образец намагнитился против направления поля.

Таким образом, возможность использования этих пород в палеомагнитных целях также встречает затруднение, так как не известно время инверсии намагненности в породе. Судя

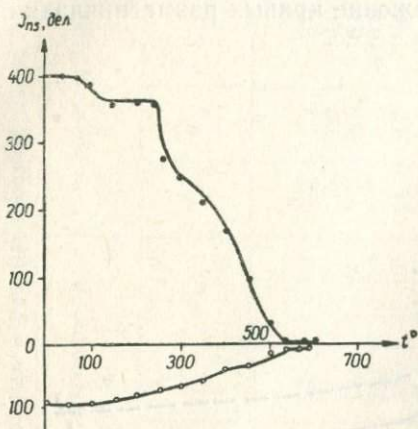


Рис. 47. Терморазмагничивание намагненности насыщения (I_{ns}) образца габбро-диабазы.

по экспериментальным данным (рис. 47), намагненность могла быть синхронна эпохе образования породы, однако для окончательного решения данного вопроса необходимы дальнейшие специальные исследования. В дополнение к отмеченным особенностям стабильности габбро-диабазов следует указать на высокие значения H'_{ct} , равные по величине H'_c , и большие значения постоянного поля, в котором получены $I_r = I_n$ (табл. 11). По сравнению с диабазами, габбро-диабазы имеют также более низкие величины I_n и I_i .

Для выяснения происхождения намагненности серпентинитов исследовались образцы из Приазовья и Побужья.

Результаты размагничивания переменным полем $I_n = I_{ri} = I_{rf} = I_r$ серпентинитов идентичны для всех образцов, в том числе и для серпентинизированных перидотитов (рис. 48). Остальные магнитные характеристики изученных образцов также однотипны. У всех образцов $I_{ri} = I_n$ получены в поле 40 а/м (0,5 э). Для создания $I_r = I_n$ требуется поле, относительно меньшее, чем это наблюдается у пород других типов (табл. 11). Термоостаточная намагненность превышает естественную в 4—20 раз. Достаточно велико также отношение $\frac{H'_{ct}}{H'_c}$.

Особенности параметров стабильности намагненности серпентинитов, а также близость кривых I_n (\vec{H}) и I_r (\vec{H}) позволяют считать наиболее вероятным изотермическое происхождение их естественной остаточной намагненности, хотя такое заключение плохо увязывается с условиями образования ферромагнетика серпентинитов, возникающего вследствие разложения силикатов при температурах 300—500°C. С этой точки зрения наиболее правильно было бы ожидать, что намагненность таких пород химическая или парциальная. Однако и в том, и в другом

случае серпентиниты должны были бы быть достаточно стабильными, чего фактически не наблюдается. Отсюда можно сделать вывод, что или серпентиниты утратили первичную намагниченность и приобрели одну из изотермических, или они характеризуются первичной намагниченностью (в соответствии с генези-

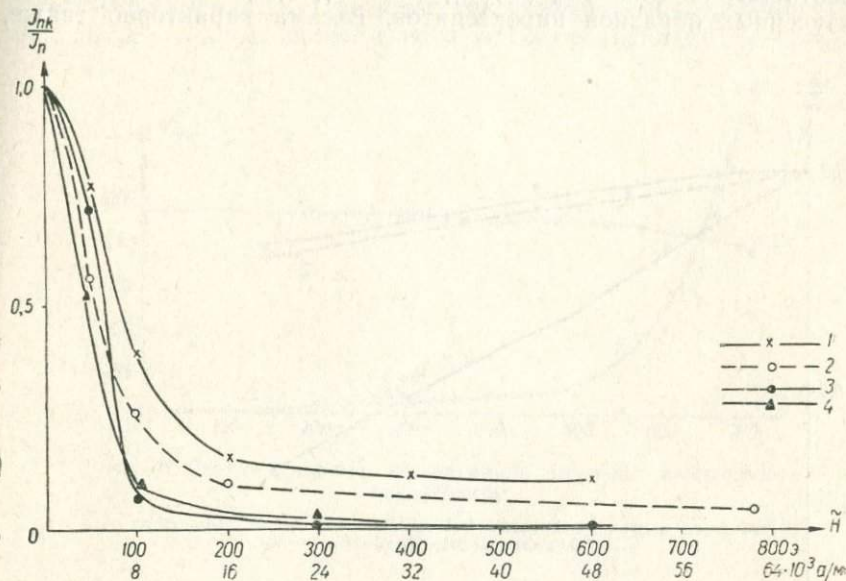


Рис. 48. Результаты размагничивания переменным полем равных по величине естественной, идеальной, термоустойчивой и нормальной намагниченностей серпентинитов:

$$1 - I_{rt}; 2 - I_{ri}; 3 - I_n; 4 - I_r.$$

сом — химической или парциальной), но она является нестабильной. В связи с этим возникает предположение, что магнитная стабильность гораздо больше зависит от качества ферромагнетика, чем от вида его намагниченности. Во всяком случае, в пользу этого предположения свидетельствует вид кривых I_{rt} (\tilde{H}) диабазов и серпентинитов (рис. 45 и 47, табл. 11), содержащих низкокоэрцитивный ферромагнетик: они теряют более 85% первоначальной намагниченности в полях менее $16 \cdot 10^3$ а/м.

В результате лабораторных исследований (гл. III, § 2) была установлена высокая стабильность диаллаговых пироксенитов. Как известно, они характеризуются обратной намагниченностью и кучным распределением векторов на стереограмме. В связи с этим выяснение происхождения намагниченности пироксенитов и, следовательно, оценка их пригодности для палеомагнитных исследований представляют большой интерес.

Как видно из рис. 49, кривые $I_n(\tilde{H})$ и $I_{rt}(\tilde{H})$ почти совпадают, а кривая $I_{ri}(\tilde{H})$ лежит значительно ниже их. Такое соотношение кривых $I_n(\tilde{H})$, $I_{rt}(\tilde{H})$ и $I_{ri}(\tilde{H})$ типично для всех изученных образцов пироксенитов. Весьма характерно также,

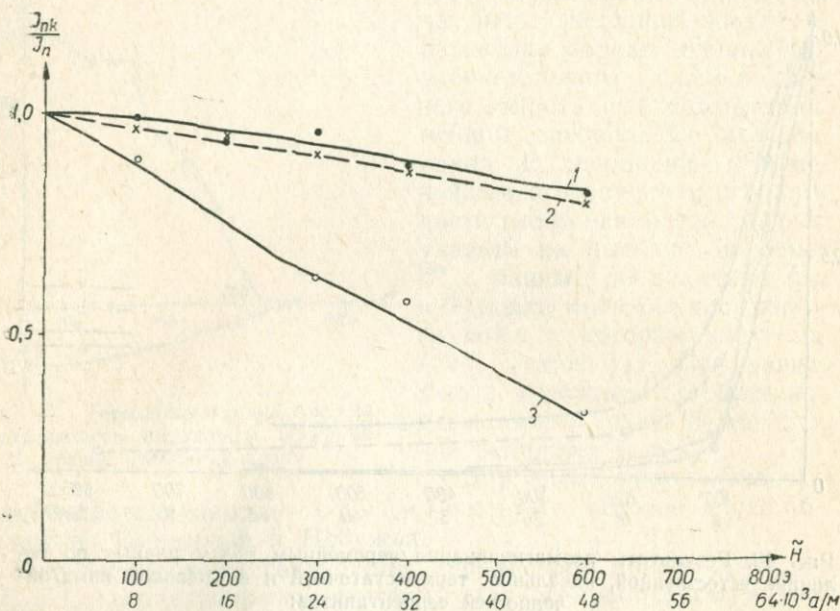


Рис. 49. Результаты размагничивания переменным полем равных по величине естественной, термоостаточной и идеальной намагниченностей пироксенитов:

$$1 - I_n; 2 - I_{rt}; 3 - I_{ri}.$$

что кривая $I_n(\tilde{H})$ располагается, как правило, несколько выше кривой $I_{rt}(\tilde{H})$, при этом абсолютная величина термоостаточной намагниченности обычно на порядок выше величины I_n . Это представляет интерес, поскольку данные о стабильности пироксенитов исключают возможность уменьшения I_n со временем.

