
МАГНИТНЫЕ
АНОМАЛИИ
ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

• НАУКОВА ДУМКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОМАГНЕТИЗМУ
АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

2706

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА» КИЕВ 1976



УДК 550.88 (069) (47+57)

В сборнике представлены материалы Всесоюзного семинара "Методика выделения и природа региональных магнитных аномалий" /Киев, 1-4 октября 1974 г./ . Освещены проблемы методики и достоверности выделения, интерпретации и природы региональных магнитных аномалий континентов и океанов, термодинамические условия, состав, ферро- и парамагнетизм глубинных зон земной коры. Приведены результаты, свидетельствующие о существовании магнитных неоднородностей в нижней части земной коры. Возможной причиной таких неоднородностей могут быть процессы серпентинизации, габброизации и другие, приуроченные к крупным глубинным разломам.

Ответственный редактор
акад. АН УССР С.И.Субботин

Редакционная коллегия:

канд. физ.-мат. наук А.М.Карасик, д-р геол.-мин. наук З.А.Крутиховская /зам. отв. ред./, канд. геол.-мин. наук И.К.Пашкевич /отв. секр./, д-р физ.-мат. наук Г.Н.Петрова, д-р физ.-мат. наук Т.Н.Симоненко, канд. физ.-мат. наук В.И.Старостенко

Редакция заказных изданий

М 20804-522
221(04)-76

© Институт геофизики АН УССР, 1976

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интенсивные исследования последнего десятилетия показали, что геомагнетизм является источником информации о самых различных физико-химических зонах земной коры и одним из немногих геофизических методов, позволяющих судить о процессах, происходящих на границе ядро-мантия.

Однако по некоторым важным направлениям исследований в области геомагнетизма только формируются рабочие гипотезы, а результаты исследований пока противоречивы. Одним из таких дискуссионных направлений являются исследования региональных магнитных аномалий. Состояние изученности этой проблемы, методика выделения и интерпретации региональных магнитных аномалий континентов и океанов, а также термодинамические условия формирования пород глубинных зон земной коры и их состав — основные вопросы, рассматриваемые на семинаре "Методика выделения и природа региональных магнитных аномалий". В семинаре приняли участие представители 26 научных и производственных организаций Советского Союза.

Материал, представленный в сборнике, по тематике объединен в такие разделы:

I. Методика выделения региональных магнитных аномалий.

II. Термодинамические условия, состав, ферро- и парамагнетизм вещества глубинных зон земной коры.

III. Методика интерпретации и природа региональных магнитных аномалий.

IV. Вопросы теории и методики интерпретации магнитных аномалий океанической коры.

Обзор работ, выполненных различными авторами в области изучения региональных особенностей геомагнитного поля, позволил Т.Н.Симоненко предложить условную классификацию аномалий, в основе которой лежат чисто морфологические признаки.

Кроме того, сделан вывод, что наиболее достоверными региональными аномалиями можно считать аномалии поперечником в несколько десятков, реже до 100–120 км. Такие аномалии, выявленные на Кавказском и Украинском щитах, объясняются магнитными неоднородностями нижней части земной коры.

Предложенная условная классификация магнитных аномалий не исключает детальную классификацию региональных магнитных аномалий по приуроченности их к различным тектоническим структурам и другим признакам.

Большое значение для интерпретации региональных магнитных аномалий имеют вопросы, освещенные в статьях Г.Н.Петровой, Д.М.Печерского и А.В.Лыкова. Авторами выполнен глубокий анализ методов оценки намагниченности пород, зависимости магнитных свойств породы от глубины ее нахождения, рассмотрен вопрос о нижней границе магнитоактивной толщи с точки зрения термодинамических условий образования ферромагнитных минералов, состава ферромагнетиков в различных термодинамических зонах и их температур Кюри. Автора-

ми сделано заключение о предельной глубине границы между "магнетитовой" и "силикатной" зонами - 50-60 км и изменении ее в различных геологических регионах и во времени в зависимости от окислительно-восстановительных условий, температуры и давления.

Новый подход к оценке немагнитности земной коры и перспектив использования магнитного поля для изучения ее глубинных зон освещается в статьях З.А.Крутиховской, И.К.Пашкевич. Большой интерес представляет предпринятая этими авторами попытка выработать методику интерпретации региональной магнитной аномалии Украинского щита. Все эти вопросы сложны, дискуссионны и подлежат дальнейшему изучению. Успешное их решение может быть достигнуто только при условии использования комплекса геофизических и петрологических данных.

Важное значение для теории и практики интерпретации аномалий магнитного поля имеют работы В.Н.Страхова и М.И.Лапиной, в которых приводится доказательство теорем эквивалентности магнитных полей, обусловленных горизонтальными пластинами или прямоугольными призмами. По результатам пересчетов авторы приходят к выводу об исключительной сложности проблемы определения нижних кромок по магнитным аномалиям даже для изолированных единичных тел.

Очень интересна попытка оценок глубины залегания нижних кромок немагнитных тел, произведенных Л.В.Булиной для различных районов территории СССР, но поскольку в ее работе практически не рассматривается проблема неустойчивости решения задачи, надежность таких оценок остается неясной.

В статье А.М.Карасика отмечается, что накопленные результаты изучения региональных аномалий в океане немногочисленны и неоднозначны. Предложено определение региональных аномалий в океане как неинверсионных, наименьший размер которых на уровне моря превосходит несколько десятков километров. Рассмотрены возможные источники таких аномалий.

Содержание некоторых статей иногда противоречиво. Так, одни авторы признают возможность распространения ферромагнитных тел до глубин 100-120 км /В.И.Почтарев, Д.П.Голуб/, другие же приводят соображения, свидетельствующие о сравнительно ограниченной мощности магнитоактивного слоя литосферы, не превосходящей нескольких десятков километров /Г.Н.Петрова, Д.М.Печерский, А.В.Лыков, З.А.Крутиховская, Т.Я.Симоненко, Л.В.Булина/. Судя по обширной геофизической литературе, как отечественной, так и зарубежной вторая точка зрения, опирающаяся на результаты физического и физико-химического эксперимента, является более обоснованной.

К некоторым статьям, выводы которых представляются спорными, редакция дает примечания.

УСЛОВНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ
МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

— Т.Н.Симоненко

/Ленинградское отделение ИЗМИРАН СССР/

Классификацию аномалий геомагнитного поля можно, очевидно, производить по различным принципам. В основу выделения различных классов /или типов/ аномалий можно положить их различную физическую и геологическую природу, приуроченность к различным тектоническим структурам континента или океанического дна. Однако наиболее естественным представляется разделение аномалий прежде всего по размерам /поперечникам/, горизонтальным градиентам, амплитуде, т.е. по чисто морфологическим признакам. Только после такой предварительной, хотя и условной, классификации следует рассматривать возможности выделения аномалий различной физической и геологической природы внутри данного класса.

Обзор работ в области изучения региональных особенностей геомагнитного поля позволяет предложить условную классификацию аномалий, основанную на чисто морфологических признаках поля. Региональные аномалии, рассматриваемые в геофизической литературе, условно могут быть разделены на следующие классы.

1. Аномалии, "промежуточные" по размерам между главным полем Земли и полем земной коры. Их поперечники составляют 1000–1500 км, амплитуде — несколько десятков гамм на высоте около 350 км. Аномалии были выделены для территории США И.Зитцем и соавторами [27], для всей Земли — Н.П.Беньковой и соавторами [17, 24].

2. Зональные аномалии поперечником около 1000 км. Их амплитуда по расчетам авторов достигает нескольких сотен гамм на высоте

100 км. Аномалии были выделены для территории СССР А.А.Борисовым и Г.И.Кругляковой [4].

3. Крупные региональные аномалии с поперечником от 200 до 1000 км, интенсивностью 150-300 γ на высоте 50 км [5].

4. Региональные аномалии поперечником обычно в несколько десятков километров, реже до 100-120 км, амплитудой не более 1000 γ вблизи земной поверхности /на высоте 200-300 м/. Эти аномалии были выделены в магнитном поле различных континентов и их подводных окраин и описаны в многочисленных работах советских и зарубежных геофизиков.

Аномалии меньших размеров, поперечником в несколько километров и менее, не рассматриваются, поскольку в практике геофизических исследований они относятся к локальным. В настоящее время можно считать доказанным, что локальные аномалии полностью объясняются петрографическими неоднородностями верхней части земной коры мощностью не более 10-12 км.

Необходимо заметить, что не все перечисленные классы аномалий могут быть выделены из геомагнитного поля с одинаковой степенью достоверности. При описании методики выделения аномалий какого-либо типа в работах различных исследователей не всегда дается критическая оценка качества исходного материала /магнитных карт, профилей/ и не производится в должной мере оценка погрешности выделения аномалий. Поэтому рассмотрим кратко обоснованность выделения аномалий указанных четырех классов.

Аномалии геомагнитного поля, "промежуточные" по размерам между полем ядра и полем коры

"Промежуточные" аномалии могут быть выделены только условно, поскольку для математического описания главного поля может быть принято различное число гармоник гауссовского ряда. На территории СССР главное поле Земли с достаточной точностью описывается девятью гармониками ряда [1], длина волны, соответствующая последней гармонике, составляет 4000 км.

Выполненный нами анализ поля T по протяженным аэромагнитным маршрутам, продолженным на относительной высоте 300 м, показал, что между значениями T , полученными скользящим сглаживанием с базой $L \approx 350-400$ км, и аналитическим полем, представленным рядом в девять гармоник, устанавливается некоторое расхождение. Среднее квадратическое отклонение σ сглаженного поля по отношению к аналитическому становится постоянным уже при $L \approx 350-400$ км, не

превосходя 70-100 γ [12]. Эта величина σ может быть обусловлена наличием некоторой систематической погрешности определения T , а также существованием "промежуточных" аномалий, длина волны которых может заключаться в диапазоне 400-4000 км.

Систематическая погрешность определения значений T по аэромагнитным профилям СССР может составлять 26 γ - таково расхождение между двумя системами опорных маршрутов СССР [2], т.е. примерно 1/3 величины σ можно объяснить этой погрешностью, и тогда стандартное отклонение поля "промежуточных" аномалий составит всего 40-70 γ вблизи поверхности Земли.

В работе [16] была предпринята попытка выделения таких "промежуточных" аномалий по данным спутника "Космос-49" для широтного пояса вокруг Земли /от 50° ю.ш. до 50° с.ш./. На высоте полета спутника /300-350 км/ были обнаружены аномалии от -30 до +30 γ /средние значения по площадкам 5°x5°, поперечником ~1000-1500 км. В распределении этих аномалий не обнаружилось никакой связи с континентами и океанами. Авторами было оценено влияние некоторых факторов на условия съемки и представительность описания ее результатов. Обсуждался вклад поля от внешних источников, влияние позиционных ошибок и принятой методики математического анализа. Поскольку влияние двух первых факторов содержалось как в первых наблюдаемых, так и в вычисленных значениях T , то, очевидно, что в разностях ΔT оно существенно уменьшено. Косвенным путем было установлено, что расположение аномалий ΔT не зависело от принятого математического описания главного поля.

Вычисления американских геофизиков по независимым данным спутников 060-2, 4, 6 полностью подтвердили наличие таких "промежуточных" аномалий [23], причины возникновения которых этими авторами не обсуждались. В упомянутой работе советских геофизиков было высказано предположение, что "промежуточные" аномалии лишь отчасти могли бы объясняться крупными парамагнитными неоднородностями мантии Земли, в основном же наличие этих аномалий связано с ограниченностью гауссовского ряда.

Существует, однако, и другая точка зрения на природу "промежуточных" аномалий. И. Зитц и соавторы [27], впервые вычислившие эти аномалии для территории США, считают их связанными с различной мощностью магнитного слоя земной коры и находят определенную корреляцию их с распределением теплового потока. Проверка этих выводов, выполненная нами в глобальном масштабе, по данным спутника "Космос-49", не подтвердила их справедливости для всего земно-

го шара. Вероятно, для уверенного решения вопроса о возможности физического истолкования "спутниковых" аномалий следует применять новую методику их выделения. Более определенные выводы могут быть получены при осреднении остаточных полей по меньшим площадкам и при сопоставлении экстремумов поля, отмечаемых по соседним виткам. Именно так поступили Р.Реган, Дж.Кейн и В.Девис, вычисляя остаточные поля по данным спутника *POC-0* по площадкам $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ и используя измерения через каждые 7 сек или 50 км по орбите [23]. Витки выбирались на минимальной высоте /не более 700 км/, причем отбрасывались измерения в те периоды местного времени, когда поле было возмущено. Главное поле описывалось 13-ю гармониками. Выделенные аномалии колебались в пределах от -12 до 10γ , полуволна аномалии $< 14^{\circ}$. Убывание амплитуд аномалии с высотой свидетельствует о внутреннем происхождении источников. Так, аномалия Банги /в центральной части Африки/, по данным аэромагнитной съемки на высоте ~ 3 км, достигает 780γ , а по данным спутника *OGO-4*, ее значение составляет -12γ на высоте ~ 430 км.

Авторы считают, что "спутниковые" аномалии связаны с литосферой, поскольку отмечается их корреляция с некоторыми элементами тектоники.

Таким образом, "спутниковые" аномалии являются, по-видимому, реальностью. Для решения вопроса об их физической и геологической природе требуются дальнейшие исследования.

Зональные аномалии геомагнитного поля

Аномалии этого класса выделены только советскими геофизиками и только для территории СССР. В зарубежной геофизической литературе понятия "зональных", а также "крупнорегиональных" аномалий не существует.

Методика выделения "зональных" аномалий состояла в пересчете аномального поля $(\Delta T)_{\alpha}$ территории СССР вверх на ряд уровней вплоть до высоты 100 км по сети 25×25 км. Решение вопроса о достоверности выделенных "зональных" /а также и крупнорегиональных/ аномалий имеет существенное значение для оценки мощности магнитоактивного слоя земной коры. Если "зональные" аномалии действительно существуют, то вычисление мощности слоя при его средней намагниченности $I \approx 4 \cdot 10^{-8} \text{ СГС}$, принятой в работе [4], дает глубину подошвы слоя до 150 км. Судя по многочисленным данным, указанное значение справедливо лишь для отдельных погребенных геологических тел, среднее же значение I для всего ферромагнитного слоя коры меньше, вероятно, на порядок, так что вычисляемая по "зональным" аномалиям мощность

сложения должна быть хотя бы в несколько раз больше, чем в указанной работе. Такой результат трудно совместить с существующими в настоящее время представлениями о положении поверхности Кюри и о глубине образования ферромагнитных минералов [15].

Оставляя, однако, в стороне вопрос о возможном физическом истолковании "зональных" аномалий, заметим, что погрешность выделения аномалий определяется прежде всего представительностью исходных данных, в меньшей степени влияет погрешность принятой методики пересчета.

Большое значение в данном случае имеет погрешность использованной для пересчетов карты аномального магнитного поля СССР, построенной по данным аэромагнитной съемки еще до заложения опорной сети. Оценка погрешности этой карты до сих пор не проведена. Уровнем для получения аномальных значений поля $(\Delta T)_a$ служило в основном нормальное поле T эпохи 1950 г., построенное ИЖМИРАН. Судя по анализу отдельных маршрутов опорной аэромагнитной сети, проложенных позднее, "перекосы" карты нормального поля T 1950 г. /т.е. расхождение между наблюдаемыми, сглаженными вдоль маршрутов значениями поля T , и значениями T , приведенными на карте нормального поля/, достигали 200-300 γ на расстоянии 1500-2000 км. Такие градиенты поля, вызванные только условностью выбора нормального поля, сопоставимы с градиентами "зональных" аномалий, найденных А.А.Борисовым и Г.И.Кругляковой [4]. Следовательно, до выяснения погрешности использованной авторами карты аномального магнитного поля выделение "зональных" аномалий нельзя безоговорочно признать достоверным. То обстоятельство, что некоторые из выделенных аномалий совпадают с областями повышенных или пониженных значений силы тяжести, не является, по-моему, достаточным для подтверждения существования "зональных" магнитных аномалий. Для окончательного решения вопроса необходимо оценить погрешность исходного материала по новым, более точным данным или повторить вычисления по этим данным. Используя сведения о частотном составе аномального поля, следует определить высоту пересчета или радиус осредняющей палетки для выделения наиболее длинноволновой составляющей аномального поля.

Крупные региональные аномалии геомагнитного поля

Этот класс аномалий с поперечником, по оценке авторов, 200-1000 км, так же как и класс "зональных" аномалий, был выделен в аномальном поле $(\Delta T)_a$ территории СССР путем пересчета его вверх на высоту 50 км по сети 25x25 км [5, 9].

Необходимо было выделить наиболее длинноволновую составляющую аномального поля и определить глубину залегания источников крупных положительных региональных аномалий. Исходный материал для расчетов был тем же, что и при выделении "зональных" аномалий, поэтому предварительные замечания справедливы и в данном случае. Поскольку высота пересчета была выбрана вдвое меньшей, чем для зональных аномалий /50 км вместо 100 км/, естественно, что выделенные поперечные размеры аномалий, устанавливаемые по схеме Б.Д.Винц и В.Н.Почтарева [5], колеблются в пределах 180-300 км. Аномалий же с поперечником в 1000 км [5] на этой схеме не обнаруживается, если только не объединять общим контуром группу отдельных аномалий, показанных на схеме. Естественно, что при пересчете на высоту 50 км по редкой сети /как это было сделано авторами/ аномалии, наблюдающиеся у земной поверхности, заметно расплываются, и в большинстве случаев происходит суперпозиция полей [3]. Лишь для отдельных аномалий, обусловленных наиболее глубинными телами земной коры, при пересчете вверх сохраняется их изолированное положение. Например, положительные аномалии центральной части Кольского п-ова, Предтимаанского прогиба, Черного и Каспийского морей, Предкопетдагского прогиба, Касской впадины Западно-Сибирской низменности. Поперечные размеры этих положительных аномалий не превосходят 100-120 км вблизи земной поверхности.

Поэтому определение глубин залегания тел, вызывающих эти аномалии, следует производить по наиболее точным исходным данным - по графикам ΔT вдоль маршрутов съемки или картам изолиний (17)а масштаба 1:200000, а не по пересчитанному вверх по редкой сети полю, когда кривая ΔT поперек всей аномалии строится всего по нескольким точкам. Вероятно, именно использование высотных карт для интерпретации аномалий и привело Б.Д.Винц и В.И.Почтарева к сильно преувеличенным значениям глубин залегания тел /50-100 км для центра эллипсоидальной модели, и 300-400 км для дипольной модели/ [9]. Для объяснения крупной аномалии в северной Атлантике приходится помещать диполь на глубине 800-1200 км [10]. Однако вопрос о выделении региональных аномалий над океанами недостаточно исследован.

Редкая сеть выборки значений поля привела авторов также к тому, что некоторые особенности поля оказались пропущенными - например, широтная аномалия по линии Нальчик - Махачкала в Предкавказье /интенсивность 300 γ , поперечник 100 км/, аномалия Предкопетдагского прогиба /интенсивность 500 γ , поперечник 120 км/. Подобные

пропуски аномалий отмечаются и в других районах СССР, так что число положительных региональных аномалий фактически значительно больше, чем это показано в работе [5], но поперечник этих аномалий вблизи поверхности Земли не превосходит 100-120 км. Согласно принятой нами условной классификации, эти аномалии по размерам должны быть отнесены к классу региональных аномалий земной коры, которые рассматриваются в следующем разделе.

Значительные же региональные особенности поля в виде обширных областей отрицательных, близких к нормальным, значений $(\Delta T)_{\alpha}$ с поперечными размерами в несколько сотен километров, несомненно, существуют. Они достаточно отчетливо видны и на исходных, нетрансформированных картах аномального поля, построенных по данным аэромагнитных съемок. Это области пониженных значений поля до -200 , -300 γ , приуроченные к крупным тектоническим структурам, - к складчатым областям /Кавказ, Верхоянье, Тиман/, к крупным участкам фундамента древних платформ /например, блок фундамента Русской платформы, расположенный южнее Финского залива, большая часть Прикаспийской впадины/, большая часть Охотского моря и т.д. В табл. I дан перечень некоторых наиболее обширных участков пониженных полей $(\Delta T)_{\alpha}$ на территории СССР.

Т а б л и ц а I

Местоположение	Размеры, км	Значения T, γ
Тиман и прилегающая часть Печерской низменности	300x700	от 0 до -300
Прикаспийская низменность	600x600	от 0 до -300
Таймыр	300x1000	от 0 до -300
Верхоянье	400x1000	от 0 до -300
Охотское море с Западно-Камчатской низменностью	800x1200	от 0 до -300

Размеры областей "слабоотрицательных" или "практически безаномальных" полей определяются горизонтальными размерами соответствующих тектонических структур, сложенных практически немагнитными образованиями по всему разрезу земной коры. Для интерпретации таких полей не требуется, очевидно, предположения о наличии обратного намагниченных ферромагнитных тел в верхней мантии Земли.

Региональные магнитные аномалии земной коры континентов

Как было показано, выделение обширных "зональных" и "спутниковых" аномалий затруднено вследствие малой амплитуды и малых горизонтальных градиентов. Вопрос же выделения региональных аномалий поперечником в несколько десятков километров и амплитудой в несколько сотен гамм решается более определенно. Эти аномалии хорошо видны на нетрансформированной карте аномального магнитного поля СССР. Амплитуды региональных аномалий на один-два порядка превосходят погрешность магнитных съемок и карт, и наличие данного класса аномалий надо считать бесспорным. Что же касается формы аномалий, то искажающее влияние ошибок при выборе уровня поля является ничтожным. При обычных градиентах региональных аномалий порядка $10 \gamma/\text{км}$ и более, разницей в выборе того или иного нормального поля, искажающего градиент на $0,01 \gamma/\text{км} - 0,1 \gamma/\text{км}$, можно полностью пренебречь.

Заметим, что именно эти региональные особенности поля отражены на кривых автокорреляционных функций $R(r)$, вычисленных для протяженных профилей, пересекающих примерно под прямым углом зоны магнитных аномалий платформенных областей континента. Радиус нулевой корреляции аномального поля составляет несколько десятков километров /при выборке значений поля через $2 \text{ км}/$, а стандартное отклонение поля достигает нескольких сотен гамм $\sqrt{13}$.

В общем случае в аномальном магнитном поле присутствуют аномалии разной длины волны.

Иногда выделение региональной составляющей аномального поля даже с помощью простого графического сглаживания не представляет затруднения, вследствие большого различия в горизонтальных градиентах и амплитудах региональных и локальных аномалий /например, разделение поля траппов и поля фундамента Сибирской платформы/.

В табл. 2 приводятся краткие сведения о некоторых положительных региональных аномалиях территории СССР, Западной Европы и Северной Америки. В СССР наиболее значительными положительными региональными аномалиями являются: Каспская - в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности, Кузбасская - повторяющая очертания Кузбасской впадины, а также аномалия, приуроченная к Предкопетдагскому прогибу. Не вызывает сомнения наличие региональных аномалий над древними щитами, где повышения магнитного поля не могут быть объяснены намагниченностью только приповерхностных геологических

тел и, следовательно, для истолкования аномалий приходится допустить существование глубинных магнитных тел. Региональные магнитные аномалии над щитами рассмотрены в работе [21]. Известна региональная аномалия в Скандинавии, приуроченная к границе Балтийского щита с каледонидами - ее интерпретация дана в работе [24], аномалия над Норвежским шельфом [25], аномалия над Карским морем [6].

Во всех работах, упомянутых в табл. 2, региональные аномалии объясняются наличием ферромагнитных тел в нижней части земной коры. По расчетам различных авторов, верхняя кромка таких тел залегает на глубине от нескольких километров до 10-12 км, нижняя - на глубинах обычно 25-30 км. Вычисленное значение эффективной намагниченности глубинных тел колеблется в пределах $[1-5] \cdot 10^{-8}$ сгс.

Известны также положительные региональные аномалии до нескольких сотен гамм, наблюдающиеся над прямолинейными грабенообразными впадинами фундамента древних и молодых платформ. Примерами могут служить аномалии над грабеном Осло, Кандалякшским прогибом, юго-западным бортом Рязано-Саратовской впадины, склоном погребенного грабена в докембрийском фундаменте Канады, Колтогорским прогибом в Западно-Сибирской низменности, долиной р.Сакраменто в Северной Америке.

Во многих случаях положительные региональные аномалии группируются в дугообразные и кольцевые зоны диаметром до нескольких сотен километров. Особенно отчетливо такие зоны наблюдаются в центральной части Русской платформы, но отмечаются также и в других регионах СССР. Кольцом положительных аномалий ~ 300 г, имеющих поперечник 30 км, окаймляется Горбито-Янгодский блок диаметром около 200 км в Таймырской низменности. Полукольцо аномалий 300-400 г с поперечными размерами 30-50 км и радиусом кривизны ~ 150 км приурочено к южной части Колымского массива. Возможно, что эти дугообразные зоны положительных аномалий, так же как и в случае прямолинейных зон, соответствуют впадинам складчатого фундамента /"двухъярусному фундаменту"/.

Совершенно очевидно, что можно было бы предложить детальную классификацию региональных магнитных аномалий земной коры, но уже не по морфологическим признакам поля, а в зависимости от приуроченности аномалий к различным тектоническим структурам. Пониманию физической природы таких аномалий способствовало бы исследование их связи с другими геофизическими явлениями, с магматизмом, с геологическим строением фундамента и осадочной толщи.

Таким образом, из рассмотренных нами условных классов регио-

Характеристика некоторых регио

нальных аномалий континента

Местоположение	Размеры, км. Простираение	Поле (дл./шир.) макс.	Методика выделе- ния	Вычисление		Примечание	Литература	
				глубин кро- мок тел, км	намагничен- ности, СГС			
Британские острова	40x180	+850	Осреднение по се- ти 3,3x3,3 км	8	1,5	$3 \cdot 10^{-8}$	[7]	
Скандинавия	Сев.-Восточное 150x500	+600	Исходная карта	2,5	22,5	$3 \cdot 10^{-8}$	Приурочена к выходам отня Ниже уровня фундамента /магнитное габбро?/	[24]
	Меридиональное			4; 6	-			[25]
Норвежский шельф	60x60	+1000	Исходная карта	12; 16	85	$1,2-1,7 / 10^{-8}$	[6]	
Карское море	70x80	+450		Пересчет на высо- ту 2 км	10-12	30	$4,8 \cdot 10^{-8}$	[11]
Кольский п-ов	110x220	+700	Исходная карта		10	80	$2,5 \cdot 10^{-8}$	[7]
Кандалакшский про- гиб	30x850	+1000		Осреднение	6-6,5		$0,8 \cdot 10^{-8}$	[17,26] [18]
Украинский щит	40x850	500	Исходная карта		6,5-8,5			
Парижский бассейн	50x500	+300		Осреднение	5			Изверженные породы основ- ного состава под флишем
Польская низменность	120x1000	+450	Осреднение по сет- ке с радиусом 30 км		10	65		
Чехословакия	Сев.-Западное 40-70x200	+150		Повысотная съем- ка по профилю	30x900			[14]
Предкопетдагский прогиб /Красновод- ская аномалия/	Сев.-Восточное Сев.-Западное	+450	Исходная карта		4 - 6			Ниже уровня доврского фун- дамента
Колтогорский прогиб	30x900	+500		Исходная карта	10	35		
Касская впадина	Меридиональное 120x420	+700	" "		4			[11]
Кузбасская впадина	Сев.-Западное 120x300	+600	" "	10			У северного борта погребения впадины докембрийского фунда- мента	
	Сев.-Западное		" "	4				
Западная Канада	40x300	+500	" "	4,8-5,6			[20]	
Долина р.Сакраменто	Широтное 40x200	+700	" "				Интрузия основного состава	

Местоположение	Размеры, км. Простираение	Поле (дл./шир.) макс.	Методика выделе- ния	Вычисление		Примечание	Литература	
				глубин кро- мок тел, км	намагничен- ности, СГС			
Британские острова	40x180	+850	Осреднение по се- ти 3,3x3,3 км	8	1,5	$3 \cdot 10^{-8}$	[7]	
Скандинавия	Сев.-Восточное 150x500	+600	Исходная карта	2,5	22,5	$3 \cdot 10^{-8}$	Приурочена к выходам отня Ниже уровня фундамента /магнитное габбро?/	[24]
	Меридиональное			4; 6	-			[25]
Норвежский шельф	60x60	+1000	Исходная карта	12; 16	85	$1,2-1,7 / 10^{-8}$	[6]	
Карское море	70x80	+450		Пересчет на высо- ту 2 км	10-12	30	$4,8 \cdot 10^{-8}$	[11]
Кольский п-ов	110x220	+700	Исходная карта		10	80	$2,5 \cdot 10^{-8}$	[7]
Кандалакшский про- гиб	30x850	+1000		Осреднение	6-6,5		$0,8 \cdot 10^{-8}$	[17,26] [18]
Украинский щит	40x850	500	Исходная карта		6,5-8,5			
Парижский бассейн	50x500	+300		Осреднение	5			Изверженные породы основ- ного состава под флишем
Польская низменность	120x1000	+450	Осреднение по сет- ке с радиусом 30 км		10	65		
Чехословакия	Сев.-Западное 40-70x200	+150		Повысотная съем- ка по профилю	30x900			[14]
Предкопетдагский прогиб /Красновод- ская аномалия/	Сев.-Восточное Сев.-Западное	+450	Исходная карта		4 - 6			Ниже уровня доврского фун- дамента
Колтогорский прогиб	30x900	+500		Исходная карта	10	35		
Касская впадина	Меридиональное 120x420	+700	" "		4			[11]
Кузбасская впадина	Сев.-Западное 120x300	+600	" "	10			У северного борта погребения впадины докембрийского фунда- мента	
	Сев.-Западное		" "	4				
Западная Канада	40x300	+500	" "	4,8-5,6			[20]	
Долина р.Сакраменто	Широтное 40x200	+700	" "				Интрузия основного состава	

нальных магнитных аномалий несомненной физической реальностью являются аномалии, связанные с неоднородностью нижних частей земной коры. Для объяснения генезиса этих глубинных образований может быть рекомендована более детальная классификация магнитных аномалий и сопоставление их с разнообразными геолого-геофизическими данными.

В заключение дадим краткую характеристику магнитного поля земной коры континента.

Поле континента содержит крупные неоднородности и обладает отчетливо выраженной анизотропией. В северном магнитном полушарии поле характеризуется наличием крупных областей спокойных, близких к нормальным "слабоотрицательных" полей $(\Delta T)_a$, на общем фоне которых выделяются локализованные зоны положительных аномалий интенсивностью в среднем в несколько сотен гамм, значительно реже - в несколько тысяч гамм и более. Размеры областей спокойных, близких к нормальным, полей ΔT достигают 500-700 км, они определяются горизонтальными размерами соответствующих тектонических структур, сложенных по всему разрезу коры практически немагнитными образованиями. Поперечные размеры положительных аномалий вблизи поверхности Земли составляют обычно 30-50 км, они определяются размерами возмущающих тел и глубиной их залегания в земной коре.

Подобную магнитоактивного слоя земной коры можно определять только для тех участков коры, где присутствуют намагниченные геологические тела. Отсюда следует, что представления некоторых авторов об однородном ферромагнитном слое, распространенном повсеместно в Земле, не вполне соответствует действительности.

Заметим, что приближенно можно утверждать, что погребенные геологические тела намагничены в направлении, близком к современному полю, поскольку, во-первых, отрицательные значения $(\Delta T)_a$ для изометричных аномалий расположены, как правило, к северу от эпицентра тела, а центр аномалии сдвинут к югу по отношению к центру тела; во-вторых, положительные экстремумы аномалий, как правило, значительно больше отрицательных и, в третьих, амплитуды аномалий ΔT на территории СССР заметно возрастают к северу с увеличением значений вертикальной составляющей геомагнитного поля, как это и должно быть при индуцированном намагничивании геологических образований.

Задачу дальнейших исследований в области изучения региональных особенностей магнитного поля должно составлять: 1) определение

физической и геологической природы тел, вызывающих региональные магнитные аномалии в различных тектонических структурах континента; 2) выявление региональных аномалий океана; 3) продолжение изучения "промежуточных" аномалий в области минимума спектра геомагнитного поля.

Литература

1. Банькова Н.П., Горшкова Т.А., Симоненко Т.Н., Турмина Л.О. - Г и А, 1970, 3.
2. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. Анализ и использование материалов опорной и картографической аэромагнитной сети. Л., "Недра", 1972.
3. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. - Г и А, 1974, 7.
4. Борисов А.А., Круглякова Г.И., Фирсова Д.Б. - ДАН СССР, 1972, 207, 5.
5. Винц Б.Д., Почтарев В.И. - В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: "Наука", 1965.
6. Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н. Методика интерпретации аэромагнитных данных при изучении земной коры на примере исследования шельфа северных морей СССР. Л., НИИ Геол. Арктики, 1978.
7. Зандер В.Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., "Недра", 1967.
8. Матушкин Б.А. - Сов. геология, 1967, I.
9. Почтарев В.И., Винц Б.Д. - Морская геология и геофизика, вып. I, Рига, 1970.
10. Почтарев В.И. - В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике солнца, вып. 19. Иркутск, 1971.
11. Симоненко Т.Н. Проблема выяснения строения фундамента по данным аэромагнитной съемки /на примере Западно-Сибирской низменности/. Автореф. докт. дисс. Л., 1956.
12. Симоненко Т.Н., Горшкова Т.А. - В кн.: Тезисы докладов VII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. I. М., 1970.
13. Симоненко Т.Н. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, 9.
14. Шаблинская М.В. - В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Синдской плит. Л., "Недра", 1965.
15. Bagin V.I. et al - IAGA Bull, 34. Progr. and Abstr. for the second Gener. Sci. Assembly. Kyoto, 1973.
16. Benkova N.P., Dolginov Sh. Sh., Simonenko T.N. - J. of Geoph. Res., 1973, 78, 5.
17. Bergadot E., Dreyer H. - Bull. Bur. rech. geol. et minières, 1971, 1, 3.
18. Bucha V. - Vestnik Ustrednino Ustavu Geologickeho, 1968, 83, 13.
19. Hall D.H., Dagley P. - Nature Environ. Res. Council Inst. of Geolog. Sci. Report 70/10. London, 1970.
20. Kanasewich E.K., Clowes R.M. - In: Intern. Geol. Congr. Report of twenty-third session. Proceeding of section I. Praga, 1968.
21. Krutichovskaya Z.A., Pashkevich I.K., Simonenko T.N. - Canad. J. of Earth Sci., 1973, 10, 5.
22. Mašín J. - Vestník ÚG, 1966, XLI.
23. Rezan R.D., Cain J.C., Davis W.M. - In: Symposium on low level satellite surveys. Assoc. of Geomagn. and Astronomy. Kyoto, Japan, september 1973.
24. Riddihough R.P. - Canad. J. of Earth Sci., 1972, 9, 3.
25. Talwani M., Eldholm O. - Bull. Geol. Soc. America, 1972, 83, 12.
26. Tournier D. - Ann. de Geophysique, 1964, 20, 3.
27. Zietz I., Andreasen G.E., Cain J.C. - J. Geophys. Res., 1970, 75, 20.



ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
И ВОЗМОЖНОСТЬ КЛАССИФИКАЦИИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Ю.П. Булашевич

/Институт геофизики Уральского научного центра АН СССР/

Постановка задачи

Определение природы, т.е. источников локальных и региональных магнитных аномалий, является одной из важных задач геофизики. Для локальных аномалий существенно выделение таких, источники которых, например, - промышленные скопления магнетита. Исследование геологического строения региона по необходимости связано с выяснением происхождения региональных аномалий.

На рис. 1 графически изображены две локальные аномалии Z .

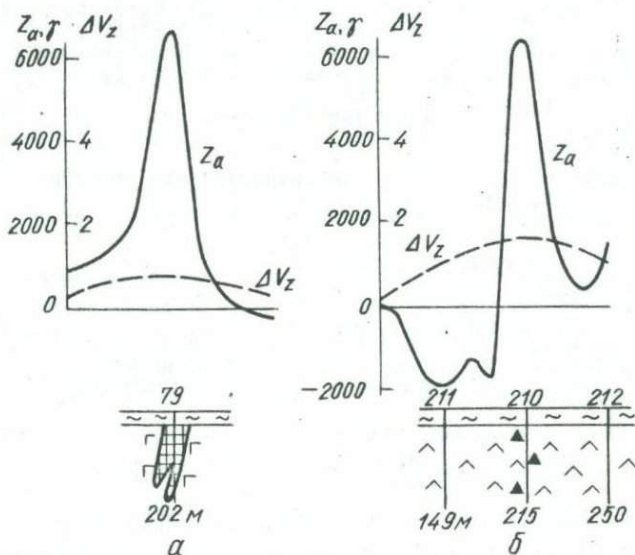


Рис. 1. Графики Z_a над рудными телами: а - аномалия Z_a над рудным магнетитовым телом; б - аномалия Z_a над непромышленной рассеянной вкрапленностью магнитных минералов в диоритах.

Обеим аномалиям соответствует некоторое повышение силы тяжести, особенно заметное для аномалии /рис. 1, б/. На основе стандартных методов разведочной геофизики обе аномалии интерпретировались как

рудные. Однако определение магнитной восприимчивости большого объема пород в естественном залегании, осуществленное методом искусственного подмагничивания полем тока [7], дало иной результат. Оказалось, что аномалия рис. 1,а вызывается объектом с восприимчивостью на порядок больший, чем для аномалии рис. 1,б. На основании интерпретации результатов метода искусственного подмагничивания источник первой аномалии определен как рудный, а второй берудный. Бурение подтвердило этот прогноз. На аномалии рис. 1,а вскрыто рудное магнетитовое тело, а на аномалии рис. 1,б установлена непромышленная вкрапленность магнитных минералов в гранодиоритах с большой остаточной намагниченностью. Из 154 локальных аномалий, проверенных методом искусственного подмагничивания, отсепарировано в качестве бесперспективных на промышленное оруденение 123 /магнитная восприимчивость меньше 0,02 в абс. системе единиц/, 31 аномалия была сочтена перспективной на оруденение. Проверка бурением дала следующие результаты: 1/из 123 бесперспективных аномалий разбурено 28 и руды не обнаружено; 2/из 31 возможно рудного участка проверено бурением 16. На 13 из них выявлены магнетитовые залежи с запасами руды 10 - 200 млн. т. Источниками трех являются магнитные породы.

Метод искусственного подмагничивания широко применяется на Урале, его практическая глубинность достигает 300 м и лимитируется размерами подмагничивающей рамки /сторона квадратной рамки и проводов до 1200 м/ [7].

Еще в тридцатых годах Б.М.Яновский предложил измерять разность магнитных вариаций /например, с периодом 80-90 мин./ на аномальном и нормальном участках для оценки прироста аномалии [10]. Этот метод был применен в варианте измерения приращения вертикальной компоненты для определения магнитных свойств сильно магнитных пород [4]. Однако в общем случае необходимо измерять все три компоненты приращения магнитного поля вариации. Опробование такого метода со специально сконструированными полевыми вариационными станциями проводится в настоящее время на Урале [2].

Новый метод классификации локальных и региональных аномалий может быть основан на использовании данных о вековом ходе геомагнитного поля.

Вековой ход вертикальной компоненты геомагнитного поля

Вековой ход, т.е. изменение среднегодовых значений вертикальной компоненты, связан на территории СССР с так называемым Ирано-

Каспийским центром и характеризуется монотонным возрастанием на значительной площади. Для эпохи 1942 г. нулевая изопора Z охватывает примерно всю Евразию [8, 10]. Для периода 1954-1959 гг. этот центр сместился несколько к северу [6]. На магнитной обсерватории "Свердловск" с 1887 по 1918 г. вековой ход вертикальной составляющей был знакопеременным, и приращение за это время составило всего 278 γ [1]. Затем начался резкий почти линейный подъем Z , как это видно на рис. 2, где для сравнения приведена кривая Z для обсерватории "Иркутск". Как видно из графиков на рис. 2, значение Z

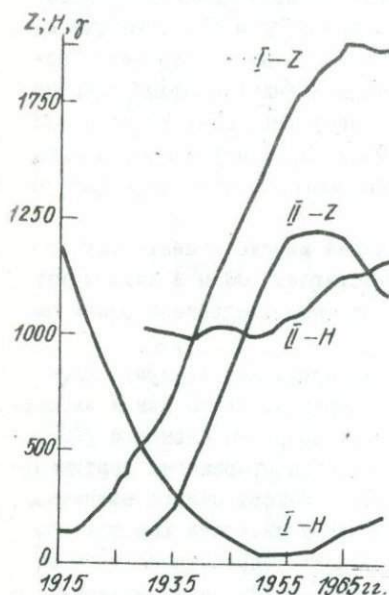


Рис. 2. Графики изменения вертикальной $I-Z$ и горизонтальной $I-H$ составляющих геомагнитного поля для обсерватории "Свердловск"; аналогичные графики для обсерватории "Иркутск" $II-Z, II-H$.

Все кривые построены в одном масштабе при отсчете от условных уровней.

достигло максимума для Иркутска в 1960 г., для Свердловска в 1965 г. В среднем до максимума вековой ход составлял 45 γ . В настоящее время вековой ход мал и его дальнейший прогноз затруднителен.

В табл. I для четырех обсерваторий дана сводка данных о вековом ходе.

Из табл. I следует, что для громадной территории приращение ΔZ и ΔT было весьма существенным. При этом максимальное значение векового хода вертикальной компоненты Z_{max} для рассмотренных обсерваторий одного порядка, но достигалось раньше для более западных пунктов [5]. Из численных величин табл. I следует, что как величина векового хода ΔZ и ΔT , так и максимальное изменение во времени вертикальной компоненты не зависят от геологического строения земной коры и примерно одинаковы для платформ и геосинклиналей. Как известно, источники векового хода залегают ниже земной коры. Это, конечно, относится к нормальному вековому ходу. На него накладываются аномалии векового хода, вызванные неоднородным строением земной коры и происходящими в ней и

в верхах мантии процессами. Отметим, что центры векового хода захватывают как океаны, так и континенты.

Т а б л и ц а I.

Обсерватория	$\frac{z_{max}}{g/roq}$	Год	$\Delta Z,$ γ	$\Delta H,$ γ	$\Delta T,$ γ	Интервал времени
Иркутск	100	1943	1373	-125	1343	1960-30
Свердловск	709	1941	1751	-360	1513	1965-30
Казань	100	1934	1581	-417	1340	1964-30
Тбилиси	108	1940	2278	26	2029	1964-30

Исходные соотношения для сравнения съемок разных лет

Из изложенного следует, что магнитные съемки Z, T , проведенные в разное время, дадут различную величину индуцированных аномалий, если за это время вековые вариации были значительны. В сущности принцип интерпретации в этом случае такой же, как и в методе вариаций [4].

Если за какое-то время в результате векового хода полный вектор поля изменится на $\delta \vec{T}_H$, то приращение аномального поля при однородной намагниченности объекта составит [3]

$$\delta \vec{T}_{ан} = -\alpha (N \delta \vec{T}_H \nabla), \nabla V, \quad /1/$$

где α - магнитная восприимчивость; N - тензор размагничивания; $V = \int \frac{dV}{r}$ - интеграл берется по объему источника аномалии.

Как следует из выражения [1], каждая составляющая приращения поля аномалии является линейной функцией трех составляющих вековой вариации. В наших широтах основной объем наземных съемок представляют съемки вертикальной компоненты. Поэтому применительно к фактическому материалу рассмотрим этот вариант при упрощающем предположении, что намагничивающее поле также вертикально. Для дальнейших рассуждений удобно представить поле ΔZ на участке съемки в следующем виде:

$$\Delta Z = I f + \Delta Z_0, \quad /2/$$

где I - намагниченность тела, создающего аномалию; f - функция, зависящая от глубины залегания, формы, объема тела и координат точки наблюдения; ΔZ_0 - значение поля за пределами аномалии, т.е. при $f = 0$.

Повторная съемка на том же участке при другом выборе "нормального" поля даст значение

$$\Delta Z' = (I + \delta I) f + \Delta Z'_0, \quad /3/$$

δI - изменение намагниченности, вызванное вековой вариацией.
Вычитая из /3/ выражение /2/, находим

$$\Delta Z' - \Delta Z = \delta I f + \Delta Z'_0 - \Delta Z_0. \quad /4/$$

Из /4/ и /2/ получаем

$$\frac{\Delta Z' - \Delta Z'_0 - (\Delta Z - \Delta Z_0)}{\Delta Z - \Delta Z_0} = \frac{\delta I}{I}. \quad /5/$$

Введем следующие обозначения:

$$\Delta Z_{\text{ан}} = \Delta Z - \Delta Z_0, \quad /6/$$

$$\delta \Delta Z_{\text{ан}} = \Delta Z' - \Delta Z'_0 - (\Delta Z - \Delta Z_0). \quad /7/$$

Допустим, что остаточная намагниченность $I_{\text{ост}}$ может быть параллельна или антипараллельна индуцированной намагниченности $I_{\text{ин}}$, тогда

$$I = I_{\text{ин}} \pm I_{\text{ост}} = (1 \pm Q) I_{\text{ин}}, \quad /8/$$

где $Q = \frac{I_{\text{ост}}}{I_{\text{ин}}}$ - параметр Кенигсбергера.

Так как при изменении подмагничивающего поля изменяется только индуцированная часть намагниченности, то $\delta I = \delta I_{\text{ин}}$.

Учитывая введенные обозначения и соотношения, можно записать формулу /5/ в следующем виде:

$$\frac{\delta \Delta Z_{\text{ан}}}{\Delta Z_{\text{ан}}} = \frac{\delta I_{\text{ин}}}{I_{\text{ин}} (1 \pm Q)}. \quad /9/$$

Так как $I_{\text{ин}} = \alpha Z_H$

где Z_H - нормальное полное значение вертикальной компоненты, то из /9/ получаем окончательное выражение

$$\frac{\delta \Delta Z_{ан}}{\Delta Z_{ан}} = \frac{1}{1 \pm Q} \cdot \frac{\delta Z_H}{Z_H} \quad /10/$$

Здесь δZ_H - вековая вариация за время между двумя съемками.

Полученное соотношение аналогично тому, которое использовалось в методе вариаций [4].

Для магнетитовых уральских руд контактово-метасоматического генезиса $Q = 0,17 - 0,6$ [9]. Для рассеянной вкрапленности гематита с весьма стабильной остаточной намагниченностью $Q \approx 150$ [2] /Куйбышевская аномалия, Сев.Казахстан/.

Соотношение /10/ позволяет оценить прирост аномалии за время между двумя магнитными съемками. Представим сначала это выражение в такой форме:

$$\frac{\delta \Delta Z_{ан}}{\Delta Z_{ан}} = \frac{1}{1 \pm Q} \bar{Z}_H \frac{\Delta t}{Z_H}, \quad /11/$$

где \bar{Z}_H - среднее значение векового хода вертикальной компоненты за время Δt .

Полагая $\Delta Z_{ан} = 6 \cdot 10^3 \text{ Г}$, $Z_H = 5 \cdot 10^4 \text{ Г}$, $\bar{Z}_H = 45 \text{ Г}$, $\Delta t = 10$ лет, $Q = 0$, получаем $\delta \Delta Z_{ан} = 54 \text{ Г}$.

Это не слишком большая величина. Поэтому сравнивать следует съемки, произведенные с относительно высокой точностью. Более благоприятны аномалии с малыми градиентами Z , т.е. когда тело залегает сравнительно глубоко.

