

**АНОМАЛИИ  
ГЕОМАГНИТНОГО  
ПОЛЯ  
И ГЛУБИННОЕ  
СТРОЕНИЕ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОМАГНЕТИЗМУ  
КОМИССИЯ МНОГОСТОРОННЕГО СОТРУДНИЧЕСТВА  
АКАДЕМИЙ НАУК СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН  
ПО КОМПЛЕКСНОЙ ПРОБЛЕМЕ  
„ПЛАНЕТАРНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ“  
АКАДЕМИЯ НАУК УССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. С. И. СУББОТИНА

АНОМАЛИИ  
ГЕОМАГНИТНОГО  
ПОЛЯ  
И ГЛУБИННОЕ  
СТРОЕНИЕ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ

МАТЕРИАЛЫ МЕЖДУНАРОДНОГО  
РАБОЧЕГО СОВЕЩАНИЯ

КИЕВ "НАУКОВА ДУМКА" 1982



3669

УДК 550.38(063)(47+57+4-II)

Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. - Киев : Наук. думка, 1981. -172 с.

В сборнике представлены материалы Международного рабочего совещания "Исследование аномалий геомагнитного поля и вековых вариаций" (Киев, 29 октября - 2 ноября 1979 г.).

Обсуждены результаты анализа региональных магнитных аномалий Восточно-Европейской платформы и других платформенных областей в связи с глубинным строением земной коры и верхней мантии. В частности, освещены вопросы магнетизма земной коры, методики интерпретации региональных магнитных аномалий и возможности использования аномального магнитного поля при построении петрологической модели земной коры платформенных областей.

Для геофизиков.

Библиогр. в конце статей.

Редакционная коллегия

А.Н.Пушков (ответственный редактор), З.А.Крутиховская (зам. ответственного редактора), И.К.Пашкевич (ответственный секретарь), Г.Н.Петрова, Т.Н.Симоненко, В.А.Шапиро

Редакция информационной литературы

А 20802 - 091 224-81. 1903020000  
M22I(04)-82

С

Издательство  
"Наукова думка", 1982

С 1978 г. в план комиссии по проблеме "Планетарные геофизические исследования" международного сотрудничества академий наук социалистических стран включена тема "Анализ региональных магнитных аномалий Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей и их связи со строением земной коры". Координация работ по этой теме была поручена Институту геофизики АН УССР. В феврале 1978 г. в Потсдаме на очередном заседании рабочей группы I.6 КАПГ была одобрена предложенная нами программа исследований по этой теме и определен примерный состав исполнителей из различных стран. Программа предусматривала следующие основные направления исследований:

I. Составление и анализ карты региональных магнитных аномалий Восточно-Европейской платформы.

1. Изучение распределения источников магнитных аномалий в разрезе земной коры.

2. Анализ данных о намагниченности верхних горизонтов земной коры. Прогноз намагниченности нижней коры.

3. Моделирование магнитного эффекта верхних частей земной коры.

4. Изучение связи региональных магнитных аномалий с тектоническим районированием территории и в частности с глубинными разломами мантийного заложения.

II. Исследование природы региональных магнитных аномалий и возможной связи их источников с петрологическими неоднородностями земной коры.

III. Оценка природы нижней границы намагниченных пород в земной коре в различных геологических регионах. Изучение статистических связей регионального магнитного поля с глубинами до основных границ раздела земной коры и с глубиной до поверхности Кюри ферромагнетиков. Петрологическое обоснование предельных глубин существования ферромагнетиков для отдельных геологических регионов.

IV. Построение порегионных магнитных моделей земной коры.

V. Сравнительная характеристика природы региональных магнитных аномалий различных геологических регионов.

VI. Построение сводной магнитной модели земной коры изучаемой территории.

Естественно, что эта программа не исключала возможности разработки других проблем, связанных с интерпретацией регионального магнитного поля, поскольку ее результаты учитываются при изучении тектоники глубинного строения земной коры, металлогении, метаморфизма и других областей науки о Земле.

Исследования региональных магнитных аномалий с длинами волн 60–300 км, источники которых расположены в коре, проводятся с 1960-х годов. Нет необходимости останавливаться на обзоре этих работ, все они опубликованы и дают самые различные представления о природе региональных магнитных аномалий. Методами выделения региональной компоненты в большинстве случаев являлись пересчет поля вверх или осреднение.

Наиболее широко в последние годы эта проблема изучалась в Институте Геофизики АН УССР. Оказалось возможным выбрать полигон с наиболее благоприятными условиями для исследования регионального магнитного поля, обеспечившими комплексный подход к ее решению. Региональные магнитные аномалии, полученные путем пересчета на высоту 10 км, изучались на Украинском щите, представляющем один из обнаженных участков Восточно-Европейской платформы. Высокий уровень геологической и геофизической изученности щита позволил привлечь богатую информацию для изучения связей регионального магнитного поля с тектоникой, вещественным составом, метаморфизмом и физическими свойствами пород. С использованием многочисленных данных о магнитных свойствах докембрийских пород оказалось возможным построить детальную карту намагниченности Украинского щита, которая явилась важным аргументом в пользу глубинной природы некоторых региональных аномалий. Неоценимое значение имела сравнительно густая сеть профилей ГСЗ, которыми изучены формы рельефа поверхности Мохоровичича (М). Наличие карты рельефа поверхности М по сейсмическим данным позволило исследовать и установить тесную статистическую связь интенсивности региональных аномалий с толщиной коры.

В отделе гравиметрии института получены данные о тепловом потоке, на основе которых изучено распределение температур в земной коре. Эти данные использованы нами для изучения статистических свя-

зей аномального магнитного поля с рельефом поверхности Кюри магнетита.

В 1977-1978 гг. аэромагнитной экспедицией НПО "Совзгеофизика" вдоль профилей ГСЗ проведена повысотная аэромагнитная съемка с максимальной высотой полета 5.4 км.

Эта съемка позволила получить важные материалы по сопоставлению трансформированных полей с наблюдаемыми, по затуханию локальных аномалий и их ансамблей с высотой, по изучению статистических связей регионального магнитного поля с толщиной коры и выполнить интерпретацию аэромагнитных аномалий с использованием новых методик.

Такой комплексный подход к проблеме, обеспеченный усилиями большого коллектива Института геофизики АН УССР, оказался очень плодотворным и позволил получить конкретные результаты, которые изложены в ряде докладов, публикуемых ниже. Здесь же уместно только подчеркнуть, что этими работами впервые для Украинского щита получены убедительные доказательства гетерогенности коры на всю ее мощность и выделены блоки трех типов: фемические, сиалические, переходного типа. Блоки фемического типа рассматриваются нами как ядра структур ранней консолидации.

Все эти результаты не укладываются в распространенные представления о тектонике щита и могут послужить основой для развития новых тектонических концепций.

Синтезом методических разработок является технологическая схема анализа и интерпретации региональных магнитных аномалий. Она состоит из четырех основных блоков: 1) выделение региональной компоненты аномального магнитного поля (выбор фильтра); 2) создание модели распределения намагниченных тел в докембрийском фундаменте и исследование вклада пород фундамента в региональную компоненту; 3) количественная интерпретация региональной компоненты; 4) исследование вероятностно-статистических и функциональных связей регионального магнитного поля со строением земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ, с распределением температур в литосфере, с аномалиями силы тяжести, составом и строением докембрийского фундамента.

Применение этой технологической схемы позволило выполнить всесторонний анализ вклада поверхностных источников в аномальное магнитное поле и получить доказательства глубинной природы региональных магнитных аномалий Украинского щита.

Основные положения методики анализа и интерпретации аномалий, разработанные для Украинского щита, применимы также к другим тер-

риториям Восточно-Европейской платформы. Для западной ее части, в рамках упомянутой выше темы, выполнен анализ связи региональных магнитных аномалий с тектоническим районированием, особенностями геологического строения докембрийского фундамента, аномалиями силы тяжести и глубинным строением земной коры. В выполнении этих исследований от Советского Союза принимали участие Институт геофизики АН УССР, Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Геофизическая экспедиция Управления геологии при СМ БССР, Литовский научно-исследовательский геологоразведочный институт. Разработка методики построения магнитной модели земной коры с привлечением статистических методов, выполнены в Центральном Институте физики Земли АН ГДР. Установлено распределение источников магнитных аномалий на глубинах 9, 14 и 20 км. Интенсивно изучается региональное магнитное поле в Геофизическом институте БАН. Уже в результате первого этапа исследований установлено, что полученные ранее закономерные связи региональных магнитных аномалий с глубинным строением земной коры докембрийских щитов в общем виде справедливы и для западной части Восточно-Европейской платформы.

З. А. КРУТИХОВСКАЯ

УДК 550.361(4-II)

В.В.Гордиенко

Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕПЛОВОЙ МОДЕЛИ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Под тепловой моделью понимается распределение температур ( $T$ ) в недрах региона и их изменение в ходе геологического развития.

В данном случае исследуемый регион - дорифейская Восточно-Европейская платформа, из рассмотрения исключены участки с байкальским возрастом фундамента, примыкающие к ней с северо-востока и юго-запада. Следовательно, в изучаемом районе не происходили крупномасштабные активные геологические процессы в течение последних 1-3 млрд. лет. Соответственно весьма вероятным кажется отсутствие в этот период значительных движений вещества мантии в больших интервалах глубин, т.е. конвективного переноса тепла. В этих условиях тепловое поле верхней литосферы (до 50-100 км) можно считать стационарным, что определяет вид решаемой задачи при построении тепловой модели. На более значительных глубинах распределение температур зависит от древних процессов, происходивших в недрах миллиарды лет назад. Представления о них сугубо гипотетичны, поэтому тепловые модели, учитывающие эти процессы, довольно неопределенны, погрешности вычисления  $T$  в отдельных частях платформы явно больше предполагаемых различий температур.

Таким образом, при современном уровне знаний следует считать, что на больших глубинах под платформой температурная дифференциация достоверно не фиксируется. Можно назвать (не вдаваясь в описание способов расчета) лишь вероятные пределы колебаний  $T$  под дорифейской платформой: на 100 км - 550-850°C, на 200 км - 900-1200°C, на 300 км - 1300-1500°C, на 400 км - 1600-1800°C. Приведенные тем-

пературы - "среднеплатформенные", характерные не только для рассматриваемого региона, т.е. "нижний этаж" тепловой модели Восточно-Европейской платформы лишен индивидуальных черт. Подобные температуры встречаются, вероятно, и в недрах иных дорифейских платформ за пределами областей молодой активизации какого-либо типа.

"Верхний этаж" тепловой модели может быть охарактеризован более подробно и достоверно. Для его построения необходимы данные о тепловых потоках через поверхность ТП, теплопроводности глубинных пород, распределении радиогенной теплогенерации по глубине ТГ. Значения ТГ в коре сколько-нибудь достоверно можно определить только по данным ГСЗ о строении земной коры. Перечисленные сведения имеются далеко не для всех районов платформы: пуниты определения ТП и профили ГСЗ еще довольно редки, поэтому в настоящее время и для "верхнего этажа" можно наметить только основные черты тепловой модели, описать ее в ограниченном числе точек.

Данные, по которым вычисляются глубинные температуры, известны с разной точностью и по-разному влияют на достоверность результата. Существенные ошибки в величинах средних теплопроводностей различных интервалов земной коры и верхов мантии кажутся маловероятными. С ними может быть связана погрешность в значениях температур не более 10-20°C. Величины теплового потока в отдельных точках определяются еще очень неточно (с погрешностью 10-20%), что может быть источником ошибки Т в несколько десятков градусов. Для ее уменьшения во всех случаях использовались осредненные величины ТП, определенные для территорий значительной площади, что сокращало погрешность до нескольких процентов, но отрицательно сказывалось на детальности модели.

Наибольшие неопределенности при расчете Т связаны с распределением радиогенной теплогенерации по глубине. По результатам ГСЗ известна зависимость от глубины скорости упругих волн. Для их пересчета в значения ТГ необходимо определить связь этих параметров. Эта операция для Восточно-Европейской платформы была выполнена путем составления системы линейных уравнений для всех изученных районов. Неизвестными были мантийный тепловой поток  $ТП_M$  и теплогенерации. Коэффициенты при последних - мощности слоев консолидированной коры с одинаковыми средними сейсмическими скоростями, в правой части - средняя величина ТП района. Предполагалось, что мантийные потоки изменяются мало, а ТГ осадков достаточно хорошо известна по данным прямых измерений. Решение системы с учетом типичных ошибок определения мощностей слоев и ТП дало возможность установить

по средним для слоев величинам искомую связь в виде  $T_T = 1,4 \sqrt{V_p} \times 1,25 \times (6 - V_p)$ , где  $T_T$  - в мВт/м<sup>3</sup>;  $V_p$  - скорость продольных сейсмических волн, км/с. Мантийный тепловой поток составляет  $11 \pm 5$  мВт/м<sup>3</sup>.

Используя описанную информацию, можно построить тепловую модель верхней литосферы с ошибками в первые десятки градусов.

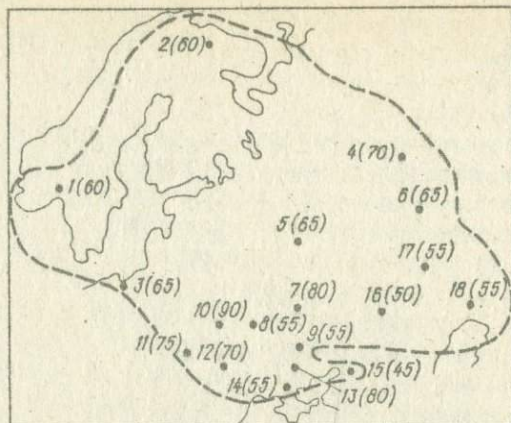
Для Восточно-Европейской платформы расчеты дают возможность установить различные величины геотермических градиентов в недрах. Быстрее всего температуры растут в районах с относительно высокими значениями  $T_T$  и мощным осадочным чехлом (из-за низкой теплопроводности последнего), а также с относительно тонкой корой (повышенным значением  $T_{TМ}$ ). Основные результаты вычислений (следует подчеркнуть, что речь идет о средних для крупных районов тепловых моделях) приведены в таблице, примерное расположение изученных районов - на рисунке.

Глубинные температуры некоторых районов Восточно-Европейской платформы

ТТ, мВт/м <sup>2</sup>		Температура (°С) на глубине, км			
Полный	Мантийный	10	25	50	75
40	16	130	300	520	680
34,5	16	120	280	500	670
48,5	11	180	340	510	650
36,5	12	130	290	460	610
40	13	140	310	480	630
40	13	150	320	500	640
43	10	140	250	440	550
42	10	180	310	550	670
48	11	220	380	560	690
34	10	110	240	390	510
39,5	10	150	280	450	580
39	11	130	280	490	630
40	10	120	260	430	570
42	10	180	320	560	680
45	14	230	400	600	750
50	16	160	300	580	740
47,5	10	210	390	540	690
47,5	10	200	380	540	690

Примечание 1. В точке 15 рост глубинных температур связан с влиянием соседних геосинклинальных регионов.

2. В точке 16 аномальные Т связаны, вероятно, с субгеосинклинальным характером глубинных процессов в этом регионе в карбоне-пермь.



Глубина изотермы Кюри магнетита ( $580^{\circ}\text{C}$ ) на Восточно-Европейской платформе. В скобках — значения глубины, км.

Характерные черты тепловой модели удобно показать на примере практически важного параметра — глубины до изотермы Кюри магнетита. Она определяется с погрешностью в 10–15 км. На рисунке видно, что колебания средних глубин для изученных районов невелики. На юге, где есть относительно густая дифференциация глубин больше, но средние значения в северной и южной частях платформы близки — около 65 км. В некоторых районах (например, на Украинском щите) детальность расчетов может быть увеличена. В этом случае обнаруживаются довольно интенсивные аномалии в глубинах изотермы Кюри, связанные с местными колебаниями мощности и состава коры. Так, на Украинском щите при среднем значении около 80 км встречены районы с глубинами от 50 до 120 км.

УДК 552.1:538

Б.Я.Савенко

Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

ИЗМЕНЕНИЯ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД  
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Рассмотрены изменения магнитных параметров (естественной остаточной намагниченности  $-J_n$ , остаточной намагниченности насыщения  $-J_{rs}$ ) образцов изверженных горных пород из ряда районов Украины (по-  
10

роды кристаллического фундамента и эффузивные образования Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), интрузивные и эффузивные образования Украинского щита (УЩ), интрузивные породы Горного Крыма, железистые кварциты Кривого Рога, вулканогенные образования Закарпатья (в условиях высоких давлений  $P$  и температур  $T$ ). Методика и техника выполнения экспериментов описана в работе [1]. Для части образцов исследования выполнены при одновременном воздействии одноосного давления ( $P \sim 400$  МПа) и температуры ( $T \sim 600^\circ\text{C}$ ) [2].

Основными ферримагнитными минералами изученных образцов являются магнетит и титаномагнетиты с широко варьирующим соотношением магнетитовой и ульвошинелевой составляющих.

При воздействии гидростатического давления порядка 300 МПа величина естественной остаточной намагниченности изученных образцов, в основном, уменьшается. Однако степень изменения  $J_n$  оказалась неодинаковой для пород разного состава. Эффузивные породы ДДВ сохраняют 0,4–0,9 ее первоначальной величины  $|J_{n0}|$ , железистые кварциты 0,2–0,8. Для некоторых образцов приложение давления в 100 МПа оказалось достаточным, чтобы их  $J_n$  была сведена к нулю.

Выяснение причин различного поведения  $J_n = f(P)$  требует прежде всего изучения тех физических процессов, которые обусловили магнитное состояние пород, а следовательно, величину и свойства ее остаточной намагниченности. Кроме того, магнитная предыстория образца породы обусловлена совокупностью внешних воздействий, которые она испытала в течение своей жизни. Учесть их, тем более однозначно, не всегда возможно. Вместе с тем следует отметить, что главную роль в образовании  $J_n$  породы играет температура и давление. Такая связь между термодинамическими условиями образования намагниченности породы и поведением  $J_n = f(P)$  в условиях опытов была установлена при изучении железистых кварцитов. Показано, что характер изменений  $J_n$  соответствует PT режиму их образования в процессе метаморфизма. Более высокие  $P$  и  $T$ , испытанные породой во время их формирования, ведут к увеличению стабильности  $J_n$  к воздействию температуры и давления во время эксперимента [4].

При приложении гидростатического давления до 300 МПа каждый тип пород коллекции характеризуется довольно широким диапазоном изменений остаточной намагниченности насыщения.

Несмотря на близость интервалов и характера изменений  $J_{rs}$  изученных образцов горных пород отмечаются некоторые существенные отличия указанных значений, особенно проявляющиеся при изучении состава и генетических особенностей ферримагнитных минералов.

Необратимые изменения остаточной намагниченности насыщения горных пород Украины при высоких гидростатических давлениях

Порода	Необратимые изменения $J_{rs}$ , % при 300 МПа	
	минимальные	максимальные
Кристаллические породы фундамента ДДВ	20	55
Эффузивные породы ДДВ	30	70
Интрузивные породы Ущ	20	75
Эффузивные породы Ущ	35	75
Интрузивные породы Горного Крыма.	20	70
Железистые кварциты Кривого Рога	25	70
Булканиты Закарпатья	2	65

Остаточная намагниченность насыщения была получена нами в сильных магнитных полях ( $\sim 10$  кЭ). Это способствовало тому, что процесс образования намагниченности был одинаков для всех изученных образцов. Поэтому степень изменений величины  $J_{rs} = f(P)$  должна зависеть, в основном, от состава ферримагнитных минералов, их текстурно-структурных особенностей, условий образования, степени сохранности к моменту изучения.

Некоторые такие закономерности отмечаются при исследовании образцов нашей коллекции. Так, для пород, содержащих в качестве основного ферримагнетика гомогенные титаномегнетиты, стабильность  $J_{rs}$  к давлению увеличивается по мере уменьшения температуры Кюри  $T_C$  ферримагнитного материала. По-видимому, обогащение ферримагнитного вещества ульвошпинелью, о чем свидетельствует понижение  $T_C$ , приводит к увеличению неоднородностей в магнитном материале, что существенно влияет на распределение внутренних напряжений и в целом способствует повышению устойчивости образца к давлению.

Зависимость стабильности  $J_{rs}$  к воздействиям  $P$  от генетических особенностей породы наблюдается при изучении интрузивных образований Горного Крыма и железистых кварцитов Кривого Рога. Для первых устойчивость  $J_{rs}$  к  $P$  в значительной мере обусловлена степенью метасоматической переработки породы. Развитие натриевого метасоматоза по парамагнитным минералам породы приводит к образованию, наряду с сингенетичными кристаллами титаномегнетита, эпигенетических выделений магнетита, разное содержание которого существенно изменяет магнитные свойства породы. Наиболее стабильными к давлению оказались образцы, наименее измененные процессами метасоматоза [3]. Для

железистых кварцитов устойчивость  $J_{rs}$  к Р связана с термодинамическими условиями метаморфизма. Формируясь в различных РТ-обстоятельствах, магнетит отличается типоморфными особенностями, проявляющимися в размерах, внутренней структуре зерен, наличии механических включений и изоморфных примесей, что и обуславливает широкие пределы устойчивости железистых кварцитов к Р и Т. Наименее стабильными к давлению оказались образцы, испытавшие в период своего формирования длительное воздействие температуры и давления [4].

Среди образцов изученной коллекции наиболее устойчивой к давлению оказалась остаточная намагниченность насыщения вулканитов Закарпатья. Основным фактором, определяющим стабильность  $J_{rs}$  к Р, является не только состав ферримагнетика, но и его структурные особенности. Зерна титаномагнетитов представлены в породе вкрапленниками размером от 2-3 до 50 мк. Такой размер зерен обуславливает высокую коэрцитивную силу породы и, следовательно, повышает ее устойчивость к давлению. Вместе с тем нельзя установить определенные закономерности  $J_{rs}$  (Р) для пород, содержащих титаномагнетиты, сильно измененных в результате окисления [5].

Эффект воздействия давления на величину остаточной намагниченности горных пород зависит от двух факторов: от разной способности зерен ферримагнитных минералов изменять области локальных напряжений (обусловленных в первую очередь плотностью дислокаций и количеством точечных дефектов) под действием внешней нагрузки и эффекта воздействия немагнитной матрицы при переносе внешнего напряжения на магнитные минералы. Как показали наши эксперименты, не менее важную роль играет также способ передачи внешнего напряжения. Сравнительная оценка степени изменений  $J_{rs}$  базальтов в условиях гидростатического и одноосновного сжатия показала, что равное по величине гидростатическому внешнее одноосное давление, в силу своего направленного действия, приводит к существенно большим изменениям намагниченности породы. Отмечается более высокий градиент уменьшения  $J_{rs}$  в случае приложения одноосного давления. Для всех образцов необратимые изменения, вызванные одноосным давлением, являются большими, чем сумма обратимых и необратимых изменений  $J_{rs}$  при гидростатическом давлении. Показано, что доля обратимых изменений мала, и что решающую роль в эффекте уменьшения намагниченности играют необратимые изменения [6].

Анализ результатов изучения остаточной намагниченности насыщения в условиях высоких давлений показывает, что в ряде случаев дав-

ление до 300 МПа оказалось недостаточным для стабилизации внутренних напряжений. Повышение давления до 1500 МПа действует почти одинаково на все образцы. Значения  $J_{rs}$  уменьшаются с весьма небольшими градиентами. При  $P = 800-1200$  МПа наступает стабилизация внутренних напряжений, и графики  $J_{rs} = f(P)$  выходят на асимптоту.

Таким образом, приложение только одного давления не в состоянии полностью разрушить остаточную намагниченность породы, что возможно лишь в экспериментах при одновременном воздействии высоких давлений и температур. Такие эксперименты были выполнены для магнетит- и титаномагнетит содержащих пород при одноосном давлении порядка 400 МПа и температуре 600°C.

Если во время эксперимента температура нагрева остается постоянной, а величина давления постепенно растет, то полная потеря намагниченности образца магнетита наблюдается: при  $T = 200^{\circ}\text{C}$  и  $P = 170$  МПа; при  $T = 300^{\circ}\text{C}$  и  $P = 90$  МПа.

Экспериментальные изучения образцов в условиях одновременного воздействия  $P$  и  $T$  позволило также оценить роль каждого из размагничивающих факторов (давления и температуры) в процессе разрушения намагниченности породы. Образцы при заданной температуре подвергались воздействию одноосного давления до 50 МПа, которое в среднем несколько ниже предела разрушения породы. Значения  $J_{rs}$  регистрировались через  $100^{\circ}\text{C}$ . Данные эксперимента для магнетита показаны в таблице.

Изменения  $J_{rs}$  магнетита при воздействии давления температуры

Температура нагрева	Уменьшение $J_{rs}$ в % при воздействии		
	T	P	PT
100	10	20	30
200	10	10	20
300	10	2	12
400	12	1	13
500	15	1	16
600	7	1	8

Отмечается различное влияние на намагниченность породы  $P$  и  $T$  размагничивающих факторов. До  $100^{\circ}\text{C}$  более существенную роль в разрушении  $J_{rs}$  играет давление. При нагреве до  $200^{\circ}\text{C}$  влияние каждого из размагничивающих факторов примерно одинаково. Начиная с  $T = 300^{\circ}\text{C}$  и выше, намагниченность породы уменьшается только под воз-

действием температуры. Для титаномагнетита процесс разрушения  $J_{rs}$  при одновременном приложении P и T тот же, однако градиент изменения величины  $J_{rs}$  примерно в 2 раза меньше.

1. Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. - Киев: Наук. думка, 1977. - 220 с.

2. Еленска М.Б., Савенко Б.Я. Экспериментальное изучение процесса разрушения остаточной намагниченности в условиях одновременного воздействия высоких давлений и температур. - В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: ЭЛМ, 1978, с.218-219.

3. Лебедев Т.С., Савенко Б.Я., Познанская Н.Ф. Магнитные свойства некоторых пород в условиях высокого гидростатического давления. - В кн.: Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. - Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1976, с.132-137.

4. Лебедев Т.С., Савенко Б.Я., Познанская Н.Ф., Стебновская Ю.М. Магнитные свойства железистых кварцитов Украинского щита в условиях высоких давлений и температур. - Геофиз. сб. АН УССР, 1977, № 79, с.34-44.

5. Савенко Б.Я., Познанская Н.Ф., Карзанова А.Я. Изучение эффузивных пород Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины при высоких давлениях и температурах. - В кн.: Палеомагнетизм, магнетизм, магнитное поле. - Киев: Наук. думка, 1976, с.61-68.

6. Капичка А., Савенко Б.Я. Сравнительная характеристика изменений остаточной намагниченности базальтов при гидростатическом и одноосном давлениях. - Геофиз. журн., 1979, 1, № 3, с.57-61.

УДК 552.1:538

А.Г.Комаров, А.А.Нечаева, К.Л.Шмелева  
ВСЕГЕИ, Ленинград

#### МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ В МАССИВАХ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ СТАНОВЛЕНИЯ

Изучение магнитной анизотропии горных пород дает дополнительную информацию о термодинамических и других условиях их формирования, в частности, позволяет судить о направлении осевого давления P, действовавшего на породу во время и после образования ферромагнетика. Направление P будет "запретным" для роста кристаллов ферромагнетика. Их рост будет происходить преимущественно в перпендикулярной плоскости. В качестве меры анизотропии используется отношение  $A = \frac{\min}{\max} < 1$ . Его уменьшение означает увеличение анизотропности образца.

Особый интерес представляет статистика пространственного распределения осей "min" и "max" значений  $I_r$  или  $\alpha$ , так как именно она позволяет судить о направлении осевого давления. В альпинотипных гипербазитах Урала и Казахстана выявлена магнитная анизотропия,

как следствие воздействия на породу направленного давления. Зафиксированы отчетливые максимумы  $\epsilon_{max}$  и  $\epsilon_{min}$  по осям в образцах, ориентированных в современной системе координат (ось  $x$  на север, ось  $y$  на восток, ось  $z$  по отвесу вниз). Установлено, что намагниченность гипербазитов в основном связана с магнетитом, выделяющимся в процессе серпентинизации, и что пространственные характеристики анизотропии одинаковы для всех разновидностей гипербазитов, слагающих массив. Отсюда следует, что серпентинизация была заключительным процессом, наложившимся на уже сформировавшийся блок во время его транспортировки в верхние участки тектоносферы, на уровнях с температурами менее 400-500°C.

Для всех изученных массивов Урала в расположении осей  $\epsilon_{min}$  и  $\epsilon_{max}$  наблюдаются совершенно определенные закономерности. В тех из них, где отмечены крутые залегания контактовых поверхностей, первичной полосчатости сланцеватости (углы более 50-60°), осевое давление направлено по субвертикали (максимум  $\epsilon_{min}$  по оси  $z$ ), в тех же, где фиксируются пологие залегания подошвы массива, первичной полосчатости и расланцевания (углы от 10 до 40°) - осевое давление субгоризонтально (максимум  $\epsilon_{min}$  по осям  $x$  или  $y$ ). В первом случае (массивы Рай-Из, Пай-Ер, Крака) гипербазиты, по-видимому, трассируют корневые зоны разломов. Отклонение оси  $\epsilon_{min}$  от палеовертикали связано с выходом блока из корневой зоны и образованием пологого надвига (массивы Войкаро-Сыньинской, Хатадинский).

Необходимо отметить, что характер напряжений, испытываемых массивами, иногда зависит от их положения в гипербазитовом поясе. В зоне резкого изменения простираний пояса горизонтальная составляющая в движении офиолитовых блоков существенно уменьшается, и здесь гипербазитовые массивы можно рассматривать в крайнем случае как протрузии. Так, массив Рай-Из располагается в сложном тектоническом узле, где уральские структуры изменяют свое простирание с северо-восточного (субмеридионального) на широтное.

Для гипербазитовых массивов Казахстана (Чу-Балхашский пояс) максимальные значения  $\epsilon$  приурочены к субвертикали и соответствуют направленному давлению в субгоризонтальной плоскости. Пространственные характеристики магнитной анизотропии, а также крутые падения свидетельствуют о том, что здесь мы имеем дело с протрузиями, залегающими в корневой зоне разлома. Можно предположить, что подобные усилия испытали на себе также трассирующие корневые зоны разломов, массивы Рай-Из, Пай-Ер и Крака, но из-за огромных размеров сжимаю-

шие усилия не отразились на их магнитном состоянии, так как максимальные давления, испытанные этими массивами, были направлены по вертикали. Изученные массивы Казахстана, выжатые в виде маантийных "диапиров" (блоков), первоначально также, по-видимому, испытали на себе субвертикальный стресс, но на последующем этапе развития разлома они подверглись более мощным сжимающим усилиям. Таким образом, исследуя породы в глубинных разломах, в которых от этапа к этапу изменяются режимы растяжения - сжатия, следует иметь в виду, что любой метод определения тектонических напряжений по магнитным характеристикам будет представлять собой "максимальный тензомер".

Выявление с помощью пространственных характеристик магнитной анизотропии аллахтонных пластин гипербазитов, особенно в условиях плохой обнаженности, а также в районах двух- и трехъярусного строения, помогает установлению тектонических покровов, во многих случаях определяющих геологическое строение целых складчатых зон. При этом следует иметь в виду, что другими геофизическими методами форма тел, сложенных гипербазитами, неопределима из-за существования "серпентинитового барьера" и большой сложности потенциальных полей над гипербазитовыми комплексами.

удк 552.1:538

3692 В.А.Тремков, В.П.Мирошников  
Институт геологии КФ АН СССР, Апатиты

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД  
В РАЗЛИЧНЫХ Р-Т УСЛОВИЯХ

Интрузии каледонского магматического комплекса широко развиты на территории Карело-Кольского региона. В настоящее время в этом регионе известно 16 массивов, различных по размерам и соотношению типов пород. Подобные щелочные интрузии отмечаются в Финляндии, Швеции, Норвегии. Возраст этих интрузий по мере удаления от Норвежских каледонид закономерно уменьшается от 565-590 млн. лет в Норвегии до 355-360 млн. лет на Кольском полуострове. По мнению А.А.Кухаренко и др. (1965) массивы щелочно-ультраосновной формации относятся к категории гипабиссальных с глубиной формирования 4-5 км - глубинные; 2,5-3,0 - промежуточные; 1-2 км - близповерхностные.

Эти массивы сложены породами трех петрографических серий:

а) гипербазитовой - оливиниты, пироксениты; б) щелочной - мельтейгиты, ийолиты; в) карбонатитовой, включающей комплекс постагмагати-



ческих образований (разнообразные по составу карбонатиты и магнетитовые руды).

В магнитных полях эти массивы различаются по интенсивности, изрезанности и дифференцированности величины  $IZ$ , отражая особенности их строения и закономерности изменения магнитных свойств пород (табл. I).

Т а б л и ц а I. Физические характеристики щелочно-ультраосновных пород каледонского комплекса

Породы	Массивы	$\sigma \cdot 10^3$ кг/м <sup>3</sup>	$\alpha$ , % СИ	$I_H$ , А/м
Оливиниты	Глубинные	$\frac{2,9-4,2}{3,51}$	$\frac{1,5-75,0}{23,0}$	$\frac{14,0-62,5}{34,5}$
	Промежуточные	$\frac{3,01-3,76}{3,35}$	$\frac{5,0-45,0}{19,0}$	
		$\frac{2,8-3,27}{3,19}$	$\frac{1,0-32,0}{16,0}$	$\frac{0,3-29,0}{13,6}$
Пироксениты	Промежуточные	$\frac{3,10-3,85}{3,38}$	$\frac{1,0-40,0}{14,0}$	$\frac{6,0-23,0}{14,5}$
	Глубинные	$\frac{2,98-3,65}{3,35}$	$\frac{0,1-35,0}{9,0}$	$\frac{0,2-29,0}{8,0}$
	Близкоповерхностные	$\frac{3,10-3,4}{3,27}$	$\frac{0,1-20,0}{4,5}$	$\frac{0,2-20,0}{0,9}$
Мельтейгиты, шюлиты	Глубинные	$\frac{2,95-3,34}{3,13}$	$\frac{0,1-14,0}{1,4}$	
	Промежуточные	$\frac{2,8-3,27}{3,04}$	$\frac{0,1-9,5}{1,1}$	
	Близкоповерхностные	$\frac{2,85-3,36}{3,05}$	$\frac{0,1-12,0}{2,0}$	$\frac{0,2-4,7}{1,8}$
Карбонатиты	Промежуточные	$\frac{2,7-4,2}{2,53}$	$\frac{0,1-0,0}{1,5}$	$\frac{0,2-33,0}{13,5}$

Примечание: в числителе пределы изменения  $\sigma$ ,  $\alpha$  и  $I_H$ .

Изучение влияния давления на магнитные параметры пород показало, что относительные изменения намагниченности связаны с проявлением метасоматоза и вторичных процессов (серпентинизация, флогопитизация, карбонатизация и др.) (табл. 2), при которых происходит изменение как химического и фазового состава, так и микроструктурных особенностей ферромагнетика.

По химическому и фазовому составу титаномagnetиты пород магматической и метасоматической серий существенно различаются.

Титаномagnetиты из магматических пород характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  (до 15%) и  $Cr_2O_3$  (до 6% и более), а титаномagnetиты метасоматических пород имеют пониженное содержание  $TiO_2$  и почти не содержат  $Cr_2O_3$ .

Т а б л и ц а 2. Относительные изменения индуктивной ( $J_i$ ) и остаточной намагниченности ( $J_n$ ) щелочно-ультраосновных пород при различных давлениях

Номер пробы	Порода	$P$ , МПа	$\frac{J^P}{J^0}$		Примечание
			$\frac{J_i^P}{J_i^0}$	$\frac{J_n^P}{J_n^0}$	
241/169	Оливинит	23,0	1,21	1,33	
1/152	"	37,0	0,96	1,20	
251/198	"	32,0	0,92	1,15	
241/235	"	47,0	0,35	2,83	С прожилками хризотила
1217а	"	36,0	1,38	0,52	Серпентинизирован
241/60	"	44,0	1,02	0,54	"
1450	"	38,0	0,92	1,19	
251/119	"	43,0	1,09	0,09	Сильно флогопитизирован
1010	"	46,0	0,58	0,58	Серпентинизирован
1209	Пироксенит	68,0	0,70	1,53	
1410	"	103,0	1,15	1,92	
79/80	Карбонатит	18,0	0,75	0,60	
63/102	"	48,0	0,9	0,43	
79/23	"	42,0	3,2	0,95	

Проведенные исследования показали, что по магнитной реакции при статистических нагрузках от 10 МПа до 100 МПа изучаемые породы можно условно разделить на две группы. К первой относятся неизменные породы (оливиниты, пироксениты), в которых рудный минерал (титаномагнетит) выполняет интерстиции между основными породообразующими минералами. Ко второй группе можно отнести эти породы, но со следами значительных вторичных изменений (серпентинизация, флогопитизация), а также карбонатиты.

Несомненный интерес представляют изменения магнитных параметров пород под влиянием температур. Если до точки Кюри фактически не происходит необратимых изменений в магнитных характеристиках и в породах, то при нагревах до 800°C и выше отмечается ряд фазовых переходов в породах, после которых существенно изменяются первоначальные магнитные параметры. Нагрев оливинитов приводит к образованию лейкоксена и уменьшению содержания фойлитовой молекулы с 17 до 1%. В зернах титаномагнетита после нагрева до температуры 1000°C четко наблюдается решетка распада твердого раствора магнетит-ильменитового ряда. Вместе с тем отмечается повышение отражательной способности титаномагнетитов и их твердости. Пироксениты и щелочные породы более инертны к воздействию температур, но по микротрещинам также наблюдаются продукты распада титаномагнетита.

Таким образом, нагревы выше температуры Кюри сопровождаются необратимым уменьшением намагниченности пород щелочно-ультраосновных интрузий. Этот вывод, по-видимому, справедлив для всех пород,

испытывших глубокие стадии метаморфизма, при которых породы подвергаются совместному воздействию температур и давлений. Проведенные эксперименты открывают определенные возможности для оценки степени метаморфизма, а также напряженного состояния пород методами магнитометрии.

УДК 550.838.5

В.Н.Завойский

Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

О РАВНОВЕСНОМ СОСТОЯНИИ НАМАГНИЧЕННОСТИ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С целью ограничения неоднозначности интерпретации региональных магнитных аномалий приходится использовать различные предположения относительно намагниченности земной коры. Самым ограничивающим является предположение о равновесном состоянии намагниченности. Это значит, что намагниченность пород не зависит от их предыстории и определяется только современным геомагнитным полем  $T$ . Данные массовых измерений намагниченности пород и опыт интерпретации аномалий свидетельствуют о том, что кристаллические породы континентальной коры в основной своей массе намагничены по современному полю. Это значит, что преобладает влзкая намагниченность пород, возникающая под действием поля  $T$ . Однако совпадение направлений  $I$  и  $T$  лишь необходимое условие равновесного состояния намагниченности. Достаточным условием является равенство нуля магнитного поля внутри ферромагнитных зерен  $H_i$ . Последнее накладывает ограничение не только на направление, но и на величину  $I$ . Поле  $H_i$  определяется по формуле

$$H_i = \frac{T - N(1 - V)I_{mn}}{1 + N(1 - V)\alpha_m}, \quad (1)$$

где  $N$  — коэффициент размагничивания ферромагнитного зерна;  $V$ ,  $\alpha_m$  и  $I_{mn}$  — объемное содержание, восприимчивость и остаточная намагниченность ферромагнетика. Эту формулу можно получить с помощью известных рассуждений Лорентца [6], предполагая при этом, что ферромагнетик обладает, кроме индуктивной, еще и остаточной намагниченностью. Следовательно, в коренном залегании порода обладает суммарной намагниченностью:

$$I = I_i + I_n = v\alpha_m H_i + vI_{mn} = v\alpha_m \frac{T - N(1 - v)I_{mn}}{1 + N(1 - v)\alpha_m} + vI_{mn} \quad (2)$$

При равновесии  $H_i = 0$ , и тогда из равенства (1) получаем  $I_{\text{тп равн}} = I/N(1-\nu)$ , а из равенства (2)

$$I_{\text{равн}} = \nu I_{\text{тп равн}} = \frac{\nu I}{N(1-\nu)}. \quad (3)$$

Как видно, в равновесном состоянии суммарная намагниченность породы представлена только остаточной компонентой. В коренном залегании породы невозможно определить долю каждой из компонент  $I_i$  и  $I_n$ . Невозможно это сделать и на образцах, извлеченных из коренного залегания, так как для определения индуктивной  $I_i'$  и остаточной  $I_n'$  намагниченности образца используются формулы

$$I_i' = \frac{1}{2} (I^{(1)} + I^{(2)}); \quad I_n' = \frac{1}{2} (I^{(1)} - I^{(2)}),$$

где  $I^{(1)}$  и  $I^{(2)}$  — суммарная намагниченность образца, измеренная в прямом и перевернутом его положении. Подставляя вместо  $I^{(1)}$  выражение (2), а вместо  $I^{(2)}$  то же выражение, но с измененным знаком перед  $I_{\text{тп}}$ , находим

$$I_i' = \frac{\nu \varepsilon_m I}{1 + N(1-\nu) \varepsilon_m}; \quad I_n' = \frac{\nu I_{\text{тп}}}{1 + N(1-\nu) \varepsilon_m}. \quad (4)$$

Как видно, измерения на образцах дают не те значения индуктивной и остаточной намагниченности, которыми порода обладает в коренном залегании. Однако величины  $I_i'$  и  $I_n'$  пригодны для вычисления суммарной намагниченности, так как из формул (2) и (4) следует, что  $I = I_i + I_n = I_i' + I_n'$ . В случае равновесия  $I = I_i' + I_n' = \nu I/N(1-\nu)$ .

Результаты непосредственных наблюдений и интерпретации региональных аномалий показывают, что суммарная намагниченность пород щитов находится в узком интервале первых единиц ампер на метр [1, 5]. Если учесть, что содержание ферромагнетиков в породах обычно 1-6%, то после подстановки в формулу (3) значений  $I = 50000$  нТ,  $N = 4\pi/3$  и  $\nu = 0,01-0,06$  находим, что равновесная намагниченность также находится в пределах 1,2 А/м - 7,2 А/м. Кроме того, из формул (4) и (3) находим, что

$$Q_{\text{равн}} = I_n' / I_i' = I_{\text{тп равн}} / I \varepsilon_m = 1/N(1-\nu) \varepsilon_m \approx 1/N \varepsilon_m.$$

Восприимчивость многодоменного магнетита находится в пределах 0,2-2 СГС. Следовательно,  $Q_{\text{равн}}$  большинства магнетитосодержащих пород должно находиться в интервале 1,3-0,13. Согласно сводке [2], по УЦ из 60000 определений на породах различного генезиса 80% значений  $Q_n$  находится именно в этих пределах. Остальные 20% приходится главным образом на значения  $Q_n > 1,3$ , что объясняется мартитизацией магнетита, а также значительной долей в коллекции пород с титаномагнетитом и пиритом.

Значение равновесного состояния не только в том, что оно объясняет наблюдаемые величины намагниченности, но и в том, что оно позволяет оценить намагниченность земной коры на глубине. Согласно существующим представлениям, причины, влияющие на намагниченность коры, можно разбить на две группы: физические и физико-химические. Среди первых упоминаются главным образом такие, как уменьшение  $\kappa$  и  $I_m$  с давлением [3, 4] или увеличение  $\kappa$  с повышением температуры (эффект Голкинсона), увеличение магнитной вязкости [1] и др. Среди физико-химических причин — различия минерального состава ферромагнетиков, распад или гомогенизация твердых растворов, окисление [3]. И если не предполагать равновесия, со всеми этими причинами необходимо считаться. Но, согласно формуле (3)  $I_{равн}$  не зависит ни от  $\kappa_m$ , ни от вида ферромагнетика, поэтому перечисленные причины не имеют значения, они влияют только на скорость приближения к равновесию. Ярким примером независимости  $I$  от состава ферромагнетиков явились данные В.С.Марковского и В.Н.Завойского по намагниченности пирротинов Ущ. Суммарная намагниченность их совпадает с полем  $T$  и по величине соответствует значению  $I_{равн}$  несмотря на то, что  $\kappa_m$  пирротина на два порядка меньше, чем у магнетита. Таким образом, влияние различных физических условий и состава ферромагнетиков на намагниченность пород нивелируется с приближением последней к равновесию. Так как коэффициент  $N$  в среднем одинаков для большинства пород, то на основании формулы (3) приходим к выводу, что существующие различия намагниченности коры обусловлены, главным образом, различиями в содержании ферромагнитных минералов и если бы содержание ферромагнетиков в некоторой области земной коры было неизменным, то, несмотря на изменения термодинамических условий и химизма ферромагнетиков, область была бы намагничена однородно.

1. Крутиховская Э.А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов. — Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып.73, с.3-30.
2. Крутиховская Э.А., Силина И.М., Подольнюк С.М. и др. Карта намагниченности Украинского щита и ее геологическое значение. — Геол. журн., 1980, 40, № 2, с.124-135.
3. Лебедев Т.С., Познанская Н.Ф. Изменение магнитных параметров титаномagnetитов в породах глубинных зон земной коры Украины. — Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып.64, с.27-34.
4. Петрова Г.Н., Печерский Д.М., Лыкова А.В. Магнитные минералы и магнитные аномалии. — В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. — Киев: Наук. думка, 1976, с.55-64.
5. Пискарев А.Д. Источники магнитных аномалий в земной коре Сибирской платформы. — Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып.73, с.66-74.
6. Поливанов К.М. Ферромагнетики. — М.: Госэнергоиздат, 1957. — 256 с.

Л.И.Верник, Ю.И.Кузнецов

Кольская геологоразведочная экспедиция, Заполярный

ИЗМЕНЕНИЕ МАГНИТНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА  
В ПРОЦЕССЕ ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Детальное изучение петромагнитных характеристик древнейших метаморфических и ультраметаморфических пород кольского комплекса в пределах Титовского блока, расположенного в северо-северо-западной части Кольского п-ова, осуществлялось с целью геологической интерпретации магнитных профилей  $Z_a$ . При этом были выявлены определенные закономерности изменения этих характеристик в процессе глубинного петрогенезиса, включающего явления метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации. Аналогичные процессы, по всей вероятности, протекали при образовании и эволюции кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, что позволяет использовать полученные закономерности при истолковании магнитных аномалий и на ее территории.

В пределах развития комплекса кольских гнейсов, относимого большинством исследователей к нижнему докембрию, традиционно выделяются две обособленные серии метаморфических пород: 1) бедных кальцием — гранат-биотитовых гнейсов и гнейсов с высокоглиноземистыми минералами; 2) богатых кальцием — кристаллосланцев, амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов.

Не составляют исключения в этом отношении и изученный нами Титовский блок, сложенный образованиями кольского комплекса и являющийся составной частью Центрально-Кольского блока земной коры Балтийского щита.

Занимающая стратиграфически более высокое положение серия бедных кальцием (глиноземистых) гнейсов является, вероятно, первично осадочной толщей флишoidного типа. Она характеризуется низкими значениями магнитной восприимчивости  $\kappa = (20-30) \cdot 10^{-6}$  СИ. При этом степень метаморфизма, восстанавливаемая по преобладающему минеральному парагенезису в этих полиметаморфических породах, незначительно влияет на магнитные свойства. Продукты ультраметаморфизма гнейсов глиноземистой толщи — микроклин-плаггиоклазовые мигматит-граниты I генерации очень слабомагнитны ( $\kappa < 10 \cdot 10^{-6}$  СИ) также вне зависимости от интенсивности наложенного диафтореза и его фациального типа.

Толща сравнительно богатых кальцием метаморфических образований — кристаллосланцев основного состава, амфиболитов, пироксеновых, амфиболовых и биотитовых гнейсов — широко развита в восточной части Центрально-Кольского блока, а в изученном районе имеет подчиненное значение. Положение и роль данной толщи кольского комплекса в разрезе земной коры северо-восточной части Балтийского щита дискуссионны. Мы придерживаемся точки зрения группы геологов, считающих эти породы древнейшими из известных на поверхности образованиями земной коры, так как в изученном районе обнажения данной толщи на современном эрозионном срезе приурочены, в основном, к ядрам антиклинальных структур. Судя по химическому составу реликтов негранитизированного субстрата, эта толща, по-видимому, представляется первично существенно базальтоидной. Древнейший гранулитовый метаморфизм, развитый регионально, ответствен за превращение исходных пород в двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. Последовавший затем ультраметаморфизм гранулитовой фации выразился в чарнокитизации кристаллосланцев (мигматиты I генерации). В процессе диафтореза амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации пироксеновые парагенезисы всех пород этой ультраметаморфической толщи замещаются парагенезисами с куммингтонитом и сине-зеленой роговой обманкой.