Близкое расположение кривых $I_n(\tilde{H})$ и $I_{rt}(\tilde{H})$ свидетельствует о термоостаточном или химическом происхождении естественной намагниченности.

Пытаясь проверить предположение о термоостаточной намагниченности пироксенитов, мы провели нагревы образцов по методике Телье. На рис. 50 приведены результаты нагрева одного из образцов. Кривая размагничивания естественной на-

магничности $I_n(t^\circ)$ и кривая термонамагничивания в лабораторном поле $I_{rt}(t^\circ)$ в интервале температур порядка 20—500°C достаточно подобны, что характерно для термоостаточной намагничности. Вместе с тем при нагреве выше 500°C I_{rt} начинает быстро возрастать, а I_n уменьшается очень мало или совсем не изменяется. При этом, как указывалось, величина полной $I_{rt} \gg I_n$. Отмеченные факты, а также значительные разли-

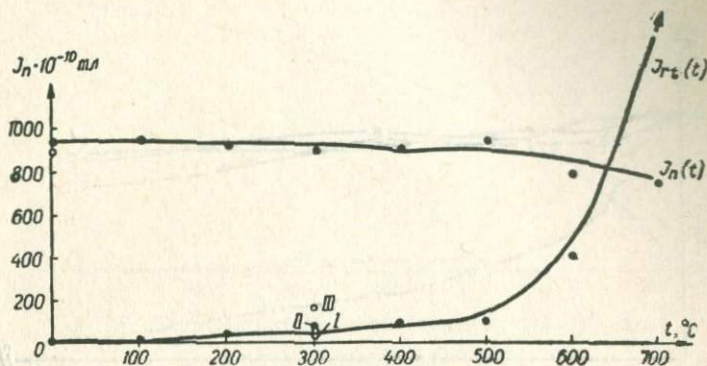


Рис. 50. Терромагнитные исследования образца диаллагового пироксенита:

I — повторный нагрев после 400° С; *II* — повторный нагрев после 500° С; *III* — повторный нагрев после 600° С.

чия между величинами H'_{ct} и H'_c плохо увязываются с версией о термоостаточной намагничности, хотя и не дают прямых указаний на намагничность другого вида, например химическую или кристаллизационную (Хей, 1958). Очевидно одно: ферромагнитные включения в диаллаге, являющиеся носителями остаточной намагничности пироксенитов, возникли при температуре гораздо выше 600°C. Об этом свидетельствует хорошее соответствие кривых $I_n(t^\circ)$ и $I_{rt}(t^\circ)$ в интервале температур 20—550°C и отсутствие минералогических изменений при повторных нагревах в этом интервале. Возрастание $I_{rt}(t^\circ)$ при нагревах выше 550°C может быть следствием минералогических изменений в составе породы, и это не дает возможности окончательно решить вопрос, каким видом намагничности — TRM или CRM — характеризуется последняя.

Что же касается стабильности I_n пироксенитов с точки зрения результатов температурной чистки, то необходимо отметить следующее. О чистоте первоначальной естественной намагничности и отсутствии второстепенных ее компонентов свидетельствует постоянство углов α и j , определяющих положение вектора I_n в системе координат образца, которые в процессе эксперимента изменялись в пределах $\pm 5^\circ$.

Первичная намагниченность диаллаговых пироксенитов, какова бы ни была ее природа — химическая или термоостаточная — синхронна эпохе становления породы и является достаточно стабильной. Следовательно, диаллаговые пироксениты можно использовать для палеомагнитных построений.

Аналогичная картина размагничивания равных по величине I_n , I_{ri} , I_{rt} и I_r наблюдается у лабрадоритов (рис. 51).

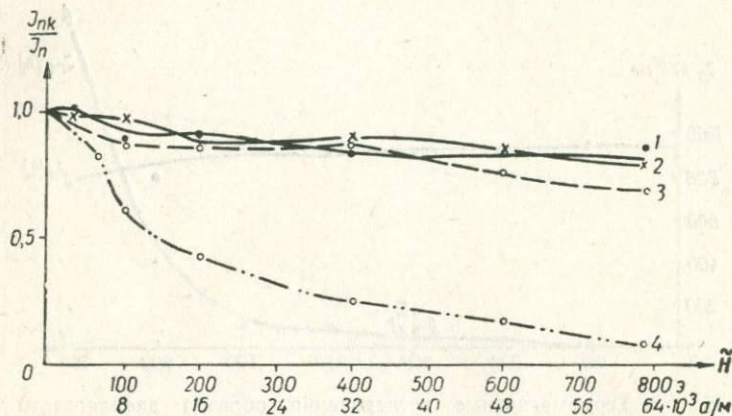


Рис. 51. Результаты размагничивания переменным полем равных по величине естественной, термоостаточной, идеальной и нормальной намагниченностей лабрадоритов:

1 — I_n ; 2 — I_{rt} ; 3 — I_{ri} ; 4 — I_r .

Правда, кроме сходства в расположении кривых, у лабрадоритов отмечаются существенные различия в магнитных характеристиках (табл. 11).

Из рис. 51 видно, что кривые $I_n(\tilde{H})$, $I_{rt}(\tilde{H})$ и $I_{ri}(\tilde{H})$, неоднократно пересекаясь, почти сливаются. В соответствии с принципами метода, взятого нами за основу (Безуглая и др., 1962), это делает равновероятным предположение и о термоостаточной, и об изотермической природе I_n . При этом обращает на себя внимание стабильность I_n : в поле с амплитудой $16 \cdot 10^3$ а/м (200 э) I_r теряет только 0,5 первоначальной величины.

В результате размагничивания по методу Телье было установлено, что кривые $I_n(t^\circ)$ и $I_{rt}(t^\circ)$ не совпадают во всем интервале температур (рис. 52).

Повторные нагревы от 20 до 600°C показали, что минералогические изменения в этом температурном интервале отсутствуют. Это ставит под сомнение предположение о термомагнитном происхождении естественной намагниченности лабрадоритов. Версия об изотермической природе I_n также маловероятна хотя бы потому, что $I_r = I_n$ получена в полях $0,2-0,4 \cdot 10^3$ а/м

(3—5 э). Кроме того, лабрадориты характеризуются высокой стабильностью к воздействию переменным полем, а значения H'_c и H'_{ct} у них близки.

Главным, а зачастую и единственным, рудным компонентом лабрадоритов, как указывалось, является минерал (по оптическим свойствам — ильменит), образующий тонкопластинчатые

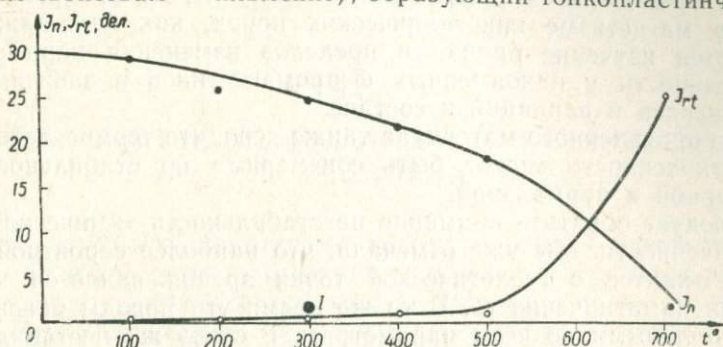


Рис. 52. Термомангнитные исследования лабрадоритов:

l — повторный нагрев после 700° С.

включения в зернах плагиоклаза. Высокая стабильность лабрадоритов и их способность сохранять намагниченность до температуры более 600°С (рис. 52) позволяют отнести этот рудный минерал к гемоильменитам.

Данные минералогического анализа и результаты лабораторных экспериментов делают предпочтительным предположение о кристаллизационной намагниченности лабрадоритов.

Таким образом, проведенные эксперименты позволили оценить достоверность наших предположений о происхождении остаточной намагниченности изучаемых пород, а в некоторых случаях прийти к совершенно определенным в этом отношении заключениям. В то же время при выяснении природы I_n основных и ультраосновных пород встречаются значительные трудности, свидетельствующие, с одной стороны, о сложности проблемы в целом, а с другой, — о несовершенстве методики исследований.