Для снижения влияния знакопеременных ошибок отдельных измерений целесообразно сравнить усредненные значения аномальных полей. "Нулевое" поле желательно брать на одном и том же участке немагнитных пород, что редко соблюдается. Тогда приходится брать разность средних значений нормальных полей, т.е. полей вне аномалии, и приводить данные съемки к одному нормальному полю, как это следует из соотношений /5/ и /7/.

Если индуцированная намагниченность в значительной степени скомпенсирована обратной остаточной намагниченностью, то аномалия /2/ будет мала, а прирост аномалии по формуле /10/ значителен. Такие случаи, по-видимому, редки, но нет оснований заранее ограничивать многообразие природных геолого-геофизических ситуаций.

Примеры интерпретации

В качестве примера приведем сравнение съемок 1955 и 1969 гг., проведенных по густой сети наблюдений $20 \times 10 \text{ м}$, соответственно магнитометрами М-2 и М-23.

Величина аномалии в Тагидо-Кушвинском р-не, создаваемой залежью магнетита в сиенит-диоритах, в 1955 г. составляла $\Delta Z_{ан} = 3 \cdot 10^3 \gamma$. За время между съемками прирост вертикальной компоненты за счет векового хода составил 295γ . Принимая $Z_H = 52 \cdot 10^3 \gamma$ и $Q = 0$, по формуле $|I_0|$ находим ожидаемое приращение аномалии $\delta \Delta Z_{ан} = 17 \gamma$. Обе съемки были привязаны к разведочным скважинам. Практически сравнивались значения полей в соответствующих точках пересечения изодинам съемки 1955 г. с профилями съемки 1969 г.

Полученные приращения полей приведены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Изодинамы съемки 1955 г., " γ	Количество пересечений	Среднее приращение аномального поля, γ
1500	16	85 ± 58
2500	10	73 ± 60
3000	6	43 ± 33

Несмотря на незначительность эффекта, предварительность интерпретации и большую ошибку в определении полей, все же прирост поля выявляется устойчиво и свидетельствует о рудной природе аномалии.

Вторым примером являются съемки 1952 и 1969 гг. на одном из Среднеуральских месторождений вкрапленных титаномagnetитовых руд, задегающих вблизи поверхности.

Рудная зона пластообразной формы с повышенным содержанием титаномagnetитов в габбро /железа больше 14%/ создает аномалию, представленную на рис. 3. Вне пределов промышленной части оруденения поле Z колеблется, не превосходя 2500γ . Сопоставление этих полей показало, что имеется систематическое превышение поля 1969 г. над полем съемки 1952 г., составляющее 811γ . Поэтому при сравнении аномальных полей значения $Z_{ан}$ съемки 1969 г. были понижены на эту величину.

Съемка 1952 г. производилась по инструментально разбитой сети 100×20 м со сгущением на аномалии до 20×5 м магнитометром М-2. Среднеквадратичная ошибка составляла $\pm 42 \gamma$.

В 1969 г. по той же сети была произведена съемка магнитометром М-23 со среднеквадратичной ошибкой $\pm 11 \gamma$.

В среднем в пределах аномальных значений вертикальной компо-

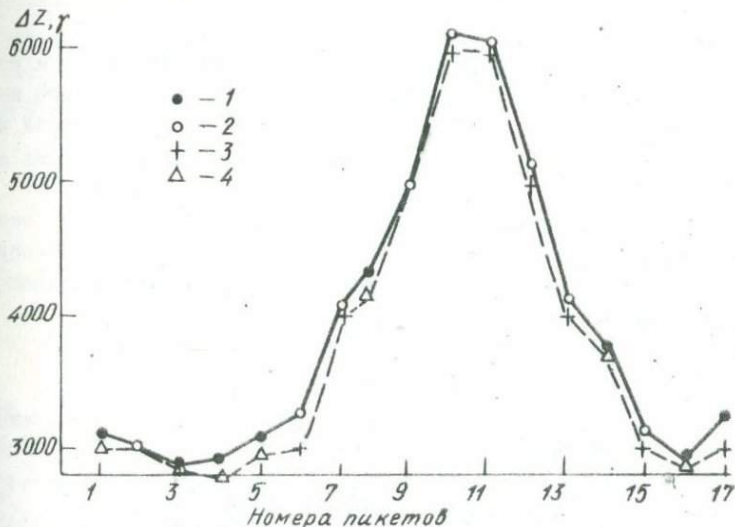


Рис. 3. Сопоставление магнитных съемок ΔZ 1969 и 1952 гг. на месторождении вкрапленных титаномагнетитовых руд: 1 - наблюдаемые значения ΔZ , съемка 1969 г.; 2 - интерполированные значения ΔZ , съемка 1969 г.; 3 и 4 - аналогичные величины для съемки 1952 г. ненты от 3000 до 6000 γ значения напряженности магнитной аномалии в 1969 г. превышали аномалию 1952 г. на 110 γ /см. рис. 2/.

Однако этот случай крайне сложен для интерпретации из-за больших градиентов.

Заключение

Приведенные примеры показывают, что имеются объективные предпосылки для классификации локальных магнитных аномалий путем сопоставления одновременных магнитных съемок в областях интенсивного векового хода геомагнитного поля. Использование съемок 50-х годов возможно, но осложнено малой точностью измерений. В настоящее время наземные и воздушные съемки производятся с более высокой точностью и лучшей привязкой. Важна привязка нуля-пункта. Трудно сказать, какой будет вековой ход в дальнейшем. Однако при любом знаке векового хода перспективы его использования для классификации аномалий сохранятся, если изменение поля будет монотонным и достаточно интенсивным. Весьма желательно дальнейшее накопление фактического материала по сопоставлению магнитных съемок разных лет для определения информативности изложенного метода.

Область максимумов Z и T благоприятна для изучения ано-

малый векового хода, вызванных тектоническими, физико-химическими и тепловыми процессами в земной коре.

При значительном вековом ходе на эти аномалии векового хода неизбежно наложение нерегулярных вариаций вековых изменений напряженности геомагнитного поля, вызванных переменной магнитной восприимчивостью пород. Эти вариации могут достигать нескольких единиц гамм в год.

Весьма перспективно исследование природы региональных аномалий. Для этого возможно опробование и метода магнитных вариаций и метода повторных съемок при достаточно большой разности полей, вызванной вековым ходом.

Литература

1. Абелъс Г.Ф. - В кн.: Свердловская магнитная и метеорологическая обсерватория 1886-1936. Изд. Свердловского Управления гидрометеослужбы, 1936.
2. Борисова З.И. и др. - Геофиз. сб., 7. Теория и практика магнитометрии. Свердловск, Изд. УФАИ СССР, 1968.
3. Булашевич Ю.П. - Геофиз. сб., 1. Свердловск, Изд. УФАИ СССР, 1950.
4. Копеев В.В., Лапина М.И., Распопов О.М. - Изв. АН СССР, 1961, серия геофиз., 9.
5. Панов Т.Я. - Г и А, Л., 1967, 4.
6. Почтарев В.И. Земля - большой магнит. Л., Гидрометеоздат, 1974.
7. Стадучин В.Д., Улитина Г.Г. - В кн.: Методика магнитных измерений и интерпретации в геофизике. Свердловск, Изд. УФАИ СССР, 1970.
8. Стейси Г.Ф. - Физика Земли. М., "Мир", 1972.
9. Шапиро В.А. - В кн.: Методика магнитных измерений и интерпретации в геофизике. Свердловск, Изд. УФАИ СССР, 1970.
10. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Изд. ЛГУ, 1964.

ОСОБЕННОСТИ ВЕКОВОЙ ВАРИАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ Т НА МАНЧАЖСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ В 1968-1974 гг.

Ю.П.Булашевич, В.А.Шапиро

/Институт геофизики Уральского научного центра АН УССР/

Манчажская региональная магнитная аномалия расположена в Предуралье в юго-западной части Свердловской обл. в 130 км от Свердловска. Аномалия изометрична в плане и имеет диаметр около 100 км. Максимальная напряженность магнитного поля ΔT в эпицентре аномалии по данным аэромагнитной съемки достигает 1200 г/рис. I/.

Мощная /до 8 км/ песчано-карбонатная толща пермских, карбоновых и девонских отложений залегает на кристаллическом фундаменте, сложенном гнейсами, сланцами, амфиболитами. Глубина до пере-

ходного слоя в районе аномалии - 12 км, до границы Конрада - 19, до границы Мохоровича - 38 км. Некоторые исследователи считают, что источник аномалии - сильномагнитные магматические горные породы в гранитогнейсовом слое.

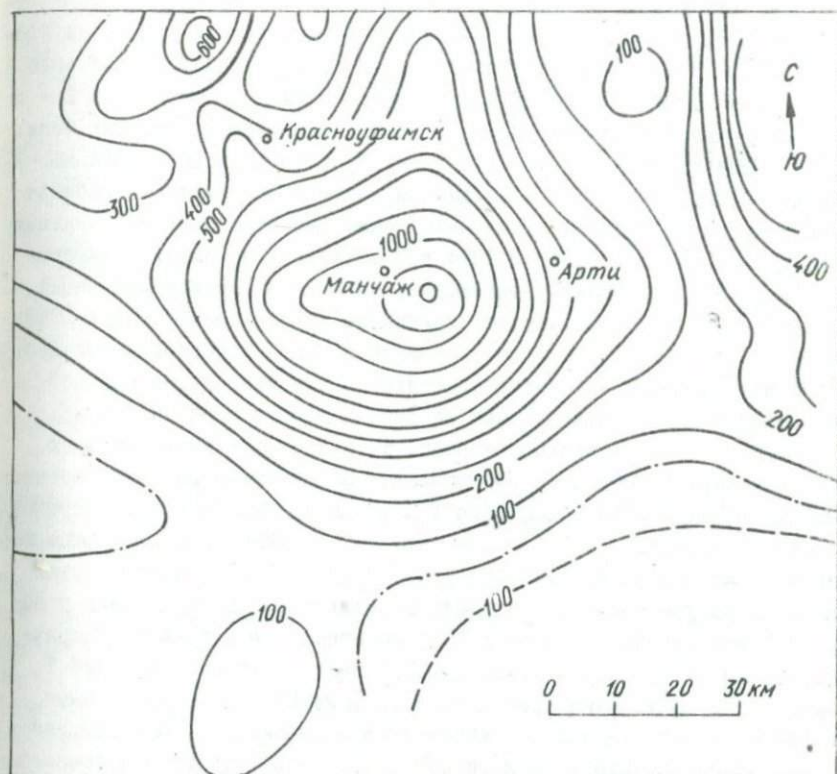


Рис. 1. План изодинам ΔT Манчажской региональной аномалии.

С 1968 г. в эпицентре региональной аномалии и в магнитной обсерватории экспериментальной геофизической базы Арти, расположенной в 20 км к востоку от эпицентра, проводятся наблюдения модуля T с погрешностью разности синхронных измерений /эпицентр Арти/ от $\pm 2,8 \gamma$ в 1968-1969 гг. до $\pm 0,7 \gamma$ в 1971-1974 гг. С 1970 г. магнитная станция обсерватории Арти выполняет все стандартные обсерваторские наблюдения. Кроме того, с 1971 г. в обсерваториях Высокая Дубрава и Арти ведутся измерения T по специальной программе:

синхронно три дня в неделю по три цикла в день: во время утреннего и вечернего максимумов и дневного минимума вариации T выполняется по 10 наблюдений модуля T с протонными магнитометрами с погрешностью единичного отсчета $0,1-0,2 \gamma$ и синхронизацией по времени каждого отсчета до $1-2$ сек.

Анализ данных по вековой вариации T на Урале за 1968-1974 гг. показывает, что уменьшение среднегодовых значений модуля T на Урале в 1968-1971 гг., скорее всего, связано с распадом Каспийского максимума вековой вариации, а начавшийся в 1972 г. рост поля T - с действием нового фокуса, появившегося в центральных районах Азии.

Разность поля T в обсерваториях Высокая Дубрава и Арти по среднегодовым значениям и по данным программы синхронных наблюдений непрерывно увеличивается независимо от знака вековой вариации с 477γ в 1968 г. до 494γ в 1974 г. В обсерватории Высокая Дубрава за 1968-1971 гг. поле T уменьшилось на 10γ и увеличилось на 24γ за 1972-1974 гг., т.е. полное изменение поля за весь период 1968-1974 гг. составило $+14 \gamma$ по сравнению с $+31 \gamma$ в обсерватории Арти /все данные за 1974 г. предварительные, так как "среднегодовые" значения поля T получены пока по первым десяти месяцам года/.

Синхронные измерения разности T /эпицентр - Арти/ на трех стационарных пунктах, расположенных в эпицентре Манчажской магнитной аномалии в одинаковом поле T в углах треугольника со стороной около 2 км, выполнены 18 раз в течение 1968-1974 гг. Измерения показали, что за этот период разность поля 47γ /эпицентр - Арти/ непрерывно увеличивалась и рост составил $6,5 \gamma$ по отношению к вариации в обсерватории Арти и 20γ по отношению к полю в обсерватории Высокая Дубрава /рис. 2/. Сравнение суточной вариации T , выполненное в течение трех дней в августе 1974 г., с протонными магнитометрами в эпицентре Манчажской аномалии и в обсерватории Арти, показало, что даже в спокойные дни при амплитуде суточного хода T в $28-30 \gamma$, вариации T с периодами $1-3$ ч в обсерватории и в эпицентре аномалии различаются по амплитуде на $0,8 - 1,1 \gamma$.

Таким образом, в 1968-1974 гг. зарегистрирован аномальный вековой ход геомагнитного поля T в эпицентре Манчажской региональной магнитной аномалии в среднем $+3,2 \gamma / \text{год}$ и в обсерватории Арти, расположенной на фланге этой аномалии, $+2,3 \gamma / \text{год}$. Можно предположить, что аномальность векового хода связана с источниками региональной аномалии и, вероятно, с современными процессами в земной коре. Необходимо отметить, что аномальное изменение поля за счет подмагничивания вековой вариацией, если счи-

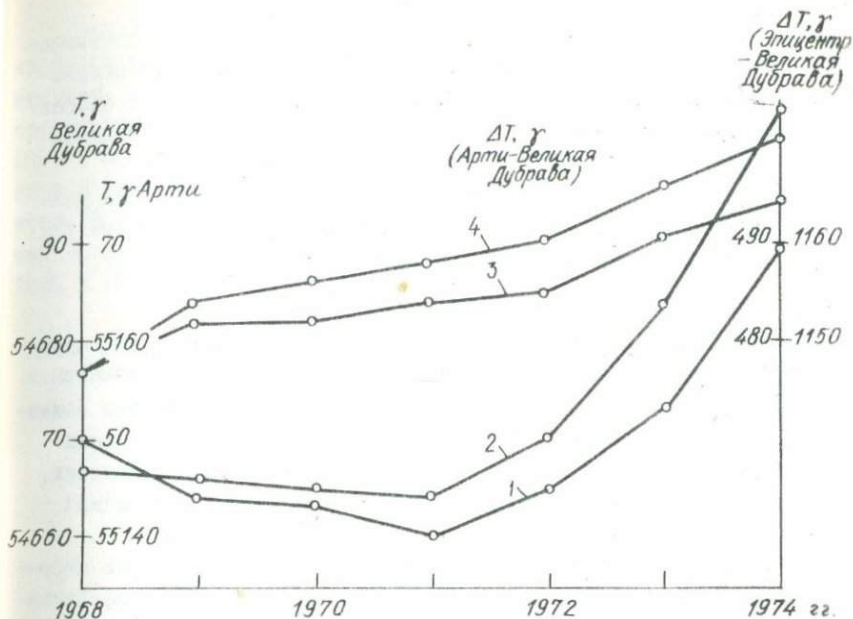


Рис. 2. Кривые среднегодовых значений модуля T : 1-в обсерватории Высокая Дубрава; 2-в обсерватории Арти. Разность среднегодовых значений T : 3-Арти - Высокая Дубрава; 4-эпицентр Манчажской аномалии - Высокая Дубрава.

тать вековую вариацию в Высокой Дубраве "нормальной", а всю региональную аномалию связать только с индуктивной намагниченностью, для Манчажской аномалии не должно быть больше $-0,2\gamma$ за 1968-1971 гг. и $-0,4\gamma$ за 1972-1974 гг., т.е. не больше $+0,2\gamma$ за период 1968-1974 гг. Следовательно, процессы, определяющие особенности вековой вариации на Манчажской региональной аномалии, вызывают аномальную вариацию T , более чем на порядок превышающую максимально возможный эффект подмагничивания.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

ДОКЕМБРИЙСКИХ ШИТОВ

З.А.Крутиховская, И.К.Пашкевич, С.М.Подольяно
/Институт геофизики АН УССР/

В аномальном магнитном поле Украинского дита, так же как и других докембрийских шитов, присутствует несколько классов аномалий [5 - 8], причем вклад их в суммарное аномальное поле таков,

что в энергетическом спектре между длинноволновой и коротковолновой составляющей, как правило, отмечается минимум. Такой энергетический состав поля осложняет методику разделения его на составляющие и требует всестороннего анализа достоверности получаемых результатов.

Во всяком случае интерпретации региональной части поля должен предшествовать анализ, аналогичный выполненному в работе [27] по крупным региональным магнитным аномалиям.

Исходное поле, точность съемок и нормальное поле

Аномальному магнитному полю щитов присуща резкая дифференцированность, кусочно-стационарный характер, широкий диапазон изменения размеров и интенсивности локальных аномалий. В связи с этим возникает вопрос о необходимой детальности информации для выделения региональных аномалий. Вопрос о детальности выборки осложняется неоднородностью материалов, вследствие различий в используемой аппаратуре, масштаба и точности съемок.

В условиях докембрийских щитов оптимальный шаг выборки цифрового материала для разделения полей зависит от степени дифференцированности поля. В конечном счете, чтобы определить репрезентативность исходного поля этот шаг должен быть разным для разных блоков. Такое условие создает некоторое неудобство при машинном счете, поэтому равномерный шаг определяется размерами аномалий в самых дифференцированных участках поля, и по причине нестационарности его по площади выбор оптимального шага, как правило, осуществляется эмпирически.

Применение любого вида фильтра при разделении полей на составляющие требует прежде всего исключения высокоинтенсивных локальных аномалий. Методы исключения их не разработаны. Единственным надежным способом является прямой расчет эффекта сильномагнитных источников, однако точность таких расчетов низкая из-за необходимости многих дополнительных данных. Поэтому при анализе аномального поля по площади приходится исключать аномалии, превышающие по амплитуде тройную среднюю интенсивность аномалий, произвольным путем, что, естественно, не повышает достоверность получаемых региональных аномалий.

Большая площадь исследуемых региональных магнитных аномалий /сотни и тысячи км²/ и еще большая площадь, необходимая для их выделения, неизбежно приводит к использованию разномасштабных, разноточных, когда идет речь о наземных съемках, а иногда и разнокомпонентных съемок, к тому же проведенных в различные годы.

Точность каждой съемки, определяемая главным образом средне-кватратической ошибкой, высокая, особенно точность съемок последних лет, и часто находится в пределах $\pm 10-15 \text{ г}$. Однако уровни съемок отличаются. Иногда эта разность велика и достигает 200-300 г. Поэтому любые исходные материалы нуждаются в приведении их к единому уровню, что тесно связано с вопросами о нормальном поле. Поле ЛО ИЗМИРАН различных эпох имеет различную степень сглаженности. На рис. 1 приведена разность нормальных полей Z_N эпох 1965 и 1950 гг. для УССР.

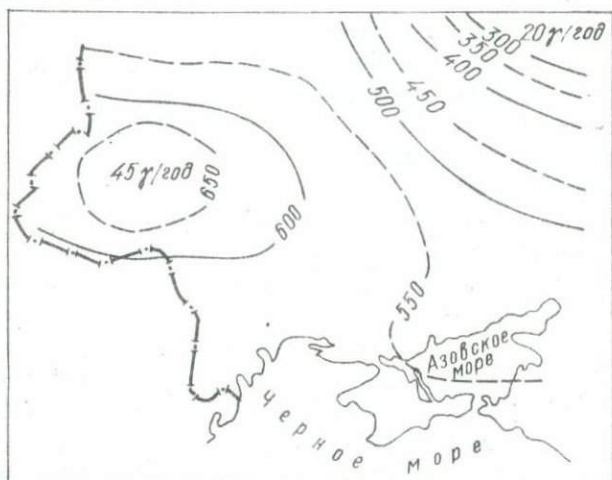


Рис. 1. Разность нормальных полей ЛО ИЗМИРАН /вертикальная составляющая/ эпох 1965 и 1950 гг. территории Украины /в гаммах/. 45 г/год - средние значения векового хода за 15 лет, вычисленные по разности нормальных полей.

Как видно из рис. 1, полученные разности полей могут объясняться только неравномерным средним вековым ходом Z - составляющей за период 1950-1965 гг., значение которого должно изменяться от 20 до 45 г/год. Данные о вековом ходе 1950-1965 гг. не подтверждают такой вывод. Дифференцированные по площади значения векового хода получены только для периода 1960-1965 гг. На нашей территории они составляли 16-22 г/год. Для 1949-1954 и 1954-1959 гг. значения векового хода составляли соответственно 40 и 30 г/год для всей территории. Следовательно, средние значения векового хода \dot{Z} -составляющей изменяются от 29 до 31 г/год, а суммарное изменение поля за 15 лет составляет 450 г. Кроме того, карты нормального поля эпохи 1965 г. T_N , Z_N и H_N не увязаны между собой /не удов-

летворяют условию потенциальности поля/. Значения T_H , вычисленные по Z_H и H_H , и T_H , снятые с карты нормального поля, имеют ошибку, неравномерно распределенную на территории СССР и увеличивающуюся также с востока на запад: 10-20 γ на востоке, 70-80 γ в центре и 120-170 γ на западе, причем T_H , вычисленное по Z_H и H_H , всюду выше.

Таким образом, распределенные погрешности нормального поля могут привести к выделению так называемых „зональных” аномалий. С точки зрения оптимального уровня нормального поля при выделении региональных магнитных аномалий наиболее приемлемым, на наш взгляд является поле девяти гармоник по спутниковым данным. Правда, вопрос о количестве гармоник при этом также остается спорным. В состав аномального поля, выделенного с использованием нормального поля, представленного суммой девяти гармоник, по мнению авторов работы [1], входит длинноволновая составляющая, в отдельных регионах земного шара создающая фон в $\pm 200 \gamma$. Повсеместное использование при изучении региональных магнитных аномалий аналитического поля позволило бы сравнить региональные поля щитов различных континентов не только морфологически, но и по интенсивности.

Выбор параметров фильтра

Этот выбор для выделения региональных аномалий на докембрийских щитах осложнен широким спектром размеров и интенсивности локальных магнитных аномалий /рис. 2/.

Так, например, при использовании в качестве фильтра пересчета поля на высоту важно установить характер затухания локальных аномалий и их ансамблей с высотой. Первое приближение высоты пересчета при известном спектральном составе поля может дать график оператора $e^{-\omega h}$. Однако эта оценка весьма приближенная, так как в спектре аномального поля отмечается минимум, а не разрыв, и кроме того высокочастотная составляющая поля представляет собой сумму разноволновых локальных аномалий, закон затухания которой может не отвечать характеру затухания ее составляющих.

Истинное затухание сложнодифференцированного поля можно оценить только с помощью повысотных аэромагнитных съемок. При выборе высоты пересчета необходимо учитывать, что она зависит от шага выборки исходного материала. Критерием оптимального выбора высоты пересчета может быть точка перегиба кривой затухания аномалий, которая отмечает различную скорость затухания локальных и региональных аномалий /рис. 3/.

Однако одновременно с затуханием высокочастотной части разрушается и низкочастотная составляющая, степень ее затухания можно

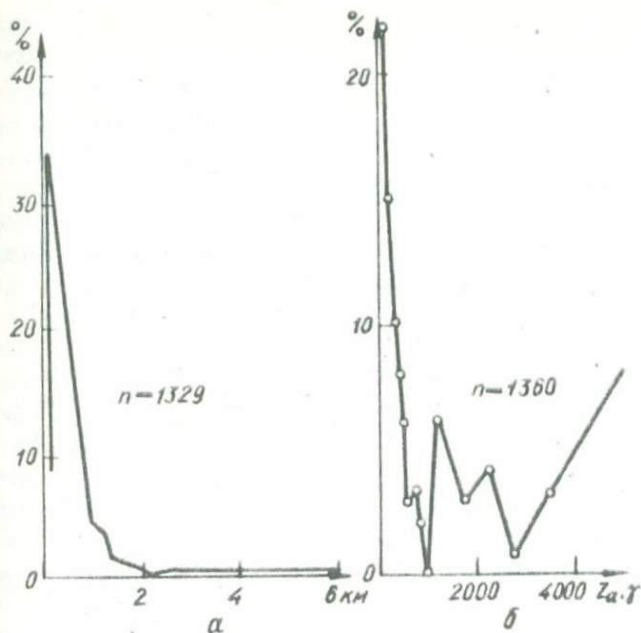


Рис. 2. Вариационные кривые размеров локальных магнитных аномалий /а/ и их интенсивности /б/ по восточной части Украинского щита /n - общее число аномалий/.

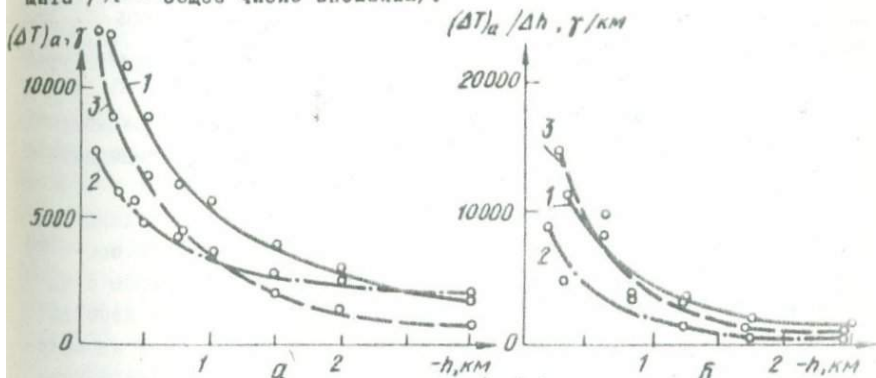


Рис. 3. Графики затухания $(\Delta T)_{\alpha}$ (а) и вертикальные градиенты поля $(\Delta T)_{\alpha} / \Delta h$ (б) по высотным аэромагнитным маршрутам над Криворожским синклиниоидом:

1-северная часть структуры; 2-центральная часть; 3-южная часть /по данным аэромагнитной съемки А.В.Тесленко, 1963 г./.

приблизительно определить, зная частоту. Например, на высоте 10 км интенсивность аномалий поперечником 40 км составляет 0,6 от исходной. Появляется возможность оценить интенсивность региональной

составляющей на дневной поверхности в ее максимуме. Графики затухания поля в минимумах и изменения ξ_D с высотой позволяют с некоторой погрешностью восстановить характерные точки кривой региональной аномалии /рис. 4, 5/ на поверхности наблюдения.

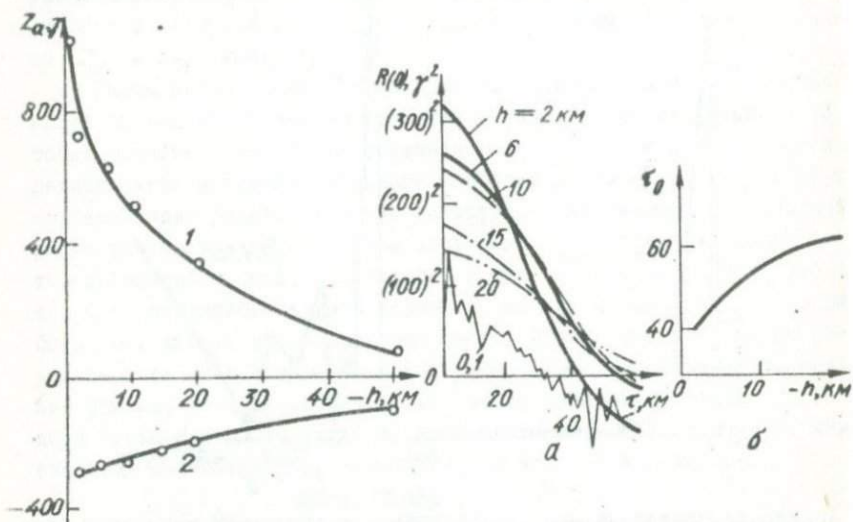


Рис. 4. Затухание наблюдаемого поля Z_a , содержащего региональную составляющую: 1-в области ее максимума; 2-в области минимума.

Рис. 5. Графики автокорреляционной функции поля Z_a по профилю для разных высот h/α , изменение радиусов нулевой корреляции δ .

С учетом изложенных позиций в центральной части Украинского щита была выделена Западно-Ингулецкая региональная магнитная аномалия путем пересчета поля в верхнее полупространство.

Исходным материалом для выделения региональной составляющей служит аномальное магнитное поле Z_a в виде карт изодинем масштаба 1:200000, сечением 100 γ^2 , приведенное к единому уровню с использованием пунктов абсолютной опорной сети [3], и карты нормального магнитного поля Z_n эпохи 1965г. Точность приведения аномального поля к единому уровню оценивается в $\pm 50 \gamma^2$. Шаг выборки исходных данных 2 км, размер палетки для пересчета поля 50x50 км. Сеть выборки 2x2 км основана на вариационной кривой размеров локальных аномалий исследуемой площади /рис. 2, а/. Для полного представления исходного поля, конечно, необходим более густой шаг. Однако, как видно из рис. 2, а, самые крупные локальные аномалии при шаге 2 км фиксируются тремя точками, а самые мелкие полностью исключаются.

Сгущение шага вдвое не вносит существенных изменений в поле, полученное на высоте, и таким образом ведет к значительному, но мало оправданному увеличению числовых массивов. Дальнейшее увеличение шага выборки искажает форму исходных кривых, вследствие чего увеличиваются ошибки в пересчитанном поле.

Как видно из рис. 2, б, исходное магнитное поле характеризуется широким диапазоном интенсивности локальных аномалий /на рисунке по техническим причинам не показан максимальный предел интенсивности, он достигает десятков тысяч гамм над железистыми породами/. Поэтому предварительно из наблюдаемого поля путем графического сглаживания были исключены аномалии, превышающие тройную среднюю интенсивность локальных аномалий /1500 г/, охарактеризованную дисперсией поля $\sqrt{R(0)}$, где $R(0)$ - автокорреляционная функция при нулевом сдвиге.

Выбор высоты пересчета поля основан на спектральном составе поля, фактических данных о градиентах затухания самых крупных и самых интенсивных локальных аномалий, характере затухания поля в виде автокорреляционных функций для поля на разных высотах. Можно показать, что все локальные аномалии Украинского щита, исключая самые интенсивные и крупные по размерам /типа аномалий над железистыми кварцитами/, затухают уже при пересчете на высоту до 3-5 км. Рассмотрим как крайний случай затухание самых интенсивных аномалий - над Криворожским синклиналием /см. рис. 3/ по данным повисотных аэромагнитных маршрутов. Принимая минимальные градиенты затухания и экстраполируя скорость уменьшения их с высотой, получаем, что в северной части синклиналия аномалия должна практически полностью затухнуть на высоте 7-8 км, в центральной части синклиналия, где исходная кривая состоит из трех сближенных интенсивных аномалий поперечником около 5 км - на 10-12, а в южной - на 5-6 км. Таким образом, есть все основания предполагать, что меньшие по размерам и интенсивности аномалии и даже их ансамбли на этих высотах тем более будут полностью подавлены. В качестве оптимальной выбрана высота 10 км.

Погрешность метода пересчета поля при сложной его структуре за счет приближенного вычисления интеграла составляет $\pm 50-60$ г, зависит от степени дифференцированности поля и распределена неравномерно по площади. Ошибки, обусловленные интерполяцией поля по картам изодинам Z_a сечением 100 г, оцениваются в ± 30 г. Общая среднеквадратическая ошибка составляет $\pm 60-80$ г. Ошибка в уровне нормального поля систематическая, определяется как разность полей

ДО ИЗМИРАН и аналитического поля девяти гармоник с ЮВ на СЗ от +25 до +125 μ .

Можно ли рассматривать эту аномалию как региональную, связанную с реальным глубинным источником? Для ответа на этот вопрос проанализирована намагниченность верхней части земной коры блока, соответствующего площади региональной аномалии. На поверхности докембрия региональной магнитной аномалии отвечает область преимущественного развития гранитов и мигматитов разных метаморфических фаций - от низкотемпературной гранулитовой до высокотемпературной эпидот-амфиболитовой. Осадочно-вулканогенные образования метаморфизованы также в различных фациях - от зеленосланцевой до гранулитовой. В целом породы района претерпели многократно наложенный метаморфизм.

Средневзвешенная намагниченность блока, определенная по данным фактических измерений и по аномальному полю, равна $350 \cdot 10^{-6}$ СГС. Направление вектора суммарной намагниченности известно далеко не повсеместно, поэтому дальнейшие расчеты выполнялись в предположении, что оно совпадает с направлением современного поля. Такая намагниченность не может объяснить интенсивность региональной аномалии даже если допустить, что полученная средняя намагниченность занижена вдвое. Намагниченность по данным измерений действительно может быть ниже фактической, так как чаще всего исследуются неглубокие скважины. Кроме того, форма кривой Z_a , рассчитанной от однородно намагниченного блока, выходящего на поверхность докембрия, не отвечает характеру ни исходного магнитного поля, ни морфологии поля, пересчитанного на высоту [4].

На рис. 6 показаны площади распространения пород различной намагниченности. Как видно, намагниченность пород, исключая высокомагнитные железистые породы, изменяется от 0 до $5 \cdot 10^{-3}$ СГС. Основную часть площади составляют немагнитные или слабомагнитные образования, уходящие за пределы региональной аномалии.

Расчет поля Z_a от разреза верхней части земной коры до глубины 6 км с учетом данных о намагниченности пород показал /см. рис. 6/, что породы такой намагниченности не создают суммарный эффект, равный или близкий к интенсивности поля, пересчитанного на высоту. Оцененная интенсивность региональной аномалии на дневной поверхности по степени ее затухания /около 800 μ / подтверждается разностной кривой, полученной путем вычитания из исходного поля Z_a кривой суммарного влияния источников локальных аномалий.

Таким образом, выделенная региональная магнитная аномалия мо-

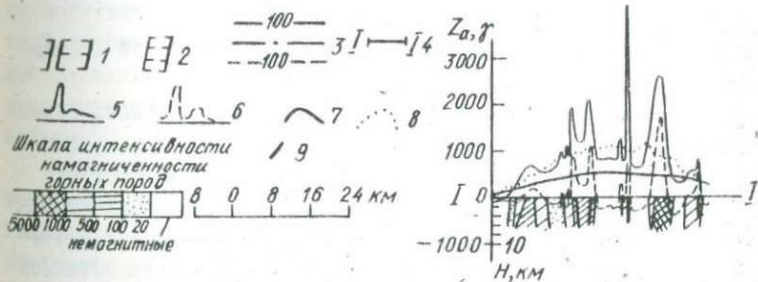
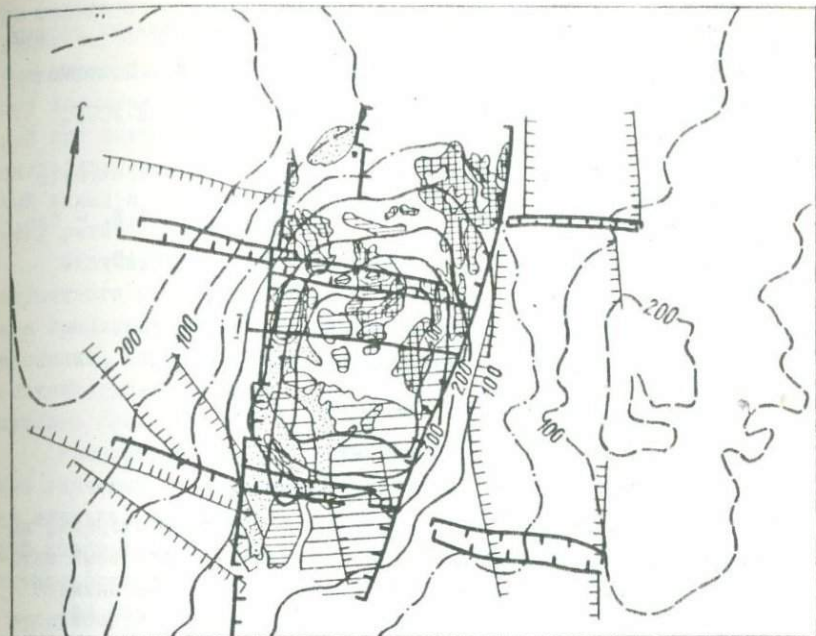


Рис. 6. Западно-Ингулецкая региональная магнитная аномалия: 1-зоны глубинных разломов; 2-дайковые пояса; 3-изодинамы Z_a , оцифровка в гамах; 4-расчетный профиль; 5-наблюдаемая кривая Z_a ; 6-кривая Z_a , рассчитанная от источников локальных аномалий; 7-кривая Z_a , полученная путем пересчета поля Z_a на высоту 10 км; 8-разностная кривая: Z_a наблюдаемого и Z_a рассчитанного; 9-источники интенсивных локальных аномалий.

жет быть объяснена только источником, не выходящим на поверхность докембрия и связанным с гетерогенностью земной коры.

Литература

И. Бенькова Н. П., Горшкова Т. А., Симоненко Т. Н., Турмина Л. О. Геомagnetизм и аэрономия, 1970, X, 3.

2. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. - В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. I. Баку, 1973.
3. Крутиховська З.О., Пашкевич І.К., Русаков О.М., Соловйов В.Д. - Вісник АН УРСР, 1973, 9.
4. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, 62.
5. Hall D.H. - Can. J. of Earth Sci., 1968, 5, 5.
6. Hall D.H. - In: IAGA Bulletin N 34, Progr. and Abstracts for the Second Gener. Sci. Assambl. Kyoto, 1973.
7. Krutikhovskaya Z.A., Pashkevich I.K., Simonenko T.N. - Can. J. Earth Sci., 1973, 10, 5.
8. Riddihough R.P. - Canad. J. of Earth Sci., 1972, 9, 3.

ВЫДЕЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ
С УЧЕТОМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ
АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

А.А. Петрова

/Ленинградское отделение ИЭМИРАН СССР/

Разделение аномального магнитного поля, в первую очередь, выделение региональной составляющей, представляет значительный интерес, так как позволяет изучать особенности структуры магнитного поля, поведение аномалий различных классов и улучшает возможности интерпретации составляющих магнитного поля, обусловленных разными возмущающими геологическими объектами.

Рассмотрим кратко особенности выделения региональной составляющей аномального магнитного поля.

Традиционные методы трансформации потенциальных полей, применяемые обычно для разделения, возникли и развивались в основном применительно к гравитационному полю, например методы пересчета поля в верхнее полупространство и осреднение. Предпосылкой применения этих методов является нормальный закон распределения значений аномального поля. Такое положение справедливо для гравитационного поля, поскольку избыточные и недостаточные массы распределены в пространстве приблизительно равномерно.

Совершенно иную структуру имеет аномальное магнитное поле, что обусловлено физическими причинами его возникновения. Геологические тела намагничены главным образом в направлении современного магнитного поля Земли. Поэтому распределение значений напряженности аномального магнитного поля в северном магнитном полушарии характеризуется асимметричной кривой, смещенной в сторону отрицательных значений. Резкая дифференцированность поля обусловле-

на неоднородным обогащением горных пород ферромагнитным материалом. Узкие интенсивные аномалии образуют на кривой распределения отдельные всплески. Эти интенсивные коротковолновые положительные аномалии значительно ухудшают качество результатов различных трансформаций при выделении региональных составляющих. Так, например, при скользящем осреднении аномалии с большой амплитудой вносят фиктивный вклад в региональную аномалию, искажая при этом форму и величину региональной аномалии.

Поэтому при выделении региональной составляющей аномального магнитного поля до применения операторов фильтрации необходима такая предварительная обработка поля, содержащего узкие интенсивные аномалии, которая уменьшит вес интенсивных локальных аномалий в соответствии с законом распределения напряженности аномального магнитного поля данной территории.

Рассмотрим сначала наиболее простой случай, когда распределение значений напряженности аномального магнитного поля исследуется на площади, выходящей за пределы присутствующей в поле региональной составляющей, а величина интенсивных всплесков значительно превосходит амплитуду региональной составляющей.

Для того чтобы ввести поправки в такое исходное поле исследуется закон распределения напряженности аномального магнитного поля по величине приращения модуля полного вектора $(\Delta T)_a$ рассматриваемой территории. К полученному распределению подбирается нормальное распределение таким образом, чтобы отклонения экспериментальной от теоретической кривой, подсчитанные по критерию Пирсона, были минимальны.

Для каждого интервала кривой распределения рассчитывается поправочный коэффициент $K(T_i)$, пропорциональный расхождению теоретического и экспериментального распределений. Строится график зависимости этого коэффициента от поля

$$K(T_i) = \frac{(T_i - \bar{T}) \frac{n_{теор}}{n_{экс}} + \bar{T}}{T_i},$$

где T_i - значение поля в i -том интервале; $n_{теор}$, $n_{экс}$ - теоретическое и фактическое число точек i интервала; \bar{T} - математическое ожидание нормального распределения.

В исходном поле $\Delta T_{2СХ}$ вводятся поправки в соответствии с законом распределения значений напряженности поля, и поле ΔT преобразуется в $\Delta T'$:

$$\Delta T^i = \kappa(T) \Delta T_{исх} ,$$

где $0,1 \leq \kappa(T) \leq 1$. Учитывая, что обычно левая ветвь кривой распределения аномального магнитного поля мало отличается от кривой нормального распределения, введенные поправки по правой ветви уменьшают среднее число положительных значений напряженности поля и делают сопоставимыми эти значения со средним числом отрицательных значений для соответствующих интервалов, симметричных \bar{T} :

$$\left| \sum_{i=k}^{k+l} (T_{i+испр} - \bar{T}) n_{i+} \right| \approx \left| \sum_{i=k}^{k+l} (T_{i-исх} - \bar{T}) n_{i-} \right| ,$$

где $T_{i+испр}$ - положительное значение поля в i -том интервале после введения поправки; $T_{i-исх}$ - отрицательное значение исходного поля в соответствующем интервале; n_{i+} , n_{i-} - число положительных и отрицательных значений в соответствующих интервалах.

Такое соотношение среднего числа положительных и отрицательных значений напряженности аномального магнитного поля для каждого интервала позволяет сохранить региональный фон неискаженным интенсивными локальными аномалиями.

После введения поправок в исходное поле выделение региональной составляющей может быть осуществлено любым методом, например пересчетом в верхнее полупространство или скользящим осреднением или подбором полинома.

Высокочастотная составляющая δT вычисляется по исходному полю вычитанием из него регионального фона, полученного по преобразованному полю.

Применение таких преобразований исходного поля $(\Delta T)_a$ для выделения региональной составляющей оказывается возможным и в тех случаях, когда амплитуда региональной составляющей сравнима с амплитудой отдельных всплесков и когда поперечник региональной аномалии сравним с размерами исследуемой территории. Для этого необходимо получить распределение значений напряженности поля, из которого в первом приближении убрана региональная составляющая. Затем, введя поправки по полученному распределению в исходное поле, выделить региональную составляющую по преобразованному полю. Высокочастотная составляющая вычисляется из исходного поля.

Таковы особенности выделения региональной составляющей аномального магнитного поля.

Разберем на конкретных примерах возможность выделения низкочастотной компоненты аномального магнитного поля с помощью скользящего осреднения.

Первый пример тесно связан с выбором уровня нормального поля вдоль профиля и касается региональных аномалий в несколько сотен километров.

В качестве исходного материала взяты значения приращения модуля полного вектора $(\Delta T)_{a, \tau}$ через 5 км с карт масштаба 1:1000000 от уровня нормального поля ИЗМИРАН 1965 г. Карты составлены по данным аэромагнитной съемки. Профиль проходит вдоль $\lambda = 44^\circ$ в.д. от $\varphi = 68^\circ$ до $\varphi = 40^\circ$ с.ш. Длина профиля 3100 км.

Радиус осреднения для выделения региональных аномалий с поперечниками более 200 км был выбран по двум графикам /рис.1/: зависимости дисперсии Σ сглаженного поля по отношению к аналитическому полю девяти

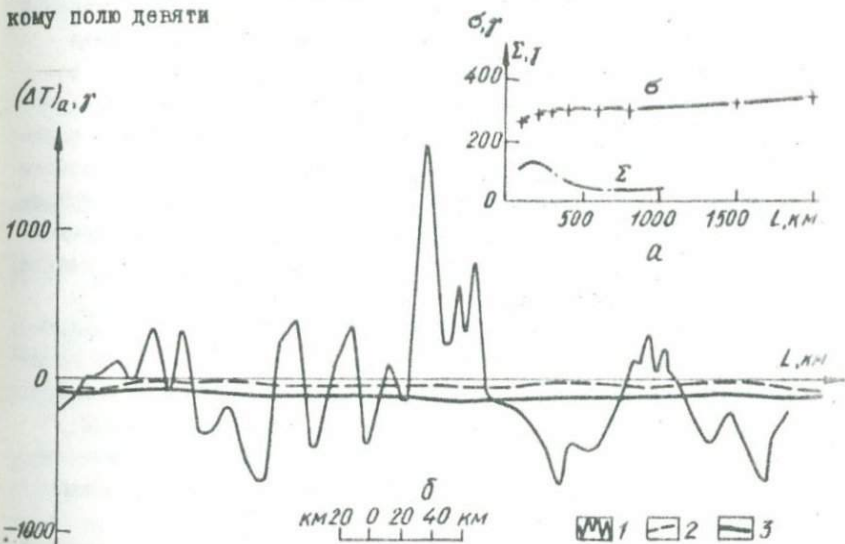


Рис. 1. Изменение дисперсии аномального магнитного поля вдоль $\lambda = 44^\circ$ в.д. от величины интервала осреднения $L(a)$: Σ - дисперсия сглаженного поля по отношению к аналитическому полю $n=9$; σ - дисперсия высокочастотной части поля по отношению к сглаженному полю; участок профиля вдоль $\lambda=44^\circ$ в.д. через Московско-Кировскую "шовную" зону (δ): 1 - аномальное магнитное поле; 2 - сглаженное исходное поле $L=400$ км; 3 - сглаженное преобразованное поле $L=400$ км.

гармоник и дисперсии σ высокочастотной части поля при разных интервалах сглаживания. С одной стороны, при интервале осреднения $L=400$ км дисперсия сглаженного поля Σ уменьшается до 46μ и

при дальнейшем увеличении интервала сохраняет значение около 40γ , а другая — начиная с интервала $L = 350$ км величина дисперсии высокочастотной части σ практически не изменяется. Таким образом, сглаженная кривая с интервалом $L = 400$ км при отсутствии длинноволновой региональной составляющей дает наилучший уровень нормального поля вдоль этого профиля.

