

## Петромагнитная характеристика магнитоактивного слоя земной коры Антарктического побережья района станции «Академик Вернадский»

© Б. Я. Савенко, В. А. Корчин, П. А. Буртный,  
Е. Е. Карнаухова, С. С. Чулков, 2010

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 3 ноября 2008 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Орлюком

За результатами кореляційного аналізу фізичних параметрів порід Антарктичного узбережжя у районі станції «Академік Вернадський» виявлено три горизонти магнітоактивного шару земної кори. Намагніченість шарів оцінено за сумарною намагніченістю ( $J$ ) з подальшою кореляцією та прив'язкою до стратиграфічних і структурних елементів. За результатами  $PT$ -дослідів на однотипних породах у значення  $J$  внесено поправки на змінення з глибиною внаслідок впливу тиску й температури. За розрахованими значеннями сумарної намагніченості у природних умовах залягання порід змодельовано геометричні розрізи магнітних шарів, оцінено інтенсивність створюваного нами аномального поля.

Three horizons of magnetically active layer of the earth's crust have been separated according to the results of correlative analysis of physical parameters of rocks of the Antarctic coast in the area of «Academician Vernadskiy» station. Magnetization of layers was estimated according to the value of integrated magnetization ( $J$ ) with subsequent correlation and allocation to stratigraphic and structural elements. According to the results of  $PT$ -experiments on the rocks of the same type corrections have been introduced into  $J$  values for changes with depth at the expense of pressure and temperature effects. Calculated values of integrated magnetization under natural conditions of rocks occurrence allowed to simulate geometrical sections of magnetic layers, estimate intensity of anomalous field produced by them.

**Введение.** Одной из современных фундаментальных проблем физики Земли является изучение комплекса физических свойств горных пород и минералов, в том числе магнитных, познание закономерностей и особенностей их изменений в термобарических условиях недр. Успешное решение ряда современных задач наук о Земле, развитие геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и промышленной геофизики невозможно без всестороннего знания и использования физических свойств минерального вещества. Без такой информации интерпретация результатов наблюдений естественных и искусственно создаваемых физических полей, регистрируемых на поверхности земли и в скважинах различной глубины малоубедительна.

Физические свойства горных пород являются функцией термобарических условий их образования в различных слоях земной коры и верхней мантии, которые определяют ход

развития конкретной геологической провинции. Таким образом, широкий комплекс петрофизической информации о породах изучаемого региона крайне необходим для объяснения истории и процесса его формирования, современного глубинного строения. Особое место принадлежит петрофизическим исследованиям при интерпретации геофизических данных слабо изученных в геологическом плане площадей. К таковым относятся участки Антарктиды, недоступные прямому геологическому изучению, поскольку практически полностью покрыты ледниками (99%). Отмечается, что большинство коренных выходов сложено магматическими образованиями, составляющими не менее 70—80%, в связи с чем основное внимание в наших исследованиях было уделено магматическим породам [Грикуров, 1973; Бахмутов, 1998; 2006 и др.].

Из установленной взаимосвязи магнетизма изверженных пород с условиями их образования следует, что комплексы изученных

пород, сформировавшихся в результате магматической деятельности в земной коре океанического, континентального типов или рифтовых зонах, специфичны по особенностям намагниченности, магнитным параметрам и магнитным минералам. Поэтому использование магнетизма горных пород для решения геолого-геофизических задач основано на изучении состава и свойств ферримагнитных материалов, определяющих намагниченность вещества земной коры и наблюдаемого аномального магнитного поля.

В статье представлены результаты изучения и сравнительного анализа петрологических и петромагнитных особенностей минеральных образований Антарктического побережья при нормальных лабораторных условиях.

**Некоторые вопросы методики исследований.** Петромагнитные параметры по-разному характеризуют магнитное и физическое состояние породы [Кудрявцева и др., 1982; Магматизм..., 1975; Глевасская, 1983 и др.]. Одни так называемые «нечувствительные», такие как удельная намагниченность насыщения, температура Кюри, однозначно и функционально связаны с составом и структурой минерала. Другие — вторичные или структурно-чувствительные (разные виды магнитной восприимчивости, коэрцитивная сила, магнитная вязкость и др.) зависят не только от состава и структуры ферримагнетика, но и от обширного комплекса факторов реального кристаллического состояния. Магнитные характеристики, определяемые всей магнитной предысторией вещества (например, естественная остаточная намагниченность), могут служить источником информации об условиях ее образования. Однако свойства и эффекты их изменения иногда не столь объясняют внутренние особенности вещества, сколько сами нуждаются и их объяснении. Это особенно важно учитывать при изучении магнитных и других физических свойств с точки зрения генезиса горных пород. Связь свойств и генезиса минерального вещества опосредована: условия зарождения, роста и преобразования минералов и агрегатов определяют их химический и фазовый состав, кристаллическую структуру, внешнюю и внутреннюю морфологию, реальное физическое состояние. Поэтому генетическую информацию содержат не свойства, а факторы их определяющие. Свойства — только средство для извлечения информации об условиях формирования минерала или минерального агрегата

в породе. Учитывая вышесказанное, был изучен широкий комплекс магнитных характеристик: магнитная восприимчивость ( $\chi$ ), естественная остаточная намагниченность ( $I_n$ ), индуктивная ( $I_i$ ) и суммарная ( $I$ ) намагниченности. Были определены температуры Кюри, исследованы коэрцитивные спектры образцов магматических пород некоторых районов Антарктиды.

Магнитные минералы магматических пород были определены по результатам минералографического изучения аншлифов и термомагнитного анализа наиболее характерных образцов коллекции. Коэрцитивные спектры магнитных минералов, которые несут информацию о коэрцитивности пород и различных видах приобретенных ими остаточных намагниченностей, определяются составом, свойствами и структурой ферримагнитного компонента, а также его магнитным состоянием (наличие или отсутствие различной намагниченности, ее стабильностью и пр.) [Шолпо, 1977; Использование..., 1986 и др.].

Магнитное состояние в породе формируется под действием внешних факторов: температуры, механических напряжений, магнитных полей, времени. Существенным является то, что оно связано с воздействием относительно слабого геомагнитного поля, что в геологическом масштабе времени обуславливает ту существенную роль, которую играют сопутствующие внешние причины приобретенные породой при формировании намагниченности. Поэтому изучение магнитного состояния, приобретенного породой к моменту лабораторных исследований, должно дать ответ на вопрос о характере обуславливающих его внешних причин. Естественно, решение такой обратной задачи остро ставит вопрос о ее однозначности, что не всегда соблюдается.

**Петромагнитная характеристика.** Отбор образцов осуществлен в окрестностях Украинской антарктической станции «Академик Вернадский», расположенной на о-ве Галиндез архипелага Аргентинские острова вблизи Антарктического полуострова.

Ориентированные образцы коллекции были представлены следующими породами: интрузивные образования (преимущественно граниты, гранодиориты, диориты и габбро), вулканогенные породы (липариты, дациты, туфы, реже андезиты), секущие их тела жильного комплекса (мелкозернистые граниты, андезиты, диоритовые порфириты, микродиориты и

др.). Коллекция пород, которая насчитывала 125 образцов наиболее представительных магнитных разностей, составила предмет петромагнитного изучения.