Проанализируем некоторые полученные нами данные, имеющие непосредственное отношение к вопросу о выяснении природы I_n .

В магнетизме горных пород общепринято, что наиболее стабильной является термоостаточная намагниченность. Сопоставление графиков размагничивания переменным полем равных по величине I_n , I_{rt} , I_{ri} и I_r (рис. 45, 46, 48) показывает, что кривая I_{rt} (\tilde{H}) действительно во всех случаях располагается выше других и, следовательно, термоостаточная намагничен-

ность — наиболее стабильна. Вместе с тем, иногда I_{rt} размагничивается в полях с амплитудой $16 \cdot 10^3$ а/м (200 э), что, как известно, характерно для изотермических намагниченностей. Отсюда можно заключить, что для каждого ферромагнетика существует своя, определенная зависимость параметров стабильности от вида намагниченности. Поэтому первоочередной задачей в магнетизме кристаллических пород, как нам кажется, является изучение причин и пределов изменения параметров стабильности у одноименных ферромагнетиков в зависимости от генезиса и вариаций в составе.

Из приведенного материала также ясно, что термоостаточная намагниченность может быть соизмерима по стабильности с временной и нормальной.

Следует обратить внимание на стабильность химической намагниченности. Мы уже отмечали, что наиболее вероятной для серпентинитов с геологической точки зрения является химическая намагниченность. В то же время эти породы оказались нестабильными по всем параметрам, и столь же нестабильной была искусственно заданная им термоостаточная намагниченность. Это позволяет считать, что высокая стабильность — не обязательный признак химической намагниченности. По-видимому, и в этом случае стабильность не столько связана с физическим видом намагниченности, сколько с качеством ферромагнетика, образовавшегося в результате химических преобразований. Кстати, почти во всех случаях, когда речь идет о высокой стабильности химически намагниченных осадочных пород, в качестве ферромагнетика называется гематит.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О НАМАГНИЧЕННОСТИ
В ГЕОЛОГИИ

Изложенный в предыдущих главах материал позволяет заключить, что магнитные свойства изученных пород закономерно изменяются с переходом от одной петрографической разности к другой (например, от лабрадоритов к габбро-лабрадоритам и габбро), а магнитные параметры близких по составу пород (лабрадоритов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов, пироксенитов Покрово-Киреево и Октябрьского массива) часто различны. В первом случае, как отмечалось ранее, переменной величиной является количество темноцветных, в том числе и рудных, минералов; во втором — различие в намагниченности отражает главным образом своеобразные условия кристаллизации и неодинаковый состав рудных компонентов. Независимо от того, насколько достоверны знания о корреляционной связи между параметрами намагниченности и вещественным составом горных пород, имеющиеся в нашем распоряжении данные уже сейчас могут учитываться при решении ряда практических вопросов.

1. В результате проведенных исследований установлены следующие особенности намагниченности основных и ультраосновных пород Украины.

1. Первичномагматические ультраосновные породы — перидотиты и пироксениты — обычно имеют очень низкие значения I_i и I_n (пироксениты Приазовья и Побужья, перидотиты Девладово, габбро-нориты Приднестровья и др.).

2. Большинство основных и ультраосновных пород шита характеризуется пологим расположением вектора I_n ($\pm 30^\circ$). Среди них нередко отмечают обратно намагниченные породы (см. стереограммы). Горизонтальным и близким к нему направлением вектора I_n характеризуются трахитоидное габбро Стремгородского участка, чарнокито-гнейсовый комплекс Побужья, габброиды Приазовья. Это необходимо учитывать при интерпретации сопряженных магнитных аномалий, наблюдающихся в большом количестве на Волыни, в Побужье и на других участ-

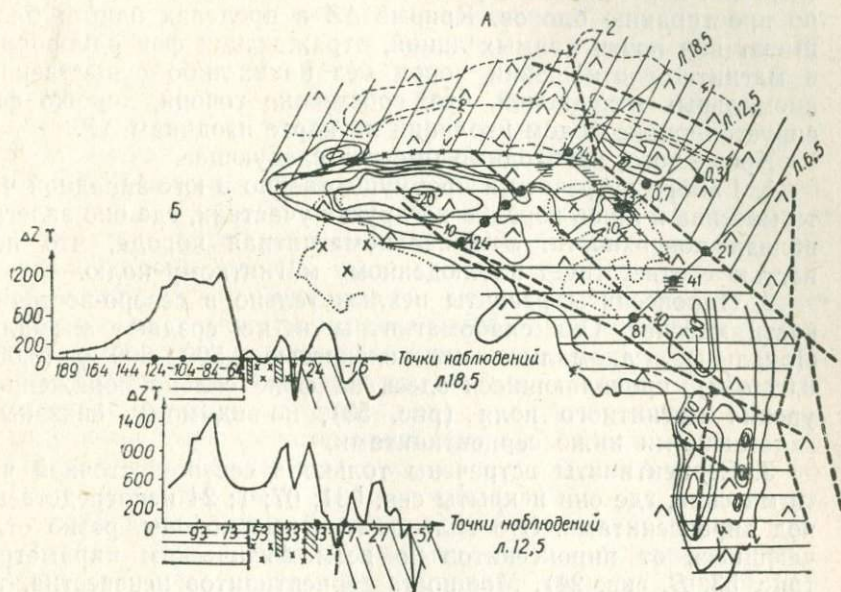
ках щита, тем более, что остаточная намагниченность многих разностей основных и ультраосновных пород существенно превосходит индуцированную (пироксениты Приазовья, лабрадориты и габбро-лабрадориты Волини, дайковый комплекс и др.).

Все это позволяет сделать вывод, что ультраосновные породы, в первую очередь первичномагматические, не всегда выступают как породы магнитоактивные. Поэтому мы считаем возможным обратить внимание геологов Украины на то, что в условиях Украинского щита картирование ультраосновных пород, имеющих большое практическое значение в связи с их рудоносностью, должно производиться комплексом геофизических методов, предпочтение среди которых следует отдать крупномасштабной гравиметрической съемке. По-видимому, этот вывод имеет значение не только для Украины. Ранее отмечалось, что имеются данные о немагнитных разностях гипербазитов из многих районов Советского Союза.

2. Различия в магнитных параметрах (I_n , I_i , Q) и плотности основных и ультраосновных пород позволяют рекомендовать данные о намагниченности для петрографического расчленения массивов указанных пород. Материал о петрографической корреляции частично опубликован (Михайлова, Тубина, 1962). Рассмотрим некоторые новые данные, интересные, как нам кажется, в практическом отношении.

При изучении магнитных параметров так называемых габбро-пироксенитов Октябрьского щелочного массива установлено, что данные породы не представляют чего-то единого со средними параметрами плотности и намагниченности, а довольно четко дифференцируются в пространстве. Это позволило предположить, что между габбро и пироксенитами нет постепенных переходов, а, наоборот, существуют довольно четкие границы.

На рис. 53 показаны результаты геологического и геофизического изучения Октябрьского массива. Геологическая основа (рис. 53, А) заимствована из материалов М. Д. Бойчука и П. С. Пятницы и отражает представления геологов о массиве как об однородном в петрографическом отношении теле. Штриховыми линиями дана петрографическая дифференциация массива, основанная на анализе геофизических материалов, и, в первую очередь, магнитных свойств и плотности. Действительно, анализ кривых I_n , I_i , Q и σ вдоль скважин (см. также гистограммы гл. II), расположенных в пределах различных блоков, свидетельствует о том, что породы этих блоков существенно различаются по всем параметрам (рис. 53, В). Это отчетливо фиксируют и кривые ΔZ , на которых отмечаются три относительных максимума, территориально приуроченных к разным блокам (рис. 53, Б). Расчлененность максимумов в пределах блока связана с неоднородностями в составе пород.