Однако необходимо учесть, что аномальное магнитное поле Русской платформы вдоль профиля в районе Московско-Кировской "шовной" зоны и Волго-Уральского блока содержит интенсивные положительные аномалии до 1500γ с поперечниками порядка 40 км, которые образуют при их осреднении фиктивные региональные аномалии, изменяющие нормальный уровень, представленный сглаженным полем с интервалом $L = 400$ км. Определим величину этой фиктивной региональной аномалии при оптимальном параметре осреднения $L = 400$ км, введя поправки в исходное поле в соответствии с распределением значений напряженности аномального магнитного поля вдоль этого профиля /рис. 2/. Интервал при построении распределения взят 100γ , использовано 620 точек. Штрих-пунктирной кривой показано нормальное распределение, наиболее близкое к эмпирической кривой с параметрами $(\Delta T)_a = -60 \gamma$ и $\sigma = \pm 170 \gamma$. Распределение напряженности характеризуется асимметричной кривой, смещенной в сторону отрицательных значений. По этим графикам получена зависимость поправочного коэффициента $K(T)$ от поля /рис. 2/. Затем в исходные данные введены поправки, уменьшающие вес интенсивных аномалий.

На рис. 1 показан отдельно участок профиля через Московско-Кировскую "шовную" зону. Сравнение результатов осреднения с оптимальным радиусом вдоль профиля $\lambda = 44^\circ$ в.д. по исходным и исправленным значениям показывает, что отдельные аномалии до 1500γ создают при осреднении с интервалом 400 км фиктивную положительную региональную аномалию около 100γ с поперечником порядка 400 км.

Этот эффект необходимо учитывать при построении карт нормального поля с помощью скользящего осреднения и при выделении региональных аномалий.

Рассмотрим другой пример — выделение региональных магнитных аномалий с поперечником $6-8$ км, являющихся фоном для локальных интенсивных положительных аномалий.

В качестве исходного материала взяты значения $(\Delta T)_a$ с уровнем нормального поля ИЗМИРАН 1965 г. вдоль некоторых широтных и долготных профилей Щучинского синклиория Полярного Урала, пересекающих

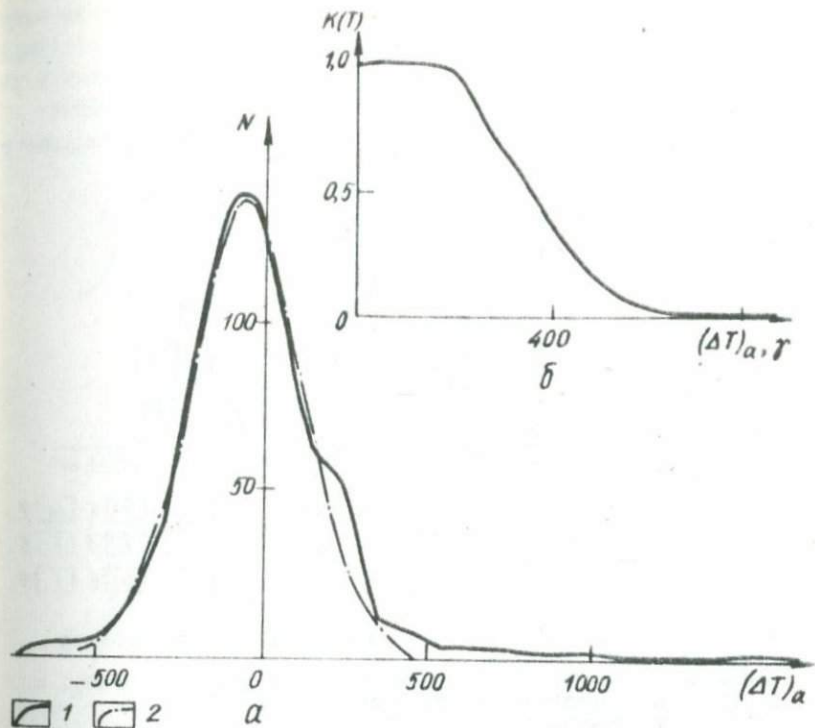


Рис. 2. Распределение аномального магнитного поля вдоль $\lambda = 44^\circ$ в.д. /в/ и график поправочного коэффициента $\kappa(T)$ /б/: 1 - распределение значений $(\Delta T)_\alpha$; 2 - нормальное распределение.

аномалии вкрест простираения. Значения поля снимались через 0,5 км.

На рис. 3 показано аномальное магнитное поле $(\Delta T)_\alpha$ вдоль широтного профиля. По геологическим данным группа максимумов на фоне положительных значений поля обусловлена гарцбургитами, намагниченность которых сильно зависит от степени метаморфизма. Если задать целью выделить локальные аномалии, связанные с неоднородностью этого массива, для изучения его внутренней структуры, то из кривой $(\Delta T)_\alpha$ нужно убрать фон, создаваемый более равномерно намагниченным массивом.

Аномальное магнитное поле всего Щучинского синклиналия характеризуется асимметричной кривой распределения значений напряженности /рис. 4/. Локальные положительные аномалии достигают 4500 γ на высоте 50-60 км. Кривая распределения построена с интервалом в 200 γ по 2000 точек с выборкой значений поля через 0,5 км. Наиболее близ-

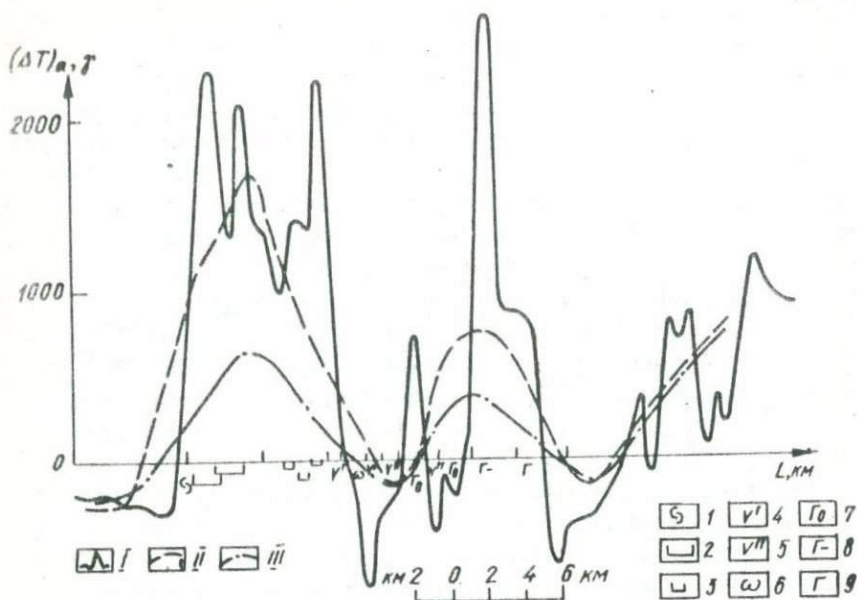


Рис. 3. Аномальное магнитное поле вдоль широтного профиля через Щучьинский синклиниорий:

I - аномальное магнитное поле; II - сглаженное исходное поле $\Delta = 6$ км; III - сглаженное преобразованное поле $\Delta = 6$ км.

Условные обозначения:

1 - серпентиниты; 2 - гарцбургиты; 3 - гарцбургиты с подчиненным развитием эпидиоровидных тел дунитов; 4 - мелкозернистые гарцбургиты, частично антигоритизированные; 5 - верлиты и дуниты; 6 - дуниты, частично антигоритизированные; 7 - гранат-циозит-амфиболовые апогабронориты; 8 - циозит-амфиболовые апогабронориты; 9 - гнейсовидные габронориты.

кое к нему нормальное распределение имеет параметры $\tau = 495 \mu$ и $\sigma = \pm 465 \mu$.

Интервал осреднения для выделения регионального фона $\Delta = 6$ км выбран с учетом размеров интересующих нас аномалий в соответствии с результатами спектрально-профильного анализа $(\Delta T)_{\alpha}$ Щучьинского синклиниория. С этим оптимальным интервалом получены две сглаженные кривые - по исходным и по преобразованным данным /после введения в исходное поле $(\Delta T)_{\alpha}$ поправок согласно кривой распределения напряженности/. На рис. 3 пунктирной линией показано сглаженное исходное поле и штрих-пунктирной линией - сглаженное преобразованное поле. Как видно из рис. 3, интенсивные локальные аномалии зоны контактового метаморфизма дают при осреднении с интервалом $\Delta = 6$ км большой вклад в региональный фон, создаваемый более равномерно обо-

гашенным массивом. Величина вклада от интенсивных локальных аномалий для данного профиля составляет 100 γ , а на некоторых профилях Щучинского синклинория достигает 1500 γ .

Выделенная региональная аномалия после введения поправок имеет поперечник около 4-5 км и максимальное значение около 500 γ .

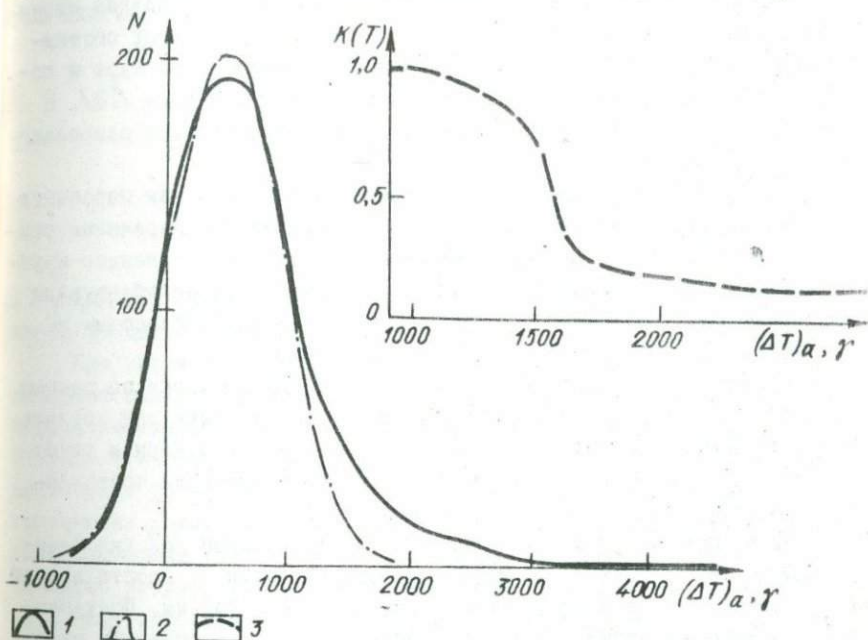


Рис. 4. Распределение аномального магнитного поля Щучинского синклинория:

1-распределение значений $(\Delta T)_a$; 2-нормальное распределение; 3-зависимость поправочного коэффициента $\kappa(T)$ от поля.

Таким образом, при выделении региональных магнитных аномалий с поперечниками от нескольких километров до нескольких сотен километров возникают затруднения, связанные с тем, что региональные аномалии осложнены локальными с большой амплитудой. Эти интенсивные локальные аномалии влияют не только на амплитуду выделяемой региональной аномалии, внося в нее вклад, но и смещают ее местоположение. Поэтому выделение региональной составляющей требует предварительного учета распределения значений напряженности аномального магнитного поля для рассматриваемой территории.

К ВОПРОСУ О РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЯХ

Т.А.Горшкова

/Ленинградское отделение ИЗМИРАН СССР/

В результате изучения магнитного поля земной коры, особенно интенсивного за последние 10-15 лет, выяснилась его сложная структура, т.е. наличие в аномальном магнитном поле отдельных составляющих, начиная от аномалий, промежуточных между полям ядра и полем земной коры [19], и кончая "тонкой" структурой поля [10]. В самостоятельный класс выделяются аномалии с поперечными разрезами порядка 100-500 км.

Еще в 1963 г. Б.Д.Винц и В.И.Почтаревым [6] путем пересчета поля на высоту 50 км был выделен класс аномалий с поперечными размерами ~200 км и больше, который авторами условно был назван крупными региональными аномалиями. На территории СССР они обнаружили несколько десятков аномалий такого рода. Позже А.А.Борисовым и другими также были выявлены подобные аномалии.

Интересные аномалии были обнаружены в Тихом океане по данным аэромагнитной съемки в Японии [7]. Эта съемка выявила ряд крупных региональных аномалий, расположенных вдоль разломов коры и глубоководной впадины. Поперечные размеры одной из аномалий составляют около 400 км, интенсивность в центре 700 γ .

Региональная аномалия описана также П.Серсоном [8] для Скандинавии. Здесь обнаружена положительная аномалия Z -составляющей с интенсивностью в 500 γ , размеры аномалии 400 \times 200 км. Построенные значения проекции аномальных векторов на горизонтальную плоскость направлены к центру аномалии.

Интенсивные аэромагнитные и гидромагнитные съемки, проводимые в последние годы многими странами с применением высокоточных протонных магнитометров, подтверждают существование региональных аномалий с поперечниками 100 км и более [3,4,6,7].

Однако для правомерного разделения аномального магнитного поля на составляющие необходимо изучение частотного состава поля, которое и было нами проведено по материалам высокоточной абсолютной аэромагнитной съемки по маршрутам опорной и картографической сети и по материалам гидромагнитной съемки, осуществляемой нис "Заря". Кроме того, был составлен непрерывный профиль по 56⁰ с.ш., уровень которого был проконтролирован и изменен в соответствии с уровнями профилей опорной сети, пересекающих 56⁰ с.ш.

Частотный состав поля изучался в интервале частот $0,005 \leq \omega \leq 0,2$ рад/км, что соответствует изменению периодов $250 \geq T \geq 30$ км. Для изучения частотного состава аномального магнитного поля была использована методика корреляционного анализа [1, 9]. Спектральные плотности мощности $S(\omega)$ вычислялись по формуле Винера-Хипчина:

$$S(\omega) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R(\tau) \cos \omega \tau d\tau, \quad /1/$$

где

$$R(\tau) = \frac{1}{L-\tau} \int_0^{L-\tau} T_a(x) T_a(x+\tau) dx, \quad /2/$$

а $\int_0^{\infty} S(\omega) d\omega = R(0)$, т.е. энергия распределена только на область положительных частот.

При кажущейся простоте вычисления $S(\omega)$ по формуле /1/, необходимо иметь в виду, что только правильный выбор параметров /интервал дискретности, длина реализации L , число шагов для корреляционной функции τ , выбор нормального поля/ позволяет получить достаточно точные численные результаты при вычислении $S(\omega)$. Так, конечность длины реализации /а мы имеем дело всегда с ограниченными профилями/ приводит к тому, что мы не можем считать $S(\omega)$ со сколь угодно большой разрешающей способностью $\Delta\omega$, поскольку в силу существующего в статистике "принципа неопределенности" невозможно безгранично увеличивать разрешающую способность спектра без соответствующего увеличения длины профиля, так как уменьшение $\Delta\omega$, улучшая разрешающую способность спектра, ухудшает надежность оценки. Что касается дискретизации записи, неизбежной при попытке воспроизвести желаемую функцию, то и здесь шаг выборки не произволен, а определяется тем частотным диапазоном, который подлежит изучению. Поскольку минимальный период, подлежащий изучению, равнялся 30 км, теоретически, по теореме Котельникова, необходимо снимать значения через 15 км /две точки на период/, практически же, из-за наличия посторонних шумов в виде гармоник поля с периодами, меньшими 30 км, приходится снимать поле примерно в десять раз чаще [9].

Не останавливаясь подробно на всех теоретических соображениях выбора параметров для вычисления $S(\omega)$ и на всех видах погрешностей, возникающих при этом, заметим, что длина реализации была ~4000 км, шаг выборки равнялся 2 км, максимальная длина корреля-

ционной функции, по которой считались спектральные плотности мощности $\sigma_{max} = \frac{1}{8}L$, а в качестве нормального поля было взято поле, синтезированное Дж.Кейном по коэффициентам Гаусса до $n = 9$ [2]. Это дало квадрат относительной ошибки при вычислении спектральных плотностей мощности $\approx 0,1$.

На рис. 1 приведены спектральные плотности мощности $S(\omega)$ для профилей 224-145 и 225-172 /нумерация профилей соответствует нумерации, принятой для материалов картографической сети/, а на рис. 2 - нормированная спектральная плотность мощности для океанического профиля Петропавловск - Ванкувер. Из рис. 1 и 2 видно, что спектры аномального магнитного поля дифференцированы; имеются большие максимумы энергии на частотах 0,015-0,025 рад/км, причем энергия, вносимая этим максимумом, составляет по всем проанализированным профилям, общая протяженность которых порядка 30000 км, 25 - 50% всей энергии аномального поля. Такая дифференцированность спектра обеспечила возможность частотной фильтрации поля. В качестве фильтра было выбрано скользящее осреднение. Интервал осреднения, выбираемый согласно частотным характеристикам, изменялся в зависимости от частотного состава поля для рассмотренных про-

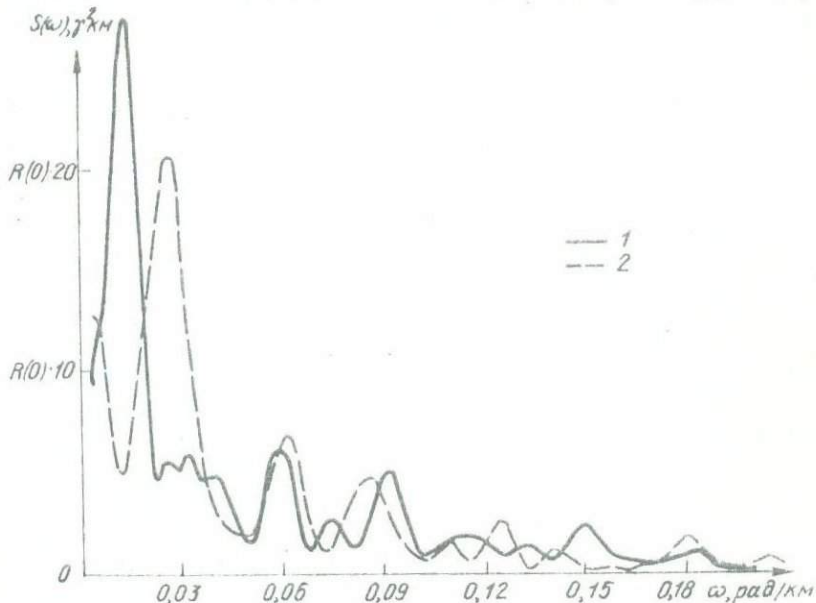


Рис. 1. Спектральная плотность мощности аномального магнитного поля по профилям: 1 - 224-145; 2 - 225-172.

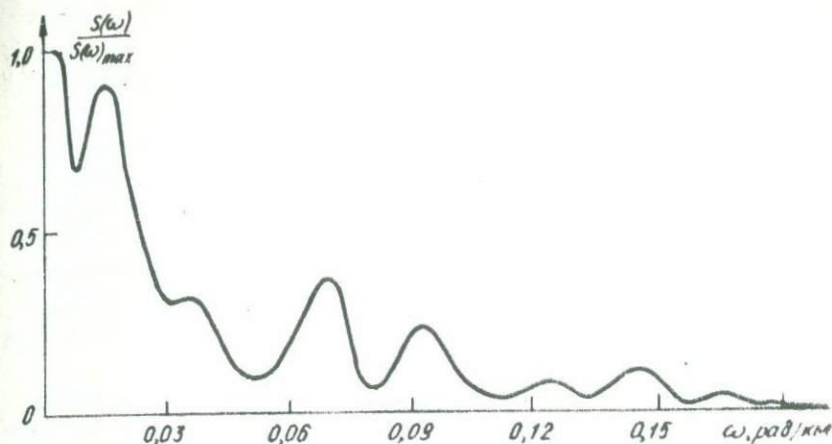


Рис. 2. Нормированная спектральная плотность мощности вномального магнитного поля океанического профиля Петропавловск - Ванкувер.

филей 160 - 300 км. Кроме того, были определены параметры фильтрации методом пересчета поля в верхнее полупространство, который использовался для выделения региональных аномалий в работах [4, 6]. Необходимая высота пересчета оказалась равной 50-60 км; таким образом, следует признать, что в работах [4, 6] высота пересчета была выбрана правильно.

Вдоль рассмотренных профилей была отфильтрована низкочастотная составляющая поля. Эти выделенные длиннопериодные особенности вномального магнитного поля и понимались как региональные аномалии.

Следует остановиться на оценке погрешности такого выделения региональных аномалий, которая, очевидно, должна складываться из двух независимых погрешностей: исходного материала и сглаживания. Погрешность материалов опорной и картографической сети проанализирована в работе [2]. Показано, что суммарная погрешность состоит из ряда погрешностей, зависит в основном от градиента поля и для 80% территории Союза не превышает 20%. Однако при составлении протяженных профилей систематическое набегание расхождений в уровнях, если оно имеется, может создать ложные длиннопериодные аномалии. Поэтому проводился строгий учет расхождений поля в точках стыка тех отрезков, которые составляли протяженный профиль. Оказалось, что систематическое расхождение отсутствует, а средне-квадратичная погрешность, полученная по расхождению в узлах рас-

смотренных профилей, невелика: $\pm 25 \gamma$. Эта величина и была принята за погрешность исходного материала. Критерием правильности этого заключения является тот факт, что пространственное распределение отфильтрованной низкочастотной составляющей не коррелирует с изменением уровней вдоль профилей. Погрешность самого сглаживания складывается из двух независимых частей: погрешности, обусловленной нелинейностью нормального поля на интервале сглаживания, и погрешности, обусловленной частотно-амплитудными свойствами аномального поля. Эта суммарная погрешность изменялась для рассмотренных профилей от 25 до 40 γ и в среднем составила $+30 \gamma$. Тогда общая погрешность оказывается равной $\epsilon = \sqrt{25^2 + 30^2} = 39 \gamma$, т.е. с 95% вероятностью не превышает 78 γ .

Наибольшие амплитуды региональных аномалий достигают $>300 \gamma$ /Кольская, Мезенская, Каспийская – положительные региональные аномалии/, и для ряда аномалий превышают 200 γ /Касская, Эмбенская, Чукотская аномалии и др./. Однако необходимо учитывать, что профили обычно секут эти аномалии по периферии. По этой же причине количественная интерпретация выделенных аномалий не проводилась.

Выделенные аномалии сопоставлялись с региональными аномалиями [4, 6], что дало хорошее согласие с региональными аномалиями для всей территории СССР [7], за исключением районов, находящихся на границе обсчитываемой площади и территории северо-востока страны. Это объясняется, по-видимому, недостаточным качеством исходного материала для северо-востока при проведении авторами этой работы /1961–1962 гг./. Для этой территории наши региональные аномалии оказались ближе к аномалиям, полученным А.А.Борисовым. Из рис. 3 видно, что имеется систематическое расхождение между региональными аномалиями, полученными в работах [4, 6]. Причину этого расхождения установить не удалось. Эти расхождения тем более странны, что в обеих работах использован один и тот же исходный материал и одна высота пересчета.

Выделенные аномалии сопоставлялись также с геофизическими полями: гравитационным и тепловым. Оказалось, что эти аномалии, как правило, находят отражение в геофизических полях. Так, положительная Каспийская аномалия характеризуется региональным повышением гравитационного поля и практически обрамляется глубинными разломами, с которыми связаны большие градиенты гравитационного поля [8]. Для этой области характерны пониженные тепловые потоки. Положение аномалии и количественная интерпретация приведены в работе [8]*.

На рис. 4 дано положение отрицательной магнитной аномалии Ти-

* См. также статью в наст. сборнике (В.И.Почтарев, Д.П.Голуб "Крупные региональные магнитные аномалии").

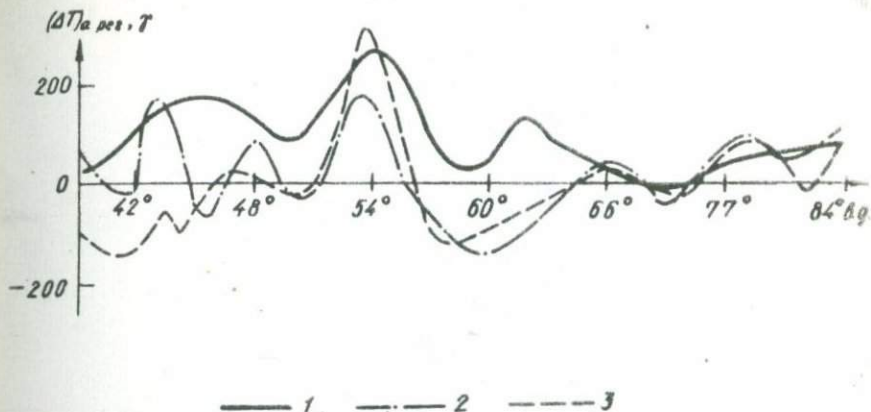


Рис. 8. Низкочастотная составляющая аномального магнитного поля по профилю Сочи-Тбилиси - Баку - ст. Туркестан - Алма-Ата: 1 - по данным [47]; 2 - по данным [67]; 3 - сглаживание с интервалом 250 км.

мана. Видно, что эта аномалия совпадает с областью повышенных тепловых потоков, околуренной на рисунке пунктирной линией. Тиман характеризуется погружением кристаллического фундамента, регионально неогравитационное поле здесь близко к нормальному.

На рис. 5 изображена положительная аномалия Прибайкалья. Здесь же даны значения тепловых потоков [7] и схема регионального гравитационного поля [57]. В этом случае имеется хорошая корреляция региональной магнитной аномалии с региональными изменениями гравитационного и теплового полей.

Пример региональной магнитной аномалии на океане приведен на рис. 6, где дана отфильтрованная низкочастотная составляющая поля $(\Delta T)_a$ для профиля Петропавловск-Ванкувер. Здесь же приведены значения тепловых потоков [167]. Выявляется протяженная отрицательная аномалия, расположенная между 213° и 240° в.д.; ей соответствует область повышенных тепловых потоков.

Корреляцию выделенных региональных магнитных аномалий с другими геофизическими полями можно рассматривать как косвенное подтверждение физической реальности их источников.

Для выяснения природы этих источников необходимо более подробное изучение геолого-геофизической обстановки и, в первую очередь, изучение тепловых полей выделенных регионов.

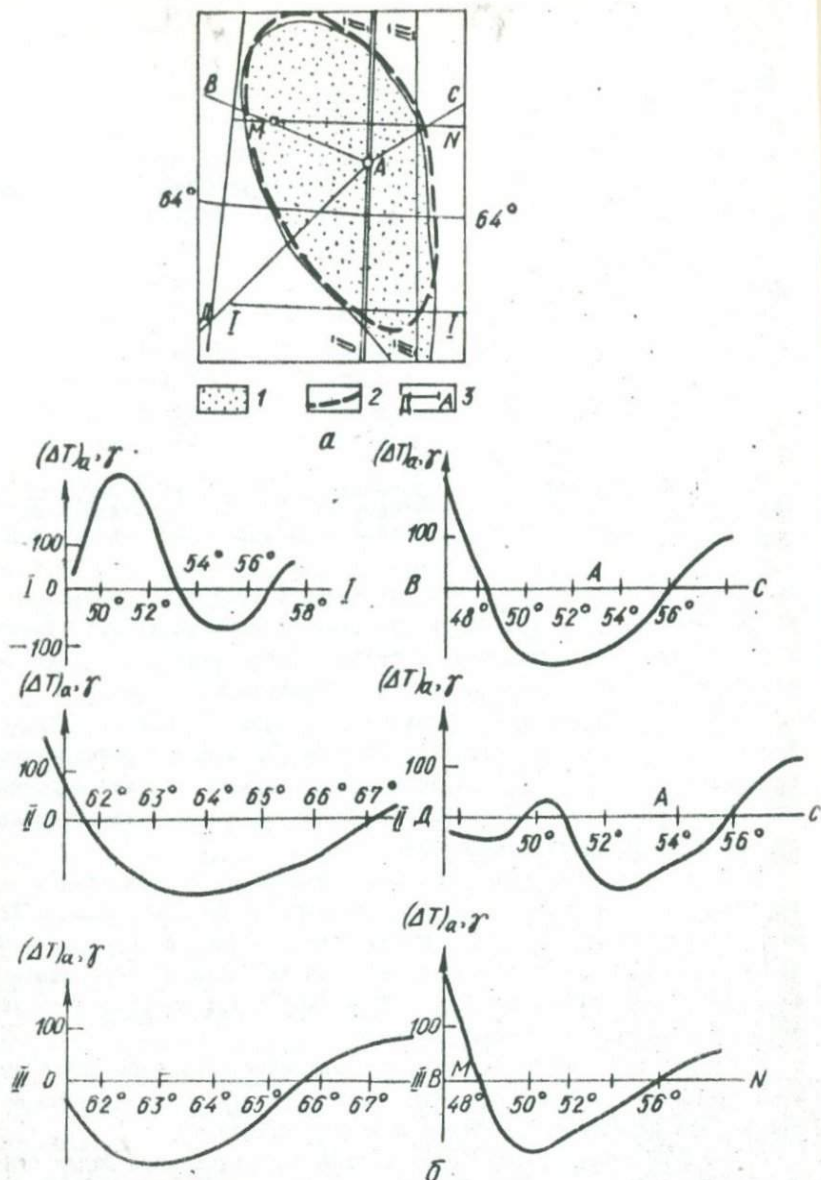
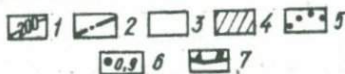
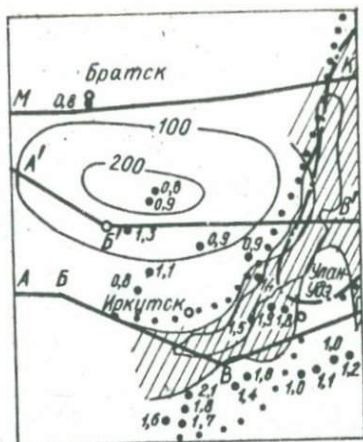
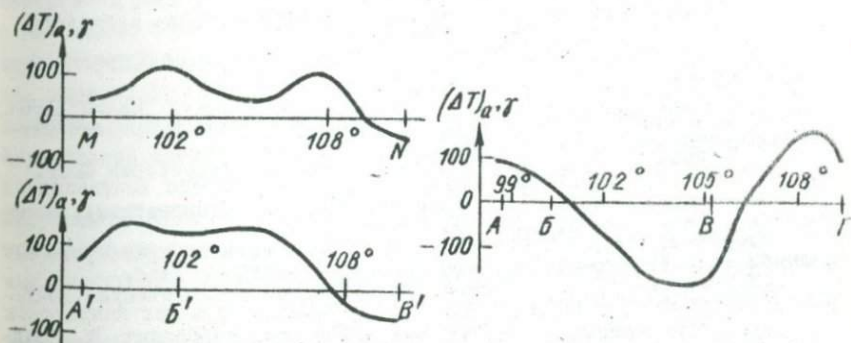


Рис. 4. Поле Тимана.

а: 1-отрицательная магнитная аномалия Тимана; 2-контур положительной аномалии теплового потока по [12]; 3-положение профилей, вдоль которых была отфильтрована региональная составляющая аномального магнитного поля б: региональная составляющая аномального магнитного поля вдоль профилей рис.4, а.



а



б

Рис. 5. Региональная магнитная аномалия Прибайкалья.
 а: изолинии регионального магнитного поля по [5], г.
 1-положительные; 2-нулевая. Области регионального гравитационного поля по [5]: 3-повышенного; 4-пониженного; 5-граница области повышенного теплового потока; 6-значения тепловых потоков по [7]; 7-положение профилей, вдоль которых была выделена региональная составляющая аномального магнитного поля.
 б: региональная составляющая аномального магнитного поля вдоль профилей рис. 5а.

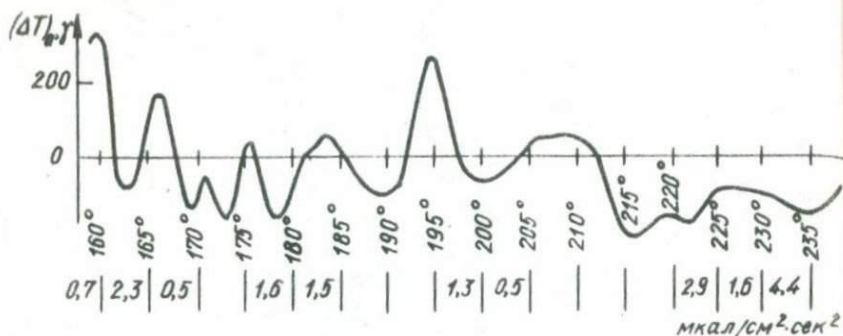


Рис. 6. Региональная составляющая аномального магнитного поля по профилю Петропавловск - Ванкувер.

Литература

1. Бендат Дж., Пирсол А. - Измерение и анализ случайных процессов. М., "Мир", 1971.
2. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. - Анализ и использование материалов опорной и картографической сети. Л., "Недра", 1972.
3. Борисов А.А., Маловицкий Я.П. - В кн.: Области кайнозойской складчатости. М., "Наука", 1964.
4. Борисов А.А. - Глубинная структура территории СССР. М., "Недра", 1967.
5. Булмасов А.П. - Геология СССР, т.35, ч.1. М., "Недра", 1964.
6. Винц Б.Д., Почтарев В.И. - В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., "Наука", 1965.
7. Любимова Е.А. и др. - Тепловой поток на территории СССР. Каталог данных. М., 1973.
8. Почтарев В.И. - В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэронуии и физике Солнца, вып. 19. Иркутск, 1971.
9. Пугачев В.С. - Теория случайных функций и ее применение к задачам автоматического управления. М., Физматгиз, 1962.
10. Симоненко Т.Н. - В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия, 1968.
11. Фролов Н.М. - Температурный режим гелиотермозоны. М., "Недра", 1968.
12. Cain I.C. et al. - I. Geomagn. and Geol., 1967, 19, 4.
13. Cullington A.Z., Hanley A. - New Zealand Journal of geology and geophysics, 1964, 7, 4.
14. Gomoda I., Ozawa K. Bull. of geographical survey institute Japan, 1964, X, part 1.
15. Lee W.H.K., Uyeda S. Review of flow data, 1965.
16. Nagata T. et al. - In: National Antarctic Committee Science of Japan, 1961.
17. Report of aeromagnetic survey in Japan. World Magnetic Survey, 1966.
18. Serson P.H. - In: World Magnetic Survey, 1957-1969.
19. Zietz J. - In: Program and Abstracts for 15-th IUGG, General Assembly, Moscow, 1971.

МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ

Г.Н.Петрова, Д.М.Печерский, А.В.Лыков

/Институт физики Земли АН СССР/

Без привлечения сведений о магнитных свойствах невозможно создать достоверную модель земной коры. Эта не требующая доказательств истина при практическом воплощении наталкивается на трудности и в некоторых работах искажается. Все это заставляет обратиться к представлениям о намагниченности горных пород и систематизировать взгляды на взаимоотношение аномального магнитного поля и магнитных характеристик горных пород. Намагниченность породы — характеристика, которая в конечном итоге определяет аномальное поле, зависит от состава породы, условий ее возникновения и существования. Намагниченность горной породы является векторной суммой индуктивной намагниченности породы, величина которой пропорциональна магнитной восприимчивости, а направление соответствует направлению современного геомагнитного поля, и остаточной намагниченности, зависящей от состава и структурных особенностей зерен ферромагнитных минералов, условий и времени ее возникновения. Для каждой геологической эпохи остаточная намагниченность может иметь два противоположных направления. Чередование прямо и обратно намагниченных горных пород фиксируется во всех геологических разрезах, охватывающих достаточно большой интервал времени, и именно на этом основан палеомагнитный метод стратиграфической корреляции осадочных толщ, а также вулканогенных пород, который с успехом используется при решении геологических задач. Однако связь большинства магнитных аномалий консолидированной земной коры с намагниченностью, параллельной современному геомагнитному полю, вполне объяснима: при достаточно крупных зернах ферромагнитных минералов, что типично для глубинных горных пород, индуктивная намагниченность будет заметно преобладать над естественной остаточной намагниченностью.

и соответственно направление суммарной намагниченности будет близко к направлению современного геомагнитного поля. В большей степени это относится ко всем древним горным породам докембрийского возраста, так как из-за магнитного старения и вообще разрушения магнитных минералов /в первую очередь мелких зерен/ индуктивная намагниченность их заметно превышает остаточную.

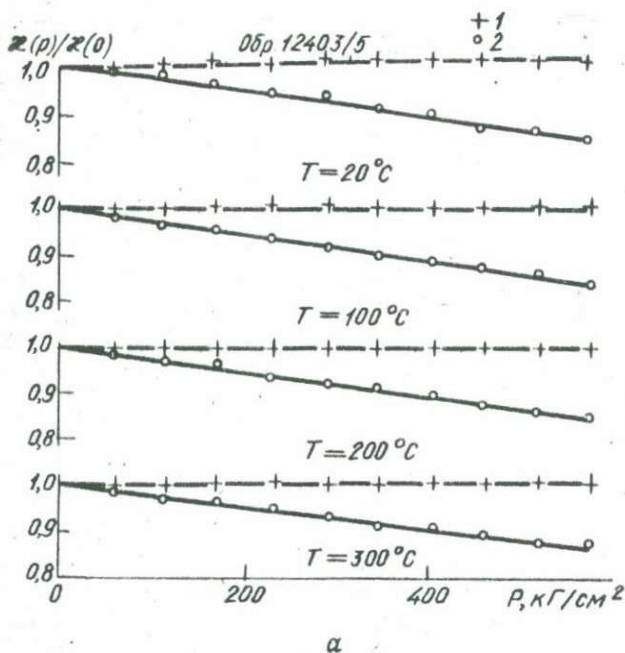
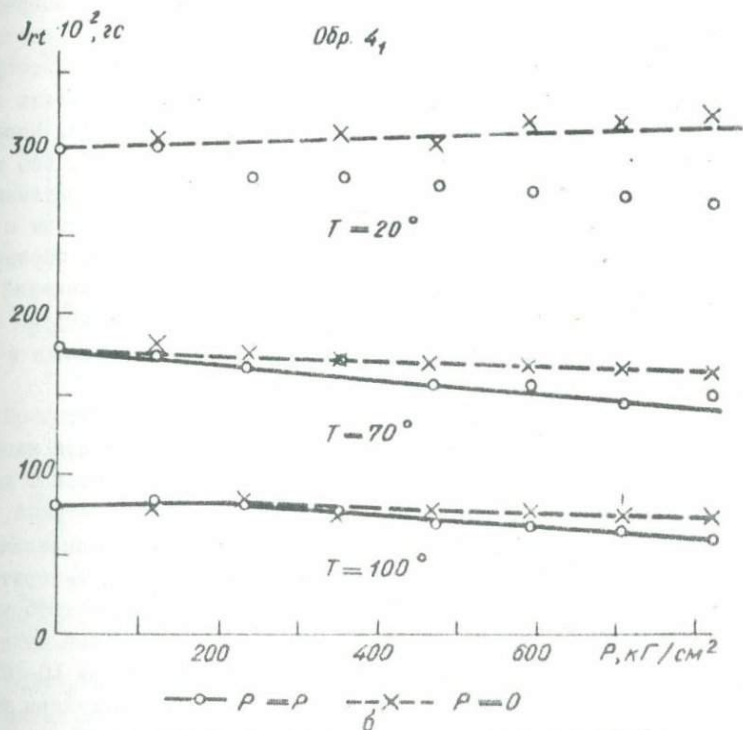


Рис. 1. Обратимые / 1 / и необратимые / 2 / изменения намагн.; б - изменения термоостаточной намагниченности / данные

Для древних магматических и метаморфических горных пород как обратно, так и прямо намагниченных остаточная намагниченность составляет угол с их индуктивной намагниченностью, величина которого зависит от возраста породы.

При оценке эффективной намагниченности геологического тела по аномальному полю для установления его принадлежности к какому-либо

петрографическому комплексу, как это практикуется при составлении петромагнитных карт, невозможно отделить индуктивную намагниченность от остаточной. С другой стороны, при определении намагниченности образцов породы, отобранных с поверхности массива, возможна ошибка, связанная с недостаточной представительностью отбора и большей измененностью поверхностных образцов. Необходимо сочетание



намагниченности в зависимости от давления и температуры: а - изменения Ю.П.Сковородкина, Л.С.Безуглой и С.Х.Макудова/.

этих двух методов оценки: непосредственное измерение образцов помогает разобраться, с чем связана та или иная величина намагниченности; оценка намагниченности по аномальному полю позволяет утверждать, что сделанные определения распространяются на весь массив, а не только на приповерхностные его части.

Второй вопрос, в который необходимо внести ясность, это зависимость магнитных свойств породы от глубины ее нахождения. Как вос-

приемчивость, так и остаточная намагниченность меняются при повышении температуры T и давления P . В первом приближении можно принять, что α и I_n уменьшаются с повышением T и P , хотя эти изменения очень различны в зависимости от состава ферромагнитных минералов, условий, в которых возникла остаточная намагниченность, в также интервала изменений T и P . Есть случаи, когда намагниченность породы, подвергшейся действию T и P , возрастает. Изменения намагниченности с температурой и давлением подразделяются на две принципиально различные части: обратимую и необратимую. Для остаточной намагниченности необратимая часть может быть большей /до 30%/ , она отражает разрушение намагниченности. Необратимая часть изменения восприимчивости значительно меньше, она связана с величиной остаточных напряжений в материале. Необратимая часть изменений намагниченности будет одинаковой для образца и породы, из которой взят образец; изменение намагниченности образца с глубиной может возникнуть только за счет обратимых изменений восприимчивости и остаточной намагниченности, так как вынутый образец будет находиться при нормальных /"комнатных"/ давлении и температуре.

После снятия давления обратимые изменения термоостаточной намагниченности /а эта намагниченность является типичной для изверженных горных пород/ не превышают 15% и заметно уменьшаются с повышением температур /рис. 1/. Такой же порядок имеет обратимая часть изменений восприимчивости. Обратимые изменения восприимчивости и остаточной намагниченности с температурой /до температур 300°C/ составят менее 10%. Таким образом, для глубин, с которых реально может быть отобран образец, α и I_n , измеренные на нем, могут быть завышенными по сравнению с α и I_n *in situ* на 10-20%. Более точные оценки, если они требуются, могут быть получены только при исследовании конкретного образца при повышении T и P .

Существенно отличная картина будет наблюдаться, если порода обладает заметной магнитной вязкостью. В этом случае изменение намагниченности может быть большим. На рис. 2 показано изменение вязкой остаточной намагниченности при наложении и снятии давления. При наложении давления величина остаточной намагниченности уменьшается более, чем вдвое, но после снятия давления быстро восстанавливается и продолжает возрастать согласно закономерностям, присущим образцам, не подвергнутым давлению. Если основываться на данных рис. 2, которые справедливы для любого образца, обладающего заметной магнитной вязкостью, то измерения намагниченности, произ-

веденные через некоторый промежуток времени после того, как образец был вынут на поверхность, покажут, что его остаточная намагниченность значительно превышает намагниченность той породы, откуда он был извлечен.

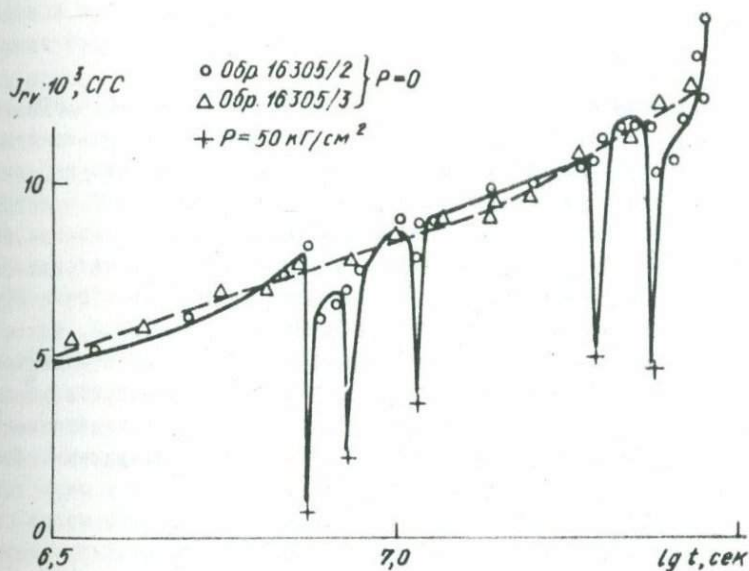


Рис. 2. Изменения вязкой остаточной намагниченности при наложении $+$ и снятии давления /данные Ю.П.Сковородкина, Л.С.Безуглой, С.Х.Максудова/.

Следующий существенный для интерпретации региональных магнитных аномалий вопрос - это вопрос о нижней границе магнитоактивной толщи. С позиций магнетизма горных пород магнитоактивная толща ограничивается температурой Кюри, то есть той температурой, при которой содержащиеся в горной породе ферромагнитные минералы переходят в парамагнитное состояние, значит полностью теряют свою остаточную намагниченность и не могут обладать восприимчивостью более 10^{-6} СГС.

Ферромагнетиками, входящими в состав горных пород, являются: 1) магнетит и серия твердых растворов магнетит - ульвошпинель /титаномагнетиты/; 2) их окисленная модификация - маггемит и титаномаггемиты; 3) гематит и серия твердых растворов гематит - ильменит /гемоильмениты/; 4) пирротин и некоторые его производные; 5) гидро-

окислы железа. Маггемит и гидроокислы железа неустойчивы к нагреву и переходят в гематит при 200–500°C. Температура Кюри пирротина 325°C; при его окислении образуется минерал, близкий по точке Кюри к магнетиту, который одни исследователи расшифровывают как магнетит, другие – как результат особого структурного состояния пирротина [1]. Заметим, что пирротин присутствует в породах крайне редко и может быть причиной скорее локальных магнитных аномалий, а не региональных.

Гемосильмениты ферримангнитны, т. е. обладают $\chi > 10^{-2}$ СГС только при составах, точки Кюри которых ниже 300°C. Гемосильмениты других составов антиферромагнитны и не могут участвовать в формировании аномального поля. Гематит имеет точку Кюри 675°C – наиболее высокую среди перечисленных магнитных минералов, но его восприимчивость на один-два порядка меньше, чем у минералов титаномагнетитовой серии. У магнетита, крайнего члена этой серии, точка Кюри 585°C. Магнетит и титаномагнетиты имеют χ 0,1–1 СГС и, таким образом, именно с ними связана в основном индуктивная намагниченность. Остаточная намагниченность гематитов и магнетитов может быть одного порядка, поскольку величина остаточной намагниченности при прочих равных условиях является функцией коэрцитивной силы, а коэрцитивная сила гематита обычно больше, чем у магнетита.

Титаномагнетиты, титаномаггемиты и гемосильмениты могут быть представлены на тройной диаграмме /рис. 3/. Состав титаномагнетитов изображается точкой на линии А, отражающей соотношение ульвошпинели и магнетита, состав гемосильменита – точкой на линии В, соединяющей гематит и ильменит; титаномаггемиты располагаются вдоль линий С – линий окисления. Твердые растворы при изменении давления и температуры могут распадаться; продукты распада на линиях твердых растворов располагаются один левее, другой правее

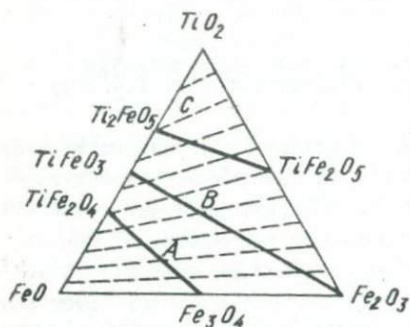


Рис. 3. Тройная диаграмма FeO - Fe₂O₃ - TiO₂. А - линия твердых растворов магнетит-ульвошпинель /титаномагнетиты/; В - линия твердых растворов гематит-ильменит /гемосильмениты/; С - линии окисления ($Fe/Ti = const$, изменяется соотношение двух- и трехвалентного железа).