В целом породы данной толщи являются магнитными. Магнитная восприимчивость несколько снижается от двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев ( $\chi = 3000 \text{ 4\AA SI}$ ) к чарнокитам ( $\chi = (1000-1500) \text{ 4\AA SI}$ ), оставаясь в последних все же достаточно высокой, чем они отличаются при приблизительно одинаковой плотности ( $\sigma = 2,62 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ) от мигматит-гранитов I генерации в толще глиноземистых гнейсов.

Однако в районах интенсивного проявления диафтореза амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации магнитная восприимчивость как кристаллических сланцев, переходящих в амфиболиты, так и продуктов их гранитизации первого этапа резко падает ( $\chi < 100 \text{ 4\AA SI}$ ). Это объясняется, скорее всего, протеканием реакции гидратации типа



в результате которой в породе резко падает содержание магнетита. Плотность пород при этом изменяется незначительно.

Более молодым по возрасту, чем описанные выше, эндогенным процессом в данном районе является калишпатизация, выраженная в развитии микроклиновых матесоматитов и гранитов.

Данные образования не отличаются друг от друга и от более древних мигматит-гранитов изученного района по плотности, дают две петромагнитные группы, отражающие особенности их петрогенезиса: 1) граниты, возникающие при калиевом метасоматозе пород глиноземистой толщи, очень слабомагнитны ( $\chi \leq 10 \cdot 10^{-6}$  СИ); 2) граниты, возникающие при аналогичном процессе в результате непрерывших предварительно интенсивных диафторических преобразований кристаллических сланцев и чарнокитов, характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью ( $\chi \approx 300 \cdot 10^{-6}$  СИ). Следовательно, метасоматические калиевые граниты как бы наследуют различия в петромагнитных свойствах пород субстрата, намагниченность которых понижается при калишпатизации приблизительно пропорционально.

Таким образом, результаты детального изучения петромагнитных характеристик метаморфических и ультраметаморфических пород кольского комплекса позволяют при интерпретации магнитного поля выявлять некоторые генетические особенности этих образований.

Полученные результаты подтвердились после сверхглубокого бурения, когда выяснилось, что нижнедокембрийские образования, сходные в формационном отношении с описанными выше и залегающие на глубинах свыше 7 км, очень слабомагнитны. Это согласуется с тем, что бурение сверхглубокой скважины производилось в районе интенсивного проявления процессов протерозойского метаморфизма (диафтореза по отношению к архейским образованиям) амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, ведущих к размагничиванию пород чарнокитовой серии, широко развитой на поверхности.

УДК 550.838.05:551.241

В.Э.Волк

НПО "Севморгео", Ленинград

О КОМПЛЕКСНОМ ПОДХОДЕ

К ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ  
ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Физико-геологические предпосылки привлечения магнитометрических данных для изучения земной коры на всю мощность магнитоактивного слоя основываются как на данных исследования магнитных свойств горных пород, так и на материалах по возможному термодинамическому режиму земных недр. На глубинах более 10-15 км, где горные породы находятся в несравнимом с приповерхностными условиями термодинамическом режиме, дифференциация в намагниченности по вертикали может быть связана с уровнями фазовых переходов ферромагнитных минералов. Некоторое возрастание намагниченности ферромагнетиков перед достижением точки Кюри и переходом в парамагнитное состояние создает предпосылки для образования в низах земной коры зон повышенной магнитной активности. Как показали в своих работах Г.Н.Петрова, Д.М.Печерский и другие, наиболее устойчивым в условиях высоких температур и давлений ферромагнитным минералом является магнетит. Именно его температуру точки Кюри (580°C) следует иметь в виду при оценке возможного уровня изотермы Кюри и мощности магнитоактивного слоя. На глубинах, соответствующих нижним частям земной коры, эффективная немагнитность почти полностью вызвана индуцированной составляющей. В условиях высоких широт это благоприятствует привлечению для интерпретации аномалий от глубинных объектов методов, рассчитанных для вертикально намагниченных объектов. Теоретические исследования показали, что вне зависимости от того, принимается ли "базальтовый" слой немагнитным, либо допуска-

ется, что он сложен магнитными породами выравненных на глубине свойств, слежение его поверхности возможно по "облаку" преимущественного распределения в разрезе нижних кромок магнитоактивных образований "гранитного" и "осадочного" слоев.

На примере изучения земной коры арктического и северо-восточного шельфа СССР эмпирически установлена связь между уровнем наиболее глубоко залегающих нижних кромок магнитоактивных источников и границами раздела: поверхностью Конрада и Мохоровичича, прослеженными по сейсмическим данным. Возможное приближение изотермы Кюри к уровню поверхности верхней мантии требует своего дальнейшего исследования, в том числе по пути изучения опосредованных корреляционных связей между магнитными, плотностными и упругими свойствами глубинных слоев. Более уверенно по аэромагнитным данным коррелируется поверхность "базальтового" слоя. В целом имеется принципиальная возможность существования ферромагнитного состояния пород до глубин 50-60 км - в условиях платформ и до 15-25 км - в геосинклинальных областях.

Показано, что в условиях высоких широт при анализе первичных аэромагнитogram целесообразно использование методов классического аппарата интерпретации и, в первую очередь, модификаций методов характерных точек, производных напряженности  $\frac{\partial \Delta I}{\partial x} \Delta x$  и  $\frac{\partial^2 \Delta I}{\partial x \partial z} \Delta x \Delta z$ , свободных от ошибок в выборе нормального поля. При изучении глубинных слоев земной коры, когда реально отклонение магнитоактивных объектов от классической модели однородно намагниченного на глубину вертикального пласта или уступа, привлечение сравнительно идеализированных экспресс-методов также оправдано. Как показывают теоретические исследования на моделях, максимальные ошибки в оценке глубин верхних, нижних кромок и эффективной намагниченности неоднородно намагниченных на глубину (увеличение и спад намагниченности) объектов достигают соответственно:  $\delta H \approx 20+30\%$ ;  $\delta H \approx 20+40\%$ ;  $\delta \Delta \approx 30+50\%$ .

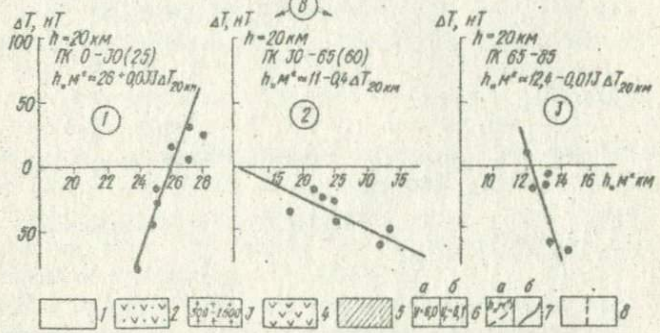
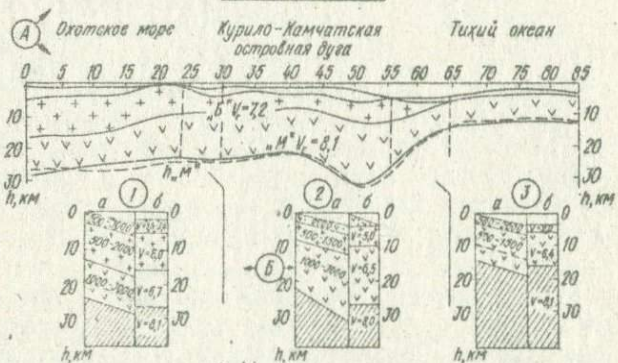
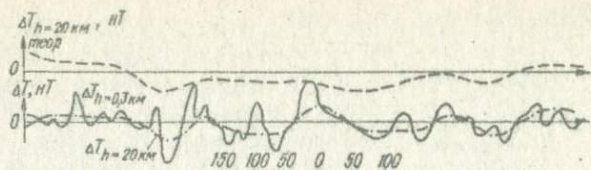
Для изучения неоднородно-слоистой структуры земной коры такие погрешности допустимы. Следует иметь в виду, что при выявлении и оценке глубинных магнитоактивных границ, основанных на статистической обработке результатов массовой количественной интерпретации аномалий  $\Delta I$  и их привязке к независимым сейсмическим данным ошибки в определении таких границ существенно снижаются.

Вместе с этим предусматривается анализ отдельных наиболее характерных аномалий комплексом других, в том числе математически более строгих методов, таких, например, как методы С.В.Шалаева, В.Н.Страхова, А.А.Грозновой и др.

В пределах арктического и северо-восточного шельфа СССР для изучения земной коры в качестве основной использовалась методика, разработанная геофизиками НПО "Севморгео". После предварительного районирования аномального магнитного поля и получения результатов массовой интерпретации аномалий  $\Delta T$  на базе статистической обработки строились геомагнитные разрезы и колонки земной коры. При этом на геомагнитные разрезы проецировались с выбранной полосы однородного поля  $\Delta T$  верхние и нижние кромки срезов магнитоактивных тел и указывалась их эффективная намагниченность. По "облаку" преимущественного распределения кромок и общему уровню намагниченности выделялись и коррелировались поверхности магнитоактивных горизонтов. Одновременно был выполнен объемный послойный анализ на глубину вычисленной эффективной намагниченности.

Последними исследованиями Л.В.Булиной и Н.Б.Дортман подтвержден и обоснован факт магнитной дифференциации земной коры по вертикали. При этом скачки в магнитном состоянии пород могут соответствовать не только выявленным ими мегахронам  $AR-PR_1, PR_2-M_{21}, M_{21}-Q$ , но и уровню фронтов метаморфизма на больших глубинах. Каркас геомагнитных разрезов и колонок земной коры позволил построить структурные карты изогипс по поверхностям, предположительно соответствующим кровле складчатого и кристаллического фундаментов, а по отдельным областям и поверхности "базальтового" слоя. Фрагментарно на арктическом шельфе СССР оценена и мощность земной коры, равная 25-40 км. Глубины поверхности Конрада в пределах шельфа варьируют от 10 до 25 км, а кровля фундамента залегает в широком диапазоне глубин - от 1 до 15 км. В целом кора здесь имеет материковый тип строения с частичной переработкой и утонением в пределах Баренцева моря и моря Лаптевых, что может быть вызвано влиянием внутриматерикового рифтогенеза.

Статистический подход к интерпретации аэромагнитных данных при изучении земной коры сочетался с применением других методик. Автором предложено при совместном корреляционном анализе гравитационных и магнитных полей для оценки глубин гравитирующих вытянутых объектов обращаться к анализу псевдомагнитных аномалий. Последние отождествляются с аномалиями над однородно и вертикально намагниченными объектами. Возможные ошибки в оценке глубин верхних и нижних кромок гравитирующих тел при этом составляют  $Sh \approx 5 \pm 20\%$  и  $Sh \approx 20 \pm 40\%$ . Подобная методика способствовала более уверенному слежению гравимагнитных поверхностей в пределах Чукотского и Баренцева морей.



Изучение разреза земной коры Тихоокеанской переходной области по методике НПО "Севморгео" (магнитоактивные границы практически совпали с сейсмическими) - А-В и по методике института геофизики АН УССР (А, В). 1 - родная толща; 2 - вулканогенно-осадочные осадки; 3 - "гранитный" слой и его средняя намагниченность; 4 - "базальтовый" слой; 5 - верхняя мантия; 6 - граница "М" по методу В.А.Крутиховской и И.К.Пашкевича (а); по сейсмическим данным и методу В.Э.Волка, С.С.Иванова и В.Н.Шимараева; 7 - пластовые и граничные скорости (по И.К.Туезову, И.П.Косминской, 1965); 8 - региональные разломы, НПО "Севморгео", Ленинград.

На примере изучения земной коры вдоль разреза ГСЗ, ранее исследованного и по аэромагнитным данным, на участке Тихоокеанской переходной области границы М была применена методика Э.А. Крутиховской и И.К. Пашкевич с построением "магнитной модели" земной коры (рисунок). Установлено, что для коры континентального (материкового) типа корреляционная связь между глубиной границы М и региональным пересчитанным на высоту 20 км полем  $\Delta T$  носит прямой характер, а в случае переходного (жолоб), либо океанического типа (участок Тихоокеанской плиты) характер зависимости  $h_M$  от  $\Delta T_{20км}$  уже обратный (рис. 1, В). С накоплением данных по ГСЗ целесообразно при изучении земной коры арктического шельфа СССР сочетание методик НПО "Севморгео" и Института геофизики АН УССР. В настоящее время на примере Баренцева моря мощность платформенного чехла оценена с точностью  $\pm 20-25\%$ . Рельеф опорных горизонтов осадочного чехла в целом наследует блоковую структуру фундамента.

Предлагаемую методику следует использовать при изучении земной коры и других закрытых областей. При этом методика НПО "Севморгео", позволяющая более детально исследовать верхние части геомагнитного разреза, при изучении глубоких слоев земной коры может быть эффективно дополнена методикой Института геофизики АН УССР.

УДК 550.838+550.382.7(47+57)

В.И. Колесова, В.И. Почтарев, М.А. Эфендиева  
ЛОИЗМИР АН СССР, Ленинград

#### ИССЛЕДОВАНИЕ КРУПНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Вопросу изучения спектральной структуры геомагнитного поля вблизи главного минимума в диапазоне волн от 200 до 4000 км посвящено большее число исследований. Информационной основой для этого послужили геомагнитные съемки по протяженным и круговым профилям, опоясывающим земной шар, геомагнитные съемки на обширных территориях, результаты обобщения геомагнитных съемок по всему земному шару, съемки со спутников.

Для территории СССР наиболее пригодной для анализа спектра геомагнитного поля является карта модуля полной напряженности геомагнитного поля, составленная М.А. Васильевой на эпоху 1964 г. (масштаб 1:2 500 000) [2], поскольку эта карта увязана по данным опорной сети ВНИИГеофизики, выполненной в течение одного года и содержащей поэтому сравнительно малую ошибку за вековой ход. Для изуче-

ния длинноволновых аномалий геомагнитного поля интересно детально проанализировать спектральную структуру геомагнитного поля на территории СССР в диапазоне от 200 до 1500 км.

С этой целью вдоль четырех широтных профилей, пересекающих всю территорию СССР с запада на восток (широты  $55^{\circ}$ - $61^{\circ}20'$ ) были рассчитаны разности между значениями  $T$ , снятыми с карты М.А.Васильевой, и значениями, синтезированными с помощью модели Дж.Кейна, развитой до  $n = 22$ , для первых 14 гармоник на эпоху 1964 г.

По вычисленным разностям А.А.Петровой был выполнен спектрально-профильный анализ.

Между эпохой составления карты М.А.Васильевой и эпохой модели Дж.Кейна составит не более 60 нТ. В спектральной структуре поля  $T$ , измеренного вдоль субширотного аэромагнитного профиля  $\varphi = 59^{\circ}$  с.ш. выявлены аномалии обоих указанных классов. При этом интенсивность аномалий с периодом 500-700 км достигает 300 нТ, 1100-1800 км - 150-250 нТ.

Итак, при анализе четырех магнитных карт, построенных по разной информации и с помощью различных методик, а также данных протяженных аэромагнитных профилей, выделяются аномалии с периодами 500-700 и 1100-1500 км. Все это не оставляет сомнений в реальности их существования на территории Советского Союза. Кроме того, известно, что в спектре геомагнитного поля, рассчитанного по сферическим гармоническим коэффициентам спутниковой модели [14], присутствует экстремум в диапазоне 14-19-й гармоник, что соответствует длинноволновой аномалии с периодом 1100-1500 км на рассмотренных широтах. Следовательно, аномалии указанного класса характерны для земного шара в целом. Это подтверждается анализом геомагнитного поля в Атлантике ( $\varphi = 24^{\circ}$  с.ш.,  $\lambda = 300^{\circ}$ ) [5], вдоль геотранверса от Петропавловска до Ванкувера ( $\varphi = 49^{\circ}$  с.ш.) [10], в Тихом океане ( $\varphi = \pm 50^{\circ}$  с.ш.) [17].

Составляющие 500-700 км в спектре геомагнитного поля обрамлены минимумами на периодах 350-500 км и около 1000 км. Последний является наиболее глубоким (рис.1,а). Указанные минимумы могут быть использованы в качестве оптимальных базисных уровней для выделения аномальных полей различных классов с минимальной погрешностью. Следует отметить, что базисные уровни, особенно на  $T_j = 350 \pm 500$  км, несколько варьируют от региона к региону. Поэтому при разделении поля на всей территории СССР использование единого уровня, равного, например, 300 км, приводит на Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформах к "разрезанию" волнового пакета составляющих

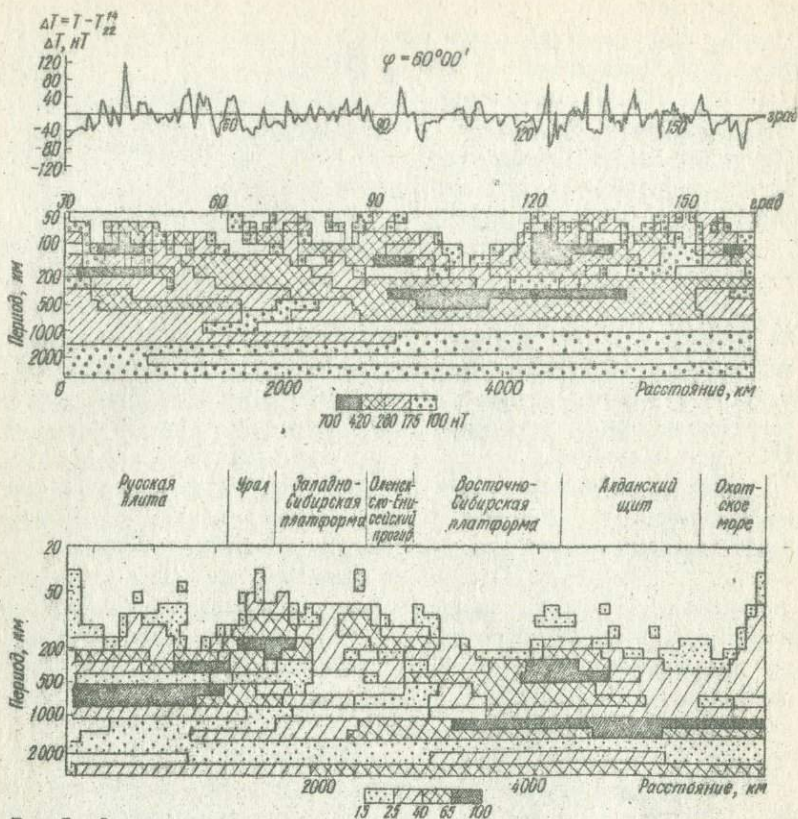


Рис. 1. Спектральный состав аномального магнитного поля различных геолого-геофизических регионов СССР.

( $\Delta T = T - T_{zz}^{14}$ ) [14]. Шаг выборки составлял  $20'$ , т.е. 18–20 км. По вычисленным разностям был выполнен спектрально-профильный анализ (СПАН) [11], который позволил определить спектральную структуру поля в указанном диапазоне для различных геолого-геофизических регионов территории СССР, а также в зоне их сочленения.

В результате анализа установлено, что в анализируемом поле присутствуют длинноволновые составляющие с периодами 200–350 км, 500–700 и 1100–1300 км (рис. 1, а). Первые две составляющие наиболее интенсивны на Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформах (до 500 нанотесла), третья составляющая повсеместно находится в пределах 150–250 нанотесла.

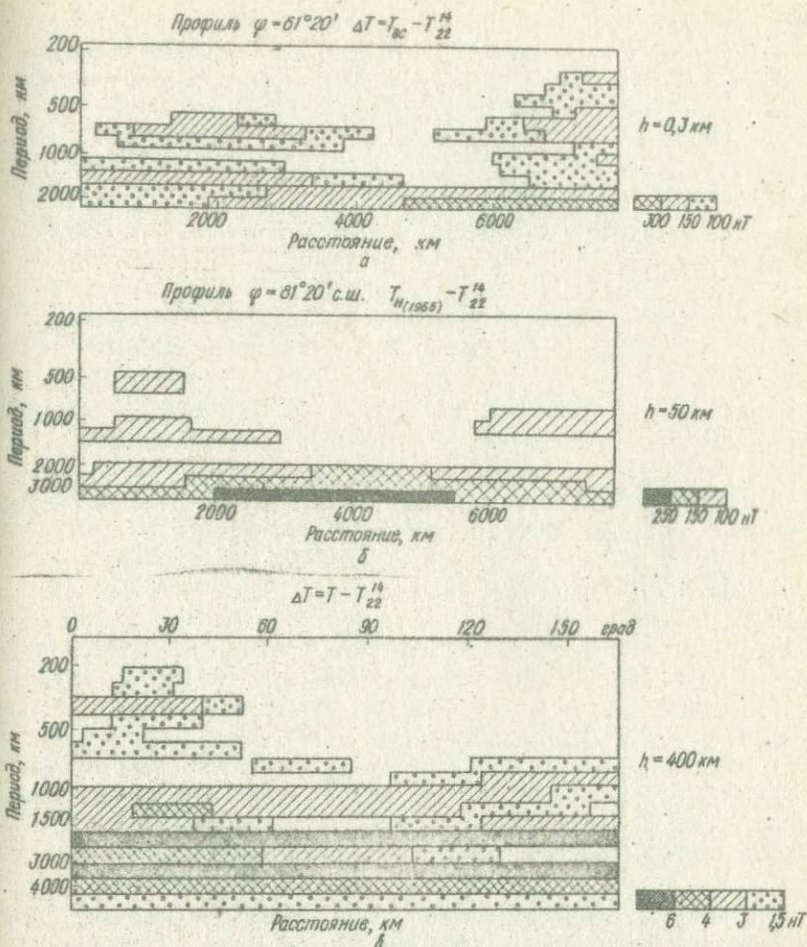


Рис.2. Спектральный состав anomального магнитного поля на различных высотах.

Длинноволновая составляющая с периодом  $T = 500\text{--}700 \text{ км}$  (интенсивность 500 нТ), выявленная нами при спектрально-профильном анализе  $T$  [2], присутствует также в структуре нормального поля ВСЕГЕИ, построенного путем скользящего осреднения на базе 300 км с последующим выравниванием градиентов по площади (500 нТ, рис.2,а) [1]; в поле  $T$ , пересчитанном В.И.Почтаревым на высоту 50 км с целью по-

лучения нормального поля менее сглаженного вида (200–250 нТ, рис.2,б) [3]; в остаточном поле, вычисленном Р.Лангелем по данным измерений на ИСЗ серии ПОГО относительно модели Дж.Кейна для первых четырнадцати гармоник (4 нТ, рис.2,в) [16].

Другая длинноволновая составляющая ( $T = 1100 \pm 1500$  км, интенсивность 150–250 нТ), выявленная при анализе карты Т [1], также присутствует в нормальном поле ВСЕГЕИ (150–250 нТ [7], в нормальном поле менее сглаженного вида (100–150 нТ [3], в остаточном поле на высоте 400 км (4–6 нТ).

Магнитные аномалии с периодом 500–700 и 1100–1500 км не могут быть обусловлены ошибкой описания вековой вариации, так как по оценкам А.Н.Пушкова и др. [12] на территории СССР последняя не превышает 10 нТ в год, что за шесть лет временная разность на части, которые затем относятся к базисному и аномальному полям, что неизбежно исказит результаты интерпретации обеих составляющих геомагнитного поля (см.рис.1,а).

Все изложенное подтверждается анализом спектральной структуры аномального и нормального полей, представленных на карте [7], составленной во ВСЕГЕИ, где нормальное поле было получено осреднением исходной информации на базе 300 км. Такая процедура на широтном профиле привела к разрезанию единой длинноволновой составляющей с периодами от 270 до 670 км, на две части, в результате чего в искаженном виде аномалия присутствует в базисном и аномальном полях.

Из анализа спектральной структуры геомагнитного поля, представленного на карте Г.М.А.Васильевой, следует, что при выборе базисного уровня в диапазоне волн 200–500 км нужно решать вопрос дифференцированно в зависимости от района исследования. Так, для Восточно-Европейской платформы может быть рекомендована база 250–400 км, для Восточно-Сибирской – 200 км, для Западно-Сибирской платформы – 200–250 км (см. рис.1,а).

По-видимому, при вычислении уровня относимости для всей территории СССР было бы правильнее использовать более глубокий и повсеместный минимум в области 1000 км, что может быть реализовано путем скользящего площадного осреднения на базе  $1200 \times 1200$  км, либо путем обратного двумерного преобразования Фурье для части спектра с длинами волн менее 1000 км. Скользящее осреднение на базе  $L$  приводит к разделению поля по минимуму порядка  $L \times 0,85$  [10].

Следует отметить, что база скользящего осреднения, равная указанной выше, ранее была рекомендована В.И.Почтаревым на основе анализа геомагнитного поля на территории СССР и затем была использована

на для вычисления нормальных полей  $T_H$  и  $Z_H$  для всего земного шара [6]. А.Н.Пушиов и др. [18] при скользящем осреднении на базе II x II<sup>0</sup> выделили длинноволновые составляющие на территории СССР, Африки и для земного шара в целом.

Стационарные участки составляющих геомагнитного поля с периодом 200-350 км и 500-700 км в рассмотренных регионах приурочены к однородным зонам гравитационного поля в том же интервале периодов (см.рис.1,б). По-видимому, это свидетельствует о существовании в литосфере древних платформ крупных неоднородностей, отражающих как в магнитном, так и в гравитационном поле. Учитывая, что гравитационные аномалии в редукции Буге с  $T_j = 500-700$  км связываются с глубинами, соответствующими глубинам границы Мохоровичича [15], можно предполагать, что источники соответствующих им магнитных аномалий приурочены к тем же глубинам.

В сейсмическом разрезе Восточно-Европейской платформы ниже поверхности Мохоровичича наблюдается зона повышенных скоростей (до  $V_p = 8,6$  км/с), сменяющаяся ниже зоной пониженных скоростей (до  $V_p = 6,2-6,7$  км/с) [4]. Отмечаемое повышение скорости сейсмических волн может быть обусловлено уплотнением пород в этой зоне, имеющей мощность 8-15 км до  $3,5$  г/см<sup>3</sup> [19]. Это должно найти отражение в гравитационном поле, а при соответствующем температурном режиме может проявиться и в магнитном поле. По оценкам, приведенным в работах [1, 13], температура вблизи поверхности Мохоровичича на Восточно-Европейской платформе достигает 300-400°C, а геотермический градиент верхней мантии для континентальных структур оценивается в 5-7 град/км. Таким образом, в зоне уплотнения пород температуры могут достигать 340-500°C. Возможно, что интенсивные длинноволновые аномалии с периодами 500-700 км, присутствующие как в магнитном, так и в гравитационном поле, связаны с рассмотренной зоной повышенных скоростей, расположенной вблизи поверхности М.

Максимум в спектре геомагнитного поля на периодах 1100-1300 км в этом регионе, возможно, связан с последующим преобразованием вещества с глубиной под воздействием восстановительных процессов [9].

Итак, в результате выполненного анализа материалов приземных съемок показано, что в пространственной структуре геомагнитного поля на территории СССР в диапазоне широт 55° - 61°20' несомненно присутствуют длинноволновые аномалии с периодами 200-350 км, 500-700 и 1100-1500 км, обусловленные, по-видимому, горизонтальными неоднородностями в глубоких слоях литосферы. Их обрамляют минимумы

на периодах 200 км, 350-400 и 1000 км. Наиболее глубокий и универсальный минимум (1000 км) может быть использован в качестве единого базисного уровня при построении модели  $Z_H$  и  $T_H$  для территории СССР. Уровни более высокого порядка могут быть применены для построения базисных полей для отдельных регионов с учетом особенностей спектральной структуры поля. Выполняемый нами в настоящее время двумерный спектральный анализ карты Т [27] дает возможность распространить полученные выводы на всю территорию СССР и позволит построить набор полей относимости для выделения аномалий различного класса с помощью двумерного обратного преобразования Фурье в скользящем интервале периодов.

Вопрос о природе выделенных нами аномалий требует дальнейшего рассмотрения с привлечением всех известных геофизических данных о внутреннем строении литосферы.

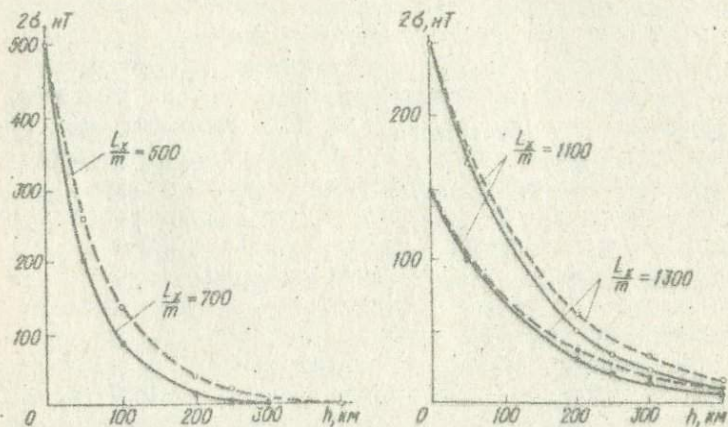


Рис.3. Графики затухания магнитных аномалий с высотой.

Очевидно, что при изучении глобального распределения выделенных нами длинноволновых аномалий было бы полезно использовать данные измерений на спутниках. На рис.3 представлены графики затухания аномалий 500-700 и 1100-1300 км с высотой. Как видно из графика, на средней высоте полета американского спутника *Magsat*, равной примерно 400 км (325-525 км), вклад аномалий 500-700 км сопоставим с погрешностью наблюдений (около 3 нТ); аномалии 1100-1300 км будут иметь интенсивность порядка 10 нТ. Таким образом, при исследовании рассмотренных длинноволновых составляющих целесообразно ис-

пользовать материалы приземных съемок с привлечением спутниковых данных для целей интерполяции в неизученных районах.

1. Белявский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. - М.: Недра, 1974. - 280 с.
2. Васильева М.А. Методические основы построения карты магнитного поля территории СССР м-ба 1:2 500 000. ОНТИ ВИЭМС, 1974, сер.9, вып.13, с.24-39.
3. Винц Б.Д., Почтарев В.И. Построение нормального геомагнитного поля расчетным путем. - В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965. - 79 с.
4. Вольвовский М.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. - М.: 1975. - 268 с.
5. Голуб Д.П., Колесова В.И., Почтарев В.И. и др. Аналитические магнитные аномалии по данным аэромагнитных, морских и спутниковых съемок. - В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М.: Наука. - 57 с.
6. Голуб Д.П., Почтарев В.И. Планетарное нормальное геомагнитное поле. - В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч.1, М.: Наука, 1976. - 58 с.
7. Карта аномального магнитного поля территории СССР м-ба 1:2 500 000. /Под ред. Макаровой З.А. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1974.
8. Колесова В.И., Петрова А.А., Эфендиева М.А. Исследование структуры геомагнитного поля по данным компонентных и модульных измерений вдоль геотранверса северной части Тихого океана. - В кн.: Проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН, 1980, с.76-82.
9. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып.19, М.: Наука, 1974, с.112.
10. Петрова А.А. Определение параметров разделения аномального магнитного поля по амплитудным диаграммам. - В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тез. докл. М.: Наука, 1976, с.114-120.
11. Петрова А.А. Методика исследования аномального магнитного поля с помощью спектрально-корреляционного анализа. - В кн.: Проблемы геофизических исследований полярных областей Земли. Л.: Изд. НИИГА, 1977, с.119-126.
12. Чернова Т.А., Гусева З.Г., Пушков А.Н. Исследование пространственных и временных спектров геомагнитного поля. - В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч.1. М.: Наука, 1976, с.150-161.
13. Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. - М.: Недра, 1979. - 246 с.
14. Cain J.C. Structure and secular change of the geomagnetic field. - *Revs. Geophys. and Space Phys.*, 1975, 13, N 3, p. 203-206.
15. Jordan S.K. Statistical model for gravity topography and density contrast in the Earth. - *Geophys. Res.*, 1978, 83, No B4, p. 1816-1824.
16. Langel R.A. Initial comparison between geomagnetic anomaly data from satellite and from aircraft at a high latitude: A Program Report, Goddard Space Flight Center, preprint X-922, 1976, p.76-80.
17. Nomura M. Marine geomagnetic anomalies with intermediate wave-length in the Western Pacific Region. - *Bull. of the Ocean Res. Inst. University of Tokyo*, 1979, 11, p. 42.
18. Пушков А.Н., Колесова В.И., Чернова Т.А. Program and Abstracts for the III IAGA General Assembly, 1977, Seattle.
19. Talwani M., Sutton G.N., Worzel J.L. A crustal section across the Puerto-Rico trench. - *J. Geophys. Res.*, 1959, 64, p.1545-1555.

Р.А.Гафаров  
 ГИН АН СССР, Москва

ТИПЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ И ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА  
 ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Магнитные аномалии Восточно-Европейской платформы ярко отражают основные особенности строения ее фундамента. В связи с этим при составлении карт тектонического районирования фундамента первостепенное значение имеет систематизация и тектоническая интерпретация типов магнитных аномалий в зависимости от возраста и характера складчатых докембрийских комплексов и ограничивающих их разломов. Региональные и локальные магнитные аномалии платформы, весьма разнообразные по типам и морфологии, вызываются, как показали многочисленные исследования, в основном неоднородностью строения и состава ее дорифейского складчатого фундамента. Магматические и метаморфические породы, слагающие фундамент платформы, как правило, высокомагнитные образования, достаточно резко различающиеся по своим магнитным свойствам. По сравнению с ними осадочные породы платформенного чехла практически немагнитны и ощутимо не влияют на формирование магнитного поля. Этим обусловлено то обстоятельство, что карты магнитных аномалий дают представление о внутренней структуре и составе фундамента, отображая его складчатую структуру. На картах магнитных аномалий наглядно вырисовываются контуры, простирающиеся и взаимоотношение тектонических структур самого различного масштаба. Поэтому необходимым этапом тектонической интерпретации данных региональных геофизических исследований является структурно-морфологический анализ аномальных магнитных полей, который предполагает установление формы, размеров, условий залегания и вещественного состава комплексов фундамента.

Опыт изучения строения фундамента платформы со всей очевидностью показывает большие возможности структурного анализа магнитных аномалий (трансформации различных типов полей путем пересчета в верхнее и нижнее полупространство, дифференциация простирающихся аномалий, построение карт магнитных пород и т.д.).

Аномальное магнитное поле Восточно-Европейской платформы характеризуется крупной специфической зональностью составляющих его крупнейших систем и областей региональных аномалий различного типа.

В целом магнитное поле платформы отличается развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных линейно-дуго-

областями зонами полосовых максимумов и минимумов. Наиболее обширными областями мозаичных аномалий на платформе являются Беломорско-Северо-Двинская на севере и Прикаспийская в пределах ее юго-восточного угла, отличающиеся пониженными значениями и обширными минимумами магнитного поля. Повышенные мозаичные магнитные поля развиты наиболее типично и широко в пределах Волго-Уральской области, на Украинском щите, в Прибалтике и т.д. Среди систем полосовых магнитных аномалий выделяется по интенсивности зона Курских магнитных аномалий. Крупнейшими по протяженности являются Мезенско-Вычегодская, Карельская, Камско-Вятская, Московская, Рязано-Саратовская и другие системы линейных максимумов и минимумов магнитного поля.

Область Тимана и Печорской впадины отличается иным типом магнитного поля и охватывается обширным Тиманским региональным минимумом и Большеземельской системой полосовых магнитных максимумов, образующих общую систему северо-западных простираний.

Важнейшее значение при проведении тектонического районирования фундамента платформы имеет изучение региональной геофизической характеристики ее щитов. Основные складчатые зоны Балтийского щита и Украинского щита отчетливо отображаются в аномальном магнитном поле. В пределах Балтийского щита выделяется ряд зон магнитного поля, соответствующих Кольской, Карельской и Свеккофенской складчатым системам свеккофенно-карелид, погребенное продолжение которых прослеживается по магнитным аномалиям далеко к югу и юго-востоку в области Восточно-Европейской платформы. В пределах Украинского щита характерными мозаичными магнитными полями отображаются Приднепровский и Подольский блоки архея, в то время как синклиналиям зонам саксаганид (Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и др.) с их железорудными комплексами соответствуют системы интенсивных полосовых магнитных максимумов, продолжающихся на север вплоть до сочленения с зонами КМА. Грандиозная система Курских магнитных аномалий ярко вырисовывает зоны развития складчатых комплексов магнетитовых кварцитов курской серии.

В свете магнитных данных отчетливо определяется юго-западный край Восточно-Европейской платформы и стык ее по системе тектонических швов с эпипалеозойским фундаментом Польско-Германской впадины. В центральных районах Русской плиты субширотная система магнитных аномалий отображает Московскую зону карелид, которая на востоке сочленяется по простиранию с рядом протяженных дугообразных зон карелид (Рязано-Саратовская, Камско-Вятская и др.). Последние на востоке Русской плиты разделяют и опоясывают ряд архейских мас-

сивов с характерными повышенными мозаичными магнитными полями (Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский и др.).

В пределах юго-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы область мозаичных магнитных минимумов отображает глубоко погруженный Прикаспийский архейский массив. По магнитным аномалиям эпикарельский фундамент восточной части платформы прослеживается далеко на восток под надвигами складчатого палеозоя западного склона Урала и доходит до глубинных разломов вдоль восточного крыла антиклинория Уралтау.

Выделенные на платформе два основных типа аномальных магнитных полей - области мозаичных аномалий и полосовые системы линейных максимумов и минимумов - отображают стиль строения основных структурных элементов дорифейского фундамента платформы - архейские гранитизированные массивы, с одной стороны, с дугообразно-линейные складчатые зоны свекофенно-карелид, с другой.

По геофизической характеристике среди архейских массивов выделяется несколько основных типов. К первому относятся массивы, отображающиеся интенсивным аномальным мозаичным магнитным полем (Приднепровский, Подольский, Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский и др.). Массивы второго типа отличаются в целом пониженными магнитными полями. Это крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы, Новгородский и др. Мозаичный характер магнитных полей архейских массивов в основном обусловлен своеобразными куполовидными формами слагающих их гнейсов архея и разнообразных гранитоидов.

Характер магнитных полей складчатых линейно-дугообразных зон свекофенно-карелид в значительной мере определяется системами интенсивных полосовых максимумов, обычно отображающих крупные синклинии в их составе (Имандра-Варзугский, Кейвский, Криворожско-Кременчугский и др.); сложенные мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего протерозоя. Магнитные полосовые максимумы отображают их конфигурацию, размеры и ограничивающие разломы. Особенно четко по данным бурения и геофизики в пределах зон свекофенно-карелид и по границам выявляются системы глубинных разломов.

Рассмотренная хорошо выраженная зональность строения аномального магнитного поля платформы, в общих чертах совпадающая с распределением гравитационного поля, и его интерпретация в комплексе с другими геолого-геофизическими данными была принята за основу тектонического районирования фундамента Восточно-Европейской платформы, которое отражено на Международной тектонической карте Европы и смежных областей второго издания в масштабе 1:2 500 000.

Р.А.Апирубите, Н.К.Озолиня  
ЛитНИГРИ, Вильнюс, ВНИИМОРГЕО, Рига

### БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Балтийская синеклиза и сопряженные с ней надпорядковые структуры запада Восточно-Европейской платформы — южный и восточный склоны Балтийского щита, Белорусско-Мазурская антеклиза и Латвийская седловина являются типичными платформенными структурами, характеризующимися обширными нерегулярными формами, пологими углами наклона и относительно слабой выраженностью границ в морфологии стратоизогипис и изопахит отдельных литолого-стратиграфических комплексов. Платформенная стадия развития рассматриваемого региона охватывает весь фанерозой, а начало формирования осадочного чехла относится к верхнему протерозою.

Несмотря на то что в настоящее время образование структур осадочного чехла Балтийской синеклизы большинством исследователей связывается с колебательными движениями блоков кристаллического фундамента, существует неопределенность мнений о размерах блоков, их границах и о характере их движений. По существу в настоящее время любое разрывное нарушение, фиксируемое либо в осадочном чехле, либо в кристаллическом фундаменте, рассматривается многими геологами как блоковое ограничение, и часто остальная часть контура создается без объективного их обоснования.

Известно, что закономерности распределения блоковых структур определяются вещественной неоднородностью земной коры и, как следствие этого, блоки выделяются в физических полях. Имеющиеся геофизические материалы по Прибалтике — аномалии силы тяжести в редукции Буге, их осредненные значения, сведения об интенсивности магнитного поля и петрофизические данные пород докембрийского фундамента позволяют получить объективное представление о характере распределения неоднородностей в верхней части земной коры. Эти данные положены в основу изучения крупноблокового строения Балтийской синеклизы, причем за основу взята плотностная модель, а остальные сведения использованы как дополнительные для уточнения границ участков.

Подсчет плотностей по аномальному гравитационному полю был проведен по методике, разработанной для условий Балтийского щита М.Г.Клушиным и Л.Е.Шустовой в 1965 г. Согласно этой методике сдела-

но допущение, что изменения силы тяжести вызваны только верхним неоднородным слоем кристаллических пород мощностью 6 км, ограничения неоднородностей этого слоя вертикальные, и средняя плотность слоя для рассматриваемого региона равна  $2,72 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Полученные первичные результаты расчетов плотностей осреднялись путем вычисления средневзвешенных величин для участков с равными уровнями плотностей пород фундамента по kernовому материалу из глубоких скважин. Контуры равноплотностных участков корректировались по картам аномалий гравитационного и магнитного полей. Оказалось, что плотности, рассчитанные по гравитационному полю и полученные в результате измерений на образцах керна, для выбранных участков близки по значениям. Это свидетельствует, что полученная плотностная неоднородность и характерна, по крайней мере, для верхней шестикилометровой толщи земной коры.

Результаты интерпретации иллюстрируются на рисунке. По полученным данным граница Балтийской синеклизы приурочена к узкой полосе развития относительно мелких по размерам, резко дифференцированных по плотностям (от  $2,65$  до  $2,84 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) участков при фоновых значениях, равных  $2,75 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Вытянутое в субмеридиональном направлении тело Балтийской синеклизы на пять субширотно ориентированных крупных плотностных участков. На севере выделяется Рижский участок с минимальной плотностью  $2,64 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, южнее его располагается Курземский участок с максимальной плотностью  $2,81 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. В центральной части Балтийской синеклизы выделяется Куршский участок с пониженной плотностью, равной  $2,67 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Участок, расположенный в пределах долины р. Нямунас, имеет среднюю величину плотности  $2,72 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. На южном, Прегольском участке, плотность ниже средней —  $2,69 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Анализ мощностей крупных седиментационных толщ осадочного чехла показывает, что особенности их строения согласуются с описанной выше плотностной (вещественной) неоднородностью верхней части земной коры. Так, максимальные мощности (около 280–300 м) ордовикского карбонатного комплекса приурочены к Курземскому участку, а минимальные (40–60 м) — к Неманскому; максимальные мощности терригенно-карбонатной толщи девона (более 1000 м) отмечаются в пределах Куршского участка, в то время как на Прегольском участке эти отложения полностью выклиниваются.

В свете изложенных данных, выделенные участки плотностной неоднородности Балтийской синеклизы следует рассматривать в качестве блоковых структур первого порядка, отражающих слоисто-вещественную

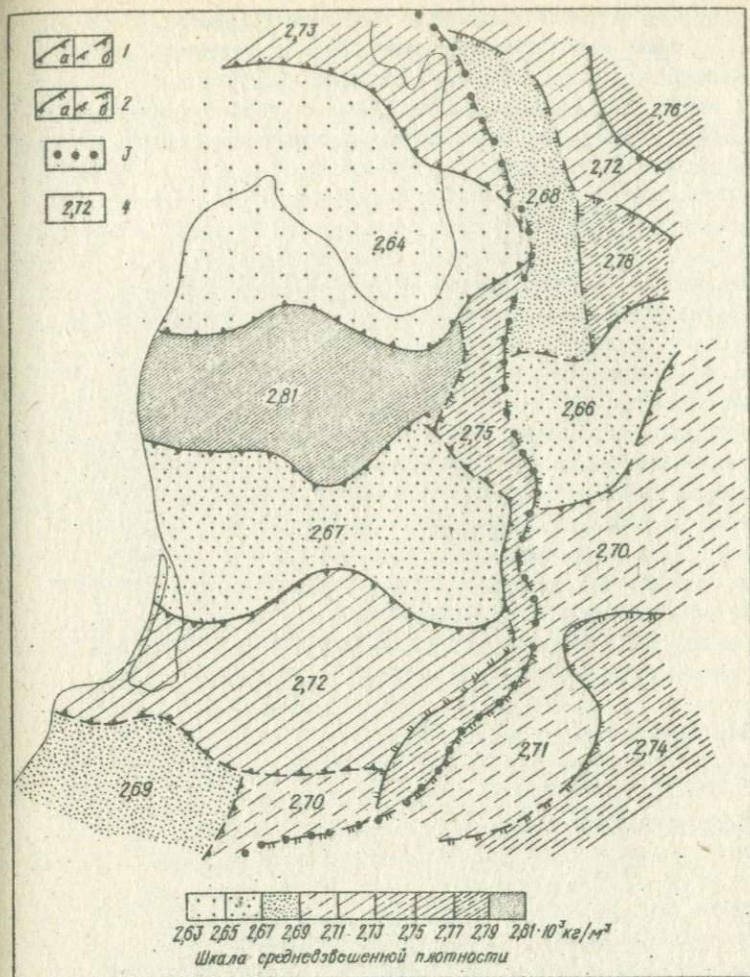


Схема крупноблокового строения Балтийской синеклизы:  
 1 - границы участков развития крупных плотностных неоднородностей: а - ярковыраженные, б - слабовыраженные; 2 - границы участков развития относительно мелких тел со значительной плотностной неоднородностью: а - уверенные, б - менее уверенные; 3 - граница Балтийской синеклизы; 4 - значения средневзвешенной плотности.

неоднородность верхней оболочки земной коры (верхние 6–8 км). Граница Балтийской синеклизы также имеет блоковую природу, причем ее морфология, наложенный характер и приуроченность к узкой полосе резкой плотностной дифференциации кристаллического основания свидетельствует в пользу более позднего ее заложения, чем формирования упомянутых выше блоков.

УДК 550.838.05:519

В.Веберс

Центральный Институт физики Земли АН ГДР, Потсдам

ОБ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧАХ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Аналитическое описание геомагнитного поля в принципе имеет модельный характер. Каждая интерпретация в смысле характеристики источников поля должна оцениваться в соответствии с неоднозначностью решения обратной задачи для уравнения Лапласа. Дискуссионным является вопрос выбора математических моделей, так как сферический гармонический анализ, например, описывает все возможные физические состояния. С помощью геолого-геофизических данных, а также математических предположений можно получить важные данные об источниках. В данном случае эти данные многозначны.

В рамках математической модели геометрические параметры источников оцениваются условиями сходимости используемых рядов.

УДК 551.24+550.83.016

В.И.Колесова, А.А.Петрова, В.И.Почтарев

ЛОИЗМИР АН СССР, Ленинград

ИЗМЕНЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ МАГНИТНОГО ПОЛЯ  
И ЕГО ПРОИЗВОДНЫХ С ВЫСОТОЙ

Для решения ряда картографических задач (выбор базисных полей с целью выделения аномалий различного частотного состава, определение оптимальных условий генерализации поля при построении карт аномального магнитного поля разных масштабов, оценка изменения информативности геомагнитного поля и его производных с высотой) была изучена спектрально-пространственная структура модуля напряженности геомагнитного поля и составляющих его градиента до высот 10 км на территории одного из участков Восточно-Европейской платформы.