В

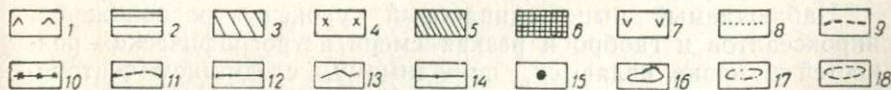
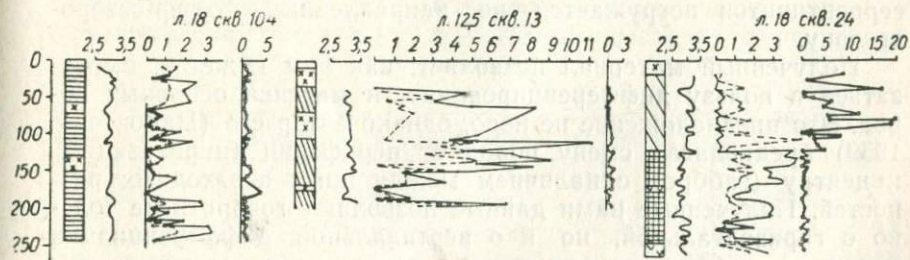


Рис. 53. Пример петрографической корреляции массива основных пород по магнитным параметрам:

1 — габбро-пироксенитовый массив по геологическим данным; 2 — габбро; 3 — пироксениты (2 и 3 — по данным магнитной корреляции); 4 — щелочной комплекс; 5 — контактово измененные сильномагнитные породы (габбро-амфиболиты); 6 — серпентиниты; 7 — перидотиты; 8 — геологические границы; 9 — разломы по геологическим данным; 10 — разломы по данным магнитной корреляции; 11 — кривая остаточной намагниченности; 12 — кривая индуктивной намагниченности; 13 — кривая плотности (σ); 14 — кривая изменения Q ; 15 — скважины; 16 — положительные значения ΔZ ; 17 — нулевые значения ΔZ ; 18 — отрицательные значения ΔZ . Значения изодинам даны в сотнях гамм, значения I_i и I_n — в 10^{-7} тл.

Значения ΔZ наблюдались как вдоль линий разбуренных скважин, пересекающих разные блоки (18,5; 12,5 и др.), так и по простирацию блоков. Кривые ΔZ в пределах одного блока имеют вид почти прямых линий, отражающих фон однородных в магнитном отношении пород без каких-либо существенных аномальных отклонений, что, собственно говоря, хорошо фиксируется также ходом изолиний на карте изодинам ΔZ .

Кроме того, необходимо ометить следующее.

1. Габбро встречается преимущественно в юго-западной части массива и лишь изредка на других участках, где оно залегает вблизи поверхности. Это сильномагнитная порода, что полностью соответствует наблюдаемому магнитному полю.

2. Пироксениты развиты исключительно в северо-восточной части массива. Они слабомагнитны и не создают аномалий. Локальные аномалии интенсивностью 500—800 γ (0,05—0,08 a/m), проявляющиеся здесь на фоне сильно пониженного уровня магнитного поля (рис. 53), по-видимому, связаны с залегающими ниже серпентинитами.

3. Серпентиниты встречены только в северо-восточной части массива, где они вскрыты скв. 031; 07; 1; 24 непосредственно под пироксенитами. Это сильномагнитные породы, резко отличающиеся от пироксенитов по всем физическим параметрам (рис. 53, В, скв. 24). Мощность серпентинитов неизвестна, так как они нигде не перебурены. Из анализа магнитного поля и разрезов скважин можно лишь заключить, что поверхность серпентинитов погружается по направлению к север-северо-востоку.

Полученный материал позволяет, как нам кажется, высказаться в пользу дифференцированности массива основных пород. Это предположение не ново, однако автор его (Царовский, 1959) предполагал смену пород от периферии (пироксениты) к центру (габбро) с наличием между ними переходных разностей. Полученные нами данные позволяют говорить не только о горизонтальной, но и о вертикальной дифференциации массива: габбро \rightarrow пироксениты \rightarrow серпентиниты \rightarrow перидотиты (сверху вниз).

Наблюдаемый ныне одинаковый уровень расположения пироксенитов и габбро и резкая смена петрографических разностей в плане являются, по-видимому, следствием тектонических подвижек, разбивших массив на блоки и переместивших последние в вертикальной плоскости. О блоковом строении массива также известно (рис. 53, А), но характер и амплитуда перемещения отдельных блоков устанавливаются нами впервые. С учетом мощности габбро в юго-западной части тела амплитуда перемещения северного блока вверх может быть оценена минимум в 250—300 м. Блок, представленный пироксенитами, и блок, сложенный габбро, разделяются средним, породы кото-

рого наиболее переработаны щелочной магмой, обогащены амфиболом, рудными минералами и характеризуются по сравнению с другими породами массива исключительно высокими магнитными свойствами (рис. 53, скв. 13, разрезы профилей).

Четкое проявление в магнитном поле и почти линейная протяженность зон магнитоактивных пород (рис. 53, Б), приуроченных к области наиболее интенсивного воздействия интрузии, позволяет уточнить местоположение ранее известного разлома и наметить новый, который вытянут в направлении от скв. 41 линии 6,5 к скв. 24 линии 18,5 юго-западнее скв. 13 линии 12,5. Контакт пироксенитов и габбро в северо-западной части массива тектонический.

3. Одной из главных задач, стоявших перед нами, было выяснение возможности использования палеомагнитных методов для изучения кристаллических пород, в частности основных и ультраосновных. Наиболее актуально при этом определение возраста кристаллических пород по пространственной ориентировке вектора их остаточной намагниченности.

Выполненное нами изучение магнитной стабильности позволило выделить среди данного комплекса пород стабильные, метастабильные и нестабильные разновидности.

Стабильными, намагниченность которых можно считать синхронной эпохе образования породы, оказались пироксениты Октябрьского массива, лабрадориты и габбро-лабрадориты Коростенского плутона и некоторые дайковые породы Западного Приазовья и др. К метастабильным разновидностям, первичная намагниченность которых может быть выделена в результате

Таблица 12
Средние направления I_n и координаты геомагнитных полюсов основных и ультраосновных пород УЩ

Порода	Координаты места отбора в градусах		Координаты, $I_{n\text{cp}}$			Координаты полюса		Круг доверия в градусах
	Φ°	Λ°	D_{cp}°	J_{cp}°	Намагниченность: прямая (+) обратная (-)	Φ°	Λ°	
Пироксениты Октябрьского массива	48	38	201	+13	(-)	32	186	9
Лабрадориты и габбро-лабрадориты, обн. 70—74, Волянь	51	29	31	-10	(+)	30	171	11
Лабрадориты и габбро-лабрадориты, обн. 104—108, Волянь	51	29	218	-2	(-)	33	162	10
Базальты. Донбасс, обн. 171—182	48	38	208	+6	(-)	39	176	14
Габбро-диабазы, обн. 367, Зап. Приазовье	47	36	215	-43	(-)	30	183	12

магнитной чистки, относятся ровенские базальты, отдельные габброиды, габбро-нориты и др.

Координаты северного геомагнитного полюса, вычисленные по намагниченности некоторых из этих пород, приведены в табл. 12. Наиболее достоверными мы считаем результаты по пироксенитам Октябрьского массива и габбро-лабрадоритам

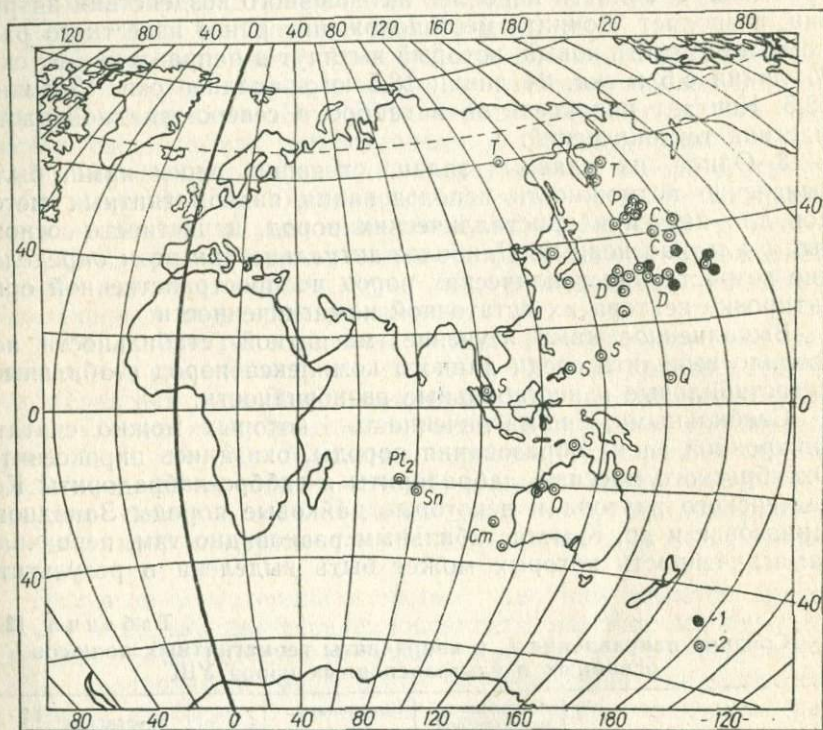


Рис. 54. Данные к определению возраста кристаллических пород УЩ:

1 — геомагнитные полюса, по нашим данным; 2 — геомагнитные полюса, по Евразийскому континенту.