исходного минерала. Титаномагнетиты и гемосильмениты устойчивы при высоких давлениях и температурах: выше 600°C первые и 900°C вторые. При комнатной температу-

ре и атмосферном давлении эти твердые растворы неустойчивы и распадаются при нагреве до их точки Кюри. Крайние члены распада — магнетит и ульвошпинель для титаномагнетитов, гематит и ильменит — для гемоильменитов. Второй тип изменения, который может происходить при нагреве титаномагнетитов — это так называемое однофазное окисление, т.е. переход титаномагнетита в титаномаггемит. Этот процесс отражается на тройной диаграмме сдвигом точки от линии А вдоль одной из линий С. По законам, общим для твердых растворов, все физические параметры твердого раствора являются функцией его состава и играют промежуточную роль по отношению к параметрам крайних членов ряда. Таким образом, хотя точки Кюри титаномагнетитов изменяются при нагреве и изменении давления, это изменение отражает изменение состава твердого раствора при его распаде или окислении. Ни один физический процесс не может вывести состав твердого раствора этих серий за пределы тройной диаграммы и, следовательно, предельными точками Кюри являются уже упоминавшиеся выше T_C магнетита 585°C и гематита — 675°C . Внедренные атомы других металлов, которые могут присутствовать в решетке магнетита или гематита, увеличивая расстояние между атомами железа, понижают обменное взаимодействие и соответственно ведут к уменьшению точки Кюри.

Процессы распада происходят тем быстрее, чем выше температура, т.е. более интенсивны на глубине, чем на поверхности. Процессы однофазного окисления, определяющиеся парциальным давлением кислорода, наоборот, с глубиной затухают.

Маггемит, ферромагнитные ильмениты и тем более гематит относятся к зоне высокого давления, а значит не распространяются на глубину более нескольких километров. Поскольку титаномагнетиты устойчивы только при температуре выше 600°C , то при меньших температурах устойчиво будет существовать только магнетит, следовательно, его точку Кюри мы и должны принять, оценивая толщину магнитоактивного слоя. Даже если принять наиболее низкое значение температурного градиента $\sim 10^{\circ}/\text{км}$, то мощность магнитоактивного слоя не может превышать 60 км.

Следует подчеркнуть, что опыты наложения высокого давления на металлические ферромагнетики показали, что изменение точки Кюри при этом составляет доли градуса на 1 кбар [2]. Опыты с титаномагнетитом дали изменения точки Кюри $\sim 1^{\circ}/\text{кбар}$ до 30 кбар [4]. Отмеченные изменения точки Кюри одного ферромагнетика с давлением в интересующем нас интервале глубин незначительны.

При приближении к точке Кюри остаточная намагниченность уменьшается резко, чем восприимчивость, а последняя в слабых полях даже возрастает. Таким образом, региональные аномалии, связанные с нижней частью магнитоактивного слоя, обусловлены исключительно индуктивной намагниченностью.

При температуре выше 585°C аномальное магнитное поле может создаваться только парамагнитными материалами. При температуре $\sim 1000^{\circ}\text{K}$ магнитная восприимчивость не может превышать 10^{-7} СГС, что соответствует вкладу в аномальное магнитное поле в случае полупространства: $\Delta T_Q = 2\pi I \approx \chi \chi \approx 10^{-6} \text{ э} \approx 0,1 \text{ } \mu\text{T}$.

Таким образом, ферромагнитные минералы являются единственным источником аномального поля, а среди них основным является магнетит, его точка Кюри определяет нижнюю границу магнитоактивного слоя.

Второе ограничение на толщину магнитоактивного слоя накладывает невозможность существования ферромагнитных минералов при определенных P-T-условиях. Из статистики измерения намагниченности образцов и минералого-петрографических данных известно, что такие глубинные горные породы, как эклогиты, гранулиты и другие метаморфические породы очень часто немагнитны или слабо магнитны. Можно утверждать, что соответственно глубинные режимы высоких давлений и температур неблагоприятны для образования и существования ферромагнитных минералов, известных на Земле.

Начиная с 13 - 14 кбар количество выкристаллизовавшихся рудных минералов из материала, близкого по составу к основным и ультраосновным породам, резко падает [3]; выше 20 кбар рудные вообще не фиксируются, а образуются лишь неферромагнитные шпинели, как герцинит, хромит, шпинель и т.п. и гранаты. По последним нашим данным, исследование магнитных свойств искусственно кристаллизовавшихся базальтов при различных температурах и давлениях показало, что с ростом давления концентрация ферромагнитных минералов быстро падает, и к 14 кбар концентрация по сравнению с $P = 1$ атм уменьшается примерно на порядок и больше, а к 18 кбар концентрация составляет, судя по величинам намагниченности и остаточной намагниченности насыщения, менее 0,001% /рис. 4/. Таким образом, при $P \geq 15-18$ кбар, т.е. глубже $\sim 50-60$ км, независимо от прочих условий, в земной коре и мантии ферромагнитные минералы не образуются.

В области, где $P < 15$ кбар, определяющими для образования ферромагнитных минералов являются окислительно-восстановительные условия, так как в ферромагнитных минералах содержится двух- и трех-

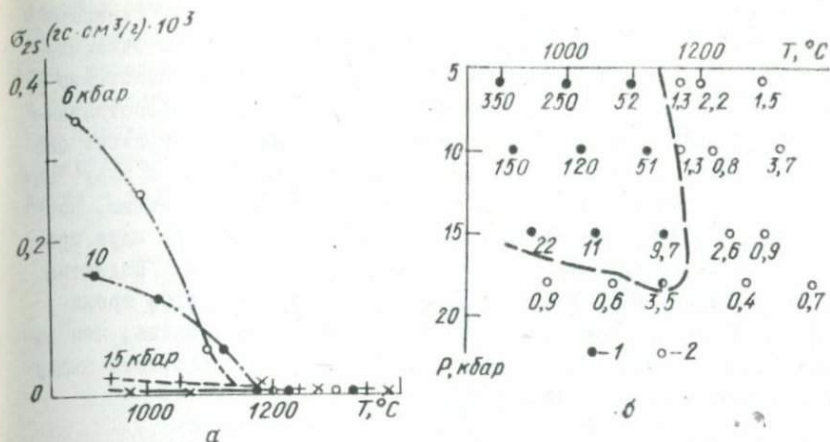


Рис. 4. Результаты экспериментального изучения P-T-условий кристаллизации титаномагнетита из базальтов: а - примеры изменения остаточной намагниченности насыщения материала искусственной плавки и кристаллизации базальта в зависимости от температуры и давления; б - P-T - область устойчивости титаномагнетита в базальтовой системе /построена по данным рис. 4, а и других магнитных измерений, выполненных А.В.Лыковым/: 1 - P-T-условия, при которых фиксируется возникновение ферромагнитных минералов; 2 - P-T-условия, при которых ферромагнитные минералы не возникают.

Цифры у точек означают величины удельной остаточной намагниченности насыщения σ_{rs} соответствующих образцов $/\sigma_{rs} \cdot 10^{-3} \text{ гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}/$.

валентное железо. Указанные условия могут только еще более сузить /но не расширить/ область возможного существования ферромагнитных минералов в горных породах. Окислительно-восстановительные условия тесно связаны с тектонической обстановкой.

По окислительно-восстановительным условиям выделяются четыре термодинамические зоны: 1) "гематитовая" - образуется гематит, гидроокислы и другие минералы, содержащие только трехвалентное железо; приповерхностная часть земной коры; 2) "магнетитовая" - магнитоактивный слой - образуются минералы, содержащие трех- и двухвалентное железо /титаномагнетиты и др./; типичные тектонические представители - структуры растяжения /эвгеосинклинали, рифтовые зоны, глубинные разломы участков активизации платформ и т.п./; 3) "силикатная" - образуются минералы, содержащие только двухвалентное железо, главным образом это силикаты; ферромагнитные минералы отсутствуют; типичные тектонические представители - структуры сжатия, магматические и метаморфические образования времени складчатости; 4) "железо-металлическая" - наряду с двухвалентным железом появляется металлическое железо; зона не типична для земной коры и верхней мантии; видимо, условия близки низам мантии и ядру Земли; сюда относятся метеориты и горные породы Луны.

Предельная глубина границы между "магнетитовой" и "силикатной" зонами - 50-60 км. Судя по геологическим данным, в складчатых областях она поднимается иногда до 10 км и менее. Положение границы меняется во времени с изменением окислительно-восстановительных условий, температуры и давления, например, погружение блока, ранее находившегося в условиях "магнетитовой" зоны, в зону "силикатную" приведет к тому, что он быстро станет немагнитным, поскольку на глубинах благодаря высокой температуре быстро идут процессы перекристаллизации; в случае обратного процесса - поднятия блока из "силикатной" зоны в "магнетитовую" может долгое время сохраниться его низкая намагниченность, причем тем дольше, чем выше он будет поднят, так как при низкой температуре скорость диффузии и реакций резко замедляется.

Литература

1. Белоброва И.А., Звегинцев А.Г. - В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. 2. Баку, 1973.
2. Белов К.П. Магнитные превращения. М., Физматгиз, 1959.
3. Грин Д., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
4. Spult A. - Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЕРРОМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Ю.П.Мельник, Ю.М.Стебновская

/Институт геохимии и физики минералов АН УССР,
Институт геофизики АН УССР/

Расшифровка геологической природы магнитных аномалий требует рассмотрения некоторых вопросов, касающихся: а) характера распределения железа и его окисных соединений в главных типах пород, формирующих земную кору и верхи мантии; б) условий образования и устойчивости ферромагнитных минералов; в) причин, способствующих концентрации железа в виде магнитных окислов в метаморфических комплексах. Для выяснения этих вопросов были обобщены данные по петрологии, минералогии и геохимии горных пород, а также использованы экспериментальные исследования термодинамических условий образования главного ферромагнитного минерала - магнетита.

Рассмотрим характер распределения железа и его окисных соеди-

нений в различных типах пород. Известно, что породы земной коры образовались в результате дифференциации первичного вещества мантии, железная фаза которого представлена в форме вюстита / FeO / и составляет около 14% [2]. В производных мантии - ультраосновных породах, преимущественно развитых в нижних частях земной коры, содержание общего железа прогрессивно падает в ряду: дунит - перидотит - пироксенит - базальт /табл. 1/.

Т а б л и ц а 1

Порода	FeO	Fe_2O_3	Коэффициент окисления
Дунит	11,87	1,88	14
Перидотит	9,84	2,51	20
Пироксенит	7,37	2,44	25
Базальт	5,70	3,40	37

В породах этого ряда отмечается определенная закономерность в поведении окислов двухвалентного и трехвалентного железа [3]. Переход от дунитов к базальтам характеризуется уменьшением содержания закисного железа при повышении содержания окисных его соединений и коэффициента окисления.

Постепенное падение среднего содержания железа наблюдается также в породах верхних частей земной коры /табл. 2/.

Т а б л и ц а 2

Сопоставление средних содержаний Fe (%) главных типов пород земной коры

Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые	Литература
9,9	8,3	6,2	2,9	[23]
9,85	8,56	5,85	2,7	[4]
8,9	7,4	5,8	2,8	[1]

При этом четкая закономерность уменьшения среднего содержания железа от ультраосновных пород к кислым увязывается с повышением кислотности. Различия в средних содержаниях железа максимальны среди пород основного состава и минимальны среди кислых разновидностей [1]. Среди основных пород наиболее обогащены железом производные базальтового ряда, меньше - перидотитового.

В табл. 3 приведены средние содержания окислов железа, кремния, натрия и калия для главных петрографических типов пород, встречающихся в земной коре /по Дэли/. На основе этих данных нами рассчитаны некоторые геохимические параметры, которые могут оказывать существенное влияние на кристаллизацию ферромагнитных окислов железа /рис. 1/.

Средние содержания окислов типичных пород (%) (по Дели)
и рассчитанные по ним геохимические параметры

Параметры	П о р о д ы									
	Дунит	Перидотит	Базальт	Оливиндиабаз	Диабаз	Габбро	Диорит	Кварцевый диорит	Гранодиорит	Гранит
FeO	9,78	6,54	5,54	8,88	7,78	5,95	4,40	3,77	2,65	1,78
Fe_2O_3	3,59	2,20	2,84	8,06	3,84	3,16	3,16	2,54	1,74	1,57
Fe_2O_3/FeO	0,36	0,36	0,5	0,94	0,50	0,53	0,72	0,70	0,70	0,90
SiO_2	48,80	43,95	40,49	48,54	50,48	48,24	56,77	61,59	65,01	70,18
Na_2O	2,59	0,63	0,10	2,69	3,07	2,55	3,89	3,87	3,70	3,48
K_2O	0,69	0,21	0,04	0,98	0,97	0,89	2,12	2,09	2,75	4,11
Na_2O+K_2O	6,7	1,9	0,3	7,7	8,1	7,2	9,8	8,9	9,9	11,0
SiO_2 · 100%										

Анализ и сопоставление отдельных графиков позволит проследить общую закономерность следующего порядка: с уменьшением основности пород уменьшается содержание общего железа, окисных и закисных его соединений при одновременном изменении коэффициента щелочности и степени окисленности железа. По характеру прослеживаемой зависимости двух последних параметров четко выделяется две группы пород:

1) дуниты - перидотиты, где щелочность и степень окисленности железа находятся в обратной связи; 2) базальты - граниты, в которой с увеличением щелочности растет отношение окислов $Fe_2O_3 : FeO$.

Следовательно, характер распределения железа и его окисных соединений в породах глубинного типа резко отличен от такового в породах основного и кислого состава.

Какие же минералы окислов железа могут находиться в породах, сформировавшихся в различных термодинамических режимах, каковы условия образования и устойчивости этих минералов и что способствует их концентрации в отдельных случаях?

Имеющиеся данные экспериментальных исследований по изучению термодинамических условий образования минералов могут дать конкретные ответы на некоторые вопросы.

Так, в породах мантии, для которых характерны восстановительные условия при очень низкой активности кислорода, может присутствовать вюстит. Убедительные доказательства этому даны Л.В.Альтшулером и А.В.Шарипджановым [27] при рассмотрении геохимической модели Земли. Вюстит в настоящее время слабо изучен и, вероятно, неверно считается редким в силу того, что оптические его свойства близки магнетиту, с которым он обычно встречается. В природе он достоверно установлен в малых количествах в метеоритах, ультраосновных породах, базальтовых и трахитовых лавах. Закись железа обычно устойчива в бескварцевых породах. Вюстит может существовать в интервале температур 570-1370°C и давлении 5-22 кбар [15, 16]. В ре-

в результате действия высоких давлений в атомных решетках окислов железа сближаются кислородные ионы и образуются плотнейшие анионные упаковки. Энергетически выгодной в этих условиях является шестерная координация, которой обладает вюстит [5]. Заметим, что двухвалентное железо не образует с кислородом стехиометрических соединений и в стабильном состоянии содержит избыток кислорода. Увеличение концентрации кислорода в вюстите осуществляется накоплением вакансий в катионной подрешетке. Появление этих вакансий сопровождается переходом части двухвалентных ионов в трехвалентные.

Изучение системы $Fe-O$ [13] показало, что выше $570^{\circ}C$ образуются следующие кристаллические фазы с уменьшением степени окисления железа: $Fe_2O_3 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow FeO \rightarrow Fe$.

На диаграмме фазовых равновесий системы $Fe-O$ /рис. 2/, составленной на основании экспериментальных данных [20, 21], показаны температурные границы существования различных кристаллических фаз при определенных значениях P_{O_2} . Из рис. 2 следует, что в условиях земной коры вюстит может находиться в ассоциации с магнетитом либо самостоятельно при температурах выше $570^{\circ}C$ и P_{O_2} в пределах $10^{-6} - 10^{-20}$ атм.

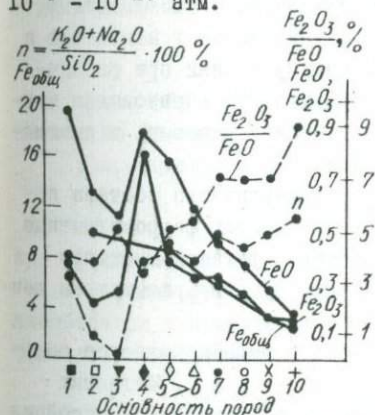


Рис. 1. Зависимость геохимических параметров и содержания общего железа, окисной и закисной его формы от степени основности пород /как фактора глубинности/: 1 - дунит; 2 - перидотит; 3 - баэвалт; 4 - оливиновый диабаз; 5 - диабаз; 6 - габбро; 7 - диорит; 8 - кварцевый диорит; 9 - гранодиорит; 10 - гранит.

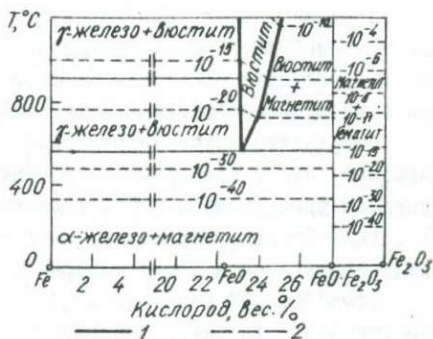


Рис. 2. Диаграмма фазовых равновесий системы $Fe-O$ /данные Darken Gurry, 1945; 1946; Muan, 1958/; 1 - границы полей фазовых равновесий; 2 - изобары кислорода в атмосферах.

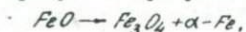
По P-T-условиям образования ультраосновных пород [25] вполне вероятно присутствие в них вюстита. Значительные концентрации его могут быть связаны с железистыми алмазонасными эцлогитами. Местом образования таких эцлогитов по Б.Г.Лутцу [8], вероятно, является верхняя мантия, где обособляются метаморфические породы базальтового состава с повышенным содержанием железа и господствуют восстановительные условия. Исходя из представлений А.П.Виноградова [3] о действии в глубинах Земли механизма зонной плавки, экспериментально показано, что в процессе кристаллизации систем, содержащих оливин и пироксены, отношение $Fe:Mg$ увеличивается при подъеме расплава вверх, т.е. процесс дифференциации вещества мантии должен приводить к увеличению в верхних частях ее пород богатых железом.

В условиях земной коры железо концентрируется главным образом в породах основного и ультраосновного состава. Отмечается непропорциональность распределения железа между темноцветными минералами и магнетитом. Общее повышение железистости отдельных петрографических разновидностей пород ведет к возрастанию содержания магнетита и сопровождается понижением железистости темноцветных минералов [12]. Отсутствие общих полей устойчивости у магнетита и некоторых железистых силикатов в стабильных условиях при различных P_{O_2} и T [19] свидетельствует о том, что для образования магнетита требуются определенные физико-химические условия, в противном случае железо реализуется в силикатах.

Результаты изучения минералогии пород различного состава показывают, что в свежих неизмененных разновидностях ферромагнитные минералы представлены в основном магнетитом и титаномангнетитом [10, 11]. Из них главным является магнетит, поэтому рассмотрим данные, относящиеся к этому минералу.

Своеобразной геохимической особенностью железа является большая устойчивость окись-закисного соединения - Fe_3O_4 . Магнетит встречается в очень многих парагенетических ассоциациях и устойчив в широком интервале кислотности и щелочности среды. Экспериментальные исследования по изучению физико-химических условий образования и устойчивости магнетита позволяют отметить следующие пути его происхождения.

1. Магнетит образуется при разложении вюстита ниже $570^{\circ}C$:



2. Из магматического расплава магнетит кристаллизуется ниже $1570^{\circ}C$ [16] в несколько этапов. В ходе кристаллизации состав его

постоянно меняется [7]. "Ранний магнетит", существующий в расплаве, отличается от более поздних его фаз значительным содержанием магния.

3. Экспериментальные исследования Н.И. Хитарова и др. [17] при высоких P-T-условиях показали, что магнетит в ассоциации с гематитом образуется при частичном разрушении оливины при $T = 1550^{\circ}\text{C}$ и $P = 42$ кбар.

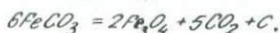
4. Результаты термодинамического анализа минеральных равновесий при высоких температурах и давлениях, основанные на экспериментальных данных и теоретических расчетах [9], позволили определить поля устойчивости магнетита в метаморфических породах:

а) при высокотемпературном окислении оливинов и пироксенов $T > 600^{\circ}\text{C}$, $P = 5$ кбар/ выделяется магнетит в результате реакции:



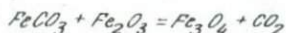
При таких условиях окислителями могут быть также вода и углекислота;

б) магнетит возникает при термической диссоциации сидерита P до 5 кбар и $T = 390-510^{\circ}\text{C}$ по реакции:



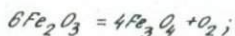
Выше $500-600^{\circ}\text{C}$ магнетит с углеродом неустойчив и восстанавливается до фаялита;

в) ассоциация сидерита с гематитом делает возможной реакцию

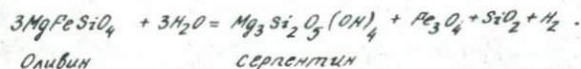


при сравнительно низких температурах $/300^{\circ}\text{C}/$ и давлении $/2$ кбар/;

г) метаморфические преобразования гематита путем термической диссоциации в присутствии восстановителей при $T > 300^{\circ}\text{C}$ ведут к возникновению магнетита:



д) при гидротермальном метаморфизме ультраосновных пород /серпентинизации/ выделяется магнетит при $T = 300-420^{\circ}\text{C}$:



Оливин

серпентин

Результаты экспериментальных исследований показывают, что магнетит может возникать и быть устойчивым даже в крайних восстанови-

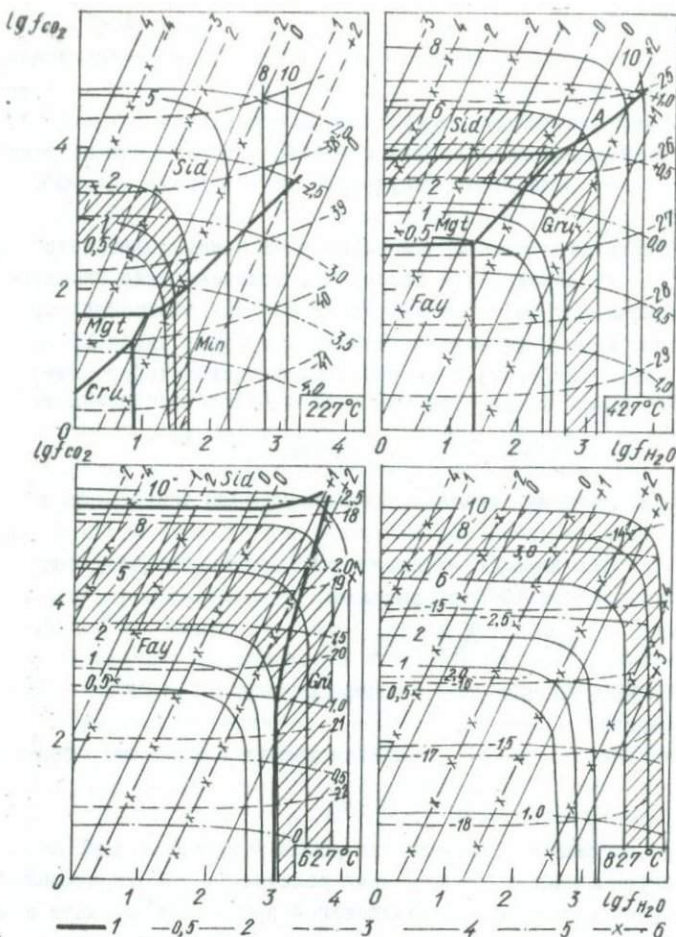
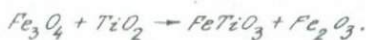


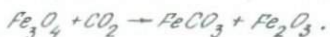
Рис. 3. Диаграммы минеральных равновесий в силикатно-карбонатных железистых кварцитах /изотермические сечения - в координатах $\lg f_{CO_2}$ - $\lg f_{H_2O}$, графитовый буфер/; области давлений при метаморфизме заштрихованы: 1 - фазовые границы; 2 - изобары общего флюидного давления /тыс. атм./; изобары парциальных летучестей / $\lg f_i$ атм./, 3 - O_2 ; 4 - H_2 ; 5 - CO ; 6 - CH_4 .

тельных условиях /при графитном буфере/. На рис. 3 представлена диаграмма изотермических сечений при 227, 427, 627 и 827° С. Как видно из диаграммы, магнетит находится в равновесии с другими минералами в области низких давлений / $P < 2500$ атм./ и температур / $T < 427^\circ C$ /. Такое равновесие может сохраниться при 8-8 кбар в температурном интервале 420-550°С. Но это верхний предел температур, выше которых магнетит сменяется фаялитом.

Что же препятствует существованию магнетита? Во-первых, высокая щелочность силикатных расплавов, во-вторых, влияние TiO_2 при высоких температурах, приводящее к реакции



В третьих, воздействие сероводорода, который приводит к реакции с образованием пирротина. Наконец, влияние флюидов с CO_2 ; при высоких давлениях CO_2 магнетит переходит в сидерит и гематит по реакции



Таким образом, изучение направлений физико-химических процессов, протекающих в отдельных участках земной коры, может способствовать выяснению условий концентраций ферромагнитного минерала /магнетита/ в главных типах пород.

Многочисленные петрологические исследования показывают, что обогащенность пород магнетитом наблюдается при изменении первичного минералогического состава и перехода к полиминеральным разновидностям. Это может быть связано с различными геологическими процессами.

Исследования А.А.Ефимова [6] показали, что типичные дуниты содержат оливин и хромит, в метадунитах появляется аксессуарный магнетит, переход метадунитов в верлиты сопровождается появлением дополнительных примесей магнетита. Автор полагает, что дуниты преобразуются в пироксениты метасоматическим путем, в результате которого выносятся Mg , Fe , Cr , Ni , Co и другие элементы. Часть выносимого железа диффундирует в экзоконтактную зону пироксенитов и накапливается, образуя магнетитовые оливиниты и рудные скопления.

С.Ф.Соболев [14], изучая особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации, отмечает, что большей железистостью обладают метаморфизованные разности. При этом существенная роль отводится аутометасоматическим изменениям первичных пород в связи с изменением потенциалов кислорода и воды /при повторном разогреве пород/.

Повышенное содержание окислов железа в гипербазитах Е.М.Эпштейн [20] связывает либо с гибридностью пород, либо с процессами серпентинизации, в результате которых образуются значительные количества вторичного магнетита за счет разложения железистых силикатов. Такого же мнения придерживается С.В.Москалева [11], полагая, что количество выделившегося магнетита при серпентинизации зависит от железистости исходных пород и степени развития процесса.

Рассматривая серпентинизацию, надо учитывать, что это процесс гидротермального метаморфизма, который может осуществляться лишь при наличии растворов. Экспериментально установлено [9], что серпентинизация дунита, сложенного чистым форстеритом, происходит при сравнительно низких давлениях $P = 2$ кбар/и температурах $T < 427^{\circ}\text{C}$ /. Это верхние пределы появления серпентина при разложении оливинов и пироксенов.

Ультраосновные породы обычно переживают два этапа изменений:

- 1) амфиблизацию, температурные пределы которой определяются в бескварцевых ассоциациях $850-870^{\circ}\text{C}$ /верхний/ и 675°C /нижний/;
- 2) серпентинизацию, следующую за амфиблизацией, где имеется приток растворов. При этом и на первом, и на втором этапах появляется магнетит, который может находиться в породе совместно с "первичным".

Подводя итог изложенному, можно сделать следующие выводы:

- 1) характер распределения железа и окисных его соединений в глубинных породах и породах земной коры количественно и качественно разный;
- 2) магнетит образуется в горных породах в интервале температур $1570-300^{\circ}\text{C}$ /при сравнительно невысоком давлении < 8 кбар/ в различных геохимических средах;
- 3) каждая петрографическая разновидность породы, в зависимости от степени ее изменения, содержит несколько генераций магнетита, отличающихся химизмом и P-T-условиями образования. Увеличение концентрации магнетита в главных типах пород связано с наложенными вторичными процессами.

Литература

1. Абрамович И.И. - Геохимия, 1965, 10.
2. Альтшулер Л.В., Шарипджанов А.В. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, 3-4.
3. Виноградов А.П. - Геохимия, 1961, 1.
4. Виноградов А.П. - Геохимия, 1962, 7.
5. Гуденаф Д. Магнетизм и химическая связь. М., "Металлургия", 1968.
6. Ефимов А.А. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Недра", 1968.
7. Кеннеди Дж. - Геохимия, 1972, 4.
8. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974.
9. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. К., "Наукова думка", 1972.
10. Морковкина Е.Ф. Химические анализы изверженных горных пород. М., "Наука", 1964.

11. Москалева С.В., Зотова И.Ф. - ДАН СССР, 1965, 162, 1.
12. Рабинович А.В. и др. - Геохимия, 1969, 5.
13. Ростовцев С.Г. - Теория металлургических процессов. М., "Металлургиздат", 1944.
14. Соболев С.Ф. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1968.
15. Справочник "Минералы", т. II, в. 3. М., Изд-во АН СССР, 1967.
16. Справочник физических констант горных пород. М., "Мир", 1969.
17. Хитаров Н.И. и др. - В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.
18. Щербина В.В. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1963.
19. Эйгстер Г.П. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
20. Эпштейн Е.М. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1963.
21. Darken, Gurry-Jour.- Am. Chem. Soc., 1945, 67, 1398.
22. Muir-Am. Jour. Sci., 1958, 256, 171.
23. Nockolds S. - Bull. Geol. Soc. America, 1954, 5, 1007.
24. Ramdohr P. - Bull. Commis. Geol. Finlande, 1956, XXV, tab, 173.
25. Uffen R., Jessop A.U. - Bull. vol. c.26, b.v. 1963.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ

ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Г.И.Каляев

/Институт геохимии и физики минералов АН УССР/

Данные о глубинном строении докембрийских щитов весьма ограничены, однако именно в них обнажены самые древние породы земной коры и ее наиболее глубоко денудированные структурные элементы. Прогнозы структуры земной коры докембрийских щитов базируются на изучении пород, вынесенных из глубинных зон. Важнейшее значение имеют данные геофизических исследований - особенно глубинного сейсмического зондирования. При интерпретации этих данных учитываются итоги экспериментальных исследований термодинамических условий устойчивости каких-либо силикатных систем, установленных или предполагаемых в различных зонах земной коры.

К более или менее достоверным данным относятся также наиболее вероятностные тектонические интерпретации геологических разрезов докембрийских литологических и магматических формаций, их складчатой и блоковой структуры и, наконец, установленные закономерности в пространственном размещении минеральных парагенезисов.

Суммарные мощности раннедокембрийских метаморфизованных осадочных и эффузивно-осадочных формаций достигают, по крайней мере, 15 км. Поскольку нижние члены их сводного разреза обнажены в наи-

более денудированных блоках, то можно предполагать, что наши данные о строении щитов ниже этих глубин и весьма гипотетичны. Однако все еще нет доподлинных данных о региональной метаморфической зональности по вертикали, поскольку наиболее глубокие скважины на щитах едва достигают 3-6 км.

Нам представляется, что при интерпретации вещественного состава недоступных глубинных зон земной коры необходимо брать во внимание то, что эти зоны вплоть до подошвы коры и даже включая верхнюю мантию, по крайней мере до астеносферы, сложены в основном метаморфическими породами. Это полностью согласуется с термодинамическими условиями земной коры и отвечает доминирующим ныне моделям состава глубинных зон коры и подстилающей верхней мантии [1, 3, 4, 7, 9, 19, 26, 28]. Поэтому в дальнейшем вместо термина "базальтовый слой" употребляются его производные, поскольку в глубинных зонах континентальной коры имеются лишь метаморфические аналоги базальтов.

Разумеется, нельзя пренебрегать и другими доступными методами познания глубинной структуры древних щитов. Вероятно, что ее отдаленные аналоги находятся в корнях послерифейских складчатых сооружений или в некоторых особенностях строения коры океанического типа. Прообразом состава глубинных зон коры, вполне вероятно, являются обнаженные разрезы офиолитовых серий, изученные в последние годы в основании многих горных сооружений [4, 23 - 25] и представляющие собой океаническую кору и даже верхнюю мантию геологического прошлого [22]. Очевидно, назрела необходимость учитывать грубо стратифицированные разрезы офиолитовых поясов для прогноза глубинного строения даже самых древних складчатых систем земной коры, не забывая и о гипотезе новейшей глобальной тектоники.

Прежде всего, обратимся к наиболее достоверным данным, которые позволяют судить о составе верхней части коры до глубины порядка 15 км. В этом отношении наиболее полные сведения накопились по щитам Восточно-Европейской платформы, особенно по относительно хорошо изученному Украинскому щиту. Установлено, что докембрийские щиты имеют блоковое строение. Крупнейшие блоки ограничены глубинными разломами, определяющими тектоническую делимость высшего ранга. Каждый из блоков, вследствие дифференцированного тектонического режима, испытал различный денудационный срез. Поэтому, естественно, блоки различаются по особенностям минеральных ассоциаций.

Для внутренней структуры докембрийских геоблоков характерен глубинный тип складчатости в виде гранито-гнейсовых и мигматитовых

куполов и межкупольных синклиналей, возникший в течение многоэтапного гранитоидного магматизма на протяжении архея - среднего протерозоя, охватывающих время от 360 ± 200 до 1600 ± 100 млн. лет. Лишь в верхнем протерозое, когда были в основном сформированы континентальные платформы, возникла пологая линейная складчатость Овручского или Иотнийского типов.

Среди раннедокембрийских геоблоков можно выделить две крупные группы, отличающиеся по тектоническому режиму. Первая почти не содержит джеспилитовой и послейинверсионных формаций. Этой группе присущи архейские гнейсифицированные вулканогенные и терригенные формации, однако руководящими в этих блоках являются формации существенно калиевых гранитов и гранитоиды щелочного ряда - гранитоидная щелочная формация, формация гранитов рапакиви, возникшие в среднем протерозое - в древнейшую на нашей планете эпоху тектономагнетической активизации. Тектонотипами этих блоков в пределах Восточно-Европейской платформы могут быть Кировоградский, Приазовский, Волынский, Беломорский.

Вторая группа блоков возникла в архее и оформлена в нижнем протерозое на месте эвгеосинклинальных областей в ранне-протерозойских складчатых системах. Их тектонотипы - Приднепровский и Курский блоки. В них хорошо представлены типичные метаморфизованные геосинклинальные формации - спилито-диабазовая, кварц-кератофиновая, железисто-кремнистая /джеспилитовая/, терригенные.

Обе группы блоков окружены зонами раннепротерозойской складчатости. Вероятно, они тоже возникли в архее, но их геосинклинальное развитие завершилось позднее, чем в смежных блоках - в нижнем протерозое. Среди литологических формационных рядов в них представлены также послейинверсионные формации: углисто /графито/-терригенная или же соответственно шунгит-терригенная, карбонатная аполагунная и молассовая. Эти формации образуют верхние свиты криво-рожской и курской серий и ятулий карельских и кольских карелид.

Как уже отмечалось [II - 13], в пределах щитов, в частности Украинского щита, крупные блоки отличаются различными степенями метаморфизма вследствие различного денудационного среза. Блоки с наиболее высокотемпературными минеральными парагенезисами испытывали большее предшествующее поднятие и соответственно более глубокий срез. Так, например, Кировоградский блок имеет в восточной окраине доинверсионные формации, свойственные геосинклинальной системе Большого Кривого Рога. Среди них спилито-диабазовая, нижняя терригенная и железорудная формации редуцированы, имеют сравнительно с

Криворожской зоной весьма малые мощности, но отличаются более высокими степенями метаморфизма.

В Курском и Приднепровском мегаблоках и в нижнепротерозойских облекающих зонах господствуют амфиболитовые и зелено-сланцевые минеральные ассоциации.

В этом отношении от них резко отличаются породы смежных блоков, например Приазовского и Подольского. Распространенные здесь чарнокиты, двупироксеновые гнейсы, гранато-пироксеновые гнейсы, сланцы и железистые кварциты, карбонатные породы, по нашему мнению, не представляют исключительно архейские ассоциации пород. Среди этих пород, охваченных высокотемпературным метаморфизмом, установлены и возрастные аналоги нижнепротерозойских стратотипов, характерных для Криворожской зоны [10, 13, 33]. Однако эти отличия блоков характерны для поверхности фундамента. Глубинные разломы, отделяющие крупнейшие блоки, по-видимому, пересекают всю земную кору и уходят в пределы верхней мантии. Это подтверждается данными ГСЗ, поскольку поверхность Мохо имеет резко расчлененный ступенчатый рельеф. Значит ли это, что блоки отличаются по составу и на больших глубинах? При ответе на этот вопрос можно руководствоваться пока лишь общими соображениями. Надо полагать, что в направлении подошвы коры эти отличия постепенно исчезают. По мере погружения пород коры в область равномерных возрастающих с глубиной давлений и температур локальный регрессивный метаморфизм теряет свою роль, а состав метаморфических пород в горизонтальном направлении нивелируется. Сейсмическими данными подтверждается более четко выраженная слоистость коры в ее нижней части, вследствие закономерной смены метаморфических фаций по вертикали. Поэтому рассуждения о неоднородностях в глубинных зонах коры охватывают докембрийские щиты в целом.

Поскольку наиболее информативным из геофизических методов для верхней части коры является магнитометрический, то остановимся на этих данных.

В древнейших щитах наиболее характерными и сильно намагниченными породами являются железистые кварциты и ультрабазиты. Среди первых наиболее интенсивные максимумы отвечают телам богатых магнетитовых руд, а среди вторых - серпентинитам.

В Криворожском бассейне богатые магнетитовые руды в настоящее время пересечены скважинами на глубине 1500 м. Имеются основания предполагать, что они распространяются на глубины свыше 2000 м.

Железистые кварциты, вмещающие богатые руды, имеют значительные глубины залегания. Железисто-кремнистая формация достигает мощности 1200 м в Криворожском синклинии и почти 2000 м в Галединском синклинии. Поскольку выше их по разрезу залегает толща пород мощностью 4-5 км, то минимальная глубина распространения железистых кварцитов в замках синклиниев не менее 6 - 7 км, но, возможно, что она превышает эти цифры.

Еще ниже следует толща филлитов и кварцито-песчаников мощностью около 500 м и еще глубже метабазитовая толща мощностью около 2,5 км. Следовательно, глубина до подошвы метаморфических пород в этих синклиниях, по крайней мере, 10 км. Ниже залегают плагиограниты и плагиомигматиты саксаганского типа.

На основе приведенной последовательности можно утверждать, что в Украинском щите до глубин 8-10 км в синклиниях залегают породы криворожской и конкско-верховцевской серий или их аналогов, а антиклинории сложены в основном гранитоидами. Такие представления не противоречат многочисленным оценкам нижних границ синклинальных структур, сделанным по магнитным и гравитационным аномалиям [16, 35]. Таким образом, учитывая геолого-геофизическую изученность щита, в результате которой выяснены границы распространения и структурные взаимоотношения пород, делимость щита на основные блоки и складчатые структуры, можно сказать, что до глубин 8-10-12 км воссоздать разрез коры щита нетрудно.

Отметим, что глубокие скважины в Криворожском синклинии /около 2000 м/, заданные в породах зеленосланцевой фации, на глубине переходят в более высокометаморфизованные породы эпидот-амфиболитовой фации [36]. На глубинах свыше 1500 м [36] хлорит-карбонатные гематит-магнетитовые кварциты переходят в амфибол-магнетитовые кварциты, изменяются структуры и текстуры пород, а содержание воды и CO_2 уменьшается в 5-6 раз. Не исключено, что на больших глубинах в Саксаганской полосе залегают магнетитовые руды Первомайского типа. К сожалению, данные наблюдаемых изменений фаций метаморфизма с глубиной в Криворожском синклинии весьма ограничены и основываются на результатах бурения нескольких скважин глубиной около 2 км. Поэтому допустимы сомнения о региональном значении этих процессов. Быть может, изменения метаморфизма с глубиной в Саксаганской полосе имеют лишь местное значение. Однако и эти факты весьма существенны, тем более, что переход в магнетитовые руды ведет к поступательному обогащению рудных залежей с глубиной.

На подобные же глубины распространяются серпентиниты, талько-

вые породы и другие ультрабазиты. Нельзя при этом не отметить особую тектоническую роль тальковых пород и серпентинитов, обладающих в этом отношении своеобразными физическими свойствами — высокой пластичностью и даже текучестью. Этим объясняется, что в крупнейших разрывах Криворожского бассейна — в Саксаганском, Диагональном, Западном и других надвигах, тальковые породы служили основанием, по которому развивались чешуйчатые перемещения, либо "смазывающим" материалом при смещении крупных блоков. Серпентиниты образовывали вздутия и нагнетания внутри вертикальных складок, как например, в Карнауховском и Петровском участках Сурского синклинория. Горизонты ультрабазитов в виде силлов или же межпластовых интрузий вместе с тем являются предпосылками для обнаружения тектонических разрывов, в которых часто фиксируют положение сместителей. В чешуйчатых надвигах, как например, в Саксаганском, тальковые сланцы повторяются в разрезе и подстилают смещенные чешуи и пластины железистых кварцитов, которые все продвинуты по главной поверхности скольжения. Саксаганский и другие дизъюнктивы Криворожского синклинория имеют общие корни и находятся в сфере Криворожского глубинного разлома. В настоящее время он фиксируется геофизическими методами на протяжении почти 1000 км в склонах щита, в пределах Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин и еще севернее — в Рыльских и Крупецких аномалиях КМА. Эти особенности строения отдельных крупных дизъюнктивов и роль в них серпентинитов отдаленно напоминают серпентинитовый меланж, свойственный корням послерифейских подвижных зон.

Крупнейшие синклинорные структуры Украинского щита являются необращенными формами. Таковы Криворожский, Галещинский, Верховцевский, Сурский, Белозерский и другие синклинории. К ним приурочены наиболее крупные локальные магнитные аномалии, вызванные в основном породами железисто-кремнистой формации. В последнее время интересные данные получены при изучении региональной магнитной аномалии, выделенной З.А. Крутиховской и И.К. Пашкевич [17] в Западно-Ингулецкой полосе. По расчетам этих авторов, источники аномалии приходятся на глубины 12 — 30 км, отвечающие амфиболито-гранулитовому слою коры. Возможно, что на этих глубинах имеются тела серпентинизированных ультрабазитов.

Важнейшие данные, полученные по профилям ГСЗ, пройденным на юге Восточно-Европейской платформы, сведены в работах [31, 32]. В этих же работах суммированы представления о строении земной коры Украинского щита, отвечающие накопившимся геологическим материалам.

В разрезах, полученных с помощью ГСЗ, устанавливается резкая дифференцированность рельефа раздела Мохо с перепадами глубин от 35 до 55 км и более. Перепады большей частью отвечают глубинным разломам, подтвержденным геологическими данными. В Украинском щите [32] констатированы три относительно резких утолщения коры до 55-60 км. Главные ступени в разделе Мохо отвечают Бугско-Мироновскому, Кировоградскому, Криворожскому и Орехово-Павлоградскому разломам, однако Кировоградский не имеет смещений на поверхности фундамента и выражен лишь протяженной прерывистой полосой катаклазитов и милонитов.

Максимальные мощности коры отвечают корням раннепротерозойских горных поднятий складчатой системы Большого Кривого Рога, располагавшихся на месте Пятихатско-Демурино-Сакаганского геантиклинального поднятия и в полосе Камышевахского поднятия [15]. Мощность гранитного слоя оценивается в 9-23 км и "базальтового" в 20-40 км.

Для Восточно-Европейской платформы и Канадского щита характерны субгоризонтальные положения поверхности Мохоровичича с параллельной расслоенностью коры, в которой мощность базальтового слоя превышает мощность гранитного [5].

Породы гранулитовой фации метаморфизма, отличающиеся дефицитом щелочей и воды, обладают в среднем избыточной плотностью 0,10-0,15 г/см³ по сравнению с породами более низких ступеней метаморфизма. По упругим свойствам они могут иметь сейсмические скорости, отвечающие базальтовому слою. Поэтому положение поверхности Конрада, предполагавшееся на сравнительно небольших глубинах - порядка 6-8 км под Белозерским синклиналием [31], может быть поставлено под сомнение. Вполне возможно, что полученные граничные сейсмические скорости порядка 6,8 - 7 км/час отвечают породам гранулитовой фации метаморфизма.

Подобные условия [34], по-видимому, характерны для Центральной части Алданского щита /Алдано-Тимптонское междуречье/, где складчатые формы тоже представлены крупными гранито-гнейсовыми куполами и протяженными узкими синклиналиями между ними. Здесь выделяются [34] сверху вниз по две подзоны: 1) амфиболитовая мощностью до 7 км; 2) гранулитовая с глубиной залегания 7-15 км. Геологическая обстановка и состав пород обеих зон совершенно аналогичны Белоцерковско-Одесской полосе Украинского щита, где также выделяется нижняя подзона с типичной ассоциацией пород: силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов, мраморов и двупироксеновых гнейсов.

Из анализа сейсмических разрезов [21] вытекает, что наиболее устойчивый горизонт с граничными скоростями не более 6,6 км/сек залегает в Украинском щите на глубинах около 20 км, а подстилающий слой может быть отнесен к гранулитобазитовому.

Значительно труднее прогнозировать строение щитов на еще больших глубинах. В этом случае приходится опираться в основном на геофизические данные, трактуемые по-разному, например, новые работы Г.Д.Афанасьева [2] и А.В.Пейве [22 - 24]. По Г.Д.Афанасьеву, поверхность Мохоровичича не представляет раздела различных ассоциаций пород, а отвечает в основном уплотнению горных пород и изменению свойств минералов. Соответственно поверхность Мохоровичича не является границей между "корой" и "верхней мантией", а строение и состав верхней оболочки Земли до пределов развития астеносферы вероятнее считать подобными составу и строению коры.

Однако большинство исследователей считает, что изменения физических свойств с глубиной в земной коре отвечают составу различных пород, участвующих в ее строении, а поверхность Мохоровичича явно отделяет кору от мантии, поскольку в последней преобладают ультрабазиты. Это подтверждается многочисленными примерами вынесенных обломков вещества мантии - большей частью имеющего различные гранато-пироксеновые парагенезисы, относящиеся к эклогитовой фации и имеющие химический состав ультраосновных пород. Минеральные парагенезисы этих глубинных метаморфических пород отвечают термодинамическим условиям верхней мантии. Поэтому достаточно уверенно принимается ультрабазито-эклогитовая модель состава верхней мантии от подошвы коры до астеносферного канала [27 - 30].

В офиолитовых поясах, обнаженных в складчатых системах Урала, Аппалачей и Средиземноморского пояса, с полным основанием А.В.Пейве [22 - 24] устанавливает породы, некогда залегавшие в пределах базальтового слоя и даже верхней мантии - ниже поверхности Мохоровичича.

Не являются ли офиолитовые серии докембрия такими же глубинными образованиями? Это отвечало бы стройной и распространенной ныне концепции глобальной тектоники плит. В пределах щитов мы встречаем элементы древнейших офиолитовых ассоциаций возрастом до 3500-3600 млн. лет, представленные амфиболитами, габбро-амфиболитами, ортосланцами, достигающими суммарной мощности нескольких километров. Несомненно, эта толща представляет собой измененные базальтоиды, по химическому составу близкие к их толеитовым родственникам. В Украинском щите выше их залегает толща измененных основных

эффузивов, чередующихся с кислыми эффузивами – кварцевыми кератофирами, плагиопорфирами и пирокластическими породами. В разрезе сравнительно малую роль играют ультрабазиты и железисто-кремнистые породы.