Значения магнитной восприимчивости для трех указанных комплексов пород варьируют от практически немагнитных и слабомагнитных ( $\chi < 50 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ, около 70 % выборки) до проб с повышенными значениями  $\chi$  ( $50—200 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ, порядка 30 % выборки). Естественная остаточная намагниченность также изменяется в широких пределах. Как и при изучении  $\chi$ , наблюдается большое количество слабомагнитных пород ( $I_n < 200 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , около 70 % выборки). Образцы в интервале значений ( $200—800 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  составили почти 24 % выборки для пород всех трех комплексов. Среди них довольно редко (около 6 % выборки) встречаются сильно магнитные породы. Суммарная намагниченность минеральных образований также характеризуется широким диапазоном изменений:  $I < 1 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  обладают около 60 % образцов коллекции. Для 40 % она лежит в пределах  $1,0—6,0 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ . Для пород интрузивного комплекса значения суммарной намагниченности изменяются от  $0,04$  до  $2,81 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , жильного и вулканического — от  $0,05$  до  $6,5 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  и от  $0,05$  до  $2,26 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  соответственно (рис. 1). Таким образом, пробы разного петрографического состава и генезиса обладают разной намагниченностью, а наблюдаемый характер изменений магнитных свойств, по-видимому, обусловлен различными термо-

барическими условиями образования пород, в том числе при их кристаллизации в условиях формирования геологических структур. Нельзя исключить и влияние вторичных изменений.

Установленный логнормальный закон распределения  $\chi$  и  $I_n$  отображает их неоднозначную зависимость от концентрации и свойств магнитных минералов (рис. 1, рис. 2). Значения  $\chi$  не коррелируются со значениями  $I_n$ , что объясняется ее зависимостью не только от концентрации, но и от структурных факторов. Здесь важен размер зерен магнитных минералов. Значения  $I_n$  резко возрастают в породах с магнитными фазами мельче  $15—20 \text{ мкм}$ . Это указывает на возможную корреляцию  $I_n$  со скоростью кристаллизации, ограничивающей размер кристаллизующихся магнитных фаз, и окислением, вызывающим уменьшение эффективного размера зерна. Признавая косвенную зависимость магнитных параметров от условий кристаллизации, нельзя не отметить, что величины  $\chi$  и  $I_n$  отражают также магнитное состояние рассмотренных пород. Очевидно, низкий уровень намагниченности связан и с вторичными изменениями первичной  $I_n$  за период ее существования. Необходимо также учитывать зависимость магнитных свойств изученных пород от специфики тектономагматических процессов, поскольку магнитные параметры в известной мере фиксируют термодинамические условия генерации магмы и ее продвижение к поверх-

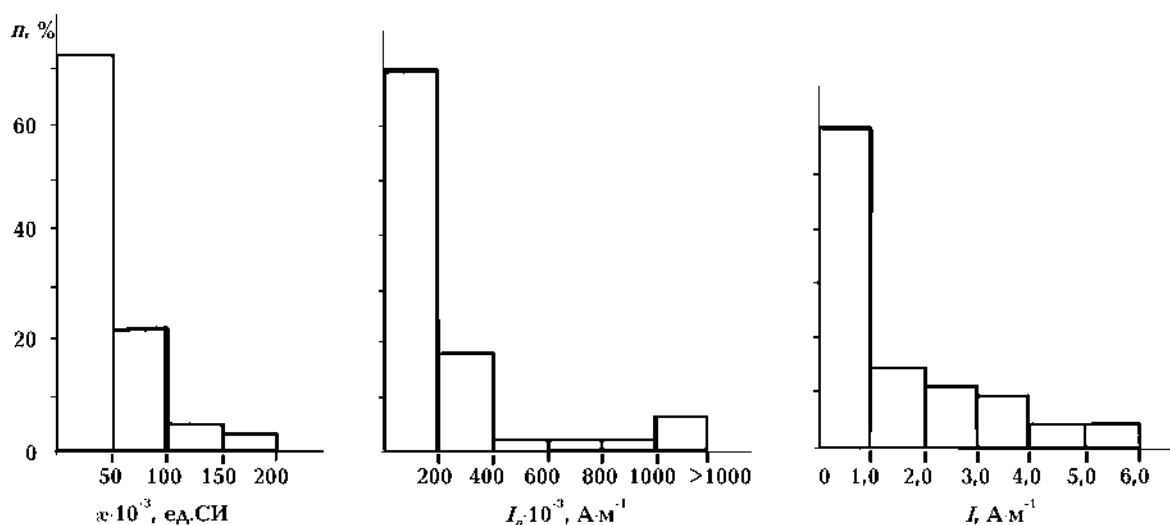


Рис. 1. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости, естественной остаточной и суммарной намагниченности образцов горных пород.

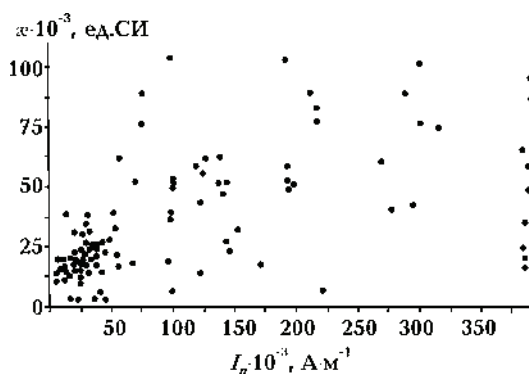


Рис. 2. Распределение значений  $\chi$  в зависимости от величины  $I_n$ .

ности. Поэтому петромагнитная индивидуальность выделенных комплексов пород во многом определяется их принадлежностью к различным структурно-фаціальным зонам. Несмотря на разнообразие пород по магнитным параметрам, тектоническая обстановка магматизма, создающая магнитоконтрастные серии пород, обуславливает некоторые физические и геологические факторы, влияющие на величину и особенности распределения магнитных характеристик. Основные из них — химический состав среды плавления породообразующей магмы, термодинамические и окислительно-восстановительные условия магмообразования и кристаллизации породы. Породы с пониженным содержанием магнитных минералов локализуются в основном в миогеосинклинальных зонах и относятся главным образом ко времени основной складчатости, т. е. находятся в зонах в основном действия сжатия. Магнетитсодержащие породы, как правило, приурочены к консолидированным структурам со значительным развитием разломов (подобных эвгеосинклиналям, характеризующимся преобладанием растяжений).

Сопоставление значений  $\chi$  и  $I_n$  наиболее целесообразно проводить для пород одной петрографической разновидности, отобранных как в пределах одного и того же геологического тела и обнажения, так и в разных точках изучаемого региона. Это позволит оценить идентичность состава и свойств ферримангнетиков, а также их отличия, вызванные окислением или связанными с ним вторичными превращениями, что может контролироваться величинами и диапазоном изменений  $\chi$  и  $I_n$ . Значения и вариации магнитных параметров, кроме непосредственной связи с термодинамическими условиями формирования и

структурой геологических тел, обусловлены характером рудной минерализации в различных геологических объектах региона. Принимая во внимание выше изложенное, был выполнен сравнительный анализ структурно-текстурных особенностей пород одного или близкого петрографического состава и, возможно, генезиса с характером изменений их магнитных параметров. Такое сопоставление позволило оценить величину намагниченности в зависимости от тектонической обстановки локальных геологических тел в разноудаленных точках территории, а по суммарной  $I$  — состав пород прогнозируемого магнитоактивного слоя и, как следствие, интенсивность аномального магнитного поля основных структурных элементов региона в целом.

**Сопоставление магнитных свойств и петрологических особенностей минеральных образований.** Породы интрузивного комплекса развиты на западном побережье Антарктического полуострова и в западной части архипелага Аргентинских островов (о-ва Барханы). Среди них выделяются граниты, гранодиориты, диориты и габбро [Лебедев и др., 2002; Буртный и др., 2003 и др.].