В качестве исходной информации использовались значения  $T$ ,  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$  и  $\frac{\partial T}{\partial h}$ , снятые вдоль профиля протяженностью около 400 км с вы-

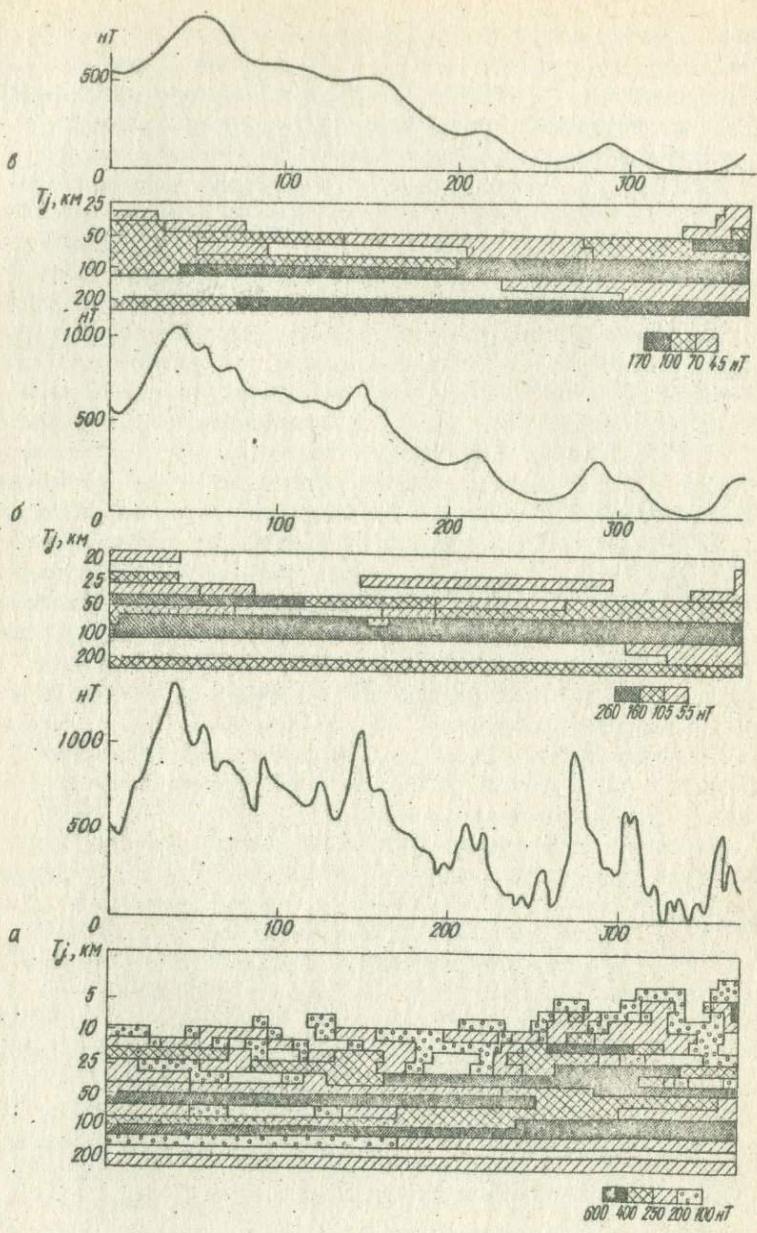
боркой через 1 км с соответствующих карт для высот 0,3; 5, 8 и 10 км. Карты были построены на основании расчетов по данным среднemasштабной съемки Т [1]. При расчетах использовали комбинированный метод, сочетающий пересчет главного поля и его градиента в верхнюю полуплоскость с помощью ряда Гаусса и аномального поля и его градиента - с помощью интеграла Пуассона для плоского случая [2]. В соответствии с выполненными оценками погрешность вычисленных величин в основном определяется погрешностью исходной информации, что и подтверждено данными последующего эксперимента.

Результаты спектрально-профильного анализа Т [3] и его градиента для указанных выше высот с соответствующими исходными кривыми приведены на рис. 1 и 2. На спанограммах по горизонтальной оси отложено расстояние вдоль профиля в километрах, по вертикальной - периоды в тех же единицах. Отдельные составляющие выделяются в виде максимумов спектра различной интенсивности, расположенных на соответствующих периодах и участках профиля. На рисунке на спанограммах Т показаны только те составляющие, интенсивность которых превышает 100 нТ, на спанограммах градиента - 2,0 нТ/км.

Исходное поле, использованное при трансформации, имеет сложный характер, обусловленный наложением аномалий различных классов с интенсивностью от 200 до 800 нТ (рис. 1, а). На всей площади присутствует длинноволновая составляющая с периодом более 250 км. Средневолновая составляющая содержит три класса аномалий с периодами, равными соответственно 25-40, 50-55 и 90-110 км, и стационарна на участках длиной 250-400 км. Коротковолновая составляющая с периодами 5-7, 12-15 и 20 км кусочно стационарна. Длина стационарных участков не превышает 70-80 км.

Наиболее устойчивые минимумы в спектральной структуре поля приходятся на интервалы периодов 60-80 и 150-200 км. (Под устойчивым минимумом понимается минимум в спектре, прослеживающийся на большей части рассматриваемого профиля). Минимум на периодах 150-200 км, являющийся самым глубоким и устойчивым, может быть рекомендован в качестве оптимального интервала для вычисления базисного поля в этом районе при высокоточных съемках на площадях  $1-2 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>. Для меньших площадей может быть рекомендован базисный уровень, соответствующий минимуму в 60-80 км.

Изменение структуры Т с высотой иллюстрируется рис. 1, б-г. На рис. 1, б показано поле Т, вычисленное для высоты 5 км и его спанограмма. В поле на этой высоте содержатся все составляющие, выявленные на высоте  $h = 0,3$  км, но их интенсивность уменьшилась для составляющих с периодом около 20 км более, чем на порядок (до 10 нТ);



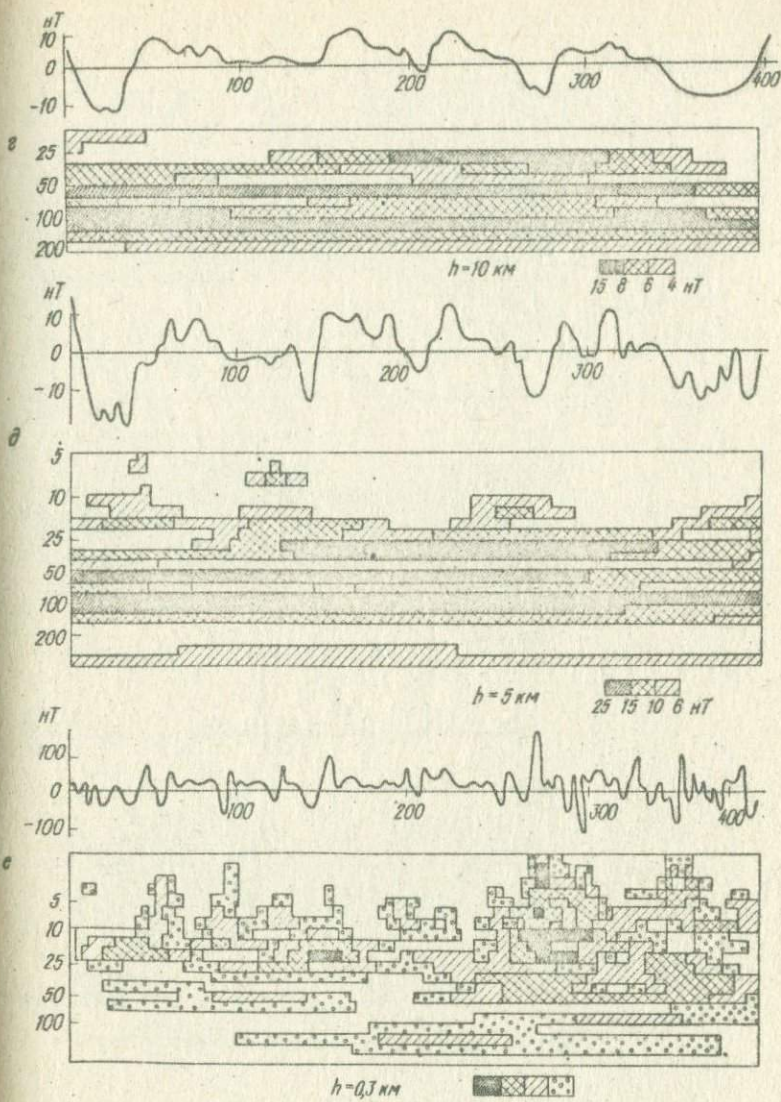


Рис. I. Результаты спектрально-профильного анализа поля  $T$  и его градиентов.

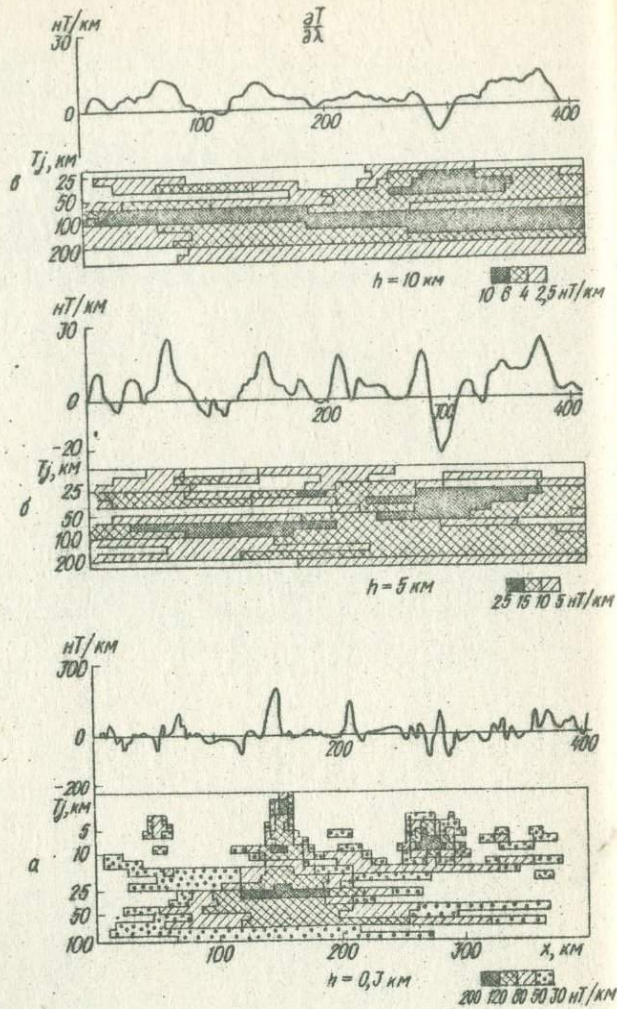
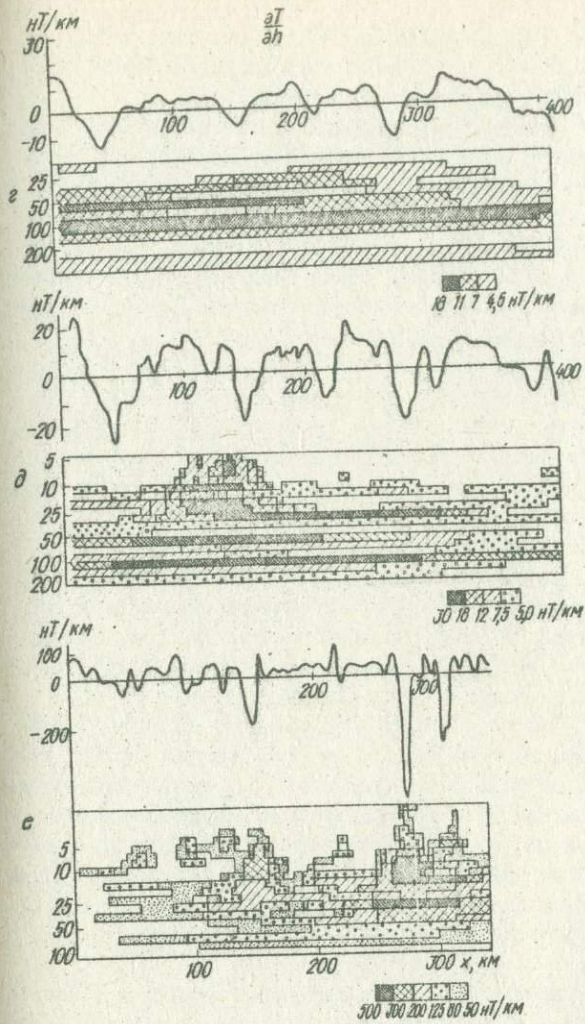


Рис. 2. Результаты спектрально-профильного ана



лиза градиентов поля.

с периодом 25–40 км – в 4 раза (до 100 нТ); с периодом 50–55 и 90–100 км – в 1,5–2,0 раза (до 200–250 нТ). Амплитуда самой длинноволновой составляющей практически не изменилась.

Как и на земной поверхности, наиболее устойчивый минимум прослеживается в диапазоне 150–200 км. Минимум на периодах 60–80 км выражен на этой высоте хуже, а минимум, приуроченный к 40–45 км, стал более глубоким и устойчивым.

На высоте 10 км (см. рис. 1, в) амплитуда составляющих с периодом 50–55 км уменьшается до 50–80 гамм, более длинноволновые составляющие почти не изменяют свою интенсивность. Минимумы в спектре поля сохраняют свое положение и характеристики.

Спектральная структура составляющих градиента  $T$  ( $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial h}$  и  $\frac{\partial T}{\partial n}$ ) представлена на рис. 1, г–е, 2 и в таблице. Как видно из рисунков, наиболее интенсивные градиенты приурочены к локальным изменениям  $T$ . Так, для земной поверхности максимальные величины в спектре амплитуд (до 300 нТ/км) приходится на составляющие с периодом от 5 до 40 км (см. таблицу). Для периодов 50–55 и 90–110 км интенсивность составляющих градиента равна 30–80 нТ/км.

Поскольку исследования выполнялись вдоль субмеридионального профиля, т.е. почти вдоль направления дифференцирования по  $\varphi$ , спектральная структура  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$  и  $\frac{\partial T}{\partial h}$  на всех высотных уровнях близка к спектральной структуре поля  $T$ , т.е. для них совпадают периоды отдельных составляющих в области максимумов в спектре.

Оказалось, что минимумы в спектре производных обладают устойчивостью и глубиной, сопоставимыми с соответствующими характеристиками спектра наблюдаемого поля. Следовательно, вычисление составляющих градиента поля не дает преимуществ при определении оптимальных условий для разделения поля на составляющие различного частотного состава с помощью данной методики. С другой стороны, операция дифференцирования позволяет четко выявить в поле локальные аномалии и использовать это для районирования его по высокочастотной составляющей поля.

Составляющая градиента  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$  определяет изменение поля в направлении, ортогональном к  $\varphi$ . Поэтому спектральная структура  $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$  отличается от спектральной структуры  $T$ ,  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$  и  $\frac{\partial T}{\partial h}$ . Сопоставление соответствующих периодов отдельных составляющих в спектре  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$  и  $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$  позволяет выявить степень анизотропии каждой из них (см. таблицу). Интенсивность  $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$  для этих составляющих определяется интенсивностью  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$  и соответствующим коэффициентом анизотропии. Различие коэффициентов анизотропии, дисперсионных и пространственных свойств

Спектральная структура составляющих градиента T

Период $T_j$ , км	$h = 0,3$ км			$h = 5,0$ км			$h = 8,0$ км			$h = 10,0$ км							
	HT	HT/км			HT	HT/км			HT	HT/км			HT	HT/км			
	T	$\frac{\partial T}{\partial \lambda}$	$\frac{\partial T}{\partial \varphi}$	$\frac{\partial T}{\partial h}$	T	$\frac{\partial T}{\partial \lambda}$	$\frac{\partial T}{\partial \varphi}$	$\frac{\partial T}{\partial h}$	T	$\frac{\partial T}{\partial \lambda}$	$\frac{\partial T}{\partial \varphi}$	$\frac{\partial T}{\partial h}$	T	$\frac{\partial T}{\partial \lambda}$	$\frac{\partial T}{\partial \varphi}$	$\frac{\partial T}{\partial h}$	$K_{\lambda}$
<i>max</i> 5-6	100	200	300	10													
<i>max</i> 7-8	100	80	80	<10	15	18	<10			1,5							
<i>max</i> 12-15	200	200	200	5	15	30	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	1,7
<i>min</i> 16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>max</i> 20	400	65	120	130	60	5	15	20	25	4	7	7	12	2	4	5	2,0
<i>min</i> 21-25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>max</i> 26-40	400	64	120	140	100	15	25	30	80	2,5	11	15	50	4	10	11	2,0
<i>min</i> 45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>max</i> 50-55	400	28	50	80	200	12	25	30	120	10	15	17	90	6	11	13	1,8
<i>min</i> 60-80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>max</i> 90-110	400	30	35	260	14	18	20	200	10	12	16	170	8	10	14	1,2	
<i>min</i> 150-200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>max</i> 250	200				150	15	10	12	120	6	6	6	120	5	1,5	4,5	

отдельных составляющих поля может свидетельствовать о различной природе этих составляющих и дает основание для их раздельной интерпретации.

Известно, что  $\Delta T(x, y, z)$  можно представить в виде

$$T(x, y, z) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \exp \left\{ -2\bar{\alpha} \left( \frac{m^2}{Lx^2} + \frac{n^2}{Ly^2} \right)^{\frac{1}{2}} z \right\} \times \\ \times \left( A_m \cos 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} + B_m \sin 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} \right) \times \\ \times \left( C_n \cos 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} + D_n \sin 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} \right), \quad (1)$$

где  $L_x, L_y$  - длина участков, на которых выполнено разложение в направлении осей  $x$  и  $y$ ;  $A_m, B_m, C_n$  и  $D_n$  - коэффициенты Фурье;  $T(x, y, z)$  - проекция аномального значения модуля полной напряженности на вектор нормального поля в точке с координатами  $x, y, z$  (ось  $x$  направлена на север, ось  $y$  - на восток, ось  $z$  - вниз) [4]. Тогда убывание каждой отдельной гармоники с высотой будет описываться следующим образом:

$$\Delta T_{nm}(x, y, 0) / \Delta T_{nm}(x, y, z) = \exp \left\{ 2\bar{\alpha} \left( \frac{m^2}{Lx^2} + \frac{n^2}{Ly^2} \right)^{\frac{1}{2}} z \right\}. \quad (2)$$

Из выражения (1) могут быть также получены формулы для составляющих градиента  $\Delta T$  в направлениях  $x, y, z$

$$\frac{\partial \Delta T(x, y, z)}{\partial x} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{2\bar{\alpha}_m}{Lx} \exp \left\{ -2\bar{\alpha} \left( \frac{m^2}{Lx^2} + \frac{n^2}{Ly^2} \right)^{\frac{1}{2}} z \right\} \times \\ \times \left( -A_m \sin 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} + B_m \cos 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} \right) \left( C_n \cos 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} + D_n \sin 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} \right); \quad (3)$$

$$\frac{\partial \Delta T(x, y, z)}{\partial y} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{2\bar{\alpha}_n}{Ly} \exp \left\{ -2\bar{\alpha} \left( \frac{m^2}{Lx^2} + \frac{n^2}{Ly^2} \right)^{\frac{1}{2}} z \right\} \times \\ \times \left( A_m \cos 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} + B_m \sin 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} \right) \left( -C_n \sin 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} + D_n \cos 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} \right); \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Delta T(x, y, z)}{\partial z} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} -2\bar{\alpha} \left( \frac{m^2}{Lx^2} + \frac{n^2}{Ly^2} \right)^{\frac{1}{2}} \exp \left\{ -2\bar{\alpha} \left( \frac{m^2}{Lx^2} + \frac{n^2}{Ly^2} \right)^{\frac{1}{2}} z \right\} \times \\ \times \left( A_m \cos 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} + B_m \sin 2\bar{\alpha}_m \frac{x}{Lx} \right) \left( C_n \cos 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} + D_n \sin 2\bar{\alpha}_n \frac{y}{Ly} \right). \quad (5)$$

Из выражений (3) - (5) видно, что все рассмотренные компоненты обладают общими частотными характеристиками, при этом  $T(x, y, z)$  отличается от  $\partial \Delta T(x, y, z) / \partial z$  только множителем, а горизонтальные

составляющие градиента  $\Delta T$ , кроме того, сдвинуты по фазе на  $3/4\pi$  в направлении дифференцирования.

На рис. 3,а представлен график, с помощью которого, зная длину волны интересующей нас составляющей поля  $\frac{6\pi}{m}$  и ее интенсивность  $A$ , можно оценить интенсивность горизонтальных составляющих градиента  $K_{xy}A$ , на рис. 3,б - то же для вертикальной составляющей градиента при коэффициентах анизотропии  $\alpha = 0,3; 0,5; 1,0$ . На рис. 3,в представлен закон затухания поля с высотой для коэффициентов анизотропии  $\alpha = 0,3; 0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 10,0$ . Зависимости между отдельными компонентами поля, описанные аналитическими выражениями (2) - (5) и представленные графически на рис. 3, подтверждаются также данными анализа спектральной пространственной структуры геомагнитного поля и его градиентов в рассмотренном регионе в диапазоне высот от 0,3 до 10 км (см. таблицу).

Таким образом, в результате выполненного анализа исследован частотный состав поля и составляющих его градиента до высоты 10 км, оценена интенсивность отдельных составляющих  $T$ ,  $\frac{\partial T}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial y}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial h}$  и степень ее изменения с высотой, определены базисные уровни относимости для выделения аномалий различного частотного состава.

Исследования, проведенные на одном из участков Восточно-Европейской платформы, позволили получить для этого района сведения, необходимые для решения ряда картографических задач. Во-первых, с помощью этих результатов может быть выбрана методика аналитического описания и картографического представления для заданных высот отдельных составляющих геомагнитного поля на площади рассматриваемого региона. Методика выбирается с учетом выделенных базисных уровней (уровней относимости) и свойств анизотропии и стационарности соответствующих составляющих.

Во-вторых, в результате выполненных исследований были получены количественные критерии для генерализации суммарного геомагнитного поля с целью построения карт полного модуля разных масштабов.

В-третьих, было показано, что анализ изменений амплитудных и частотных свойств поля с высотой позволяет определить необходимое и достаточное число оптимальных уровней для высотной съемки и пересчета поля при решении конкретных геолого-геофизических задач в любом регионе.

Приведенные аналитические и графические зависимости между спектральной структурой геомагнитного поля и его производных, а также закономерности их изменения с высотой дают возможность решить указанные выше задачи для любого региона на основе двумерного спектрального анализа структуры поля на одном уровне.

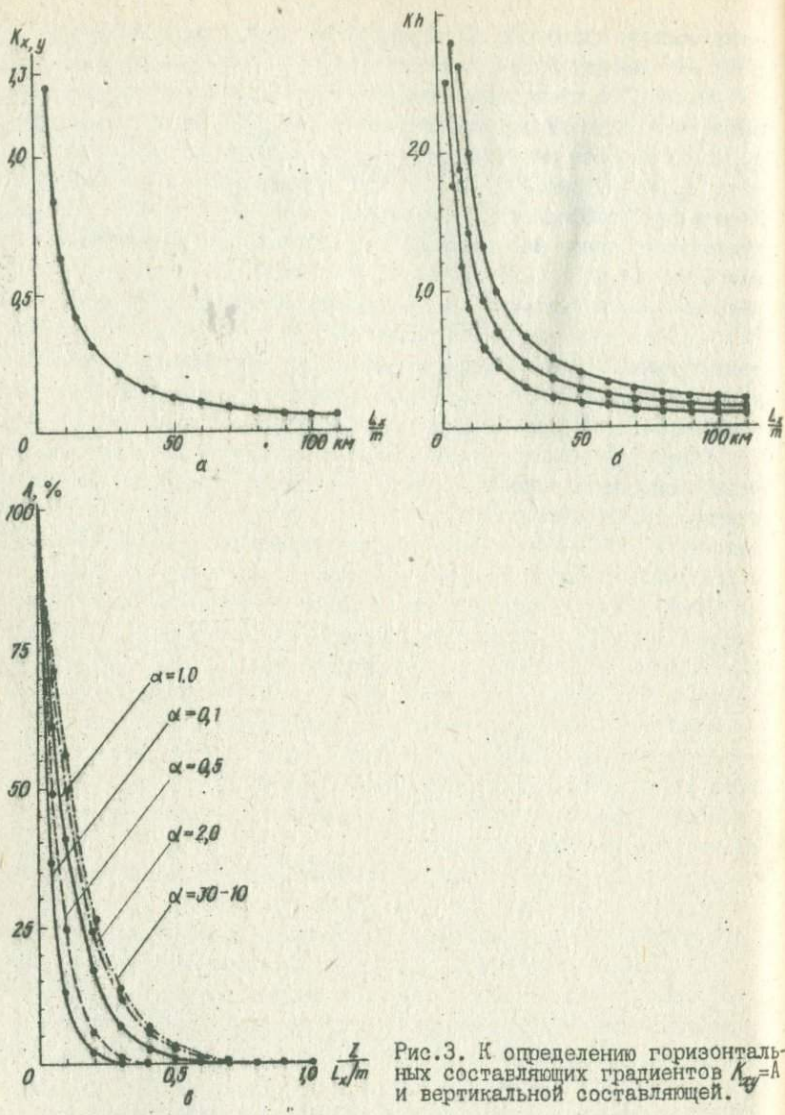


Рис.3. К определению горизонтальных составляющих градиентов  $K_{xy} = A$  и вертикальной составляющей.

Таким образом, в результате выполненного анализа исследован частотный состав поля и составляющих его градиента до высоты 10 км, оценена интенсивность отдельных составляющих  $T$ ,  $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial h}$  и степень ее изменения с высотой, определены базисные уровни относительности для выделения аномалий различного частотного состава.

Исследования, проведенные на одном из участков Восточно-Европейской платформы, позволили получить для этого района сведения, необходимые для решения ряда картографических задач. Во-первых, с помощью этих результатов может быть выбрана методика аналитического представления и картографического представления для заданных высот отдельных составляющих геомагнитного поля на площади рассматриваемого региона. Методика выбирается с учетом выделенных базисных уровней (уровней относительности и свойств анизотропии и стационарности составляющих).

Во-вторых, в результате выполненных исследований были получены количественные критерии для генерализации суммарного геомагнитного поля с целью построения карт полного модуля разных масштабов.

В-третьих, было показано, что анализ изменений амплитудных и частотных свойств поля с высотой позволяет определить необходимое число оптимальных уровней для высотной съемки и пересчета поля при решении конкретных геолого-геофизических задач в любом регионе.

Приведенные аналитические и графические зависимости между спектральной структурой геомагнитного поля и его производных, а также закономерности их изменения с высотой дают возможность решить указанные задачи для любого региона на основе двухмерного спектрального анализа структуры поля на одном уровне.

1. Васильева М.А. Методические основы построения карты магнитного поля территории СССР м-ба 1:2 500 000, ОНТИ ВИАМС, 1974, сер.9, вып.13.

2. Винц Б.Д., Почтарев В.И., Рахматулин Р.Ш. Методика расчета магнитного поля Земли вверх в приземном пространстве. - Геомагнетизм и аэрономия. - 1970, № 1, с.119-128.

3. Петрова А.А. - В кн.: Проблемы геофизических исследований полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1977, с.119-126.

4. Bhattacharyya B.K. Two-dimensional harmonic analysis as a tool magnetic interpretation. - Geophysics, 1965, 30, N 5, p.829-857.

Р.А.Апирубите, Б.В.Бондаренко, И.В.Данкевич,  
 Г.И.Каратаев, М.И.Орлюк, И.К.Пашкевич  
 ЛитНИГРИ, Вильнюс, БелНИГРИ, Минск,  
 Геофизическая экспедиция УГ при СМ БССР, Минск,  
 Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

МЕТОДИКА И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
 РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ  
 ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ региональных магнитных аномалий Восточно-Европейской платформы включает исследования по нескольким типам геологических провинций: Украинскому докембрийскому щиту, собственно платформенной части и зоне сочленения платформы со складчатыми сооружениями Карпат. Наибольший опыт интерпретации региональных аномалий накоплен по Украинскому, Канадскому и Балтийскому щитам [7, 14 и др.], где возможен наиболее достоверный учет влияния верхней части коры и оценки, таким образом, вклада в аномальное поле ее глубинной части.

Район настоящих исследований в тектоническом отношении охватывает западную часть Украинского щита, Вольно-Подольскую плиту, Брестскую впадину, Белорусскую антеклизу и Балтийскую синеклизу. Принципиальным различием этих регионов является глубина залегания докембрийского фундамента, которая изменяется от десятков метров на щите до 9 км в пределах Львовского палеозойского прогиба. Это обстоятельство существенно усложняет проблему выбора фильтра и его оптимальных параметров для выделения региональной компоненты и последующую ее интерпретацию, так как именно докембрийские образования являются основными источниками локальных аномалий магнитного поля.

Как показал спектральный и автокорреляционный анализ магнитного поля региона, в его составе существует две составляющие - локальная и региональная, длины волн которых соответственно изменяются от первых до 100 километров и более. Однако в выборочных оценках спектра отмечается лишь минимум между локальной и региональной компонентой. В связи с этим разделение поля на составляющие представляет неоднозначную задачу. Использование методики редуцирования поля путем последовательного вычитания эффекта источников верхних горизонтов земной коры, оправдавшей себя в условиях неглубокого за-

легания докембрийского фундамента, затруднено слабой его изученностью.

Для выделения региональной компоненты магнитного поля использовано обобщенное магнитное поле, на основе которого в 1977 г. была издана карта аномального магнитного поля ( $M_T$ ) территории СССР масштаба 1:2 500 000 [5], а также данные опорной абсолютной магнитной съемки территории УССР. Опробованы различные типы фильтров и параметры трансформации, в результате чего было выбрано интегральное сглаживание с радиусом 50 км.

Региональное магнитное поле, полученное таким образом, было проанализировано на предмет связи с тектоническим районированием региона, особенностями строения кристаллического фундамента, рельефом поверхности М и тепловым полем. С этой целью использованы опубликованные тектонические карты, карта геотермического режима земной коры территории СССР [6], данные ГСЗ по международным профилям III и VIII, а также результаты расчета глубин до изотермической поверхности Кюри магнетита по профилю ГСЗ III, выполненные В.В.Гордиенко и любезно предоставленные нам.

Как видно из приведенной схемы региональных магнитных аномалий (рис.1), крупные тектонические единицы, перечисленные выше, не отражены в особенностях регионального поля. Региональные аномалии без существенных изменений в интенсивности и морфологии переходят с обнаженной части Украинского щита на его склоны, с Балтийской синеклизы на Белорусскую антеклизу. Как уже было показано для Украинского щита, большинство аномалий с длиной волны до 300 км приурочены к блокам второго порядка, но часто выходят за их пределы в смежные регионы; отмечаются также региональные аномалии, имеющие "сквозной" характер. Примером может служить обширный субмеридиональный минимум, отмечающийся в центральной части Литвы, охватывающий Паневежский гранито-гнейсовый массив, западную часть Восточно-Литовского блока и располагающийся на контакте с Западно-Литовским архейским массивом [12].

Сопоставление региональных магнитных аномалий с особенностями гравитационного поля и крупноблоковым строением Балтийской синеклизы [1], изученном на основе петроплотностных исследований, приводит к заключению о существовании нескольких типов соотношения этих полей. Обратное соотношение (минимум магнитного и максимум гравитационного) обычно отмечается, когда региональные магнитные аномалии фиксируют крупные блоки докембрия (Латвийский гранито-гнейсовый

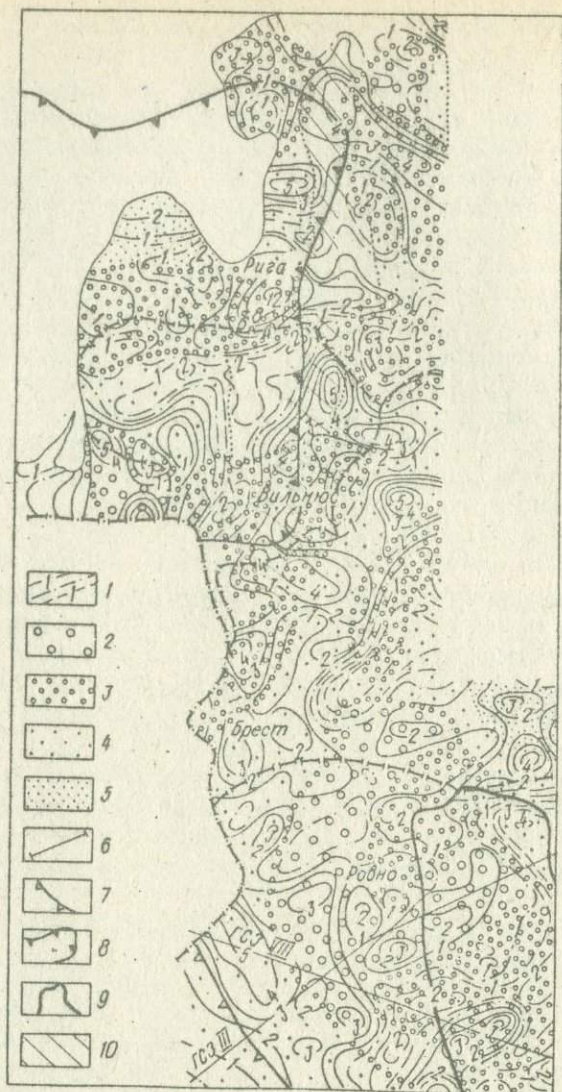


Рис. I. Схема региональных магнитных аномалий западной части Восточно-Европейской платформы с элементами тектонического районирования и гравитационного поля:

массив, архейские гнейсо-мигматитовые массивы южной Эстонии и северной Латвии и др.).

Наиболее распространенное соотношение - максимум силы тяжести и максимум-минимум магнитного поля - не объясняется строением верхней части земной коры.

Прямое соотношение обоих типов полей наблюдается над крупными структурами фундамента, но не всегда объясняется их эффектом (магнитный и гравитационный минимум над Салантайским участком Западно-Литовского архейского гнейсо-магматитового массива, например).

Существует также некоторый смешанный тип соотношения аномалий поля силы тяжести и региональных магнитных аномалий. Он отмечается над упоминавшимися ранее структурами типа "сквозных", например над Прибалтийской субмеридиональной зоной разломов и др. Такие зоны могут рассматриваться как зоны активизации различного возраста.

Таким образом, рассмотрение описанных соотношений может свидетельствовать о следующем:

1) часть региональных магнитных и гравитационных аномалий может полностью (или частично) объясняться составом и строением верхней части коры;

2) среди региональных магнитных минимумов существуют такие, которые сопровождаются интенсивными гравитационными максимумами, характеризующими "утяжеленный" тип коры. В таких случаях можно предположительно говорить о двухъярусном строении докембрия. Нижняя часть коры может быть представлена плотными и немагнитными образованиями;

3) "сквозные" особенности полей могут фиксировать зоны переработки земной коры на большие глубины в различные периоды развития региона (протоактивизация, платформенная активизация);

4) по соотношению приповерхностного строения докембрия с особенностями регионального магнитного и гравитационного полей можно выделить участки земной коры принципиально различного состава во всем ее разрезе [4]: фемического, сиалического и промежуточного, причем блоки с фемическим составом можно разделить на "магнитные" и "немагнитные" в их нижней части.

---

I - изолинии напряженности магнитного поля в сотнях напютесла. Аномалии силы тяжести; 2 - положительные; 3 - интенсивные положительные; 4 - отрицательные; 5 - интенсивные отрицательные; 6 - международные профили ГСЗ; 7 - граница Восточно-Европейской платформы; 8 - граница Балтийской синеклизы; 9 - контур Украинского щита; 10 - предполагаемые зоны активизации.

Тот факт, что большинство региональных магнитных аномалий не объясняется верхней частью коры, заставляет анализировать их связи с глубинным строением земной коры и распределением температур в ее разрезе и в разрезе верхней мантии.

Анализ связи регионального магнитного поля с глубинным строением земной коры осложняется весьма ограниченными данными ГСЗ на изучаемой территории (см. рис. 1). Имеются попытки построения схемы поверхности Мохоровичича с использованием различных методик, главным образом, по гравитационному полю. Одна из таких структурных схем рельефа поверхности  $M$  территории Прибалтики приведена в монографии [13]. Схема имеет слишком упрощенный вид и фиксирует колебания мощности земной коры от 40 до 44 км. Но даже эта схема позволяет сделать заключение о существовании в общих чертах корреляции между региональным магнитным полем и мощностью коры. Особенно четко это отмечается в северо-западной части Белорусской антиклизы. Более четко эта связь видна при анализе данных по международному профилю ГСЗ III в пределах Украинского щита, где коэффициент корреляции между магнитным полем и мощностью земной коры составляет 0,92 [7, 8].

Для Украинского щита было показано наличие достаточно сильной корреляционной связи регионального магнитного поля с одним из вариантов глубин до изотермической поверхности Кюри магнетита [8]. Вероятно, такая связь существует для всей платформенной части территории. Подробных данных о распределении температур в земной коре на территории Прибалтики и Белоруссии нет, в связи с чем для выяснения хотя бы самых общих закономерностей нам пришлось обратиться к карте геотермического режима земной коры территории СССР [6]. Участки земной коры с повышенным геотермическим градиентом характеризуются в целом пониженным региональным фоном и соответственно регионы с пониженным геотермическим градиентом отмечаются повышенным полем. Неравномерная изученность теплового потока так же, как и неоднозначность его интерпретации, не позволяет с полной уверенностью использовать имеющиеся данные о температурах в недрах литосферы для интерпретации регионального магнитного поля. Однако имеющиеся оценки глубин до изотермы Кюри магнетита для профиля ГСЗ III, даже с учетом возможных ошибок, свидетельствуют, что термические условия земной коры допускают возможность существования намагниченных образований в низах коры платформенных областей.

Для Украинского щита [8] в качестве рабочей гипотезы нижним ограничением намагниченной части земной коры принята граница  $M$ .

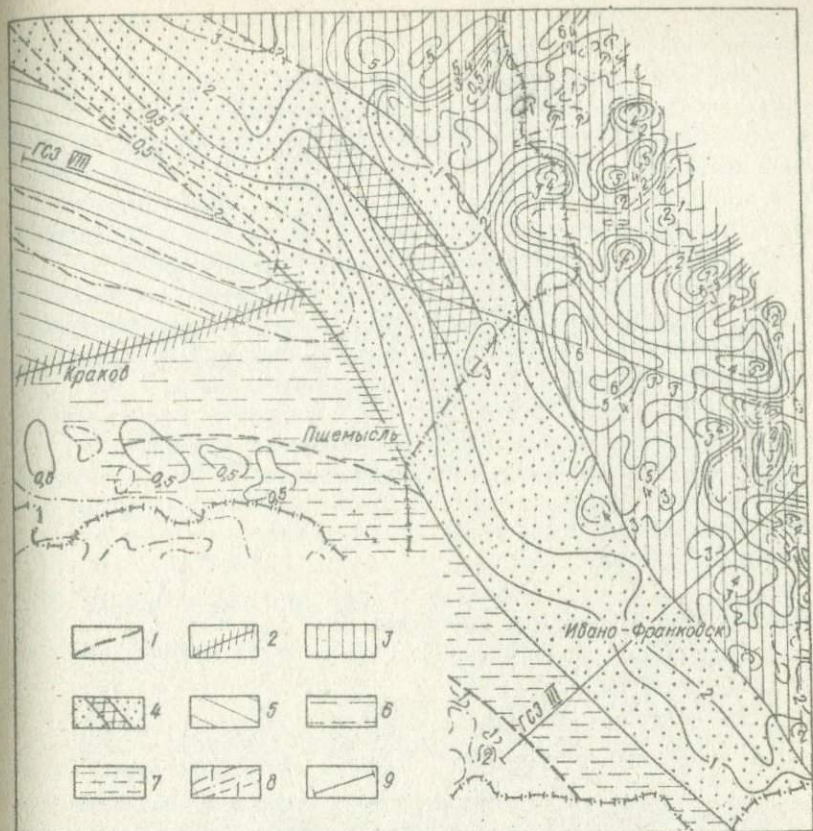


Рис. 2. Магнитное поле в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы, Карпатского складчатого региона и палеозойской платформы Центральной и Западной Европы. Использованы материалы А. Гутерха и др. [2] и В. В. Соллогуба и др. [10]:  
 1 - тектонические линии по глубинным разломам на профилях ГСЗ; 2 - предполагаемые тектонические линии; 3 - платформа Восточной Европы; 4 - краевая зона платформы Восточной Европы (зона Тейссейра-Торнквиста) и ее внутренняя аномальная зона; 5 - палеозойская платформа Центральной и Западной Европы; 6 - Предкарпатский прогиб; 7 - Карпаты; 8 - изолинии напряженности магнитного поля  $Z_a$  в сотнях нанотесла; 9 - международные профили ГСЗ.

Изучение примыкающего к исследуемой территории Восточно-Европейской платформы Карпатского региона [2] показало, что при переходе к молодым складчатым областям существенную роль в ограничении магнитоактивной толщи земной коры начинают играть термические усло-

вия и связь регионального магнитного поля с мощностью земной коры становится менее значительной.

Интересная особенность регионального магнитного поля отмечается над краевой частью Восточно-Европейской платформы - зоной Тейс-сейра-Торнквиста. Зона имеет неоднородное строение [3, II], ее ширина с СЗ на ЮВ (в пределах ПНР) изменяется от 50 до 100 км, а мощность коры в этом направлении - от 40 до 60 км. Соответственно с увеличением мощности зоны и увеличением мощности коры в ее пределах увеличивается интенсивность регионального поля в ЮВ направлении (рис.2). Характерным также является уменьшение общей интенсивности поля при переходе от Восточно-Европейской, докембрийской платформы к палеозойской, на которой средняя мощность коры на 5-10 км меньше средней мощности в пределах докембрийской платформы.

Несмотря на существующие трудности в интерпретации региональных магнитных аномалий, на уровне качественных заключений можно считать, что установленная для Украинского щита [8] приуроченность положительных региональных магнитных аномалий к утолщенной коре со сложным строением поверхности М является справедливой и для платформенных регионов.

1. Апирубите Р.А., Озолина Н.К. Елозовое строение верхней части земной коры Балтийской синеклизы. См. наст. сб.

2. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др. Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат. - Геофиз. сб., 1978, № 83, с.3-16.

3. Гутерх А., Матежок Р., Топоркевич С. и др. Результаты исследования строения земной коры вдоль III международного профиля ГСЗ на территории Польши. - В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. - К.: Наук. думка, 1978, с.272.

4. Данкевич И.В. Тектоника структур докембрия кристаллического фундамента Белоруссии по геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1979. - 27 с.

5. Карта аномального магнитного поля (ΔТ) СССР (континентальная часть и некоторые прилегающие акватории). - М.: 1977.

6. Карта геотермического режима земной коры территории СССР/Под ред. А.А.Смыслова. - М.: 1978.

7. Крутиховская З.А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов. - Геофиз. сб., 1976, № 73, с.3-29.

8. Крутиховская З.А. Новые данные о строении земной коры Украинского щита. - Доп. АН УССР. Сер. Б., 1979, № 6, с.418-421.

9. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Магнитна ли кора древних щитов и платформ? - Геофиз. сб., 1976, № 71, с.3-15.

10. Соллогуб В.В., Чекунов А.В., Трипольский А.А., Бабинец В.А. Результаты исследования глубинного строения Украинского щита. - В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. - Киев: Наук. думка, 1978, с.272.

11. Соллогуб В.В., Чекунов А.В., Ливанова Л.П. и др. Глубинное строение Советских Карпат. - В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. - Киев: Наук. думка, 1978, с.178-183.

12. Сувейздис П.И. Тектоническое положение региона, главные структурные элементы и комплексы земной коры. - В кн.: Тектоника Прибалтики. - Вильнюс: Моклас, 1979. - 92 с.

13. Тектоника Белоруссии / Под ред. С.Г.Гарецкого. - Минск: Наука и техника, 1976. - 200 с.

14. Hall D.H. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario. - J. Geoph., 1974, 40, p. 403-430.

УДК /550.838.016:519/ (470.4/5)

Н.Г.Берлянд, В.С.Цирель  
ВСЕГЕИ, НПО "Геофизика", Ленинград

### РАЗДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ И СЕВЕРА УРАЛА ПО СТАТИСТИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ И ГЛУБИННОСТИ ИСТОЧНИКОВ

Магнитное поле Тимано-Печорской провинции и севера Урала характеризуется сложным строением, наличием разных классов аномалий, отличающихся по частотным свойствам и простиранию.

Для выделения наиболее низкочастотных аномалий, являющихся региональными, необходим разносторонний анализ полей. Проведена статистическая обработка: с помощью автокорреляционного анализа, выполненного по маршрутам опорной сети, оценены радиусы корреляции различных классов аномалий, их дисперсия, степень периодичности; определялись также доминирующие простирания и степень линейности.

К числу выделенных региональных аномалий относятся низкочастотные аномалии разной формы: кольцевые - Большеземельская (в пределах Тимано-Печорской провинции) и Вятско-Иамская (в пределах Восточно-Европейской платформы); линейно-субмеридиональных простираний (в пределах эвгеосинклинальной области Урала) и Илычская аномалия (в Предуральском прогибе), а также аномалии северо-западного простирания (Предтиманская и Печорская).

Для выяснения геологической природы источников аномалий привлекались независимые данные (геологические, петрофизические, а также результаты сейсмических исследований) и выполнялась количественная интерпретация магнитного поля с целью изучения характера распространения источников на глубину.

В результате была установлена геологическая природа большинства региональных аномалий и оценено место источников в разрезе земной коры. Линейные аномалии Уральской эвгеосинклинальной области объясняются развитием габбро-гипербазитовых комплексов, находящихся в аллохтонном залегании, и мощных толщ магнитоактивных вулкани-

ческих образований. Кольцевые аномалии (Большеземельская и др.), по-видимому, приурочены к выступам древнего, предположительно архейско-протерозойского кристаллического фундамента. Региональные магнитные аномалии северо-западного простирания - Печорская, совпадающая в плане с Печоро-Кожвинским авлакогеном, и Предтимаанская, приуроченная к гипотетическому Предтимаанскому прогибу, могут быть объяснены развитием вулканогенных рифейских образований. Природа аномалии в Предуральском прогибе неясна, но судя по результатам расчетов и по морфологии поля, она может быть объяснена наличием интрузий в шовной зоне, отделяющей рифейскую Уральскую геосинклиналь от Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, как на севере Урала, так и в Тимано-Печорской провинции источники региональных магнитных аномалий находятся в верхней части разреза земной коры (выше поверхности базальтового слоя).

УДК 550.838.016(47)

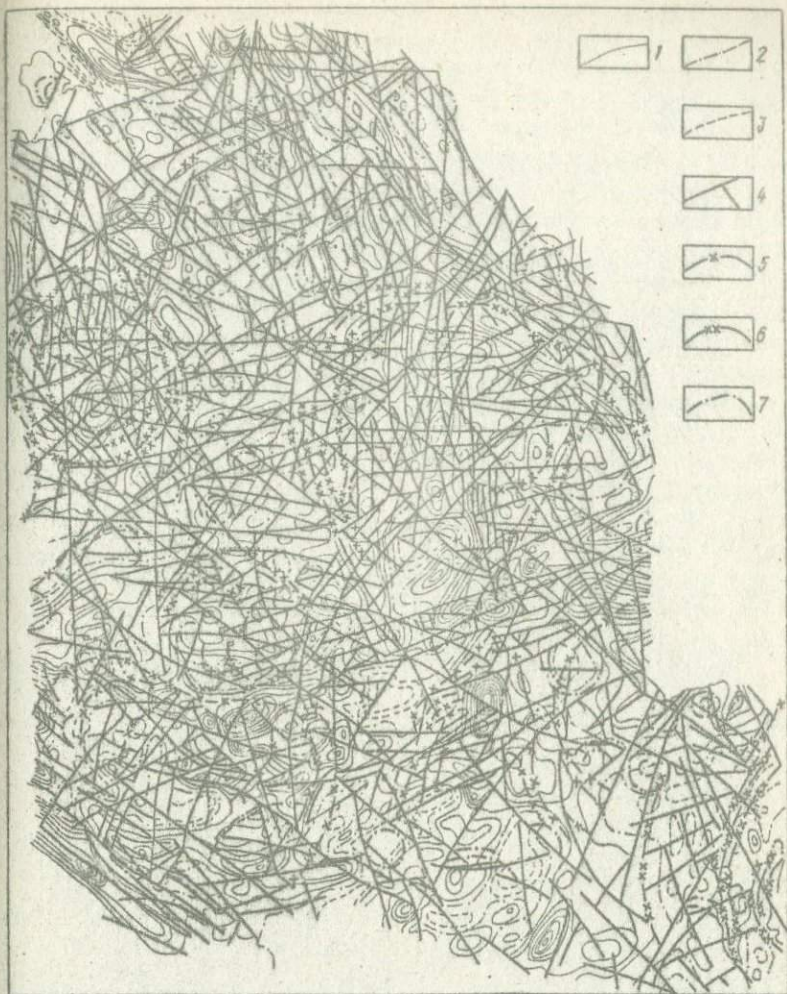
А.В.Доливо-Добровольский, С.И.Стрельников  
Лаборатория аэрометодов объединения "Аэрогеология",  
ВСЕГЕИ, Ленинград

#### РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

При дешифрировании космоснимков севера Русской плиты выделены ранее неизвестные линейные и кольцевые структуры. Анализ геолого-геофизических данных показывает их соответствие внутреннему строению фундамента. "Глубинность" дешифрирования по космоснимкам связана с проникающей тектоникой, несущей информацию об элементах фундамента, с неотектоническими движениями выделенных по разломам отдельных блоков, со сложной системой унаследованности строения разных структурных ярусов.