Заметим, что эти породы уже были отнесены Э.Б.Наливкиной [20] к офиолитовым ассоциациям, а также выделены две такие ассоциации в Украинском докембрии – архейская и нижнепротерозойская. Однако они нигде не встречены в совокупности. По нашему мнению, они представляют единую архейскую офиолитовую серию в виде двух подтипов, отличающихся ступенями метаморфизма. В отличие от послерифейских офиолитовых серий в них нигде не обнаруживается аллохтонное залегание.

Аналоги рассматриваемых докембрийских офиолитовых серий, охватывающих ряд формаций – спилит-диабазовую, кварц-кератофировую и ультрабазитовую – известны почти во всех древних щитах /киватин в Канадском щите, булавой – в Южно-Родезийском щите, гимольская в Балтийском щите и др./ . Естественно, состав этих ассоциаций в различных щитах может значительно варьировать. В антиклинорных формах породы этой ассоциации замещены древнейшими плагиогранитами и габродиоритами возрастом до 3500 млн. лет с широко развитыми полями плагиомигматитов, которые тоже образуют один из самых верхних элементов офиолитовых серий.

В блоках глубокого денудационного среза офиолитовая серия докембрия представлена гнейсами основного состава – пироксен-плагиоклазовыми с подчиненными габброидами и ультрабазитами.

Если обратиться к хорошо изученным разрезам палеозойских офиолитовых ассоциаций Северного Урала или Аппалачей, то заметно сходство докембрийских офиолитов с комплексом палеозойских ассоциаций, отвечающих древнему базальтовому слою земной коры [24]. В щитах Русской платформы, возможно, не обнажен стратотип нижнего комплекса, сложенного на Урале мощными аллохтонными пластинами гипербазитов, принимаемыми за породы верхней мантии [24]. Выше их обычно залегают габбро- и габбро-амфиболиты, на природу возникновения которых существуют различные взгляды. Одни исследователи полагают, что габброиды возникают за счет метасоматического преобразования подстилаемого дунит-гарцбургитового комплекса [14], другие же относят габброиды к интрузивным образованиям [25].

Докембрийская офиолитовая серия представляет верхнюю часть гранулит-базитового слоя земной коры. Исходя из таких представлений и стратотипов рассматриваемых ассоциаций в фанерозое, можно

Слой земной коры		Максимальная глубина, км	Скорости сейсмических волн, км/сек, по Павленковой и др. [21]	
			от - до	граничн. скорости
Земная кора	Гранитный	12-15	5,8-6,5	6,4-6,5
	Гранито-базитовый			
	Базитовый	25-30	>6,8-7,0	8,0-8,8
Верхняя мантия	Ультрабазитовый	65	8,0-8,2	

предположить, что под толщами амфиболитов Среднего Приднпровья могут находиться гранитизированные или же представленные в высоких фациях метаморфизма /пироксеновые гнейсы/ породы средних и отчасти нижних комплексов офиолитовых серий с возрастающим к низу значением метаморфизованных ультрамафитов. Вполне возможно, что последние залегают на глубинах более 30 км, гораздо ниже утолщенной гранитной части коры.

С этим согласуются результаты интерпретации материалов ГСЗ, выполненной Н.И.Павленковой, В.Б.Бурьяновым и В.В.Гордиенко [21]. По данным этих авторов, в земной коре Украинского щита можно выделить три слоя: верхний - до глубины 10-12 км; промежуточный - от 10-12 до 25-30 км; нижний, покрывающий мантию, - от 25-30 до 40-50 км.

В верхнем слое сейсмические скорости равны 5,8-6,5 км/сек, слабо выражена горизонтальная расслоенность, устанавливаются крутопадающие сейсмические поверхности, вероятно, отражающие складчатую структуру фундамента. Этому слою соответствует комплекс литологических метаморфизованных формаций и гранитоиды.

Промежуточный слой отличается крайней неоднородностью по вертикали - горизонтальной расслоенностью и изменчивостью скоростей.

Метаморфические и магматические комплексы породы	Породы дометаморфического субстрата
Железистые кварциты, доломитовые мраморы, кварциты и конгломераты, графитовые и биотитовые гнейсы, амфиболиты, ортосланцы, граниты и мигматиты	Железистые и карбонатные породы, терригенные породы, базальты, кварцевые кератофиры, различные гранитоиды
Пироксеновые гнейсы, чарнокиты и эндербиты, гранитоиды, остаточные породы - реститы	В основном плагиограниты, возникшие путем замещения базальтового слоя Базальты
Существенно гранато-пироксеновые породы, габброиды В нижней части - эклогиты	Базальты, габбро, типербазиты
Эклогиты	Дуниты, гарцбургиты, перидотиты и другие ультрамафиты

Величины последних изменяются в широких пределах - от 5,5 до 6,8 км/сек, однако общего возрастания скорости с глубиной почти не отмечается. Схематизируя, можно рассматривать разрез ниже 10-12 км как чередование пород гранитного состава с основными породами более высокой плотности и, наконец, с метаморфизованными ультрабазитами.

Нижний слой отличается большими сейсмическими скоростями - 6,8 - 7 км/сек, горизонтальная расслоенность хорошо выражена. В пределах мантии сейсмические скорости равны 8 - 8,2 км/час.

Однако различия в плотности блоков на 0,1-0,2 г/см³, создающие крупные гравитационные аномалии /например, Подольский блок/, не отмечаются в скоростях сейсмических волн. В верхнем и нижнем слоях скорость сейсмических волн с глубиной возрастает.

Таким образом, можно считать, что на глубинах до 12 км находятся породы с пониженной плотностью, разрез которых нам известен, поскольку он обнажается на поверхности фундамента в блоках с различным денудационным срезом. Затем следует горизонт с подошвой на глубине 25-30 км, представленный чередованием пород различной плотности. Это могут быть гранитоиды, породы высокотемпературных минеральных фаций - существенно пироксеновые породы - гнейсы и другие

породы типа остаточных дегранитизированных разностей - реститы и, возможно, габброиды. На глубинах свыше 25 км - преимущественно породы высокой плотности с постепенным или скачкообразным увеличением сейсмических скоростей. Вероятно, здесь важнейшую роль играют основные существенно пироксеновые породы и, возможно, ультрабазиты и эклогиты.

Суммарный гипотетический разрез земной коры докембрийских щитов сведен в таблице, где мы попытались выделить основные горизонты метаморфических фаций и типичные породы дометаморфического субстрата. Этот разрез отвечает схеме строения континентальной коры [3].

Важным является и то обстоятельство, что на Балтийском и Украинском щитах выявлены региональные магнитные аномалии, источники которых находятся на больших глубинах.

В связи с этим предположением возникает проблема "глубины складчатости". Мы склонны связывать образование складчатости фундамента с инверсией плотностей, возникающей в основном в связи с процессами гранитизации в виде магматического замещения или же в связи с региональным метаморфизмом. Поэтому естественно предположить, что наиболее интенсивная глубинная складчатость свойственна гранитному слою коры, достигающему мощности 15 км.

В пределах Балтийского щита выделяются, помимо субгоризонтальных сейсмических поверхностей, также и крутопадающие границы, трактуемые как геологические контакты, отражающие складчатые формы в верхней части консолидированной коры [18]. Устанавливается распространение структурно-формационных зон на глубины 10-15 км и более.

Кроме того, вполне определенно выявлена аналогия в формировании фундамента относительно молодых островных дуг с условиями образования древнейших эвгеосинклиналей. И те, и другие закладывались на коре океанического типа и гранитоидный магматизм концентрировался в геосинклинальных зонах, а развитие его приводило к наращиванию гранитного слоя коры и к росту поднятий. В необнаженном амфиболито-гранулитовом слое с возрастающим значением пород гранулитовой фации глубинная складчатость, вероятно, менее интенсивна. Следовательно, можно предположить, что пологие сейсмические границы на больших глубинах отражают уже субгоризонтальное залегание поверхностей раздела в коре и верхней мантии, отвечающих метаморфической зональности нижней нескладчатой части коры и мантии.

Литература

1. Антипов В.И. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
2. Афанасьев Г.Д. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, 4.
3. Белоусов В.В. - Советская геология, 1965, 1.
4. Белоусов В.В. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
5. Беляевский Н.А., Вольвовский И.С. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
6. Гафаров Р.А. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
7. Генштафт Ю.С. - В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., "Наука", 1974.
8. Гинтов О.Б. - Геол. журн. АН УССР, 1973, 33, 4.
9. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. - Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
10. Каляев Г.И., Бойчук М.Д., Глевасский Е.Б. и др. - Геология рудных месторождений, 1968, 10, 4.
11. Каляев Г.И. - Геол. журн. АН УССР, 1970, 30, 2.
12. Каляев Г.И. - Геотектоника, 1970, 1.
13. Каляев Г.И., Крутиховська З.О., Жуков Т.В., Прус А.К., Комаров О.М. - Тектоника Українського щита. К., "Наукова думка", 1972.
14. Книппер А.Л. - Геотектоника, 1970, 2.
15. Крутиховская З.А., Каляев Г.И. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
16. Крутиховская З.А. - Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. К., "Наукова думка", 1972.
17. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, 62.
18. Литвиненко И.В., Анкудинов С.А. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
19. Лутц Б.Г. - Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974.
20. Наливкина Э.Б. - Офиолитовые ассоциации докембрия Украины. Автореф. докт. дисс., К., 1973.
21. Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, 62.
22. Пейве А.В. - Геотектоника, 1969, 4.
23. Пейве А.В., Штрейш Н.А. и др. - ДАН СССР, 1971, 163, 3.
24. Пейве А.В. - Природа, 1974, 2.
25. Пинус Г.В. - Геология и геофизика, 1974, 5.
26. Соболев В.С. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1957, 86, 2.
27. Соболев В.С. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. сов. геологов на XIII сес. МГК. М., "Наука", 1968.
28. Соболев Н.В., Соболев В.С., Добрецов Н.Л. - В кн.: Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., "Недра", 1974.
29. Соболев Н.В. - В кн.: Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., "Недра", 1974.
30. Соболев С.Ф., Золотарев Б.А. - В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., "Наука", 1974.
31. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др. - Геофиз. сб. АН УССР, 1966, 18.
32. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А. - Геол. журн. АН УССР, 1972, 32, 4.
33. Стригин О.И., Кобзар В.М. - Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, 4.
34. Угрюмов Ар. Н., Угрюмов А.Н. и др. - ДАН СССР, 1971, 201, 5.

35. Юнъков А.А. - ДАН УССР, сар. Б., 1969, I.
36. Ярошук М.А., Оноприенко В.Л. - В кн. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кривого Рога на больших глубинах. К., "Наукова думка", 1973.

ТЕМПЕРАТУРЫ В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Р.И. Кутас

/ Институт геофизики АН УССР /

Температура является важным параметром, который совместно с давлением определяет физические свойства вещества и различные физико-химические процессы в недрах Земли. Однако оценка температур в Земле все еще связана с трудностями, обусловленными отсутствием достоверных знаний о механизме теплопроводности, природе и распределении источников тепла, об энергетических преобразованиях в мантии и ядре. Фактические данные о температурах имеются лишь для самой верхней части земной коры, ограниченной глубинами 5 - 7 км. Обычная экстраполяция этих данных на большие глубины не дает представлений об истинном распределении температур.

Для определения температур в недрах Земли предложено несколько методов, которые не отличаются высокой точностью и дают лишь ориентировочные, чаще всего минимальные или максимальные оценки. Эти методы можно разделить на три группы: физические, геологические и геотермические.

Физические методы основываются на теории физики твердого тела и зависимости физических характеристик горных пород (электропроводности, плотности, намагниченности и др.) от температуры. Геологические методы используют свойство тех или иных минералов образовываться в определенных термодинамических условиях, что позволяет оценивать палеотемпературы, а также температуры в коре и мантии в современную эпоху по температурам продуктов магматической деятельности. Однако эти методы дают лишь ориентировочные значения максимальных температур в период развития метаморфизма или магмообразования, которые не всегда удается точно привязать по глубине.

Наибольшей точностью и репрезентативностью обладает геотермический метод расчета температур, поскольку он базируется на результатах геотермических исследований и контролируется величиной теплового потока, которая зависит от распределения источников тепла в недрах и может быть измерена в приповерхностных слоях земной коры. Однако и этот метод связан с трудностями, нельзя получить точное распределение температур по радиусу Земли.

Тепловое состояние Земли зависит от большого числа параметров, которые в течение геологической истории существенно изменялись. Соответственно изменялся и температурный режим Земли и, в частности, земной коры. Поэтому наиболее правильное представление о современном тепловом состоянии Земли может дать рассмотрение ее тепловой истории.

Задача о тепловой истории Земли сводится к решению уравнения теплопроводности [2, 3]

$$c(r, T)\rho(r)\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left[r^2\lambda(r, T)\frac{\partial T}{\partial r}\right] = A(r, t), \quad (1)$$

при $t > 0$, $0 \leq r \leq R$

в начальных и граничных условиях

$$T(r, 0) = T_0(r); \quad (2)$$

$$T(R, t) = 0; \quad (3)$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial r} \Big|_{r=0} = 0, \quad (4)$$

где R - радиус Земли; $c(r, T)$ и $\lambda(r, T)$ - соответственно удельная теплоемкость и коэффициент теплопроводности, зависящие от глубины и температуры; $\rho(r)$ - плотность; $A(r, t)$ - функция источников, изменяющаяся во времени и с глубиной.

Решение этой задачи наталкивается на значительные трудности. Для получения численных результатов необходимо знать некоторые параметры, которые известны приближенно или берутся условно, исходя из принятых гипотез о происхождении, строении и развитии Земли. Еще неизвестно начальное распределение температур, природа и интенсивность источников тепла, их перераспределение в процессе развития Земли, механизмы теплопроводности и его зависимость от термодинамических условий и др.

Однако распределение температур в земной коре и верхней части мантии с достаточной степенью точности может быть получено при решении одномерного стационарного уравнения теплопроводности [2 - 4], что значительно упрощает задачу. При этом предполагается, что: 1) земная кора имеет горизонтально-слоистое строение; 2) концентрация источников тепла и теплопроводность в отдельных слоях постоянна

ны или изменяются по относительно простому закону; 3) тепло переносится только кондуктивным путем; 4) в земной коре отсутствуют источники тепла, не связанные с распадом радиоактивных элементов.

Стационарное уравнение теплопроводности для сферы записывается следующим образом:

$$\frac{1}{r^2} \cdot \frac{d}{dr} \left[r^2 \lambda(r, T) \frac{dT}{dr} \right] = -A(r) \quad /5/$$

с граничными условиями

$$T(r) \Big|_{r=R} = T_0, \quad /6/$$

$$\lambda \frac{1}{R} \cdot \frac{dT}{dr} \Big|_{r=0} = 0 \quad /7/$$

или

$$\lambda \frac{dT}{dr} \Big|_{r=R} = q_0, \quad /8/$$

$$T(r) \Big|_{r=0} \neq \infty. \quad /9/$$

В первом случае предполагается известной на поверхности Земли температура, во втором - тепловой поток, который измеряется в приповерхностной зоне. Решение задачи может быть получено как для первого, так и для второго случая задания граничных условий. При заданной на поверхности Земли нулевой температуре решение уравнения для m - слойной среды с постоянной теплопроводностью имеет следующий вид /без учета сферичности/:

$$T_n(x) = \frac{A_n}{\lambda} \left(x_n - \frac{x}{2} \right) x + \frac{1}{\lambda} \sum_{i=1}^m A_{i+1} (x_{i+1} - x_i) x + \frac{1}{\lambda} \sum_{i=1}^n (A_{i-1} - A_i) x_{i-1}^2, \quad /10/$$

где n - номер слоя, для которого рассчитывается температура; x_n - координата его подошвы; A_n - тепловыделение в этом слое; λ - коэффициент теплопроводности; x - текущая координата глубины. Соотношением /10/ можно воспользоваться для расчета температур до глубин 100 км, учитывая при этом сферичность Земли.

При заданной на поверхности Земли величине теплового потока

для той же m - слойной среды распределение температур определяется соотношением

$$T_n(x) = \frac{1}{\lambda} \left[q_0 x - \frac{A_n x^2}{2} - \sum_1^n (A_{i-1} - A_i) \left(x - \frac{x_{i-1}}{2} \right) x_{i-1} \right], \quad \text{II/}$$

где q_0 - величина поверхностного теплового потока.

При расчетах температур в неоднородной среде, когда распределение источников тепла изменяется с глубиной и теплопроводность зависит от температуры, для решения задачи /5/ - /9/ необходимо применять численные методы.

Решение стационарного уравнения теплопроводности при задании граничных условий /6/ и /7/ позволяет получить распределение температур по глубине и затем вычислить величину теплового потока. Сопоставляя вычисленное значение теплового потока с наблюдаемым, можно проверить правильность выбора исходной модели для расчета температур. Во втором случае, когда на поверхности задается величина теплового потока, также появляется возможность контролировать правильность расчета температур по замеренным температурам в глубоких скважинах. Однако такой контроль менее эффективен, так как он ведется в зоне низких температур вблизи поверхности Земли, где температуры испытывают максимальные искажения, связанные с влиянием многочисленных факторов. Таким образом, задание граничных условий соотношениями /6/ и /7/ имеет некоторые преимущества, однако расчет температур в земной коре по уравнению /10/ усложняется тем, что необходимо построить модель распределения источников тепла не только в земной коре, но и в верхней мантии. Для этого должны быть известными данные об источниках тепла в верхней мантии и о возможном интервале глубин их сосредоточения. Трудности здесь усугубляются следующим обстоятельством: в верхней мантии существенную роль могут играть источники тепла, не связанные с распадом радиоактивных элементов. При вычислении температур в земной коре по соотношению [11] мантийные источники тепла учитываются величиной теплового потока.

Как следует из приведенных решений стационарного уравнения теплопроводности, температура в земной коре зависит от распределения источников тепла, теплопроводности среды и величины теплового потока. Влияние этих факторов на распределение температур в земной коре графически показано на рис. 1.

Из анализа физико-химических процессов в земной коре следует, что главным источником тепла является распад долгоживущих радиоак-

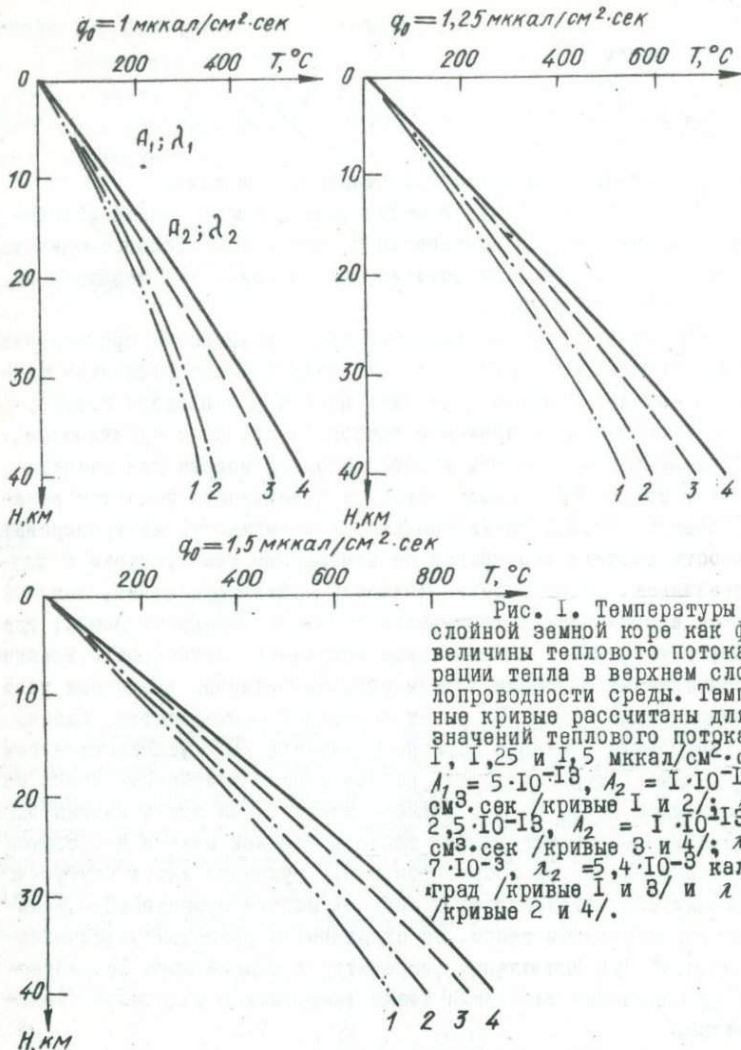


Рис. 1. Температуры в двух-
 слойной земной коре как функция
 величины теплового потока, генера-
 ции тепла в верхнем слое и тепло-
 проводности среды. Температур-
 ные кривые рассчитаны для трех
 значений теплового потока $q_0 =$
 1, 1,25 и 1,5 мккал/см²·сек/ при
 $A_1 = 5 \cdot 10^{-18}$, $A_2 = 1 \cdot 10^{-18}$ кал/
 см³·сек /кривые 1 и 2/; $A_1 =$
 $2,5 \cdot 10^{-18}$, $A_2 = 1 \cdot 10^{-18}$ кал/
 см³·сек /кривые 3 и 4/; $\lambda_1 =$
 $7 \cdot 10^{-3}$, $\lambda_2 = 5,4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек
 град /кривые 1 и 3/ и $\lambda = f(T)$
 /кривые 2 и 4/.

тивных элементов. Однако распределение радиоактивных элементов известно лишь в поверхностных породах. Радиоактивность более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии оценивается исходя из довольно общих представлений о их строении и составе. Однако поскольку не существует единой и обоснованной точки зрения на состав земной коры и верхней мантии, то, естественно, не может быть

точно определено распределение источников тепла и, следовательно, поведение температур. Приходится выбирать какие-то модели, наиболее полно удовлетворяющие имеющемуся фактическому материалу. Предельные оценки температур в земной коре можно получить исходя из предположений, что полная величина теплового потока, наблюдаемого на поверхности Земли, или генерируется в земной коре или поступает из мантии. Температуры в основании земной коры для этих двух крайних случаев увеличены в два раза.

Данные по содержанию радиоактивных элементов в породах земной коры показывают, что наибольшие вариации в выделении тепла следует ожидать в поверхностных породах. В гранитах и относительно слабо-метаморфизованных породах генерация тепла колеблется от $1,0 \cdot 10^{-13}$ до $10 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек и более. Среднее значение тепловыделения для гранитов составляет около $5,0 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек, а для метаморфизованных пород - около $2,5 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек. Основные породы, а также породы глубокометаморфизованные характеризуются тепловыделением порядка $0,5 - 1,5 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек. Поскольку в земной коре с глубиной увеличивается доля основных и высокометаморфизованных пород, то соответственно должно уменьшаться количество выделяемого тепла. Если нижняя часть земной коры состоит из эколгитов, то выделение тепла здесь не должно превышать $0,5 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек. Уменьшение генерации тепла с глубиной в земной коре может, очевидно, происходить скачкообразно от слоя к слою или постепенно по линейному или экспоненциальному закону. Учитывая существующую геологическую и геофизическую информацию о строении и структуре земной коры, более вероятным представляется экспоненциальное уменьшение тепловыделения с глубиной. Однако в верхней части земной коры можно выделить слои с относительно равномерным распределением радиоактивных элементов: массивы изверженных пород, осадочные образования и др.

На рис. I представлены кривые распределения температур в земной коре при разном тепловыделении. Температурные кривые рассчитаны для упрощенной двухслойной модели земной коры мощностью 40 км, состоящей из "гранитного" слоя мощностью 10 км и "базальтового" слоя мощностью 30 км. Среднее тепловыделение в "базальтовом" слое принято равным $1,0 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек. Возможные вариации тепловыделения в этом слое ограничиваются интервалом $0,5 \cdot 10^{-13} - 1,5 \cdot 10^{-13}$ кал/см³.сек. С этими колебаниями генерации тепла изменение температур у нижней границы земной коры не будет превышать $30-60^{\circ}\text{C}$.

Для "гранитного" слоя тепловыделение принято $5,0 \cdot 10^{-13}$ и $2,5 \cdot$

$\times 10^{-18}$ кал/см³.сек. Температуры в основании земной коры при этом изменяются на 120 - 180°C в зависимости от выбора других параметров /см. рис. 1/. При этом уменьшение тепловыделения в земной коре и увеличение доли теплового потока, поступающего из мантии, влечет повышение температур в земной коре.

Важную роль в формировании температурного режима играет теплопроводность горных пород. Коэффициент теплопроводности кристаллических пород основного и кислого состава при нормальных условиях изменяется в основном в пределах от $4 \cdot 10^{-3}$ до $8 \cdot 10^{-3}$ кал/см².сек.град. При этом граниты имеют более высокую теплопроводность, чем габбро и базальты. Ультраосновные породы характеризуются теплопроводностью $10 \div 15 \cdot 10^{-13}$ кал/см.сек.град. С увеличением температуры фонная теплопроводность большинства кристаллических пород уменьшается и достигает минимальных значений при температурах 600-900°C. При более высоких температурах заметную роль в переносе тепла играет лучистая составляющая, и эффективная теплопроводность возрастает [2]. Однако еще нет достаточно точных данных о величине лучистой составляющей и суммарной теплопроводности горных пород в условиях высоких температур и давлений верхней мантии.

При расчете температурных кривых /см. рис. 1/ выбор теплофизических параметров осуществлялся исходя из экспериментальных данных. Расчеты выполнялись как для постоянных значений коэффициентов теплопроводности в отдельных слоях, так и для зависящих от температуры. При нормальных термодинамических условиях для "гранитного" слоя принята теплопроводность $7 \cdot 10^{-3}$, а для "базальтового" - $5,4 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град. Как показывают расчеты, вариация средней теплопроводности в земной коре от $5 \cdot 10^{-3}$ до $7 \cdot 10^{-3}$ кал/см².сек.град вызывает изменение температур в ее основании не более чем на 80-100°C. Примерно такого же порядка повышение температур должно создаваться за счет уменьшения теплопроводности с ростом температуры. Более значительные колебания температур за счет вариации физических параметров теплопереноса должны наблюдаться при температурах свыше 800-1000°C, которые характерны для верхней мантии или для земной коры в зонах, где величина теплового потока превышает 2 мккал/см².сек.

Распределение температуры в значительной степени зависит от теплового потока /см. рис. 1/. Для земной коры между температурой и тепловым потоком наблюдается зависимость, близкая к линейной. Изменение теплового потока от 1 до 1,5 мккал/см².сек вызывает повышение температуры в основании земной коры на 300-350°C.

Таким образом, точность определения температур в земной коре зависит от правильного выбора трех основных параметров: величины теплового потока, распределения и интенсивности источников тепла и теплопроводности горных пород. Из трех определяющих параметров наиболее достоверно известна величина теплового потока, которая измеряется с точностью порядка 10%. Существует также возможность значительно уменьшить неопределенность при расчете температур, связанную с оценкой тепловыделения в земной коре. Используя данные о радиоактивности поверхностных пород, а также материалы по геологии, геофизике и петрохимии, можно построить модели распределения радиоактивных элементов в земной коре, позволяющие вычислять генерацию тепла в верхних слоях земной коры с ошибкой порядка $\pm 1 \cdot 10^{-13}$ кал/см³·сек, что повлечет за собой погрешность в вычислении температур $\pm 40 - 60^\circ\text{C}$. При выборе коэффициента теплопроводности также учитываются результаты экспериментальных определений при нормальных условиях и при повышенных температурах. Как показывают эти данные, среднее значение теплопроводности отдельных слоев определяется достаточно надежно, несмотря на значительные колебания теплопроводности разных типов пород. Поэтому ошибки, связанные с выбором коэффициента теплопроводности, при расчете температур в земной коре, где значения температур не выходят за пределы $500-600^\circ\text{C}$, вряд ли могут превышать $\pm 50^\circ\text{C}$. Ошибка вычисления температур в земной коре на базе решения стационарного уравнения теплопроводности, очевидно, не превышает 10 - 15%.

Изложенный метод расчета температур применим лишь для платформенных областей, где тепловой режим земной коры можно рассматривать как стационарный. В зонах недавней и современной тектономагматической активности тепловое поле нестационарно, о чем свидетельствует изменение величины теплового потока со временем. В этих зонах значительную роль в переносе тепловой энергии играют конвективные процессы, что приводит к общему повышению температур в коре и мантии. В этом случае распределение температур описывается нестационарным уравнением теплопроводности с добавочным членом, учитывающим конвективный теплоперенос. Решение такой задачи связано со значительными трудностями. Неоднократно предпринимались попытки учесть конвективный теплоперенос путем увеличения эффективного коэффициента теплопроводности [3, 5].

Следует отметить, что конвективный теплоперенос играет существенную роль главным образом в мантии, а в земной коре тепло

переносится преимущественно молекулярной теплопроводностью. Только в зонах дробления возможен перенос тепла потоками растворов и флюидов. Поэтому для земной коры можно принять следующий метод расчета температур ΔT . Сначала рассчитываются стационарные температуры на основе данных о распределении радиогенных источников тепла и кондуктивной теплопроводности в земной коре, затем определяются нестационарные температуры по величине избыточного теплового потока, который создается за счет тепла, выносимого из недр совместно с движущимися массами вещества. Этот приток энергии, поступающий в ограниченный отрезок времени, можно представить в виде дополнительного источника тепла /или потока тепла/. Решение нестационарного уравнения теплопроводности позволяет по величине аномального теплового потока и его изменении со временем рассчитать избыточные температуры в земной коре и количество выносимой энергии. Естественно, что и в данном случае решение неоднозначно и зависит от выбора исходных параметров.

На основе изложенной методики были рассчитаны температуры для разных районов территории УССР /рис. 2/. Как видно из рис. 2, температуры изменяются в широких пределах и определяются особенностями тектоники. Наиболее низкие температуры характерны для древнего Украинского щита, а на границе Мохо они составляют $350 - 450^{\circ}\text{C}$. Максимальные температуры соответствуют Закарпатскому прогибу. Несмотря на приподнятое положение здесь границы Мохо температуры на

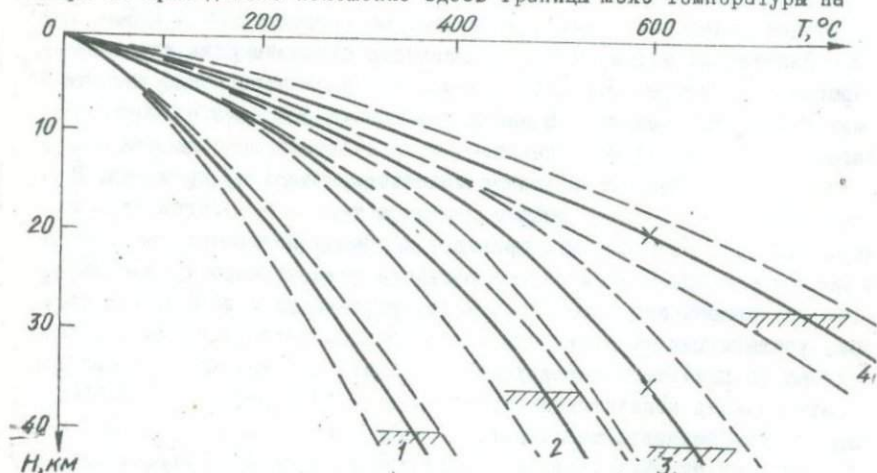


Рис. 2. Температурные кривые для разных районов УССР: 1 - Украинский щит; 2 - Днепровско-Донецкая впадина; 3 - Скифская плита; 4 - Закарпатский прогиб /пунктиром показаны возможные колебания температур, обусловленные выбором исходной модели/.

ней достигают 600-700°C. Следовательно, раздел земная кора - верхняя мантия не является изотермической поверхностью и разница температур может здесь достигать сотен градусов. Разница температур на глубине 50 км для разных районов территории УССР превышает 500°C.

В соответствии с распределением температур изменяется и положение характерных точек в земной коре и верхней мантии. Так, принимая температуру Кюри, не зависящей от давления и равной 600°C, можно проследить положение изотермы Кюри в разных тектонических зонах на территории УССР. На Украинском щите она находится на глубинах 90 - 100 км, и в пределах этой древней структуры ее уровень не может существенно изменяться. На склоне щита эти глубины уменьшаются до 60 - 70 км. Дальнейший подъем изотермы Кюри должен наблюдаться в пределах Скифской плиты и Донбасса. В этих районах температуры Кюри достигаются на глубинах 35 - 40 км, а в Закарпатском прогибе - на глубинах 20 - 25 км.

Поскольку глубинные температуры находятся в прямой зависимости от величины теплового потока, то положение изотермы Кюри также должно определяться величиной теплового потока и, следовательно, должна наблюдаться корреляция между величиной теплового потока и региональными аномалиями магнитного поля. Однако при сопоставлении региональных аномалий магнитного и теплового полей не наблюдается четкой корреляционной зависимости. Там, где такие зависимости удастся установить, их можно объяснить неоднородностью верхней части разреза. Так, в пределах щитов положительные магнитные аномалии часто сопоставляются с пониженными значениями теплового потока. Эта закономерность может быть истолкована следующим образом. Положительные магнитные аномалии в данном случае создаются за счет увеличения в верхней части разреза доли основных и ультраосновных пород, которые, как правило, характеризуются низкой радиоактивностью, что выражается в уменьшении величины теплового потока. Очевидно, всесторонний совместный анализ теплового и магнитного полей может быть полезен не только при изучении природы региональных магнитных аномалий, но и при истолковании нерегулярностей теплового поля и изучении геологического строения и структуры земной коры.

Литература

1. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. К., "Наукдумка", 1971.
2. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1966.
3. Любимова Е.А., Власов В.К., Оснач А.И. - В кн.: Тепловые

потоки из коры и верхней мантии. Верхняя мантия № 12, М., "Наука", 1978.

4. Тихонов А.Н. - Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1987, 8.

5. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. - ДАН СССР, 1969, 188, 2.

ВЛИЯНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ИХ МАГНИТНУЮ ХАРАКТЕРИСТИКУ

Н.Б. Дортман
/ВСЕГЕИ/

Магматические горные породы характеризуются широким диапазоном значений магнитных свойств. По контрастным особенностям магнитных параметров среди них выделяется два класса: ферропарамагнитный и ферромагнитный.

Для ферропарамагнитного класса пород типично проявление смешанной природы магнетизма - парамагнитной, обусловленной лейкократовыми и темноцветными минералами, и ферромагнитной, создаваемой микропримесями магнетита ранней генерации, постоянно присутствующими в зернах темноцветных минералов /биотите, амфиболе, пироксене/. Собственно парамагнитная восприимчивость минералов и пород $[\chi]$ не превышает $20 \cdot 10^{-6}$ СГС, а суммарная магнитная восприимчивость χ пород может составлять до $50-100 \cdot 10^{-6}$ СГС за счет микропримесей ферромагнетиков. Естественная остаточная намагниченность I пород не превышает единиц, реже десятков 10^{-6} СГС; остаточная намагниченность насыщения I_{rs} достигает тысяч и десятков тысяч 10^{-6} СГС. Как видно из температурных кривых /рис. 1/, χ слабомагнитных минералов и пород изменяется по закону, характерному для парамагнетиков с сильным взаимодействием $[\chi]$, хотя наличие I_{rs} свидетельствует о присутствии в них ферромагнитных примесей. Для пород установлена корреляционная связь между I_{rs} и весовым содержанием ферромагнетиков при отсутствии такой связи между последним и χ .

Ферромагнитный класс пород отличается существенным преобладанием ферромагнитного эффекта /рис. 1/, обусловленного присутствием магнетита или титаномагнетита поздних генераций, кристаллизующихся в виде зерен различного размера. Магнитная восприимчивость пород составляет от 100 до $n \cdot 1000 \cdot 10^{-6}$ СГС /реже до $n \cdot 10000 \cdot 10^{-6}$ СГС/ и коррелируется с весовым процентным содержанием ферромагнетиков, изменяющимся от 0,01 до 3% /реже до 5-8%/. Есте-

венная остаточная намагниченность изменяется в широких пределах, но для большинства пород меньше I_s ; $Q = 0,1-0,3$, I_{rs} равна десяткам и сотням тысяч $\chi \cdot 10^{-6}$ СГС. По величине χ и I среди этого класса пород выделяется ряд групп с учетом логнормального распределения параметров.

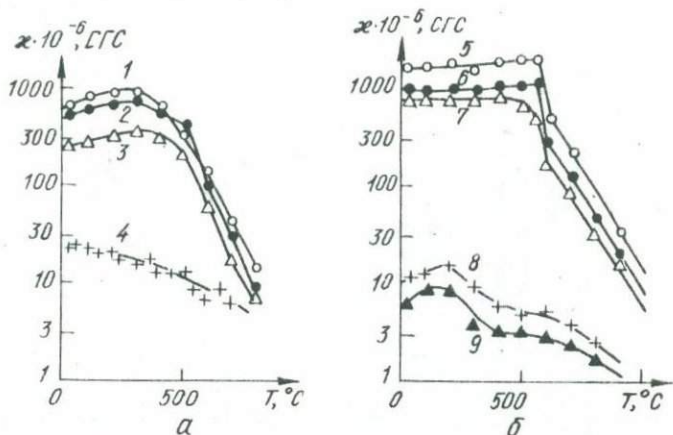


Рис. 1. Температурная зависимость χ для минералов /а/ и для пород /б/: 1 - аннит; 2 - амфибол; 3 - пироксен; 4 - флогопит; 5 - гранодиорит; 6 - гранит биотит-амфиболовый; 7 - диорит; 8 - гранит биотитовый; 9 - гранит лейкократовый.

Большинство петрографических разновидностей магматических пород - габбро, диориты, гранодиориты, граниты, базальты, андезиты, липариты и другие имеют характеристику одного или другого класса в зависимости от условий образования формации, которую они составляют, различаясь при этом очень тонкими минералогическими и химическими особенностями [3].

Анализ данных по складчатым сооружениям различного возраста - протерозойского, палеозойского, мезозой-кайнозойского показал идентичность магнитной, а также плотностной характеристик большинства формаций, при разделении некоторых формаций на субформации по контрастному отличию в физических, главным образом в магнитных свойствах пород. Кроме того, физическая характеристика некоторых формаций, близких по времени образования, оказывается мало отличной, в то время как другие имеют четко выраженные индивидуальные особенности.

На рис. 2 приведена общая /упрощенная/ схема петрофизических групп магматических формаций, выделенных на основании общности или

различия физических характеристик пород. С тем чтобы исключить влияние вторичных изменений, таких как серпентинизация, амфиболизация, метадиagenез, существенно меняющих магнитные свойства и плотность пород, принималась характеристика неизменных разностей. В одну группу объединялись интрузивные формации/ или субформации/ и их комагматические эффузивные аналоги, что позволило учесть влияние фациальных условий кристаллизации. Для характеристики глубины первичных магматических очагов и состава магм использованы петрологические и сейсмологические данные [67], нижнекоровые и верхнекоровые очаги выделены по соответственно ферромагнитной или ферропарамагнитной характеристике пород формаций [37].

Геосинклинальный ряд начинается с гипербазитовой группы. Это образования глубинных мантийных слоев /гипербазиты габбро-перидотитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций/, обладающие очень высокой плотностью и слабой намагниченностью / $\sigma = 2,9-3,4 \text{ г/см}^3$; $J = 10-300 \cdot 10^{-6} \text{ СИГС/}$, чем резко отличаются от габброидных пород ранних формаций. Глубина образования их оценивается в 100-200 км. Многие исследователи указывают на внедрение гипербазитов как протрузий, что, вероятно, и определяет их специфическую характеристику, в частности слабую намагниченность. Также слабую и очень выдержанную по величине намагниченность при относительно невысокой плотности имеют анортозиты. Это мантийные образования, специфичные только для докембрийских структур, по-видимому, метасоматического генезиса.

Все последующие образования представлены магматическими формациями, сложенными интрузивными и эффузивными породами. Породы высокой плотности и намагниченности, типичные для представителей глубоких мантийных магм, сменяются образованиями менее высокой плотности вначале мантийных, затем нижнекоровых магм /см. рис. 2/. Магнитная характеристика всех разновидностей пород, слагающих эти группы формаций, является типичной для ферромагнитного класса пород. Слабомагнитны плагиограниты ранних формаций, образующие небольшие массивы, возможно, вследствие особенности состава.

К концу собственно геосинклинального - началу орогенного этапа относится образование гранит-липаритовой группы формаций, которые повсеместно представлены породами ферропарамагнитного класса, и парамагнитные субформации умеренно-кислых интрузивных и эффузивных пород смежных /по времени/ формаций.

В дальнейшем снова образуются формации невысокой плотности и интенсивной намагниченности, являющиеся продуктами нижнекоровых

магм и, наконец, формации мантийных магм высокой плотности и намагниченности.

Для внегеосинклинального этапа /этапа тектонической активизации/ характерна аналогичная схема. Отличительными признаками являются - отсутствие ранних формаций /гипербазитовой и габбро-диабазовой групп/; очень ограниченное развитие слабomagнитных пород гранит-липаритовой группы; образование щелочно-ультраосновной формации с очень высокой намагниченностью пород и трапповой формации, широко представленной на платформах.

Таким образом, для геосинклинального и внегеосинклинального периодов развития земной коры четко выражена направленность процессов - прогрессивного на этапах собственно геосинклинальном и сводово-глыбовом, выражающегося в постепенном перемещении магматических очагов от глубинных недр к верхней части коры, и регрессивного, отражающего обратную последовательность и приуроченного к орогенному этапу и этапу малоcontrastных движений. Соответственно изменяется состав магм и пород, а также их физические свойства. В прогрессивных рядах формаций фемические минеральные ассоциации пород постепенно сменяются на салические со все меньшим развитием первых; постепенно уменьшается плотность пород, а также градиент ее изменения. Концентрация позднемагматического магнетита и титаномагнетита понижается /от 3-5% до 0,1 - 0,05%/ , затем обнаруживаются только микропримеси магнетита; намагниченность уменьшается от тысяч до единиц $\cdot 10^{-6}$ СИС. Для регрессивных рядов обоих периодов типично зеркальное отображение процессов и свойств.

В разрезах земной коры и мантии также наблюдается постепенное изменение состава от салического к фемическому, увеличение плотности и скорости распространения упругих волн при повышении градиента изменения обоих параметров. Отличительной особенностью является наличие ступеней с резким градиентом σ и V_p , отражающихся в сейсмических границах /Мохоровичича и др./ . По-видимому, расплавление вещества в магматических очагах приводит к выравниванию состава магм, так же как и латеральных неоднородностей в нижней части коры и в мантии.

Изменение плотности формаций и изменение плотностного разреза коры и мантии обусловлены главным образом различием в плотности упаковки атомных решеток минералов. В ряду гипербазит - габбро-диорит - гранит средняя плотность упаковки атомов в кристаллической решетке породообразующих минералов изменяется соответственно: 93; 86; 83, 5; 78, $5 \cdot 10^{-3}$ Å, т.е. на 20%. Атомная масса в том же ряду

уменьшается от 21,5-22 до 20,5 ед., т.е. примерно на 5%. Это позволяет сделать вывод о преобладании в образовании пород разного состава и плотности термодинамических условий начальной кристаллизации магм, определяющейся их глубиной. Подобная зависимость наблюдается при образовании метаморфических пород разного состава и плотности в условиях различных фаций регионального метаморфизма.

Какова же причина образования магматических формаций с различной магнитной характеристикой, и в том числе пород одинаковых петрографических групп?

Анализ вещественного состава рассмотренных групп формаций показывает, что во всех образованиях, включая формации кислого состава, имеется достаточное количество железа и кислорода для образования O_2I - 3% магнетита или титаномагнетита, определяющего ферромагнитную характеристику пород. Однако в одних формациях почти все железо /за исключением $0,0I-0,000I\%$ / входит в состав силикатных минералов, в других - частично кристаллизуется в ферромагнетиках. При сопоставлении схемы изменения намагниченности пород в прогрессивных и регрессивных рядах формаций с изменением плотности образований видно, что ведущим фактором, определяющим кристаллизацию магнетита /титаномагнетита/, является термодинамический режим, т.е. глубина образования первичных магматических очагов и P-T-условия начала раскристаллизации магм. Это объясняется с позиций общей теории кристаллизации магм [5], из которой следует, что магматическая и кристаллизационная дифференциация ювенильного вещества в глубинных очагах определяет главные особенности состава интрузивных полей, а интрузивный процесс предшествует массовой кристаллизации расплава. Вследствие близости энергии решеток, двух и трехвалентное железо при достаточной активности способны в расплаве конкурировать с S_2 и особенно с M за связи с кислородом и давать с ним собственные группы. Исходя из полученных данных, можно считать, что активность железа, определяющая образование магнетита, повышается в условиях давлений и температур, свойственных мантийным магмам, и магмам, возникающим в нижней части коры, и становится недостаточной в верхнекоровых очагах. Несомненно и влияние исходного состава на образование магнетита и, в первую очередь, содержания железа, определяющего потенциальную возможность его образования. В результате наиболее высокой намагниченностью обладают ультраосновные /щелочные/ породы, габброиды основного состава, базальты и др. В гранитоидах с ферромагнитной и ферропарамагнитной характеристикой наблюдаются очень тонкие, но весьма стабиль-

ные отличия, выражающиеся в различном соотношении $K-Fe-Na$ и $Mg-Fe-Ca$. В минеральном составе пород эти отличия выражаются в образовании более магнезиальных разностей темноцветных минералов в магнитных породах и более железистых разностей - в слабомагнитных [2, 3].

Анализ пространственного развития формаций различной плотности и намагниченности показывает их приуроченность к определенным тектоническим структурам. Формации плотных и магнитных пород собственно-геосинклинального этапа характерны для синклинорных зон, прогибов, зон глубинных разломов. Формации магнитных пород средней плотности типичны для структурно-формационных зон с эвгеосинклинальным режимом развития. Слабомагнитные породы гранит-диабазитовой группы занимают обширные площади. Гранитоиды образуют огромные батолитоподобные массивы в антиклинорных зонах большинства складчатых структур; более мелкие массивы в структурно-формационных зонах с миогеосинклинальным режимом; слагают фундаменты срединных массивов; эффузивные формации образуют обширные пояса. Более поздние формации связаны с разломной тектоникой. При этом внегеосинклинальные формации локализуются в отдельные пояса и зоны.

Неодинаковая интенсивность магматических и тектонических процессов определяет разное строение складчатых областей и систем. По магнитной и плотностной характеристике формаций представляется возможным выделить крупные структуры, отличающиеся по магматизму и характеру термодинамических процессов в мантии и в земной коре. Так, Байкальская зона глубинных разломов выделяется как особая зона, в которой от раннего протерозоя до мезозоя специфичный термодинамический режим обусловил постоянное плавление мантийных и нижнекоровых толщ с образованием магнитных интрузий различного состава. К этой зоне приурочен Байкальский рифт, а в настоящее время - зона повышенной сейсмической активности. Выделяется несколько крупных жестких блоков, образованных парамагнитными формациями в протерозое и в палеозое, которые в дальнейшем не претерпели существенных изменений. Наблюдаются крупные линейные структуры с последовательным смещением магматических очагов по вертикали и по латерали /т.е. в наклонном направлении/, свидетельствующем о сложном изменении термодинамических условий в мантии и коре. Такое смещение в Сихоте-Алинской области может быть связано, по-видимому, с погружением океанической коры под континентальную.