Граниты представлены мелко- и среднезернистыми образованиями. Магнитные свойства их различны в разных точках отбора проб. Наряду со слабомагнитными породами ( $\chi \approx (1-1,7) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ и  $I_n \approx 1,7 \cdot 10^{-3}$  А·м<sup>-1</sup>) встречены образцы с повышенными и даже высокими значениями магнитных параметров ( $\chi \approx (10-70) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n$  от 18 до  $45 \cdot 10^{-3}$  А·м<sup>-1</sup>). Существенную роль здесь играет генезис породы. Так, в районе залива Шарлота отобраны мелкозернистые порфириовидные граниты, занимающие секущее положение по отношению к вмещающим гранитам, и которые отнесены нами к жильным образованиям. Они обладают повышенными, по сравнению с вмещающими гранитами, магнитными свойствами ( $\chi \sim 10$  и  $21 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \sim 18$  и  $46 \cdot 10^{-3}$  А·м<sup>-1</sup> соответственно). В порфириовидных гранитах залива Шарлота кристаллы магнетита (титаномагнетита) встречаются в виде отдельных зерен или небольших скоплений. Иногда магнетит замещает формы темноцветных минералов. Ильменит присутствует в виде отдельного компонента или вместе с магнетитом. Температура Кюри гранитов 500—550°С.

К гранодиоритам отнесены образцы, в которых наблюдается хорошо выраженный идиоморфизм плагиоклаза. Эти породы отличаются вариабельностью величин магнитных

параметров. Магнитные разности ( $\alpha \sim 33 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \sim 3050 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ) встречены в обнажениях о-ва Питерман, слабомагнитные — на о-вах Кинг и Барханы.

Широко представлены на рассматриваемой территории диоритовые образования — среднезернистые породы с главным породообразующим минералом — плагиоклазом. В некоторых образцах содержание кварца увеличено. Такие породы отнесены к кварцевым диоритам. По значениям магнитных характеристик диориты можно условно разделить на две группы. Первая включает породы, развитые в пределах о-вов Барханы с повышенными магнитными свойствами ( $\alpha \approx (4-52) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx (13-100) \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ). Вторая — образцы из других обнажений, величины магнитных параметров которых значительно ниже. Кварцевые диориты практически немагнитны. Гранодиориты содержат магнетит (титаномagnetит) с температурой Кюри  $550^\circ\text{C}$ . Несколько ниже она у диоритов ( $450-500^\circ\text{C}$ ).

Образцы габбро содержат титаномagnetит (магнетит), крупные зерна которого наблюдаются как в промежутках между зернами, так и в небольших скоплениях. Ильменит встречается отдельно или вместе с магнетитом. Габбро обладают сравнительно высокими магнитными свойствами ( $\alpha \approx 44 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx 700 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ). Температура Кюри габбро порядка  $550^\circ\text{C}$ .

Интрузивные образования подвержены вторичным изменениям. Полевые шпаты обычно серицитизированы и пелитизированы. Темноцветные минералы в большинстве случаев замещены хлоритом и актинолитом. Эпидот совместно с хлоритом часто выполняет трещины или образует отдельные гнезда. Такие образования отнесены нами к плагиоклаз-кварц-эпидотовым породам (эпидозитам). Эпидотовые породы имеют низкие магнитные характеристики ( $\alpha \approx 10 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx 18 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ); как продукт вторичного преобразования интрузивных разновидностей развиты не широко и вкладом их намагниченности в создание магнитоактивного слоя можно пренебречь.

Генетические особенности пород обуславливают разное магнитное состояние, что находит свое отражение в форме спектров и характере распределения микрокоэрцитивных сил образцов гранитоидов. Для вмещающих пород это распределение ограничивается областью критических полей  $H_c \approx 8 \cdot 10^3 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , для жильных —  $16 \cdot 10^3 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  и более. Другими сло-

вами, структура коренных пород формируется за счет магнитомягких и части магнито жестких доменов, для жильных — роль последних значительно увеличивается. Это отражается и на значениях суммарной намагниченности: для коренных  $I \approx 0,4 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , для жильных — достигает  $0,9 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ . Граниты из других равноудаленных пунктов отбора имеют низкие магнитные свойства. Следовательно, только намагниченность гранитов, подобных образцам залива Шарлота, может внести заметный вклад в намагниченность верхней части земной коры.

У пород среднего и основного составов (к средним нами отнесены и образцы гранодиоритов, которые по петрологическим признакам более близки к средним, чем к кислым разностям) формы спектров в целом подобны. Однако первые характеризуется более широкой областью распределения микрокоэрцитивных сил  $H_c \sim 16 \cdot 10^3 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  и более. Отличаются они и высотой максимумов, что при изотермическом процессе образования  $I_s$  характеризует ее большую величину и стабильность.

Спектры гранодиоритов и диоритов получены, в основном, для образцов о-вов Барханы, которые здесь наиболее развиты и хорошо обнажены. Для большинства проб характерны высокие максимумы и широкая область значений критических полей, т. е. они обладают высокими значениями магнитных параметров, в формировании которых принимали участие домены с высокими потенциальными барьерами, что определяет их высокую намагниченность и устойчивость к размагничивающим факторам. Такие же свойства присущи и габбро, единственному представителю пород основного состава. Кроме того, повышенные значения суммарной намагниченности образцов гранодиоритов и диоритов различны в разных точках отбора. Так, для диоритов системы о-вов Барханы при большом диапазоне ее изменений ( $0,1-2,2 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ )  $I_{cp} \approx 1,36 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , для габбро —  $2,6 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ . Намного ниже она в других точках отбора ( $\sim 0,43 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ). В целом распределение суммарной намагниченности образцов интрузивных пород, величина которой в большей мере определяет интенсивность аномального магнитного поля, колеблется для гранитов в пределах  $0,04-0,9 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , для гранодиоритов —  $0,1-1,4 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ . Несколько выше она у диоритов ( $0,2-2,12 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ) и габбро (до  $2,6 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ).

Использование значений суммарной намагниченности при интерпретации результатов

магнитометрических измерений более эффективно, чем только значений магнитной восприимчивости. Приведенные в работе [Johnson, 1999] средние значения магнитной восприимчивости гранитоидов ( $14,5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ), габбро-диоритов ( $(33-78) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ) и габбро ( $(0,07-229) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ) характерны для интрузий магнетитсодержащих изверженных пород (более низкие значения у для пород ильменитовых серий). В то же время по данным интерпретации наземной и аэромагнитных съемок эти породы служат источниками как близповерхностных аномалий с глубиной залегания возмущающих тел 2,5—6,5 км, так и аномалий с длиной волны 20—30 км, отображающих источники от 10 км до глубины с изотермой Кюри, которая по геологическим признакам предположительно находится на глубине 20 км [Johnson, 1999]. Даже при таком сравнительном анализе полученных нами значений магнитных параметров пород интрузивного комплекса с данными, приведенными выше, а также с результатами последних магнитных съемок [Garret, 1990; Karpaukhova et al., 2008] можно сделать вывод, что намагниченность их в полной мере обуславливает интенсивность и всю гамму изменений наблюдаемого аномального поля Антарктического побережья ( $\Delta T_{\text{аном}} \approx 150-600$  нТл и выше), источники которого располагаются как в близповерхностных (локальные аномалии), так и глубинных (региональные) зонах земной коры любого типа. Таким образом, породы мезозойско-раннекайнозойского интрузивного комплекса, которые по площадному распространению занимают ведущее положение среди других образований, являются одними из основных компонентов прогнозируемого магнитоактивного слоя земной коры Антарктического побережья. Дополнительный вклад в описанные эффекты в земной коре вносят породы жильного комплекса, широко распространенные на изучаемой территории и составляющие значительную часть нашей коллекции. По составу они изменяются от кислых до основных, по структуре от скрытодо полнокристаллических. Породы среднего состава представлены диоритовыми порфиритами, микродиоритами и андезитами.