Геолого-геофизический анализ результатов дешифрирования космоснимков Балтийского щита позволил автору выделить три генетических типа крупнейших кольцевых структур: гранитные овалы, гнейсовые овалы, овальные структуры саамского гранитообразования, представляющие собой первичные формы делимости земной коры. В работах авторов приведены соображения о генезисе докембрийских (а также фанерозойских) кольцевых структур и рассмотрены признаки их опознавания по комплексу методов.

Использование этих признаков позволило и на территории Русской плиты выделить типы кольцевых структур фундамента. При этом исполь-



Карта региональных магнитных аномалий с нанесенными на нее данными дешифрирования космических снимков. Составили А.В.Доливо-Добровольский и С.И.Стрельников по данным дешифрирования космических снимков с использованием карты Г.И.Кругляковой:  
 1-3 - изодинамы; 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные; 4 - крупнейшие линейные разломы; 5-7 - крупнейшие кольцевые разломы; 5 - гранитных овалов, 6 - гнейсовых овалов, 7 - овалных структур саамского гранитообразования.

зовались геофизические карты, в том числе – карта региональных магнитных полей, выполненная путем пересчета вверх на высоту 6 км, карта магнитного поля СССР масштаба 1:2 500 000, схема намагниченных тел Восточно-Европейской платформы (по А.Н.Берковскому), карты гравитационных полей общего и локального (последняя составлена как разностная между гравиметрической картой в редукции Буге, исправленной за гравитационное влияние литологических комплексов чехла, и картой осредненных аномалий с радиусом осреднения 40 км), а также сведения о рельефе фундамента, составе и мощностях отдельных ярусов осадочного чехла и т.п. Применение комплекса методов и прежде всего – совместное использование дешифровочных и геофизических данных позволило повысить однозначность истолкования по каждому из методов.

При совместном анализе дешифровочных и региональных магнитных данных выделено два типа магнитных полей: а) линейных, совпадающих с отдешифрованными линейными структурами, и б) изометричных или дугообразных аномалий, конфокальных с кольцевыми структурами. Линейные комплексы моложе кольцевых, они их пересекают или плавно огибают как жесткие блоки. Сравнение региональных магнитных полей со схемой намагниченных тел (по А.Н.Берковскому) показывает, что региональные магнитные аномалии этого уровня пересчета отражают в основном внутреннее строение складчатого фундамента.

Наиболее крупные линейные магнитные аномалии обычно приурочены к прогибам поверхности фундамента и совпадают с верхнепротерозойскими грабенами и авлакогенами. Им свойственны обычно пониженные магнитные поля; однако некоторые из них, как например, Онежско-Двинский и Пачелмский грабены, отмечаются интенсивными магнитными аномалиями.

Для территории Онежско-Двинского авлакогена по материалам дешифрирования космических снимков, анализа геофизических, геохимических, радиогеохронологических данных реконструирована история развития Главного Беломорского разлома. По оси Главного Беломорского разлома в конце среднего – начале верхнего протерозоя формируется Кандалакшский раздвиг, по которому Кольский блок со вращением отходит от Карельского, в раздвиге происходит становление высокомагнитных комплексов праокеанического рифта, затем по Кандалакшскому раздвигу закладывается Онежско-Двинский авлакоген. Сходные представления развиваются и другими авторами.

Анализ опубликованных материалов по территории Днепровско-Донецкого авлакогена указывает на большое сходство его в физических

полях, глубинных разрезах и по другим параметрам с Кандалакшским раздвигом. Это позволяет предположить тот же механизм его образования. Черты сходства физических полей и глубинных разрезов с такими для Кандалакшского раздвига отмечаются и для Пачелмского авлакогена.

Ряд других линейных положительных и отрицательных магнитных аномалий может быть связан с протерозойскими троговыми структурами в фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Из числа изометричных структур в пределах использованной карты региональных магнитных аномалий выделены гранитные и гнейсовые овалы и овальные структуры гранитообразования. Дугообразные и изометричные магнитные аномалии в целом конфокальны с кольцевыми разломами и при элиминации линейных аномалий обобщаются в замкнутые структуры. Повышения магнитных полей связаны, по-видимому, с мощными толщами магнитных эффузивов средней части беломорского (архейского) разреза.

Сопоставление с обнаженной частью Балтийского щита показывает, что в юго-восточном направлении от него возрастает относительная мощность нелинейных супракрустальных толщ, увеличиваются количество и размеры нелинейных архейских складчатых структур - гнейсовых овалов, возрастает магнитность слагающих их комплексов.

Отдешифрированным овальным структурам саамского гранитообразования обычно отвечают изометричные в плане минимумы магнитных полей, хотя положение последних не всегда абсолютно точно отвечает отдешифрированным кольцевым структурам.

Сделанные построения подтверждаются также материалами интерпретации других указанных выше геофизических карт. Интерпретация их также проведена с использованием данных дешифрирования космических снимков.

Опыт проведенных работ показал высокую эффективность использования данных дешифрирования космических снимков в помощь интерпретации региональных геофизических данных. Такое комплексирование представляет собой одно из направлений дальнейшего развития методики интерпретации геофизических материалов. В результате проведенных исследований показано, что региональные магнитные поля данного уровня трансформации связаны с неоднородностью надбазальтового слоя.

Б.П.Дьяконов, А.В.Цирульский, В.А.Шапиро, Н.В.Гринева,  
Ф.И.Никонова, В.А.Пьянков, Н.В.Федорова  
Институт геофизики УИЦ АН СССР, Свердловск

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ  
ГЕОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ НА УРАЛЕ  
В СВЯЗИ С ПОСТРОЕНИЕМ МАГНИТНОЙ МОДЕЛИ

Исследование глубинного строения Урала актуально как с позиций физики Земли в связи с изучением строения земной коры и верхней мантии, так и для разведочной геофизики в связи с необходимостью поисков месторождений полезных ископаемых, не выходящих на поверхность.

Выделение региональных аномалий с амплитудами в первые десятки – сотни нанотесла и протяженностью в сотни километров осложнено необходимостью учета нормального магнитного поля, поля вековых вариаций и геомагнитных возмущений ионосферного и магнитосферного происхождения. Появление в последние десятилетия высокоточной и стабильной квантовой магнитометрической аппаратуры и совершенствование методики синхронных наблюдений позволяет успешно решать задачи изучения глубинного строения Земли методами магнитометрии наряду с сейсмометрией и другими геофизическими методами.

Практически весь Урал покрыт магнитной съемкой  $\Delta Z$  и  $\Delta T$  разных лет и разных масштабов. По этим материалам построена карта аномального магнитного поля Урала.

На Среднем и Южном Урале систематически выполняются высокоточные наблюдения модуля полного вектора  $T$  по сети  $5 \times 50$  км. Измерения проводятся по методике синхронных наблюдений с протонными прецессионными магнитометрами. Использование стационарных и временных магнитовариационных станций позволило снизить величину методической погрешности наблюдений до  $\pm 1,5$  нТ.

В 1979 г. на Северном Урале выполнена аэромагнитная съемка модуля полного вектора  $T$  по двум широтным профилям, отстоящим друг от друга на 10 км, по маршруту Гайны – Соликамск – Карпинск – Горноправдинск на четырех высотах: 150, 500, 1000 и 2000 м. Для учета вариаций геомагнитного поля внешнего источника использовались четыре временных магнитовариационных станции, равномерно расположенные по всей длине профиля.

Для изучения верхней части разреза используются картографические материалы. По этим данным можно уверенно разделить и оконтур-

рять блоки пород с различными магнитными свойствами, а при привлечении дополнительной геолого-геофизической информации сделать некоторые суждения о форме и размерах возмущающих магнитных масс. Однако надежную информацию о глубинных источниках, ответственных за более низкочастотную составляющую аномального магнитного поля, по этим материалам получить невозможно в силу особенностей съемки и последующей обработки первичного материала.

Данные наземных наблюдений модуля полного вектора  $T$  по сети  $5 \times 50$  км малоинформативны для изучения верхней части разреза, но зато несут надежную информацию о глубинных источниках, расположенных в нижней части земной коры и верхах мантии.

От всех отмеченных недостатков свободна модульная непрерывная аэромагнитная съемка, материалы которой можно использовать для получения информации как о высокочастотной, так и о низкочастотной составляющих спектра аномального магнитного поля. Проведение съемки по двум близким параллельным профилям на четырех высотах повышает достоверность выделения глубинных источников и позволяет оценить погрешность, связанную с решением двумерной обратной задачи. Для учета нормального поля и его вековой вариации используются карты ИЗМИРАН СССР и ИГ УНЦ АН СССР, составленные для Уральского региона.

При построении магнитной модели следует учитывать двухпараметрическую неоднозначность обратных задач гравиметрии для границ раздела в отличие от однопараметрической неоднозначности обратных задач для ограниченных областей. Отметим, что при решении обратных задач магнитометрии для границ раздела имеет место трехпараметрическая неоднозначность (третий параметр - направление намагниченности). В свете изложенного целесообразно использовать при решении обратных задач для границ раздела такие методы, которые позволяют учитывать принципиальные особенности решаемых задач.

Для интерпретации данных использован метод приближенного решения обратной задачи магнитометрии, основанный на теории разрешимости плоской обратной задачи внешнего потенциала в конечном виде. Метод разработан в лаборатории математической геофизики ИГ УНЦ АН СССР. Суть его состоит в следующем.

Выделен новый обширный класс потенциалов  $U(z)$ , для которого теоретическая обратная задача разрешима в конечном виде:

$$U(z) = R(z) + \sum_{k=1}^N A_k [\ln(z - \alpha_k) - \ln(z - \beta_k)], \quad \sum_{k=1}^N A_k = 0,$$

где  $R(z)$  - рациональная функция.

В качестве модельного класса потенциалов выбран класс  $P(z)$ :

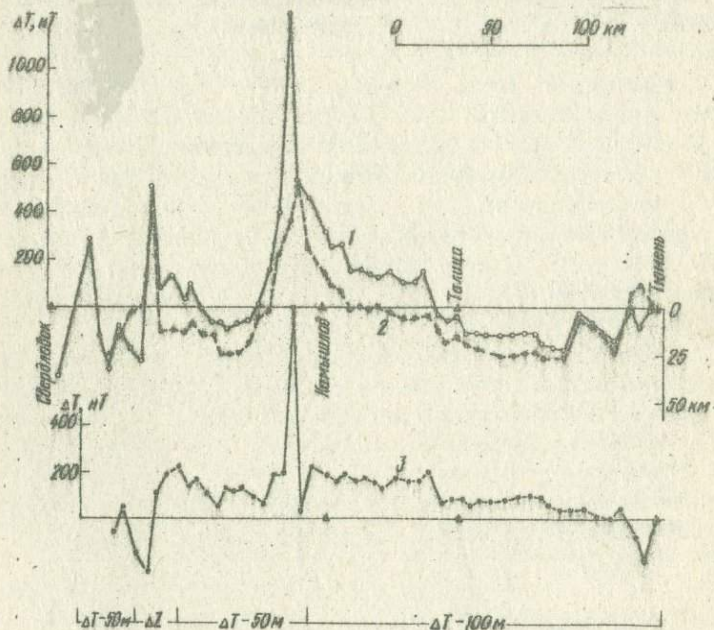
$$U(z) = \sum_{k=1}^N A_k [\ln(z - a_k) - \ln(z - b_k)].$$

Каждый член суммы есть потенциал одного материального отрезка с постоянной линейной плотностью. Интерпретация распадается на два этапа:

1. Аппроксимация наблюдаемого поля мнимой частью  $U'(z)$ . Таким образом, на первом этапе находится набор материальных отрезков, суммарное поле которых с достаточной точностью аппроксимирует наблюдаемую кривую.

2. На втором этапе возможны различные варианты объединения отрезков в группы и решение для каждой из групп теоретической обратной задачи, т.е. построение одного или нескольких эквивалентных (двупараметрических) семейств границ раздела, потенциал которых совпадает с суммарным потенциалом отрезков данной группы.

Для выделения частного решения, т.е. построения конкретного варианта геологического разреза, следует использовать дополнительную геолого-геофизическую информацию. Применение настоящего метода



Аномальное магнитное поле по профилю Свердловск - Тюмень.

иллюстрируется на примере интерпретации геомагнитных данных по профилю Свердловск - Тюмень. В результате решения обратной задачи выделен ряд блоков, различающихся по магнитным свойствам и распространяющихся до глубин 30 - 50 км. При подборе часть линейных материальных отрезков имела отрицательное направление намагниченности, что давало возможность построить "под них" либо блоки с отрицательной намагниченностью, либо границы раздела пород с нормальной намагниченностью. Поскольку существование блоков с отрицательной намагниченностью представляется маловероятным, то на этих участках построено погружение границ раздела пород с нормальной намагниченностью. Кроме того, выявлены две вертикальные структуры, которые, вероятно, представляют собой глубинные разломы.

Сравнение полученных в результате наземной модульной съемки значений аномального магнитного поля по профилю Свердловск - Тюмень с материалами ранее проведенных магнитных съемок, представленных в виде карт, показывает, что разность поля  $\Delta T$  при перемещении к западу от Тюмени увеличивается от нуля до 200 нТ (рисунок). На рисунке кривая 1 представляет результаты наземной модульной съемки T; кривая 2 - поле, снятое для тех же пунктов с карт масштаба 1:200 000; 3 - разностная кривая  $\Delta T$ . В нижней части рисунка дана характеристика вида съемки и высот для аэромагнитной съемки, использованной при построении карт.

УДК 550.83.016

Г.Ротер

Центральный Институт физики Земли АН ГДР, Потсдам

ИССЛЕДОВАНИЕ СПЕКТРА ПЛОТНОСТИ ЭНЕРГИИ

РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

И ПРИМЕРЫ ГЛУБИНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Целью глубинной интерпретации является получение сведений о положении нижней кромки источников. Этот параметр проявляется в энергетическом спектре лучше, чем в аномальном поле. Энергетический спектр представляет собой результат действия факторов, которые кроме частоты, зависят максимум от трех параметров источников определенного типа. Это факторы, связанные с глубиной, намагниченностью, геометрией источника, главным полем.

Обоснованием выбранной методики являются следующие главные пункты:

а) основной моделью является однородно намагниченная призма с конечным простираем на глубину;

б) характеристической функцией служит спектр плотности энергии, получаемый посредством двумерного преобразования Фурье аномалий модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля. Из спектра можно получить данные о положении верхней и нижней кромки источника. Информацию о нижнем ограничении намагниченных тел несет его низкочастотная часть;

в) выделение источников отдельных аномалий нельзя проводить из-за потери информации в области перекрытия спектров (выбор аномалий, влияние соседних аномалий, прежде всего в "краевой" области, где сказывается положение нижней кромки);

г) интерпретация с помощью модели, состоящей из ансамбля тел или "двухэтажного" ансамбля источников позволяет определить средние значения искомым величин;

д) профильным исследованиям следует предпочитать исследование карт. Характеристическая функция для оценок является логарифмом радиальной плотности энергии;

ж) область наблюдения должна быть по возможности большей, чтобы достаточно полно охарактеризовать низкочастотную часть спектра. С другой стороны, шаг выборки должен быть небольшим, чтобы не искажать высокочастотной части.

Распространение представленного метода на систему, состоящую из двух ансамблей источников, служит основанием для интерпретации локальных и региональных аномалий (приповерхностных и глубинных источников) и позволяет получить информацию о глубине их залегания. Кроме того, можно получить сведения об отношении средних намагниченностей нижнего и верхнего ансамблей источников.

Метод, основной идеей которого является разделение спектра, демонстрируется на примерах. Были обработаны данные наблюдения для четырех участков карты аномалий модуля полного вектора намагниченности геомагнитного поля СССР. Моделью для интерпретации принята модель двойного ансамбля источников из призм конечных по глубине размеров. Определены значения глубин для верхних и нижних кромок обоих ансамблей и отношение их намагниченности. В результате получено, что нижняя кромка глубинной группы источников расположена на глубине 35 км, и отношение намагниченности нижнего ансамбля к верхнему изменяется от 6 до 10.

В.Н.Заройский, З.А.Крутиховская, Д.Е.Неижсал  
 Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев  
 ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ  
 УКРАИНСКОГО ЩИТА ДЕКОМПОЗИЦИОННО-ИТЕРАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

Декомпозиционно-итерационный (ДИ) метод [1] генетически связан с монтажным принципом А.В.Обчаренко [4] и В.Н.Страхова [6]. В ДИ методе решение ищется в параметрическом классе моделей, что позволяет с максимальной полнотой использовать информацию об аномалеобразующем объекте. Поиск решения осуществляется не сразу во всем пространстве параметров. Часть параметров, от которых поле модели зависит нелинейно (геометрические параметры), подбирается путем анализа пробных конфигураций модели, которые получают приданием каждому геометрическому параметру пробного приращения. Анализ включает минимизацию по линейным параметрам функционала разности между заданным и вычисленным от пробной конфигурации полем. Для этого решается система линейных уравнений, коэффициенты которой определяются конфигурацией модели, свободными членами является заданное поле, а неизвестными - линейные параметры модели. После подбора пробных конфигураций закрепляется та, которой соответствует минимальное значение функционала. Закрепленная конфигурация является исходной для следующего итерационного шага, в котором повторяется цикл перебора и оценки пробных конфигураций. Заканчивается подбор после прохождения шага с минимальным значением функционала, но уже не внутри шага, а между ними. Такая декомпозиция задачи обеспечивает устойчивость и относительную простоту алгоритмов. Алгоритм разработан для звездного класса моделей и расширенного класса, который представляет собой разность двух звездных областей. В этих классах геометрическими параметрами являются лучи, исходящие из центральной точки. В звездном классе центральная точка находится внутри модели, в расширенном - вне модели. Пробные конфигурации получаются путем придания приращения вдоль каждого из лучей. При положительных приращениях модель разрастается от нулевого приближения, при отрицательных - сужается. Линейными параметрами служат составляющие намагниченности  $I_x$ ,  $I_z$  и коэффициенты уравнения  $I_\varphi = A + B_x$ , аппроксимирующего линейный фон региональной магнитной аномалии (РМА).

Изложенным методом на Ущ интерпретированы Западно-Ингулецкая и Западно-Приазовская РМА. Для интерпретации Западно-Ингулецкой аномалии использовалось поле, определенное на двух субширотных про-

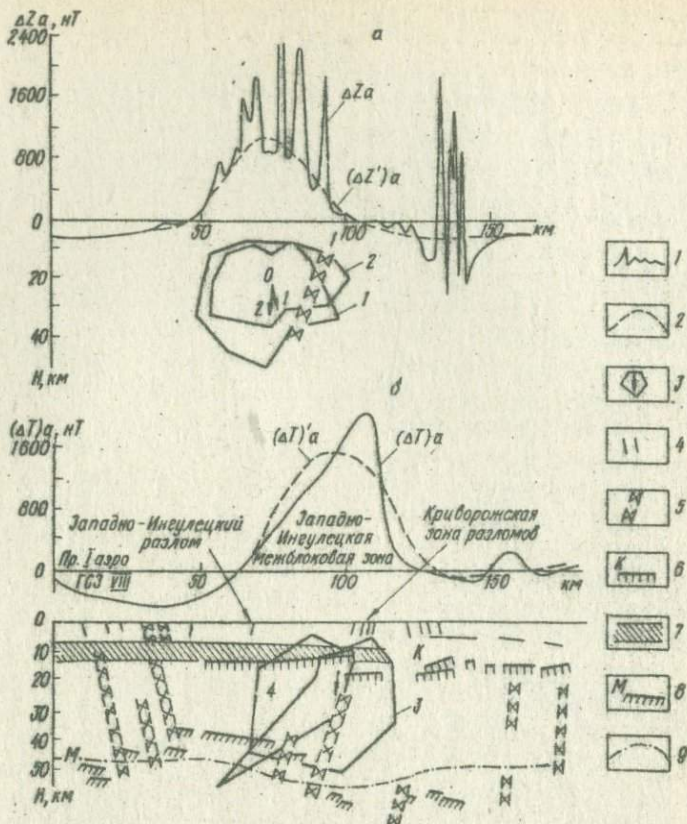


Рис. 1. Интерпретация Западно-Ингулецкой РМА:

а - профиль II; б - профиль I азро (профиль ГСЗ УЩ); 1 - исходное поле; 2 - сглаженное поле; 3 - контур и направление вектора намагниченности модели (начало вектора на рис. 1 находится в центральной точке); 4 - разрывные нарушения; 5 - глубинные и другие крупные разломы по данным ГСЗ; 6 - протяженный отражающий горизонт; 7 - слой пониженной скорости; 8 - поверхность М; 9 - поверхность М, построенная на основе корреляционной связи  $Z'_a$  (рег) и поверхности М по ГСЗ.

филях, один из которых (пр. I азро) совпадает с профилем ГСЗ УЩ [2], а другой (пр. II) проходит на 10 км севернее. На пр. II, который впервые использовала И.К. Пашкевич [5] в качестве РМА служило разностное поле  $\Delta Z'_a$ , полученное путем вычитания из наблюдаемого поля  $\Delta Z_a$  эффекта от магнитной модели земной коры до глубины 10 км (рис. 1, а).

Такая модель построена на основе геолого-геофизических наблюдений с последующей подгонкой намагниченности и контактов пород под высокочастотную часть поля  $(\Delta Z)_a$ .

На пр. I аэро в качестве РМА использовалось поле  $(\Delta T)'_a [A]$ , полученное путем исключения из наблюдаемого на высоте 4 км поля  $(\Delta T)_a$  - аномального поля Криворожской железорудной формации (рис. I, б).

Подбор РМА производился в звездном классе однородно намагниченных двумерных моделей.

Модель I (рис. I, а) подобрана при условии, что намагниченность совпадает с геомагнитным полем, а фон описывается горизонтальной прямой:  $Z_\phi = A$ . Как видно из таблицы, структура переменных модели I выражается формулой  $\{R, I, A\}$ , где  $R$  - количество лучей;  $I$  - модуль намагниченности. Общее число параметров модели  $n = 14$ . Чтобы продемонстрировать зависимость глубины нижней кромки модели от фонового поля, показана модель 2, подобранная при  $Z_\phi = 0$ .

Модель 3 (рис. I, б и таблица) подобрана при условии, что намагниченность совпадает с геомагнитным полем. С учетом асимметрии аномалии  $(\Delta T)'_a [A]$  фон подбирался по формуле  $Z_\phi = A + Bx$ . Структура переменных модели 3  $\{R, I, A, B\}$ . В отличие от модели I, модель 3 подобрана не путем разрастания от центра, а путем сужения от нулевого приближения, площадь которого была выбрана достаточно больших размеров.

#### Результаты интерпретации региональных магнитных аномалий

Название РМА	№ модели	$R$	$A$	$B$	$I \cdot 10^{-3}$	$n$	$f_{\text{м.д.}} / \%$
Западно-Ингулецкая	1	12	-123	-	4,3	14	31
	2	12	-	-	4,5	14	92
	3	8	-18	1,7	2,8	11	11
	4	8	5,5	1,9	7,5	11	79
Западно-Приазовская	1	20	-4,5	-	2,1	23	31
	2	18	13	-	2,4	20	41

Сравнивая модели I и 3, видим, что, несмотря на различия в положении профилей II и I аэро, в способе получения РМА на профилях, в региональном фоне и, наконец, в нулевых приближениях, модели получились близкими по форме и глубине верхней и нижней кромок. Значения  $I$  моделей находятся в пределах, характерных для намагниченности щитов земной коры [3], что внушает доверие к их объему.

По результатам моделирования можно сделать следующие геологические выводы. Источник РМА приурочен к межблоковой Западно-Ингу-

лецкой зоне. Верхняя кромка его находится в пределах слоя пониженных скоростей, а нижняя не опускается глубже поверхности  $M$ . На западе источник не выходит за пределы межблоковой зоны; на востоке положение его не контролируется Криворожским разломом. По-видимому, межблоковая зона не ограничивается на востоке Криворожским разломом. С учетом важности этого вывода просчитана модель 4, разрастание которой на востоке было ограничено разломом. Как видно, модель имеет патологическую форму и относительно большое значение  $F_{min}$ .

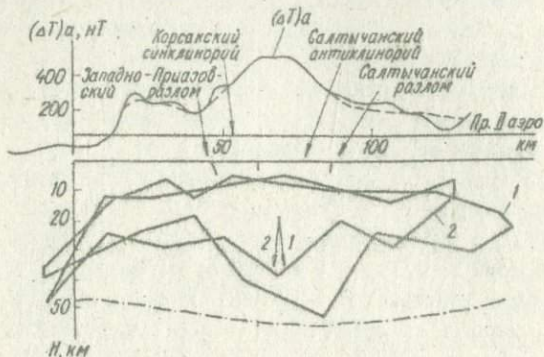


Рис. 2. Интерпретация Западно-Приазовской РМА. Обозначения те же, что и на рис. 1. Центральная точка моделей 1 и 2 находится на глубинах 110 и  $6 \cdot 10^3$  км.

Западно-Приазовская РМА. Здесь в качестве исходного использовалось сглаженное от руки поле  $(\Delta T)_{\alpha} [R]$ , измеренное на высоте 2 км по профилю П аэро [2]. Как видно из рис. 2, поле  $(\Delta T)_{\alpha} [R]$  имеет несколько максимумов. В таких условиях аппроксимация источника РМА звездной моделью может оказаться неадекватной. Поэтому подбор производился в расширенном классе путем сужения от нулевого приближения. На рис. 2 и в таблице приведены два варианта интерпретации РМА, полученные при различных нулевых приближениях. Структура переменных модели 1 -  $\{R, I_1, I_2, A\}$ , модели 2 -  $\{R, I, A\}$ .

Несмотря на значительные различия моделей общим является то, что они расположены в пределах коры, причем верхняя кромка обеих моделей не поднимается выше 6 км. Нижняя кромка имеет более расчлененную форму, достигая низов коры. Более точно судить о ее положении по имеющейся информации о РМА не представляется возможным.

1. Завойский В.Н., Неижсал Ю.Е. Декомпозиционно-итерационный метод решения обратной задачи магниторазведки. - Геофиз. журн. АН УССР, 1979, т. 1, № 2, с. 57-66.
2. Силина И.М., Подоляко С.М. и др. Вклад верхней части земной коры в аномальное магнитное поле Украинского щита. - См. наст. сб., с. 119.
3. Крутиховская Э.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии. - В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. - Киев: Наук. думка, 1976, с. 103-125.
4. Овчаренко А.В. Подбор сечения двумерного тела по гравитационному полю. - Вопр. нефт. и руд. геофизики. - Алма-Ата: 1975, вып. 2, с. 71-75.
5. Пашкевич И.К. Методика выделения и интерпретации региональных магнитных аномалий (на примере Украинского щита). - Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 73, с. 30-35.
6. Страхов В.Н., Лалина М.И. О монтажном принципе построения решений обратной задачи гравиразведки. - Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 74, с. 3-19.

УДК 550.83.016+550.838

И.И.Соколовский, М.И.Орлюк, И.К.Пашкевич, С.В.Демьянчук  
НИГРИ, Кривой Рог, Институт геофизики  
им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

#### ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОДОЛЖЕНИЯ ПОЛЯ В НИЖНЕЕ БОКОВОЕ ПОЛУПРОСТРАНСТВО

В последние годы отечественные и зарубежные исследователи показали возможность использования аномального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры.

Существуют две проблемы, связанные с истолкованием региональных магнитных аномалий, обусловленных глубинными частями земной коры. Первая - это обнаружение и выделение региональных аномалий на фоне помех, порой весьма интенсивных, к которым относятся поля приповерхностных источников. Для устранения последних эффективным является способ геологического редуцирования, т.е. последовательного вычитания из суммарного поля соответствующих локальных полей.

Вторая проблема - это собственно интерпретация региональных аномалий. Обычным здесь является способ "аппроксимационного моделирования", т.е. решение обратной задачи в рамках априорных геологических моделей. Однако этот подход не является всеобъемлющим.

В связи с этим при интерпретации региональных аномалий существенная роль должна быть отведена методам, наименее зависимым от априорной информации и детерминированным модельных представлений и оперирующим непосредственно с наблюдаемым полем. В данной работе в

качестве такого метода авторы приняли локализацию источников на основе экстраполяции магнитного поля в боковое полупространство или на вертикальную прямую, причем в последнем случае при расположении масс как с одной, так и с двух сторон от указанной прямой. Предполагается, что в предельном случае вертикальная прямая может пересекать возмущающие массы. Исходной предпосылкой при этом является идея, что наиболее сильные особые точки геологических структур (резкие контакты, центры масс и т. п.) отображаются в виде характерных точек или экстремальных областей полученного таким образом поля.

Для экстраполяции авторы используют схему, теоретическую основу которой составляет метод функциональных разложений и унитарный принцип. Геофизическая задача формулируется как задача нахождения функционального разложения

$$U_n = \sum_{m=1}^{\infty} a_{nm} K_{nm}, \quad (I)$$

$n = 1, 2, 3, \dots$

где  $U_n, K_{nm}$  - линейные функционалы:  $U_n$  - искомого поля,  $K_{nm}$  - заданного. При этом вместо классического подхода, когда аналитические соотношения определяются для общего распределения масс, авторами соотношения (I) ищется для одноточечного источника единичной массы. В силу линейности (I) и функционалов найденные таким путем функциональные разложения оказываются справедливыми для произвольного распределения масс.

Преимущество такого подхода заключается в том, что аналитические выражения поля и, соответственно, функционалов для одноточечного источника известны, благодаря чему геофизическая задача автоматически переходит в разряд чисто математических - в область теории аппроксимации функций.

Для многих практически важных постановок эта задача сводится к разложению рациональной функции в ряд Тейлора на единичном круге или к полиномиальной аппроксимации на полукруге. Решение задачи экстраполяции на вертикальную прямую может быть получено при различных постановках, например:

- а) когда поле задано одной компонентой на оси  $Oz$  в целом;
- б) двумя независимыми компонентами на конечном интервале оси  $Oz$  или  $Oz'$ ;
- в) двумя независимыми компонентами на полупрямой  $z < 0$  и др.

В данной работе используется первая - простейшая постановка. В качестве функционалов заданного поля приняты коэффициенты Фурье искомого поля - комплексная напряженность

$$K_m = \frac{2}{\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} Z(x, 0) e^{i2m\varphi} d\varphi, \quad \varphi = \arctg \frac{x}{L}.$$

$$U_n = Z(0, Z_n) + iH(0, Z_n).$$

При этом коэффициенты  $a_{nm}$  в разложении (1) совпадают с коэффициентами разложения по  $\tau$  функции

$$\varphi_n(\tau) = \frac{\tau}{1+\tau} + \frac{\tau}{\tau-t_n}, \quad t_n = \frac{1-Z_n/L}{1+Z_n/L}, \quad (2)$$

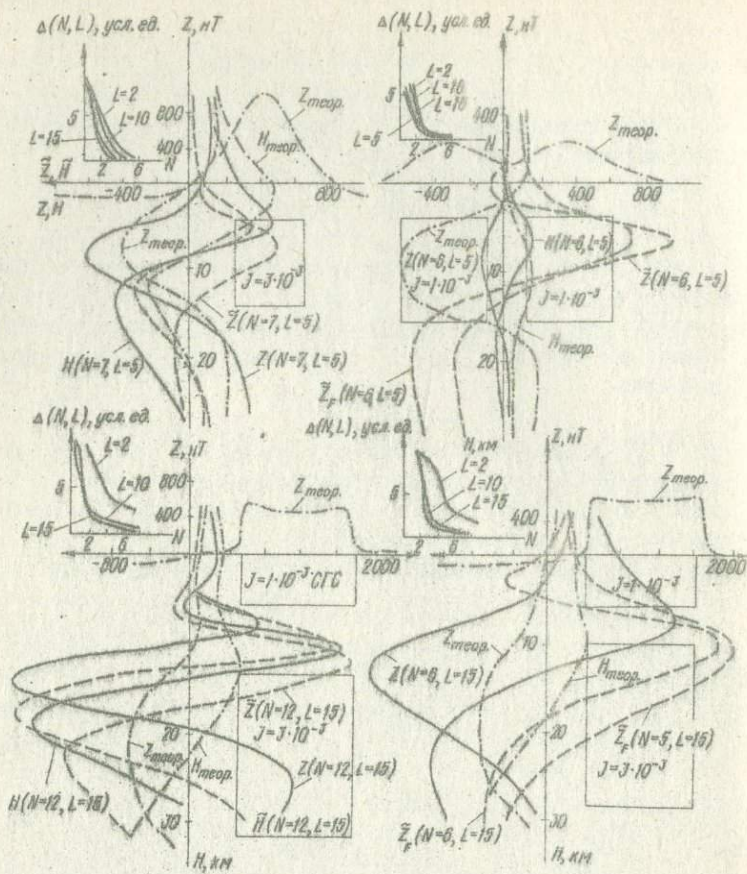
где  $\tau$  принадлежит верхнему единичному полукругу, если источники расположены в правом квадранте ( $x > 0, Z > 0$ ), и нижнему полукругу - если в левом квадранте. Путем разложения (2) в ряд Тейлора со "смещенными центрами" ( $\tau_0 = -T + iH$ ) получены вычислительные формулы вида

$$Z(0, Z) = R_{\frac{0}{2}} + \sum_{n=1}^N \left[ \left( \sqrt{\frac{T^2 + H^2}{(t+T)^2 + H^2}} \right)^n \sum_{k=1}^n C_{n-k}^{k-1} \left( \sqrt{T^2 + H^2} \right)^{-k} \times \right. \\ \left. \times \left( \cos \varphi_{nk} R_{\frac{2}{2}} - \sin \varphi_{nk} J_{\frac{2}{2}} \right) \right], \quad R_{\frac{2}{2}} = R_0 K_k, \quad J_{\frac{2}{2}} = J_m K_k, \\ \varphi_{nk} = \pi(\varphi - \alpha) + k\alpha, \quad \varphi = \arccos \frac{t+T}{\sqrt{(t+T)^2 + H^2}}, \quad \alpha = \arccos T/\sqrt{T^2 + H^2}. \quad (3)$$

Соответствующая вычислительная схема применялась при интерпретации Западно-Ингулецкой, Западно-Приазовской и Синельниковской региональных аномалий (при  $T=0, H=1$ ). Предварительно схема была опробована на моделях, приближающихся к возможному распределению магнитных масс в земной коре. Полученные результаты представлены на рисунке (сами модели, графики невязок  $\Delta(N, L)$  и компоненты поля  $T$  и  $H$  на оси  $Ox$  и  $Oz$  теоретические и расчетные, полученные путем экстраполяции поля в нижнее боковое полупространство). Невязки  $\Delta(N, L)$  несут важную информацию об этажности распределения источников аномалий ( $N$  - число членов разложения (3);  $L$  - масштабная единица). Как показало моделирование, магнитное зондирование применительно к изучению глубинного строения земной коры позволяет решать следующие вопросы.

1. Выяснить количество магнитоактивных горизонтов в разрезе коры по характеру распределения невязок  $\Delta(N, L)$  при различных значениях  $L$ .

2. В случае изолированного глубинного источника и отсутствия верхнего магнитоактивного этажа определять глубину до верхней и нижней границы источника с точностью до 10-15%.



Результаты опробования метода на теоретических моделях:  
 $\bar{Z}(N=7; L=5)$ ,  $\bar{H}(N=7, L=5)$  - одночленные составляющие поля;  
 $\bar{Z}_c(N=8; L=5)$  - то же с суммированием по Фейеру.

3. При наличии двух этажей источников возможно получение оценочных значений глубин до нижней кромки верхнего этажа при благоприятных соотношениях намагниченности верхнего и нижнего этажей и достаточном их разделении по глубине, превышающем мощность первого этажа. Глубины до верхней кромки источников второго магнитоактивного этажа, как правило, занижены. Глубина до нижней кромки этих источников, практически не поддается оценке.

В результате магнитного зондирования в пределах Западно-Ингулецкой, Западно-Приазовской и Синельниковской региональных аномалий установлено, что во всех случаях источники аномалий в земной коре имеют двухъярусное распределение. Верхний этаж, соответствующий источникам локальных магнитных аномалий, представляет собой обобщенное тело. Глубина до нижней кромки этого этажа оценивается первыми километрами (до 9 км). Для Западно-Ингулецкой аномалии при использованных параметрах пересчетов поля можно говорить лишь о глубине до центра верхнего этажа, составляющей 5-6 км. Глубины до нижней границы этого этажа для Западно-Приазовской и Синельниковской аномалий составляют соответственно 2 и 6 км.

Глубины до верхних кромок глубинных источников, как уже упоминалось, оцениваются менее уверенно, и для Западно-Приазовской и Синельниковской аномалий составляют 8-12 км. Глубины до нижнего этажа 25-30 км, полученные для Западно-Ингулецкой аномалии не увязываются с уже имеющимися результатами интерпретации другими методами, согласно которым они лежат в пределах 8-12 км. Завышенные глубины по данным магнитного зондирования могут быть получены, как показало моделирование, при градиентном изменении намагниченности в разрезе земной коры. Данных о таких изменениях намагниченности к настоящему времени нет, поэтому в результате выполненных работ можно с уверенностью говорить лишь о присутствии глубинных источников магнитного поля, а полученные цифры рассматривать как оценочные, подлежащие уточнению с помощью комплексного анализа. Для их уточнения предпринимается также совершенствование рассмотренного метода экстраполяции поля, основные недостатки которого связаны с сильным влиянием особой точки  $\xi = \xi_0$  функции  $\Phi(\xi)$ .

УДК 551.24+550.312+550.382/(47+57)+729.1

И. Гальбес, И. Гомес, А. А. Петрова, В. П. Портнова  
Институт геофизики и астрономии АН Кубы, Гавана  
ЛОИЗМИР АН СССР, Ленинград

МЕТОДИКА СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА СТРУКТУРЫ МАГНИТНОГО  
И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ  
НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ СССР И КУБЫ

Как показывают результаты спектрально-профильного анализа (СПАН) вдоль протяженных профилей, геомагнитное и гравитационное поля содержат несколько составляющих, обладающих различными свойствами [5, 6]. Сравнение спектральной структуры обоих полей, а также

совместный анализ отдельных составляющих позволяет выделять зоны с однородной структурой полей. СПАН позволяет представить структуру геомагнитного и гравитационного полей в виде, удобном для сопоставления с сейсмическими разрезами земной коры и верхней мантии, что помогает учитывать скоростные характеристики разных слоев литосферы при совместной интерпретации отдельных составляющих полей и выяснении природы соответствующих аномалий.

Большой интерес представляет изучение спектральной структуры геомагнитного и гравитационного полей регионов с различным типом земной коры. Предварительные исследования позволили не только выявить характерные особенности областей с континентальным и океаническим типом коры, но и установить общие закономерности структуры полей этих регионов и особенности зон их сочленения [5, 6].

В настоящей работе приведены результаты исследований, выполненные на территории СССР и Кубы лабораторией магнитной картографии ЛОИЗМИР АН СССР.

С целью изучения структуры гравитационного и геомагнитного полей различных областей территории СССР выполнен анализ этих полей вдоль системы субширотных ( $\varphi = 55^\circ, 58^\circ, 60^\circ, 61^\circ 20'$  с.ш.) и меридиональных ( $\lambda = 74^\circ, 102^\circ, 120^\circ, 144^\circ$  в.д.) профилей. Анализ средневолновых составляющих магнитного поля выполнен для значений поля, снятых с выборкой 5 км с карты [4]. Для изучения длинноволновых составляющих геомагнитного поля использованы значения модуля полного вектора, снятые с шагом  $20'$  с карты 1:2 500 000 [2]. Значения  $\Delta g$  сняты с гравиметрических карт СССР в редукциях Буге и Фая. Результаты СПАН геомагнитного и гравитационного полей сведены в таблицу, в которой даны основные элементы спектральной структуры обоих полей для Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ, Западно-Сибирской плиты и Урала. В таблице приведены периоды наиболее интенсивных составляющих обоих полей, а также минимумов спектра  $\Delta g$  и  $T$ . Анализ результатов показал, что в структуре полей имеются четыре основных составляющих, которые обладают сходными свойствами стационарности для гравитационного и магнитного полей. Это позволяет выделить внутри рассмотренных регионов зоны, однородные по составляющим обоих полей. Значения периодичностей соответствующих составляющих в  $\Delta g$  и  $T$ , а также разделяющих их минимумов спектра, почти совпадают в интервале периодов от 40 до 1000 км.

Таким образом, аномальная часть гравитационного и геомагнитного полей в этом интервале создается наложением аномалий четырех

Периоды наиболее интенсивного магнитного и гравитационного поля

Период	Восточно-Европейская платформа $T_j$ , км		Урал $T_j$ , км		Западно-Сибирская плита $T_j$ , км		Восточно-Сибирская платформа $T_j$ , км	
	T	$\Delta g$	T	$\Delta g$	T	$\Delta g$	T	$\Delta g$
<i>max</i>	18-25	-	10-20	-	15-23	-	15-23	-
<i>min</i>	25-30	-	20-25	-	25	-	40-45	-
<i>max</i>	35-60	40-50	25-50*	35-80*	27-80*	60-80	45-90*	-
<i>min</i>	80-100	100	100	80-100	100	80-100	100	80-100
<i>max</i>	100-130	100-130	150-200	140-180	150	140-170*	120-150	120-150
<i>min</i>	150-200	170-180	200	200	200	200	200-270	200-300
<i>max</i>	200-270	250-300	270	250-350	270	200-250	360	400-500
<i>min</i>	400-500	400-500	350	400	350-500	300	500	-
<i>max</i>	490-660	500-660	500-700	500-700	500-660	350-650	650-900	600-800
<i>min</i>	900-1000	1000	700-1000	800-1000	850-1000	1000	900-1000	900-1000
<i>max</i>	1100-1300	-	1100-1300	-	1100-1500	-	1500-1600	1300-1400
<i>min</i>	-	-	-	-	-	1300-1700	-	1700
<i>max</i>	-	1500-2500	-	1500-2500	-	2200-2500	-	2500
<i>min</i>	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: \* обозначает периоды составляющих, имеющих и более дробное деление.

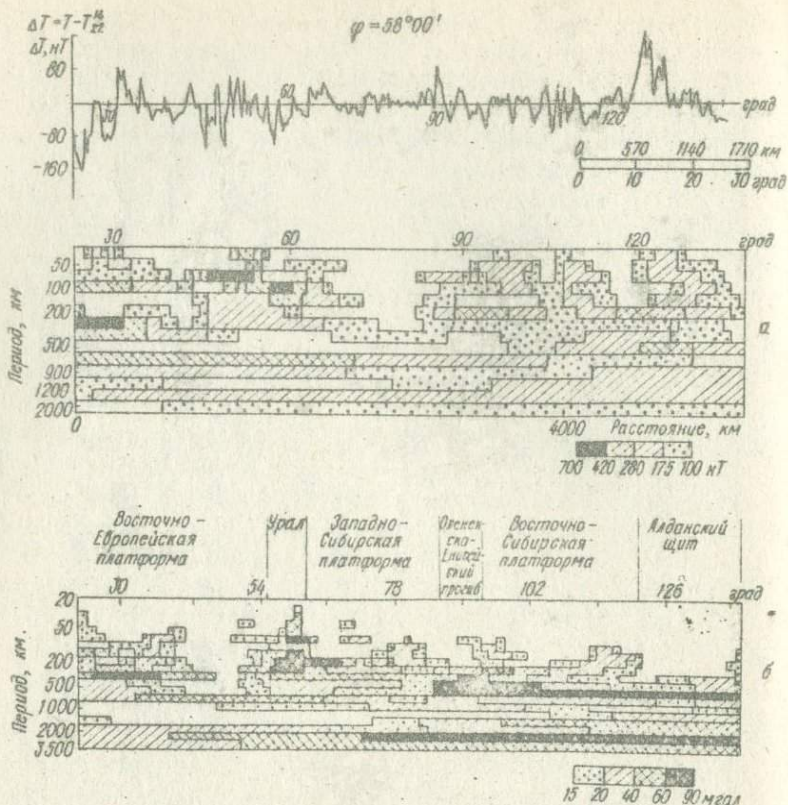


Рис.1. Спектральная структура поля  $\Delta g$  и  $T$  территории СССР.

классов, имеющих периоды 35–60 км; 100–200; 200–400 и 500–800 км. Эти составляющие разделены устойчивыми минимумами спектральной структуры  $\Delta g$  и  $T$  внутри отдельных регионов. Интервалы периодов согласованных минимумов  $\Delta g$  и  $T$  незначительно меняющиеся для разных областей, лежат в следующих пределах: 80–100 км, около 200 км, 350–500 и 900–1000 км. Наиболее глубокий минимум в спектре обоих полей приходится на интервал 900–1000 км (рис.1).

Подобный характер согласованности спектральной структуры обоих полей во всем рассмотренном диапазоне периодов ранее отмечался в северо-западной части Тихого океана [5]. Для центральной части Атлантического океана диапазон периодов согласования составляющих

более ограничен из-за исчезновения периодичностей магнитного поля в интервале от 200 до 1000 км. Однако и в Атлантическом океане имеются области, где существуют крупные магнитные аномалии с периодами 500–700 км, например, аномалия, расположенная к северу от Антильских островов. Особое положение в океанических бассейнах занимают срединные хребты, для которых диапазон периодов согласования очень ограничен: для Срединно-Атлантического и Карлсбергского хребтов в Индийском океане он имеет значения 25–55 км.

Согласованные составляющие полей  $\Delta g$  и  $T$  обладают часто сходными свойствами стационарности. Наличие общих минимумов в спектрах  $\Delta g$  и  $T$  позволяет выделять в неискаженном виде аномалии, приуроченные к зонам с однородной структурой, и проводить их совместную интерпретацию. Вместе с тем разнопериодные составляющие могут отличаться по стационарным свойствам. Так, на территории СССР особенности аномальных зон внутри геолого-геофизических регионов отражаются в характере стационарных составляющих с периодами  $100 \text{ км} < T_j < 400 \text{ км}$ , а составляющая  $T_j = 500 \pm 800 \text{ км}$  устойчива почти на всей территории.

Наиболее ярко отличие свойств отдельных составляющих полей  $\Delta g$  и  $T$  проявляется в сложнопостроенных геологических регионах. Одним из таких является территория Кубы, расположенная на стыке областей с континентальным и океаническим типами коры.

Для изучения особенностей спектральной структуры полей  $\Delta g$  и  $T$  Кубы [В] проведен СПАН системы субширотных профилей, пересекающих блоки земной коры с различным строением. Спектральный состав  $\Delta g$  и  $(\Delta T)_a$  в центральной и восточной частях Кубы, кристаллический фундамент которых образован метаморфическими сланцами и насыщен интрузиями, довольно сложен. Магнитное поле содержит семь составляющих, имеющих периоды 5, 9–11, 18, 30–35, 50–90, 100–170, 200–350 км, а гравитационное — четыре: 30–35, 50–90, 100–180 км и около 200 км (рис.2). Спектральный состав полей в зоне, расположенной вблизи южного побережья Кубы и являющейся переходной от континентальной коры к океанической, несколько беднее: они содержат три составляющие с периодами 50–60, 100–180 и около 350 км; отсутствие более коротковолновых аномалий вызвано погружением фундамента Кубы до 10–20 км.