Сопоставление карт аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ с петромагнитными картами показывает, что основной "рисунок" магнитных

аномалий обусловлен разной намагниченностью магматических формаций в фанерозойских складчатых областях, а также магматических и метаморфических формаций в пределах древних щитов. При этом аномалии создаются породами, в основном выходящими на поверхность или залегающими под осадочным покровом. Однако в некоторых районах при сопоставлении намагниченности, определенной по образцам и рассчитанной по графикам $(\Delta T)_q$, обнаружилось, что региональный фон вызван более глубокозалегающими образованиями, не вскрытыми эрозией. В качестве примера можно назвать район Приладожья и Прионежья, где осадочно-вулканогенные толщи на поверхности очень слабомагнитны, а магнитная региональная аномалия вызывается подстилающими их эффузивными магнитными покровами. В пределах Центральных Кейв Кольского п-ова магнитные аномалии отражают суммарное влияние различно намагниченных гранитизированных пород и залегающих глубже магнитных образований, по-видимому, гранулитов основного состава. В пределах территории Забайкалье - Дальний Восток часто региональный фон составляет 10-20% по отношению к интенсивности аномалий, создаваемых обнаженными массивами и, вероятно, вызывается не вскрытыми магнитными формациями. Наличие в земной коре таких формаций наиболее вероятно в молодых складчатых областях, а также в областях с полициклическим развитием.

Намагниченность большинства магматических пород /за исключением молодых эффузивов/ обусловлена преимущественно индуцированной составляющей, и дифференциация по намагниченности, определяющая магнитные аномалии, создается главным образом различной концентрацией в породах ферромагнетиков. Дополнительным источником магнитных глубинных аномалий, приуроченных к нижней части земной коры, может являться различие состава ферромагнитных минералов /магнетит или титаномagnetит/ вследствие разной температуры Кюри и соответственно размагничивания на разной глубине.

Полная потеря ферромагнитного эффекта в породах и минералах происходит при температурах, выше температуры Кюри на 200°C , и при $T = 700-750^{\circ}\text{C}$ дифференциация в намагниченности пород исчезает /см. рис. 1/. Учитывая, что повышенное давление также приводит к размагничиванию [4], следует сделать вывод, что в подкоровом слое, а в молодых складчатых областях, возможно, и в нижней части земной коры, источники магнитных аномалий отсутствуют. Можно предположить, что в глубоких недрах Земли, в результате расплавления вещества и приобретения им свойств плазмы твердых тел, возникают электромагнитные процессы, достаточно интенсивные для создания

региональных магнитных аномалий, которые могут быть зафиксированы современными методами.

Таким образом, мы сталкиваемся с определенным парадоксом. Ферромагнитные минералы и магнитные породы образуются из мантийных и нижнекоровых магм; образования верхнекоровых магм дают лишь ничтожные примеси ферромагнетиков и породы являются слабомагнитными. Метаморфические породы с высокой намагниченностью /ортопоры гранулитовой и амфиболитовой фаций/ также образуются в нижней части земной коры и в подкоровом слое, а породы с низкой намагниченностью /эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев/ - в верхней части коры. В верхних горизонтах земной коры образуются слабомагнитные осадочные отложения. В то же время в результате подъема магм, тектонических процессов и эрозии именно верхняя часть земной коры является наиболее "магнитоактивной" и обуславливает главным образом наблюдаемое в настоящее время аномальное магнитное поле. Магнитные образования нижней части коры влияют на $(\Delta T)_{\alpha}$ в значительно меньшей степени, а их выделение весьма сложно. Мантийные образования, хотя и содержат магнетит или титаномагнетит, в магнитных полях не проявляются. Однако оценка термодинамических режимов земной коры и мантии в прошлые эпохи может быть сделана по магнитным свойствам пород, в том числе расчетом намагниченности по графикам $(\Delta T)_{\alpha}$, на основе формационного анализа.

Следует отметить, что приводилась лишь общая /упрощенная/ схема изменения физических свойств магматических формаций и рассматривалась характеристика только неизмененных пород для выяснения основных, ведущих факторов. Частные изменения термодинамического режима, влияние метаморфических и метасоматических процессов и другие создают более сложную и разнообразную магнитную характеристику пород различных формаций, в том числе рудоносных.

Литература

1. Вонсовский С.В. Магнетизм. М., "Наука", 1971.
2. Дортман Н.Б., Дубинчик Э.Я., Розенталь И.В., Никифорова А.С.- Геофиз. сб. АН УССР, 1974, 60.
3. Дортман Н.Б. - Советская геология, 1974, 7.
4. Лебедев Т.С., Познанская Н.Ф. - В кн.: Мат-лы УШ конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч.1. К., "Наукова думка", 1970.
5. Шипулин Ф.К. - В кн.: Пробл. петролог. и генетич. минералогии. М., "Наука", 1969.
6. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии, М., "Недра", 1968.

О ТОЧКАХ КЮРИ ГОРНЫХ ПОРОД
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ МОЩНОСТИ
МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ.

А.В.Сухорада

/Киевский госуниверситет/

Соглашаясь с основными положениями статьи Г.Н.Петровой и Д.М.Печерского^{*}, рассмотрим некоторые эмпирические факты, относящиеся к обсуждаемой проблеме.

Материал по результатам термомагнитного анализа изверженных горных пород различных регионов СССР /Украинский щит, Закарпатье, Армения, Предкавказье, Ц.Казахстан, Забайкалье/ свидетельствует, что статистически преобладающим типом термомагнитных кривых являются графики $I_s(T)$ типа Q /по Неелю/, очень близкие по форме к эталонным кривым для стехиометрического магнетита. Однако среди эффузивов нередко встречаются также разновидности с точками Кюри (θ_K), существенно более низкими, чем у магнетита. Причем иногда это весьма древние породы, что свидетельствует о способности $Fe-Ti$ -окислов сохранять однофазную структуру твердого раствора достаточно долго даже в условиях зоны гипергенеза.

Подтверждением этому являются изученные нами субинтрузии трахибазальтовой формации Забайкалья, содержащие часто относительно крупные зерне оптически гомогенного титаномагнетита с $\theta_K \approx 200^\circ C$.

С другой стороны, прогнозируя петромагнитные особенности пород глубинных частей земной коры, следует учитывать возможность метаморфогенного образования ферромагнетиков за счет парамагнитных минералов /что часто допускается/.

В этой связи интерес представляют результаты исследований продуктов высокотемпературной диссоциации железосодержащих темноцветов. Было установлено, что при высоких температурах / $\sim 1100^\circ C$ / все практически важные железосодержащие силикаты /исследовались биотит, амфибол, пироксен, оливин/ диссоциируют с выделением ферромагнитных фаз, θ_K которых заметно ниже магнетитовой /например, θ_K фазы, образующейся за счет биотита, равна $100 - 125^\circ C$ /. Оказалось также, что подобные превращения происходят не только на воздухе, но и в условиях, сходных по окислительному потенциалу с обстановкой больших глубин, в частности, в атмосфере гелия высокой очистки.

^{*} См. настоящий сборник.

Высказанные положения, очевидно, свидетельствуют о том, что магнетита можно принять лишь в качестве верхнего предела возможной θ_k глубинных горных пород. Не исключено, что последние характеризуются значительно более низкой величиной этого параметра, значения которого в силу различий состава горных пород и термодинамической обстановки не могут быть постоянными во всех точках литосферы.

Следовательно, можно ожидать, что мощность магнитоактивного слоя земной коры меньше глубины залегания изотермы 580°C , а профиль нижней кромки этого слоя, вероятно, имеет сложную форму.

НАМАГНИЧЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ ЩИТОВ
И РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ

З.А.Крутиховская, И.К.Пашкевич
/ Институт геофизики АН УССР /

Важной задачей современного этапа региональных геофизических исследований является создание геофизических моделей земной коры различных геоструктурных регионов СССР. Эта задача стоит в центре проблемы "Основные направления комплексного изучения земной коры и верхов мантии", координируемой Межведомственным геофизическим комитетом. Такая трактовка проблемы предполагает комплексный подход к ее решению, т.е. создание обобщенной геофизической модели земной коры на основе моделей, построенных по одному из наблюдаемых полей: волновому, гравитационному, магнитному, тепловому, электромагнитному и другим. Естественно, что только при таком комплексном подходе будет уменьшена неоднозначность решения, свойственная каждому из методов, и может быть построена взаимосогласованная модель коры, позволяющая наиболее объективно судить о строении и составе слагающих ее пород. При этом должны быть использованы и те сведения о глубинных зонах земной коры, которые дают нам минералогические термометры и барометры, а также ксенолиты глубинных пород, вынесенных на поверхность в трубах взрыва.

Наибольшие успехи в создании моделей земной коры различных геоструктурных регионов достигнуты сейсмическими исследованиями. Однако из опубликованных в последние годы материалов очевидно, что интерпретация ГСЗ существенно неоднозначна и тоже нуждается в согласовании с другими геофизическими методами. В частности, для Украинского щита [23] и для многих других регионов [2] показано, что разделение земной коры на "гранитный" и "базальтовый" слои может рассматриваться только как первое приближение.

Значительные работы ведутся по созданию гравитационной модели земной коры и увязке ее с сейсмической. Однако до сих пор не было попыток создания магнитной модели, основанной на анализе вклада в аномальное магнитное поле различных частей земной коры, хотя отдельные ее элементы, особенно распределение источников аномалий в верхней части коры, обсуждаются во многих работах.

Результаты интерпретации аномального магнитного поля и накопленные данные по строению и составу земной коры докембрийских щитов и магнитным свойствам слагающих их пород позволили осуществить первый опыт построения магнитной модели земной коры на примере Украинского щита.

Под магнитной моделью земной коры мы понимаем некоторое упрощенное представление о ее строении и распределении в ней намагниченных пород, наиболее полно удовлетворяющее наблюдаемому магнитному полю. В качестве отправной позиции при составлении этой модели служит представление о слоисто-блоковом строении земной коры Украинского щита и ее разделении на "гранитный" и "базальтовый" слои [31].

Проблема создания магнитной модели, с нашей точки зрения, включает три основных направления исследований:

1) обобщение данных о намагниченности различных комплексов пород и отдельных блоков верхнего слоя коры и прогноз ее величины в глубинных зонах, основанный на сведениях о составе и термодинамическом режиме земной коры и верхней мантии и изменении магнитных свойств ферромагнитных минералов;

2) интерпретация магнитных аномалий разных классов с целью определения параметров источников и положения этих источников в разрезе земной коры;

3) широкое использование моделирования для уточнения выбранных вариантов магнитной модели и проверки гипотез, основанных на комплексной интерпретации.

Какие же результаты достигнуты в развитии перечисленных направлений?

По щитам накоплен огромный фактический материал измерений магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород из скважин и обнажений. Только по Украинскому щиту этот материал исчисляется сотнями тысяч определений. Значительная часть его систематизирована, что позволило установить диапазон изменения намагниченности для отдельных групп пород и общие закономерности связи магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород с

петрографическим составом, содержанием ферромагнитных минералов, степенью метаморфизма, формационными и геологоструктурными особенностями [6, 10, 11, 21, 26].

Однако этот огромный материал фактических измерений намагниченности отдельных разновидностей пород трудно использовать для оценки общей намагниченности щита и его основных блоков по следующим причинам: 1) случайный характер распределения по площади и по отношению к магнитным аномалиям скважин и обнажений, из которых отбирается каменный материал; 2) небольшие глубины скважин /100-300 м, редко 1-2 км/ и глубокая зона выветривания ферромагнитных минералов, часто превышающая мощность коры выветривания в геологическом понимании, приводят к тому, что намагниченность верхних частей разреза не всегда отвечает объемной намагниченности и не объясняет магнитную аномалию. В некоторых случаях изменения намагниченности связаны с изменением петрографического состава пород с глубиной, анизотропией и другими причинами.

Отсутствие данных о направлении остаточной намагниченности затрудняет определение общей намагниченности породы.

Поэтому для оценки средней намагниченности приповерхностной части коры Украинского щита избран такой путь. Вычислялись средневзвешенные значения намагниченности блоков по средним величинам намагниченности, определенным для каждой аномалии и отнесенным к площадям источников аномалий. Для этого использовалась карта намагниченности пород фундамента территории Украины и Молдавии, составленная Б.Л.Гуревичем и М.Г.Распоповой [8].

Вычисленная таким образом средневзвешенная намагниченность верхней части Украинского щита составляет $0,3 \cdot 10^{-3}$ СГС с колебаниями в отдельных блоках от $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $0,42 \cdot 10^{-3}$ СГС.

Для Алданского и Анабарского щитов средняя намагниченность с учетом данных работы [5] равна $1 \cdot 10^{-3}$ СГС и $1,4 \cdot 10^{-3}$ СГС соответственно.

Необходимо выяснить, на какую же глубину распространять намагниченность, установленную для самого верхнего тонкого слоя коры щитов? Этот вопрос решается путем интерпретации магнитных аномалий. К настоящему времени для щитов получено много данных по оценке нижних кромок геологических образований. Особенно большая работа проделана Л.В.Будиной [4, 5], которая выполнила определения глубин до нижних кромок намагниченных тел для территории СССР. Автором сделано заключение о размещении источников аномального поля

в земной коре разных тектонических регионов. Минимальная глубина до нижних кромок определена для докембрийских щитов и складчатых сооружений /герцинид и Байкалид/, максимальные глубины отмечены в платформенных областях. Изменение глубины залегания нижних кромок связывается с разным эрозионным срезом, а весь магнитоактивный слой отождествляется с гранито-метаморфическим.

Для синклинальных структур Украинского щита, сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, максимальными глубинами до нижних границ, по данным интерпретации и магнитных аномалий, можно считать 10 км. Во всяком случае расчетные данные не превосходят этой величины [12]. Аналогичные результаты /10-15 км/ получены по Адданскому щиту [4]. Эти глубины, по-видимому, определяют нижнюю границу наиболее интенсивной складчатости, свойственной гранитному слою коры.

Анализ данных о магнитных свойствах пород в блоках УЩ, имеющих разный уровень эрозионного среза, а также результаты бурения глубоких скважин на Балтийском и Украинском щитах не дают пока оснований предполагать значительное изменение намагниченности в нижней части этого десятикилометрового слоя, во всяком случае в блоках, сложенных метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами.

Нет полной ясности о характере изменения с глубиной намагниченности гранитоидов, слагающих ядра антиклинальных структур, и вообще являющихся наиболее распространенными породами и источниками многих аномалий на щитах, в том числе и на Украинском.

Имеющиеся данные позволяют предполагать увеличение намагниченности этих пород с глубиной в некоторых геологических регионах и отдельных структурах. Так, в Швеции [44] в районах развития гранитных и гранодиоритных интрузий положительные аномалии более распространены, чем в районах, сложенных метасадочными породами. По представлению ряда геологов [17], в некоторых массивах граниты на глубине сменяются диоритами, которые в общем имеют более высокую намагниченность.

При рассмотрении региональных магнитных аномалий в пределах Канадского щита, тяготеющих к полям развития гранитоидов [38], было отмечено увеличение их намагниченности с глубиной. Четырехкилометровый разрез докембрийских кристаллических пород, типичных для докембрийских щитов, изучен по обнажению и трехкилометровой скважине в штате Вайоминг [46]. Большая часть разреза состоит из гранито-гнейсов и мигматитов. Установлено увеличение скорости и плотности от устья к забой скважины, что связывается с изменением состава пород к более мафическому.

На Украинском щите таких данных к настоящему времени нет, но имеется ряд магнитных аномалий поперечником 6-10 км, которые фиксируют гранитоидные купола с намагниченностью на поверхности докембрия, не объясняющей интенсивность аномалии. Однако этот вопрос еще недостаточно исследован и не доведен до конкретных количественных оценок. Поэтому для обсуждаемой модели допустимо принять, что средняя намагниченность верхней части гранитного слоя УЩ в $0,3 \cdot 10^{-3}$ СГС, определяющаяся петрографическим составом пород, может быть распространена до глубины 10 км.

При решении вопроса об оценке намагниченности остальной части коры возникает ряд проблем: состав земной коры и содержание в ней ферромагнетиков, возможное развитие на глубине процессов серпентинизации, габброизации и амфиболитизации, ведущих к появлению вторичного магнетита, величина геотермического градиента и глубина поверхности Кури, природа намагниченности и характер изменения ее с глубиной и др.

Естественно, что состояние изученности этих проблем, дискуссионность и противоречивость выводов позволяют рассматривать сделанные оценки в качестве первого приближения.

Несмотря на скудность фактических данных о петрологии земной коры, большинство исследователей предполагает увеличение основности пород с глубиной. "Базальтовый" слой, по мнению Б.Г.Лутца [17], А.Б.Ронова, А.А.Ярошевского [27] и др., сложен дифференцированным осадочно-вулканогенным комплексом с преобладанием пород основного и среднего состава, метаморфизованных в гранулитовой фации и существенно негранитизированных. Низы "базальтового" слоя слабодифференцированы и сложены, по-видимому, основными чарнокитами, амфиболовыми и эклогитоподобными породами [17]. Количество основных пород в составе "базальтового" слоя достигает 50% общего объема, а их состав принимается по аналогии с составом геосинклинальных базальтов [27]. Об увеличении основности пород с глубиной свидетельствует и увеличение количества основных пород /амфиболитов/ в наиболее древних архейских зонах земной коры, представленных, в частности на Украинском щите, породами конкско-верховцевской серии.

Независимые геологические данные - парагенетический анализ вынесенных на поверхность глубинных образований в кимберлитовых трубках взрыва и в неогеновых трубках щелочных базальтоидов показали, что ксенолиты, обнаруженные в кимберлитовых трубках, могут относиться к серии кристаллических сланцев гранулитовой фации ме-

таморфизма главным образом основных чарнокитов; к группе глубинных эклогитоподобных пород; к группе пород эклогитовой фации метаморфизма; к группе ультраосновных включений. В неогеновых трубках большое количество образцов относится к амфиболитовой фации /главным образом кианит-гранатовые гнейсы/, но породы наиболее глубинных фаций такие же, как и в кимберлитовых трубках.

Следовательно, для оценки намагниченности нижней 30-35 километровой толщи земной коры мы допустили, что в ее состав входят основные и ультраосновные породы /габбро, габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, диориты, чарнокиты, пироксениты и перидотиты/, а также метаморфические образования гранулитовой фации метаморфизма типа пироксеновых гнейсов примерно в равных соотношениях. Используя средние значения индуктивной и остаточной намагниченности этих разновидностей пород, измеренных при нормальном давлении и температуре, можно заключить, что средняя намагниченность рассматриваемой толщи не превышает $2 \cdot 10^{-3}$ СГС /табл. I/. При этом принято,

Т а б л и ц а I

К расчету намагниченности "базальтового" слоя

Порода	Количество образцов	I ср. взв, 10^{-3} СГС	I "базальтового" слоя
Пироксенит, перидотит	2000	2,5	$1,7 \cdot 10^{-3}$ СГС /основной состав слоя/ $1,400 \cdot 10^{-3}$ СГС /кислые + основные породы, соотношение 1 : 1/
Габбро, габбро-амфиболит	5500	1,8	
Чарнокиты	3500	1,7	
Диориты	240	1,7	
Амфиболиты	8900	1,3	
Гранитоиды	200	1,0	

что векторы остаточной и индуктивной намагниченности совпадают с полным вектором напряженности современного магнитного поля.

Если допустить предполагаемое В.В. Белоусовым [1] и другими исследователями участие в верхней части "базальтового" слоя сильно уплотненных метаморфических пород кислого состава, то средняя намагниченность толщи, лежащей ниже поверхности Конрада, при соотношении пород кислого и основного состава 1 : 1 составит не более $1,4 \cdot 10^{-3}$ СГС. Такое предположение согласуется с данными Н.И.Павленковой [23], согласно которым ниже поверхности Конрада, на глубинах от 10 до 25 - 30 км, выделяется промежуточный слой, представляющий чередование слоев с пониженной и повы-

шенной скоростью и только нижний слой, от 25 - 30 до 40-45 км, по величине скорости распространения сейсмических волн / более 6,8 - 7 км/сек / может рассматриваться как " базальтовый ", т.е. сложением преимущественно породами основного состава.

Все предположения о составе " базальтового " слоя основаны на существовании зависимости между скоростью прохождения сейсмических волн и плотностью пород . Поэтому оценка намагниченности этого слоя была выполнена еще одним путем - по установленным нами полям корреляции индуктивной намагниченности и плотности пород , слагающих верхнюю часть гранитного слоя УЩ / рис. I/. Для Воронежского кристаллического массива аналогичные поля корреляции построены Н.К. Ступаком [32] .

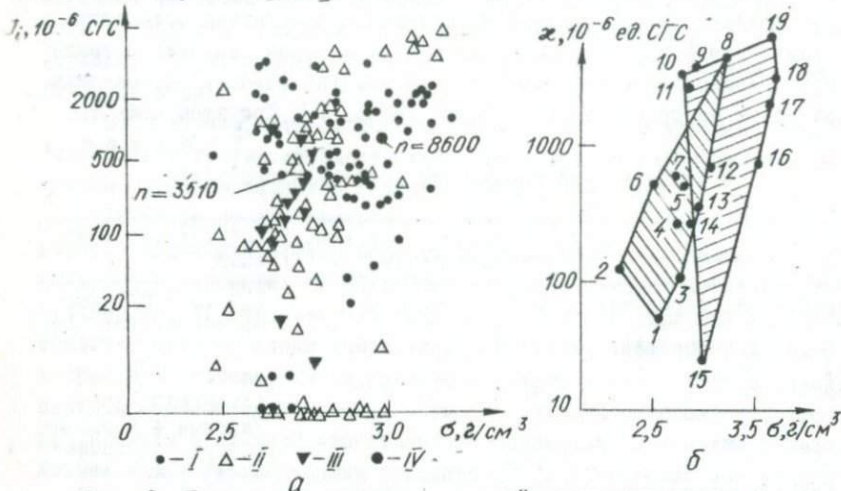


Рис. 1. Поле корреляции индуктивной намагниченности I_i и плотности докембрийских пород Украинского щита / а / и Воронежского массива по данным Н.К.Ступака / б / : I-основные и ультраосновные интрузивные породы ; II-метаморфические осадочно-вулканогенные породы ; III-чарнокиты ; IV-средневзвешенные значения / n - общее количество использованных значений I_i и σ по разновидностям пород для подсчета средневзвешенных /: 1-сланцы кварцево-серпичитовые ; 2-сланцы глинистые ; 3-сланцы углистые ; 4-мигматиты ; 5-гранито-гнейсы ; 6-сланцы хлоритовые ; 7-сланцы биотитовые ; 8-сланцы амфиболовые ; 9-граносиениты ; 10-серпентиниты ; II-сиениты ; 12-диориты ; 13-граниты ; 14-гнейсы ; 15-гранодиориты ; 16-амфиболиты ; 17-габбро-диориты ; 18-габбро ; 19-горнблендиты .

Как видно из рис. I, наиболее тесная связь индуктивной намагниченности и плотности пород УЩ отмечается для метаморфических осадочно-вулканогенных образований . Поле корреляции интрузивных пород основного и ультраосновного состава более расплывчато,

что, вероятно, связано с широко развитыми в этих породах вторичными процессами, в частности серпентинизацией. Например, отмечается группа интрузивных пород с высокими значениями I_i , достигающими $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС, и относительно низкой плотностью / 2,6-2,7 г/см³/. Практически отсутствует связь I_i и σ для чарнокитов, для которых широкий диапазон изменения I_i отвечает изменению плотности в пределах $\pm 0,1$ г/см³.

Убедительные материалы по связи плотности и намагниченности пород получены Н.Б.Дортман [10], которая на основе статистической обработки данных по большому числу образцов интрузивных комплексов различных формаций установила прямую зависимость этих параметров от основности породы / рис. 2 / и, следовательно, связь между плотностью и магнитной восприимчивостью .

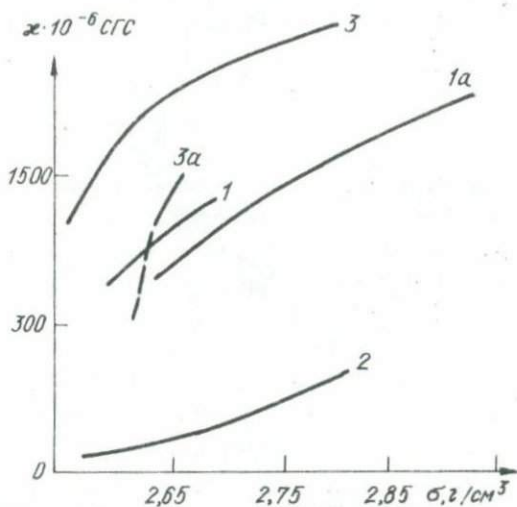


Рис.2. Плотность и магнитная восприимчивость интрузивных комплексов различных формаций по Н.Б.Дортман [12] /схематизировано нами/ :

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация: 1-Селенгино-Яблоновская область ; 1a-Зайсанская область . Гранитовая формация: 2-Монголо-Охотская область . Гранит-граносиенитовая формация : 3-Сихотэ-Альиньская область . Ферромагнитная субформация гранит-лейкогранитовой формации : 3a-Буреинский массив.

Такая связь отсутствует только для гипербазитов, представленных пироксенитами и перидотитами, для которых характерна высокая плотность / 2,9 - 3,4 г/см³ / и большей частью слабая магнитная

восприимчивость / $20 \cdot 10^{-6} - 300 \cdot 10^{-6}$ СГС/. Железо здесь почти полностью входит в состав темноцветных минералов. Для серпентинизированных гипербазитов в связи с разложением циркоксенов и образованием серпентина и магнетита отмечается значительное понижение плотности до $2,6 \text{ г/см}^3$ и резкое возрастание магнитной восприимчивости пород до $40000 \cdot 10^{-6}$ СГС и более. Все эти данные приводят Н.Б. Дортман к выводу, что ранняя и средняя стадии тектономагматического цикла, т.е. собственно геосинклинальный этап развития земной коры, характеризуется преобладающим развитием формаций с плотностью от $2,65$ до $3,2 \text{ г/см}^3$ и магнитной восприимчивостью от $3 \cdot 10^{-3}$ до $12 \cdot 10^{-3}$ СГС.

Если допустить, что породы верхней части коры, уплотненные до $\sigma = 2,9 \text{ г/см}^3$, объясняют скорость сейсмических волн на границе Конрада, то I_c , соответствующая этой плотности, редко превосходит $2 \cdot 10^{-3}$ СГС. Отношение $\frac{I_c}{I_n}$ /рис.3/, как правило, близко к единице, поэтому средняя намагниченность близка к $4 \cdot 10^{-3}$ СГС.

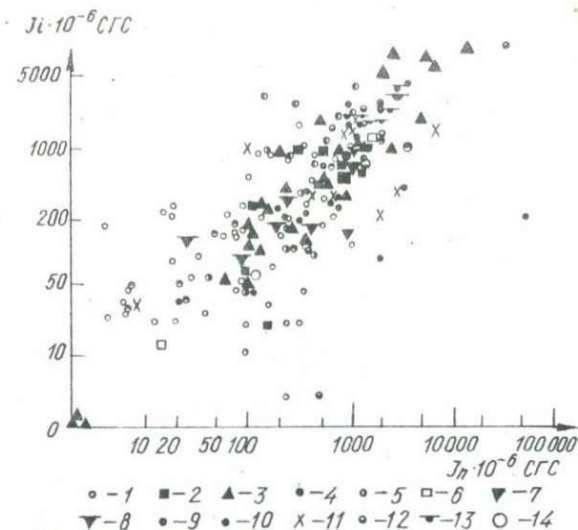


Рис.3. Поле корреляции индуктивной I_c и остаточной I_n намагниченности докембрийских пород Украинского щита: 1-граниты; 2-гранодиориты и диориты; 3- метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы; 4-амфиболиты; 5- апспилиты; 6-собиты; 7-чарнокиты; 8-монзониты; 9-сиениты; 10-габбро; 11-диабазы; 12-перидотиты; 13-серпентиниты; 14-средневзвешенные значения.

Основанием для такого суммирования I_c и I_n служит тот факт, что на Украинском щите практически отсутствуют аномалии, обуслов-

ленные обратной намагниченностью, а морфологические особенности преобладающего большинства аномалий позволяют сделать вывод, что намагниченность докембрийских пород в основном совпадает с направлением современного поля. Аналогичный вывод на основе более обширных материалов сделан в работе [7].

Если учесть, что в глубинных зонах земной коры развиты метаморфические комплексы гранулитовой фации, то приведенную оценку $-4 \cdot 10^{-3}$ СГС вряд ли можно считать завышенной.

Результаты сопоставления карты метаморфических фаций СССР и аномального магнитного поля позволили Л.В.Булиной [5] заключить, что среди метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма преобладают сильно магнитные, а в районах преимущественного распространения более низкотемпературных фаций - амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой - средняя намагниченность пород резко убывает. Такой же вывод можно сделать и при анализе магнитного поля над блоками УЩ, сложенными породами разной степени метаморфизма. Отмечается высокая остаточная намагниченность пород Анабарского щита, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [26]. При исследовании железистых кварцитов УЩ [11] определено, что более крупнозернистые разности железистых кварцитов /преимущественно пироксен-магнетитовые/ характеризуются большей величиной магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. По данным некоторых исследователей докембрийских железорудных формаций, крупнозернистые разности железистых кварцитов относятся к наиболее интенсивно метаморфизованным. Высокая степень метаморфизма этих пород подтверждается соответствующими минеральными ассоциациями, в частности наличием пироксена и других высокотемпературных минералов.

Таким образом, приведенные факты согласуются с нашим выводом о том, что среднее значение намагниченности "базальтового" слоя больше средней намагниченности "гранитного" слоя в 5-10 раз. К аналогичному выводу о намагниченности нижней части земной коры Канадского щита, равной $5 \cdot 10^{-3}$ СГС, при направлении ее, близком к современному полю, пришел Д.Н.Халл [39]. Им обсуждается петрологическая модель, основанная на изучении намагниченности пород верхней части коры. Уменьшение намагниченности в связи с увеличением температуры в земных недрах установить практически невозможно из-за слабой изученности термического режима земной коры. Температурная кривая, построенная для УЩ [14], определяет глубину до точки Кюри магнетита в 95 км., по данным [25] температура 580° отмечается на глубинах 20 км. Т.С. Лебедев и др. [15]

определяют глубину распространения магнитных масс на УЩ не менее 23 - 25 км. Глубина залегания поверхности Кюри с учетом средних мировых данных о тепловом потоке щитов [37] составляет 35 - 40 км. Такие разноречивые сведения о температурах земной коры допускают существование нескольких типов моделей магнитоактивного слоя.

Был подсчитан магнитный эффект от двух магнитных моделей земной коры / рис. 4 / . При этом обе модели предполагают дифференцированную по горизонтали намагниченность "гранитного" слоя, вычисленную для крупных блоков, а весь "базальтовый слой, выделенный по данным ГСЗ [31], считается однородно намагниченным. Значения средней намагниченности "базальта" в $2 \cdot 10^{-3}$ и $4 \cdot 10^{-3}$ СГС могут рассматриваться как крайние ее пределы. Вопрос о магнитном эффекте верхней мантии, расположенной выше поверхности Кюри / по оценке Р.И.Кутаса, В.В.Гордиенко [14], остается не решенным из-за отсутствия сведений о составе вещества мантии и его намагниченности.

Однако все современные данные о вещественном составе верхней мантии, систематизированные Н.А.Беляевским [2], материалы по изучению магнитных свойств эклогитов, перидотитов, пироксенитов позволяют предполагать, что мантия парамагнитна и вклад ее в аномальное магнитное поле ничтожен.

Модель II отличается от модели I только нижним ограничением магнитоактивной толщи, которое соответствует глубине поверхности Кюри по осредненным данным о тепловом потоке щитов. Фактически эта модель воспроизводит магнитный эффект рельефа поверхности Конрада. Этот вопрос уже исследовался по профилям, пересекающим древние щиты и сопредельные территории платформ [29], а также в пределах Куринской межгорной впадины [20]. Авторы не обнаружили связи магнитного поля с рельефом поверхности Конрада. И хотя наши результаты являются еще предварительными, мы не можем согласиться с выводами указанных исследователей, так как обнаружилась хорошая корреляция между характером кривой Z_a на высоте 10 км, результатами решения прямой задачи от "базальтового" слоя и выявленной в нем магнитной неоднородности. Так, на участке профиля 0-400 км кривая Z_a , пересчитанная на высоту 10 км, как следует из сопоставления ее с результатами моделирования, почти полностью объясняется неоднородностью намагниченности "гранитного" слоя и влиянием "базальтового" слоя / см. рис. 4, модель I / или его рельефа / модель II /. В районе 200-300 км кривая Z_a на высоте 10 км содержит не только суммарное влияние "гранитного" слоя и рельефа "базальтового" слоя / модель II / , но и его магнит-

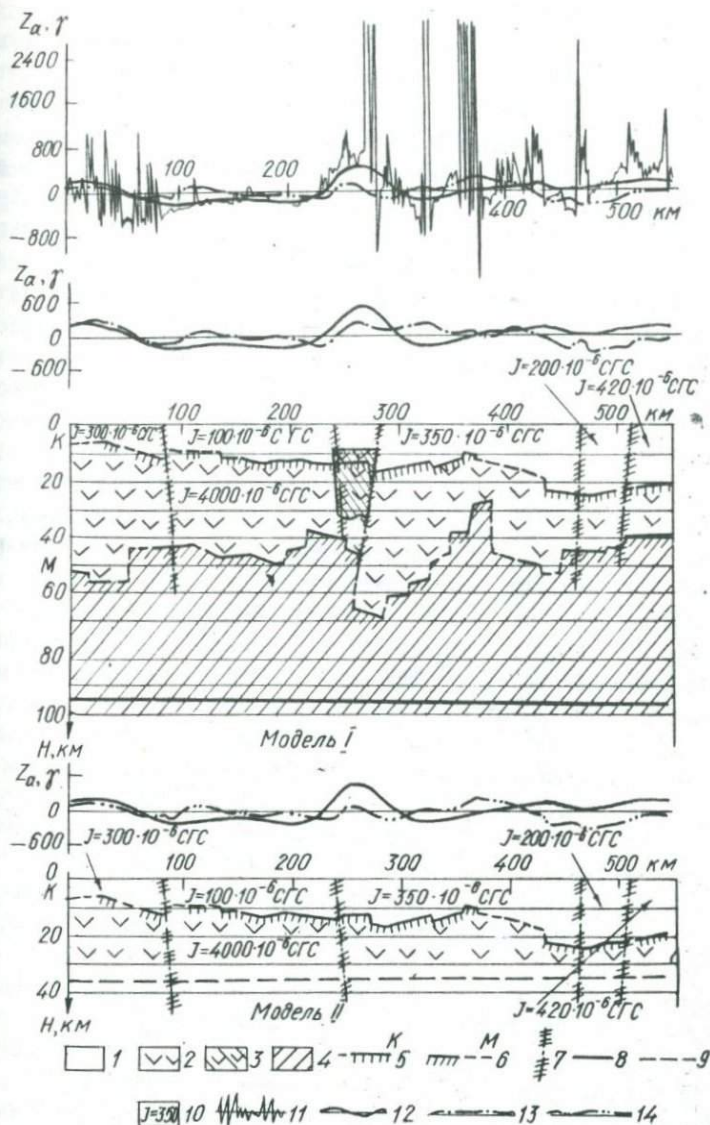


Рис. 4. Магнитная модель земной коры Украинского щита: 1 - "гранитный" слой; 2 - "базальтовый" слой; 3 - магнитная неоднородность базальтового слоя; 4 - верхняя мантия; 5 - граница Конрада; 6 - граница Мохо; 7 - глубинные разломы; 8 - изотерма $585^{\circ}/177$; 9 - та же средняя для докембрийских щитов; 10 - средняя намагниченность отдельных блоков земной коры в единицах 10^{-6}сГс ; 11 - исходная кривая Z_a ; 12 - кривая Z_a , пересчитанная на высоту 10 км; 13 - расчетная кривая Z_a от модели I; 14 - расчетная кривая Z_a от модели II.

ной неоднородности, схематически изображенной на модели I. Дальнейшее накопление материалов безусловно позволит решить этот вопрос более определенно.

Из результатов моделирования эффекта "базальтового" слоя ясно, что авторам работы [3] удалось объяснить зональные аномалии только за счет повышенной магнитной восприимчивости "гранитного" слоя, принятой равной $4 \cdot 10^{-3}$ СГС. Мы полагаем, что источники региональных магнитных аномалий различных классов с длиной волны порядка 100 км и более и интенсивностью выше 200 γ , не являющиеся суперпозицией локальных аномалий, можно связывать не только с неоднородностью строения глубинных зон земной коры, но и с рельефом слоев, различающихся по намагниченности. Интерпретация региональных магнитных аномалий, по существу, является единственным способом проверки предположений о намагниченности этих частей земной коры.

Большая часть работ по интерпретации региональных магнитных аномалий относится к древним щитам / Канадскому, Балтийскому, Украинскому /, что объясняется возможностью отделить эффект "поверхностных" намагниченных тел от эффекта глубинных источников с максимальной достоверностью. На Канадском щите и в Арктической части Канады [35, 36, 38, 40, 41, 42, 45] выделены магнитные неоднородности в различных частях земной коры. В Онтарио верхние кромки источников региональных магнитных аномалий располагаются на глубинах 6 - 8 км, нижние - 17-24 км. Эффективная намагниченность источников региональных магнитных аномалий оценивается в тысячи единиц СГС $\cdot 10^{-6}$ / $2,3 \cdot 10^{-3}$; $5,5 \cdot 10^{-3}$; $5-8 \cdot 10^{-3}$ СГС / . В центральной части Канады [41] выделено магнитное тело на глубине 10-16 км с интенсивностью намагничения $5 \cdot 10^{-3}$ СГС.

В районе Арктических островов выделен источник аномалии на глубине 15 км с поперечным сечением 15 x 30 км и эффективной намагниченностью $7 \cdot 10^{-3}$ СГС [40].

На Балтийском щите глубинные магнитные неоднородности установлены на Кольском п-ове [43] и в Швеции [44]. Источник региональной аномалии на Кольском п-ове не коррелирует с геологическими структурами докембрия, располагается на глубине 10 ± 2 км и имеет эффективную намагниченность $4,8 \cdot 10^{-3}$ СГС. Как полагает Т.Н.Симоненко, аномалия отражает влияние погребенных палеозойских интрузий. В Скандинавии для объяснения региональной магнитной аномалии интенсивностью $\pm 600 \gamma$ использовано 4 модели с разной намагниченностью и разными глубинами до кромок тела, причем верхняя кромка возмущающего тела четырех моделей не выходит на поверх-

ность, а нижняя располагается не глубже 22,5 км. Авторы считают оптимальной моделью источник с намагниченностью $3 \cdot 10^{-3}$ СГС, распространяющийся до глубины 22,5 км и соответствующий на поверхности докембрия выходам гранитоидов.

На Украинском щите региональная магнитная аномалия рассмотрена в работе [13]. Аномалия интенсивностью около 500 γ не объясняется намагниченностью пород докембрия, выходящих на поверхность. Источник аномалии располагается на глубинах от 10 до 30 ± 6 км, имеет эффективную намагниченность $2,5 \cdot 10^{-3}$ СГС и интерпретируется как петрографическая неоднородность нижней части земной коры, пространственно приуроченная к крупному глубинному разлому мантийного заложения, с которым связывается многократно наложенный метаморфизм.

Таким образом, получено уже много данных, свидетельствующих о существовании в коре докембрийских щитов крупных магнитных неоднородностей, не выходящих на эрозионный срез фундамента.

Рассмотрим, каковы же основания предполагать существование этих неоднородностей в глубинных зонах коры?

Признавая более мощный процесс гомогенизации вещества земной коры / метаморфизм, гранитизация, палингенез / по сравнению с процессами дифференциации, исследователи оставляют 0,5% общей массы земной коры на продукты внутрикоревой дифференциации [28]. На возможную дифференциацию вещества земной коры не только по вертикали, но и по горизонтали указывают волновые аномалии, установленные в пределах перехода от "гранитного" слоя к "базальтовому" и в основании земной коры во многих регионах [33]. В интервале глубин 10–20 км в области перехода от "гранитного" слоя к "базальтовому" на Украинском щите обнаружена зона пониженных скоростей разной мощности [23]. Изучением теплового потока и распределения температур в земной коре щитов в последние годы выявлены зоны аномальных тепловых потоков по Индийскому [32] и Балтийскому [34, 47] щитам. Величина аномальных тепловых потоков зависит от состава пород, степени метаморфизма и связывается с крупными зонами разломов.

Неоднородность и разнообразие мантийных эклогитов в трубках взрыва [25, 9] указывает на неоднородность мантии, которая, без сомнения, должна находить отражение в строении земной коры. Действительно, ювенильное мантийное вещество при прохождении через земную кору является основной причиной внутрикоревой дифференциации.

Магнитные неоднородности земной коры, в частности "базальтового" слоя, могут связываться с процессами амфиболизации, серпенти-

низации и габброизации гипербазитов в глубинных зонах земной коры [18]. Эти процессы наиболее интенсивно протекают в зонах дробления [22]. Магнитная восприимчивость гипербазитов при этом увеличивается до $15 \cdot 10^{-3}$ СГС за счет образования магнетита. Устанавливается также связь вторичных изменений гипербазитов с геосинклинальными стадиями развития коры. "Каждая новая складчатость способствует новому дроблению и метаморфизму отторгнутых гипербазитовых блоков, что соответственно меняет их физические свойства" [22, стр.240]. Изменение физических свойств пород при этом может объяснить отсутствие в некоторых случаях корреляции региональных магнитных и гравитационных аномалий.

Корреляция региональных магнитных аномалий с глубинными разломами или областями сочленения крупных тектонических единиц земной коры подтверждает в ряде случаев приуроченность их источников к участкам петрографических неоднородностей земной коры, непосредственно связанных с зонами дробления и повышенной проницаемости вещества. Такая корреляция установлена на Русской платформе и Обской и Енисейско-Саянской складчатых областях [4], где источники магнитных аномалий, приуроченные к крупным разломам, погружаются до глубин верхней мантии. *J. Zietz* и *E. King* [48] источник региональной аномалии, протяженностью 800 км и интенсивностью 700 γ , связывают со структурой разлома Мендосино. Региональная аномалия, установленная *R. P. Kiddihough* [44], расположена в области сочленения трех крупных блоков земной коры Балтийского щита: каледонской складчатой системы, окраинной зоны свекофеннид и доготского массива южной Швеции. На границе последнего со свекофеннидами существует обширная зона дробления и сланцеватости [19].

Наконец, источник региональной аномалии Украинского щита /рис. 5/ также интерпретируется как магнитная неоднородность в нижних частях земной коры. Эта неоднородность располагается в зоне сочленения внешней и внутренней частей геосинклинали, разделяющихся Криворожским краевым глубинным мантийным разломом. С юга и запада аномалия ограничена также глубинными Девладовским и Западно-Криворожским разломами. Район характеризуется широким развитием поясов двек основных пород различного простирания и мощности и представляет собой своеобразный узел пересечения зон глубинных разломов.

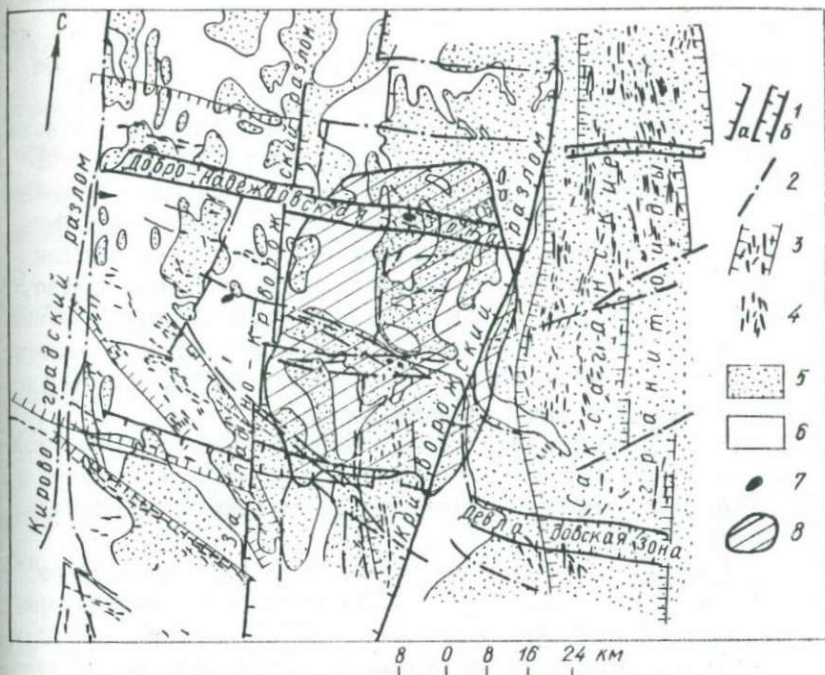


Рис. 5. Тектоническое положение Западно-Ингулецкой региональной магнитной аномалии: 1-глубинные разломы /а/ и зоны глубинных разломов /б/; 2-разломы более высоких порядков; 3-зоны развития даек основных и ультраосновных пород/дайкивые пояса/; 4-оси линейных магнитных аномалий, связанных с дайковым комплексом; 5-области развития гранитоидов; 6-области развития метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород; 7-массивы основных и ультраосновных пород; 8 - контур региональной магнитной аномалии.

На поверхности докембрия региональной магнитной аномалии отвечает область преимущественного развития гранитов и мигматитов /рис.5/ разных метаморфических фаций - от низкотемпературной гранулитовой до высокотемпературной эпидот-амфиболитовой. Осадочно-вулканогенные образования метаморфизованы также в различных фациях - от зеленосланцевой до гранулитовой. В целом породы района претерпели многократно наложенный метаморфизм. Средняя намагниченность поверхностной части блока, вычисленная по измеренным значениям намагниченности и с учетом магнитного поля, составляет 350×10^{-6} ГСГ. Такая величина намагниченности не объясняет интенсивность региональной магнитной аномалии, а форма кривой Z_a , рассчитанной от блока с горизонтальными размерами, отвечающими размерам региональной магнитной аномалии, не соответствует кривой Z_a , получен-

ной путем пересчета на высоту. К тому же комплексы пород, картирующихся на поверхности докембрия, выходят далеко за пределы исследуемой аномалии. Все изложенное свидетельствует о глубинной природе источника региональной магнитной аномалии.

Проанализированные материалы по намагниченности земной коры древних щитов и результаты моделирования магнитного эффекта от различных вариантов распределения намагниченности приводят к выводу, что магнитная модель земной коры древних щитов может быть представлена следующим образом. Верхняя часть коры до глубины 8 - 10 км в горизонтальном направлении намагничена неоднородно, распределение намагниченности в ней обусловлено петрографическим составом и степенью метаморфической переработки пород, насыщенностью разреза отдельных блоков магнитоактивными горизонтами, в конечном счете - историей развития региона.

Намагниченность нижней части земной коры, условно относимой к "базальтовому" слою, оценена нами по предполагаемому составу этого слоя и по намагниченности пород, выходящих на поверхность докембрия.