Диоритовые порфириты обладают порфировой структурой. Их магнитные свойства изменяются в широком диапазоне:  $\alpha$  от 1 до  $108 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n$  от 13 до  $1136 \cdot 10^{-3}$  А·м<sup>-1</sup>. Большие колебания величин магнитных параметров отмечаются в пределах одной, а также в

разноудаленных точках отбора. Во многих случаях значения  $I_n$  намного превышают  $\alpha$ , что свидетельствует о сложной физической природе естественной остаточной намагниченности этих образований. Следует отметить зоны аномально высоких  $I_n > 1$  А·м<sup>-1</sup> у диоритовых порфиритов о-вов Три Поросенка. Диоритовые порфириты содержат продукты распада окисленных титаномагнетитов. Мелкие и средние зерна магнетита разбросаны по всей породе. Ильменит развивается по краям магнетита. Температуры Кюри диоритовых порфиритов порядка 500 °С (о-ва Блекк, Демарин, Три Поросенка и др.).

Микродиориты по составу и структурным особенностям аналогичны диоритовым порфиритам и отличаются лишь отсутствием порфирированных выделений плагиоклаза и кварца. Близки по характеру изменений и их магнитные свойства. Образцам микродиоритов о-ва Скуа также присуще превышение значений  $I_n$  над  $\alpha$ .

Андезиты — скрытокристаллические образования порфириковой структуры, порфирированные выделения которых занимают небольшой объем и представлены плагиоклазом и роговой обманкой. Магнитные характеристики большей части изученных образцов достаточно высоки ( $\alpha$  достигает  $96 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \sim 219 \cdot 10^{-3}$  А·м<sup>-1</sup>). Наиболее магнитны андезиты о-ва Барханы, менее о-ва Дарбукс.

Наблюдаются также разности, которые по составу и структурным особенностям можно отнести к андезитовидным микродиоритам (без фенокристаллов) и диоритовым порфиритам (с фенокристаллами плагиоклаза и кварца). В целом это магнитные породы, характерной особенностью которых является различие значений  $\alpha$  и  $I_n$  в зависимости от мест отбора образцов. Так, пробы с о-ва Кинг при малых значениях  $\alpha$  ( $\sim 38 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ) имеют аномально высокие  $I_n$ , достигающие 1,6—5,4 А·м<sup>-1</sup>, в то время как в других обнажениях наблюдается или аналогичная ( $\alpha < I_n$ ) или противоположная картина ( $\alpha > I_n$ ).

В жильных породах андезитового состава в основном присутствуют продукты распада окисленного титаномагнетита. Зерна магнетита в ассоциации с ильменитом рассеяны по всей породе. Температура Кюри ферритмагнетита андезитов 350—450 °С (о-ва Барханы, Перес).

Жильные образования основного состава включают базальты и долериты. Базальты представлены полнокристаллическими поро-

дами порфировой структуры с интерсертальной (базальтовой) структурой основной массы.

Магнитные параметры базальтов изменяются в широких пределах. Наиболее магнитные разности с  $\alpha \approx (23-64) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ и  $I_n \approx 4,2 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  наблюдаются на обнажениях г. Демурия, менее магнитные с  $\alpha \approx (8-54) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ и  $I_n \approx (14-293) \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  — на о-вах Скуа и Питерман.

Долериты — полнокристаллические базальты. Как и для базальтов магнитные свойства их разнообразны: от слабомагнитных проб на о-ве Винтер ( $\alpha \approx 2 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx 10 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ) до сильно магнитных на о-ве Уругвай ( $\alpha \approx (13-133) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx (70-713) \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ). Наиболее высокие значения  $I_n \approx 3,2 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$  при малой  $\alpha \approx 3 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ наблюдались у долеритов о-ва Скуа.

Базальтоиды содержат окисленный титаномагнетит, мелкие и средние зерна которого разбросаны равномерно по всей породе. Иногда они встречается в промежутках между прозрачными минералами. Единичные зерна ильменита наблюдаются вместе с магнетитом как структуры распада твердого раствора титаномагнетита. Температура Кюри этих минеральных образований, отобранных в разных точках Аргентинского архипелага (о-ва Демурия, Кинг, Винтер и др.), 500—550 °С, несколько ниже (400—450 °С) у образцов долеритов (о-в Уругвай) и порядка 500 °С у образцов о-ва Скуа.

Породы жильного комплекса залегают в виде даек и других мелких тел и не так широко распространены, а главное не образуют большие массивы, подобно интрузивным. По генетическим особенностям и петрологическому составу они в своем большинстве могут быть отнесены к гипабиссальным образованиям. Коэрцитивные спектры этих образцов подобны интрузивным и также характеризуются как высокими максимумами, так и широкими областями распределения микрокоэрцитивных сил. В отличие от последних им присуща большая вариабельность максимумов, что определяет больший диапазон изменений значений магнитных параметров при одной и той же устойчивости их намагниченности.

Спектры коэрцитивных сил диоритовых порфиритов из обнажений системы о-вов Барханы и Три Поросенка имеют подобные формы и характер распределения критических полей, однако отличаются разными величинами магнитных параметров и, главное, зна-

чениями суммарной  $I$ . Так,  $I_{\text{ср}}$  диоритовых порфиритов и андезитов о-вов Барханы  $\sim 2,12 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , почти вдвое она меньше у аналогов пород о-вов Три Поросенка. Жильные образования, отобранные на соседних островах, имеют примерно такой же диапазон изменений  $I$ . В то же время следует отметить аномально высокие значения  $I$  андезитовых порфиритов о-ва Кинг, достигающие  $6,5 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ .

Жильные породы (за исключением базальтоидов) — одни из основных составляющих магнитоактивного слоя коры океанического типа, представлены большим количеством разновозрастных и, возможно, генетически отличных друг от друга по петрографическому составу даек, жил и других образований, сосредоточенных в зонах разломов, в зонах сочленения геологических тел разного масштаба и структур вмещающих пород. Мелкие дайковые тела, жилы, внедрившиеся во вмещающие породы в обстановке растяжения земной коры в силу особенностей кристаллизации, происходившей в геологическом масштабе времени почти мгновенно, могут обладать высокими магнитными свойствами. Однако ограниченность распространения по площади, малая мощность внедрившихся масс обуславливает незначительную их роль в структуре магнитоактивного слоя. Наиболее весомый вклад намагниченности этих пород сказывается, возможно, в гипабиссальных условиях земной коры.

Образования мезозойского вулканического комплекса представлены липаритами, дацитами, туфами, реже андезитами. Липаритам характерна порфировая структура породы. По магнитным параметрам они разделяются на две группы: 1) образцы (о-в Три Поросенка) с повышенными магнитными свойствами ( $\alpha \approx (21-49) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx (270-476) \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ), 2)  $\alpha \approx 15 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx (10-53) \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ . Аналогичный разброс значений магнитных параметров присущ другим обнажениям архипелага. Дациты относятся к слабо магнитным образованиям. Липарит-дациты вулканического генезиса содержат титаномагнетиты с разной степенью окисления магнитного вещества. Присутствует также ильменит. Температура Кюри липаритов (о-в Ялур) 400—500 °С, дацитов — 250 °С (о-в Винтер) и 400 °С (о-в Скуа).

Магнитные характеристики андезитов вулканического комплекса подобны таковым для пород жильного, описанного выше.