Проведенные исследования показали, что даже в геологически неоднородных районах имеются согласованные составляющие полей  $\Delta g$  и  $(\Delta T)_a$ . Для территории Кубы на профилях ограниченной длины (до 500 км) установлено соответствие свойств составляющих

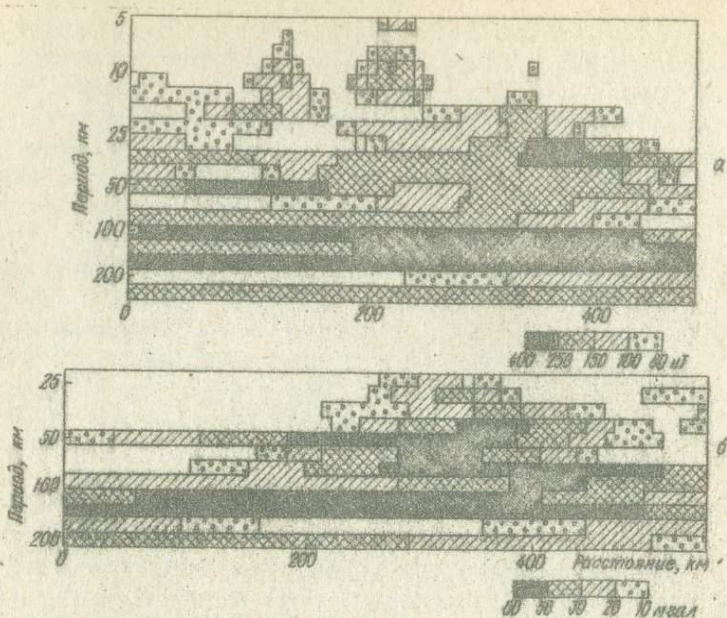


Рис.2. Спектральный состав поля  $d\sigma$  и  $T$  западной и восточной частей Кубы.

обоих полей для периодов 30–35 км, 50–90 и 100–180 км. Количественная интерпретация магнитных и гравитационных аномалий показывает, что они обусловлены эффузивно-осадочными породами и влиянием кристаллического фундамента. Большая интенсивность аномалий  $d\sigma$  с периодами 100–180 км может быть объяснена высокой плотностью базальтового оюя (до  $3,15 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ), а аномалий  $(d\sigma)_a$  – повышенной намагниченностью этого оюя.

Интересно отметить, что для территории Кубы согласованные минимумы в спектрах  $d\sigma$  и  $(d\sigma)_a$ , находящиеся на периодах около 40, 80–100 и 200 км, близки к значениям периодов для минимумов спектра аномальных полей территории СССР. Существование сходных согласованных минимумов спектров для столь удаленных частей земного шара свидетельствует, по-видимому, о горизонтальной расчлененности земной коры, обусловленной наличием пологих физических границ, выявляемых при сейсмических исследованиях. Слоистое строение коры рассмотренных территорий проявляется в виде стационарности состав-

ляющих  $\Delta g$  и  $(\Delta T)_a$ , начиная с периодов более 100 км. Вместе с тем глубинные разломы, хорошо отражающиеся в спектральной структуре полей в виде нарушения стационарности различных составляющих, разделяют земную кору на отдельные блоки. Таким образом, особенности спектральной структуры полей  $\Delta g$  и  $(\Delta T)_a$  подчеркивают слоисто-блоковый характер строения литосферы.

Привлечение материалов других геофизических исследований, в первую очередь сейсмических, позволяет более надежно интерпретировать аномалии  $\Delta g$  и  $(\Delta T)_a$ . В частности, сопоставление параметров спектральной структуры полей различных регионов со скоростными разрезами земной коры и верхней мантии [1, 3, 7] показывает, что существует связь между положением зон повышенных скоростей и участков стационарности составляющих гравитационного поля, а также между размещением зон пониженных скоростей и зон минимумов спектральной структуры  $\Delta g$ . Кроме того, для областей, в которых скоростной разрез литосферы имеет пологие границы, установлено, что параметры спектральной структуры  $\Delta g$  зависят от глубины заложения соответствующих зон. Так, участки стационарности составляющих с периодами 500-700 км отвечают слою повышенной скорости, лежащему ниже границы Мохоровичича на глубинах около 50 км, а наиболее глубокие минимумы спектра на периодах 80-100 км, около 200 км, 350-400 км наблюдаются в областях, где на глубинах 10, 20 и 35-40 км фиксируются зоны пониженных сейсмических скоростей.

Совместная интерпретация структуры гравитационного и магнитного полей, проводимая на основе скоростного разреза литосферы, помогает изучать особенности глубинного строения областей с континентальным и океаническим типами коры и переходных зон.

1. Белыевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. - М.: Недра, 1974. - 280 с.
2. Васильева М.А. - В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. Сер. IX, вып. 13. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1976, с. 24-39.
3. Винник Л.П., Рябой В.З., Старобинец Л.Н. и др. Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы. - Докл. АН СССР, сер. Геофизика, 1976, 242, № 1, с. 70-73.
4. Карта аномального магнитного поля территории СССР м-б 1:2 500 000 / Под ред. Э.Д. Макаровой. - Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1974. -
5. Колесова В.И., Петрова А.А., Эфендиева М.А. - В кн.: Проблемы морских электромагнитных исследований. - М.: ИЗМИРАН, 1979, с. 87-90.
6. Петрова А.А. Метод спектрально-пространственного анализа геомагнитного поля. - Геофиз. сб. АН УССР, 1977, вып. 76, с. 36-45.
7. Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. - М.: Недра, 1979. - 246 с.
8. Soloviev O.N., Skiden S.A., Skiden I.K., Penkratov A.P. Comentarios sobre el mapa gravimetrico de la Isla de Cuba, Revista Tecnologica, 2, no 12, 1964, p. 8-19.

Т.И.Ланда, Д.В.Юнаковская  
 Московский госуниверситет

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ВДОЛЬ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ

В последние годы резко повысился интерес к изучению связи аномального магнитного поля и глубоких частей земной коры и выявлению глубинных источников магнитных аномалий [1 и др.]. Вместе с тем отмечались трудности выделения возможного эффекта глубинных частей магнитоактивной оболочки на фоне интенсивных, резко дифференцированных магнитных аномалий, созданных верхними частями разреза, тем более, что подобные эффекты, не осложненные интенсивной приповерхностной помехой, наблюдать не удается [2].

Расширение объема высокоточных абсолютных геомагнитных измерений существенно увеличивает возможности и надежность выделения и интерпретации обширных региональных аномалий. К решению этой задачи можно идти различными путями. Одним из наиболее перспективных представляется анализ и интерпретация аномалий магнитного поля вдоль длинных профилей, пересекающих крупные геоструктурные элементы и участки коры, характеризующиеся существенно различным строением. При большой протяженности профиля ясно, что шаг задания поля вдоль него должен быть таким, чтобы наиболее типичные аномалии приповерхностной природы перешли бы в разряд некоррелированных или слабокоррелированных помех.

Исследования такого рода были проведены по профилю Онежское озеро - Охотское море, общей длиной около 6000 км; при этом использовались полные среднегодовые значения  $T$ , приведенные к эпохе 1963 г., вдоль маршрута опорной картографической аэромагнитной сети по широте  $62^{\circ}$  [3]. Значения  $(dT)_{\text{н}}$  снимались с шагом 10 км относительно нормального поля эпохи 1963 г. (по Дж.Кейну). Материалы профильных наблюдений имеют перед значениями, снятыми с карты аномального магнитного поля  $(dT)_{\text{н}}$  то преимущество, что последние в значительной мере претерпели осреднение и генерализацию. Недостатком использованных материалов является высокая интенсивность аномалий от близповерхностных источников вследствие малой высоты полетов.

Полученный таким образом график представляет собой чередование участков спокойного магнитного поля отрицательных значений  $(dT)_{\text{н}}$  и областей сильно варьирующего поля с повышенными значениями  $(dT)_{\text{н}}$ .

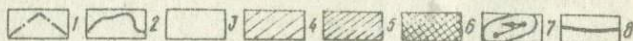
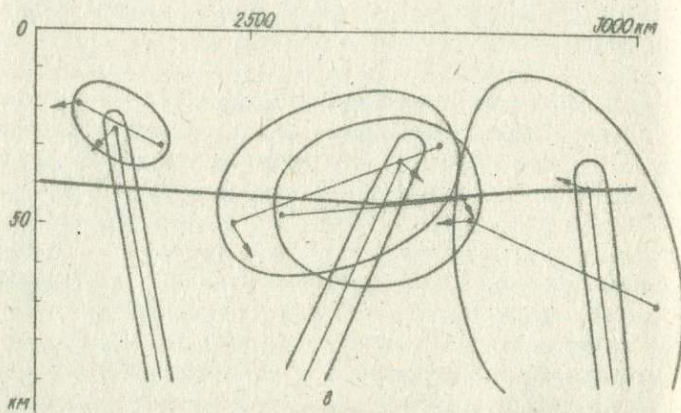
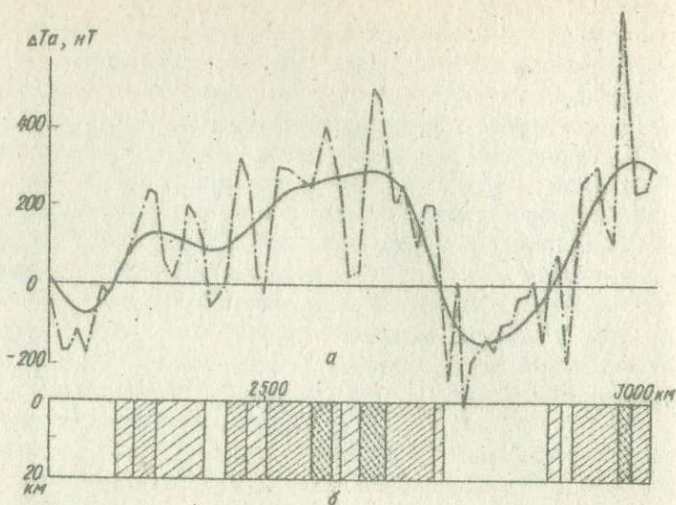
размерами до первых сотен километров. Наиболее важным выводом из анализа графика  $(\Delta T)_{\alpha}$  вдоль рассматриваемого трансконтинентального профиля является наличие у некоторых областей повышенного магнитного поля пологих склонов, осложненных высокочастотными компонентами. Пример такого участка поля приведен на рисунке, а, где изображен фрагмент профиля для территории Западно-Сибирской плиты.

Подобный характер магнитного поля прежде всего может быть обусловлен закономерным изменением вдоль профиля интенсивности намагничивания пород, слагающих верхние части разреза (например, возрастанием относительной доли магнитных образований в разрезе, либо региональными изменениями намагниченности комплексов). В качестве наиболее простой модели такого рода можно представить вертикально-слоистую среду, значения намагниченности в которой линейно связаны с наблюдаемыми значениями поля (см. рисунок, б).

Вместе с тем при наблюдаемых соотношениях высокочастотных компонент близповерхностной природы и длиннопериодных аномалий, устанавливаемых визуально, правомерно допустить и другой вариант: связь последних с глубинными источниками. В этом случае намечающееся разделение источников по глубинам, проявленное в различном частотном составе компонент поля  $(\Delta T)_{\alpha}$ , позволяет поставить задачу разделения поля.

Для выделения региональной компоненты было опробовано семь различных вариантов сглаживания поля и пересчета на высоту. Ясно, что ни одна трансформация с постоянными параметрами не может одинаково хорошо выделять региональные аномалии, сильно различающиеся, например, по горизонтальным размерам. Поэтому предпочтение было отдано методу, который обеспечивал бы наилучшее выделение намечающейся региональной компоненты на большей части профиля. Таким методом оказалось сглаживание посредством трехкратного осреднения по отрезку в 140 км. Сопоставление исходной и сглаженной кривых (см. рисунок, а) показывает, что последняя отражает реально наблюдаемые в поле тенденции.

Если допустить, что сглаженная кривая отвечает глубинным источникам, сразу же возникает вопрос, не малая ли часть наблюдаемого поля  $(\Delta T)_{\alpha}$  остается в качестве эффекта верхних частей земной коры. Известно, что осреднение на базе 140 км действует на поле примерно так же, как пересчет на высоту 20–25 км (соответствующие расчеты подтвердили это на обсуждаемых материалах). Применительно к рассмотренной выше вертикально-слоистой модели вычитание поля на высоте 20–25 км из наблюдаемого равносильно ограничению этой модели гори-



Фрагмент графика  $(\Delta T)_\alpha$  и результаты количественной интерпретации: 1 - график  $(\Delta T)_\alpha$ ; 2 - сглаженная кривая  $(\Delta T)_\alpha$ ; значения интенсивности намагничивания верхних частей коры; 3 - 0,25 А/м; 4 - 0,250-0,5 А/м; 6 - свыше 0,75 А/м; 7 - положение в разрезе дипольной пластинки, вектора намагничивания и эквивалентного эллиптического сечения при  $J = 0,5$  А/м; 8 - граница М (по сейсмическим данным).

зонтальной плоскостью на глубине 20–25 км. Итак, "остаточная" часть поля может создаваться слоем мощностью 20–25 км с вертикально-слоистым распределением намагниченности в нем или любым другим эквивалентным распределением масс, что представляется достаточно реальным. Заметим попутно, что ограничение вертикальной мощности магнитоактивного слоя в верхней части коры позволяет нам воспользоваться известным свойством бесконечного горизонтального однородно намагниченного слоя, который не создает во внешнем пространстве поля. Добавление слоя такой же вертикальной мощности с интенсивностью намагничивания  $0,25 \text{ А/м}$  делает нулевой намагниченность участков коры, отвечающих самым низким значениям  $(\delta T)_a$ .

Для количественной интерпретации сглаженной кривой  $(\delta T)_a$  был применен метод, разработанный А.В.Цирульским и Ф.И.Никоновой [4]. Метод основан на аппроксимации наблюдаемых полей потенциалами, для которых обратная задача разрешима в конечном виде. Метод дает возможность нахождения общего решения обратной задачи, т.е. эквивалентного семейства однородных областей – эллиптических горизонтальных цилиндров или контактных поверхностей. Основанием для выбора данного метода послужили следующие соображения. Глобальным свойством распределения намагниченности в земной коре, как это следует из основных особенностей аномального магнитного поля, является пространственная неоднородность. Распределению плотностных свойств латеральная неоднородность также присуща в значительной мере, однако решающим фактором, бесспорно, остается субгоризонтальная расслоенность вещества земной коры по плотности, что связано с активной ролью гравитационных сил в процессах тектогенеза и формирования коры. Для намагниченности субгоризонтальная расслоенность скорее всего является второстепенным фактором, над которым существенно превалирует латеральная неоднородность. В силу этого при интерпретации региональных магнитных аномалий вдоль протяженного профиля наиболее правомерной представлялась аппроксимация источников телами, ограниченными замкнутыми поверхностями. Малая вероятность наличия на глубине резких изломов границ намагниченных областей (типа углов призм) делала эллиптическую форму сечения наиболее приемлемой. Отметим к тому же, что исследования Т.В.Калининой [5] показали, что в случае объектов сложной формы и неоднородной намагниченности аппроксимация источников эквивалентными эллипсоидами обеспечивает наиболее устойчивое решение обратной задачи.

Для количественных расчетов профиль был разделен на пять частей размерами 900–1400 км. Многократное решение обратной задачи при

разном числе источников, задаваемых при нулевом приближении, показало, что области расположения верхних особенностей определяются достаточно надежно. Об этом же свидетельствуют и результаты расчетов по соседним частям профилей с перекрытием краевых аномалий. В окончательном варианте было использовано от семи до десяти источников на каждой части профиля; точность автоматизированного подбора составила 8-26 нТ.

Проведенные расчеты показали, что среди источников региональной части магнитного поля имеются эллиптические сечения с субгоризонтальными осями и эллипсы с осями, падение которых близко к вертикальному, а нижние ограничения уходят на глубину 85-150 км. Субгоризонтальные эллипсы и верхние части крутопадающих эллипсов расположены в интервале глубин 20-50 км. В предположении, что эффективное намагничивание составляет 0,5 А/м, поперечники эллиптических областей колеблются от 50 до 300 км. В ряде случаев отмечается приуроченность осей субгоризонтальных эллипсов к поверхности Мохоровичича (Балтийский щит, Западно-Сибирская плита, Вилуйская синеклиза) (см. рисунок, в).

Ясно, что источники второго типа - крутопадающие области с глубокими нижними ограничениями - в данных условиях не имеют физического смысла. Заметим, что такие источники преобладают в западной части профиля, где их появление в значительной мере обусловлено уровнем нормального поля. Последний в пределах Восточно-Европейской платформы отвечает средней интенсивности аномального магнитного поля. В этой ситуации наличие максимумов и минимумов равной амплитуды неизбежно приводит к появлению в разрезе чередующихся крутопадающих эллипсов вертикально и обратно намагниченных. Учитывая, что нижние ограничения подобных эллипсов располагаются на больших глубинах и их эффект в поле очень мал, возможна перекомпоновка таких источников в субгоризонтальные эллипсы горизонтально намагниченные. Проведение такой операции в допущении намагниченности эллиптических сечений 0,5 А/м приводит к тому, что практически все источники, создающие региональную часть аномального магнитного поля рассматриваемого профиля, оказываются расположенными в пределах глубин 20-70 км. Таким образом, они не выходят за пределы магнитоактивного слоя, определяемого положением границы Кюри, которая по профилю примерно совпадает с границей Мохоровичича или опускается ниже [6].

Итак, проведенный анализ поля  $(dT)_a$  вдоль профиля Онежское озеро - Охотское море приводит к выводу, что на значительной части про-

филя присутствует региональная компонента, характеризующаяся амплитудами  $-200 + +300$  нТ и размерами отдельных аномалий в поперечнике в первые сотни километров. Наличие этой компоненты может быть связано с закономерным изменением магнитных свойств в верхних частях коры. Вместе с тем правомерно допустить возможность второго варианта — связи региональной компоненты с глубинными магнитными источниками. Количественная интерпретация региональных аномалий в рамках второй гипотезы, в предположении магнитоактивных масс замкнутыми поверхностями показывает, что источники магнитных аномалий лежат в пределах глубин 20–70 км, тяготея, таким образом, к нижним частям коры и верхам верхней мантии. Эти результаты не противоречат современным представлениям о мощности магнитоактивного слоя, базирующимся на анализе теплового потока, что делает их вполне правдоподобными.

1. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии. — В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с.108–126.

2. Знаковская Ю.В. О выделении и интерпретации региональных магнитных аномалий в районах выхода на поверхность магнитных образований. — В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с.126–132.

3. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. Анализ и использование материалов опорной картографической сети. — Л.: Недра, 1972. — 66 с.

4. Цирульский А.В., Никонова Ф.И. Об одном методе решения обратной задачи грави- и магниторазведки. — Прикл. геофизика, 1977, № 85, с.57.

5. Калинина Т.В., Безрук С.Ф. Определение укрупненных параметров сложных двумерных намагниченных объектов. — Труды ВИРГА, Методы разведочной геофизики, вып.23, Л., 1976, с.29.

6. Смирнов Я.В. Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., Наука, 1970. — с.250–262.

УДК 551.351:550.382.4

В.В.Верба, А.А.Красильщиков, Ю.Я.Лившиц  
НПО "Севморгео", Ленинград

#### ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ШПИЦБЕРГЕНСКОГО ШЕЛЬФА В МАГНИТНОМ ПОЛЕ

Комплексные морские геолого-геофизические исследования моря и суши легли в основу новых представлений о структуре фундамента Шпицбергенского шельфа.

Согласно современным представлениям обширный складчатый пояс каледонид, разграничивающий Восточно-Европейскую и Северо-Американ-

скую древние платформы, характеризуется резко неоднородным строением. В его составе, кроме линейных складчатых систем и зон собственно каледонского возраста, распознаются крупные тектонически переработанные выступы дорифейского кристаллического основания в ядрах каледонских антиклинорий, а также относительно жесткие срединные массивы предположительно добайкальской стабилизации. Предметом исследования является тектоническое строение района, расположенного на стыке древнего Северо-Баренцевского массива и Шпицбергенской системы каледонид.

В физических полях западная граница массива следует не всегда отчетливо, что, вероятно, связано с позднейшими преобразованиями структуры земной коры. На севере эта граница разделяет области преимущественно отрицательных (западная область) и положительных значений силы тяжести и на отдельных участках (Дуве-фьорд, Стур-фьорд) совпадает с линейными магнитными аномалиями. К югу от Серка-па граница раздела затухает наложенной субмеридиональной зоной, которой соответствуют пониженные значения гравитационного поля. Но ее положение намечается по изменению рисунка гравитационного и магнитного поля и по резкому уступу в рельефе морского дна. Далее простирается рассматриваемой границы плавно изменяется на меридиональное и до о. Медвежий она совпадает с гравитационной ступенью.

Северо - Баренцевский массив (западный край). Проведенные исследования подтвердили высказывавшееся ранее предположение о сильной тектонической нарушенности края Северо-Баренцевского массива. К числу таких наиболее ярких наложенных структур относится узкий субмеридиональный горст Медвежинский /- Западного побережья, с которым пространственно связаны интенсивные линейные магнитные аномалии. Система субширотных региональных разломов, как правило, выраженных в поле силы тяжести и в рельефе морского дна, подчеркивает раздробленность массива на отдельные блоки.

О внутренней структуре рассматриваемой части массива можно судить по специфическому характерному рисунку аномальных полей - магнитного и гравитационного. Здесь преобладают субизометрические аномалии размерами в поперечнике 70-100 км, со средним относительным превышением аномалий силы тяжести, магнитные площадные изометрические аномалии характеризуются преимущественно отрицательными значениями аномального поля, они разграничены сравнительно узкими зона-

ми положительных аномалий, ориентированных в северо-западном и северо-восточном направлениях.

Учитывая то обстоятельство, что среди осадочных пород платформенного чехла наличие магнитных пород практически не установлено, естественно предположить, что магнитное поле обусловлено неоднородностями строения кристаллического фундамента и отражает его внутреннюю структуру. У западного края массива эти зоны срезаются меридиональной линейной системой высокоградиентных аномалий, связанных с магнитоактивными породами заведомо более молодого возраста.

По аналогии с хорошо изученными районами Балтийского щита установленные положительные магнитные аномалии внутри массива могут рассматриваться как позднекарельские шовные структуры, сложенные метаморфизованными, преимущественно вулканогенными породами основного состава. Заключенные между ними блоки, по-видимому, представляют собой более древние гранито-гнейсовые ядра.

Согласно данным расчетов параметров магнитных тел, глубина залегания кровли кристаллического фундамента Северо-Баренцевского массива колеблется в интервале 4-5 км. Намечается широкое поднятие к западу от о. Надежда, вытянутое в субмеридиональном направлении. Оно находится на продолжении известной положительной структуры архипелага - Баренцево-Эджинской. Платформенный характер верхнедокембрийских формаций на о. Медвежий дает основание предполагать, что формирование осадочного чехла на Северо-Баренцевском массиве началось по крайней мере с верхнего рифея.

Каледонские складчатые структуры, хорошо выраженные на Шпицбергене, трансформируются, приближаясь к древнему массиву. Об этом, в первую очередь, свидетельствует характер залегания докембрийских и ордовикских отложений на о. Медвежий. Выделенные на Шпицбергене Западная и Восточная зоны каледонид слабо проявлены в физических полях, что обусловлено рядом геологических причин. В их число входит, в первую очередь, влияние континентального склона, эффект, создаваемый континентальным уступом, затупевывает особенности гравитационного поля, связанные с неоднородностями строения каледонид.

В.В.Верба, С.С.Иванов  
НПО "Севморгео", Ленинград

ГЕОМАГНИТНЫЙ РАЗРЕЗ БАРЕНЦЕВА МОРЯ  
ПО ПРОФИЛЮ П-ОВ РЫБАЧИЙ - ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

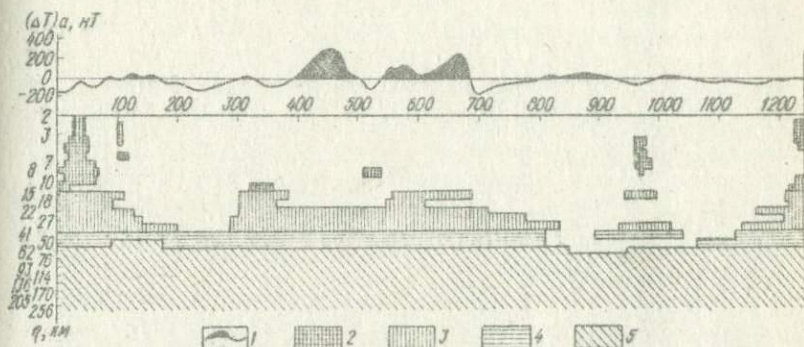
В 23-м рейсе НИС "Академик Курчатов" были выполнены гидромагнитные измерения, проводившиеся непрерывно на протяжении всего профиля общей длиной 1200 км от п-ова Рыбачий до Земли Франца-Иосифа вкост основных геоструктурных элементов Баренцевоморского шельфа. Результаты представляют большой интерес для изучения региональных закономерностей строения земной коры арктического шельфа.

Результаты гидромагнитных измерений модуля полного вектора магнитного поля  $T$  были обработаны методом СПАН (спектрально-профильный анализ) его автором А.А.Петровой. Указанный метод позволяет определить частотную структуру аномального магнитного поля и ее изменение вдоль профиля и охарактеризовать элементарные составляющие поля, обусловленные различиями геологического строения. Небольшой шаг выборки (1 км) при значительной протяженности профиля позволил исследовать спектральную структуру поля в широком интервале периодов от 2 до 250 км. Это дает возможность охарактеризовать и сравнить спектральную структуру поля разных районов Баренцева моря в пределах профиля.

Спектральный состав аномального магнитного поля вдоль изученного профиля отличается высокой степенью неоднородности. В длинноволновой части спектра на всем профиле надежно выделяются региональные магнитные аномалии с периодом 100-250 км, а в центральной части профиля и у берегов Земли Франца-Иосифа установлены, кроме того, аномалии с периодом 60-90 км (рисунок). Магнитные аномалии с периодом 33-40 км достоверно прослеживаются повсеместно. Заметное преобладание высокочастотной составляющей спектра наблюдается в районе п-ова Рыбачий, здесь выделены аномалии с периодом 2, 4, 7, 15, 27 км, в центральной части профиля высокочастотная часть спектра проявлена слабее, установлены только аномалии с периодом 15, 27 км. Однако в районе Земли Франца-Иосифа в магнитном разрезе опять появляются высокочастотные аномалии с периодом от 9 до 27 км.

Для понимания геологической природы структуры аномального магнитного поля были привлечены многочисленные данные о магнитных

свойствах геологических образований, развитых в районах прилегающей суши, и возможно участвующих в составе земной коры Баренцево-морского шельфа. По мнению авторов, в пределах Баренцево-морского региона уверенно можно выделить четыре основные группы магнитных пород, каждая из которых характеризует магнитный разрез определенного структурно-фациального комплекса.



Геомангнитный разрез по профилю п-ов Рыбачий - Земля Франца Иосифа: 1 - график аномального магнитного поля  $(\Delta T)_{\alpha}$ ; элементарные составляющие аномального магнитного поля с периодом 2 - менее 12 км; 3 - 12-33 км; 4 - 33-50 км; 5 - более 50 км.

Первая группа включает магнитные разности образований архей-протерозойского возраста, представленные гранитогнейсовыми комплексами и метаморфитами по ним. Вторая группа объединяет магнитные породы структурно-фациальных комплексов верхнего протерозоя - нижнего палеозоя, относимых к складчатому фундаменту. В третью группу магнитных образований входят магматические породы платформенного этапа развития предположительно девонского возраста. Четвертая группа магнитных образований также объединяет магматические образования платформенного чехла, но только более молодого возраста, к ней относятся долериты, габбро-диабазы, диабазы триасового, юрско-мелового, а иногда и третичного возраста.

В свете этих данных вопрос о геологической природе высокочастотной составляющей аномального магнитного поля с периодами 15 км может быть рассмотрен в связи с геологическим строением преимущественно верхней части разреза земной коры. Несомненно, что областям, где преобладают высокочастотные составляющие спектра аномального магнитного поля, соответствуют блоки земной коры, в верхней части разреза которых преимущественно развиты магнитные породы. Судя по

геологическим данным, высокочастотные аномалии в районе Земли Франца-Иосифа связаны с магнитными породами четвертой группы, широко развитыми на островах архипелага, а высокочастотные аномалии, установленные в районе п-ова Рыбачий, обусловлены присутствием в разрезе магнитных образований третьей и второй групп, о чем свидетельствуют геомагнитные разрезы прилегающей суши. Более глубоким горизонтм магнитных пород в разрезе Баренцевоморского шельфа, которым соответствуют составляющие с периодами около 25 км, вероятно, отвечают кристаллические образования архей-протерозойского возраста. Следовательно, обособленный блок в центральной части профиля можно рассматривать как выступ фундамента со сложным строением геомагнитного разреза, а расположенные к югу и к северу от него участки геомагнитного профиля, где по данным спектрального анализа аномального магнитного поля отсутствуют высокочастотные составляющие, представляют собой блоки земной коры с относительно глубоко залегающим фундаментом.

Предложенная модель строения геомагнитного разреза по профилю п-ов Рыбачий - Земля Франца Иосифа находит подтверждение в поведении границ отражающих горизонтов верхней части осадочного чехла. Несмотря на профильный вариант исследований, выполненные работы принесли много новых данных о строении шельфа Баренцева моря, они позволили уточнить границы известных макроструктур и выделить структуры более высоких порядков, установить унаследованный характер структур осадочного чехла в зависимости от особенностей поведения кристаллического фундамента. Характер строения магнитного разреза верхней части земной коры позволяет сделать вывод о большом сходстве его строения с разрезом коры Восточно-Европейской платформы.

УДК 550.838.5(26)

А.М.Карасик, А.И.Десимон, Р.А.Позднякова,  
Н.А.Сочеванова, А.А.Шрейдер  
ЛО ИЗМИР АН СССР, НПО "Севморгео", Ленинград  
Институт океанологии им.П.П.Ширшова, Москва  
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Современный этап геолого-геофизического изучения Земли отмечен глобальным подходом к исследованию и использованию различных физических полей и характеристик земного шара, что отражено в быстром накоплении фактических данных и в усилении тенденции к созданию мировых карт. Составление таких карт стало возможным благодаря накоплению за последние 20-25 лет огромного количества фактических материалов, осветивших обширные районы материков и океанов. Особенно значительный сдвиг произошел в изучении магнитного поля океанов, хотя огромные размеры последних являются причиной больших пробелов в их заснятости, особенно в южном полушарии.

Быстрое накопление материалов и успешное применение геосторического анализа аномального магнитного поля для определения возраста океанической коры, геометрии и кинематики раскрытия океанических бассейнов побудили У.Питмена, Р.Ларсона и Э.Херрон к составлению Карты осей линейных аномалий, которая была опубликована в 1974 г. совместно с построенной на ее основе Картой возраста океанического дна.

В ЛО ИЗМИР АН ведется работа по составлению дежурной Карты осей палеомагнитных аномалий Мирового океана. По состоянию на 1 ноября 1979 г. (рисунок см. на вклейке) в ней использованы материалы, содержащиеся в 147 советских и зарубежных источниках. Будучи продолжением и развитием карты У.Питмена и других, опирающейся на 46 ис-

точников, новая карта отличается от исходной значительно большей полнотой и представительностью.

Во-первых, в новую карту включены результаты, содержащиеся в 75 работах, которые появились в 1974 г. и позже, что привело не только к дополнению, но и к изменению предшествующей картины. Во-вторых, на ней отражены не использованные У. Питменом и другими материалами многочисленных советских исследований, обобщенные в 15 картах и статьях, что существенно повысило ценность новой сводки. В-третьих, в новую карту вошла отсутствовавшая ранее арктическая врезка, благодаря чему Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана возвращен в число океанических спрединговых бассейнов. Наконец, на ней, помимо осей и смещающих их разломов, показаны зоны спокойного поля, что заметно обогатило карту.

Номера осей палеомагнитных аномалий соответствуют мировой инверсионной последовательности, которая привязана к шкале инверсий главного геомагнитного поля и состоит из двух частей, разделенных позднемеловым интервалом прямой полярности. Первая включает 34 ключевые аномалии так называемой ламонтской шкалы (с некоторыми дополнительными промежуточными аномалиями), которые соответствуют прямо намагниченным источникам и пронумерованы в порядке увеличения возраста, начиная с самой молодой — современной осевой аномалии № 1. Во вторую часть последовательности входит 31 ключевая аномалия с индексом М. Эти аномалии, пронумерованные в порядке увеличения возраста от М0 до М 29 (имеется дополнительная аномалия М10), соответствуют, как правило, обратно намагниченным телам. Завершает последовательность продолжительный юрский интервал прямой полярности.

Наблюдаемое на карте распределение осей палеомагнитных аномалий обусловлено совокупным действием трех процессов, влияющих на структуру аномального магнитного поля. Это, прежде всего, образование новой литосферы на конструктивных границах плит (осях срединно-океанических хребтов), конфигурация и само положение которых изменяется во времени. Составной частью этого процесса является формирование океанического магнитоактивного слоя. Далее, это относительное движение существенно жестких плит, представляющее собой вращение парн плит, расходящихся на дивергентной границе, вокруг единого центра, параллельно консервативной границе (трансформным разломам). В ходе этого процесса направление и скорость относительного движения могут изменяться. Наконец, это процесс поглощения литосферных плит с их магнитоактивным слоем на деструктивных границах, под глубоководными желобами, в ходе которого уничтожается геосторическая

информация, заключенная в аномальном магнитном поле. По указанным причинам карта осей палеомагнитных аномалий в сочетании со шкалой инверсий геомагнитного поля позволяет судить о возрасте океанической коры на акватории Мирового океана, о современной и прошлой конфигурации границ литосферных плит. Кроме того, она может быть использована для геокинематического анализа аномального магнитного поля и палеогеографических реконструкций для последних 180 млн. лет.

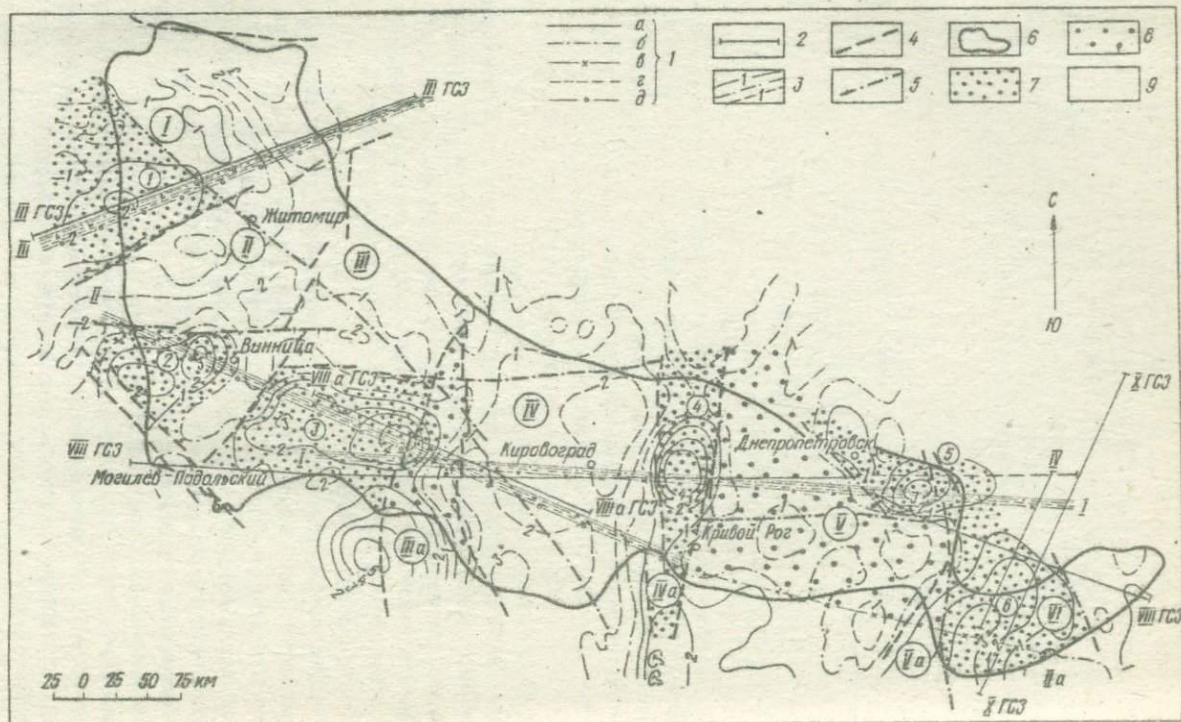
УДК /551.241:550.382/(477.4/.6)

З.А.Крутиховская, И.М.Силина, С.М.Подольяно,  
Л.Д.Кливаденко, И.Ю.Кравченко, В.С.Сукач  
Институт геофизики им.С.М.Субботина АН УССР, Киев  
О СВЯЗИ ГЛУБИННЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР  
ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Исследованиями прошлых лет авторы установили статистическую связь интенсивности региональных магнитных аномалий Украинского щита с рельефом поверхности Мохо, выяснена глубинная природа Западно-Ингулецкой региональной магнитной аномалии (РМА) и с учетом экспериментальных данных высказано предположение о сохранении связи между плотностью и намагниченностью в глубинных зонах земной коры [3, 4].

Дальнейшие исследования региональных аномалий Украинского щита (УЩ) велись в нескольких направлениях. Составными частями работы явилось изучение разломно-блоковой тектоники УЩ, построение карты намагниченности пород докембрия щита и оценка вклада в региональное поле пород фундамента, интерпретация повысотной аэромагнитной съемки вдоль профилей ГСЗ.

Рассмотрим соотношение РМА с основными тектоническими элементами щита (рисунок). Разломами первого порядка Украинский щит разбит на шесть мегаблоков, отличающихся формационными признаками, возрастом, метаморфизмом слагающих пород, характером складчатости, тектонической активизацией и, возможно, уровнем эрозионного среза. Кроме мегаблоков выделяются структуры типа переходных, шовных или межблоковых зон, ограниченных парными или сопряженными глубинными разломами. Эти зоны объединяют особенности геологического строения соседних с ними мегаблоков. Мегаблоки разделены на блоки более высоких порядков. По положению в мегаблоках РМА могут быть разделены на три типа:



1. РМА, относящиеся к мегаблокам, сочленение которых происходит по глубинным разломам без переходных зон, и четко фиксирующие блоки второго порядка (Новоград-Волынская и Винницкая положительные и Коростенская отрицательная аномалии).

2. РМА, относящиеся к мегаблокам, сочленяющимся по межблоковым зонам. В этом случае они также приурочены к блокам второго порядка, но выходят за пределы мегаблоков в межблоковые зоны (Гайсинская и Западно-Приазовская положительные и Кировоградская отрицательная аномалии) или даже выходят в соседние мегаблоки через межблоковые зоны (Синельниковская РМА).

Наличие в пределах щита аномалий второго типа свидетельствует о длительности формирования современных границ некоторых мегаблоков, проявившейся в образовании межблоковых зон. Особое тектоническое положение занимает Западно-Ингулецкая РМА, полностью соответствующая одноименной межблоковой зоне.

Описанные различия региональных аномалий в их тектонической позиции могут связываться, таким образом, с историей становления земной коры и формированием блоковой структуры щита.

Положительные РМА, за исключением Западно-Ингулецкой, занимают краевые положения по отношению к крайним естественным выходам докембрия, принимаемым за условную границу щита.

Интерпретация РМА, полученных путем пересчета поля в верхнее полупространство, и количественные оценки намагниченности их источников всегда содержат элемент сомнения в правомерности этой операции. Повысотная аэромагнитная съемка, выполненная на четырех уровнях от 0,5 до 5,4 км с целью исследования возможности прогноза

---

Схема тектонического районирования Украинского щита и региональное магнитное поле:

1 - профили высотной аэромагнитной съемки на высотах: а - 500 м, б - 1000 м, в - 2000 м, г - 4000 м, д - 5200-5400 м; 2 - профили ГСЗ; 3 - изолинии напряженности магнитного поля  $Z_a$ , оцифровка в сотнях нанотеста; 4 - глубинные межблоковые разломы; 5 - разломы более высоких порядков; 6 - условная граница УЩ; 7 - блоки коры фемического типа; 8 - блоки коры переходного типа; 9 - блоки коры сиалического типа. Римские цифры в кружках - мегаблоки и межблоковые зоны: I - Волынский мегаблок; II - Подольский мегаблок; III - Белогорско-Одесский мегаблок; IVa - Голованевская межблоковая зона; IV - Кировоградский мегаблок; IVa - Западно-Ингулецкая межблоковая зона; V - Приднепровский мегаблок; Va - Орехово-Павлоградская межблоковая зона; V - Приазовский мегаблок.

Арабские цифры в кружках - положительные региональные магнитные аномалии:

1 - Новоград-Волынская; 2 - Винницкая; 3 - Гайсинская; 4 - Западно-Ингулецкая; 5 - Синельниковская; 6 - Западно-Приазовская.

рельефа поверхности М и замены непосредственных наблюдений пересчетом поля вверх, подтвердила существование РМА с длиной волны 100-150 км, правомерность их количественной интерпретации по трансформированному полю и позволила усовершенствовать технологическую линию анализа и интерпретации этих аномалий. В результате оказалось возможным выделить три типа блоков земной коры: фемические, сиалические и блоки переходного типа. Характерной особенностью первых является аномальная намагниченность пород во всем разрезе коры (все РМА, за исключением Новоград-Волынской и Западно-Ингулецкой).

На площади последних в верхней части коры породы с аномальной намагниченностью отсутствуют.

Оценки намагниченности нижней коры, полученные в результате интерпретации РМА, и средней намагниченности фундамента свидетельствуют об увеличении намагниченности пород с глубиной. Средняя намагниченность нижней коры фемических блоков составляет 2-4 А/м, фундамента - 0,5-1,0 А/м. Характерными ассоциациями фемических блоков являются высокометаморфизованные породы преимущественно основного состава (кристаллосланцы, чарнокиты) или продукты их гранитизации (граниты, гранодиориты, диориты). Все они интенсивно насыщены магнетитом, обладают повышенной намагниченностью и слагают, как правило, антиклинальные структуры. Таковы Винницкая, Гайсинская, Синельниковская и Западно-Приазовская аномалии. Первые две территориально совпадают с "гранулитовым" поясом, окаймляющим с юго-запада и частично с юга Ущ [В]. В этом же районе отмечается самый низкий эрозионный уровень докембрия щита [7]. Площадь Новоград-Волынской РМА сложена на поверхности фундамента преимущественно слабонамагнитными гнейсами, сланцами и гранитоидами нижнепротерозойского возраста, менее развиты высокомагнитные габбро, гранодиориты и диориты. Однако в результате интерпретации установлено, что на глубине 2-2,5 км залегает второй ярус намагниченных тел, представляющий, судя по диапазону намагниченности, те же разновидности пород основного состава, что и на других РМА.

В глубинном строении земной коры блокам фемического типа по данным ГСЗ соответствуют погружения поверхности М, наличие площадок-дубликатов М и зон аномальной сейсмической записи, в ряде случаев повышенные значения граничной скорости.

Блоки сиалического типа - Коростенский и Кировоградский - характеризуются низкой намагниченностью всего разреза коры. В этих блоках на поверхности фундамента развиты преимущественно парагнейсы и слабонамагнитные гранитоиды, граниты рапакиви и щелочные породы.

Две последние разновидности образовались в период среднепротерозойской платформенной активизации щита. В глубинном строении коры сиалические блоки характеризуются нормальной или утоненной корой.

Таким образом, устанавливается простая статистическая связь между интенсивностью регионального магнитного поля и толщиной коры. Существование этой связи подтверждается и данными аэромагнитной съемки.

К блокам переходного (промежуточного) типа отнесен Приднепровский. Региональное магнитное поле этого блока, судя по результатам высотной съемки, занимает "нулевое", промежуточное положение, а намагниченность верхней и нижней коры имеет также промежуточное значение. Рельеф поверхности М в пределах этого блока резко расчленен, к окраинным зонам приурочены погружения, в центральной части блока кора имеет минимальную для щита мощность — 35 км, корреляция между рельефом поверхности М и региональным магнитным полем отсутствует. На территории блока развиты древнейшие осадочно-вулканогенные породы конкско-верховцевской серии, слагающие синклинали и залегающие среди Днепровских гранитов архейского возраста. Последние геологические и сейсмические данные свидетельствуют о наличии в Приднепровском блоке древнего фундамента, представленного интенсивно гранитизированной кристаллосланцево-гнейсово-амфиболитовой толщей [2]. Амфиболиты этой толщи отнесены к парапородам в отличие от амфиболитов, залегающих выше.

Таким образом, можно сделать важный вывод, что морфология регионального магнитного поля одинакова только для участков земной коры однотипного развития, и неоднородности в намагниченности блоков отражают неоднородности их вещественного состава.

Дополнительным доказательством намагниченности нижней части коры является установленная прямая корреляционная связь региональной компоненты магнитного поля с глубиной до изотермической поверхности Кюри магнетита [5]. Диапазон изменения глубин до этой поверхности для УЩ составляет 55–120 км по данным В.В.Гордиенко (см. наст. сб.). Наибольшие глубины до нее отмечаются в блоках с феррическим типом коры. Известны и другие варианты интерпретации тех же данных по тепловому потоку [6], которые уменьшают диапазон глубин до 50–70 км. При этом погрешность определения глубин до изотермической поверхности авторами оценивается в  $\pm 10/15$  км. Таким образом, можно констатировать, что до глубин порядка 50 км термодинамические условия, несомненно, благоприятны как для образования ферромагнетиков, так и для сохранения породами намагниченности. Описанные распре-

ления температур и средняя мощность коры около 40 км предполагают возможность намагниченности в некоторых случаях и верхов мантии. Такая неоднозначность интерпретации теплового потока не позволяет решить вопрос о природе нижней границы намагниченного слоя коры — имеет ли она физическую природу или является петрологической.

Установленная корреляция регионального магнитного поля с глубиной до изотермической поверхности Кюри магнетита, с одной стороны, и с мощностью земной коры [3] — с другой, свидетельствует о возможной опосредованной связи между глубинами до изотермической поверхности Кюри магнетита и глубиной до поверхности Мохо.

Более тесная корреляция между региональным магнитным полем и мощностью коры дала основание принять в качестве рабочей гипотезы о нижнем ограничении магнитоактивного слоя земной коры УЩ поверхностью М. Это позволило построить прогнозную схему рельефа поверхности М Украинского щита. Сопоставление ее со схемой В.Б.Соллогуба, построенной по данным РСЗ, показывает, что рельеф, прогнозируемый по магнитному полю, более сглажен и не имеет столь четких меридиональных и северо-восточных простираний.

Выявленная связь между толщиной коры и ее намагниченностью и между намагниченностью и плотностью, как будто дает основание ожидать аномалий от глубинных плотностных неоднородностей. Между тем, сопоставление гравитационных и магнитных региональных аномалий по профилям аэросъемки показывает, что между ними наблюдается различие соотношения в зависимости от степени гранитизации пород в зонах РМА, но нет ни одного блока, в котором бы в явном виде обнаруживался эффект глубинных плотностных неоднородностей. Мы полагаем, что отсутствие этого эффекта связано с изостатической компенсацией, которая по данным Дж.Вулларда [9] и М.Б.Артемова [1] и других исследователей на 75% территории Земли осуществляется вследствие изменения положения глубины до раздела М. Таким образом, можно полагать, что расчлененный рельеф подошвы коры УЩ сформировался в процессе изостатического уравнивания земной коры — погружения "тяжелых" и подъема "легких" блоков. Изначально "тяжелые" (архейские) блоки в процессе последующего гранитоидного магматизма и денудации поверхности фундамента "облегчались" и стремились к новому, более высокому положению изостатического равновесия. Вероятно, именно этот процесс запечатлен на сейсмических разрезах в виде многочисленных отражающих площадок в верхней мантии.

Приведенные выше данные об ассоциациях пород, развитых в блоках тяжелой сильномагнитной коры, представленных преимущественно

архейскими глубокометаморфизованными комплексами, а также данные о структурных соотношениях с породами в соседних блоках, позволяют сделать вывод, что региональные магнитные максимумы фиксируют ядра структур самой ранней консолидации коры.