Волыни, палеомагнитная стабильность и геологическая представительность которых не вызывают сомнения в их пригодности для палеомагнитных исследований; данные по базальтам и габбро-диабазам, палеомагнитная стабильность остаточной намагниченности которых еще требует доказательства, менее надежны. Однако совпадение координат виртуального полюса, вычисленного по верхнедевонским базальтам б. Камышевахи, геологический возраст которых сомнений не вызывает, с общесоюзными данными для этой эпохи свидетельствует о том, что изучавшиеся породы для палеомагнитных исследований пригодны.

Координаты полюсов, вычисленные по этим породам, наиболее близко на кривой миграции геомагнитного полюса (рис. 54), построенной по материалам советских исследователей (Калашников, 1961; Попова, 1963; Власов, Апарин, 1963; Родионов, Сидорова, 1963; Третьяк, 1963; Храмов и др., 1963) совпадают с полюсом, полученным для осадочных отложений девона. Причем, если по долготе виртуальные полюса изученных пород располагаются несколько восточнее кривой миграции, то по широте они отличаются не более чем на 5° . Как известно, именно широта является определяющей характеристикой в оценке местоположения полюса. Расхождения по долготе могут быть связаны с региональными тектоническими движениями, а кучность координат полюсов, определенных по породам из весьма отдаленных районов щита, свидетельствует о том, что в зону таких перемещений был вовлечен весь щит. Таким образом, приведенный материал дает основание считать возраст указанных пород, по крайней мере, нижнепалеозойским.

Высказывая такое заключение о возрасте, мы отнюдь не считаем его окончательным, так как пока еще располагаем недостаточным материалом для сравнений. В данном случае нашей главной целью было привлечь внимание геологических кругов к возможности использования палеомагнитных методов для решения задач геохронологии кристаллических пород.

Следует отметить, что попытки определения возраста кристаллических пород по магнитным параметрам уже предпринимались. А. Г. Комаров, Г. И. Круглякова, Б. Ш. Русинов, Т. М. Ефремова, В. И. Терехов и некоторые другие исследователи использовали для этой цели величину отношения $\frac{I_n}{I_t}(Q)$.

Возможности указанного метода в настоящей работе не обсуждаются, поскольку этому вопросу посвящены специальные исследования (Михайлова, Крутиховская, 1964), которые позволили прийти к выводу о том, что Q в равной степени коррелируется с большим количеством факторов (с химическим и петрографическим составом пород, со степенью метаморфизма, с окислением, с величиной разрушающего поля (H'_c), с углом наклона вектора I_n и т. п.) и поэтому не может считаться параметром, способным сколько-нибудь достоверно отразить возраст породы. Материал, приведенный в данной работе, подтверждает, как нам кажется, эту точку зрения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрим некоторые перспективы изучения намагниченности изверженных горных пород в плане решения актуальных вопросов магнетизма, палеомагнетизма и геологии.

Одной из наиболее важных задач, на наш взгляд, является привлечение палеомагнитного метода для оценки возраста кристаллических пород путем сравнения координат геомагнитных полюсов, вычисленных по определенным породам, с кривой миграции виртуального полюса, полученной по хорошо геологически датированным осадочным породам Европейской части Союза, и особенно территории Украины. Последнее, однако, требует всемерного форсирования палеомагнитных исследований осадочных пород для получения достаточно достоверной кривой миграции.

Для оценки возраста и решения многих других задач палеомагнетизма используются, как известно, только магнитостабильные породы, у которых может быть доказана синхронность стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности эпохе образования породы. Как показали наши исследования, магнитостабильными среди основных и ультраосновных пород Украины являются диаллаговые пироксениты, лабрадориты, габбро-лабрадориты, I_n которых отражает, как правило, первичную намагниченность. Такие породы могут быть использованы для оценки возраста непосредственно. Кроме того, среди кристаллических пород из числа изученных выявлены разновидности (базальты, диабазы, габбро, частично габбро-лабрадориты), которые можно использовать для оценки возраста только после специальных лабораторных исследований, имеющих целью выделение стабильной компоненты намагниченности.

С задачей определения стабильности тесно связана другая — выяснение природы I_n , что чрезвычайно важно как при отбраковке стабильных образцов по признаку первичности стабильной компоненты намагниченности, так и при выяснении условий и особенностей образования остаточной намагниченности. Действительно, чтобы быть уверенными в синхронности I_n эпохе образования породы, нужно совершенно ясно знать все свой-

ства данного вида намагниченности у различных пород, а следовательно, характер и время выделения, структурное положение и особенности распределения ферромагнитных минералов.

Все это позволяет конкретно сформулировать одно из важнейших направлений дальнейших исследований как задачу изучения палеомагнитной стабильности и природы естественной остаточной намагниченности кристаллических пород.

Изучение стабильности и природы I_n горных пород не исчерпывается задачей определения их возраста, а имеет также большие перспективы при решении ряда структурных вопросов (например, выяснение характера взаимного перемещения крупных блоков, определение элементов залегания структурных единиц и т. д.). Положительные примеры использования данных о векторе I_n в таком плане уже есть (работы З. А. Крутиховской и В. Н. Завойского в районе КМА и Большого Кривого Рога).

Большинство основных и ультраосновных пород, как отмечалось, характеризуется пологим расположением вектора I_n и значительным преобладанием его величины над величиной индуктивной намагниченности, что усложняет наблюдаемые магнитные аномалии. Изучение пространственной ориентировки и величины вектора I_n открывает новые возможности в интерпретации магнитных аномалий. В частности, природу сопряженных аномалий, в большом количестве наблюдаемых на территории щита, можно объяснить наличием у пород почти горизонтально расположенного вектора I_n при его модуле, в несколько раз превышающем величину I_i . То же самое можно сказать и об отрицательных аномалиях. Одну из причин отрицательных аномалий следует также видеть в полярности остаточной намагниченности. В связи с этим мы считаем крайне важным продолжение изучения величины и пространственной ориентировки вектора естественной остаточной намагниченности у различных пород Украинского щита с целью использования этих данных в повседневной практике интерпретации магнитных полей.

Наконец, весьма перспективно дальнейшее изучение закономерностей изменения магнитных свойств горных пород в зависимости от состава и особенностей их ферромагнитных компонентов, на основе которых можно проводить успешное петрографическое расчленение и корреляцию пород по их намагниченности, как это показано на примере Октябрьского массива габброидов и пироксенитов.

ЛИТЕРАТУРА

Айнберг Л. Ф., Приазовский щелочной массив, Труды главн. геол. объедин., вып. 196, 1933.

Акопян Ц. Г., Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР, Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1963.

Андреева О. А., Сравнение лабораторных параметров стабильности горных пород, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Аузин А. К., Комплексные геофизические исследования при поисках силикатных никелевых руд, журн. «Разв. и охрана недр», № 10, 1962.

Багин В. И., Гематит как магнитоустойчивая компонента, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1961.

Безуглая Л. С., Мартынова Т. А., Петрова Г. Н., Рыбак Р. С., Выяснение происхождения намагниченности пород методом сравнения характеристик стабильности на примере железистых кварцитов КМА, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1962.

Безуглая Л. С., Мартынова Т. А., Рыбак Р. С., Метод сравнения характеристик стабильности, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Бернадська Л. Г., Вулкани́ти Ровенської області УРСР, Вид-во АН УРСР, К., 1958.