Единичными образцами из разных точек отбора представлены в нашей коллекции туфы и трахиандезиты. Магнитные свойства туфов достаточно высоки, чтобы обеспечить локальное аномальное поле небольших геологических тел. Образцы трахиандезитов о-ва Перес слабо магнитны ( $\chi \approx 1,5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $I_n \approx (4-9) \cdot 10^{-3}$  А·м<sup>-1</sup>).

Коэрцитивные спектры были изучены и для небольшого количества образцов вулканических пород. Они характеризуются разными максимумами примерно при одной ширине области спектра микрокоэрцитивных сил, т. е. при равной стабильности вулканические породы имеют разную величину намагниченности.

Ограниченное развитие вулканитов в пределах изучаемого региона отчасти объясняется его плохой обнаженностью. Вместе с тем они обладают достаточно высокими магнитными свойствами и роль их в структуре магнитоактивного слоя, хотя не столь велика, как жильных, но все же может характеризовать некоторые его элементы, особенно в краевых зонах крупных возмущающих тел (например, батолита и др.).

Сравнительный анализ петрологических особенностей и магнитных свойств изученной коллекции пород указывает на широкий диапазон изменений их магнитных параметров как в пределах одной разновидности, обнажения, так и в разноудаленных точках отбора пород.

В петромагнетизме магнитные параметры рассматриваются как структурно-чувствительные характеристики пород, тесно связанные с концентрацией, типом и генезисом содержащихся в них ферримагнитных минералов. Зарождение, рост, преобразование магнитных минералов происходит в геомагнитном поле, что приводит к образованию намагниченности, свойства которой зависят от условий ее возникновения. Она обусловлена наличием рассеянных и часто не связанных друг с другом зерен ферримагнитных минералов. Они могут быть различными по форме, химическому составу и механическим свойствам или представлять системы, состоящие из немагнитных минералов, отличающихся по свойствам и содержанию ферримагнитных минералов. Как и другие магниточувствительные характеристики (например, коэрцитивная сила), намагниченность связана с внутренними напряжениями и обуславливает равновесное энергетическое состояние ферримагнетика.

Поэтому в реальных условиях магнитные параметры сильно варьируют, отражая в основном состав (например, степень основности), и в большей мере специфичность формирования породы. Даже одноименные минеральные образования характеризуются разнообразными магнитными свойствами, причем значения могут отличаться на порядок. Поэтому образцы разной намагниченности встречаются почти во всех изученных породах, что является (при одном составе магнитного вещества) результатом структурных и генетических особенностей и принадлежности к структурно-фациальным зонам с определенным уровнем намагниченности и степенью однородности. Надо полагать, что зависимость магнитных свойств изверженных пород от специфики тектономагматических процессов совместно с другими геолого-геофизическими данными послужит критерием для выделения пород, составляющих магнитоактивный слой земной коры разных типов. Образцы коллекции имеют разные величины остаточной намагниченности насыщения, характеризующие верхний предел их намагниченности, и суммарной  $I$ , ответственной за магнитную структуру земной коры разных типов. Именно величины  $I_n$  и  $I$  являются основными показателями, определяющими магнитное состояние породы (рис. 3).

Учитывая все выше сказанное, по величине магнитных параметров, другим петрологическим и петромагнитным признакам можно условно выделить три уровня намагниченности магматических пород Антарктического побережья, наиболее полно характеризующих их магнитное состояние.

К породам первого уровня намагниченности ( $I_n \leq 1 \cdot 10^3$  А·м<sup>-1</sup>,  $I \geq 0,25$  А·м<sup>-1</sup>) отнесены слабомагнитные образцы, составляющие значительную часть коллекции. Спектр микрокоэрцитивных сил показывает, что намагничивание их возможно только в области высоких значений постоянного поля. Низкие величины магнитных параметров объясняются широко развитыми процессами резорбции, хлоритизации и других вторичных превращений минерального вещества. Вклад их намагниченности в структуру магнитоактивного слоя не существенный.

Породы второго уровня намагниченности (когда  $1 < I_n < 4$  А·м<sup>-1</sup>, а  $I \leq 1,5$  А·м<sup>-1</sup>) включают среднемагнитные образования. В породах интрузивного комплекса для них характерны крупные ксеноморфные зерна позднемагма-



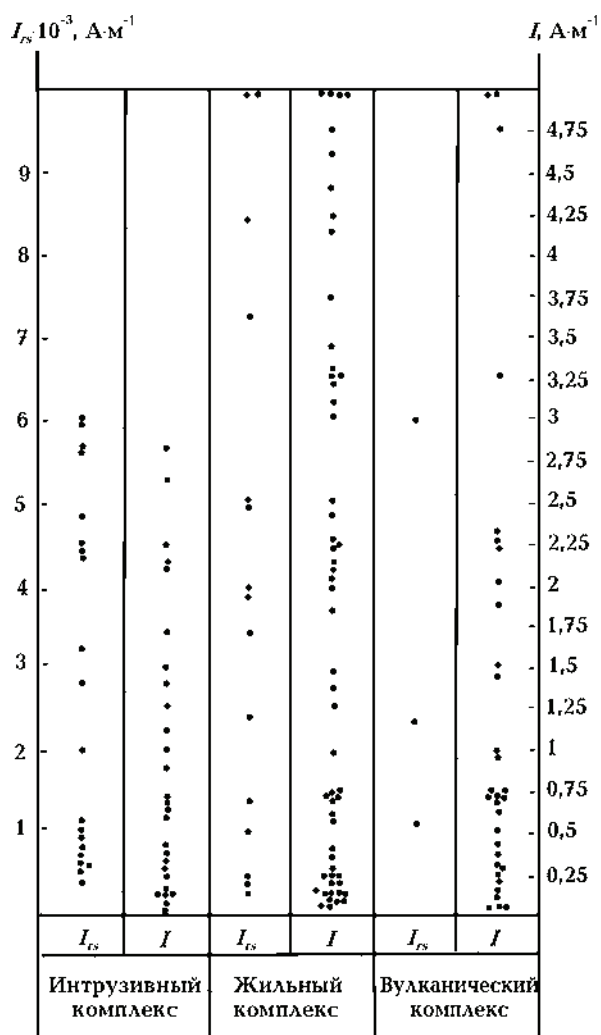


Рис.3. Распределение значений остаточной и суммарной намагниченности насыщения горных пород.

тического магнетита (титаномагнетита), приуроченные к темноцветным минералам ( $T_c \approx 450 \div 500^\circ\text{C}$ ), а в породах эффузивного — титаномагнетиты разного состава и степени низко- и высокотемпературного окисления. Форма коэрцитивных спектров несколько растянута, максимумы сдвинуты в область более высоких значений намагничивающего поля. Относительно невысокие значения  $I_n$  могут быть вызваны влиянием на намагниченность породы вторичных изменений. Даже в случае сохранения породой первичной  $I_n$  выделение ее осложнено наличием других намагниченностей, возникших в результате повторных нагревов и химических преобразований минерального вещества. Вместе с тем роль их намагниченности в создании магнитных аномалий значительна, особенно она про-

является при изучении локальных особенностей наблюдаемого магнитного поля.