Выполненное моделирование эффекта рельефа "базальтового" слоя с учетом такой приближенной оценки его намагниченности и последующее сопоставление расчетной кривой Z_a с кривой наблюдаемого поля Z_a , пересчитанной в верхнее полупространство, показало, что региональная составляющая магнитного поля не исчерпывается влиянием однородно намагниченного "базальтового" слоя, а представляет суммарный эффект однородной намагниченности и существенных магнитных неоднородностей в составе нижней части земной коры. Эти неоднородности могут связываться с существованием внутрикоревой дифференциации главным образом с процессами серпентинизации, амфиболизации и габброизации, происходящими, как правило, в зонах глубинных разломов.

Литература

1. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
2. Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
3. Борисов А.А., Г.И.Круглякова, Д.Б.Фирсова - ДАН СССР, 1972, 207, 5.
4. Булина Л.В. - Геология и геофизика, 1972, 3.
5. Булина Л.В. - В кн.: Строение континентальной земной коры на территории СССР. Л., "Недра", 1974.
6. Голиздра Г.Я. - В кн.: Изучение тектоники Украинского щита геолого-геофизическими методами. М., "Недра", 1975.
7. Горшкова Т.А., Симоненко Т.Н. - БМОИП, 1974 XLIX, 4.

8. Гуревич Б.Д., Распопова М.Г. - Сов. геол., 1972, 4.
9. Денисов Е.П. - Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, 7. М., "Наука", 1970.
10. Дортман Н.Б. - Сов. геол., 1974, 7.
11. Крутиховская З.А. и др. Намагниченность пород железорудных формаций Большого Кривого Рога и КМА.К., "Наукова думка", 1964.
12. Крутиховская З.А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. К., "Наукова думка", 1971.
13. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. - Геофиз. сборник АН УССР, 1974, 62.
14. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. К., "Наукова думка", 1971.
15. Лебедев Т.С., Познанская Н.Ф. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, 60.
16. Лутц Б.Г. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии М., "Наука", 1970.
17. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974.
18. Маракушев А.А., Перчук Л.А. - В кн.: Тезисы докладов Международн. геохим. конгресса. 4, П.М., "Наука", 1971.
19. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2500000, сост. под руководством Н.С. Шатского и др. ГУГК, М., 1964.
20. Метакса Х.П., Куликов В.И. - Тр. ВНИИ геофиз. методов разведки Азерб. сд., 1973, 1.
21. Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита К., "Наукова думка", 1965.
22. Москалева С.В. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, 7. М., "Наука", 1970.
23. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. К., "Наукова думка", 1973.
24. Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, 62.
25. Перчук Л.Д. Термодинамический режим глубинного петрогенеза М., "Наука", 1973.
26. Пискарев А.Л. Магнитные свойства и плотность архейских метаморфических образований и их использование при изучении геологического строения Анабарского щита. Автореф. канд. дис. Л., 1972.
27. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., "Наукова думка", 1971.
28. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. - Геохимия, 1967, 11.
29. Симоненко Т.Н. - Геофиз. сб. АН УССР, 1967, 19.
30. Симоненко Т.Н. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, 9.
31. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А. - Геол. журн. АН УССР, 1972, 32, 4.
32. Ступак Н.К. - В кн.: Геофиз. разведка, вып. 14. М., Гостоптехиздат, 1963.
33. Чекунов А.В. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, 34.
34. Череманский Г.А. - Советская геология, 1972, 6.
35. Bhattacharyya B.K., Morley L.W. - Geomag. and Geoelectr., 1965, 17, 3-4.
36. Mc Grath P.H., Hall D.H. - Canad. J. of Earth Sci., 1969, 6, 1.
37. Gupta M.L., Rao S.V. - Bull. Nation. Geoph. Res. Inst. Hyderabad, India, 1970, 8, 3-4.
38. Hall D.H. - Canad. J. of Earth Sci., 1968, 5, 5.
39. Hall D.H. - IAGA Bull., 34. Progr. and Abstr. for the Second Gener. Sci. Assembly. Kyoto, 1973.
40. Hood P. - In: Intern. Geol. Congr., XXI session Sect. 9 - Exploration Geoph., Montreal, 1972.
41. Kenneth W. - Geomag. and Geoelectr., 1965, 17, 3-4.

42. Kornik I.J., Mac Laren A.S. - Canad. J. of Earth Sci., 1966, 3, 4.
 43. Krutikhovskaya Z.A., Pashkevich I.K., Simonenko T.N. - Canad. J. of Earth Sci., 1973, 10, 5.
 44. Riddihough R.P. - Canad. G. of Earth Sci., 1972, 9, 3.
 45. Riddihough R.P., Haines G.V., Hannaford W. - Canad. J. of Earth Sci., 1973, 10, 2.
 46. Smithson S.B., Ebens R.J. - J. of Geophys. Res., 1971, 76, 29.
 47. Swanberg G.A., Chessman M.D. et al. - Tectonophysics, 1974, 23, 1-2.
 48. Zietz I., King E. - Geol. Soc. of America Bull., 1966, 77, 12.

О ВЫДЕЛЕНИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ
 В РАЙОНАХ ВЫХОДА НА ПОВЕРХНОСТЬ МАГНИТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Ю.В. Юнаковская

/Московский госуниверситет/

При изучении строения глубоких частей земной коры данные магнитометрии используются очень редко, что связано с определяющим влиянием на аномальное магнитное поле магнитных пород, слагающих верхние 10-20 км разреза. Между тем достаточно вероятно, например, магнитная неоднородность базальтового слоя, а также существование неровностей рельефа поверхности Кюри или вышележащих магнитоактивных границ. Поэтому представляет интерес обсудить возможность выделения на фоне аномалий-помех, связанных с верхними структурными этажами, региональных аномалий, обусловленных перечисленными или иными источниками, расположенными в пределах глубоких частей коры.

Предварительно необходимо оценить наиболее допустимые параметры подобных аномалий. Если магнитные тела расположены на глубинах более 15 - 20 км и не распространяются ниже поверхности Кюри /40-60 км/, то при значении избыточной намагниченности J порядка $1 \cdot 10^{-3}$ СГС интенсивность аномалий не превышает 1-2 мГ. Коррелированность магнитных аномалий зависит, как известно, от глубины залегания и горизонтальных размеров источников, а для тел, горизонтальные размеры которых существенно больше глубины залегания их центра, - только от глубины залегания. Поэтому источники, расположенные в пределах некоторого интервала глубин, создают аномалии ограниченной коррелированности. Оценки показывают, что при заданных параметрах значения радиусов автокорреляции региональных аномалий с амплитудой более 0,2 мГ лежат в интервале от 30 до 80-100 км. Если допустить, что возможные магнитные неоднородности глубоких частей коры с $J > 10^{-3}$ СГС имеют

размеры, не превышающие первые десятки километров, то приведенные значения радиусов автокорреляции являются предельными.

Может показаться, что задача выделения региональных аномалий легче разрешима в районах, где складчатый или кристаллический фундамент — основной источник аномалий-помех, расположен на значительной глубине и перекрыт немагнитными осадочными образованиями. Действительно, при увеличении глубины быстрее затухают аномалии, связанные с относительно неглубокими и небольшими по размерам структурами, но это справедливо либо в отношении отдельно взятых аномалий, либо в отношении их стационарной случайной совокупности. Обычно же источники, создающие малокоррелированные аномалии-помехи, расположены в пространстве существенно неравномерно, что в каждом конкретном случае определяется геологическими условиями региона. Так как магнитные аномалии на конечном интервале имеют среднее значение, существенно отличное от нуля, при увеличении глубины залегания в магнитном поле возникает компонента, коррелированная с характером распределения аномалий-помех. При этом, если размеры в плане областей, где наблюдается скопление источников аномалий-помех, составляют многие десятки километров, то аномалии над такими областями при глубине их залегания 4 — 6 км по амплитуде и коррелированности сопоставимы с региональными аномалиями от глубоких частей коры. Поэтому, если неизвестны закономерности распределения источников магнитных аномалий в верхних частях разреза, трудно обосновать сколь-нибудь надежные критерии разделения поля помех и поля глубинных источников.

Учитывая изложенное, необходимо обратиться к районам, где складчатый фундамент выходит на поверхность. В таких районах, по сравнению с районами глубокого залегания фундамента, увеличиваются амплитуды аномалий от близповерхностных источников, т.е. резко возрастает уровень помех. Однако одновременно становится возможным исследовать характер и природу аномалий-помех и сделать их статистические оценки.

Среди районов, где магнитные образования выходят на поверхность, Центральный Казахстан выгодно выделяется сравнительно меньшей интенсивностью аномального магнитного поля. В процессе комплексных геолого-геофизических исследований хорошо изучена геологическая природа всех значительных магнитных аномалий и доказана их связь со структурами, глубина залегания верхних ограничений которых не превышает первых километров [2].

Анализ результатов магнитных съемок разных масштабов показывает, что наблюдаемые структуры магнитного поля характеризуются широким спектром амплитуд и радиусов автокорреляции. Аномалии и совокупности аномалий от близповерхностных источников с размерами в плане 30-100 км могут значительно затруднять выделение региональных компонент /подавление существенно меньших по размерам изолированных особенностей магнитного поля значительных трудностей не составляет/. Чтобы выяснить, есть ли в магнитном поле такие структуры, нельзя воспользоваться обычными трансформациями, так как любая из них в той же степени действует и на поле глубинных источников. Можно пойти наиболее простым путем.



100 км

а



1,0 км

б



0,1 км

в

Рис. I Примеры разномасштабного представления магнитного поля отдельных районов Центрального Казахстана /оцифровка изолиний в миллиэрстедах/.

Как известно, генерализация рисунка поля при уменьшении масштаба изображения представляет собою своеобразный фильтр, избирательно действующий по отношению к аномальным полям, подчеркивая те их особенности, которые наиболее типичны для больших площадей. Поэтому для выявления наиболее крупных закономерностей полей геологических структур, выходящих на поверхность, естественно обратиться к мелкомасштабному представлению магнитного поля [1].

На рис. 1, а представлено в данном масштабе магнитное поле территории площадью порядка 10^5 км^2 , геологически соответствующее варисцидам северо-западного Прибайкалья. Каждая из аномалий этого района имеет очень сложную внутреннюю структуру, что наглядно демонстрируется на рис. 1, б, где по результатам аэросъемки масштаба 1:25 000 изображено магнитное поле квадрата площадью 10 км^2 , отмеченного стрелкой на рис. 1, а. И, наконец, тонкая структура аномального поля, выявляемая при наземных детальных работах для квадрата площадью $0,1 \text{ км}^2$ /рис. 1, б/, изображена на рис. 1, в. В каждом из этих последовательных представлений магнитному полю присущи свои закономерности, преобладающие амплитуды, ориентировка и размеры аномалий в плане. Не затрагивая сейчас, однако, вопроса о внутренней структуре аномалий магнитного поля масштаба 1:5 000 000, обратимся к результатам их статистического анализа.

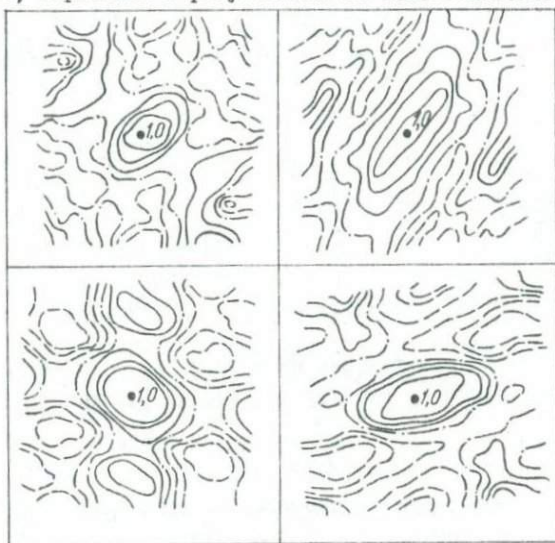


Рис.2. Нормированные двухмерные автокорреляционные функции магнитного поля Центрального Казахстана. Проведены изолинии 0, +0,1, +0,2, +0,3 /положительные значения - сплошные линии, отрицательные - пунктир/.

На рис.2 изображены двухмерные автокорреляционные функции /АКФ/ для четырех районов Центрального Казахстана площадью 10^5 км^2 каждый, при сети задания значений поля $26 \times 25 \text{ км}$. Значение двухмерной АКФ в данной точке характеризует тесноту связи поля исследуемой площади с ним же самим, смещенным так, что центр площади совпадает с данной точкой, а оси координат остаются параллельными. Таким образом, двухмерная АКФ характеризует коррелируемость поля во всех направлениях и является более полной и достоверной его характеристикой по сравнению с корреляционным анализом магнитного поля по профилям [3].

Нормированная двухмерная АКФ почти для всей территории Центрального Казахстана по изолинии $+0.3$ имеет изометричную или слабо вытянутую форму, что свидетельствует об отсутствии преобладающего простираения магнитных аномалий в пределах Тенизской впадины и ее обрамления /северо-западный квадрат/, Сарысу-Тенизского поднятия и, наконец, Северо-Западного Прибалхашья/юго-восточный квадрат, магнитное поле которого приведено на рис. 1, а/. Исключение составляют северо-восточные районы, где вытянутая в плане форма АКФ определяется интенсивными магнитными аномалиями, приуроченными к допалеозойским порфиритоидам. Радиус автокорреляции изменяется при переходе от района к району, составляя в среднем около 40 км. Поскольку АКФ главным образом определяется компонентами поля, имеющими наибольшую амплитуду, можно утверждать, что полученные характеристики коррелированности относятся к аномалиям и их совокупностям, обусловленным неглубоко залегающими породами. Иными словами, при рассмотрении задачи о выделении региональных аномалий от глубинных источников необходимо учитывать существование аномалий-помех с радиусом автокорреляции, близким радиусу полезных аномалий, и со средней амплитудой, превосходящей амплитуду последних не менее чем в 3-5 раз. В этих условиях можно обсуждать возможность выделения только наиболее коррелированных региональных аномалий.

Автокорреляционные функции магнитного поля Центрального Казахстана вдоль различных направлений хорошо аппроксимируются выражением

$$\delta_r(r) = e^{-r^2/r^2},$$

где r - радиус автокорреляции. Энергетический спектр аномалий магнитного поля в этом случае

$$G(\omega) = \frac{1}{2} A^2 r^2 e^{-\omega^2 r^2/4}, \quad (1)$$

где A - средняя амплитуда.

Если допустить, что АКФ региональных аномалий описываются

подобным или близким выражением, то при наблюдаемом соотношении амплитуд и отношении радиусов автокорреляции региональных аномалий и помех, равном 2-2,5, спектр полезной аномалий полностью перекрывается спектром помехи. Формально может быть получен спектр оптимального низкочастотного фильтра для выделения региональных аномалий. Например, при амплитуде региональных аномалий, вдвое меньшей амплитуды помехи, и отсутствии корреляции между ними

$$K(\omega) = \frac{1}{1 + c \frac{3}{4} \omega^2 r^2}$$

Однако среднеквадратичная ошибка такой фильтрации, зависящая от перекрытия спектров, очень велика. Тем более велика среднеквадратичная ошибка любой другой низкочастотной трансформации. В частности, пересчет в верхнее полупространство при любой высоте пересчета не может обеспечить достаточного подавления аномалий-помех и сколько-нибудь надежного выделения аномалий от глубоких частей коры; в этом случае только улучшается соотношение амплитуд региональных аномалий и помех.

При наблюдаемом соотношении частотного состава региональных аномалий и помех более перспективным представляется использование оптимального фильтра для выделения аномалий-помех, который в рассматриваемом случае должен быть высокочастотным, но с учетом опущенных при данном анализе малокоррелированных компонент поля - полосовым. Последующее исключение из суммарного поля, представленного в достаточно мелком масштабе, выделенных компонент может помочь выявлению аномалий от глубоких частей коры.

Как показал двухмерный корреляционный анализ, для магнитного поля Центрального Казахстана характерно присутствие скоплений аномалий, образующих области с размерами в поперечнике порядка 80 км. Это означает, что в течение палеозойской истории региона магматические процессы, продукты которых являются основными источниками магнитных аномалий, преимущественно локализовались в пределах примерно изометричных в плане блоков указанных размеров. Особенности морфологии поля значений двухмерных АКФ при большой величине сдвига τ позволяют наметить определенные закономерности пространственного размещения блоков. Так, например, в пределах Сарысу-Тенизского поднятия/юго-западный квадрат/ определяющее влияние на макроструктуры магнитного поля оказывают отчетливо дифференцированные системы разрывных нарушений широтного, субмеридионального, северо-восточного и северо-северо-западного простираний. Регулярность систем разрывных нарушений, в частности присутствие строго ортогональных систем, намечается также для районов Тенизской впадины

и северо-западного Прибалхашья. Каждая система характеризуется определенной периодичностью проявления в пространстве. Все это свидетельствует о влиянии ротационного режима Земли на формирование палеозойских структур.

Представляется достаточно правомерным и другой подход - в качестве региональных аномалий рассматривать закономерные совокупности магнитных аномалий и попытаться путем количественных оценок получить параметры блоков, насыщенных магматическими образованиями, и прежде всего глубину их нижнего ограничения.

Сложная внутренняя структура таких региональных аномалий свидетельствует об очень неоднородной намагниченности пород верхних частей коры в горизонтальном направлении. Можно предположить, что столь сложно распределены значения намагниченности и по вертикали, по крайней мере, на первых десяти километрах разреза. При этих условиях невозможно использование при количественных оценках значений магнитного поля в пределах границ блоков. В частности, трудно рассчитывать уловить понижение значений поля в центральных частях аномалий, которое наблюдалось бы при однородном намагничивании и глубинах залегания нижних кромок, меньших мощности гранитного слоя /15-20 км/. Не исключено, что неоднородность намагничивания меньше влияет на параметры магнитных минимумов, присутствие которых по краям рассматриваемых макроструктур поля можно ожидать при ограниченном распространении магнитных пород на глубину.

Этот вопрос безусловно требует специального обсуждения с учетом эффекта неоднородности намагничивания пород и возможного изменения этого параметра с глубиной, что является достаточно сложной задачей.

Отметим в заключение еще одно обстоятельство. Исследование характера магнитного поля, создаваемого выделенными ранее крупными блоками в областях, разделяющих эти блоки, важно еще и потому, что только в пределах таких областей, где аномалии-помехи поверхностной природы имеют ограниченное распространение, можно приблизиться к решению вопроса о выделении аномалий, связанных с нижними структурными этажами и глубокими частями земной коры.

Литература

1. Сербуленко М. Г. - В кн.: Дополнительные главы курса гравиметрии и магниторазведки. Новосибирск, 1966.
2. Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., "Недра", 1969.
3. Уортон С. У. и др. - В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. М., "Мир", 1966.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И ЕГО ИНФОРМАТИВНОСТЬ

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

В.Н.Луговенко
/ИЗМИРАН СССР/

Известно (в история развития взглядов на природу региональной части аномального магнитного поля это подтверждает), что обратная задача магнитометрии неоднозначна. Это связано с тем, что форма отдельной магнитной аномалии зависит от многих факторов: от глубины источника, от его горизонтальных и вертикальных размеров, от направления намагниченности и простираания источника и т.п., которые часто носят случайный характер.

При решении обратной задачи выдвигается на первый план вопрос о том, каков закон суммирования отдельных мелких магнитноактивных источников в крупные "эффективные" магнитные тела, которые образуют магнитные аномалии. Для выявления этого закона полезна абстракция, выяснение главного в аномальном магнитном поле.

Оценка статистических свойств аномального магнитного поля (АМП) позволяет выявить самые главные черты поля, т.е. обнажить "жесткое существо дела". При этом статистические оценки зависят от усредненных вдоль профиля (или по площади) упомянутых факторов, что приводит к исчезновению влияния некоторых из этих факторов на статистические свойства поля.

Можно, например, показать что для субширотных профилей параметр T_0 (длина основной периодичности (\bar{I})) автокорреляционной функции АМП зависит в основном от среднего расстояния между источниками аномалий, а радиус корреляции функции $\bar{r}_{0,3}$ АМП определяется в основном средними вертикальными и горизонтальными размерами магнитных источников (рис.1).

Используя при оценке статистических свойств АМП скользящий отрезок длиной 1020 км и приняв в качестве нормального поля модель сферического гармонического ряда с $n=m=9$, по ряду регионов получили оценки параметров $\bar{r}_{0,3}$ и T_0 . Были выделены следующие регионы: 1) области срединно-океанических хребтов; 2) области молодой океанической коры, окружающие срединные хребты; 3) Западно-Сибирская плита; 4) Сибирская платформа; 5) Северо-Американская платформа.

На первом этапе работы выявилась удивительная стабильность частотных свойств аномального магнитного поля (см. рис.53 и 56 из

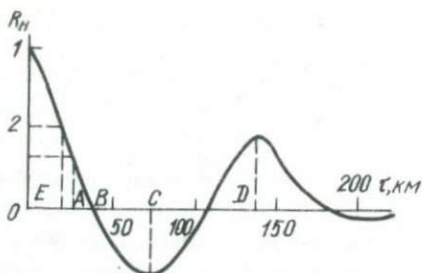


Рис. 1.

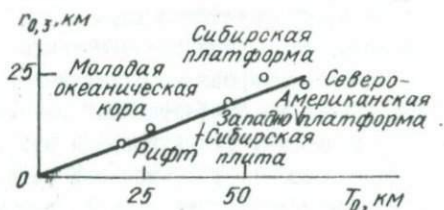


Рис. 2.

работы [1], где, например, видно, что спектры АМП Восточно-Сибирской и северо-Американской платформ практически совпадают). Это был важный шаг в направлении выяснения того обстоятельства, что существует некоторый средний размер магнитных аномалий, который контролируется конструкцией магнитоактивной оболочки Земли.

На рис. 2, где изображена зависимость $r_{0,3} = KT_0$, каждому из перечисленных регионов соответствует одна точка, которая представляет осредненные значения параметров АМП по многим профилям [1]. Точка с условным названием "рифт" означает характеристику срединно-океанических хребтов.

Все точки на рис. 2 практически ложатся на одну прямую линию. А так как параметр T_0 — есть среднее расстояние между магнитными источниками, то параметр $r_{0,3}$ оказывается зависящим только от этого расстояния.

Радиус корреляции зависит, по-существу, от горизонтальных размеров блоков земной коры, поскольку упомянутые расстояния и размеры блоков связаны между собой. Более того, АМП в первом приближении можно рассматривать как простое гармоническое колебание (это

особенно отчетливо видно на больших высотах, см. рис. 75 из работы [Д], которое отражает систему блоков, отличающихся друг от друга по средней намагниченности и глубине заложения верхней поверхности (глубине осадочного чехла). Последних два фактора и определяют в основном природу региональных магнитных аномалий.

Таким образом, основной закон суммирования магнитных аномалий можно сформулировать так .

Региональная компонента аномального магнитного поля представляет суперпозицию влияния магнитоэффективных источников, которые определяются геометрией распределения верхних кромок блоков земной коры (литосферы) и величиной намагниченности этих блоков. Отсюда ясно, что само понятие региональная компонента АМП — величина переменная. Ее свойства (спектр) зависят от среднего размера блока литосферы рассматриваемого региона. Над срединно-океаническим хребтом эти размеры меньше, чем на платформенных участках континента. Например, под региональной компонентой древних платформ следует, по-видимому, понимать гармоника с периодами 50–1000 км.

Возражения против полученного вывода и способа его доказательства обычно имеют два направления : 1) неверна методика (неправильно выбрана длина скользящего отрезка, модель нормального поля или шаг выборки и т.п.) ; 2) параметр T_0 зависит от многих факторов (наклонения геомагнитного поля и т.п.) и поэтому не отражает среднюю величину горизонтального размера блока земной коры.

Проверка показала, что соотношение параметров τ_{a3} / τ_0 выполняется при использовании самых различных методик (разные длины скользящих отрезков, различные модели нормальных полей), например, функция R , характеризующая поле Z_a вокруг земного шара по широте 40 ю.ш. [2] дает отношение τ_{a3} / τ_0 точно такое же, как на рис. 2.

Для проверки степени соответствия параметра T_0 и расстояния между разломами проводилась специальная работа. По "Карте разломов земной коры территории СССР", составленной в институте ВСЕГЕИ коллективом авторов (Т.А.Аргутина и др.) в 1968 г. по геологическим и геофизическим данным, было выполнено следующее. Вдоль девяти широтных профилей, секущих Западно-Сибирскую плиту и Восточно-Сибирскую платформу, были вычислены расстояния между разломами и построены соответствующие гистограммы (рис.3). Если сравнить медианы этих гистограмм со значениями параметра T_0 , определенными для этих же регионов (см. табл. 10 работы [Д], где соответствующие значения T_0 46 км и 55 км), то нельзя не отметить удивительное совпадение рассматриваемых величин.

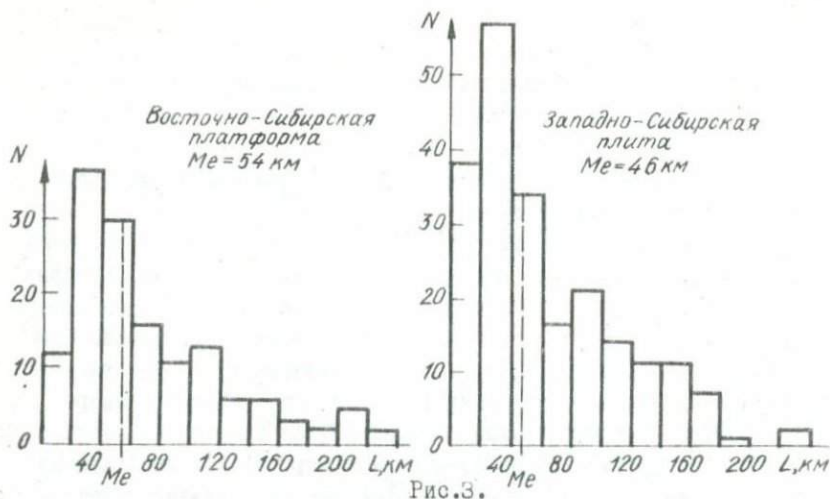


Рис.3.

Анализ большого количества материалов магнитных съемок позволил выявить следующие важные свойства аномального магнитного поля:

а) стабильность частотного состава аномального магнитного поля одновозрастных регионов;

б) постоянство отношения $\tau_{0,3} / T_0$, равное 0,192 и соответствующее простому гармоническому колебанию. Последнее обстоятельство позволяет в первом приближении рассматривать аномальное поле, как поле поверхности консолидированного фундамента, на котором размещена с разной степенью концентрации некоторая эффективная магнитная масса. Из-за того, что консолидированная кора (а точнее, вся литосфера), благодаря своей хрупкости, делится системами разломов на относительно опущенные и приподнятые блоки, в аномальном поле наблюдаются периодическое уменьшение и увеличение дисперсии.

Приведенные соображения позволяют наблюдать в АМП следы активной тектонической жизни океана и суши в рамках современных представлений о движущихся литосферных плитах, которые являются суперпозицией блоков, имеющих более (океан) или менее (суша) упорядоченный характер.

Одним из важных следствий изложенного является возможность строгого (как с физической, так и с математической сторон) разделения АМП на локальную (ЛАМП) и региональную (РАМП) компоненты. Если принять, например, в качестве граничной частоты $f_0 = 0,021 \text{ км}^{-1}$ для деления ЛАМП и РАМП древних платформ, то оптимальному оператору разделения будут относительно близки оператор осреднения с интервалом осреднения 35 км и операция пересчета поля вверх на высоту 6 км.

В заключение отметим возможность косвенной оценки мощности всей литосферы путем использования связи между этой мощностью и горизонтальными размерами блоков, на которые раскалывается литосфера в процессе развития. Работа в этом направлении только начинается.

Литература

1. Луговенко В.Н. Статистический анализ аномального магнитного поля территории СССР. М., "Наука" 1974.
2. Розе Е.Н., Эфендиева М.А. - Геомagnetизм и аэрономия, 1968, 8, 4.

Примечание редакции
к статье В.Н. Луговенко "Аномальное магнитное поле и его информативность о глубинном строении земной коры"

График зависимости $\tau_{0.3}$ от T_0 для различных регионов (рис. 2) уже неоднократно публиковался В.Н. Луговенко. Обсуждая этот график, автор делает заключение о том, что радиус корреляции аномального поля "зависит, по существу, от горизонтальных размеров блоков земной коры". Однако нетрудно показать, что возрастание радиуса корреляции при переходе от срединно-океанических хребтов к платформенным областям континентов связано с увеличением расстояния до источников аномалий.

В.Н. Луговенко сопоставляет параметр T_0 (длину основной периодичности) корреляционной функции аномального магнитного поля с расстоянием между разломами земной коры территории СССР и устанавливает "удивительное совпадение рассматриваемых величин". Однако в этом совпадении нет ничего удивительного: для построения карты разломов на большей части СССР, где поверхность консолидированной коры скрыта под осадочными отложениями покрова, привлекались именно данные аэромагнитных съемок, отличающиеся наибольшей систематичностью и детальностью. Очевидно, что логически неправильно привлекать магнитные данные для проверки некоторых характеристик, устанавливаемых по этим же исходным магнитным данным.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НИЖНИХ КРОМОК НАМАГНИЧЕННЫХ ТЕЛ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Л.В. Булина
/ВСЕГЕИ/

Одной из проблем, возникающих при изучении магнитной неоднородности земной коры, является установление глубины нижней границы магнитоактивного слоя (слоя, в котором сосредоточены основные источники аномального магнитного поля). Существующие способы оценки этих глубин не могут дать однозначного решения, так как они базируются на ряде произвольно принятых допущений. В то же время сравнение данных, полученных разными способами, представляет определенный интерес - резкое их расхождение будет стимулировать дальнейшие исследования в этой области, а сходимость может указывать на приемлемость произведенных оценок.

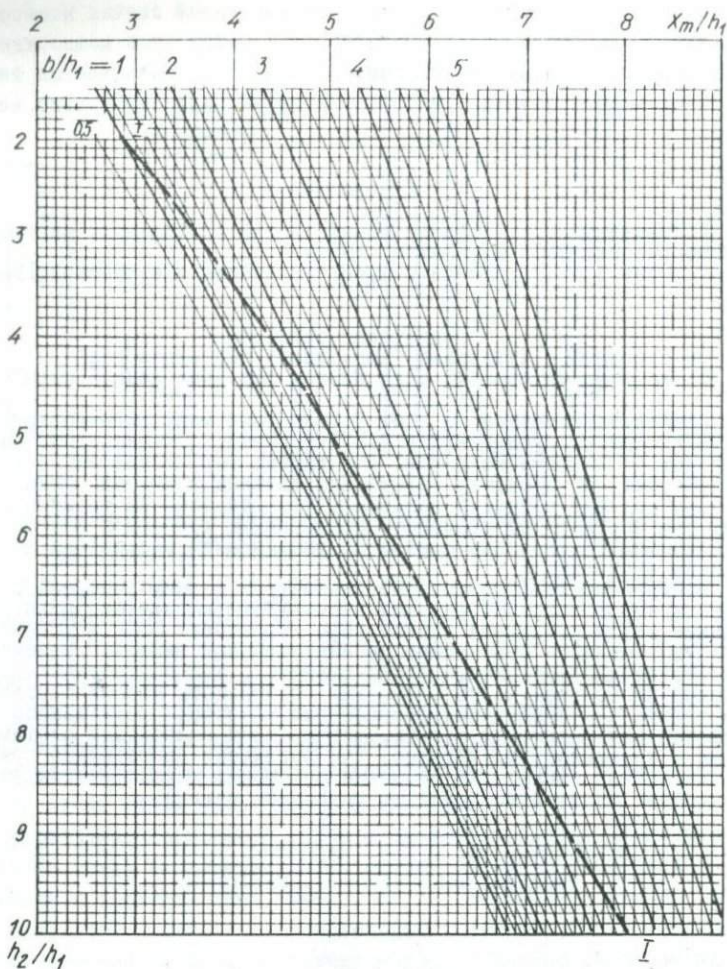


Рис.1. Номограмма для определения глубины нижней границы круглопадающих немагнитных тел. I - I - кривая зависимости $\frac{X_m}{h_1}$ от $\frac{h_2}{h_1}$ для штокообразных тел.

В связи с этим следует рассмотреть данные о глубинах нижних кромок немагнитных тел (h_2), полученные из анализа аномального магнитного поля автором и М.С.Рябковой.

Оценки глубин производилась способами, основанными на зависимости положения минимумов аномальной кривой Z от глубины нижней кромки возмущающего тела. Аналитическое выражение этой зависимости для вертикально намагниченного тела прямоугольного сечения

$$x_m^2 = \delta^2 + h_1 h_2 + \sqrt{h_1 h_2 [(h_1 + h_2)^2 + 4\delta^2]} \quad (1)$$

использовано для построения номограммы [3]. Часть этой номограммы в укрупненном виде приведена на рис. 1. Определив глубину верхней кромки намагниченного тела h_1 , расстояние между минимумами аномальной кривой $2x_m$ и расстояние между точками перегиба $2x_{mn}$ (для широких тел его можно принять равным 2δ), с помощью номограммы можно оценить величину h_2 .

Линии, выражающие зависимость $\frac{x_m}{h_2}$ от $\frac{h_2}{h_1}$, с увеличением $\frac{b}{h_1}$ приобретают все больший наклон по отношению к оси x (рис. 1); для широких тел ($\frac{b}{h_1} > 10$) абсцисса x_m уже слабо зависит от величины h_2 . В таких случаях более надежные результаты дает использование производной $\frac{\partial Z}{\partial x}$.

Согласно выводам А.А. Логачева [13, стр. 171],

$$x_0^2 = h_1 h_2, \quad (2)$$

если $\frac{b}{h_1} \leq 1$. Здесь x_0 - абсцисса точки, в которой $Z = 0$. На кривой Z эти точки уверенно найти не удастся. По производной $\frac{\partial Z}{\partial x}$, которую можно отождествить с кривой Z от узкого тела в приконтактной зоне, они находятся более надежно - это абсциссы экстремумов исходной кривой Z . Расстояние между экстремумами кривой, имеющей вид ступени, можно принять равным $2x_0$ и найти h_1, h_2 , как это предлагает С.С. Иванов [10].

На отдельных участках оценка величины h_2 производилась по формуле

$$h_2 = \frac{b}{\lg[\operatorname{arctg} \frac{b}{h_1} - \frac{Z_0}{\delta}]}, \quad (3)$$

которая справедлива для вертикально намагниченных тел прямоугольного сечения, имеющих безграничные размеры по простиранию [5]. Для вычисления глубины нижней кромки тела, кроме h_1 и δ , нужно еще найти среднюю намагниченность тела J и Z_0 - значение вертикальной составляющей поля при $x = 0$. Поскольку погрешность в оценке h_2 зависит от точности исходных данных, параметры, входящие в формулу, должны быть определены достаточно надежно. Это лучше всего осуществляется в районах, где намагниченные образования залегают около земной поверхности.

В соотношениях (1) - (2) величины, необходимые для расчетов (x_m , x_0 и x_{mn}), определяются непосредственно по аномальной кривой, вычисляется только величина h_2 . Поэтому вероятность появле-

ния грубых ошибок в оценке k_2 здесь уменьшается. Кроме того, смещение точки $\frac{k_{12}}{k_1}$ на номограмме из-за неправильного определения k_1 , влечет за собой смещение $\frac{k_2}{k_1}$, в результате чего происходит частичная компенсация допущенных ошибок.

Несоответствие точек перегиба аномальной кривой расположению боковых поверхностей намагниченного тела, отмечающиеся при $\frac{z}{h_1} < 1$, не должно привести к серьезным ошибкам, так как линии на номограмме для этих случаев проходят достаточно близко друг от друга. Ошибки в определении других параметров во многом зависят от качества использованных материалов - правильно найти характерные точки кривой и определить глубину верхней кромки намагниченного тела можно лишь в том случае, если аномалия магнитного поля, выбранная для расчетов, передана без искажений и изображена в крупном масштабе.

Исследования на моделях показали, что для определенного класса тел (при $\frac{k_2}{k_1} \leq 2$) величина k_1 , рассчитанная на теоретической кривой, как правило, получается меньше принятой на 20-40%, что влияет и на результаты определения k_2 . Для таких моделей вычисленная величина k_2 может превышать заданную почти в 2 раза. С увеличением вертикальных размеров тел ошибки в определении k_1 и k_2 уменьшаются. Однако при $\frac{k_2}{k_1} > 10$ отклонения вычисленной величины от заданной снова увеличиваются; они могут составлять - 30% и более. Это объясняется тем, что аномальный эффект от нижней границы тела становится небольшим по сравнению с влиянием его верхней границы, и особенности аномальной кривой, используемые для расчетов, постепенно затухают. Минимум кривой все дальше удаляется от вершины и становится менее четким.

Необходимо подчеркнуть, что именно горизонтальные размеры объекта имеют важное значение при установлении предельных глубин, до которых может чувствоваться его нижняя кромка. Известно, что вертикальная составляющая магнитного поля $Z = 2I(\theta_1 - \theta_2)$, где θ_1 и θ_2 - углы видимости верхней и нижней граней намагниченного тела [13]. От соотношения этих углов и зависит доля влияния нижней границы тела на суммарную кривую Z . Поэтому при оценке k_2 можно ожидать лучших результатов, если намагниченное тело имеет значительные размеры в поперечнике.

Приведенные формулы для определения k_2 выведены из аналитического выражения поля Z от однородно намагниченного тела, имеющего прямоугольное сечение. Ясно, что реально существующие объекты не всегда можно аппроксимировать этой моделью, а аномалии поля

ΔT аномалиями Z . Чтобы иметь представление о возможных ошибках в определении глубины нижней границы геологических объектов, проводились вычисления на ряде других моделей по кривым Z и ΔT . Рассматривались тела с различными углами падения и намагниченности, тела, намагниченность которых линейно изменяется в горизонтальном или вертикальном направлении, а также сложные модели, состоящие из нескольких неодинаково намагниченных тел разной формы. Для расчетов отбирались кривые с двумя крайними минимумами, имеющие в приконтактной зоне одну точку перегиба. Если простираение тела приближалось к широтному, использовалась только южная ветвь кривой, так как на положение минимума северной ветви влияет еще наклонение намагниченности. Все параметры, необходимые для расчетов, определялись по аномальной кривой, как это делается на практике. Положение нижней границы сложной модели находилось только для крайних боковых ее частей.

В результате для выборочной совокупности из 114 определений, куда были включены и неблагоприятные случаи, коэффициент вариации составил 22,5%, доверительная вероятность ошибки до 30% - 0,81.

Как оказалось, линейное изменение намагниченности в горизонтальном или вертикальном направлении лишь в отдельных случаях является причиной появления грубых ошибок. При горизонтальном градиенте намагниченности внутри тела величины h_1 и h_2 находятся с указанной точностью, если на границе тела намагниченность изменяется скачком. Ошибки сильно возрастают, когда намагниченность возрастает постепенно от нуля и нет четкой границы, отделяющей магнитное тело от немагнитного. Аномальная кривая над таким участком имеет вид прямой линии, что может служить причиной для ее отбраковки.

При постепенном убывании намагниченности с глубиной величина h_2 определяется с той же погрешностью, что и при однородном намагничении, но значения получаются меньше тех, какие приняты для модели. Это вполне закономерно, так как нижняя часть такого тела уже в значительной степени размагничена.

Если намагниченность нарастает от верхней границы тела к нижней и центр тяжести магнитных масс смещается вниз, глубина нижней границы, рассчитанная по аномалиям магнитного поля, получается завышенной. Ошибки возрастают с увеличением вертикального градиента намагниченности и могут превышать 50%, когда намагниченность тела на глубине увеличивается в 5-10 раз. Подобное изменение намагниченности для реальных геологических объектов, по-видимому, маловероятно, и можно предполагать, что в природе такие случаи встречаются сравнительно редко.

Приведенные данные позволяют считать, что при благоприятных условиях по аномалиям магнитного поля можно производить оценки глубины нижней границы геологических тел, отличающихся от вмещающей среды повышенной намагниченностью. Учитывая, что на территории СССР в большом объеме выполнены аэромагнитные исследования и получены материалы, с высокой детальностью характеризующие аномальное магнитное поле, целесообразно произвести оценки глубин нижних кромок крупных намагниченных тел и попытаться привлечь эти данные для изучения строения земной коры.

Применительно к поставленной задаче на большей части территории СССР были просмотрены карты графиков аномального магнитного поля, иногда материалы первичной обработки магнитограмм. Для расчетов отбирались почти симметричные изолированные аномалии и приконтактные аномалии, минимумы которых не были осложнены влиянием соседних объектов. Если поблизости от рассматриваемой аномалии регистрировалось новое возмущение поля, вычисления производились по одной неосложненной ветви кривой. Локальные возмущения поля, подобные тем, какие отмечаются над траппами, не учитывались, поскольку интерес вызывали только крупные намагниченные тела, занимающие значительные объемы в земной коре.

Глубины нижних кромок намагниченных тел обычно рассчитывались на двух-трех соседних маршрутах и затем осреднялись. Для оценки h_2 по изолированным вытянутым аномалиям использовались главным образом номограммы; в случае приконтактных аномалий применялась формула (2); для широких аномальных зон, крайние ветви которых находились на значительном удалении друг от друга, в некоторых случаях применялась также формула (3); по изометричным аномалиям с острыми вершинами параметр h_2 находился по зависимости, показанной на номограмме особым знаком. Глубины верхней кромки намагниченных тел в большинстве рассчитывались методом касательных в модификации полутангенса [14]; в случае остроконечных аномалий с точками перегиба вблизи вершины величина h_1 принималась равной абсциссе полумаксимумы кривой.

Несмотря на то, что при отборе и интерпретации аномалий соблюдались единые требования, все же есть основания предполагать, что специфика геологического строения и различное качество использованных материалов привели к тому, что данные о глубинах нижних кромок намагниченных тел оказались неравноценными. Так, в пределах Западно-Сибирской и Туранской плит, в южной части Сибирской платформы многие намагниченные тела находятся сравнительно далеко друг

от друга, и можно найти достаточное количество неосложненных аномалий. Кроме того, карты аномального магнитного поля построены очень тщательно, вертикальный масштаб графиков, как правило, составляет в 1 см - 1 мэ, иногда в 1 см - 2 мэ. В указанных районах существуют все предпосылки для уверенного определения глубин.

На большей части Русской платформы, в восточной части Сибирской платформы и в Алтае-Саянской складчатой области графики магнитного поля также построены в достаточно крупном масштабе, но распределение намагниченных тел здесь более сложное. Поэтому возможности для выбора подходящих аномалий были ограничены.

Наиболее трудными районами оказались Балтийский, Анабарский и Алдэнский щиты, где имелись только заглубленные карты графиков, построенные в масштабе 1 см - 5 мэ. При вычислении глубин верхних кромок близповерхностных магнитных тел по заглубленным картам графиков среднего масштаба могут быть допущены существенные относительные ошибки, что скажется и на результатах вычисления k_2 . Это обстоятельство заставило исключить из рассмотрения пункты, где значения k_1 получились чрезмерно большими, хотя, может быть, они и соответствуют глубинам до каких-то объектов. Другие параметры, необходимые для расчетов, определяются с большей достоверностью - крайние минимумы и другие характерные точки на кривых $(\Delta T)_a$ в этих районах выражены четко. Причем крайние минимумы обычно расположены вблизи от максимумов, что указывает на сравнительно небольшие вертикальные размеры намагниченных тел на щитах.

Изучение полученных данных в разных регионах показывает, что на отдельных участках глубины нижних кромок большинства намагниченных тел имеют близкие значения, несмотря на то, что геологическая природа этих тел, условия залегания и намагниченность совершенно различны. Так, в районах, где складчатые образования дифференцированы по намагниченности, выходят на поверхность, эти глубины обычно не превышают 10-15 км (рис. 2). Такие значения отмечаются в юго-восточной части Балтийского щита (в других частях щита определение глубин нами не производилось), в пределах Казахстанской, Алтае-Саянской складчатых областей, в Уральской и на продолжении Тяньшанской складчатых систем, на Анабарском и Алдэнском щитах.

Под складчатыми системами, сложенными слабомагнитными комплексами, иногда выделяются глубокозалегающие тела, нижние кромки которых находятся на глубине до 40 км и более, как под Верхоянской складчатой системой.

С погружением складчатых образований под покров осадочных от-

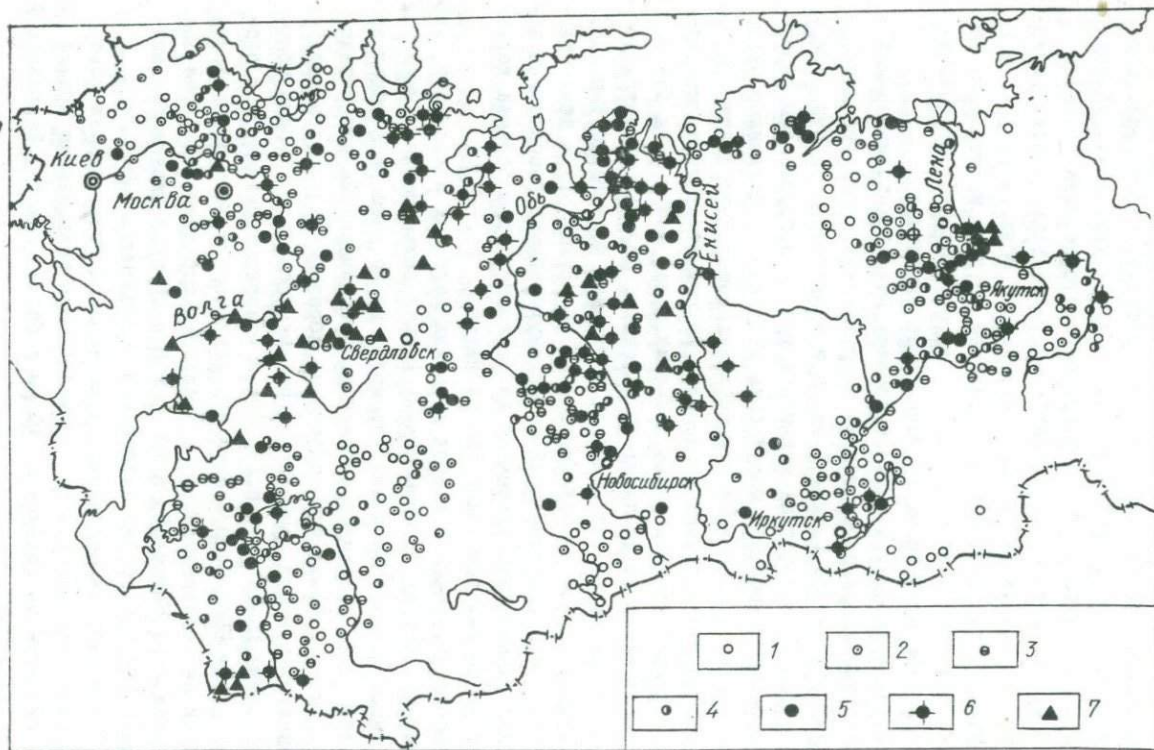


Рис. 2. Схема распределения глубин нижних кромок намагниченных тел на территории СССР /составлена Л.В.Будиной, М.С.Рябковой/. Глубины нижних кромок намагниченных тел, определенные по аномалиям магнитного поля (км): 1 - менее 10; 2 - 10-15; 3 - 15-20; 4 - 20-25; 5 - 25-30; 6 - 30-40; 7 - более 40.