Берсудский Л. Д., О зависимости магнитных свойств горных пород от количественного содержания ферромагнитных минералов, Мат. ВСЕГЕИ, геофизика, № 13, 1948.

Большаков А. С., О возможности восстановления начальной остаточной намагниченности горных пород, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1957.

Большаков А. С., Стабильность нормальной намагниченности горных пород, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1957.

Большаков А. С., Температурное разделение термоостаточной и вязкой компонент намагниченности, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1963.

Большаков А. С., Солодовников Г. М., Сковородкин Ю. П., Причины возникновения обратной намагниченности нижнечетвертичных лав Армении, ч. I и II, Изв. АН СССР, серия геофиз. № 4, № 6, 1964.

Борисенко С. Г., Древин А. Я., Царовский И. Д., Разломная тектоника Приазовья и связанная с нею металлогения, сб. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», К., 1960.

Бугайло В. А., Борзунов А. Л., Результаты изучения магнитных свойств магнетитов Южного Зауралья, Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 46, 1960.

Буха В., Некоторые результаты палеомагнитных исследований на первичных изверженных породах в Чехословакии, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1961.

Векуа Л. В., Некоторые результаты палеомагнитных исследований на изверженных породах Грузии, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1961.

Вешев А. В., Зависимость магнитной восприимчивости горных пород и руд от содержания ферромагнитных компонентов, Труды Всесоюз. научн.-исслед. ин-та разв. геофизики, вып. II, 1950.

Владимиров О. К., Карасик А. М., Магнитные свойства пород, залегающих в районе Мирного, Инф. бюлл. Сов. антаркт. экспедиции, № 32, 1962.

Власов А. Я., Апарин В. П., О палеомагнетизме позднего докембрия по данным изучения синийских отложений Енисейского края, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1963.

Власов А. Я., Богданов А. А., Звегинцев А. Г., Температурные изменения магнитных свойств естественных гематитов, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1963.

Власов А. Я., Звегинцев А. Г., О стабильности термоостаточной намагниченности магнетита к одновременному воздействию температуры и магнитного поля обратного направления, Изв. АН СССР, серия геофиз. № 10, 1961.

Власов А. Я., Звегинцев А. Г., Температурные гистерезисные явления в магнетите, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1962.

Власов А. Я., Звегинцев А. Г., Богданов А. А., Самообращение намагниченности в искусственных ильменито-гематитовых твердых растворах, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1963.

Герник В. В., Потапов В. Г., Опыт расчленения вулканогенной толщи на Полярном Урале методом магниторазведки, «Геофизическая разведка», вып. 1, 1961.

Гнилко М. К., Терехов Б., О возможности использования магнитных свойств образцов для определения возраста интрузивных пород в Восточном Саяне, в сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископаемым Красноярского края», вып. 1, Красноярск, 1961.

Голубев А. А., Изменение физических свойств основных и ультраосновных пород с глубиной, Материалы по геофизическим исследованиям, Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 104, 1964.

Грабовский М. А., Пархоменко Э. И., Об изменении магнитных свойств магнетитов под действием больших сжимающих напряжений, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1953.

Гульницкий В. Л., Набоко Ю. С., К вопросу определения магнитной восприимчивости интрузивных тел, Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, № 4, 1961.

Гусев Б. В., Возраст щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района по палеомагнитным данным, Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 14, 1959.

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

Гусев Б. В., Причины отрицательных магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района, Труды Ин-та геол. Арктики, т. 132, 1962.

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

Донских В. В., Кронидов И. И., О связи локальных отрицательных магнитных аномалий с реликтами верхнепалеозойских вулканов Центрального Казахстана, Мат.-лы по геофиз. исследованиям, Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 104, 1964.

Донукалов Н. Ф., О возможности использования остаточного магнетизма для возрастной корреляции вулканогенных толщ Симбай-Баймакского р-на, в сб.: «Геол. минерал. особен. меднорудных м-й Южного Урала», Изд-во БАШ. фил. АН СССР, Уфа, 1962.

Дударев А. Н., О магнитных свойствах горных пород и руд Алтае-Саянской обл., «Геология и геофизика», № 1, 1960.

Дударев А. Н., Физические свойства пород и руд Кондомского железорудного района и динамика их изменения в ходе геологического развития, Автореф. канд. дисс. СО АН СССР, Новосибирск, 1962.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я., Титаномагнетит и магнитный ильменит из осадочных отложений коры выветривания приконтактных зон основных массивов Коростенского комплекса, Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, Изд-во АН УССР, 1958.

Івантишин М. М., Зміни в складі акцесорного ільменіту та титаномагнетиту Коростенського інтрузивного комплексу, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вып. 3, 1955.

Илаев М. Г., Магнитные свойства медно-никелевых руд Печенегского района и их связь с генетическими особенностями месторождения, Мат-лы по геофиз. исследованиям, Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 104, 1964.

Карманова Н. П., Палеомагнитные исследования эффузивных комплексов среднего и южного Урала, в сб.: «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Кобранова В. Н., Физические свойства горных пород (Петрофизика), Гостоптехиздат, М., 1962.

Комаров А. Г., К вопросу о возрасте габбро-перидотитовой формации на Урале, Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1956.

Комаров А. Г., К вопросу об остаточной намагниченности изверженных горных пород в связи с их возрастом, ДАН СССР, т. 110, № 2, 1956.

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

Комаров А. Г., Палеомагнитные исследования нижнепалеозойских базальтов Украины, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1959.

Комаров А. Г., Намагниченность и химический состав разновозрастных основных эффузивов некоторых подвижных поясов и платформ, «Сов. геология», № 4, 1962.

Комаров А. Г., Москалева С. В., Беляев В. М., Ильина В. И., Об интерпретации магнитных полей над гипербазитовыми комплексами, Серпентинизация и магнитные свойства, ДАН СССР, т. 143, № 5, 1962.

Комаров А. Г., Интенсивность естественной намагниченности изверженных пород как функция скорости охлаждения магматического расплава, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Кононов Ю. В., Акцессорный ильменит из габбро-лабрадоритовых пород Новомиргородского массива сб. «Матеріали з мінералогії України», Изд-во АН УССР, 1960.

Кочегура В. В., Методы палеомагнитных исследований в некоторых районах Дальнего Востока и Казахстана, Труды Всесозн. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1963.

Кочегура В. В., О палеомагнитном сопоставлении эффузивных комплексов Дальнего Востока, Мат-лы по геофиз. исследованиям, Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 104, 1964.

Круглякова Г. И., Результаты палеомагнитных исследований на Украине, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1961.

Круглякова Г. И., Палеомагнитный метод исследования возрастных соотношений горных пород, сб. «Вопросы геофизических методов исследования», М., 1962.

Круглякова Г. И., О некоторых критериях выбора пород, пригодных для палеомагнитных исследований, инф. сб. «Геофизика и астрономия», № 5, Изд-во АН УССР, 1963.

Кужелов Г. К., Некоторые случаи термонамагничивания ферромагнитных тел, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1957.

Кужелов Г. К., Крутиховская З. А., Образование остаточного намагничивания и его распределение в горных породах, «Сов. геология», № 2, 1960.

Лебедев П. И., Габбро-анортозитово-чарнокитовый комплекс Волыни, в кн.: «Петрография СССР», серия I, вып. 3, 1934.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Миткевич В. Ф., Опыты намагничивания горных пород, Изв. геол. ком., т. 44, № 5, 1925.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Миткевич В. Ф., Опыты намагничивания горных пород при нагревании, ДАН СССР, № 11, 1927 и ДАН СССР, № 21, 1927.

Липин С. В., О магнитных свойствах пирротина, Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. XXX, № 4, 1951.

Литинский В. А., Применение капаметрии для поисков кимберлитовых тел, «Геология и геофизика», № 3, 1962.

Логачев А. А., Курс магниторазведки, Госгеолтехиздат, 1953.

Лодочников В. Н., Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы, «Проблемы сов. геологии», № 5, 1933.

Лодочников В. Н., Еще раз относительно «серпентинов» и серпентинитов, «Проблемы сов. геологии», т. VI, № 11, 1936.

Лучицкий В. И., Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения, Труды Моск. геол.-разв. ин-та, т. 20, 1940.