Породы третьего уровня составляют сильномагнитные породы ( $I_n \approx 4 \cdot 10^3 \text{A} \cdot \text{m}^{-1}$ ,  $I \geq 1,5 \text{A} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Намагниченность их обусловлена магнетитом ( $T_c \approx 550 \div 575^\circ\text{C}$ ) раннемагматического происхождения, мелкие зерна которого имеют хорошую огранку и равномерно распределены среди других породообразующих минералов или титаномагнетитов. Эти породы в меньшей степени подвержены влиянию вторичных наложенных процессов. Для эффузивных образований этого уровня намагниченности ферримагнетик представлен неокисленным титаномагнетитом. Коэрцитивные спектры с такой намагниченностью характеризуются высокими и широкими максимумами микрокоэрцитивных сил, что свидетельствует о том, что в процессе намагничивания и, следовательно, образования их естественной остаточной намагниченности принимают участие магнитные фазы с высокими энергетическими уровнями. Происхождение первичной  $I_n$  таких пород, как правило, носит термоостаточный характер и поэтому они пригодны для петромагнитного моделирования литосферы и палеомагнитных построений. Магнитные свойства этих пород должны стать основой магнитоактивного слоя океанического и континентального типов земной коры изучаемого региона.

**Магнитоактивный слой земной коры.** По современным представлениям в геологическом строении Антарктического побережья выделяют, в основном, два типа земной коры: океаническую и континентальную. Не исключено существование и коры переходного типа. В то же время информация для анализа и описания их элементов или скудна, или вообще отсутствует. Она основывается на выводах и допущениях небольшого объема геолого-геофизических работ, главным образом гравимагнитометрических и в меньшей степени сейсмических, электромагнитных и др.

Результаты изучения океанической коры показывают, что для различного возраста и разных регионов мира она однотипна и состоит преимущественно из трех слоев: осадочного, базальтового и габброидного. Мощность океанической земной коры спредингового происхождения минимальна под срединными хребтами (около 5 км) и возрастает за счет магнитных серпентизированных гипербазитов до 10—15 км, под островными дугами она нередко превышает 20—25 км.

Прямые геологические и петромагнитные сведения о низах континентальной коры отсутствуют. На основании совокупной косвенной информации принято, что объем низов континентальной коры в магнитном плане является аналогом океанической (палеоокеанической) коры. Другими словами, общую намагниченность пород океанической коры можно экстраполировать на породы нижней части континентальной коры [Петромагнитная..., 1993].

В разрезе коры по скоростной характеристике условно выделяются три слоя: гранитный ( $V_p < 6,3$  км/с), диоритовый ( $V_p = 6,3 \div 6,8$  км/с) и базальтовый ( $V_p > 6,8$  км/с). По вкладу выделенных таким образом слоев в общую мощность коры можно судить о степени основности ее разреза, ее базальтоидности. Корреляционный график зависимости скорости от плотности показывает, что указанным скоростным интервалам соответствуют следующие разновидности пород: гранитный слой — гранитоиды, туфы, некоторые щелочные породы, серпентиниты; диоритовый — диориты, чарнокиты, гнейсы, метасосновые породы; базальтовый слой — гранулиты, амфиболиты, пироксениты, габбро, метасосновые породы, редко перидотиты [Петромагнитная..., 1993; Петрова и др., 1976 и др.].

Главные носители магнетизма обоих типов земной коры — магнитные минералы титаномагнетитового ряда и продукты гетерофазных изменений ильменита (в первую очередь, магнетит), которые имеют разные температуры Кюри, ограничивающие глубину распространения пород магнитного слоя, независимо от природы и времени их образования [Петрова др., 1976]. Верхняя температурная граница составляет  $580^\circ\text{C}$  и определяется изотермой Кюри магнетита, которая залегает на глубине 20 км и менее.

В пределах рассматриваемого региона земная кора изучена фрагментарно в проливе Дрейка вблизи континентального склона Южной Америки, в морях Скош и Уэдделла, в проливе Брансфильд и в некоторых других местах [Gutterch et al., 1985; Grad et al., 1993; Janik, 1997; Garret, 1990; Gonzalez-Ferrn, 1985 и др.].

Разрез океанической коры пролива Дрейка получен по результатам электромагнитного зондирования и состоит из трех слоев, соответствующих общепринятой классификации. Аномальное магнитное поле чисто спредингового типа, что характерно для областей сре-

динных хребтов (система хребет — разлом Алул-Феникс). Граница Мохо по сейсмическим данным залегает на 10 км.

Неоднозначна принадлежность к тому или иному типу коры хребтов Южный и Северный Скоша, которые считаются или сегментами субокеанической, которые образовались в процессе преобразования океанического разреза, или блоками континентальной, которые на древних этапах развития соединяли Южную Америку и Антарктический полуостров. Глубинным сейсмическим зондированием определяют ее как типично океаническую, граница М залегает на глубине 10—13 км, в других местах — на 16—18 км.

В северной части Уэдделла земная кора очень тонкая (М на 6—12 км), в других частях — или континентальная (28—48 км), или переходная от суши к океану (21—27 км).

Наиболее полно земная кора изучена вдоль сейсмических профилей в проливе Брансфильд. Структура ее имеет аномальный характер. Отличительной чертой является присутствие на всех профилях так называемого основного элемента с  $V_p = 7,1 \div 7,4$  км/с на глубине от 10—15 до 25 км. Результаты исследований не подтверждают существование здесь типичной океанической коры. Граница Мохо с  $V_p = 8,1$  км/с находится на глубине 30—32 км, в других местах — на 30—37 км. Аналогичные результаты были получены для рассматриваемых площадей в результате петрофизического моделирования по материалам ГСЗ и данным по упругим параметрам пород Антарктического полуострова [Korchin et al., 2008].

Магнитоактивный слой современной литосферы относится к ее верхам, а именно к большей части разреза земной коры. Независимо от ее мощности, возраста формирования и активизации он неоднороден по латерали. Намагниченность различных его этажей и степень неоднородности зависят от многих факторов, связанных с историей образования земной коры и ее дальнейшего развития. Формируется он, как правило, из поверхностных и близповерхностных магматических образований. В зависимости от окислительных условий содержание в них магнитных минералов существенно варьирует. В общем тектоническая обстановка обуславливает образование магматических либо магнитных пород в зонах растяжения (рифтах, областях развития внутриплитного магматизма, островных дугах и др.), либо немагнитных

пород в зонах сжатия (зонах коллизии, орогенеза, складчатого магматизма). Последующий региональный глубинный метаморфизм чаще всего не влияет на общую намагниченность пород.

Из океанических структур наиболее магнитны срединные хребты (горячие зоны), в центральных частях которых намагниченность базальтов часто превышает  $10 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , подводные горы (горячие пятна — внутриплитный магматизм), средняя намагниченность которых около  $5 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ , и островные дуги ( $I_{\text{ср}} = 2 \div 4 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ ). Картина распределения магнитных образований в земной коре усложнена трансформными разломами, системами надвигов и др. [Магматизм..., 1975; Петромагнитная..., 1993 и др.].

Породам континентальной коры также присущи широкие колебания намагниченности [Петромагнитная..., 1993; Петрова и др., 1976 и др.]. Например, средневзвешенные значения  $I$  некоторых пород Украинского щита такие: пироксениты — 2,5, серпентиниты — 4,9, габбро — 2,9, диориты — 1,4, гранитоиды — 0,5—0,7, чарнокиты — 0,8, амфиболиты —  $0,6 \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$ .

Эти данные с учетом другой геолого-геофизической информации были использованы при моделировании магнитоактивного слоя погребенных подо льдом геологических элементов Антарктического побережья. Однако, основу таких построений составили, в основном, результаты выполненного нами изучения намагниченности и других физических параметров образцов пород Антарктического полуострова вблизи станции «Академик Вернадский» [Korchin et al., 2008; Лебедев и др., 2002; Савенко и др., 2005; Корчин и др., 2004; 2006].