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. - М.: Наука, 1975. - 215 с.
2. Гончар А.А. Некоторые особенности геологии докембрия Среднего Приднепровья в связи с прогнозированием рудных месторождений. - Геол. журн., 1979, 39, № 4, с.49-59.
3. Крутиховская З.А. Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов. - Геофиз. сб., 1976, № 73, с.3-29.
4. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагничность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии. - В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. - Киев: Наук. думка, 1976, с.101-125.
5. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Магнитна ли земная кора древних щитов и платформ? - Геофиз. сб. 1976, № 71, с.89-91.
6. Кутас Р.И. Термическая модель земной коры Украинского щита по УЩ профиля РСЗ. - Геофиз. сб., 1977, № 80, с.3-10.
7. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1975, с. 272.
8. Щербаков И.В. О времени метаморфизма и поднятия Среднего Побужья. - Геол. журн., 1969, № 4, с.93-95.
9. Woolard G.P. Standardization of Gravity measurements. In: The Earth's crust and Upper mantle, Geophys. Monogr., 13, Washington, 1969.

УДК 550.831

С.С.Красовский

Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

#### О ПРОЯВЛЕНИИ ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

Одной из самых важных проблем современной геофизики является построение комплексной геофизической модели земной коры и верхней мантии. Активное развитие исследований в этом направлении началось в последние 15-20 лет в первую очередь путем создания моделей глубинных структур по отдельным геофизическим полям. Все шире при этом применяется гравитационное моделирование, реализуемое главным образом с помощью метода подбора. Однако если на более ранних этапах интерпретации гравитационного поля при изучении отдельных объектов или их совокупностей методом подбора в большинстве случаев совпадение наблюдаемого и подобранного полей считалось достаточным условием успешного решения задачи, то при изучении глубинных структур этого оказалось явно недостаточно.

Сложность заключается в том, что изучение совокупности многих объектов, располагающихся на разных структурных этажах, резко увеличивается неединственность решения обратной задачи гравиметрии -

ведь даже для однозначного восстановления одной контактной поверхности необходимо знание выхода обеих ветвей наблюдаемого поля на асимптоты и величины перепада плотности на контакте [14]. Поэтому уже на первых этапах развития гравитационного моделирования было выяснено решающее значение необходимости удовлетворения создаваемых плотностных моделей совокупности априорной геологогеофизической информации, в первую очередь сейсмическим и петрологическим материалам.

Одной из важных проблем оказалось создание методики и технологии гравитационного моделирования для того класса моделей, который вытекал из рассмотрения современных представлений о сейсмических [5, 15] и петрологических [12, 13, 16] свойствах земной коры и зоны перехода к верхней мантии, учитывающих градиентно-слоистый характер среды [8, 10]. Следует указать, что используемые ранее при гравитационном моделировании представления об однородности консолидированной земной коры или разделении ее на "гранитный" и "базальтовый" слои с постоянными плотностями и резкими плотностными контактами на границах Конрада (К) и М приводили при исследованиях контрастных глубинных структур к появлению перепадов расчетных полей, значительно превышающих наблюдаемые и не находящих удовлетворительного объяснения в априорной геолого-геофизической информации [8, 9].

К настоящему времени накоплен некоторый опыт расчета гравитационных моделей коры и верхней мантии Земли и появились первые исследования обобщающего характера [2, 6, 9]. Анализ и рассмотрение основных выявленных к настоящему времени закономерностей плотностных моделей различных тектонических структур в разных регионах мира позволяют делать следующие выводы:

1. Рассмотрение гравитационных моделей континентальных тектонических структур различных типов свидетельствует, что на их образование и развитие решающее значение оказывают физико-химические преобразования вследствие процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупностей к состоянию изостатического равновесия. Тектонические перестройки земной коры и верхней мантии представляют собой результат действия интенсифицируемых в периоды возбуждения верхней мантии [3] физико-химических процессов, приводящих с помощью тепломассопереноса к преобразованиям пород с изменением их плотности и массы отдельных блоков.

2. Физико-химические процессы (трансмагматические растворы, зонная плавка, проникновение газовых струй и флюидов, магматизм

различного состава, прогрессивный и регрессивный метаморфизм, и др.) так преобразуют земную кору и зону перехода к верхней мантии, что там устанавливается градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной, индивидуальное в различных структурах и блоках; наблюдаются зоны инверсии плотности, в первую очередь на щитах и орогенных структурах. Наиболее дифференцирована по плотности верхняя часть коры, средние и нижние этажи которой более однородны в плотностном отношении.

3. На разделе М происходит заметное увеличение плотности (порядка  $0,20 \text{ г/см}^3$ ); однако следует отметить, что на Украинском щите наблюдается стремление к сглаживанию в плотностных моделях резких ундуляций этой границы, выявленных ГСЗ. Имеется положительный опыт представления перехода от коры к верхней мантии в виде зоны градиентно-слоистого нарастания плотности. Анализ плотностных моделей глубинных структур различного типа, характеризующихся (при одинаковой высоте наблюдений) лишь незначительными изменениями уровня гравитационного поля, показывает, что любые границы первого или второго рода, включая раздел М, в процессе эволюции структур литосферы могут изменять свое положение и структуру под влиянием различных физико-химических процессов.

На отдельных профилях протяженностью не более сотни километров пока трудно достоверно выявлять плотностные неоднородности в верхней мантии, но имеются примеры использования для их выделения при моделировании материалов изучения изостатических аномалий, скоростных параметров, теплового поля и др. [1, 4, 7].

4. Большой частью плотностные модели крупных тектонических структур хорошо соответствуют требованиям изостатической компенсации, которая осуществляется как изменением мощности земной коры (а также зоны перехода к верхней мантии), так и изменением ее плотности. Для платформенных областей в целом характерна повышенная мощность земной коры, особенно увеличивающаяся на щитах и выступах (Украинский, Канадский, Индийский щиты, Воронежский кристаллический массив, Центральный и Северный Казахстан и др.). Здесь же отмечается уменьшенная средняя плотность консолидированной коры, встречаются зоны инверсии плотности.

Прогибам поверхности консолидированного фундамента (ДДВ, Пачелмский и Калтасинский авлакогены, Ферганская, Тургайская впадины, Вилуйская синеклиза и др.) соответствует сокращение мощности консолидированной коры, большей частью вследствие "редуцирования" ее верхней части (особенно четко проявляем в Черноморской и Прикас-

пийской впадинах), а также часто подъем раздела М и уплотнение консолидированной коры.

Сводовые поднятия рифтогенных структур и областей тектонической активизации (Байкальский, Восточно-Африканские рифты, провинция Бассейнов и Хребтов в США и др.) также проявляются сокращением мощности консолидированной коры, но в этих регионах часто отмечается "коро-мантийная" смесь, подъем астеносферы, а непосредственно грабеновые структуры приурочиваются к средней части сводов, сопровождаясь подъемом отдельных магматических тел.

В целом орогенным сооружениям, как и щитам, характерно погружение раздела М и снижение средней плотности консолидированной коры. Как уже давно установлено, горные системы обычно характеризуются наличием "корней" гор, причем может наблюдаться смещение "корней" относительно самых плотных пород, далеко не обязательно сопровождаемых самыми высокими вершинами (Карпаты, Альпы, Динариды, Анды). Отмечено, что и для древних геосинклинальных структур на Ущ и на Урале наблюдается погружение подошвы земной коры или увеличение мощности зоны перехода к верхней мантии под блоками с наиболее плотными на поверхности породами.

При этом оказалось возможным объяснение таких выявленных особенностей плотностных моделей, как наибольшая дифференцированность верхней части консолидированной коры, образование слоев инверсии плотности на некоторой глубине от поверхности, закономерные различия в распределении плотности у разных типов глубинных структур, несколько приподнятое положение поверхности претерпевших наибольшую плотностную дифференциацию блоков (щитов, антеклиз), несколько большую плотность верхней мантии под континентальными структурами по сравнению с океаническими, отсутствие выхода на дневную поверхность на платформах и щитах сплошных толщ пород "базальтового" слоя и др.

Следует отметить, что основные закономерности плотностных моделей глубинных структур различного типа проявляются и при рассмотрении моделей с одним-двумя слоями постоянной плотности в консолидированной земной коре, но наиболее четко они выявляются при градиентно-слоистом распределении плотности в коре и зоне перехода к мантии Земли, что и позволило приступить к более глубокому анализу динамики структур земной коры в гравитационном поле. Поскольку физико-химические преобразования вещества земной коры и верхней мантии происходят не только в поле силы тяжести, но и в магнитном поле Земли, это объективно создает возможность при создании комплек-

ной геофизической модели глубинных структур широко использовать индивидуальные особенности плотностных и магнитных моделей одних и тех же регионов. Опыты создания магнитной модели земной коры [11], представляющие большой самостоятельный интерес, позволяют с перспективой рассматривать возможности комплексирования моделей по различным геофизическим полям, и уже имеются первые результаты в этом направлении [17].

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. - М.: Наука, 1975. - 215 с.
2. Артемьев М.Е., Красовский С.С., Павленкова Н.И. Главные особенности гравитационной модели земной коры. - В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. - Киев: Наук. думка, 1979, с.215-223.
3. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. - М.: Недра, 1978. - 232 с.
4. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Парленкова Н.И. Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР. - В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. - Киев: Наук. думка, 1979, с.137-149.
5. Винник Л.П., Давидова Н.И., Косминская И.П. Строение тектоносферы по сейсмическим данным. - В кн.: Тектоносфера Земли, М.: Наука, с.179-219.
6. Козленко В.Г., Старостенко В.И., Субботин С.И. Гравиметрические исследования земной коры и верхней мантии. - В кн.: С.И.Субботин. Избранные труды. - Киев: Наук. думка, 1979, с.37-129.
7. Комплексная геофизическая модель Восточных Карпат. - Геофиз. сб. - Киев: 1978, вып.83, с.3-17. Авт.: Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Ливанова Л.П., Пашкевич И.К., Рокитянский И.И. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В.
8. Красовский С.С. О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. - Киев: Наук. думка, 1977, с.5-20.
9. Красовский С.С. Моделирование в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии. - М.: ОПТИ БИЭМС, 1978. - 80 с.
10. Красовский С.С. Гравитационное моделирование градиентно-слоистых структур земной коры. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, № 6, с.38-51.
11. Крутиховская З.А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов. - Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып.73, с.3-29.
12. Лутц В.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. - М.: Наука, 1974. - 304 с.
13. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Типы верхней мантии. - В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. - Новосибирск: Наука, 1975, с.235-240.
14. Страхов В.Н. Про умови однозначного визначення границ поділу двовимірних шаруватих середовищ за даними гравітаційних спостережень. - Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1975, 12, с.1085-1088.
15. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б. Земная кора - вопросы структуры и эволюции. - Геофиз. журн., 1979, № 1, с.19-35.
16. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's Mantle. - McGraw-Hill Book Company, 1975. - 618 p.

В.В.Гордиенко

Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

И ГЛУБИНА ДО ИЗОТЕРМЫ КЮРИ МАГНЕТИТА

Природа региональных аномалий магнитного поля платформ не может считаться окончательно установленной. Неясно, распределены ли магнитоактивные минералы, формирующие эти возмущения, отдельными слоями в пределах коры, во всей земной коре или в земной коре и верхней части мантии (до изотермы Кюри магнетита - в тех районах, где эта поверхность лежит ниже границы Мохо).

Последняя гипотеза была рассмотрена для территории Украинского щита. Здесь имеется достаточно подробная карта региональных аномалий вертикальной составляющей напряженности магнитного поля, полученная путем пересчета наблюдаемого поля на высоту 10 км. По относительно густой сети определены также значения теплового потока и имеется несколько профилей ГСЗ, позволяющих представить строение земной коры, т.е. собрана достаточная информация для построения тепловой модели недр, в частности, расчета глубины залегания поверхности температуры Кюри магнетита ( $580^{\circ}\text{C}$ ) в разных районах щита.

Методика построения тепловой модели, обеспечивающая погрешность вычислений в первые десятки градусов, уже описывалась (см. ст. "Основные черты тепловой модели Восточно-Европейской платформы, наст. сб.). Она позволяет определять глубину искомой поверхности с ошибкой в 10-15 км.

В результате расчетов установлен довольно изрезанный рельеф поверхности с температурой  $580^{\circ}\text{C}$ . В пределах щита глубины ее изменяются от 55 до 120 км, средняя величина близка к 80 км. Выступы и впадины изотермической поверхности образуют вытянутые и изометричные в плане фигуры размерами от  $50 \times 50$  до  $200 \times 300$  км. Очевидно, что для определения их вклада в магнитное поле необходимо решение трехмерных задач. За пределами щита, в Днепровско-Донецкой впадине, Припятском прогибе и Причерноморской впадине глубины изотермической поверхности сокращаются до 40-50 км. В недрах прилегающей к щиту части Вольно-Подольской плиты глубины мало отличаются от "щитовых".

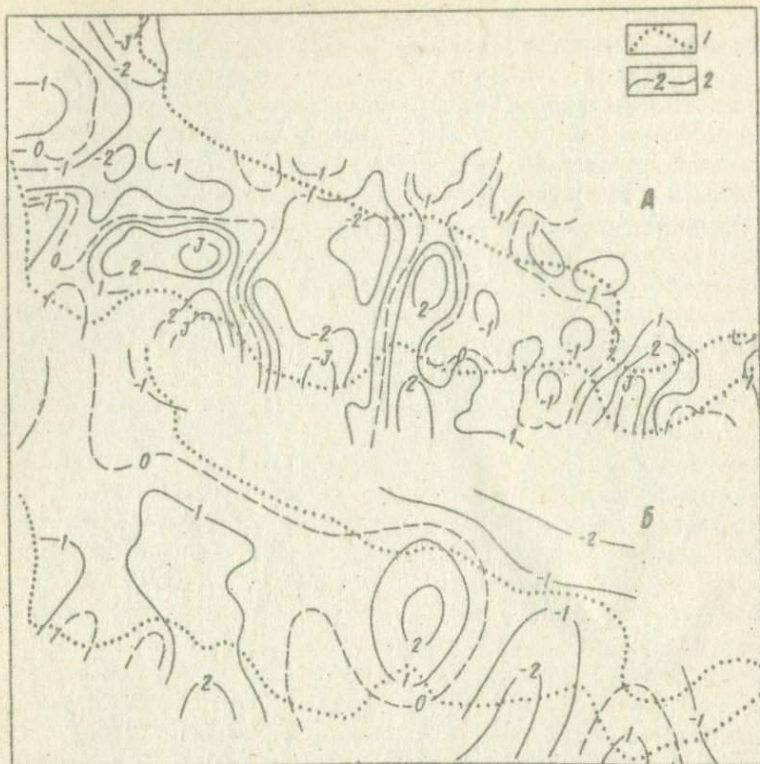
Для проверки рассматриваемой гипотезы был проведен расчет вертикальной составляющей напряженности магнитного поля для модели, ограниченной земной поверхностью и изотермической поверхностью

580°C, и сопоставление расчетного поля с наблюдаемым. Расчеты проводились для одинаковой в одной серии вычислений намагниченности. Слой разбивался на трехмерные тела - параллелепипеды, в каждом из которых кровля и подошва были горизонтальными. Достигнутая подробность и точность построения рельефа изотермической поверхности Кюри по щиту и прилегающим районам потребовали разбивки на 80 параллелепипедов. Вычисления выполнялись по программе В.И. Старостенко для второй вертикальной производной потенциала силы тяжести, которая, как известно, совпадает с искомой величиной с точностью до коэффициента. Программа позволяет вести расчеты для более сложной модели, состоящей из пирамид (усеченных) с градиентным изменением намагниченности по вертикали, однако эти возможности не использовались ввиду ограниченности исходной информации.

Предыдущими исследованиями показано, что намагниченность верхнего - "гранитного" - слоя земной коры щита (до уровня скоростей продольных волн 6,5-6,7 км/с) в несколько раз меньше, чем нижнего. Реальные колебания мощности "гранита" (и соответственно глубин кровли нижнего слоя с высокой намагниченностью) создают малоинтенсивные аномалии - порядка 10% средней величины региональных аномалий щита. Это много меньше ошибки выделения региональной составляющей - 30-50% средней величины аномалий. Поэтому в расчет была введена горизонтальная кровля магнитоактивного слоя на глубине 14 км (средняя глубина подошвы "гранита"). Это существенно упростило вычисления, но увеличило погрешность их результатов на указанную величину. Существенные погрешности связаны и с неточностью определения глубины изотермической поверхности 580°C. Для типичных условий щита (размеров параллелепипедов, перепадов и абсолютных значений глубин) ошибки составляют около 40% средней величины расчетных аномалий. Погрешность сравнения наблюдаемого и расчетного полей оказывается сопоставимой с их средними значениями. Следует отметить, что подобная ситуация должна складываться и при проверке других гипотез происхождения региональных аномалий щита.

Приведенные данные указывают на бессмысленность количественной оценки сходимости наблюдаемого и расчетного полей. Возможно лишь качественное сопоставление, которое можно провести по данным, изображенным на рисунке.

Прежде всего видны существенные различия в интенсивности расчетных и наблюдаемых аномалий (при условии, что некоторые интенсивные возмущения небольшого размера, которые могут быть следствием неполного исключения локальных аномалий, не показаны в изображенном



Наблюдаемое (А) и расчетное (Б) распределение вертикальной составляющей напряженности магнитного поля на высоте 10 км на поверхности для территории Украинского щита:  
 1 - контур щита; 2 - изолинии напряженности магнитного поля (в сотнях нанотесла).

на рисунке аномальном поле). Это расхождение не устраняется изменением в разумных пределах величины намагниченности при расчетах. Возможно, выявленные различия связаны с изменением намагниченности глубинных пород по латерали, поэтому интенсивность наблюдаемых и расчетных аномалий скорее всего нет смысла сравнивать.

Стоит сопоставить расположение основных аномалий, учитывая при этом, что сеть определений глубины изотермической поверхности  $580^{\circ}\text{C}$  неравномерна, т.е. возможны некоторые смещения границ различных форм ее рельефа и производимых ими аномалий. При таком подходе

убеждаемся, что большинство крупных возмущений, выделяемых по наблюденному полю, имеют аналогию в расчетном поле.

Таким образом, проведенные расчеты, хотя и на качественном уровне, подтверждают рассматриваемую гипотезу, во всяком случае не опровергают ее.

Для более достоверной проверки можно рекомендовать аналогичные исследования в районах с мощным осадочным чехлом (что способствует устранению локальной составляющей из наблюденного поля) и резким изменением глубины изотермической поверхности  $580^{\circ}\text{C}$  (что повысит интенсивность расчетной аномалии и сократит относительную ошибку ее определения). Эти требования могут быть удовлетворены при проведении исследований на контакте древней платформы и молодой геосинклинали или области разломно-магматической активизации.

УДК 550.838:518.5

М.С.Зейгельман

Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

К ВОПРОСУ О ГЛУБИНЕ НИЖНИХ КРОМОК

МАГНИТОАКТИВНЫХ ТЕЛ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

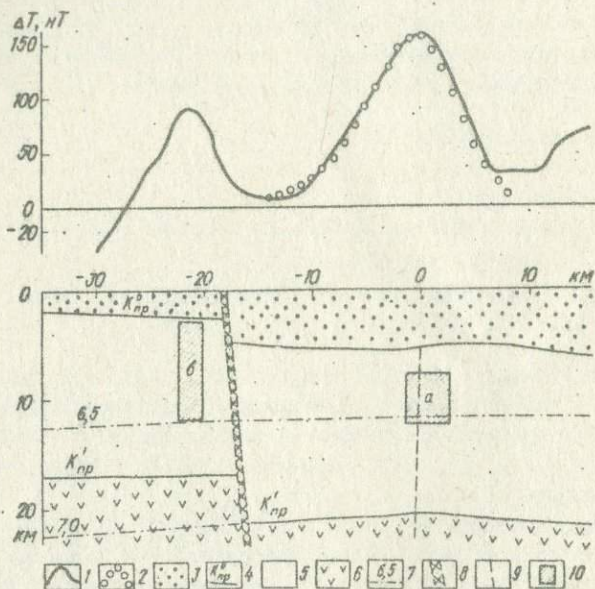
И ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА В "ГРАНИТНОМ" СЛОЕ

По методике, изложенной в работах [2, 4], проводилась количественная интерпретация ряда аномалий, обнаруженных аэромагнитной съемкой в пределах Днепровско-Донецкой впадины. К числу наиболее типичных и в то же время простых по морфологии можно отнести Монастырищенскую аномалию.

Интерпретация Монастырищенской аномалии, проведенная на основе построения объемной модели магнитоактивных масс, показала, что источник аномалии расположен в фундаменте впадины и в первом приближении достаточно хорошо аппроксимируется призмой (рисунок). Для глубины  $h$  верхней кромки призмы получено значение  $7,5 \pm 3,5$  км, для глубины  $h$  нижней — 14 км. Возможные погрешности определения нижней кромки, в основном за неточность выбора уровня отсчета аномалии, оцениваются величиной  $\pm 3,5$  км.

Известно, что по мере погружения нижней кромки намагниченного тела одинаковые приращения его вертикальной мощности все слабее проявляются в магнитном поле, и, наконец, наступает момент, когда массы, лежащие ниже некоторой глубины  $H_{np}$ , практически перестают влиять на форму и интенсивность аномалии. Величина  $H_{np}$  определяет

максимально возможную глубину нижней кромки, устойчиво определяемому по аномалиям, измеренным на дневной поверхности. Согласно данным работы [3] для такого типа источника, которым вызвана Монастырищенская аномалия,  $H_{np} \leq 20$  км. Приняв  $h = 4,6$  км, получим для объектов, расположенных в фундаменте впадины,  $H_{np} \leq 92$  км. Отсюда следует, что найденное в результате интерпретации значение глубины нижней кромки источника Монастырищенской аномалии находится в пределах устойчивого интервала.



Сопоставление результатов моделирования Монастырищенской магнитной аномалии с сейсмогеологической моделью строения земной коры (сейсмогеологические данные по Ю.В.Демиденко, Л.М.Спихиной, Л.М.Маноте, Н.И.Павленковой):  
 1 - наблюдаемая кривая; 2 - кривая от модели;  
 3 - осадочный слой; 4 - поверхность кристаллического фундамента (по данным КМШВ); 5 - "гранитный" слой; 6 - "базальтовый" слой; 7 - линии сейсмических скоростей; 8 - разломы глубинного заложения; 9 - разломы глубокого заложения; 10 - модель распределения магнитных масс: а - для Монастырищенской аномалии; б - для Погребещенской аномалии.

Аналогичная Монастырищенской аномалии глубина нижней кромки найдена при оценке параметров источника Погребищенской аномалии, которая располагается в том же районе, но не в самом грабене, а на юго-западном борту впадины. Это дало основание предполагать, что положение нижних кромок магнитоактивных тел приурочено к границе раздела в "гранитном" слое. Результаты интерпретации сопоставлялись с известными сейсмогеологическими разрезами по рассматриваемому району (см. рисунок). На этих разрезах какие-либо промажточные границы в "гранитном" слое не выделены. В последнее время в литературе появились новые данные, касающиеся, хотя и косвенно, этого вопроса. В работе [1] отмечается следующее:

"Согласно наиболее обоснованным в настоящее время моделям земной коры, в юго-восточной части Русской плиты ... с глубины 10-14 км начинается постепенное и довольно значительное увеличение скорости  $V_p$  с глубиной ... Эта граница отмечена также и в других частях Русской плиты, в частности, для западного склона Украинского щита. Можно предполагать, что данная граница или, скорее, зона перехода мощностью 1-2 км реально существует в земной коре и имеет ярко выраженный "наложенный" характер" [1, с.23].

Приведенные выдержки подтверждают возможность связи полученных глубин нижних кромок магнитоактивных тел в районе Монастырищенской аномалии с положением границы раздела в "гранитном" слое. Пример Монастырищенской аномалии свидетельствует о том, что в результате количественной интерпретации магнитных аномалий в районах впадин можно получить ценную информацию об особенностях расположения магнитоактивных источников в земной коре.

1. Галдин Н.Е. Некоторые особенности глубинного строения кристаллического фундамента Русской плиты. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, вып.12, с.15-24.

2. Зейгельман М.С. Количественная оценка параметров трехмерного призматического тела по магнитной аномалии. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, № 60, с.43-52.

3. Зейгельман М.С. К вопросу об устойчивости определения параметров призматического тела по магнитной аномалии. - Геофиз. сб. АН УССР, 1975, № 66, с.62-72.

4. Зейгельман М.С., Кореневич К.А. К методике построения объемной модели намагниченных геологических объектов при интерпретации магнитных аномалий. - Геофиз. сб. АН УССР, 1976, № 72, с.76-81.

В.Мундт, Г.Ротер

Центральный Институт физики Земли АН ГДР, Потсдам

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ  
ТЕРРИТОРИИ ГДР

Начиная с 60-х годов для территории ГДР имеются точные карты региональных структур геомагнитного поля. Уже спустя несколько лет начался анализ геомагнитных аномалий. Несмотря на это, нужно было проводить дальнейшие детальные измерения и аэромагнитную съемку. Эти данные обрабатываются.

Статистический анализ проводился в четырех направлениях. В результате статистической обработки простираний аномалий можно сделать вывод о преобладающем направлении осей аномалий и на основании этого сделать предположение о преобладающих тектонических направлениях. Дальнейшей задачей явилось обнаружение линейных особенностей поля для выделения тектонических нарушений. Для этого были вычислены и исследованы двумерные корреляционные функции поля на параллельных профилях. На основании автокорреляционной функции поля на профиле или участке площади разработан метод для вычисления средней глубины до источника аномалии. Метод позволяет получать сведения о средней глубине границ намагниченных образований. Другой метод позволяет по аномалиям поля определять глубину нижней кромки их источников. Характеристической функцией служит энергетический спектр, который получен с помощью двумерного преобразования Фурье с использованием карт модуля полного вектора напряженности по большим территориям. Ее интерпретация дает средние значения положения верхней и нижней кромки ансамбля источников. По комплексному статистическому анализу получены два основных направления, имеющих простирание  $30^\circ$  СВ и  $330^\circ$  СЗ. В результате детального анализа можно выделить четыре области с характерными преобладающими направлениями. Северная область с герцинским направлением, средняя область с простиранием структур в направлении север-юг; юго-западная часть с направлением северо-восток-юго-запад и юго-восточная часть с направлением, совпадающим с простиранием структур Рудных гор.

По двумерному корреляционному анализу выделяется большинство тектонических нарушений, самым крупным из которых является линеймент Эльбы.

Вычисленные глубины источников аномалий позволяют указать три границы намагниченных тел со средними глубинами 9, 14 и 20 км.

И.М.Силина, С.М.Подольяно, Л.Д.Кливаденко, И.Ю.Кравченко  
Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

### ВКЛАД ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

При исследовании региональных магнитных аномалий платформенных областей всегда возникают сомнения – обусловлены ли эти аномалии суперпозицией намагниченных тел, выходящих на поверхность фундамента, или глубинными источниками, или суммарным эффектом тех и других. Нет математического аппарата, который позволил бы разделить вклад в региональную компоненту глубинных и поверхностных источников. Решение этой задачи можно найти, если выполнить тщательный анализ вклада в аномальное магнитное поле намагниченных тел верхнего яруса и выделить, таким образом, "глубинную" компоненту.

Такая оценка вклада в аномальное магнитное поле эффекта поверхностных источников сделана нами для площадей региональных магнитных аномалий Украинского щита (УЩ). Этому в значительной мере способствовали результаты повысотной аэромагнитной съемки по ряду профилей, проложенных через центры аномалий.

Оценка эффекта намагниченных тел верхней части земной коры явилась первой наиболее важной частью технологической линии анализа и интерпретации региональных магнитных аномалий УЩ. Эта часть состоит из следующих последовательных этапов:

1. Составление карты намагниченности докембрийского фундамента.
2. Сравнительная оценка средней намагниченности блоков первого порядка и входящих в их состав блоков второго порядка, которые выделяются зонами максимальных градиентов региональных магнитных аномалий. Сопоставление средней намагниченности последних с интенсивностью аномалий.
3. Подбор верхней части разреза по отдельным профилям, пересекающим региональные магнитные аномалии вкост преобладающего простиранья намагниченных тел.
4. Исследование вклада полученного модельного разреза в региональную компоненту на высотах, соответствующих высоте аэромагнитной съемки и уровням трансформации, и корректировка разреза.
5. Анализ с этой же целью данных аэромагнитной съемки по затуханию аномального магнитного поля с высотой.

В результате применения этой первой части технологической линии интерпретации региональных аномалий оказалось возможным оценить вклад верхней части земной коры и выделить из аномального поля региональную компоненту, освобожденную от влияния верхнего яруса намагниченных тел, т.е. докембрийского фундамента. Рассмотрим подробнее каждый из перечисленных этапов.

Для УЩ составлена карта намагниченности масштаба 1:1 000 000. Рабочим масштабом при ее составлении служил 1:200 000 в аномальных зонах и 1:500 000 в областях спокойного магнитного поля.

Петрофизическое и тектоническое значение карты намагниченности не рассматривается, так как мы стремились акцентировать внимание на не раскрытых еще возможностях использования карты для изучения природы региональных магнитных аномалий.

При составлении карты намагниченности использован опыт подобных работ в СССР, в первую очередь методические разработки Н.Б. Дортман [5] и Л.В. Булиной [1]. Оценка намагниченности выполнена преимущественно по обобщенным значениям магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, полученным в результате систематизации материалов измерений, выполненных производственными организациями Министерства геологии УССР и Институтом геофизики АН УССР. В меньшей мере использованы результаты вычислений намагниченности по магнитным аномалиям.

Соотношение  $Q = \frac{I_n}{I}$  для докембрийских пород УЩ изменяется от десятых долей до 100-270, однако преобладающее большинство пород цита имеет величину  $Q$ , близкую 1. Характер аномалий над ними указывает, что эти породы обладают вязкой намагниченностью, совпадающей с направлением современного магнитного поля. Если учесть, что для Украины намагничивающее поле равно  $5 \cdot 10^4$  нанотесла, то при  $Q = 1 \neq x$ . Таким образом, представленная карта намагниченности докембрийского фундамента УЩ может рассматриваться и как карта магнитной восприимчивости, отражающая насыщенность фундамента ферромагнитными минералами.

Рассмотрим таблицу, где приведены сравнительные данные об интенсивности региональных аномалий и намагниченности блоков второго порядка, а также средней намагниченности блоков первого порядка. Анализируя таблицу, можно выделить два типа соотношений намагниченности геоблока и расположенного в его пределах блока 2-го порядка:

1) Намагниченность геоблока и блока второго порядка близки по величине или даже намагниченность площади региональной магнитной аномалии меньше общей намагниченности геоблока. Такой тип соотно-

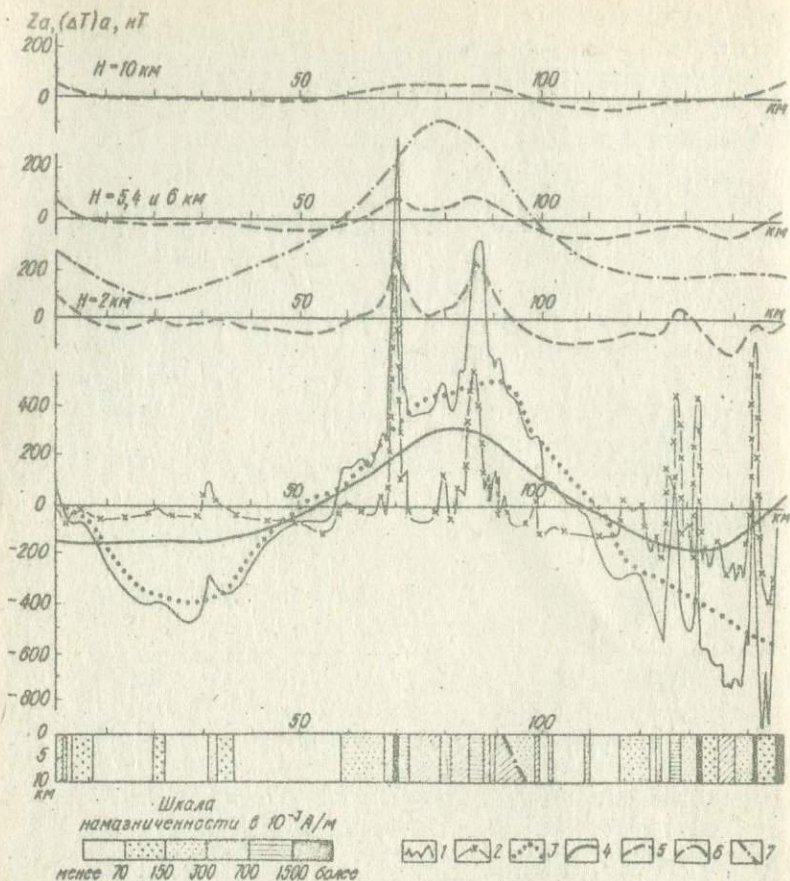
шений намагниченности блоков наблюдается в Волынской блоке и Западно-Ингулецкой межблоковой зоне. Эти соотношения позволяют сделать вывод, что Новоград-Волынская и Западно-Ингулецкая региональные магнитные аномалии обусловлены телами, не выходящими на поверхность фундамента.

#### Намагниченность блоков УЦ

Название блоков	Максимальная интенсивность РМА, нТ	Средняя намагниченность, А/м			Название РМА
		блока	в пределах РМА	за пределами РМА	
Волынский	+230	0.300	0.210	0.335	Новоград-Волынская
Подольский	+340	0.180	0.500	0.135	Винницкая
Белоцерковско-Одесский	+460	0.660	1.00	0.460	Гайсинская
Кировоградский	-260	0.100	0.100	0.100	-
Приднепровский	+320	0.200	0.800	0.200	Синельниковская
Приазовский	+340	0.520	0.660	0.400	Западно-Приазовская
Западно-Ингулецкая межблоковая зона	+470	0.320	0.340	0.300	Западно-Ингулецкая

2) Намагниченность площади региональной аномалии выше намагниченности геоблока. Это указывает в общем случае, что в создании региональной аномалии принимают участие как глубинные, так и поверхностные источники и необходимо решать задачу по их расчленению. Решение этой задачи производилось путем моделирования эффекта верхней части коры по профилям, пересекающим эпицентры региональных магнитных аномалий.

С целью оценки эффекта намагниченных тел фундамента использовалась программа В.Н.Завойского [2] для вертикально намагниченных пластовых тел на ЭВМ Минск-22. При подготовке исходной модели разреза, кроме карты намагниченности и графика аномального магнитного поля, мы использовали все возможности получения наиболее достоверной информации о магнитных свойствах геологических тел вблизи линии профиля. При этом особенно большое значение придавалось характеристике вмещающих пород, поскольку известно, что при опре-



Расчетный профиль через Винницкую ГМА:

1 - кривая  $Z_a$  наблюдаемая; 2 - кривая  $Z_a$  расчетная от модели верхнего слоя земной коры; 3 - остаточное поле (разность кривых  $Z_a$  наблюдаемой и  $Z_a$  расчетной); 4 - кривая  $Z_a$ , полученная путем пересчета наблюдаемого поля на высоту 10 км; 5 - аномальный эффект от верхней части коры на высотах 2, 6 и 10 км; 6 - кривая  $(\Delta T)_a$  наблюдаемая на высоте 5,4 км; 7 - разлом.

деленных сочетаниях намагниченностей аномалеобразующих тел и вмещающих пород может быть получена региональная аномалия только благодаря источникам верхней части коры.

Для исследования вклада полученного модельного разреза в региональную компоненту оценивался его эффект на уровнях трансформации поля и уровнях аэромагнитной съемки. Оказалось, что вклад поверхностных источников в региональное поле на высоте 10 км обычно составляет не более 10-20% его полного значения.

На рисунке приведен расчетный профиль через Винницкую региональную магнитную аномалию, совпадающий с маршрутом аэросъемки. Как видно из рисунка, вклад поверхностных источников в региональную компоненту на высоте 10 км составляет менее 20% интенсивности аномалий. По другому расчетному профилю, проложенному через эту региональную аномалию в перпендикулярном направлении, за счет мощных толщ высокомагнитных чернокитов, насыщенных ксенолитами кристаллосланцев, эффект от поверхностных источников на высоте 10 км достигает более половины интенсивности регионального поля.

Различный диапазон вклада поверхностных источников в региональную компоненту подтверждается и анализом затухания аномального магнитного поля с высотой. Выяснилось, что большинство мелких изолированных аномалий шириной до 1-2 км на высоте 2 км сохраняет только 10-20% своей максимальной интенсивности. Аномалии шириной более 2 км и их ансамбли сохраняются в аномальном поле на максимальной высоте полета 5,4 км, причем в зависимости от ширины аномалий, их интенсивности и расстояния между ними на этой высоте остается до 30-55% интенсивности на дневной поверхности.

В результате расчета суммарного аномального эффекта от намагниченных тел докембрийского фундамента, выполненного по ряду профилей, пересекающих региональные магнитные аномалии, выяснено, что эти аномалии не могут быть объяснены поверхностными источниками, а имеют глубинную природу. Однако анализ затухания аэромагнитных аномалий с высотой и оценки эффекта модельных разрезов верхней части коры на этих же высотах показывают, что ансамбли высокоинтенсивных локальных магнитных аномалий иногда создают на высоте 10 км ощутимый вклад в региональную компоненту, что необходимо учитывать при интерпретации. Поэтому методику оценки аномального эффекта поверхностных источников, разработанную для Ущ [3, 4], целесообразно использовать на других докембрийских щитах.

Карта намагниченности докембрийского фундамента является важным элементом анализа природы региональной компоненты. На основе этой карты оказалось возможным получить дополнительные доказательства глубинной природы Новоград-Вольнской и Западно-Ингулецкой

аномалий, поскольку намагниченность фундамента в пределах этих аномалий не отличается от намагниченности вмещающих блоков.

1. Булина Л.В., Булин И.К., Мартынова Г.И., Мильштейн Д.М. Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). - Л.: Недра, 1974. - 112 с.

2. Завойский В.Н., Иващенко И.Н. Алгоритм решения на ЭВМ двумерной прямой задачи магниторазведки для анизотропных по восприимчивости пород. - Геофиз. сб., 1973, № 56, с. 63-68.

3. Крутиховская З.А., Палкевич И.К., Подоляно С.М. Методика выделений региональных магнитных аномалий докембрийских щитов. - В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. - Киев: Наук. думка, 1976, с. 29-38.

4. Krutikhovskaya Z.A., Silina I.M., Bondareva N.M., Podolyanko S.M. Relation of magnetic properties of the rocks of the Ukrainian Shield to their composition and metamorphism. - Canad. J. of Earth Sci., 1979, 16, № 5, p. 984-991.

5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Под редакцией Н.Б.Дортман. - М.: Недра, 1976. - 527 с.

УДК 551.24+550.83(477.4)

В.М.Исай, О.Б.Гинтов, В.Н.Голуб  
Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев

ИЗУЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА  
ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ УЩ  
НА ОСНОВАНИИ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ГСЗ  
С ГРАВИТАЦИОННЫМИ И МАГНИТНЫМИ АНОМАЛИЯМИ

Задача данной работы состояла в исследовании связи между рельефом поверхности М и характером физических полей с целью построения схемы рельефа границы кора-мантия для западной и центральной частей Ущ. Для ее решения были привлечены результаты глубинных сейсмических зондирований, карты региональных магнитных аномалий (аномалий, пересчитанных на высоту 10 км), аномалий Буге масштаба 1:500 000.

Корреляционные связи отыскивались между: а) локализованными элементами аномалий гравитационного поля ( $S_{\Delta g}$ ) и локализованными элементами рельефа поверхности М ( $S_{H_M}$ ). Локализация выполнялась с помощью метода скользящего среднего с последующим вычитанием полученных значений из исходных данных, т.е.  $S_{H_M} = H_M - H_{M\text{оср}}$ ,  $S_{\Delta g} = \Delta g - \Delta g_{\text{оср}}$ ; б) региональными магнитными аномалиями и осредненным рельефом М, полученным в результате скользящего осреднения.

Подобная работа выполнена З.А.Крутиховской в отношении региональных магнитных аномалий. Нам пришлось повторить ее исследования

с некоторыми методическими изменениями, так как комплексное использование материалов магнитометрии и гравиметрии накладывает определенные условия на способы аппроксимации поверхности М.

Точки для сравнения брались на участках с пикетами 460-190 на УШ профиле ГСЗ и 45-330 на профиле Ш, с шагом 5 км. Статистические параметры оценивались по выборкам, полученным при радиусе осреднения 50 км. Этот радиус является предпочтительным (в сравнении с радиусами 25, 75 и 100 км), так как при нем отыскиваемые связи максимальны.

Оценки параметров распределения и силы связи, значения которых приведены в таблице, находились методом осреднения и являются состоятельными и несмещенными. С целью использования полученной по выборкам информации для суждения о генеральной совокупности, были применены методы статистической проверки гипотез, при этом уровень значимости был принят равным 0,05.

#### Результаты корреляционного анализа

№ профиля	Изучаемые связи	Коэффициент корреляции	Пределы нулевых значений	Уравнения регрессии	Доверительный интервал	Стандартное отклонение
Ш пикеты 45 - 330 $n = 58$	$H_{M\text{оср}}$ и	0,64	0,25	$H_M = 42,5 +$ $+0,01 Z_{a\text{рег}}$ $-0,6 S_{a\text{г}}$	5 км	2,6 км
	$Z_{a\text{рег}}$	+0,15				
	$S_{H_M}$ и $S_{a\text{г}}$	+0,55 +0,19	0,25			
УШ пикеты 460 - 190 $n = 55$	$H_{M\text{оср}}$ и	0,92	0,26	$H_M = 47,3 +$ $+0,023 Z_{a\text{рег}}$ $-0,22 S_{a\text{г}}$	3,7 км	1,9 км
	$Z_{a\text{рег}}$	+0,04				
	$S_H$ и $S_{a\text{г}}$	+0,78 +0,10	0,26			

В результате статистического анализа было установлено:

а) между локальными элементами рельефа М и локализованным гравитационным полем, а также между осредненным рельефом М и величиной региональных магнитных аномалий существует статистическая связь (с коэффициентами корреляции, существенно отличными от нуля), которая описывается уравнениями регрессии, представленными в таблице;

б) выборки, полученные по УШ и Ш профилям ГСЗ, принадлежат к разным генеральным совокупностям с существенно отличающимися коэффициентами корреляции, уравнениями регрессии и остаточными диспер-

сиями. Это делает невозможным составление схемы поверхности М западной и центральной частей УЦ по сводному уравнению регрессии.

Решение задачи разделения исследуемой территории на две части, по которым построения производятся по различным уравнениям регрессии, облегчается тем, что III и УШ профили ГСЗ располагаются в пределах существенно разных мегаблоков, отличающихся типом строения и историей геологического развития. Поэтому уравнения регрессии, полученные по профилю III, использовались при построении изогипс поверхности М в пределах Волынского мегаблока, а уравнения, полученные по УШ профилю, - в пределах территории, включающей Подольский, Белоцерковский и Кировоградский мегаблоки.

Сечение изоглубин на схеме поверхности М принято равным величине двойного стандартного отклонения и составляет 5 км.

Принципиальная возможность применения уравнений регрессии, полученных на профилях УШ и III, для площадных построений оценивалась посредством использования контрольных профилей ГСЗ УШа и 24. Среднеквадратичные отклонения, полученные по этим профилям, находятся в доверительных интервалах исходных уравнений регрессии.

Схема поверхности М (рисунок) западной и центральной частей УЦ показывает, что мощность земной коры в этом регионе изменяется в пределах 37-57 км. Средняя мощность коры для Волынского блока составляет 42 км, в пределах остальной территории - 47 км. На фоне средних глубин до поверхности М наблюдаются значительные поднятия и депрессии амплитудой до 10 км, отвечающие определенным структурным зонам. Так, дугообразная цепь поднятий, проходящая по линии городов Хмельницкий, Ровно, Овруч, Канев, Голованевск, Шаргород, соответствует кольцевому валу Северо-Украинского тектоноконцентра (СУТК). К этой цепи, с ее внутренней стороны, примыкает цепь депрессий в поверхности М, отвечающая периферической части внутрикольцевого пространства СУТК. В пределах внутрикольцевого пространства наиболее приподнятыми участками являются район Коростенского плутона и центральная часть тектоноконцентра. В юго-западной части территории морфоструктуры поверхности М занимают секущее (радиальное) положение по отношению к СУТК, однако площадь развития секущих структур не превышает 15-20% кольцевого обрамления.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

I. Материалы магнитных и гравитационных съемок в комплексе с данными глубинных сейсмических зондирований могут быть использованы для построения площадных схем поверхности М.

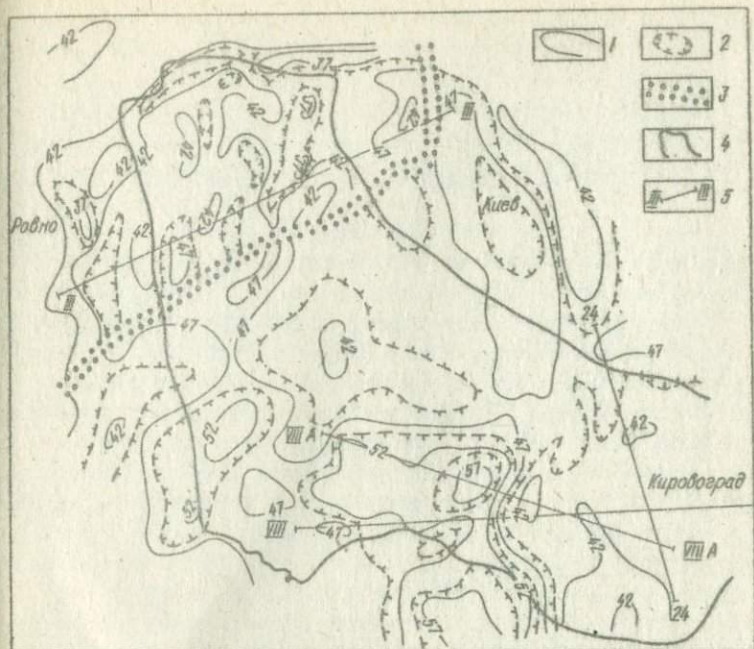


Схема изоглубин поверхности М западной и центральной частей УЩ, составленная по комплексу геофизических данных:

1 - изолинии равных глубин залегания поверхности М; 2 - промежуточные изолинии; 3 - граница участков, для которых применены разные уравнения регрессии; 4 - контуры УЩ; 5 - профили ГСЗ и их номера.

2. В пределах западной и центральной частей Украинского щита поверхностные структурные особенности земной коры прослеживаются по крайней мере до верхов мантии.

3. Северо-Украинский тектоноконцентр является глубинной структурой, охватывающей, по-видимому, значительную часть литосферы.

И. В. Головин  
 ВСЕГЕИ, Ленинград

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗОН РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ  
 НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЯХ

Анализ закономерностей расположения на щитах и антеклизях зон региональных магнитных (РМА) и гравитационных аномалий свидетельствует об их преимущественно несогласованном положении относительно структурно-вещественных комплексов и региональных зон ультраметаморфизма докембрия. В пределах плиты намечается существование связей между расположением зон РМА, направленностью, временем проявления и стадией развития платформенных колебательных движений. В частности, для структурных зон демиссионного типа, находящихся на ранней стадии развития, отмечается расположение зон РМА в осевых частях структур, а на зрелой стадии в крайних частях. Сходные закономерности характерны и для структурных зон инверсионного типа (рис. 1). Зоны РМА наиболее четко соответствуют последним этапам наиболее интенсивных (энергетичных) движений определенного знака, проявившихся на конкретных участках территории в фанерозое. При смене знака или структурного плана движений отмечается изменение структуры и перестройка плана зон РМА. На щитах и антеклизях зоны РМА часто тяготеют к ранее существовавшим границам палеоструктурных зон осадочного чехла. В формировании зон РМА в связи с проявлением колебательных движений на платформе намечается прогрессивная часть, связанная с этапом прогибания и достигающая экстремальных значений на инундационной стадии, и регрессивная часть, связанная с инверсией движений или наложением структурных зон иного тектонического плана.