Макухина Г. О., Петрография дайково-ефузивного комплексу південно-західного Донбасу, Вид-во АН УРСР, К., 1961.

Металлова В. В., Золотов И. Г., Файнберг Ф. С., Результаты исследования магнитных свойств траппов южной части Сибирской платформы, Учен. зап. Ленинградск. ун-та, № 303, 1962.

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

Под редакцией Дортман Н. Б., Озерской М. Л., Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, 1962.

Михайлова Н. П., До питання про магнітність токівських гранітів, ДАН УРСР, № 6, 1955.

Михайлова Н. П., К вопросу о магнитности горных пород Среднего Приднепровья, Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геофиз., вып. 2, 1958.

Михайлова Н. П., Магнітне поле та деякі риси структури Нікополь-Криворізького району, Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, вип. 6, 1959.

Михайлова Н. П., Про залишкове намагнічення девладівських перидотитів, ДАН УРСР, № 5, 1960.

Михайлова Н. П., Об естественной намагниченности габбро-пироксенитов Октябрьского щелочного массива, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1961.

Михайлова Н. П., Тубина Л. Н., Досвід петрографічного розчленування габбро-піроксенітів Жовтневого лужного масиву за магнітними характеристиками, ДАН УРСР, № 9, 1962.

Михайлова Н. П., О магнитной стабильности некоторых изверженных пород Украинского кристаллического щита, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Михайлова Н. П., О магнитной стабильности основных пород Волыни, Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, № 9, 1964₁.

Михайлова Н. П., Про вік піроксенітів Октябрьського лужного масиву, ДАН УРСР, № 4, 1964₂.

Михайлова Н. П., Крутиховская З. А., К вопросу об оценке возраста кристаллических пород по их намагниченности, Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, № 9, 1964.

Нагата Т., Магнетизм горных пород, ИЛ, М., 1956.

Непомнящих А. А., Физические свойства пород и хромитовых руд Кемпирсайского массива, Труды Казахск. политехн. ин-та, сб. 22, 1962.

Петрова Г. Н., Три вида намагничивания горных пород, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1956.

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

Петрова Г. Н., Королева В. А., Определение магнитной стабильности горных пород в лабораторных условиях, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1959.

Петрова Г. Н., Жилыева В. А., Лабораторный критерий магнитной стабильности горных пород, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1960.

Петрова Г. Н., Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород, Изд-во АН СССР, М., 1961.

Петрова Г. Н., Различные лабораторные методы определения геомагнитной стабильности горных пород, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1961₂.

Петрова Г. Н., Коробова Т. Б., Намагничивание горных пород при небольших циклических изменениях температуры, Бюлл. научно-техн. информ., № 2 (36), М-во геол. и охраны недр СССР, 1962.

Печерский Д. М., Одна из причин низкой остаточной намагниченности изверженных горных пород, «Геология и геофизика», № 1, 1962.

Печерский Д. М., Данные о магнитной стабильности гранитоидных пород Северо-Востока, «Геология и геофизика», № 4, 1963.

Полканов А. А., Плутон габбро-лабрадоритов Вольни УССР, Изд-во Ленинградск. ун-та, 1948.

Поспелова Г. А., Сравнительное изучение прямо и обратно намагниченных эффузивов, Геологическ. и геофизическ. исследования в вулканических областях, Изд-во АН СССР, 1963.

Рамдор П., Рудные минералы и их сростания, ИЛ, 1962.

Родионов В. П., Сидорова Э. П., Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы, сб. «Палеомагнитные стратиграфические исследования», Труды ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Розе Т. Н., О естественном остаточном намагничении горных пород, ДАН СССР, 31, № 7, 1941.

Розе Т. Н., Остывание ферромагнитных материалов в постоянном магнитном поле, Труды ВНИИМ, № 1 (56), 1947.

Розе Т. Н., Магнитные свойства некоторых горных пород при разных температурах, Уч. зап. Ленинградск. ун-та, серия физическ., вып. 7, 1949.

Русинов Б. Ш., Некоторые результаты палеомагнитных исследований в Казахстане, Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 45, 1961.

Русинов Б. Ш., Шолпо Л. Е., Магнитная чистка образцов казахстанских эффузивов, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1962.

Саврасов Д. И., Некоторые сведения о физических свойствах кимберлитов, «Геология и геофизика», № 12, 1962.

Саврасов Д. И., О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов, Труды Якутского филиала СО АН СССР, серия геол., сб. 9, 1963.

Саврасов Д. И., Камышева Г. Г., К вопросу о применимости палеомагнитного метода для оценки возраста сибирских траппов, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Саврасов Д. И., Камышева Г. Г., Направление остаточной намагниченности в кимберлитах, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», СО АН СССР, Красноярск, 1963.

- Сидорова Э. П., Результаты палеомагнитных исследований нижне- и среднекембрийских отложений Енисейского кряжа, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», СО АН СССР, Красноярск, 1963.
- Слензак О. И., Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии, Изд-во АН УССР, К., 1960.
- Соболев В. С., Петрология восточной части сложного Коростенского плутона, Изд-во Львовск. ун-та, 1947.
- Соболев Н. Д., Окисное железо как показатель степени серпентинизации основных и ультраосновных пород, ДАН СССР, т. XII, № 7, 1944.
- Тарасенко В. Е., Об изверженных горных породах юго-восточной части Киевской губернии, Уч. зап. Юрьевского ун-та, № 10, 1916.
- Телье Е., Телье О., Об интенсивности магнитного поля в историческом и геологическом прошлом, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1959.
- Тимофеев А. Н., Тимофеева В. В., О физических свойствах дунита, Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 35, 1960.
- Ткачук Л. Г., Интрузивно-эффузивные породы Ровенской области УССР, Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. III, сб. нефтяного ф-та, № 1, 1948.
- Третяк О. Н., Магнітне поле Землі у верхньому девоні, Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 3, 1963.
- Усенко И. С., О стратиграфии дайково-эффузивных пород Украинского кристаллического массива, Труды Второй сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций, Изд-во АН УССР, 1955.
- Усенко И. С., Основные и ультраосновные породы бассейна Ю. Буга, Изд-во АН УССР, К., 1958.
- Усенко И. С., Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья, Изд-во АН УССР, К., 1960.
- Усенко И. С., Бернадська Л. Г., Нові дані про визначення абсолютного віку постпротерозойських ефузивних порід, Геол. журн., т. XIII, вип. 5, 1958.
- Файнберг Ф. С., Об аномальной намагниченности траппов в нижнем течении р. Чуны, Уч. зап. Ленинградск. ун-та, № 286, вып. 2, 1960.
- Файнберг Ф. С., Намагниченность и химический состав траппов южной части Сибирской платформы, «Геология и геофизика», № 9, 1960.
- Файнберг Ф. С., Дашкевич Н. М., Характер намагниченности траппов в нижнем течении р. Ангара, «Геология и геофизика», № 6, 1960.
- Фингер Д. И., Влияние переменных нагрузок сжатия на магнитные свойства магнетита, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1951.
- Францессон Е. В., Сопоставление магнитных свойств и химического состава ильменитов из кимберлитовых трубок Якутии, «Геология и геофизика», № 6, 1962.
- Храмов А. Н., Палеомагнитная корреляция осадочных толщ, Труды ВНИГРИ, вып. 112, 1958.
- Храмов А. Н., Петрова Г. Н. и др., Методика палеомагнитных исследований, Труды ВНИГРИ, вып. 161, 1961.
- Храмов А. Н., Шмелева А. Н., Данные о геологической истории магнитного поля Земли, Труды ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
- Царовский И. Д., О возрасте сиенитового комплекса юго-востока УССР, ДАН СССР, т. 75, № 5, 1950.
- Шаповал В. И., Физические свойства серпентинитов района Среднего Побужья, сб. «Комплексные геофиз. исследования тер. Украины», вып. 4 (6), 1963.
- Шолпо Л. Е., Сравнительные исследования некоторых магнитных свойств нормально и обратно намагниченных эффузивных базальтов, Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1961.
- Шолпо Л. Е., Вязкая намагниченность горных пород, Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 45, геофизика, вып. 3, 1961.

Шолло Л. Е., Роль вязкой намагниченности в магнетизме горных пород. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 104, 1964.