Модель магнитоактивного слоя предусматривает во многих случаях формальный выбор геометрии разреза для подбора пород с определенными величинами намагниченности. В этом случае определяющими являются основные границы распространения намагниченных образований: для районов развития океанической земной коры они определялись по сейсмоскоростным разрезам и положению изотермы Кюри, для континентальной — главным образом построениями на основе результатов аэромагнитных съемок, наземных гравимагнитометрических исследований и других имеющихся в нашем распоряжении геолого-геофизических материалов. Оценка намагниченности слоев производится по результатам изучения их магнитных свойств с последующей корреляцией и при-

вязкой к стратиграфическим комплексам, а также расчетами намагниченности при интерпретации локальных и региональных магнитных аномалий. Другими словами, магнетизм коровых пород средних и больших глубин магнитоактивного слоя оценивался исходя из найденных для малоглубинных пород закономерностей.

Модели прогнозируемого магнитоактивного слоя океанической и континентальной земной коры Антарктического побережья, некоторые физические параметры составляющих его пород приведены в таблице. По мере необходимости при построении петромагнитных моделей, разрезов или колонок для конкретной геологической структуры или ее элементов она может быть дополнена данными изучения других петротипов пород, возможных источников аномального магнитного поля.

В основу магнитного моделирования положены, как правило, данные изучения магнитной восприимчивости и других характеристик при нормальных лабораторных условиях. В то же время влияние высоких давлений ( $P$ ) и температур ( $T$ ) в глубинных зонах земной коры существенно изменяет эти значения, что подтверждено результатами экспериментального изучения горных пород в условиях одновременного  $PT$ -воздействия [Lebedev et al., 2002; Савенко и др., 2005; Корчин и др., 2006; Орлюк, 1999 и др.]. Поэтому при расчетах намагниченности пород магнитоактивного слоя земной коры любого типа должны быть внесены поправки за счет влияния давления и температуры. Это позволит оценить их суммарную намагниченность в естественной обстановке залегания пород и использовать ее при интерпретации аномального магнитного поля отдельных геологических элементов и региона в целом путем решения прямой задачи магнитометрии. В первую очередь, это касается оценки и анализа изменений магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в  $PT$ -опытах до глубины порядка 20 км, нижней границы залегания пород магнитоактивного слоя. Изменения  $\alpha$  с глубиной получены нами на основании обобщения результатов исследований раздельного воздействия давления (литературные данные) и температуры (результаты наших опытов) на образцы различных пород [Лебедев и др., 1995; 2002; Орлюк, 1999; Лебедев, Савенко, 1996; 1998; 2000; Савенко и др., 2007].

Результаты опытов показали, что для магнитосодержащих пород до 6—7 км эффект  $PT$ -воздействия примерно одинаков и не требует

Модели магнитоактивного слоя и некоторые физические параметры пород Антарктического побережья

Порода	Сейсмический горизонт	$T_c$ , C°	$\mu \cdot 10^{-3}$ , ед. СИ		$I_s \cdot 10^{-3}$ , Ам <sup>-1</sup>		$I_f \cdot 10^{-3}$ , Ам <sup>-1</sup>		$I$ , Ам <sup>-1</sup>		$I_{sp} \cdot 10^{-3}$ , Ам <sup>-1</sup>		$\sigma$ , ГСМ <sup>-3</sup>		$V_p$ , км/с		$V_s$ , км/с		
			min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	
Океаническая кора																			
Базальты	2-A	500—550 175—300	7,9	64	14	4180	316	2560	0,4	6,03	5,0	16	2,86	3,00	6,03	6,35	3,26	3,56	
Долериты	2-B	450—500 300—350	1,5	133	10	3220	60	5320	0,1	3,3	0,6	4,53	2,82	2,93	5,69	5,95	3,29	3,56	
Андезиты, андезитовые порфириты	2-B	450—550	3	150	1	5429	44	6000	0,1	6,5	3,4	13,5	2,80 2,71	2,89 2,83	5,69 5,09	6,18 6,14	3,16 3,2	3,47 3,42	
Габбро	3-A	400—450	—	44	—	697	—	1760	—	2,6	—	13,3	2,8	3,01	5,35	6,5	3,3	3,82	
Континентальная кора																			
Граниты	Гранитный, $V_p < 6,3$ км/с	500—575	1	70	1,34	168	40	2800	0,06	2,81	0,38	6,0	2,59	2,64	5,0	5,3	2,9	3,17	
Гранодиориты		500—575	2	96	2	299	80	3840	0,1	4,14	0,48	4,4	2,63	2,71	4,78	5,62	2,97	3,11	
Диориты	Диоритовый, $V_p = 6,3-6,8$ км/с	500—550	4	52	13	102	59	4320	0,2	4,4	0,6	6,0	2,7	2,88	5,08	6,16	3,07	3,36	
Диоритовый порфирит		500—550	2	108	17	1136	80	3464	0,1	4,6	0,1	11,4	2,74	2,93	4,75	6,1	3,03	3,42	
Габбро	Базальтовый, $V_p > 6,8$ км/с	500—575	—	44	—	697	—	1760	—	2,6	—	13,3	2,91	3,05	6,5	7,08	3,5	3,91	

корректировки значений магнитной восприимчивости. Для глубин 8—10, 12—15 и на 20 км она уже необходима (соответственно 2, 5—10 и порядка 20%  $\alpha_0$ ). На 30—40 км влияние температуры (без учета давления) составляет 20—30% в сторону уменьшения начальной величины  $\alpha$ .

Пик максимального изменения  $\alpha$  титаномагнетитсодержащих пород будет смещаться в область более низких температур, что предопределяется значением температуры Кюри ферритмагнетика. Поэтому в верхней части земной коры (до 10—20 км) большее влияние на  $\alpha$  будет оказывать давление, в нижней (более 20 км) — температура. Влияние одноосного давления в условиях гидростатики предполагает еще большие изменения величины магнитной восприимчивости пород.

Результаты *PT*-опытов показывают, что остаточная намагниченность ( $I_{rn}$ ) изверженных минеральных образований также изменяется в широких пределах: для гипербазитов на глубине порядка 20 км изменения составляют 55—70% ее начальной величины, пород основного состава — 45—90%. У кислых пород разброс значений  $I_{rs}/I_{rs0}$  на глубине 20 км более значителен. Потеря намагниченности может составлять максимально 95%, а для большей части пород она не превышает 85% ее первоначальной величины. Составом титаномагнетитов и, следовательно, различными значениями температур Кюри, а также разной степенью низко- и высокотемпературного окисления определяется устойчивость к *PT*-воздействиям эффузивных образований разных геологических провинций. Большинство пород теряют остаточную намагниченность на глубине порядка 10—12 км. У меньшей ее части полное разрушение можно ожидать на 14—20 км.

Анализ оценки изменений магнитной восприимчивости и результатов термобарических исследований остаточной намагниченности с глубиной показывает, что вклад их в суммарную восприимчивость  $I$  наиболее существенен в близповерхностных горизонтах коры. Величины возможных корректировок зависят от особенностей породы и могут быть разными даже в пределах одной и той же петрографической разновидности. На больших глубинах влияние остаточной намагниченности снижается и полная намагниченность пород будет определяться в основном индуктивной составляющей.

Оценивая вклад в формирование суммарной намагниченности разных ферритмагнитных минералов, следует учитывать также температурный интервал ее существования, нижней границей которого является изотерма Кюри соответствующего ферритмагнетика. Следовательно, ферритмагнитные минералы — единственные источники аномального магнитного поля, а температура Кюри основного (магнетита) определяет нижнюю границу магнитоактивного слоя.