Исследованиями зон РМА, проведенными на восточной части Балтийского щита, в разных по составу и степени регионального метаморфизма породах архея, протерозоя и рифея выявлено существование разнотипных зон закономерного изменения намагниченности и геохимии, различно сопрягающихся на современном эрозионном срезе с РМА в зависимости от глубины расположения ее источника (рис. 2). Установлено наличие трех зон различно намагниченных разных по составу пород. Из них одна зона наиболее намагниченных пород (зона типа А) является источником РМА. На флангах этой зоны в аналогичных или близких по составу породах последовательно и чаще всего симметрич-

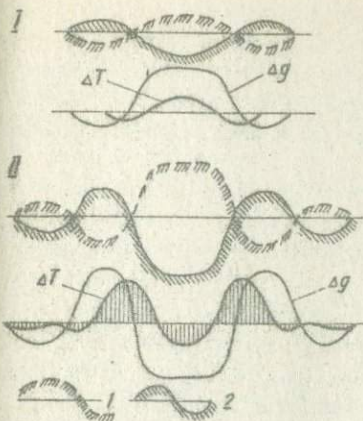
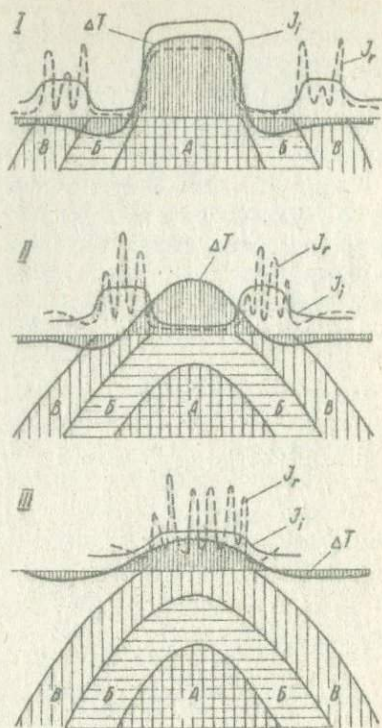


Рис.1. Модель формирования геофизических аномалий в структурных зонах платформы на начальной (I) и зрелой (II) стадиях. Морфоструктурные зоны при движениях: инверсионного (1) и демиссионного (2) типов.

Рис.2. Схематическая модель физико-геохимической зональности при разной глубине источника РМА: I, II, III - уровни расположения источника РМА (зона типа А); А, Б, В - типы физико-геохимических зон.



но располагаются сначала зоны пониженной магнитности или немагнитных пород (типа В) и далее нового намагничивания пород (типа В), имеющего меньшие величины намагниченности, чем в зонах типа А. В однородных по составу и фациям регионального метаморфизма геологических формациях наблюдается изменение содержаний химических элементов: падение содержаний большого числа элементов в зонах типа В и концентрация их в зонах типа В, наиболее удаленных от источника магнитных аномалий.

Выявленная физико-геохимическая зональность на изученных участках сопровождается закономерным изменением парагенетических ассоциаций в породах вторичных минералов: хлорита, эпидота, пренита, слюды и других, а также коэффициента щелочности среды, имеющего максимальные значения в зонах А и В. Установлено, что значительная часть РМА имеет источники, не выходящие на современный уровень

эрозийного среза. Исследованиями, выполненными Л.Е.Шолпо, установлены заметные различия в структуре, текстуре и магнитном состоянии ферромагнетиков в зонах типа А и В. В частности, им выявлен низкотемпературный характер (первые сотни градусов) образования ферромагнетиков в исследованных зонах типа А - источниках РМА.

Имеющиеся данные свидетельствуют о наличии в ряде случаев корреляции зон РМА с участками эпигенетических изменений пород осадочного чехла плиты (региональная доломитизация карбонатных пород и т.п.).

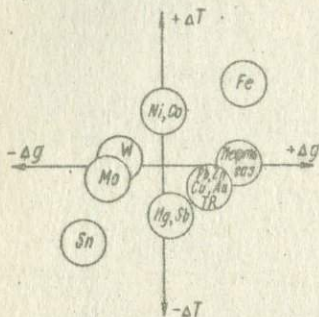


Рис.3. Преобладающие геофизические характеристики районов с разнотипной промышленной эпигенетической минерацией.

На древних платформах и в ряде складчатых областей статистически выявлено существование устойчивых генеральных тенденций связи площадей с эпигенетическим оруденением и относительных характеристик зон региональных геофизических аномалий (рис.3). Установлена также тесная пространственная связь многих формационных типов рудных месторождений и нефтегазоносных площадей преимущественно с периферическими зонами РМА.

Выявленная в связи с зонами РМА физико-геохимическая зональность с учетом радиогеохронологических данных интерпретируется как следствие изменения термодинамических условий и волнообразного изменения щелочности-кислотности среды в соответствии со схемой Д.С.Коржинского в сопряженных метаморфогенно-метасоматических системах, формирующихся при платформенных тектонических движениях, наложенных на структуры докембрия.

На фоне РМА или вне связи с ними и часто в ином структурном плане неоднородности вещественного состава докембрийских пород и регионального докембрийского метаморфизма (зоны региональной базификации и скарнирования, переходные зоны метаморфизма от эпидот-амфиболитовой к зеленосланцевой фациям и т.п.) выделяются зонами магнитных аномалий более высоких порядков. Сопряженная физико-геохимическая зональность устанавливается в ряде случаев и в связи с сугубо локальными магнитными аномалиями, развивающимися по зонам разломов.

Петрологическое и минерагеническое значение зон РМА платформенных областей состоит в том, что они фиксируют расположение в земной коре современных и палеотектонических зон градиентов термодинамических условий и сопряженных с ними метаморфогенно-метасоматических систем (СМС), являясь в общем случае проекциями на дневную поверхность той части СМС, где происходит наиболее интенсивное образование в разных по составу породах вторичных ферромагнетиков. Зоны РМА являются историческими категориями, тесно связанными с историей развития, энергетичностью и направленностью волнообразных тектонических движений, и имеют прогрессивно-регрессивный характер. Источником РМА является в основном вторичный магнетит, образующийся в земной коре при разных (в том числе и сравнительно низких) температурах и давлениях.

В условиях платформ зоны источников РМА чаще всего не выходят на уровень современного эрозионного среза. Уровень их вскрытия, стадия и направленность развития могут быть установлены на поверхности только по характеру сопряженной физико-геохимической и минералогической зональности с привлечением других данных.

Зоны РМА являются индикаторами положения в земной коре части СМС с определенными термодинамическими и геохимическими условиями, что и определяет их минерагеническое значение.

УДК 551.24+550.382(925.14)

А.Н.Василевский, Л.В.Витте, Л.А.Шарловска.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

#### ДЕЙТЕРООРОГЕННАЯ ПЕРЕСТРОЙКА КОРЫ И МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Анализ взаимоотношений структурно-вещественных комплексов земной коры исследуемого региона (южная часть Сибирской платформы и ее Саяно-Байкальское складчатое обрамление) указывает на то, что период активных коровых процессов был очень длительным - от раннего докембрия до мезозоя и кайнозоя. Процессы становления коры (геосинклинально-орогенные) и ее преобразования (дейтероорогенные) сопровождались очень сложной эволюцией ферромагнитных минералов, характер окончательного распределения которых и обусловил особенности магнитного поля региона.

Магнитное поле характеризуется чередованием крупных линейных зон интенсивностью  $+500 - \pm 1000$  нТ и более, разделенных участками

близкого к нормальному или слабоотрицательного поля. Общее прости-  
рание аномальных зон в пределах крупных геотектонических элемен-  
тов (Сибирская платформа, Саянская и Байкальская складчатые сис-  
темы) подчиняется общему плану их внутренней структуры.

Сопоставление магнитного поля и геологических структур пока-  
зало, что аномальные магнитные зоны высокой интенсивности поля с  
удивительной точностью совпадают с крупными линейными зонами про-  
ницаемости, насыщенными магматическими продуктами эпох средне-  
верхнепалеозойской и мезозойской активизаций (дейтероорогенезов).  
Активизация Сибирской платформы в это время имела следствием на-  
сыщение коры западной ее части магматическим материалом, имеющим  
состав толеитовых базальтов (траппы). Огромные масштабы траппово-  
го магматизма в верхней части коры позволяют предполагать соответ-  
ствующие масштабы плавления мантии и высокую степень насыщения  
мантийными магмами всего разреза коры. Связь крупных положитель-  
ных аномалий и аномальных зон магнитного поля западной части плат-  
формы с зонами насыщения трапповыми интрузиями не вызывает сомне-  
ния. Восточная часть платформы в среднем палеозое и мезозое была  
ареной щелочно-ультраосновного (кимберлитового) и щелочного (сие-  
нитового) магматизма.

Активизация Байкальской и Алтае-Саянской складчатых областей  
в среднем-верхнем палеозое и мезозое сопровождалась становлением  
специфичных магматических формаций. Они имели отчетливо выражен-  
ный щелочной уклон. Щелочные базальтоиды, щелочные граниты и сиен-  
иты средне-верхнего палеозоя и мезозоя в Байкальской складчатой  
области насыщают огромную полосу, протягивающуюся более чем на  
2000 км при ширине 300 км из районов Монголии и Чикой-Джидинского  
междуречья, через верховья Витима и Нерчи - в область мезозойской  
гранитизации Станогого хребта. Зона насыщения дейтероорогенными  
продуктами строго соответствует сложнопостроенной зоне положитель-  
ных аномалий, внутри которой отмечается четкая корреляция положи-  
тельных зон и аномалий с телами щелочных гранитов и сиенитов.

В Алтае-Саянской части крупные зоны положительных магнитных  
аномалий соответствуют крупным наложенным структурам и магматичес-  
ким полям, сформированным в эпоху средне-верхнепалеозойской акти-  
визации этой области. Таковы Агульско-Удинский прогиб, выполненный  
эффузивными толщами девона, вмещающими крупные интрузии щелочных  
гранитов и сиенитов; магматические поля восточного и южного бортов  
Минусинского прогиба и прилежащих к ним структур Восточного и За-

падного Саяна. Основные особенности магнитного поля здесь определяются распределением щелочных гранитоидных формаций.

В области сочленения северо-западных и северо-восточных систем магнитных аномалий Саянского и Байкальского регионов, в районе Тувы, Каахемских складок и в Монголии отмечаются положительные магнитные аномалии субширотной ориентировки. Они соответствуют области насыщения коры щелочными гранитоидами среднего-верхнего палеозоя.

Таким образом, анализ взаимоотношений структурно-вещественных комплексов и особенности магнитного поля исследуемого региона показывает: 1. Становление щелочных гранитоидных комплексов Саяно-Байкальского региона и трапповый магматизм внутреннего поля Сибирской платформы — проявления одного и того же процесса крупномасштабной активизации мантии в палеозое и мезозое. 2. Специфика процессов обусловлена составом и мощностью литосферы этих регионов и тектонической обстановкой. 3. Положительные магнитные аномалии, зоны аномалий, созданные вещественными комплексами эпох активизаций, резко доминируют в магнитном поле, что находится в полном соответствии с масштабом и спецификой тектонической локализации дегероогенных процессов.

Формирование магматических комплексов, вызывающих магнитные аномалии, определялось глубинными мантийными факторами. Это очевидно для толеитовых серий (траппы), являющихся продуктами тотального плавления мантии и последующей жидкостной дифференциации расплава в условиях подъема вдоль глубоко проникающих разломов. Становление щелочных гранитов и сиенитов Саяно-Байкальского региона происходило в системе, открытой по отношению к щелочным компонентам, приносящимся флюидными потоками из области активизированной мантии. Максимальная концентрация флюидных потоков, по-видимому, определялась зонами проницаемости различного масштаба.

Флюидные потоки, исходя из области активизированной мантии и проходя через вышележащие слои мантии и коры, вступали во взаимодействие с силикатами. Энергия этого взаимодействия частично расходовалась на плавление вещества мантии и коры. Вследствие этого на разных уровнях возникали расплавы, состав которых определялся, с одной стороны, составом того глубинного субстрата, в котором они формировались, с другой — щелочной спецификой флюидов. Поскольку в щелочных сериях резко повышается степень окисления железа, то при кристаллизации расплавов, содержащееся в них железо будет существенно реализовываться в форме окислов. Породы, кристал-

лизующиеся в средних и нижних горизонтах коры, где преобладают железо-магнезиальные силикаты, возможно, будут значительно обогащены окислами железа. При кристаллизации щелочных гранитоидов в верхней части коры, где содержание железа в породах невелико (особенно для Забайкалья, где щелочные комплексы формировались на базе гранитоидного субстрата) процент окислов железа будет невелик (по данным Литвиновского до 3-5%). Учитывая это обстоятельство, можно предполагать, что основной вклад в наблюдаемое магнитное поле над зонами дейтероорогенного щелочного магматизма вносят намагниченные комплексы нижней и средней частей коры.

Это положение подтверждается результатами геологического моделирования магнитных аномалий по профилям, секущим основные зоны дейтероорогенной перестройки коры. Различные модели с магнитоактивными источниками в верхах коры (первые 10 км) не могут объяснить наблюдаемое поле, так как даже при максимальных намагниченностях объектов (3,3 А/м) рассчитанное поле имеет много меньшую амплитуду, чем наблюдаемое, и, кроме того, отсутствуют плавные понижения поля между зонами проницаемости. Модели с намагниченными низами коры (до 3,0 А/м) в зонах проницаемости позволяют объяснить высокую интенсивность поля при номинальной намагниченности верхних тел (определенной экспериментально). К тому же глубинные магнитные объекты обуславливают плавные понижения поля (вплоть до отрицательных значений) в областях, смежных с зонами проницаемости, что мы имеем в наблюдаемом поле.

В соответствии с изложенным можно сделать заключение, что дейтероорогенные процессы средне-верхнепалеозойской и мезозойской эпох имели глубинный характер. Они обусловили перестройку вещественного состава во всем объеме коры зон проницаемости. Созданные этими процессами магнитоактивные источники определяют основные особенности магнитного поля рассматриваемого региона.

А.Л.Пискарев, А.В.Манухова, Г.П.Аветисов  
ВСЕГЕИ, Ленинград

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ  
И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ  
О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Север Сибирской платформы представляет собой два разнохарактерных блока земной коры, спаянных швом, протягивающимся в субмеридиональном направлении вдоль  $102^{\circ}$  в.д.

Внутри крутопадающих толщ метаморфических пород фундамента северо-востока платформы, покрытых на большей части территории чехлом осадочно-вулканогенных пород мощностью 2-4 км, выделяются серии и комплексы, ширина выходов которых составляет, как правило, десятки километров, существенно различающиеся по своей средней намагниченности. Простираение толщ кристаллического фундамента северо-северо-западное. Таково же и простираение магнитных аномалий региона, отображающих неоднородность намагниченности толщ кристаллического фундамента [4].

Фундамент северо-запада Сибирской платформы нигде не обнажается. Дополнительные сложности при изучении этого региона возникают потому, что на огромной площади севера Тунгусской синеклизы осадочные породы перекрыты почти двухкилометровым панцирем эффузивных траппов, чрезвычайно усложняющим картину магнитного поля и затрудняющим его анализ. Используя то обстоятельство, что толща эффузивных траппов намагничена сравнительно однородно, мы рассчитали топографические поправки к магнитным аномалиям. После введения этих поправок, названных поправками за рельеф местности, была получена карта магнитных аномалий, связанных с глубинными источниками. Ширина магнитных аномалий составляет несколько десятков километров, глубина источников 5-6 км. Простираение аномалий на севере Тунгусской синеклизы преимущественно широтное. Совокупность данных о глубине, намагниченности и морфологии источников магнитных аномалий на севере Тунгусской синеклизы позволяет связывать их также с докембрийским кристаллическим фундаментом среднего состава.

В последние годы на севере Сибирской платформы произведены разнообразные сейсмические исследования: точечные сейсмические зондирования, профильные глубинные сейсмические зондирования, ис-

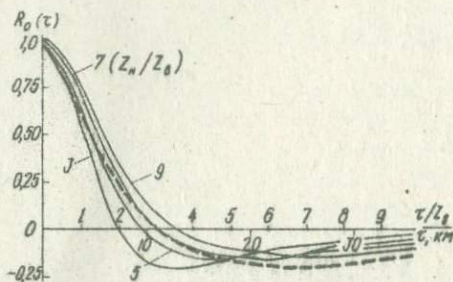
следования методом обменных волн землетрясений. Выявлены некоторые общие закономерности поведения сейсмических границ. Глубина поверхности Мохоровичича на северо-востоке Сибирской платформы изменяется от 41 до 49 км, в общем закономерно уменьшаясь от центральной части Сибирской платформы к ее северной периферии. Других выдержанных внутрикоровых границ не обнаруживается [1, 2]. Наблюдается тесная связь рельефа земной поверхности с рельефом поверхности М. Заметным повышением рельефа земной поверхности соответствуют понижения границы М и наоборот (коэффициент корреляции 0,90). Проанализирована также зависимость региональных магнитных аномалий  $\Delta T$  от рельефа поверхности М. Вычисленное значение коэффициента корреляции по десяти точкам зондирования МОБЗ оказалось равным 0,36, т.е. близко к порогу, принимаемому обычно за порог значимости.

На северо-западе Сибирской платформы сейсмические исследования также показали, что единственной уверенно прослеживаемой региональной сейсмической границей является поверхность М. Глубина ее изменяется на северо-западной окраине платформы от 42 до 45 км. Заметной связи региональных магнитных аномалий с рельефом поверхности М не обнаруживается.

Для того чтобы оценить возможности магниторазведки для исследования поведения глубинных физических, либо геологических границ раздела в земной коре, очень важно исследовать глубины распространения источников магнитных аномалий. В большинстве случаев такие исследования опираются на расчеты глубины нижних кромок отдельных намагниченных тел и, как это показано в ряде работ, несут в себе очень большие погрешности. Нам кажется более перспективным другой путь, при котором исследуется частотный спектр магнитных аномалий. Одной из реализаций такого подхода является методика, разработанная И.Г.Клушиным для случая, когда распределение неоднородно намагниченных горных пород аппроксимируется серией крутопадающих пластов, интенсивность намагниченности и взаимное положение которых описывается случайными функциями [3]. Эта идеализация, по нашим представлениям, близка к реальной картине источников магнитных аномалий в земной коре Сибирской платформы. Глубина нижней кромки определяется по виду нормированной автокорреляционной функции после сопоставления ее с теоретическими кривыми.

Рассчитана нормированная функция на участке, расположенном на северо-востоке Сибирской платформы, южнее Анабарского щита. Общая площадь участка порядка 100 000 км<sup>2</sup>, число точек, в которых

сняты значения  $\Delta T$ , составляет более 3000. Средняя глубина залегания кристаллического фундамента на выбранном участке платформы составляет по геофизическим данным 3,5 км. При сопоставлении кривой рассчитанной автокорреляционной функции с теоретическими кривыми видно, что глубина залегания нижних кромок примерно в 8 раз превышает глубину залегания верхних кромок, т.е. составляет величину около 28 км (рисунок).



Определение глубины распространения неоднородно намагниченных горных пород по виду нормированной автокорреляционной функции.

Аналогичные расчеты проделаны для территории Тунгусской синеклизы, где использовано более 1000 значений  $\Delta T$ . Глубина залегания кристаллического фундамента на этой территории принята нами в соответствии с расчетами 5 км. Глубина залегания нижних кромок намагниченных объектов, рассчитанная по виду нормированной автокорреляционной функции, составляет около 25 км.

Таким образом, произведенные расчеты свидетельствуют о том, что магнитовозмущающие объекты в толще земной коры Сибирской платформы расположены выше поверхности М. Это подтверждает сделанный нами ранее вывод о связи региональных магнитных аномалий (ширина которых 20–100 км) преимущественно с изменением состава докембрийских пород фундамента по латерали, а не с рельефом субгоризонтальных глубинных сейсмических границ.

1. Аветисов Г.П., Пискарев А.Л. Глубинное строение Западной Якутии по данным обменных волн землетрясений. — Сов. геол., 1979, № 4, с. 114–119.

2. Бабаян Г.Д., Мокшанцев К.В., Уваров В.Ф. Земная кора восточной части Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1978. — 55 с.

3. Клушин И.Г. Статистическое исследование глубины распространения неоднородно намагниченных горных пород. - Прикл. геофизика, 1968, вып.52, с.128-133.

4. Пискарев А.Л. Источники магнитных аномалий в земной коре Сибирской платформы. - Геофиз. сб., 1976, № 73, с.66-73.

УДК 550.83.016(470.22)

А.В.Доливо-Добровольский, Р.В.Былинский, Ф.С.Файнберг  
Лаборатория аэрометодов объединения "Аэрогеология",  
Западный геофизический трест, Ленинград

#### ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ КАРЕЛИИ

Для территории Карелии построены карты региональных магнитных полей  $\Delta T_{рег}$  с радиусами осреднения 15 км ( $\Delta T_{15}$ ) и 30 км ( $\Delta T_{30}$ ) и карта разностных полей ( $\Delta T_{15-30}$ ); исходные данные сняты с карт масштаба 1:200000 по сети 4 x 2 км, вычисления выполнены в ВЦ ЗГТ на ЭВМ М-222 по программе АСОГ-32, вычерчивание карт - на графо-построителе "Атлас".

Корреляция  $\Delta T_{рег}$  с гравитационными полями, с рельефом поверхностей М и К установлены лишь на отдельных участках.

Сложности истолкования  $\Delta T_{рег}$  связаны с их аппроксимационным характером, с неопределенностью выделения границ магнитных блоков, с отсутствием сведений о глубинных объектах. В помощь интерпретации использованы данные дешифрирования снимков.

По космоснимкам выделен ряд новых разрывов (особенно субмеридиональных и субширотных) и кольцевые разломы, ограничивающие гранитные и гнейсовые овалы и овальные структуры гранитообразования. Разрывная тектоника хорошо коррелируется с магнитными полями, разломы используются как границы магнитных блоков в соответствии с методикой комплексирования: намечены возможные источники полей  $\Delta T_{рег}$ .

Общее повышение полей по карте  $\Delta T_{30}$  приурочено к западу и югу Карелии, с рельефом границ М и К и с полями  $\Delta g$  оно практически не коррелируется (рис.1). Его границам отвечают отдешифрированные субмеридиональные и субширотные разломы, отделяющие области увеличения количества диоритов в фундаменте.

Региональный минимум в центре Карелии по карте  $\Delta T_{30}$  очерчивается субмеридиональными и северо-западными разломами и кольцевым разломом Водлозерской овальной структуры. Его северной части соответствует максимальное погружение границы К. Это область протерозойских трогов и грабен-синклиналей.

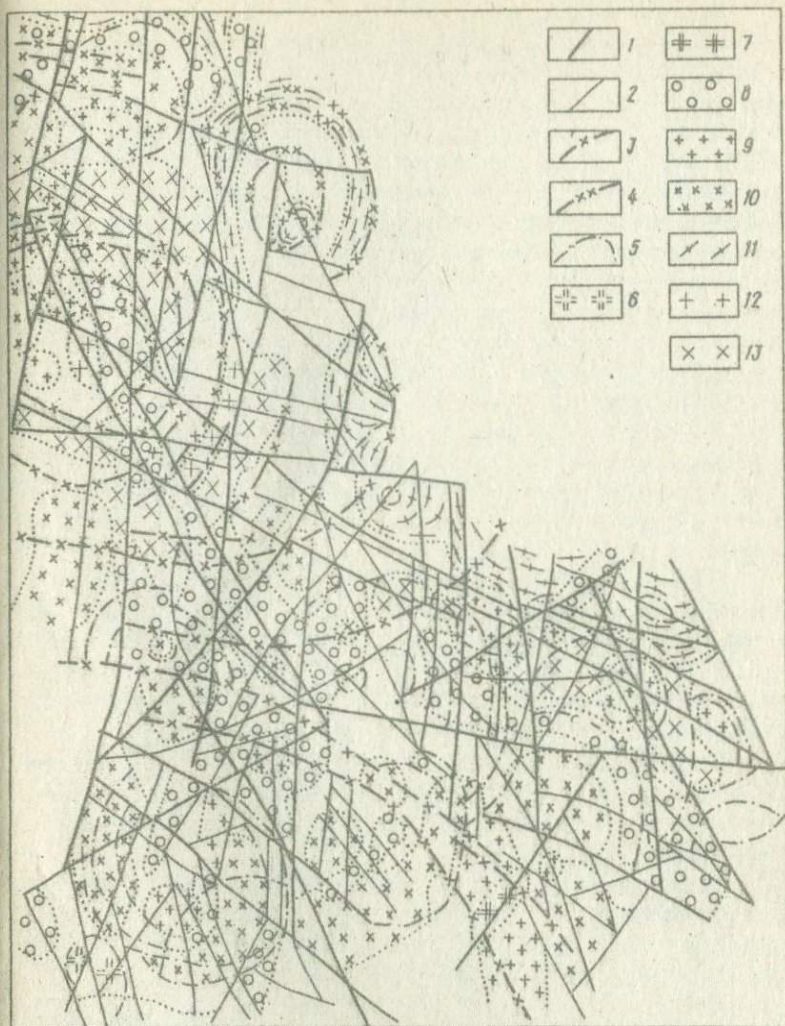


Рис. 2. Схема строения надбазальтового слоя. Составил А.В.Долгово-Добровольский:

1-5 - отдешифрированные разломы: 1-2 - линейные (1 - первого, 2 - второго порядков); 3-5 - кольцевые (3 - гранитных овалов, 4 - гнейсовых овалов, 5 - овальных структур гранитообразования); 6 - граниты ралакиви; 7 - базиты и гипербазиты; 8 - мобильные зоны проницаемости; 9 - саамские граниты; 10 - саамские диориты; 11 - магнитные беломорские гнейсы амфиболового состава; 12 - наиболее кислые протограниты; 13 - протодиориты.

На карте  $\Delta T_{15}$  и разностной  $\Delta T_{30-15}$  область минимума разбивается на ряд линейных минимумов; эти и другие линейные минимумы хорошо коррелируются с известными протерозойскими структурами и отдешифрованными структуроконтролирующими разломами; их причина — подъем рельефа изотермы Кюри в зонах повышенной проницаемости земной коры. Некоторые из минимумов дугообразны, совпадают с отдешифрованными кольцевыми разломами и обтекают жесткие блоки овальных структур. Ряд изометричных минимумов отмечается над точками пересечения кольцевых структур (рис.2).

Отдешифрованным ареалам гранитообразования отвечают изометричные аномалии (максимумы над диоритовыми, минимумы над гранитными); для крупных структур чередованию диоритов и гранитов соответствует аномалия в центре и окружающие ее дуги аномалий. Структуры проявлены в полях  $\Delta g$ , иногда в рельефе М, К.

Более крупные изометричные и дугообразные аномалии  $\Delta T_{рег}$  коррелируются с гранитными овалами, отмечая эпицентр выплавки протогранитного слоя и разделение на протограниты и протодиориты фундамента. Структуры слабо проявлены в полях  $\Delta g$ , с ними связано изменение границ М и К.

Некоторые изометричные или дугообразно изогнутые максимумы очерчивают нелинейные структуры архея, в частности, Кемский гнейсовый овал, выделенный по другим данным. Кольцо аномалий разорвано линейным минимумом Чупинского прогиба, несогласно лежащего на структуры нижних толщ Беломорья. Прогибу отвечает линейное в плане погружение поверхности К (по Р.В.Былинскому).

По картам  $\Delta T_{15}$  и картам разностных полей  $\Delta T_{30-15}$  разделяются магнитная и немагнитная части Саллинского массива рапакиви. Овальная форма магнитного блока рапакиви проявлена на космических снимках.

Таким образом, в Карело-Кольском регионе характер региональных магнитных полей в большой мере определяется распределением гранитов и диоритов в надбазальтовом слое и положением зон крупнейших структуроконтролирующих разломов.

Помимо геотектонического и регионально-геологического значения изучение полей  $\Delta T_{рег}$  важно при металлогеническом прогнозировании: минимумам отвечают рудоконтролирующие зоны повышенной проницаемости и точки пересечения кольцевых структур.

Р.В.Былинский, Л.Д.Кливаденко, В.С.Сукач,  
С.В.Елисеева, Ю.Е.Неижсал  
Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, Киев,  
Западный геофизический трест, Ленинград

### О ПРИРОДЕ ПЯОЗЕРСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

В системе региональных магнитных аномалий (РМА) Карелии, протянувшихся вдоль границы с Финляндией, Пяозерская аномалия является самой крупной и наиболее доступной для изучения [5]. Именно поэтому она была выбрана в качестве первоочередного объекта исследований Институтом геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, имеющих целью выявление природы и металлогенического значения региональных магнитных аномалий Балтийского и других древних щитов. Основой этих исследований явилась методика анализа и интерпретации региональных магнитных аномалий, разработанная для Украинского щита и опубликованная в работах [2-4], а также в настоящем сборнике.

Пяозерская РМА пространственно совпадает с Пяозерско-Тикшеозерской блок-антиклиналью, входящей в состав Северо-Карельской антиклинорной зоны, и Топозерским блоком III порядка.

В геологическом строении площади Пяозерской аномалии принимают участие осадочно-метаморфические комплексы архейского, нижне- и среднепротерозойского возраста и многочисленные интрузивные тела основного и кислого состава, залегающие в виде пластовых интрузий или крупных массивов. Наблюдается четкая приуроченность интрузий основного и ультраосновного состава к центральной и краевой частям региональной аномалии.

В эпицентре аномалии распространены преимущественно интрузивные породы архейского возраста (2,8-2,9 млрд. лет) чарнокитдиоритовой мигматитовой формации и небольшие тела (перидотит-пироксенит-норитовой формации архейского и нижнепротерозойского возраста). Диорит-чарнокитовая мигматитовая формация представлена широко развитыми пироксенсодержащими диоритами, габбро-диоритами, диоритогнейсами биотит-амфиболового, амфибол-биотитового и биотитового состава, кварцевыми диоритами, гнейсо-гранодиоритами, а также микроклин-плагноклазовыми породами, несущими информацию об интенсивно проявленных процессах регионального прогрессивного и регрессивного метаморфизма и гранитообразования, проявившихся в реболь-

скую фазу тектогенеза. Интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации, представленные отдельными телами норитов, оливинитов, лерцолитов и габбро-лабрадоритов, свидетельствуют о магматической активизации в раннем протерозое.

Вдоль северного обрамления Пяозерской РМА развиты многочисленные основные интрузии ятулия, образовавшиеся в сфокофенскую эру тектоно-магматического режима, приуроченного к моментам возобновления глыбовых движений в кристаллическом фундаменте. Интрузии представлены преимущественно базальтами, диабазами, порфиридами, залегающими среди пород осадочно-вулканогенного комплекса Карелии. Аналогичная толща пород развита на юге аномалии, в зоне глубинных разломов, определивших крупноблоковое строение территории.

На восток и юго-восток от зоны максимума аномалии развиты породы диабаз-граувакковой (амфибол-гнейсовой) и песчаниковой (гнейсовой) формаций беломорья, а также породы железисто-кварцито-граувакко-порфириковой формации лопия. На северо-востоке распространены терригенные и вулканогенные образования лопия, относимые к тикшеозерской серии.

Таким образом, региональную геологическую структуру в районе Пяозерской РМА можно представить как жесткое ядро, окаймленное по периметру прогибами облекания — пограничными структурами типа мобильно-проницаемых зон. Это ядро окаймляется областью повышенной плотности землетрясений, приуроченной к зонам унаследованных разломов, контролирующих размещение магматических комплексов. Магнитуда землетрясений составляет 3-4 единицы, а глубина эпицентров землетрясений (в юго-западном обрамлении аномалии) 16-40 км [6].

Первым этапом изучения природы аномалии явилось составление карты намагниченности фундамента масштаба 1:200000, которая использована при выборе моделей разрезов верхней части коры вдоль интерпретационных профилей (рисунок, а). Она построена с использованием более мелкомаштабной карты (под редакцией Н.В.Дортман) результатов обработки коллекции из 1700 образцов, отобранных авторами по интерпретационным профилям и любезно предоставленных нам П.А.Лебедевым и Ю.Д.Шульгой.

В результате исследований установлено, что магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность пород чарнокит-диоритовой формации в зависимости от исходного состава метаморфизируемых пород и степени метаморфизма изменяется в широких пределах. Преобладаю-

шее распространение слабонамагниченных разностей гнейсо-гранодиоритов определяет область существования намагниченности в (0,3-0,7 А/м) магнитных гнейсо-гранодиоритов, гранитов плагиомикроклиновых - в (0,7-1,5 А/м). Интенсивности намагничения в (1,5-3,0 А/м) и (3,0-6,0 А/м) и более соответствуют высокомагнитным диоритам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, включающим мелкие тела друзитовой формации архейского возраста. Именно эти породы, сосредоточенные в зоне максимума аномалии, оконтуренного изодинамой +350 нТ, определили среднюю намагниченность в ядре Тихоозерской блок-антиклинали в 1,2 А/м. Небольшие значения  $Q = \frac{J}{J_0}$  этих пород, составляющие 0,2-0,4 до 1,0, указывают на индуктивную природу намагниченности.

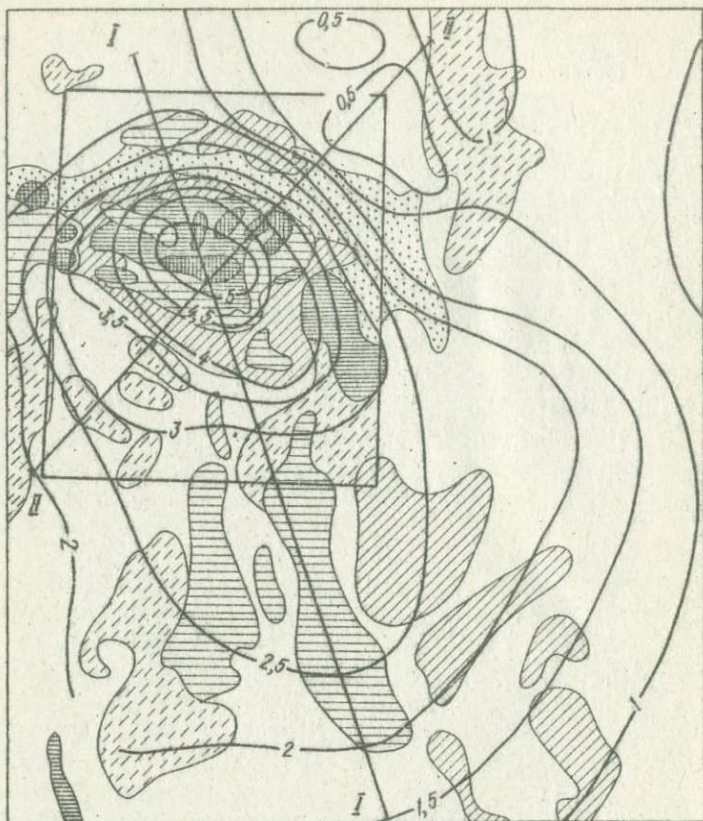
В высокомагнитных образованиях габбро-пироксенит-норитовой формации свекофенского цикла, также приуроченных к максимуму аномалий, преобладает остаточная намагниченность ( $Q = 2+5$ ).

За пределами максимума, оконтуренного изодинамой +350 нТ, распространены практически немагнитные ( $J_{CB} = 0,03$  А/м) породы гнейсовой толщи биотитового и амфибол-биотитового состава с линзами амфиболитов ( $J_{CB} = 0,15-0,30$  А/м) и плагиомикроклиновые граниты ( $J_{CB} = 0,3-0,7$  А/м).

Результаты интерпретации Пюозерской РМА изображены на рисунке. В качестве исходного поля использовались данные аэромагнитной съемки на высоте 50-70 м; по профилю I-I выполнена детальная наземная съемка. Региональная аномалия по профилю I-I получена путем осреднения наблюдаемого поля, по профилю II-II из наблюдаемого поля предварительно был исключен эффект поверхностных источников по методике, описанной в работе [2]. Дальнейшая интерпретация заключалась в подборе области намагничения, наилучшим образом удовлетворяющей региональной компоненте, с помощью декомпозиционно-итерационного метода [1].

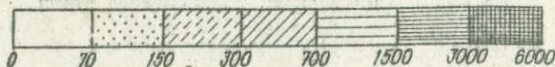
Этот метод обладает следующим преимуществом: а) позволяет одновременно подбирать форму и намагниченность модели; б) отличается высокой устойчивостью процесса поиска решения; в) позволяет осуществлять учет априорной и фактической информации как о геометрических, так и о физических параметрах; г) отличается относительно простыми вычислительными алгоритмами.

В результате по обоим профилям установлены области повышенной намагниченности, нижняя кромка которых располагается на глубинах 25-30 км. Величина намагниченности толщ пород (от 2 до 30 км) по профилю I-I составляет 2,5 А/м и по профилю II-II, за пределами верхнего десятикилометрового слоя, 3,8 А/м. Такое воз-

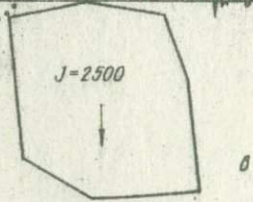
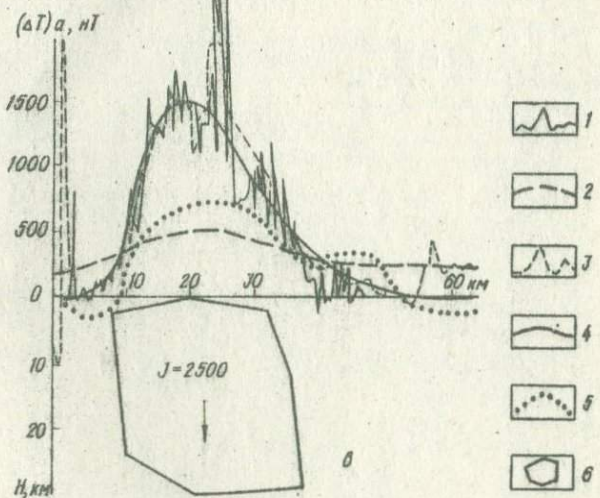
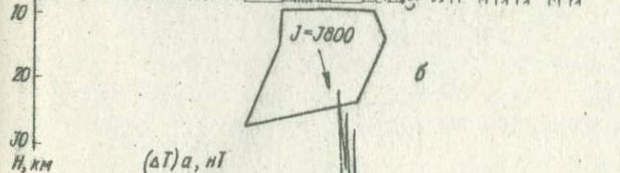
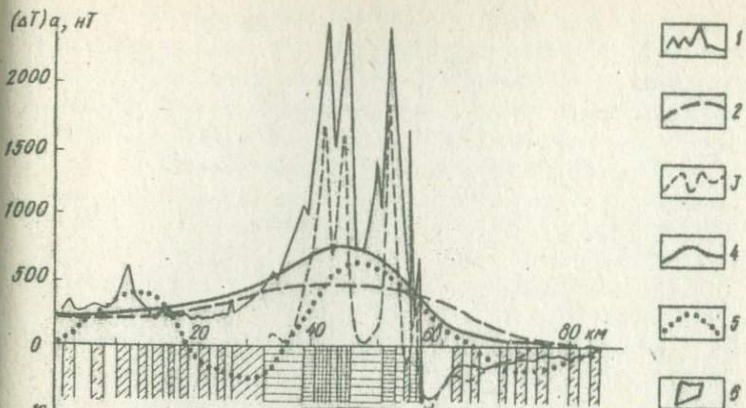


а

Шкала интенсивности намагниченности  $J \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$



- а - интерпретация Пяозерской региональной аномалии: карта намагни  
 I - кривая  $(\Delta T)_a$  на высоте  $h = 10$  км; 2 - I-I и II-II - интерпрет  
 б - интерпретационный профиль II-II:  
 I - наблюдаемая кривая  $(\Delta T)_a$ ; 2 - кривая  $(\Delta T)_a$  на высоте 10 км;  
 4 - разностная кривая  $(\Delta T)_a$  между наблюдаемым и рассчитанным по-  
 тур и направление вектора намагниченности модели.  
 в - интерпретационный профиль I-I:  
 I - наблюдаемая кривая  $Z_a$ ; 2 - кривая  $(\Delta T)_a$  на высоте 10 км; 3 -  
 ля  $(\Delta T)_a$ ; 5 - кривая силы тяжести; 6 - контур и направление век



ченности:  
ационные профили.

3 - кривая  $(\Delta T)_{\alpha}$ , полученная при решении прямой задачи (модель);  
лем  $(\Delta T)_{\alpha}$ ; 5 - кривая остаточных аномалий силы тяжести; 6 - кон-

наблюденная кривая  $(\Delta T)_{\alpha}$ ; 4 - кривая, полученная осреднением по-  
тора намагниченности модели.

растание намагниченности с глубиной может быть объяснено существованием блока магматических пород основного состава, многочисленными апофизы которых достигли поверхности фундамента и закартированы в эпицентре аномалии в виде тел габбро, габбро-норитов, оливинитов. Намагниченность этих пород по экспериментальным данным близка к оценкам, полученным для глубинного тела.

Примененный методический подход позволяет утверждать, что:

1. Пяозерская региональная магнитная аномалия не является суперпозицией локальных источников и не объясняется неоднородной по намагниченности верхней десятикилометровой толщей разреза земной коры.

2. Источником региональной магнитной аномалии является область (блок) повышенной намагниченности пород, расположенная в интервале глубин 2-30 км. На поверхности фундамента этой области отвечает сводовая часть Пяозерско-Тикшеозерского антиклинального поднятия, сложенного наиболее магнитными архейскими гранодиоритами, среди которых в виде отдельных тел распространены породы перидотит-пироксенит-норитовой формации архейского и ранне-протерозойского возраста.

1. Завойский В.Н., Неижсал Ю.Е. Декомпозиционно-итерационный метод решения обратной задачи магниторазведки. - Геофиз. журн., 1979, т. 1, № 2, с.57-66.

2. Крутиховская Э.А., Пашкевич И.К., Подолянко С.М. Методика выделения региональных магнитных аномалий докембрийских щитов. - В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. - Киев: Наук. думка, 1976, с.29-36.

3. Крутиховская Э.А. Проблема создания магнитной модели земной коры. - Геофиз. сб., 1976, № 73, с.3-29.

4. Пашкевич И.К. Методика выделения и интерпретации региональных магнитных аномалий (на примере Украинского щита). - Геофиз. сб., 1976, № 73, с.30-35.

5. Порогова Г.А., Былинский Р.В., Сокол Р.С. Региональные аномалии магнитного поля Карелии и связь их со строением земной коры. - Геофиз. сб., 1976, № 73, с.61-64.

6. Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц Н.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. - Л.: Наука, 1973. - 67 с.

И.Бычваров, Хр.Георгиев, Ж.Желев, К.Костов,  
 П.Ножаров, И.Чолаков  
 Геофизический институт БАН, София

### ОБ ИССЛЕДОВАНИИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В БОЛГАРИИ

В самых общих чертах земное магнитное поле можно интерпретировать как поле, обусловленное одним или несколькими токовыми контурами (диполями), расположенными в жидком земном ядре. Пространственное распределение этого поля на земной поверхности значительно сглажено и аналитически можно представить полиномом первой или второй степени географических координат относительно одного центрального пункта. В большинстве случаев в качестве нормального магнитного поля принимается поле, содержащее, кроме полного поля Земли, еще и поле мировых и региональных магнитных аномалий, влияющее на исследованную область земной поверхности. Так, определенное поле имеет особое значение для выделения и интерпретации локальных магнитных аномалий.

Основой исследования локальных магнитных аномалий в Болгарии послужили магнитные измерения, проведенные за период с 1958 по 1961 гг. [4]. Эти измерения имеют характер генеральной магнитной съемки с целью получения однородной карты общего хода магнитного поля всей территории страны (рис. 1-5). На основе этих измерений выведено нормальное поле для  $D$ ,  $I$ ,  $H$ ,  $Z$  и  $T$  [3]. Нормальное магнитное поле каждой из указанных компонент представлено полиномом второй степени географических координат  $\varphi$  и  $\lambda$

$$E(\varphi, \lambda) = a_0 + a_1 \sin \varphi + a_2 \sin \lambda + a_3 (\sin \varphi)^2 + a_4 (\sin \lambda)^2 + a_5 \sin \varphi \sin \lambda.$$

Коэффициенты  $a_k$  ( $k=1, 2, \dots, 5$ ) вычислены при минимизации выражения  $\sum_{i=1}^N (\bar{E}_i - E_i)^2$ , где  $\bar{E}_i$  и  $E_i$  соответственно наблюдаемая и нормальная величина земного магнитного поля. После нахождения первого минимума по данным всех наблюдений на 342 станциях были устранены станции, в которых разность  $(\bar{E}_i - E_i) > 100$  нТ для  $H$ ,  $Z$  и  $T$  и больше 10 мн, для  $D$  и  $I$ . По данным остальных станций снова был найден минимум приведенного выше выражения, после чего были устранены все станции, для которых упомянутая разность больше 80 нТ для  $H$ ,  $Z$  и  $T$  и 8 мн для  $D$  и  $I$ . По остальным магнитным станциям были определены окончательные коэффициенты  $a_k$  полинома, их средние квадратичные ошибки и нормальные величины компонент земного магнитного поля. Полученное таким образом нормальное магнитное поле

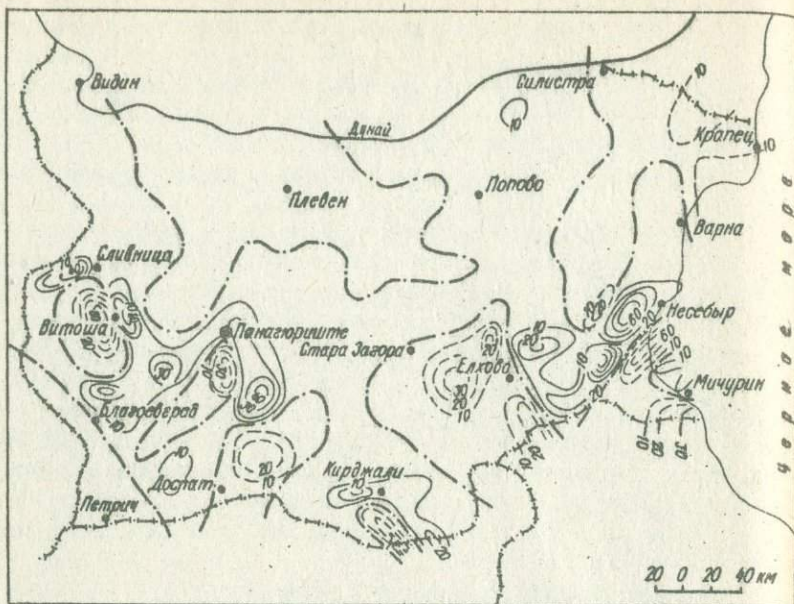


Рис. I. Карта аномального магнитного поля Болгарии - эпоха 1960 г. Склонение (Д). \* - магнитные обсерватории.

будет содержать в себе основное дипольное магнитное поле Земли и ту часть мировых и региональных аномалий, которая охватывает исследуемую нами территорию. Локальные магнитные аномалии будут устранены в большей степени с помощью применения двух отсеиваний.

Отыскание величин аномального магнитного поля на отдельных магнитных станциях выполнялось следующим образом. Из найденной величины соответствующей компоненты магнитного поля на данной магнитной станции вычиталась нормальная величина той же компоненты. Таким образом, были получены величины поля локальных магнитных аномалий в 446 точках, размещенных равномерно по всей территории страны. Эти величины были нанесены на топографическую основу в масштабе 1:1 000 000, изолинии аномального поля отдельных компонент земного магнитного поля получены путем линейной интерполяции. Изолинии проведены через 100 нанотесла для  $H$ ,  $Z$  и  $T$  и через 10 мин для  $D$  и  $I$ . На картах штрих-пунктирной линией изображены нулевые изолинии; штриховой линией - изолинии положительных аномалий; сплошной - изолинии отрицательных аномалий. Учитывая

148

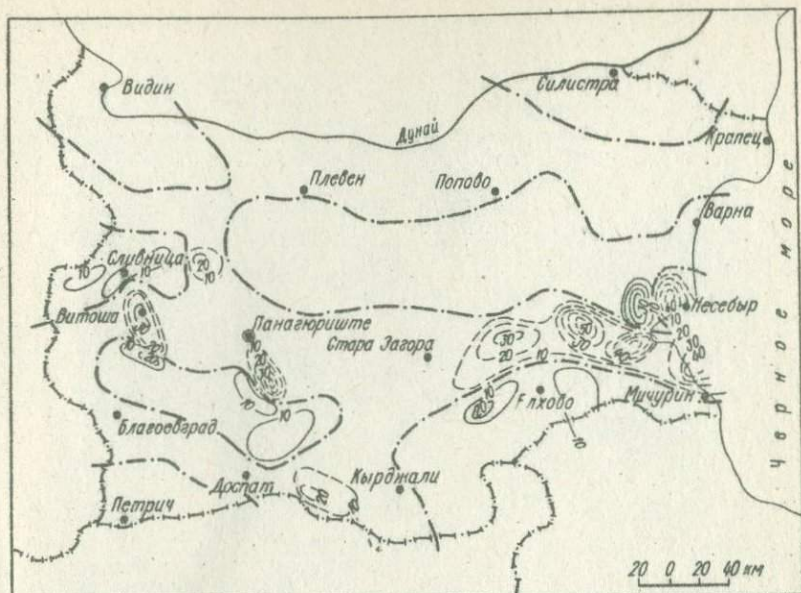


Рис.2. Карта аномального магнитного поля Болгарии - эпоха 1960 г. Наклонение (1).