Шолло Л. Е., Яновский Б. М., Вязкая намагниченность горных пород как специфический вид остаточной намагниченности, сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

Яновский Б. М., Шолло Л. Е., К вопросу о стабильности остаточной намагниченности, Уч. зап. Ленинградск. ун-та, № 303, Вопросы геофизики, № 13, 1962.

Яновский Б. М., Земной магнетизм, ч. II, Изд-во Ленинградск. ун-та, 1963.

Akimoto S., Magnetic properties of ferromagnetic oxide minerals as a basis of rock magnetism. *Advances Phys.*, v. 6, N 23, 1957.

Angenheister G., Die Magnetisierung und das magnetische Störfeld basischer Gesteine. *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 111, N 1, 1959.

Bewersdorff A., Der Einfluß der Entmischung auf remanente Magnetisierung von Titanomagnetiten. *Z. Geophys.*, v. 27, N 4—5, 1961.

Blackett P. M. S., *Lectures on rock magnetism.*, Jerusalem, Weizmann Science Press, Israel, 1956.

Blundell D. J., The paleomagnetism of some igneous rocks from Antarctica. *Polar Rec.*, 10, N 67, 1961.

Bucha Vaclav, Paleomagnetic characteristics of some rocks of pre-Cambrian and paleozoic age in Czechoslovakia and their magnetic stability. *Geofys. sb.*, N 146—161, 1961 (1962).

Carmichael Charles M., Remanent magnetism of the Allard Lake ilmenites. *Nature (Engl.)*, 183, N 4670, 1959.

Cox H., Doell R., Review of paleomagnetism. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 71, N 6, 1960.

Du Bois R. L., Remanent, induced and total magnetism of a suite of serpentine specimens from the Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 68, N 1, 1963.

Fisher R., Dispersion on a sphere. *Proc. Royal Soc., London, A.* V. 217, 1953.

Frölich F., Zur Verfahrenstechnik on Untersuchungen des Eruptivgesteins magnetismus, *Gerlands Beitr. Geophys.*, 55, N 1, 1955.

Frölich F., Stiller H., Some results of laboratory investigations of magnetic rock samples (serpentinites). *Geofis. pura e appl.*, 46, N 2, 1960.

Gough D. J., Van Niekerk C. B., A study of poleomagnetism of the Bushveld gabbro. *Phil. Mag.*, 4, N 37, 1959.

Haigh G., The process of magnetization by chemical change. *Phil. Mag., J. Theor. Exper. Appl. Phys.*, v. 3, N 27, 1958.

Hays W., Scharon L., Anderson R., Ernest, The results of an investigation of the paleomagnetism of the Precambrian an igneous rocks of southeast Missouri. *J. Geophys. Res.*, 67, N 9, 1962.

Irwin W. P., Bath W. D., Magnetic anomalies and ultramafic rocks in northern California. *Geol. Surv. Profess. Paper.*, N 450—B, 1962.

Irwing E., Stott P. M., Ward M. A., Demagnetization of igneous rock by alternating magnetic fields. *Phil. Mag.*, 6, N 62, 1961.

Kawai N., Magnetism of rocks and solid phase transformation of ferromagnetic minerals. III. *Proc. Japan. Acad.*, v. 31, N 6, 1955.

Kobayaschi K., Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. *J. Geomagn. Geoelectr.*, v. 10, N 3, 1959.

Königsberger J., Über remanenten und induzierter Magnetismus von Gesteinen. *Gerl. Beitr., Z. Geophys.*, 35, H. 2, 1932.

Königsberger J., Thermoremanenz und spontane Magnetisierung. *Phys. Z.*, v. XXXVI, N 2, 1932.

Millman A. P., Reflection microscopy of ferromagnetic minerals. *Adv. in Phys.*, v. 6, N 23, 1957.

Nagata T., Akimoto S., Magnetic properties of ferromagnetic ilmenites (II). *Geofis. pura e appl.*, v. 34, 1956.

Nagata T. and Kobayashi K., Experimental studies on the generation of remanent magnetization of ferromagnetic minerals by chemical reactions. *Proc. Japan. Acad.*, v. 34, N 5, 1958.

Neel L., The reversal of the permanent magnetization of rocks. *Ann. Geophys.*, v. 7, N 2, 1951.

Pascu M., Studiul magnetic al unor serpentine din Muntii Sebes. *An. Univ. Bucuresti. Ser. Stiint. natur.*, 10, N 29, 1961.

Puzicha K., Die magnetischen Eigenschaften der Eruptivgesteine. *Z. prakt. Geologie*, B 38, H. 11 u. 12, 1930.

Rösber H. J., Die Variation der Suszeptibilität und ihre Ursachen in einem mächtigen Diabaslager Thüringens. *Geophysik und Geologie*, N 3, 1962.

Runcorn S. K., Rock magnetism—geophysical aspects. *Advances Phys.*, v. 4, N 14, 1955.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Изученность магнитных свойств основных и ультраосновных пород	7
Глава II. Магнитные характеристики основных и ультраосновных пород и их связь с вещественным составом	23
§ 1. Геолого-петрографическая характеристика коллекции	—
§ 2. Методика отбора образцов	29
§ 3. Методика измерений магнитных характеристик	31
§ 4. Характеристика намагниченности	35
Породы габбро-норито-лабрадоритового комплекса	—
Габбро-пироксенитовый комплекс	47
Неметаморфизованные эффузивы основного состава	59
Метаморфизованные основные и ультраосновные породы	70
Дайковые породы	77
§ 5. Магнитные параметры и вещественный состав основных и ультраосновных пород	85
Глава III. Палеомагнитная стабильность и природа намагниченности основных и ультраосновных пород	97
§ 1. Общие сведения	—
§ 2. Экспериментальные данные о магнитной стабильности	104
§ 3. Некоторые сведения о природе естественной остаточной намагниченности	121
Глава IV. Использование данных о намагниченности в геологии	133
Заключение	140
Литература	142

Нинель Петровна Михайлова,
Алла Михайловна Глевасская

НАМАГНИЧЕННОСТЬ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ
ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
В ГЕОЛОГИИ

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР*

Редактор *О. П. Сердюк*
Художественный редактор *С. П. Квитка*
Оформление художника *В. С. Машкова*
Технический редактор *Н. П. Рахлина*
Корректор *В. С. Дворкина*

БФ 05876. Зак. № 281. Изд. № 155. Тираж 900. Формат бу-
маги 60×90¹/₁₆. Печ. физ. листов 9,5 + 1 вкл. Условн. печ.
листов 9,5 + 1 вкл. Учетно-изд. листов 8,5. Подписано к печа-
ти 29/V 1965 г. Цена 43 коп. ТП 1965, поз. 226.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.
Областная книжная типография, Львовского областного управ-
ления по печати, Львов, Стефаника, 11.

**ВСКОРЕ В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА»
ВЫИДУТ ИЗ ПЕЧАТИ
НОВЫЕ КНИГИ ПО ГЕОФИЗИКЕ**

Методика геофизических исследований. Язык русский. Объем 10 л. Цена 70 коп.

Сборник содержит статьи по наиболее важным вопросам методики исследований в области магнитометрии, гравиметрии, сейсмологии и др. Публикуются работы по методике геофизических съемок в целом и по электроразведке в частности.

Красовский С. С., Методика комплексирования геофизических исследований при геологическом картировании. Язык русский. Объем 10 л. Цена 50 коп.

Обоснован выбор рациональной сети наблюдений в зависимости от физико-геологических условий, исследованы источники погрешностей при проведении съемок и разработана методика создания опорных сетей для крупно- и среднемасштабных съемок повышенной точности. Анализируется разрешающая способность геофизических методов при картировании группы объектов.

Книги рассчитаны на геофизиков и геологов научно-исследовательских и производственных организаций, преподавателей и студентов старших курсов высших учебных заведений.

Уважаемые товарищи!

Заказы на книги просим Вас направлять в магазины книготоргов. Их можно также посылать книжному магазину издательства «Наукова думка» (Киев-29, Кирова, 4), который после выхода книги из печати вышлет ее в Ваш адрес наложенным платежом.

43 коп.

2709

„НАУКОВА ДУМКА“