Расчет поправок с учетом *PT*-влияния для пород Антарктического побережья осложнен получением исходных, особенно для программных *PT*-опытов, данных. Полное отсутствие информации о тепловом потоке и давлении, распространении их на больших глубинах не позволяет сделать однозначную оценку намагниченности пород, глубины залегания не только отдельных геологических горизонтов, но иногда и магнитоактивного слоя в целом. Поэтому, пока единственная возможность их расчета для конкретной структуры или ее элементов — это использование результатов термобарических исследований на аналогичных породах из других геологических провинций.

**Закключение.** Анализ и обобщение материалов изучения магнитных параметров изверженных горных пород, данные лабораторных опытов и имеющаяся геолого-геофизическая информация позволили впервые получить наиболее полную петромагнитную характеристику основных горных пород земной коры Антарктического побережья с учетом их генетических и петрологических особенностей.

Всесторонний анализ экспериментального материала свидетельствует, что наблюдаемое аномальное магнитное поле обусловлено преимущественно особенностями распределения и физическими параметрами магнитных минералов верхней части земной коры.

Главными носителями магнетизма являются титаномагнетиты и магнетит. Меняющиеся окислительные условия и скорость кристаллизации пород приводят к образованию широкого спектра их состава и свойств, а вторичные процессы — к соответствующему изменению намагниченности пород.

Получена петрофизическая характеристика магнитоактивного слоя земной коры океанического и континентального типов. Выполненный авторами анализ свойств отражает качественную картину строения и развития магнитоактивного слоя, а с учетом результатов *PT*-опытов даст количественную оценку намагничен-

ности слоев и ее изменения с глубиной. Данные будут широко использоваться при интерпретации аномального магнитного поля региона путем решения прямой задачи магнитометрии.

Эти построения могут быть интегрированы в комплексную петрофизическую модель, учитывающую результаты соответствующих исследований.

### Список литературы

- Бахмутов В. Г. Геологический обзор архипелага Аргентинские острова и прилегающей территории Антарктического полуострова // Бюлл. УАЦ. — 1998. — Вып. 2. — С. 77—84.
- Бахмутов В. Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: современные представления // Укр. антаркт. журн.— 2006. — № 4—5. — С. 52—63.
- Буртний П. А., Карнаухова Е. Е., Корчин В. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Шепель С. И. Физические характеристики магматических пород района антарктической станции «Академик Вернадский» // Укр. антаркт. журн. — 2003. — № 1 — С. 47—53.
- Глевасская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. — Киев: Наук. думка, 1983. — 208 с.
- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. — Москва: Наука, 1973. — 214 с.
- Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. — Ленинград: Недра, 1986. — 224 с.
- Корчин В. А., Буртний П. А., Карнаухова Е. Е., Нех А. С. Упруго-плотностные характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова района станции «Академик Вернадский» // Укр. антаркт. журн. — 2004. — № 2. — С. 66—72.
- Корчин В. О., Буртний П. О., Карнаухова О. Є. Прогнозна геофізична оцінка глибинного залягання поверхових порід Антарктиди // III міжнар. конф. «Наукові дослідження в Антарктиці»: тези (Київ, 29 травня—2 червня 2006 р.). — 2006. — С. 22.
- Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К., Жилиева В. А., Трухин В. И. Магнетизм и минералогия природных ферромагнетиков — Москва: Изд-во Моск. унта, 1982. — 294 с.
- Лебедев Т. С., Савенко Б. Я. Петромагнитная модель литосферы Индийского океана // Геофиз. журн. — 2000. — 22, № 3. — С. 57—67.
- Лебедев Т. С., Савенко Б. Я. Роль основных ферромагнитных минералов в РТ-изменениях остаточной намагниченности изверженных пород // Геофиз. журн. — 1998. — 120, № 6. — С. 63—82.
- Лебедев Т. С., Савенко Б. Я. Термобарические изменения с глубиной магнитных характеристик минеральных образований Украинского щита // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 5. — С. 32—45.
- Лебедев Т. С., Савенко Б. Я., Буртний П. А. Программное воздействие давления и температуры на изменение остаточной намагниченности некоторых изверженных пород // Геофиз. журн. — 1995. — 17, № 1. — С. 33—41.
- Лебедев Т. С., Шепель С. И., Корчин В. А., Буртний П. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Карнаухова Е. К. Петрофизические характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова и прилегающих островов в районе станции «Академик Вернадский» // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 6. — С. 93—115.
- Магматизм и условия образования изверженных горных пород / Под ред Г. Н. Петровой. — Москва: Наука, 1975. — 288 с.
- Орлюк М. И. Магнитная модель земной коры юго-запада Восточно-Европейской латформы: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — Киев, 1999. — 32 с.
- Петрова Г. Н., Печерский Д. М., Лыков А. В. Магнитные минералы и магнитные аномалии // Магнитные аномалии земных глубин. — Киев: Наук. думка, 1976 — С. 55—64.
- Петромагнитная модель литосферы / Отв. ред. Д. М. Печерский. — Киев: Наук. думка, 1993. — 175 с.
- Савенко Б. Я., Корчин В. А., Буртний П. А., Карнаухова Е. Е. Магнитные параметры горных пород при высоких давлениях и температурах // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 3. — С. 78—85.
- Савенко Б. Я., Шепель С. И., Буртний П. А., Карнаухова Е. Е. Анализ петромагнитных характеристик горных пород Антарктического побережья района станции «Академик Вернадский» // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2005. — № 2. — С. 101—110.
- Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. — Ленинград: Недра, 1977. — 182 с.
- Garret S. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula

- // J. Geophys. Res. — 1990. — **95**, № B5. — P. 6759—6777.
- Gonzalez-Fern O.* Volcanic and tectonic evolution Antarctic Peninsula — Late Cainozoic to Recent // Tectonophysics. — 1985. — **114**. — № 1—4. — P. 389—409.
- Grad M., Gutterch A., Janik T.* Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica / J. Geophys. J. Int. — 1993. — **115**. — P. 568—600.
- Gutterch A., Grad M., Janik T., Perchuc E., Pajchel J.* Seismic studies of crustal structure in West Antarctica. 1979—1980 preliminary results // Tectonophysics. — 1985. — **114**, № 1—4. — P. 411—429.
- Janik T.* Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // Polish Polar Res. — 1997. — **18**, № 3—4. — P. 171—225.
- Johnson A.* Interpretation of new aeromagnetic anomaly data from the central Antarctic Peninsula // J. Geophys. Res. — 1999. — **104**, № B3. — P. 5031—5046.
- Karnaikhova E. E., Korchin V. A., Savenko B. Y., Butny P. A.* Magnetoactive crustal layer of the Antarctic coast of the station «Academic Vernadsky»: Abstract Volume of XXX SCAR/IASC IPY open science conference «Polar Research — Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year». — July 8<sup>th</sup>—11<sup>th</sup> 2008. — Санкт-Петербург: Изд. гос. научн. центра РФ, Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-та, 2008.
- Korchin V. A., Butny P. A., Karnaikhova E. E.* Elastic and density characteristics of rocks of Antarctic Peninsula and prognosticated depths of their occurrence / Abstract Volume of XXX SCAR/IASC IPY open science conference «Polar Research — Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year». — July 8<sup>th</sup>—11<sup>th</sup> 2008. — Санкт-Петербург: Изд. Гос. науч. центра РФ, Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-та, 2008. — P. 73.
- Лебедев Т. С., Шепель С. И., Корчин В. А., Бурт-ный П. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Карнаухова Е. Е.* Петрофизические характеристики горных пород западного побережья Антарктического полуострова и прилегающих островов в районе станции «Академик Вернадский» // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 6. — С. 93—115.