характер общей магнитной съемки и то, что величины земного магнитного поля известны в ограниченном числе точек и с ограниченной точностью, невозможно охватить локальные аномалии со всеми подробностями.

Как видно из представленных карт [6], магнитное поле в Северной Болгарии относительно спокойно. На карте аномального магнитного поля вертикальной компоненты выделяются четыре незначительные магнитные положительные аномалии в районах гг.Плевен, Попово; северо-западнее г.Варны и около с.Крапец. Согласно Хр.Дачеву и др. [1], описанные аномалии могут интерпретироваться как обусловленные внедрением больших масс базальтовой магмы в гранитном слое. Общую тенденцию повышения аномального магнитного поля на восток можно объяснить общим подъемом кристаллического фундамента и утонением гранитного слоя с запада на восток [1].

Совершенно отличен характер магнитного поля в Южной Болгарии. На представленных картах четко выделяется множество положительных

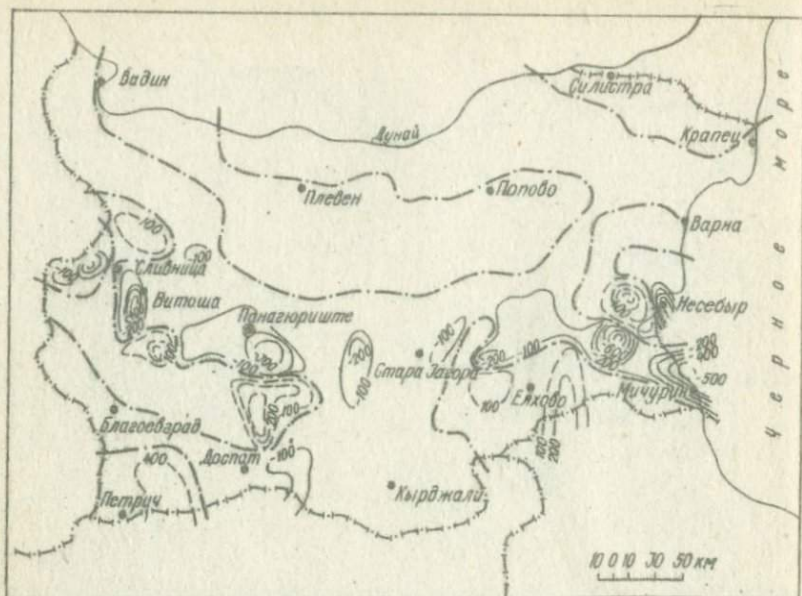


Рис.3. Карта аномального магнитного поля Болгарии - эпоха 1960 г. Горизонтальная составляющая (H).

и отрицательных аномалий разной интенсивности. В самой западной части Средней Болгарии в районе между Сливницей и Софией выделяется отрицательная аномалия, вытянутая в направлении северо-запад-юго-восток интенсивностью в центре больше 600 нТ. На юго-востоке от нее: в районе Витошского и Планского плутонов, располагается обширная положительная магнитная аномалия интенсивностью больше 1000 нТ. Еще юго-восточнее располагается отрицательная аномалия в районе г.Самоков, которая, вероятно, является продолжением Сливнишской отрицательной аномалии. На северо-востоке от Самоковской аномалии выделяется незначительная отрицательная аномалия в районе г.Панагюриште. К югу от нее располагается большая положительная аномалия в районе между гг.Пазарджик и Пловдив, интенсивностью больше 1000 нТ. Общая ось описанной системы положительных и отрицательных аномалий имеет генеральное направление северо-запад-юго-восток и намечает глубинный разлом того же направления, который начинается с горы Вискяр и продолжается в юго-восточном направлении, вероятно, до гг.Пазарджик и Пловдив.

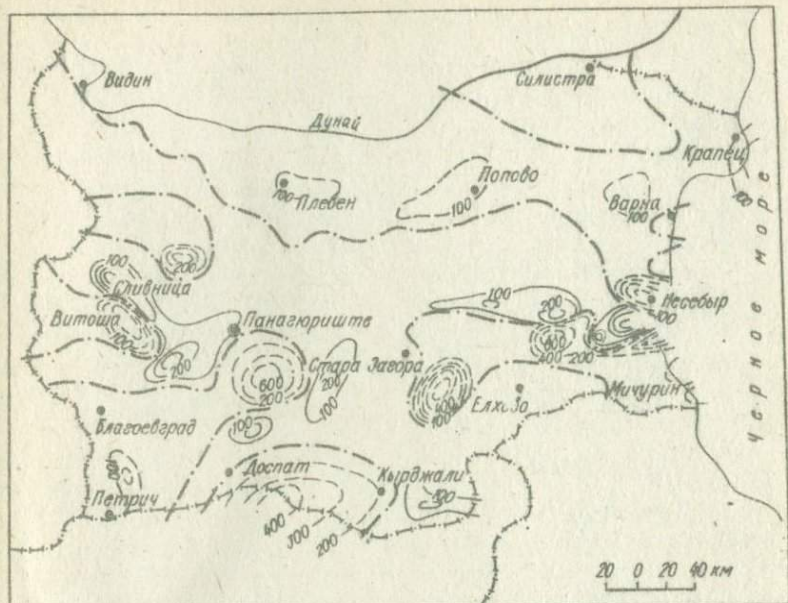


Рис.4. Карта аномального магнитного поля Болгарии - эпоха 1960 г. Вертикальная составляющая ( $Z$ ).

Активизация магматической деятельности в этом основном разломе и его спелитных структурах начинается по данным палеомагнитных исследований Д.Веловича и П.Ножарова, вероятно, в конце турона и достигает своей максимальной фазы во время сенона, когда выливаются огромные количества среднекислой лавы в районах Брезника, Вискяр горы, Ялина, Витоши, Панагюрского округа и др. После некоторого спокойного периода в конце верхнего мела и начале палеогена по разлому внедряются большие интрузии основного и среднекислого состава, которые обуславливают описанные магнитные аномалии.

На базе палеомагнитных данных можно предположить, что отрицательная магнитная аномалия в районе г.Сливница вызвана отрицательно намагниченными андезитовыми телами, которые не выходят на земную поверхность. Положительная Витоско-Планская аномалия обуславливается суммарным действием нормально намагниченных сенонских андезитов и нижнепалеогеновых базитовых интрузий. Высокоин-

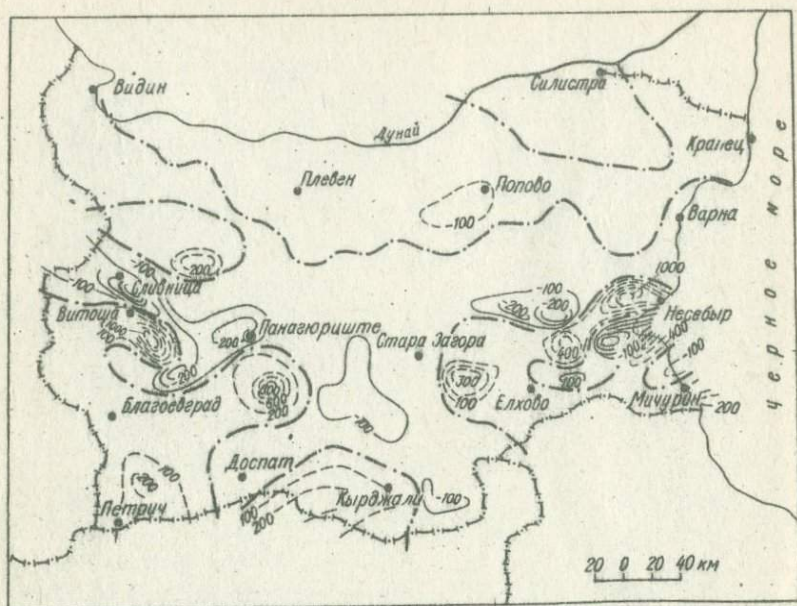


Рис.Б. Карта аномального магнитного поля Болгарии - эпоха 1960 г. Полный вектор напряженности (Т).

тенсивная Пазарджинская положительная магнитная аномалия, очевидно, связана с огромным габбро-диоритовым плутоном, часть которого обнажается во многих местах Пазарджикского округа. На северо-востоке от Сливнишской аномалии отмечается низкоинтенсивная положительная аномалия в районе восточнее Ботевграда, которая вызвана, вероятно, положительно намагниченными ларамийскими диоритовыми порфиритами около с.Осиковска Лыкавица.

В юго-западной Болгарии, в районе г.Сандански, выделяется слабая положительная аномалия, ось которой совпадает по направлению со Стрмским разломом - север-северо-запад - юг-юго-восток. Между гг.Доспат и Кырджали выделяется положительная магнитная аномалия, изолинии которой замыкаются в Греции. Она вызывается, вероятно, глубокозалегающими монцонитоидными породами.

В юго-восточной Болгарии на площади около 10000 км<sup>2</sup> располагается система интенсивных положительных и отрицательных аномалий, с общей осью в направлении приблизительно восток-запад и четко намечает основной глубинный разлом, по которому излились огромные

количества среднекислой лавы (во время сенона) и внедрились базитовые и среднекислые интрузии (во время палеогена). Тут обозначено несколько интенсивных магнитных аномалий.

В самой западной части юго-восточной Болгарии, между гг. Нова Загора, Тополовград, Элхово и Ямбол, выделяется обширная положительная аномалия интенсивностью около 1800 нТ. На картах изолиний эта аномалия не проведена полностью из-за небольшого числа магнитных станций. Эта положительная аномалия продолжается на восток и северо-восток до г. Несебра с двумя максимумами в районе Бакаджиците и западнее г. Несебра (интенсивностью соответственно больше 600 и 1000 нТ). На юге этих положительных аномалий располагается обширная и интенсивная (интенсивность менее -2000 нТ) отрицательная аномалия, которая продолжается и в море. Еще южнее в районе Созополя имеется положительная аномалия интенсивностью больше 600 нТ. К югу от нее последовательно следуют: отрицательная аномалия около Приморско; положительная около г. Мичурин; отрицательная между Ахтополем и Резово.

Положительная магнитная аномалия в районе между гг. Нова Загора, Тополовград, Элхово и Ямбол, вероятно, вызвана андезитовыми телами, обнажающимися западнее г. Ямбол и около Светицелийских возвышенностей и габбро-диоритовым плутоном Манастирских возвышенностей. Положительная аномалия юго-восточнее г. Ямбол связана со среднекислыми эффузивами, слагающие Бакаджиците. Высокоинтенсивная аномалия западнее г. Несебра, вероятно, вызвана эффузивными породами, которые вскрываются около сс. Рудник и Каблешково и не вскрыты на поверхности плутоном, сложенным базитовыми породами. Самая интенсивная магнитная аномалия в районе г. Бургас вызвана суммарным действием отрицательно намагниченных сенонских латитов и андезитов и отрицательно намагниченными породами Росенского и Върлибряжского габбро-диоритового плутона. Чередующиеся по знаку магнитные аномалии к югу от с. Бургас связаны, очевидно, с андезитовыми телами и со среднекислыми плутонами Странджа гора.

Палеомагнитные исследования пород, относящихся к юго-восточной аномальной области, дают возможность самой общей интерпретации положительных и отрицательных магнитных аномалий в юго-восточной Болгарии. Как было упомянуто, все рассмотренные магнитные аномалии связаны прямым образом с породами верхнемелового эффузивного комплекса и с нижнепалеогеновыми базитовыми и среднекислыми интрузиями.

С целью более полной и достоверной интерпретации необходимо применять и количественные методы для выделения источников магнитных аномалий. В связи с этим была сделана попытка [2] выполнить продолжение вертикальной составляющей аномального поля в нижнее и верхнее полупространство на нескольких уровнях. Полученные результаты подтверждают в общем изложенное выше о природе аномального поля, в частности, мегаблоковое расчленение земной коры, что известно по геологическим и другим геофизическим данным. Кроме этого, можно сделать вывод, что источники всех упомянутых аномалий находятся над поверхностью Мохоровичича: с продолжением поля вверх на 12, 20 и 32 км подробности аномального поля постепенно исчезают. По геологическим соображениям толщина земной коры всей страны варьирует между 30 и 50 км.

В заключение необходимо отметить, что нам предстоит более подробное исследование аномального магнитного поля этим способом, а также и другими количественными методами.

1. Дачев Хр. Сборник доклады на юбилейната конференция по геофизика. София, 1971.

2. Желев Ж.П., Хр.Георгиев. Някои резултати от продължаване на магнитното поле в България в горното и долното полупространство, София, 1979.

3. Костов К., Бъчваров И. Нормално геомагнитно поле в България, епоха 1960.0. - Изв. на геофиз. Институт БАН, 1969, 15, с.175-180.

4. Костов К. Магнитни измервания в България 1968-1961 г. - Изв. на геофиз. Институт БАН, 1971, 17, с.55-71.

5. Костов К., Ножаров П. Карта на аномального магнитно поле в България - епоха 1960.0 - Изв. на геофиз. Институт БАН, 1974, 20, с.157-166.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

## I. МАГНЕТИЗМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Гордиенко В.В. Основные черты тепловой модели Восточно-Европейской платформы .....	3
Савенко Б.Я. Изменения магнитных свойств горных пород при высоких давлениях и температурах .....	10
Комаров А.Г., Нецаева А.А., Шмелева К.Л. Магнитная анизотропия в массивах альпийских гипербазитов в связи с проблемой их становления .....	15
Туремнов В.А., Миронников В.П. Магнитные характеристики щелочно-ультраосновных пород в различных Р-Т условиях	17
Завойский В.Н. О равновесном состоянии намагниченности континентальной земной коры .....	20
Верник Л.И., Кузнецов Ю.И. Изменение магнитной характеристики архейских образований северо-западной части Кольского полуострова в процессе глубинного петрогенезиса	23

## II. МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Волк В.Э. О комплексном подходе к интерпретации магнитометрических данных при исследовании земной коры .....	26
Колесова В.И., Почтарев В.И., Эфендиева М.А. Исследование крупных региональных магнитных аномалий на территории СССР .....	30
Гафаров Р.А. Типы магнитных аномалий и тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы .....	38
Апирубите Р.А., Озолина Н.К. Блочное строение верхней части земной коры Балтийской синеклизы .....	41
Веберс В. Об обратных задачах при интерпретации геомагнитного поля .....	44
Колесова В.И., Петрова А.А., Почтарев В.И. Изменение спектральной структуры магнитного поля и его производных с высотой .....	44
Апирубите Р.А., Бондаренко Б.В., Данкевич И.В., Каратаев Г.И., Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Методика и первые результаты интерпретации региональных магнитных аномалий западной части Восточно-Европейской платформы .....	56

Берлянд Н.Г., Цирель В.С. Разделение магнитных аномалий Тимано-Печорской провинции и севера Урала по статистическим свойствам, геологической природе и глубинности источников ..	63
Доливо-Добровольский А.В., Стрельников С.И. Региональные магнитные аномалии севера Русской плиты ..	64
Дьяконов Б.П., Цирульский А.В., Шапиро В.А., Н.В.Гричева, Никонова Ф.И., Пьянков В.А., Федорова Н.В. Некоторые вопросы методики интерпретации материалов геомагнитной съемки на Урале в связи с построением магнитной модели ...	66
Ротер Г. Исследование спектра плотности энергии региональных магнитных аномалий и примеры глубинной интерпретации ..	71
Завойский В.Н., Крутиховская З.А., Неижсал Д.Е. Интерпретация региональных магнитных аномалий Украинского щита декомпозиционно-итерационным методом ..	73
Соколовский К.И., Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Демьянчук С.В. Оценка распределения источников магнитных аномалий в разрезе земной коры по результатам продолжения поля в нижнее боковое полупространство ..	77
Гальбес М., Гомес И., Петрова А.А., Портнова В.П. Методика совместного анализа структуры магнитного и гравитационного полей на примере территории СССР и Кубы ..	81
Ланда Т.И., Днаковская Ю.В. Интерпретация региональной компоненты аномального магнитного поля вдоль трансконтинентального профиля ..	88
Верба В.В., Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я. Отражение структуры фундамента Шпицбергенского шельфа в магнитном поле ..	93
Верба В.В., Иванов С.С. Геомагнитный разрез Баренцева моря по профилю п-ов Рыбачий - Земля Франца-Иосифа ..	96
<b>Ш. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ</b>	
Карасик А.М., Десимон А.И., Позднякова Р.А., Сочеванова И.А., Шрейдер А.А. Палеомагнитные аномалии мирового океана ..	99
Крутиховская З.А., Силина И.М., Подолянко С.М., Кливаденко Л.Д., Кравченко И.Ю., Сукач В.С. О связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита ..	101
Красовский С.С. О проявлении динамики земной коры в гравитационном поле ..	107
Гордиенко В.В. Магнитное поле Украинского щита и глубина до изотермы Кюри магнетита ..	112
Зейгельман М.С. К вопросу о глубине нижних кромок магнитоактивных тел в Днепровско-Донецкой впадине и границе раздела в "гранитном" слое ..	115
Мундт В., Ротер Г. Результаты интерпретации региональных аномалий территории ГДР ..	118
Силина И.М., Подолянко С.М., Кливаденко Л.Д., Кравченко И.Ю. Вклад верхней части земной коры в аномальное магнитное поле Украинского щита ..	119

Исай В.М., Гинтов О.Б., Голуб В.Н. Изучение рельефа поверхности Мохоровичича западной и центральной части Ущ на основании корреляционного анализа данных ГСЗ с гравитационными и магнитными аномалиями .....	124
Головин И.В. Геологический анализ региональных магнитных аномалий на Восточно-Европейской платформе и прилегающих территориях .....	128
Василевский А.Н., Витте Л.В., Шарловская Л.А. Дейтероорогенная перестройка коры и магнитное поле юга Восточной Сибири .....	131
Пискарев А.Л., Манухова А.В., Аветисов Г.П. Региональные магнитные аномалии севера Сибирской платформы и их интерпретация в свете новых данных о глубинном строении земной коры .....	135
Доливо-Добровольский А.В., Былинский Р.В., Файнберг Ф.С. Природа региональных магнитных аномалий Карелии .....	138
Былинский Р.В., Кливаденко Л.Д., Сукач В.С., Елисева С.В., Неижсал Ю.Е. О природе Пяозерской региональной магнитной аномалии .....	141
Бычваров И., Георгиев Хр., Желев Ж., Костов К., Ножаров П., Чолаков И. Об исследовании аномального магнитного поля в Болгарии .....	147

АНОМАЛИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ  
И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Материалы Международного совещания  
Допечатка тиража

Утверждено к печати ученым советом  
Института геофизики им.С.И.Субботина АН УССР

Редактор А.А.Шатилова  
Обложка художника С.В.Назарова  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор И.Ю.Абрамова  
Корректор Н.Ю.Скульская

Информ. бланк № 4483

---

Подп. к печ. 18.09.81. БФ 00186. Формат 60x84/16. Бумага офс. №2.  
Офс. печ. Усл. печ. л. 9,88. Усл. кр.-отт. 10,54. Уч.-изд. л. 10,43.  
Тираж 500 экз. Заказ № 2-9 Цена 1 руб. 30 коп.

---

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.  
Киевская книжная типография научной книги. 252004, Киев-4, Репина, 4.

УДК 550.361(4-II)

Основные черты тепловой модели Восточно-Европейской платформы / Гордиенко В.В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 7-10.

При современном уровне знаний следует считать, что на больших глубинах под платформой температурная дифференциация достоверно не фиксируется.

Вероятные пределы колебаний температур под дорифейской платформой составляют: на 100 км - 550-850°C, на 200 км - 900-1200°C, на 300 км - 1300-1500°C, на 400 км - 1600-1800°C. "Верхний этаж" тепловой модели может быть охарактеризован более подробно и достоверно. Приведены основные результаты вычислений температур на глубинах 10, 25, 50 и 75 км и глубины до изотермической поверхности Кюри магнетита.

Ил.1. Табл.1.

УДК 552.1:538

Изменения магнитных свойств горных пород при высоких давлениях и температурах / Савенко Б.Я. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 10-15.

Экспериментально оценена роль каждого из размагничивающих факторов (давления и температуры) в процессе разрушения намагниченности породы. До 100°C существенную роль в разрушении  $J_{re}$  играет давление, при нагреве до 200°C влияние каждого из размагничивающих факторов примерно одинаково, начиная с  $T = 300°C$  намагниченность породы уменьшается только под воздействием температуры.

Табл.1. Библиогр.: 6 назв.

Магнитная анизотропия в массивах альпинотипных гипербазитов в связи с проблемой их становления / Комаров А.Г., Нечаева А.А., Шмелева К.Л. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.15-17.

Выявление с помощью пространственных характеристик магнитной анизотропии аллахтонных пластов гипербазитов способствует установлению тектонических покровов, во многих случаях определяющих геологическое строение целых складчатых зон.

Магнитные характеристики щелочно-ультрасосновных пород в различных Р-Т условиях / Тюрменов В.А., Мирошников В.П. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.17-20.

Изучены интрузии каледонского магматического комплекса Карело-Кольского региона с различной глубиной формирования.

Относительные изменения намагниченности пород под влиянием давления связаны с проявлением метасоматоза и вторичных процессов, при которых происходит изменение как химического и фазового состава, так и микроструктурных особенностей ферромагнетиков.

Нагревы пород выше температуры Кюри сопровождаются необратимым уменьшением намагниченности пород щелочно-ультрасосновных интрузий.

Табл.2.

О равновесном состоянии намагниченности континентальной земной коры / Завойский В.Н. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.20-22.

Намагниченность основной массы пород кристаллического фундамента находится в равновесном состоянии относительно современного поля и является преимущественно остаточной, а не индуктивной. Выше поверхности Кюри равновесное значение намагниченности пород с вкрапленной структурой ферримангнитных минералов не зависит от термодинамических условий и химического состава ферримангнетиков, а определяется их объемным содержанием.

Библиогр.: 6 назв.

Изменение магнитной характеристики архейских образований северо-западной части Кольского полуострова в процессе глубинного петрогенезиса / Верник Л.И., Кузнецов Ю.И. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 23-25.

Детальное изучение петромагнитных характеристик древнейших метаморфических и ультраметаморфических пород кольского комплекса Титовского блока позволили сделать заключение о возможности при интерпретации магнитных аномалий выявлять некоторые генетические особенности этих образований. Результаты увязаны с данными бурения сверхглубокой скважины.

УДК 550.83.05:551.241

О комплексном подходе к интерпретации магнитометрических данных при исследовании земной коры / Волк В.Э. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 26-30.

Обсуждается методика интерпретации аномального магнитного поля с целью изучения глубинного строения земной коры, включающая сочетание классического аппарата интерпретации статистической обработки и построения геомагнитных разрезов и колонок земной коры; совместный корреляционный анализ гравитационных и магнитных полей; анализ псевдомагнитных аномалий; установление связи регионального магнитного поля с мощностью коры.

С помощью предложенной методики изучено глубинное строение арктического шельфа СССР.

Ил.1.

УДК 550.838+550.382.7(47+57)

Исследование крупных региональных магнитных аномалий на территории СССР / Колесова В.И., Почтарев В.И., Эфендиева М.А. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 30-37.

В результате анализа материалов приземных съемок показано, что в пространственной структуре геомагнитного поля на территории СССР в диапазоне широт  $55^{\circ}$  -  $61^{\circ}20'$  несомненно присутствуют длинноволновые аномалии с периодами 200-350, 500-700 и 1100-1500 км, обусловленные, по-видимому, горизонтальными неоднородностями в глубоких слоях литосферы. Их обрамляют минимумы на периодах 200 км, 350-400 и 1000 км. Наиболее глубокий и универсальный минимум (1000 км) может быть использован в качестве единого базисного уровня при построении модели  $Z_N$  и  $T_N$  для территории СССР. Уровни более высокого порядка могут быть применены для построения базисных полей для отдельных регионов с учетом особенностей спектральной структуры поля.

Ил.3. Библиогр.: 19 назв.

Типы магнитных аномалий и тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы / Гафаров Р.А. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 38-40.

Магнитные аномалии Восточно-Европейской платформы ярко отражают основные особенности строения ее фундамента. На платформе выделены два типа аномальных магнитных полей - области мозаичных аномалий и полосовые системы линейных максимумов и минимумов, которые отображают стиль строения основных структурных элементов дорифейского фундамента платформы - архейские гранитизированные массивы и дугообразно-линейные складчатые зоны свеко-фенно-карелид. Зональность строения аномального магнитного поля платформы в общих чертах совпадает с распределением гравитационного поля и их интерпретация принята за основу тектонического районирования этого региона.

Блоковое строение верхней части земной коры балтийской синеклизы / Апирубите Р.А., Озодия Н.К. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 41-44.

Выделены участки плотностных неоднородностей Балтийской синеклизы, которые следует рассматривать в качестве блоков первого порядка, отражающих слоисто-вещественную неоднородность верхней оболочки земной коры (верхние 6-8 км). Граница Балтийской синеклизы также имеет блоковую структуру, более позднее заложение, чем формирование упомянутых выше блоков.

Ил. 1.

Об обратных задачах при интерпретации геомагнитного поля / Веберс В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 44.

Аналитическое описание геомагнитного поля имеет модельный характер, дискуссионным является выбор модели. В рамках математической модели геометрические параметры источников оцениваются условиями сходимости используемых рядов.

Изменение спектральной структуры магнитного поля и его производных с высотой / Колесова В.И., Петрова А.А., Почтарев В.И. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1981, с. 44-55.

В результате выполненного анализа исследован частотный состав поля и составляющих его градиента до высоты 10 км, оценена и приводится интенсивность отдельных составляющих  $T$ ,  $\frac{\partial T}{\partial t}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial y}$  и степень ее изменения с высотой, определены базисные уровни относимости для выделения аномалий различного частотного состава.

Ил.3. Табл.1. Библиогр.: 5 назв.

Методика и первые результаты интерпретации региональных магнитных аномалий западной части Восточно-Европейской платформы / Апирубите Р.А., Бондаренко Б.В., Данкевич И.В., Каратаев Г.И., Орлюк М.И., Пашкевич И.К. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 56-63.

Региональное магнитное поле, полученное интегральным сглаживанием с радиусом 50 км, проанализировано на предмет связи с тектоническим районированием, строением кристаллического фундамента, рельефом поверхности Мохоровичича и тепловым полем. Часть региональных аномалий связана с глубинным строением земной коры, установлены различные соотношения магнитных и гравитационных аномалий, что позволяет выделить различные по петрологическому составу типы блоков земной коры и области ее переработки. Как и на докембрийских щитах, отмечается связь регионального магнитного поля с мощностью коры.

Ил.2. Библиогр.: 14 назв.

Разделение магнитных аномалий Тимано-Печорской провинции и севера Урала по статистическим свойствам, геологической природе и глубинности источников / Берлянд Н.Г., Цирель В.С. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего. совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 63-64.

Региональные магнитные аномалии исследуемого региона получены с использованием статистической обработки. На основе геологических, петрофизических данных и результатов сейсмических исследований сделаны выводы о геологической природе региональных магнитных аномалий и положении их источников в разрезе земной коры. Источники региональных аномалий севера Урала и Тимано-Печорской провинции находятся в верхней части разреза (выше поверхности базальтового слоя).

Региональные магнитные аномалии севера Русской плиты / Добииво-Добровольский А.В., Стрельников С.И. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунард. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 64-67.

Выделены типы кольцевых структур фундамента на основе дешифрирования космоснимков с использованием карты региональных магнитных полей, карты магнитного поля, сведений о рельефе фундамента. Региональные магнитные поля, полученные путем пересчета на высоту 6 км, объясняются неоднородностью надбазальтового слоя.

Ил. 1.

Некоторые вопросы методики интерпретации материалов геомагнитной съемки на Урале в связи с построением магнитной модели / Дьяконов В.П., Цирульский А.В., Шапиро В.А., Гринева Н.В., Никонова Ф.И., Пьянков В.А., Федорова Н.В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунард. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 68-71.

Наиболее информативным материалом для изучения всего разреза земной коры признана модульная непрерывная повысотная аэромагнитная съемка. Для интерпретации данных использован метод приближенного решения обратной задачи магнитометрии, основанный на теории разрешимости плоской обратной задачи внешнего потенциала в конечном виде. В результате интерпретации выделен ряд блоков с различными магнитными свойствами, распространяющихся на глубины 30-50 км и глубинных разломов.

Ил.1.

Исследование спектра плотности энергии региональных магнитных аномалий и примеры глубинной интерпретации / Ротер Г. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунард. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.71-72.

Для получения глубин до верхних и нижних кромок изолированных источников магнитных аномалий и их ансамблей использован спектр плотности энергии магнитного поля. Метод позволяет получить сведения о соотношении средней намагниченности нижнего и верхнего ансамблей.

Интерпретация региональных магнитных аномалий Украинского щита декомпозиционно-итерационным методом / Завойский В.Н., Крутиховская Э.А., Неижсал Ю.Е. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 73-77.

Метод осуществляет подбор аномалеобразующего объекта в параметрическом классе моделей и приводит к относительно простым и устойчивым алгоритмам решения обратной задачи. Описаны результаты интерпретации Западно-Ингулецкой и Западно-Приазовской аномалий. Источники их локализованы в земной коре, верхняя кромка не поднимается выше 6 км, нижняя - около поверхности М.

Ил.2. Табл.1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 550.83.016+550.838

Оценке распределения источников магнитных аномалий в разрезе земной коры по результатам продолжения поля в нижнее боковое полу-пространство / Соколовский К.И., Орлык М.И., Пашкевич И.К., Демьянчук С.В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 77-81.

Опробована методика "гравимагнитного зондирования", разработанная К.И.Соколовским, показано, что она позволяет делать оценочные заключения о глубинах распределения источников региональных магнитных аномалий в разрезе земной коры Украинского щита.

Ил.1.

УДК 551.24+550.312+550.382/(47+57)+729.1

Методика совместного анализа структуры магнитного и гравитационного полей на примере территории СССР и Кубы / Гальбес М., Гомес И., Петрова А.А. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 81-87.

Обсуждаются вопросы спектрально-профильного анализа магнитного и гравитационного полей в различных провинциях и для различных типов земной коры. Выделены согласованные составляющие этих полей для каждого региона. Показана возможность интерпретации составляющих магнитного и гравитационного полей в комплексе с сейсмическими данными.

Ил.2. Табл.1. Библиогр.: 9 назв.

Интерпретация региональной компоненты аномального магнитного поля вдоль трансконтинентального профиля / Ланда Т.И., Юнаковская Ю.В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 88-93.

Анализ поля ( $\delta T$ )<sub>a</sub> вдоль профиля Онежское озеро - Охотское море показал, что на значительной части профиля присутствует региональная компонента, характеризующаяся амплитудами - 200+300 нТ и поперечными размерами отдельных аномалий в первые сотни километров. Наличие этой компоненты может быть связано либо с закономерным изменением магнитных свойств в верхних частях коры, либо с глубинными магнитными источниками. Количественная интерпретация регионального поля в рамках второй гипотезы показывает, что источники магнитных аномалий лежат в пределах глубин 20-70 км.  
Ил. I. Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.351:550.382.4

Отражение структуры фундамента Шпицбергенского шельфа в магнитном поле / Верба В.В., Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 93-95.

На основе комплексных геолого-геофизических исследований моря и суши обсуждаются особенности строения Северо-Баренцевского массива и Каледонских складчатых структур. Выделены наложенные структуры, система субширотных региональных разломов, позднекарьельские шовные структуры и древние гранито-гнейсовые ядра в пределах массива. Высказано предположение, что формирование осадочно-чехла Северо-Баренцевского массива началось по крайней мере с верхнего рифея.

УДК 551.35(268.45)

Геомагнитный разрез Баренцева моря по профилю п-ов Рыбачий - Земля Франца-Иосифа / Верба В.В., Иванов С.С. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 96-98.

Изучена частотная структура аномального магнитного поля по профилю п-ов Рыбачий - Земля Франца Иосифа методом спектрально-профильного анализа, охарактеризованы элементарные составляющие поля. Составляющая с периодом 15 км объяснена преимущественно верхней частью разреза земной коры. Составляющей с периодами около 25 км, вероятно, отвечают кристаллические образования архей - протерозойского возраста. Уточнены границы известных макроструктур и выделены структуры более высоких порядков.

Ил. I.

Палеомагнитные аномалии мирового океана / Карасик А.М., Десимон А.И., Позднякова Р.А., Сочеванова Н.А., Шрейдер А.А. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.99-101.

На основании 147 советских и зарубежных источников составлена Карта осей палеомагнитных аномалий Мирового океана по состоянию на 1 ноября 1979 г.

В сочетании со шкалой инверсии геомагнитного поля Карта позволяет судить о возрасте океанической коры на акватории Мирового океана, о современной и прошлой конфигурации границ литосферных плит. Она может быть использована для геокинематического анализа аномального магнитного поля и палеогеографических реконструкций для последних 180 млн. лет.

Ил.1.

УДК /551.241:550.382/(477.4/6)

О связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита / Крутиховская Э.А., Силина И.М., Подоляно С.М., Кливаденко Л.Д., Кравченко И.Ю., Сукач В.С. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.101-107.

В результате анализа соотношения региональных магнитных аномалий с основными тектоническими элементами сделан вывод о различной истории становления блоков земной коры УЩ. Выделены три типа блоков земной коры щита и дана их характеристика.

Ил.1. Библиогр.: 9 назв.

УДК 550.831

О проявлении динамики земной коры в гравитационном поле / Красовский С.С. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.107-111.

На основании рассмотрения плотностных моделей структур различных типов земной коры континентального типа выявлены общие закономерности их динамики. Показано решающее значение на их образование и развитие физико-химических преобразований вследствие процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупностей к состоянию изостатического равновесия.

Библиогр.: 16 назв.

Магнитное поле Украинского щита и глубина до изотермы Кюри магнетита / Гордиенко В.В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.112-115.

Для территории Украинского щита рассмотрена гипотеза о нижнем ограничении намагниченных пород земной коры изотермической поверхностью Кюри магнетита и возможность объяснения региональных магнитных аномалий вариациями рельефа этой поверхности. Выполнено трехмерное моделирование эффекта нижнего магнитоактивного слоя с учетом возможных погрешностей, показано, что на качественном уровне рассматриваемая гипотеза справедлива.

Ил.1.

УДК 550.838:516.5

К вопросу о глубине нижних кромок магнитоактивных тел в Днепровско-Донецкой впадине и границе раздела в "гранитном" слое / Зейгельман М.С. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.115-117.

Приведены результаты оценки глубины нижних кромок возмущающих масс - источников Монастырищенской и Погребиденской магнитных аномалий, обнаруженных аэромагнитной съемкой в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Отмечена возможная связь полученных глубин нижних кромок с положением границы раздела в "гранитном" слое.

Ил.1. Библиогр.: 4 назв.

УДК 550.382.7(430.2)

Результаты интерпретации региональных аномалий территории ГДР / Мундт В., Ротер Г. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с.118.

Статистический анализ аномального магнитного поля позволил выделить основные тектонические элементы тектоники территории. С помощью энергетического спектра оценены средние значения верхних и нижних кромок ансамбля источников. Выделены три границы намагниченных тел со средними глубинами 9, 14 и 20 км.

УДК 550.382.7(477.4/.6)

Вклад верхней части земной коры в аномальное магнитное поле Украинского щита / Силина И.М., Подолянко С.М., Кливаденко Л.Д., Кравченко И.Ю. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 119-124.

В пределах площадей региональных магнитных аномалий УЩ выполнен анализ вклада в аномальное поле намагниченных тел верхнего яруса. Установлено, что для преобладающего большинства региональных магнитных аномалий этот вклад составляет не более 10-20% интенсивности регионального поля.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.24+550.83(477.4)

Изучение рельефа поверхности Мохоровичича западной и центральной частей УЩ на основании корреляционного анализа данных ГСЗ с гравитационными и магнитными аномалиями / Исая В.М., Гинтов О.Б., Голуб В.Н. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 124-127.

Выполнен анализ корреляционных связей между локализованными элементами поверхности М (по данным ГСЗ) и локальными аномалиями гравитационного поля, а также между осредненным рельефом поверхности М и величиной региональных магнитных аномалий для западной части Украинского щита. Сделан вывод о возможности использования материалов магнитометрии и гравиметрии в комплексе с данными ГСЗ для построения площадных схем поверхности М. Составлена схема рельефа поверхности М для исследуемого района.

Ил. 1. Табл. 1.

УДК 550.838+550.382.7(47)

Геологический анализ зон региональных магнитных аномалий на Восточно-Европейской платформе и прилегающих территориях / Головин И.В. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 128-131.

Отмечается существование связей между расположением зон региональных магнитных аномалий и направленностью, временем проявления и стадией развития платформенных колебательных движений. На Балтийском щите выявлено существование разнотипных зон закономерного изменения намагниченности и геохимии, различно сопрягающихся на современном эрозийном срезе с региональными магнитными аномалиями. Региональные магнитные аномалии фиксируют в земной коре современные и палеотектонические зоны градиентов термодинамических условий и сопряженных с ними метаморфогенно-метасоматических систем. Их источником является вторичный магнетит.

Ил. 3.

Дейтероорогенная перестройка коры и магнитное поле юга восточной Сибири / Василевский А.Н., Витте Л.В., Шарловская Л.А. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 131-134.

Дейтероорогенные процессы средневерхнепалеозойской и мезозойской эпох имели глубинный характер. Они обусловили перестройку вещественного состава во всем объеме коры зон проницаемости. Созданные этими процессами магнитоактивные источники определяют особенности магнитного поля рассматриваемого региона.

УДК /550.83.016+550.838.+551.241/(925.14)

Региональные магнитные аномалии севера Сибирской платформы и их интерпретация в свете новых данных о глубинном строении земной коры / Пискарев А.Л., Манухова А.В., Аветисов Г.П. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 135-138.

Путем учета влияния эффузивных траптов была получена Карта магнитных аномалий, связанных с глубинными источниками, глубина до которых оценена в 5-6 км. Глубина залегания нижних кромок намагниченных объектов, рассчитанная по виду нормированной автокорреляционной функции, составляет 25-28 км. Таким образом, магнито-возмущающие объекты в земной коре Сибирской платформы расположены выше поверхности М.

Ил. 1. Библиогр.: 4 назв.

УДК 550.83.016(470.22)

Природа региональных магнитных полей Карелии / Доливо-Добровольский А.В., Былинский Р.В., Файнберг Ф.С. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 138-140.

Характер региональных магнитных полей в Карело-Кольском регионе определяется в большей мере распределением гранитов и диоритов в надбазальтовом слое и положением зон крупнейших структуро-контролирующих разломов. Минимумам региональных полей отвечают рудоконтролирующие зоны повышенной проницаемости и точки пересечения кольцевых структур.

Ил. 2.

О природе Пяозерской региональной магнитной аномалии / Былинский Р.В., Кливаденко Л.Д., Сукач В.С., Елисеева С.В., Неижсал Ю.Е. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 141-146.

Доказано существование Пяозерской региональной магнитной аномалии, не являющейся суперпозицией локальных источников и не объясняющейся неоднородной по намагниченности верхней десятикилометровой толщей разреза земной коры.

По результатам интерпретации область повышенной намагниченности пород, обуславливающая региональную составляющую, распространяется до глубин 25-30 км, из которых более магнитные породы находятся на глубинах, превышающих 10 км.

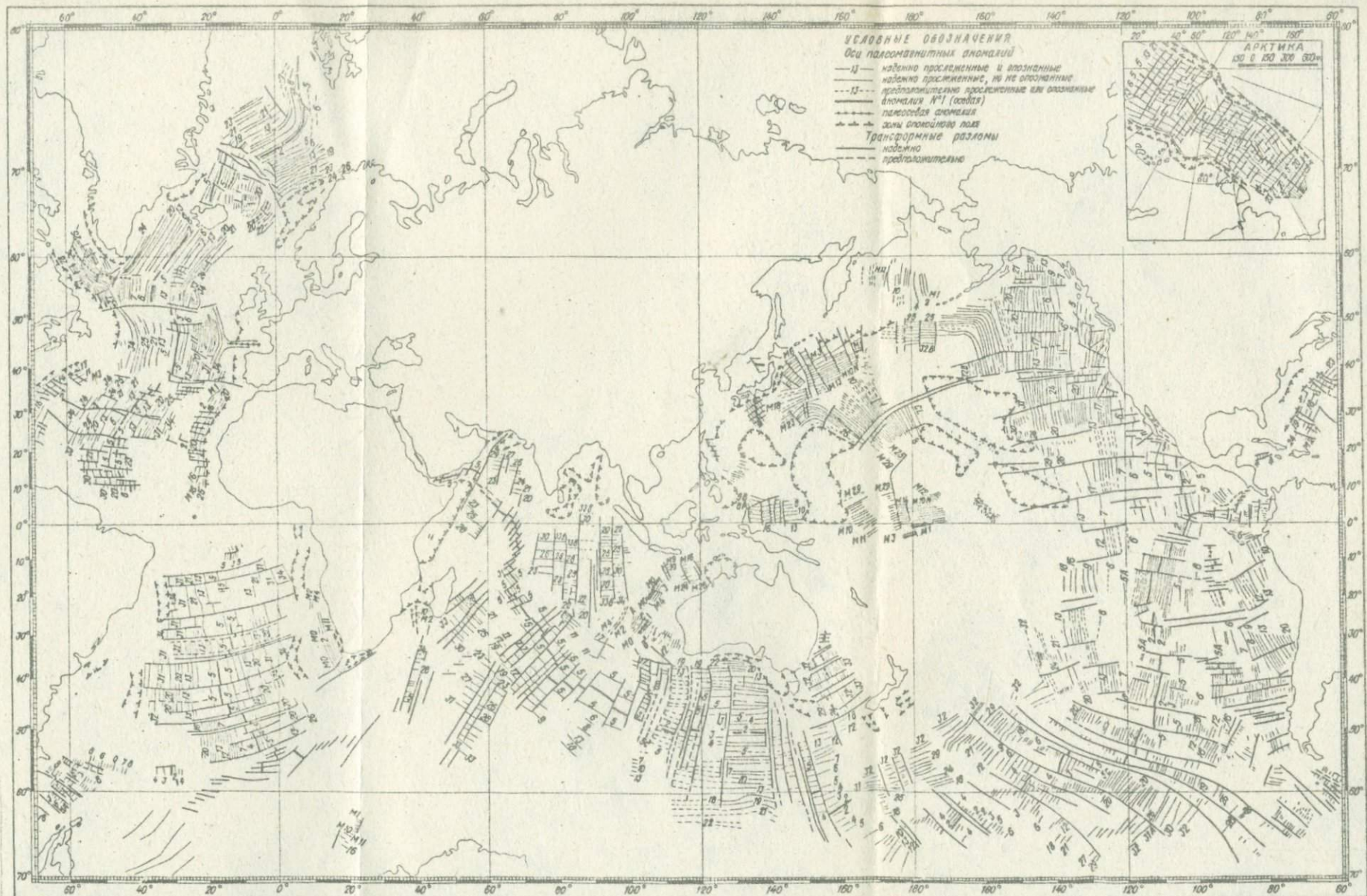
Ил.1. Библиогр.: 6 назв.

Об исследовании аномального магнитного поля в Болгарии / Бычваров И., Георгиев Хр., Желев Ж., Костов К., Ножаров П., Чолаков И. - В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы междунар. рабочего совещ. Киев: Наук. думка, 1981, с. 147-154.

Исходным материалом для получения аномального магнитного поля Н, Z, T, D и J территории Болгарии послужили измерения типа генеральной магнитной съемки.

Полученные аномалии связываются с породами основного, среднего и кислого состава. Для интерпретации выполнены пересчеты поля в верхнее и нижнее полупространство и установлено, что источники магнитных аномалий располагаются выше поверхности Мохоровичича.

Ил.5. Библиогр.: 5 назв.



Карта осей палеомагнитных аномалий мирового океана (по состоянию на I.XI.1979 г.). Составили А.М.Карасик, А.И.Десимон, Р.А.Позднякова, Н.А.Сочеванова, А.А.Шрейдер.

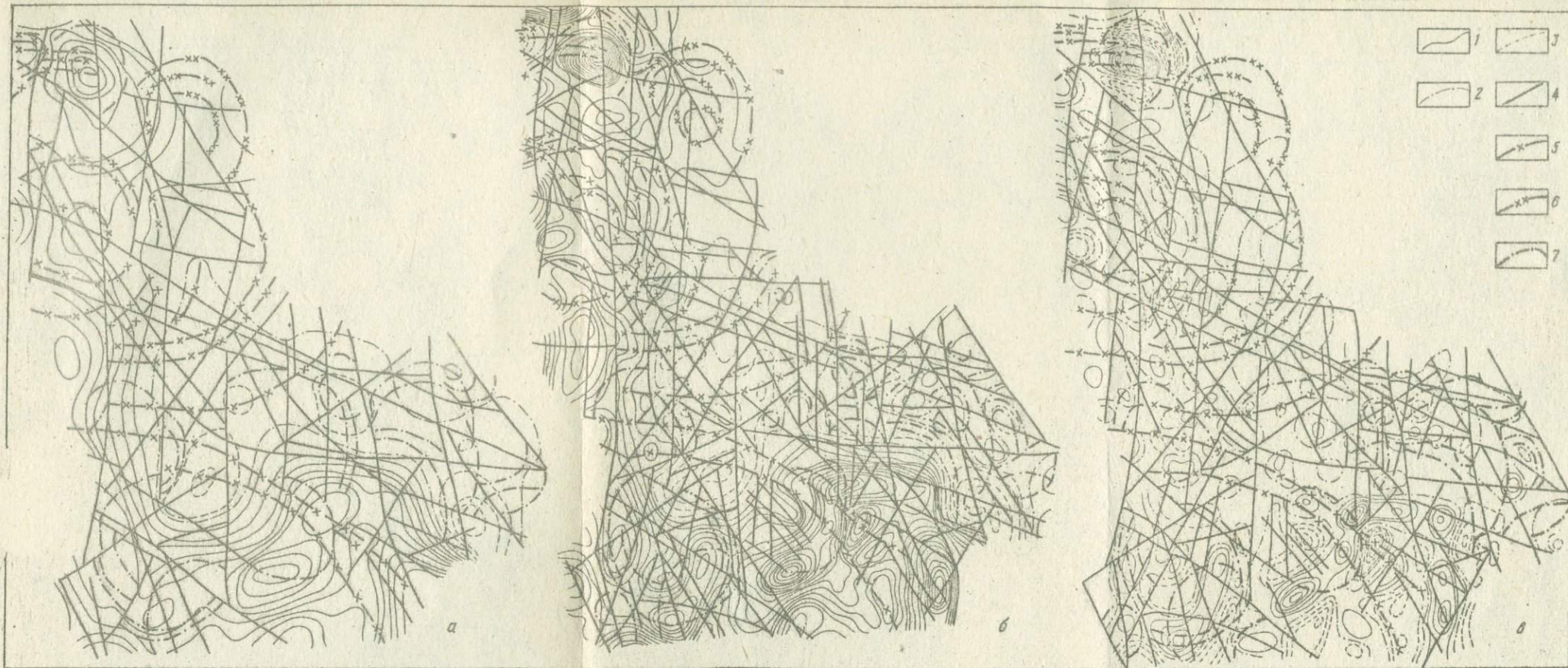


Рис. 1. Карты регионального магнитного поля (а -  $\Delta I_{30}$ , б -  $\Delta I_{75}$ , в -  $\Delta I_{30-75}$ ), совмещенные с отдешифрированными разломами. Составили А.В. Доливо-Добровольский и Ф.С. Файнберг.  
 1-3 - изодинамы (1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные); 4-7 - отдешифрированные разломы: 4 - линейные, 5-7 - кольцевые (5 - гранитных овалов, 6 - гнейсовых овалов, 7 - овальных структур гранитообразования).

3669

1 руб. 30 коп .

„ НАУКОВА ДУМКА ”