дожений происходит общее увеличение глубин. В пределах Западно-Сибирской плиты глубины до 20 км отмечаются в прибортовых ее частях, примыкающих к Уральской складчатой системе в Казахстанской складчатой области. В центральной части плиты они увеличиваются до 20-30 км и становятся особенно большими на крайнем севере. Однако и в южных районах встречаются отдельные намагнитченные тела, распространяющиеся до 30-40 км и более. Такие тела находятся в зоне Колтогорского разлома, под Касской впадиной и на некоторых других участках.

На платформах (Русской и Сибирской) отмечаются резкие перепады глубин от 10-15 км в районе поднятий фундамента до 20-30 км под впадинами. На Сибирской платформе большие глубины получены в районе оз. Байкала, Тасеевской, Вилуйской синеклиз, Приверхоанского прогиба; вероятно, и в Тунгусской синеклизе нижние кромки намагнитченных тел находятся также глубоко. На Русской платформе глубины также заметно увеличиваются под Прикаспийской синеклизой, Предуральским прогибом, на отдельных участках Московской синеклизы.

Общее соответствие в изменении преобладающих глубин нижних кромок намагнитченных тел и глубин до поверхности складчатых образований заставило еще раз проверить, не влияет ли величина h_1 на вычисленные значения h_2 . С этой целью для Русской платформы, Западной Сибири, южной и восточной частей Сибирской платформы были построены поля корреляции между величинами h_1 и h_2 . Количество использованных точек для каждого региона составляло 79-214. Эти построения подтвердили, что связи между вычисленными значениями h_1 и h_2 нет. Нанесенные точки хаотично располагались в секторе, ограниченном осью h_2 и линией, соответствующей $\frac{h_2}{h_1} = 1,5$. Таким образом, можно признать, что в общем виде обнаруживается связь рассматриваемого параметра с крупными тектоническими элементами.

Сравнение данных о пространственном распределении намагнитченных тел с результатами глубинных сейсмических исследований показывает, что нижние кромки намагнитченных тел часто тяготеют к основным сейсмическим границам (большая их часть находится вблизи границы, которая принимается за границу Конрада) [2,4,8,9,11]. Такие связи отмечаются в разных тектонических регионах - на Русской и Сибирской платформах, на Балтийском и Алдэнском щитах, на Западно-Сибирской плите, в пределах Уральской складчатой системы и в других районах, т.е. между независимыми физическими параметрами, характеризующими магнитные и упругие свойства земной коры, существует определенная связь.

В работах Ю.Я.Вашилова, А.А.Сима [6], анализировавших геофизические данные по Западной Сибири, и Г.Г.Кассина [11], изучавшего глубинное строение Волго-Уральской области, указывается на то, что неоднородные по плотности объекты в некоторых случаях распространяются примерно до тех же глубин, какие получены для нижних кромок намагниченных тел. Подобное соответствие выявилось и при сопоставлении наших данных в районе р.Иртыша с данными количественной интерпретации гравитационного поля. Таким образом, в некоторых районах намечаются интервалы глубин, где происходит изменение характера распределения магнитных и гравитационных масс в земной коре.

Отмеченные закономерности трудно объяснить изменением температурных условий на глубине и перемещением на разные уровни поверхности Кюри. Если бы нижним ограничением магнитных тел являлась поверхность Кюри, то в районах с высокими геотермическими градиентами их нижние кромки находились бы выше, а там, где геотермические градиенты невелики, — ниже. В действительности мы наблюдаем иную картину. Под щитами и обнаженными на поверхности складчатыми системами намагниченные тела распространяются сравнительно неглубоко (до 10–15 км). Геотермические градиенты в этих районах обычно составляют 1–2 град/100 м, и нет оснований считать, что на глубинах до 10 км температура достигает точки Кюри. В районах, где верхняя часть разреза сложена мощными толщами осадочных отложений, обладающими низкой теплопроводностью, геотермические градиенты, как правило, выше, чем на щитах: Здесь поверхность Кюри должна проходить на меньших глубинах. Однако нижние кромки намагниченных тел в таких районах находятся значительно глубже, чем на щитах.

Нужно принять во внимание и то, что намагниченные тела, находящиеся в одном и том же районе, нередко распространяются до различных дискретных интервалов глубин, например, одни из них доходят до поверхности Конрада, другие до поверхности Мохоровичича.

Следовательно, распределение нижних кромок намагниченных тел в земной коре определяется главным образом особенностями глубинного строения; температурный режим на рассматриваемых глубинах, по-видимому, оказывает не столь заметное влияние.

Сопоставляя различные геофизические и геологические данные, можно предположить, что в земной коре существуют границы, или близ горизонтальные зоны, между толщами, отличающимися по характеру распределения объектов, обладающих той или иной избыточной намагничен

ностью и плотностью. Геологическая природа этих границ сейчас обсуждается применительно к данным сейсмических исследований. По-видимому, для успешного решения этого вопроса нужно привлечь и другие геофизические данные.

Как признают многие исследователи, намагниченные образования, создающие аномальное магнитное поле, сосредоточены в основном в верхней части консолидированной земной коры. Это следует и из полученных нами материалов. Нижние горизонты коры, возможно, также дифференцированы по намагниченности, но аномальный эффект от них не может быть большим, поскольку магнитное поле резко убывает с увеличением расстояния до возмущающего объекта. Чтобы объяснить аномалии в 100-200% существованием намагниченных тел, верхние кромки которых находятся на глубине 20-30 км, приходится принимать очень высокие значения их намагниченности - 10^{-2} - 10^{-3} СИ. Такие величины намагниченности устанавливаются только для некоторых геологических образований, имеющих ограниченное распространение вблизи поверхности Земли, и нет оснований считать, что в глубоких горизонтах коры их объемы чрезвычайно увеличиваются.

Интервалы глубин, до которых распространяется большая часть намагниченных тел, условно можно считать подошвой основного магнитоактивного слоя. Учитывая, что среди намагниченных образований, участвующих в строении щитов и складчатых систем, наиболее широко разглыты метаморфические комплексы пород и гранитоиды, магнитоактивный слой земной коры во многих районах, по-видимому, можно отождествлять с гранитно-метаморфическим слоем. На отдельных участках: Прикаспийская впадина, Предуральский и Приверхолянский прогибы подошва магнитоактивного слоя опускается до глубин, где прослеживается или допускается существование границы Мохоровичича. Однако в этих районах и поверхность фундамента находится также достаточно глубоко, и трудно предположить, насколько преобразованы здесь породы фундамента по сравнению с теми, какие развиты в соседних блоках, расположенных выше.

Гипсометрическое положение подошвы магнитоактивного слоя в общих чертах согласуется с рельефом его поверхности - под впадинами она ниже, а под поднятиями выше. Причем разность в отметках нижних и верхних кромок намагниченных тел в отдельных районах часто изменяется в определенных пределах, например, на Русской и в восточной части Сибирской платформы преобладают значения 7-14 км. Создается впечатление, что толща магнитоактивного слоя претерпевала вертикальные перемещения под воздействием тектонических процессов -

формирование положительных структурных элементов коры влекло за собой поднятие уровня, до которого распространяется большая часть намагниченных тел, а образование отрицательных форм сопровождалось его погружением.

Возможно, что на щитах, подвергшихся длительному воздыманию и денудации, верхняя часть магнитоактивного слоя была в значительной степени разрушена, и его подошва оказалась на более высоком гипсометрическом уровне. На участках, где преобладали нисходящие движения, магнитоактивный слой был перекрыт осадочными отложениями, что обеспечило его большую сохранность. Поэтому, вероятно, в пределах Западно-Сибирской плиты этот слой имеет большую мощность, а его нижняя граница находится глубже.

При обсуждении природы региональных аномалий магнитного поля возникает вопрос о влиянии магнитоактивного слоя на их распределение. По существующим данным для территории СССР можно заключить, что такое влияние существует.

На основании параметров, определенных по аномалиям магнитного поля, для восточной части Русской платформы была построена эскизная модель распределения намагниченных тел в земной коре. Контуры тел, обладающих избыточной намагниченностью, находились по положению точек перегиба аномалий, средние глубины верхней и нижней кромок, а также величина средней намагниченности рассчитывались по этим же аномалиям. Затем решалась прямая задача магнитометрии. По известным параметрам, характеризующим намагниченное тело, оценивалось поле χ на высоте 20 км. Для этого использовалось аналитическое выражение вертикальной составляющей магнитного поля от тела прямоугольного сечения, имеющего неограниченные размеры по простиранию. Ясно, что такие построения являются очень схематичными и приближительными, и лишь в самом общем виде могут отвечать действительному распределению намагниченных тел. Магнитное поле на рассматриваемой высоте, очевидно, тоже будет более сложным.

Несмотря на схематичность построений обнаруживается определенное сходство полученной схемы и карты аномального магнитного поля (ΔT)_а, пересчитанного Г.И.Кругляковой на высоту 20 км [12]. На обеих схемах проявились аномалии восточнее и западнее г.Ухты, протягивающиеся в северо-западном направлении, аномальные зоны в районе г.Перми, к югу от г.Горького и др. Конечно, на карте Г.И.Кругляковой аномальные зоны обрисованы более детально, однако общее их расположение отвечает тому, какое можно прогнозировать, ис-

ходя из принятой модели магнитной неоднородности земной коры. На карте аномального магнитного поля, пересчитанного на высоту, максимальные значения напряженности поля, как правило, выше, чем на нашей схеме, но и на участках пониженного поля эти значения выше, т.е. отмечается некоторая разница в уровнях отсчета, принятых при составлении указанных схем.

Сходство аномального магнитного поля, полученного путем аналитического продолжения наблюдаемого поля в верхнее полупространство, и поля, рассчитанного по заданной модели, свидетельствует о том, что распределение намагниченных тел, принятое при построении модели, может иметь место. Есть основание считать, что поле на высоте 20 км создано теми же источниками, что и магнитное поле около земной поверхности, т.е. источниками, сосредоточенными главным образом в магнитоактивном слое. Причем наиболее существенные аномалии находятся на участках широкого распространения сильномагнитных образований, участвующих в строении фундамента Русской платформы. Их средняя намагниченность часто превышает $1000 \cdot 10^{-6}$ ГС.

На схематической карте региональных аномалий территории СССР, составленной Б.Д. Винц и В.И. Почтаревым [7], максимумы региональных аномалий в ряде случаев также отмечаются над участками сильномагнитных образований (например, крупные региональные аномалии на территории Русской платформы, в районе Полярного Урала, Касской впадины, Алданского щита). На территории Русской платформы, в юго-западной и восточной частях Западно-Сибирской плиты, на территории Сибирской платформы, где в земной коре находится большое количество сильномагнитных тел, устанавливается общее повышение регионального фона.

С другой стороны, области широкого распространения сильномагнитных комплексов на северо-востоке СССР на этой схеме не отображены. Однако на схеме, составленной Б.А. Андриевым и М.С. Рябковой [1], региональные аномалии магнитного поля можно увидеть и на этих участках.

Таким образом, региональные аномалии магнитного поля, выделенные путем осреднения наблюдаемого поля или путем аналитического продолжения его в верхнее полупространство, часто устанавливаются на участках, где сосредоточено большое количество сильномагнитных образований. Причем высокая намагниченность объектов отмечается не только по результатам количественной интерпретации аномального магнитного поля, но и при непосредственных измерениях на образцах горных пород, взятых из обнажений. По-видимому, многие региональные аномалии возникают в результате суперпозиции более мел-

ких аномалий от мощных сильномагнитных тел, и магнитная неоднородность земной коры может быть одной из причин появления ряда таких аномалий.

Подобное объяснение региональных аномалий предложил Б.А. Андреев [1]. Он указывал, что древнейшим катархейским блокам отвечают положительные аномалии осредненного магнитного поля, что обусловлено высоким содержанием в этих блоках магнитоактивных минералов и весьма высокой степенью регионального метаморфизма первичных пород.

При сопоставлении данных о глубинах верхних и нижних кромок намагниченных тел с перечисленными картами можно увидеть, что изменение гипсометрического положения поверхности и подошвы магнитоактивного слоя не влияет на распределение региональных аномалий. Так, аномалии, выделенные на севере Русской платформы и в пределах Предуральяского прогиба, находятся в области глубокого залегания нижней границы магнитоактивного слоя (до 40 км и более), а подобные аномалии в западной части платформы соответствуют ее поднятию до 10-15 км. Аналогичные примеры можно привести для Сибирской платформы и для Западно-Сибирской плиты.

Вероятно, это вызвано тем, что горизонтальные размеры участков, где концентрируются сильномагнитные тела, обычно на порядок превосходят общую мощность магнитоактивного слоя. Как бы ни изменялось положение блоков в разрезе земной коры, эти изменения будут незначительными по сравнению с размерами блоков в плане. Следовательно, можно заключить, что на больших высотах аномальный эффект от различных частей магнитоактивного слоя должен в значительной степени зависеть от намагниченности слагающих этот слой геологических образований.

Таким образом, привлечение нового параметра для изучения строения земной коры — глубины нижней границы крупных намагниченных тел, — несомненно, расширит наши возможности в исследовании земной коры. Определенные трудности, встречающиеся в развитии этого направления, должны преодолеваться, чему будет способствовать развитие теории интерпретации геофизических полей.

Литература

1. Андреев Б.А. — ДАН СССР, 1966, 170, 2.
2. Аргутина Т.А. — Геология и геофизика, 1972, 6.
3. Булина Л.В. — Разведочная геофизика, 1966, 15.
4. Булина Л.В. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, 5.
5. Булина Л.В., Булин Н.К., Мартынова Г.И., Мильштейн Д.М. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 211. Л., "Недра", 1974.

6. Ващилов Ю.Я., Сим А.А. - Геология и геофизика, 1969, 3.
 7. Винц Б.Д., Почтарев В.И. - В кн.: Настоящее и прошлое Земли, М., "Наука", 1965.
 8. Волк В.Э. - Советская геология, 1964, II.
 9. Волк В.Э., Литвиненко И.В., Малыгин И.А. и др. - В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. I, Баку, 1973.
 10. Иванов С.С. - Вестник МГУ, сер. геол., 1968, 5.
 11. Кассин Г.Р. - Вопросы разведочной геофизики. Тр. Свердловского горного института, Свердловск, 1967.
 12. Круглякова Г.И. - В кн.: Глубинное строение Урала, М., "Наука", 1968.
 13. Логачев А.А. - Курс магниторазведки М., Гостгеоиздат, 1951.
 14. Peters L.J. - Geophysics, 1949, XIV, 3.

КРУПНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ

(На примере Южного Каспия)

В.И.Почтарев, Д.П.Голуб

/ Ленинградское отделение ИЗМИРАН СССР /

Крупные региональные аномалии геомагнитного поля можно выделить в самостоятельный класс аномалий. Их размеры в поперечнике составляют в среднем несколько сот километров, а интенсивность, по модулю полной и вертикальной составляющих магнитного поля, достигает нескольких сот гамм на поверхности земли. Эти аномалии представляют интересный объект исследования, так как их источники иногда расположены в верхней мантии, которая большинством геофизиков считается запретной областью для намагниченного состояния вещества, вследствие предполагаемых высоких температур, превышающих точку Кюри ферромагнитных компонент, обеспечивающих намагниченность горных пород.

Региональные аномалии в океанических районах впервые выявлены Е.Вестиним при составлении мировых магнитных карт, который считал, что обнаруженные аномалии поперечником 1000-3000 км реально существуют и их источники расположены в мантии [10].

В работах [4, 5] показано, что и в структуре геомагнитного поля территории СССР имеются региональные аномалии больших размеров (в поперечнике сотни километров).

Крупная аномалия площадью $400 \times 200 \text{ км}^2$ и интенсивностью 600 γ выявлена в пределах Скандинавского п-ова при анализе аэромагнитных данных. Серсон Р. [9] предполагает, что источником аномалии является однородно намагниченное тело эллиптической формы, которое погружено до глубины изотермы Кюри (25 км). Вычисленная интенсивность намагничения равна $4 \times 10^{-3} \text{ ГСГ}$ [9].

В настоящее время американскими геофизиками составлена миро-

вая карта региональных аномалий с длиной волны 800-3000 км по данным спутника "Пого". Средняя амплитуда на высотах спутника (500-700) км колеблется в интервале от 2 до 12 γ . Наибольшая аномалия была обнаружена в Центральной Африке и ряд аномалий в различных местах земного шара, причем многие из них коррелируются с известными геологическими структурами.

Существует несколько способов объективного выделения региональных аномалий: пересчет наблюдаемого магнитного поля и верхнее полупространство, скользящее осреднение, частотный анализ и др. В работе [4] для выделения региональных аномалий использовался пересчет поля на высоту 50 км. Анализ поля показал, что на высоте 50 км практически исчезают магнитные аномалии, поперечные размеры которых на земле менее 200 км.

Пересчет поля на высоту (в верхнее полупространство) обладает преимуществами по сравнению с другими способами, во-первых, высота является естественным фильтром для аномалий; во-вторых, с высотой связана другая важная величина - радиус зоны обсчета, и всегда можно строго оценить погрешность пересчета при заданной высоте и радиусе; в-третьих, пересчет поля осуществляется по площади, а не по отдельным профилям, как это обычно делается при частотном анализе. Недостатком метода является то, что пересчет удаляет поле от источников. Однако с помощью метода В.Н. Страхова [17] аномалии можно надежно опустить на исходный уровень.

Часто крупные региональные аномалии являются фоном, на который накладываются аномалии, связанные с верхними частями земной коры, и который, вероятно, вызван глубоко залегающими источниками. Поэтому необходимо перейти к их тщательному изучению - детальной пространственной изученности, а также поведению во времени, поскольку можно допустить, что некоторые из них подвержены вековым изменениям и, следовательно, в отличие от статических локальных аномалий, крупные региональные аномалии могут быть динамичными. При этом еще больше возрастает их роль в изучении процессов, происходящих на глубинах в несколько десятков и сотен километров от дневной поверхности.

Физико-геологическая интерпретация крупных региональных аномалий весьма затруднена, так как часто они осложнены более высокочастотными аномалиями, источники которых залегают на различных глубинах и зачастую ослабляет действие источника, вызывающего региональную аномалию. Легче всего осуществить интерпретацию для

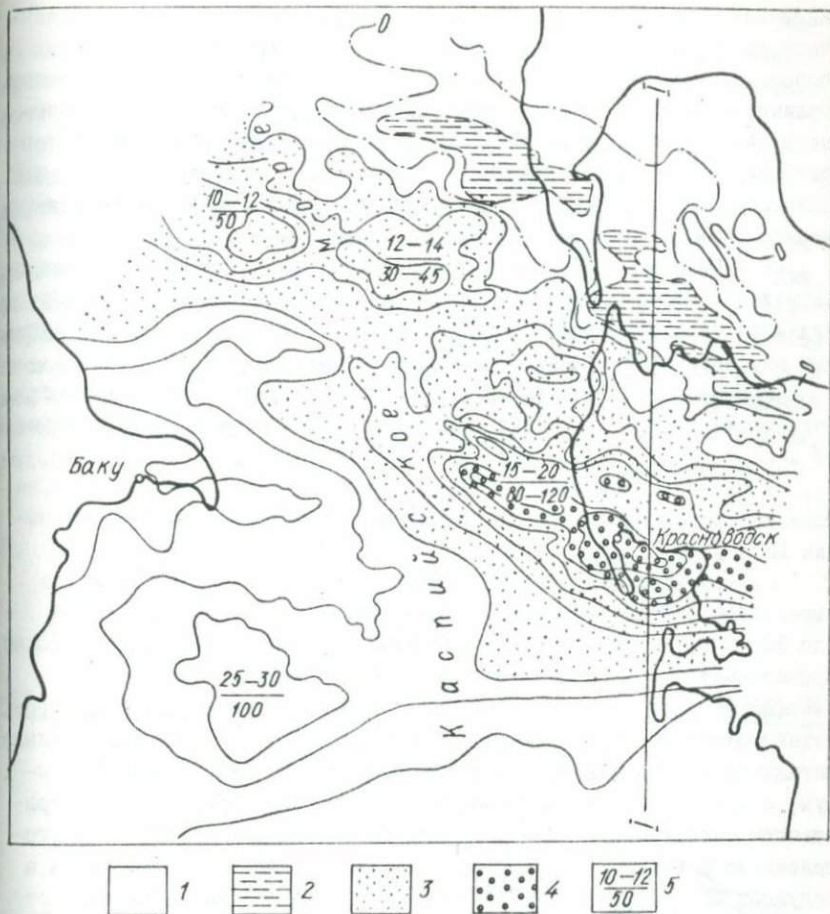


Рис. 1. Схема аномального магнитного поля центральной и южной частей Каспийского моря: 1-спокойное поле, близкое к нормальному (от -100 до +100 r); 2-интенсивное отрицательное поле (ниже -100 r); 3-положительное поле интенсивностью до 500 r; 4-то же, свыше 500 r; 5-глубины до источников магнитных аномалий, км (в числителе - до верхней кромки, в знаменателе - до нижней кромки).

аномалий, выявленных в океанах и морях, связанных с корой океанического и субокеанического типа, так как толща воды и осадочных пород является практически немагнитной, а океаническая кора имеет сравнительно простое строение, обусловленное отсутствием гранитного слоя. Поэтому в ЛО ИЗМИРАН, после выявления аномалий на территории СССР, были предприняты исследования аномального поля в океанах и морях. В результате обнаружен ряд аномалий в Атлантическом и Тихом океанах, а также в Каспийском море.

Б.Д.Винц и В.И.Почтаревым [5], наиболее подробно исследована аномалия в Каспийском море, выявленная при составлении карт нормального поля территории СССР. Позже эта аномалия уточнена по данным аэромагнитной съемки среднего масштаба.

Региональная Каспийская аномалия по интенсивности поля четко подразделяется на две части: юго-западную и северо-восточную (рис. 1/).

В юго-западном Каспии развито относительно спокойное поле, на фоне которого выделяется изометричная аномалия интенсивностью более 120 γ .

Северо-восточная часть Каспийской аномалии имеет отчетливо выраженное северо-западное простирание. Эта полоса интенсивных (до 500–900 γ) положительных магнитных аномалий шириной 100–120 км; протягивается вдоль Предкопетдагского краевого прогиба и через Каспийское море уходит в пределы Терско-Каспийского прогиба. Протяженность полосы более двух тысяч километров. Зоне положительных магнитных аномалий в гравитационном поле отвечает крупный максимум, с юга она четко очерчена полосой высоких горизонтальных градиентов магнитного и гравитационного полей, совпадающих по местоположению в плане. На карте аномалий силы тяжести земного шара в редукции Фая [8], Каспийской аномалии отвечает гравитационная ступень глобального порядка.

Количественная интерпретация Каспийской региональной аномалии проведена нами по данным аэромагнитной съемки, включая оценку глубин до верхних и нижних кромок и интенсивности намагничивания. Расчеты сделаны по 30 аномальным кривым. Верхние кромки геологических образований, создающих региональные аномалии, по нашим определениям, залегают на глубине 10–14 км в северо-западной части экватории Каспийского моря вблизи Апшеронского п-ова и погружаются на 15–20 км к юго-востоку в сторону Красноводского п-ова. Наибольшие глубины (25–30 км) отмечены в южной части Каспийского моря.

Нижние кромки намагнитченных тел, вызывающих региональную аномалию, погружены на глубину 50-120 км. Погрешность оценки нижних кромок для аномалий такого типа составляет не менее 40%, интенсивность намагничения пород - в среднем $(1 \pm 3) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Рассчитана теоретическая кривая $(\Delta T)_a$ и сопоставлена с наблюдаемой кривой по профилю I-I, пересекающему аномальную зону вкрест простирания (рис.2). Из рис.2 видно хорошее совпадение теоретической и наблюдаемой аномальной кривой, подтверждающее надежность оценки глубины залегания намагнитченных образований. Для расчета теоретической кривой намагнитченные образования аппроксимированы однородно намагнитченным, ограниченным по падению пластом бесконечного простирания с заданными параметрами: глубина до верхней кромки - $h_1 = 15$ км; глубина до нижней кромки - $h_2 = 120$ км; мощность пласта - $2b = 60$ км; $b/h_1 = 2$; угол намагничивания - $i_\phi = 60^\circ$; углы падения - $\alpha = 90^\circ$ и 30° ; простирание пласта северо-западное $A = 45^\circ$.

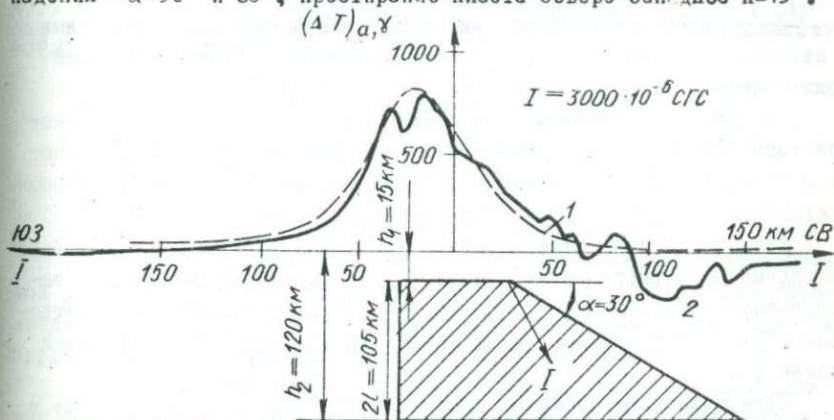


Рис. 2. Графики $(\Delta T)_a, \gamma$ и модель пласта для северо-восточной части региональной Каспийской аномалии: 1 - рассчитанная кривая; 2 - наблюдаемая аномальная кривая.

Положение намагнитченных образований в геологическом разрезе земной коры определялось на основании сопоставления магнитометрических данных с данными глубинного сейсмического зондирования. В настоящее время для акватории Южного Каспия опубликованы структурные схемы глубинных границ раздела земной коры, составленные по данным глубинного сейсмического зондирования. Сопоставление наших данных с этими схемами показывает, что в Южном Каспии верхние кромки намагнитченных тел региональных аномалий приурочены к поверхности "базальтового" слоя, которая прослежена по данным ГСЗ на глубине 20-30 км.

Нижние кромки намагниченных тел, обуславливающих региональную Каспийскую аномалию, находятся на глубине 50-120 км. Если учесть, что в пределах Южного Каспия мощность земной коры, по данным ГСЗ [1,2], составляет 35-45 км, то следует предположить, что нижние кромки намагниченных тел находятся на глубине верхней мантии.

Наличие намагниченных образований в Южном Каспии на глубинах свыше 50 км согласуется с современными представлениями о пониженном тепловом потоке в пределах областей с земной корой переходного типа, к которым относятся Черное и Каспийское моря. Среднее значение теплового потока для Южного Каспия составляет 0,8-1,2 мккал/см²·сек. Точному по величине тепловому потоку на поверхности Мохоровичича может соответствовать температура порядка 300-700°C [3]. Можно допустить, что в пределах Южного Каспия изотерма Кюри для магнетита находится на глубине верхней мантии.

На основании интерпретации Каспийской региональной аномалии и литературных данных, по региональным аномалиям океанов и морей можно сделать следующие выводы:

1) крупные региональные аномалии океанической и субокеанической коры обусловлены магматическими комплексами, возможно, основного и ультраосновного состава, обладающими повышенной намагниченностью (более $(1 + 3) \cdot 10^{-8}$ ГСГ) и повышенной избыточной плотностью;

2) геологические тела имеют значительные горизонтальные и вертикальные размеры (десятки и сотни км). Основная масса крупных намагниченных образований в вертикальном разрезе земной коры приурочена к "базальтовому" слою, а их нижние кромки находятся в верхней мантии;

3) региональные аномалии трассируют крупные разломы, которые в гравитационном поле отражаются аномалиями глобального порядка.

Таким образом, изучение крупных региональных аномалий позволяет исследовать глубокие области Земли.

Литература

1. Аксенович Г.И. В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1962.
2. Беляевский Н.А. - Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
3. Кутас Р.И., Смирнов Я.Б. - В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. К., "Наукова думка", 1974.
4. Почтарев В.И., Винц Б.Д. - Г и А, 1962, II, 2.
5. Почтарев В.И., Винц Б.Д. - Морская геол. и геоф., 1970, I.
6. Семенов А.С. - Вестн. ЛГУ, геол. и геофиз., 1970, 2.
7. Страхов В.Н. - ДАН СССР, 1959, 126, 5.
8. Kaula W.M. - Tectonophysics, 1972, 13, 1-4.
9. Scerson P.H. - In: World magnetic field survey, 1957-1969, Paris, 1971.
10. Vestine E. The geomagnetic field, its description and analysis, V.2, 1947.

Примечание редакции
к статье В.И.Почтарева, Д.П.Голуб "Крупные региональные магнитные аномалии (На примере Южного Каспия)"

Авторами произведена интерпретация юго-западной и северо-восточной частей региональной Каспийской магнитной аномалии. Изометричная аномалия (+120 γ) юго-западного Каспия относится к области распространения "субокеанической" коры. Профиль I-I пересекает северо-восточную часть Каспийской аномалии (в геофизической литературе ее принято называть Краснодарской аномалией), где кора имеет строение, типичное для континента.

Результаты интерпретации Краснодарской аномалии были опубликованы ранее Б.А.Матушкиным (1967), который определил, что глубина верхней кромки тела, вызывающего аномалию, составляет ~10 км, а нижней ~65 км.

Выводы авторов о причинах региональных аномалий океанической и субокеанической коры могут быть отнесены только к аномалии юго-западного Каспия. Предположение авторов о том, что " в пределах Южного Каспия изотерма Кюри для магнетита находится на глубине верхней мантии" является маловероятным, поскольку измерения температуры в многочисленных буровых скважинах западного побережья Южного Каспия позволили построить карты изотерм для различных глубин и установить, что уже на глубине 3000 м температура достигает 90° С (Мехтиев, Алиев, 1968).

К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН ЗАЛЕГАНИЯ НИЖНИХ КРОМОК МАГНИТОАКТИВНЫХ ТЕЛ

В.Н.Страхов, М.И.Лапина
/Институт физики Земли АН СССР/

1. Результаты положительного характера надо доказывать с большой точностью, результаты же отрицательного характера можно устанавливать построением примеров. В данной статье мы построением примеров показываем справедливость следующих негативных тезисов:

а) проблема определения глубин залегания так называемых нижних кромок магнитоактивных тел по данным наблюдения поля ΔZ (или ΔT) является чрезвычайно трудной даже в тех случаях, когда аномалии создаются изолированными объектами, а значение нормального поля установлено с высокой точностью;

б) проблема определения глубин залегания нижних кромок изолированных объектов по полю ΔZ (ΔT) становится существенно труднее в условиях, когда длина профилей не очень велика, а значение нормального поля известно с некоторой ошибкой;

в) наконец, проблема определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел по данным наблюдений поля ΔZ (ΔT) становится практически неразрешимой, если имеет место непрерывное чередование намагниченных тел (намагниченных прямо и обратно).

По-видимому, эти тезисы хорошо известны, однако в последнее время они подвергаются сомнению и их необходимо снова доказывать.

2. Приводимые примеры относятся к случаю двухмерной задачи, но делается это исключительно для упрощения расчетов; кстати, идеализация плоского поля очень широко используется на практике. Примеры подобраны так, чтобы проиллюстрировать возможности определения нижних кромок при изучении глубинного строения коры по аномалиям в рамках гипотезы блоково-слоистой коры.

Уподобим блок земной коры, намагниченный однородно и вертикально, прямоугольной призме, две стороны которой параллельны профилю наблюдений, а две — перпендикулярны. Очевидно, если глубины залегания верхней и нижней кромок блока (призмы) суть h и H , а ее горизонтальная мощность — $2b$, то параметры h и b определяются по аномалиям достаточно надежно, с точностью 15–20%. Относительно параметров H и I (интенсивность намагниченности) это уже утверждать нельзя. Поэтому возникает вопрос — могут ли существовать призмы (блоки) с близкими значениями h и b , но с существенно различными I и H , которые создают на дневной поверхности поля, весьма близкие друг к другу или отличающиеся на почти постоянную величину? Иначе говоря, может ли иметь место компенсационный эффект для параметров I и H ?

3. Проверить возможную степень эквивалентности можно следующим расчетом. Пусть A и B — две призмы различной вертикальной, но одинаковой горизонтальной мощности с одними и теми же абсциссами боковых граней — $\pm b$. Положим

$$L_A = H_A - h_A, \quad L_B = H_B - h_B,$$

где h_A, h_B — суть глубины залегания верхних кромок; H_A, H_B — нижних; L_A, L_B — вертикальная мощность призм. Зафиксируем призму A (т.е. h_A, H_A, I_A — ее намагниченность) и параметр L_B , а параметры h_B, I_B будем считать "свободными". Если $Z_A(x)$ и $Z_B(x)$ — суть поля призм A и B на оси Ox (профиле наблюдения), то можно находить параметры h_B, I_B под одним из условий:

$$\bar{I} \cdot \varphi(h_B, I_B) = \left(\frac{1}{2N+1} \sum_{k=-N}^N (Z_A(x_k) - Z_B(x_k))^2 \right)^{1/2} = \min;$$

$$\bar{I} \cdot \varphi(h_B, I_B, Z_0) = \left(\frac{1}{2N+1} \sum_{k=-N}^N (Z_A(x_k) - Z_B(x_k) - Z_0)^2 \right)^{1/2} = \min.$$

Здесь Z_0 — неизвестная константа; $x_k = k\Delta x$ — координаты точек задания поля.

Условие (1) — условие близости полей призм A и B , а условие (2) — условие близости поля призмы B плюс некоторая константа к заданному полю призмы A .

Если значение φ в точке минимума не превосходит заданного δ^2 , то поля являются эквивалентными с точностью до δ^2 ; если же в добавок при этом

$$\left| \frac{h_A - h_B}{h_A} \right| < \epsilon, \quad (3)$$

где ϵ — заданное число, то эта эквивалентность обусловлена компенсационным эффектом I и H (I, H и Z_0 во втором варианте).

4. В табл.1, 2 приведены результаты модельных расчетов для двух вариантов задания призмы A:

I вариант. $h_A = 1$ км; $b_A = 1$ км; $H_A = 6$ км; $L_A = 5$ км; $I_A = 500$ г.

II вариант. $h_A = 1$ км; $b_A = 2,5$ км; $H_A = 3$ км; $L_A = 2$ км; $I_A = 500$ г.

Для каждого варианта задавалась серия призм B с $b_B = b_A$ и различными L_B . Для первого варианта: $b_B = b_A = 1$ км, $L_B = 2; 3,5; 7; 10; 15$ км, для второго — $b_B = b_A = 2,5$ км, $L_B = 1; 1,5; 3; 5$ км.

В табл.1 приведены результаты определения параметров h_B (т.е. и $H_B = L_B + h_B$) и I_B из условия (1), а в табл.2 — результаты определения h_B , I_B и Z_0 из условия (2).

Анализ приведенных цифр позволяет сделать следующие выводы.

1°. Компенсационный эффект между параметрами I и H действительно имеет место в весьма широких пределах.

2°. Компенсационный эффект гораздо сильнее выражен для блоков, вытянутых на глубину, чем для блоков, вытянутых в горизонтальном направлении.

3°. Чем короче профиль наблюдения, тем компенсационный эффект сильнее.

4°. Компенсационный эффект особенно значителен при неизвестном уровне нормального поля; при этом требуются очень небольшие значения Z_0 для компенсации.

5°. Для объектов, сильно вытянутых по глубине, ошибки определения в 40–60% вполне реальны; для объектов, вытянутых по горизонтали, вполне возможны ошибки определения H в 25–40%.

6°. Для объектов, сильно вытянутых по вертикали, ошибки определения I могут достигать 15–25%; для объектов, сильно вытянутых по горизонтали, ошибки в I больше и могут достигать 30–50%.

7°. Определение координат центра магнитных масс и суммарного магнитного момента в случае магнитного поля гораздо менее надежны, чем в случае гравитационного поля.

Для наглядного подтверждения сделанных выводов на рис.1 и 2 приведены кривые $Z_A(x)$ для вариантов I и II при $l=10$, а также разности между полями $Z_A(x) - Z_B(x) - Z_0$ и положения подобранных призм B при различных L_B .

5. Очевидно, можно достигнуть еще большей близости полей призм A и B, если у призмы B считать незакрепленным еще и параметр b_B и определять из условия (1) (или (2)) параметры h_B, I_B, b_B

Таблица I

Вариант	L_B , км	$2l$, км	Φ_{min} , °	$\frac{\Phi_{min}}{ Z_{max} }$, %	δ_{max} , °	$\frac{\delta_{max}}{ Z_{max} }$, %	h_B , км	$\frac{ h_B - h_A }{h_A}$, %	H_B , км	$\frac{H_B - H_A}{H_A}$, %	I_B , °	$\frac{I_B - I_A}{I_A}$, %
I	2	10	27,0	2,2	49	4,0	1,5	50	3,5	41	1006	101
		20	26,0	2,1	50	4,0	1,5	50	3,5	41	970	94
	3,5	10	17,6	1,4	24	1,9	1,2	20	4,7	21	630	26
		20	13,5	1,1	24	1,9	1,2	20	4,7	21	628	25
	7	10	19	1,5	27	2,6	0,85	15	7,85	30	423	15
		20	15	1,2	27	2,6	0,85	15	7,85	30	424	15
	10	10	39	3,1	56	4,5	0,75	25	10,75	79	376	25
		20	33	2,7	56	4,5	0,75	25	10,75	79	378	25
15	10	57	4,6	93	7,5	0,65	35	15,65	160	339	30	
	20	42	3,4	82	6,6	0,65	35	15,65	160	340	30	
II	1	20	8,7	0,96	19	2,1	1,3	30	2,3	23	942	88
		30	7,2	0,8	19	2,1	1,3	30	2,3	23	942	88
	1,5	20	4,5	0,5	12	1,3	1,15	15	2,65	12	649	30
		30	3,7	0,4	12	1,3	1,15	15	2,65	12	649	30
	3	20	11,3	1,2	30	3,3	0,75	25	3,75	25	354	29
		30	9,3	1,0	30	3,3	0,75	25	3,75	25	354	29
	5	20	34,8	3,8	81	8,9	0,5	50	5,5	83	255	50
		30	28,7	2,9	80	8,8	0,5	50	5,5	83	254	50

Примечание: l - полудлина профиля задания поля $Z_A(x)$; шаг Δx задания поля всюду равен 0,25 км; δ_{max} - максимальное расхождение полей $Z_A(x) - Z_B(x)$.

Таблица 2

Вариант	L_B , км	Z_l , км	$\Phi_{\text{тпк}},$ г	$\frac{\Phi_{\text{тпк}}}{ Z_{\text{тпк}} }, \%$	$\delta_{\text{тпк}},$ г	$\frac{\delta_{\text{тпк}}}{ Z_{\text{тпк}} }, \%$	$h_B,$ км	$\frac{h_B - h_A}{h_A}, \%$	$H_B,$ км	$\frac{H_B - H_A}{H_A}, \%$	$I_B,$ г	$\frac{I_B - I_A}{I}, \%$	$Z_0,$ г	$\frac{Z_0}{ Z_{\text{тпк}} }, \%$
I	2	10	13,6	1,1	22,8	1,8	1,35	35	3,35	44	851	70	48	3,9
		20	21,3	1,7	37,7	3,0	1,45	45	3,45	42	930	86	18	1,5
	3,5	10	5,9	0,5	12,4	1,0	1,10	10	4,6	23	577	14	27	2,2
		20	10,5	0,9	18,6	1,5	1,15	15	4,65	22	607	21	10	0,8
	7	10	4,7	0,4	8,1	0,7	0,92	8	7,92	32	455	9	-28	2,3
		20	10,5	0,9	17,5	1,4	0,9	10	7,9	32	441	12	-14	1,1
	10	10	7,5	0,6	16,2	1,3	0,9	10	10,9	82	438	12,5	-65	5,2
		20	19,3	1,6	30,1	2,4	0,8	20	10,8	80	398	20,5	-30	2,4
	15	10	9,2	0,8	19,8	1,6	0,88	12	15,88	165	327	34,5	-100	8,0
		20	26,0	2,1	40,0	3,2	0,75	25	15,75	162	283	43	-52	4,2
II	1	20	7,3	0,7	15,8	1,6	1,3	30	2,3	23	940	88	4,8	0,5
		30	6,9	0,7	17,1	1,7	1,3	30	2,3	23	941	88	2,4	0,2
	1,5	20	6,2	0,6	12,2	1,2	1,1	10	2,6	13	632	26,5	4,3	0,4
		30	3,6	0,4	10,7	1,1	1,15	15	2,65	12	649	30	1,1	0,1
	3	20	9,4	0,9	19,2	1,9	0,8	20	3,8	27	364	27	-7,1	0,7
		30	9,0	0,9	23,2	2,8	0,75	25	3,75	25	354	29	-2,5	0,3
	5	20	27,2	2,7	58,1	5,9	0,55	45	5,55	85	264	47	-2,3	0,2
		30	26,8	2,7	73,1	7,4	0,55	45	5,55	85	256	50	-11	1,1

Примечание: l - полудлина профиля задания поля $Z_A(x)$; шаг Δx задания поля всюду равен 0,25 км.

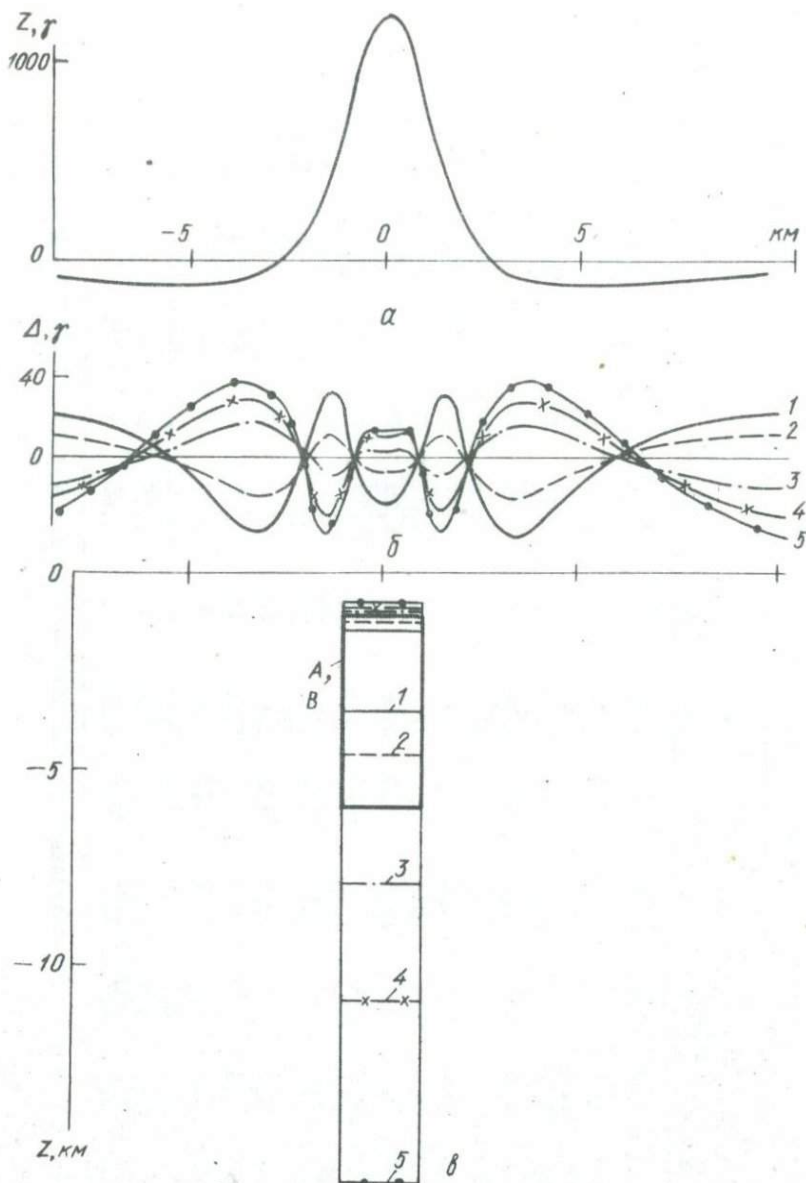
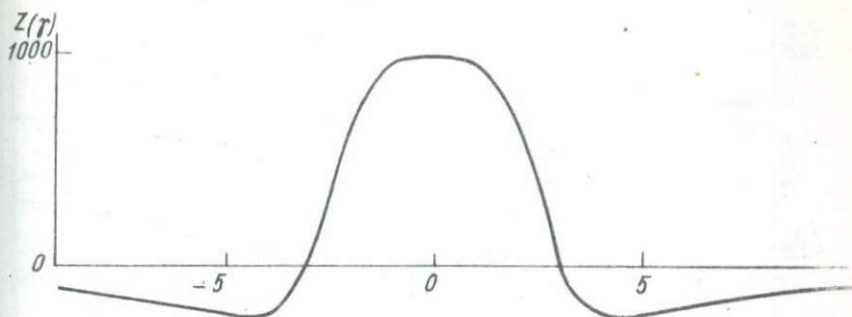
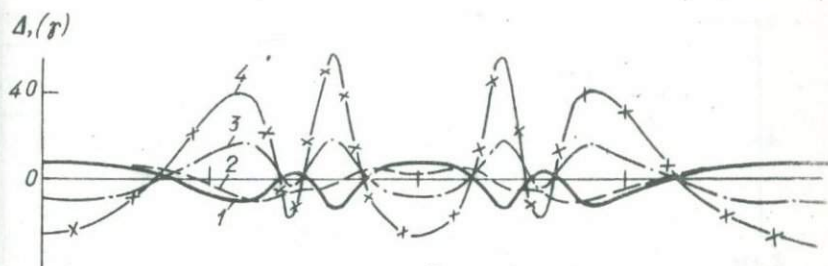


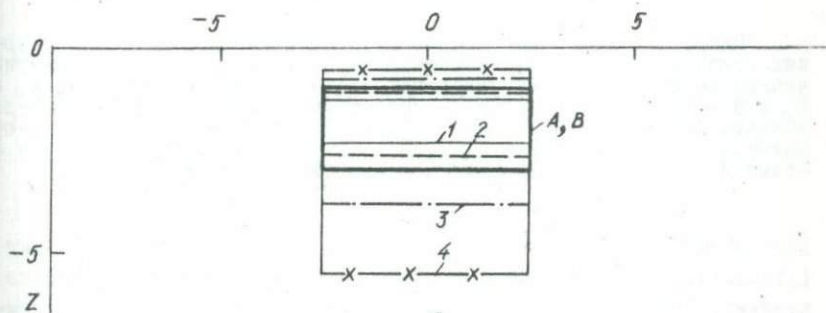
Рис.1 К построению призм равной горизонтальной мощности, создающих близкие внешние поля при неизвестном нормальном поле: а-график поля $Z_A(x)$ призмы А; б-графики разностей $\Delta = Z_A(x) - Z_B(x) - Z_0$; в - сечение призмы А и призмы В при различных L_B : 1 - $L_B = 2$; 2 - $L_B = 3,5$; 3 - $L_B = 7$; 4 - $L_B = 10$; 5 - $L_B = 15$.



a



b



b

Рис.2. К построению призм равной горизонтальной мощности, создающих близкие внешние поля при неизвестном нормальном поле : а - график поля $Z_A(x)$ призмы А ; б - графики разностей $\Delta = Z_A(x) - Z_0(x)$; в - сечения призмы А и призмы В при различных L_B : 1 - $L_B = 1$; 2 - $L_B = 1,5$; 3 - $L_B = 3$; 4 - $L_B = 5$.

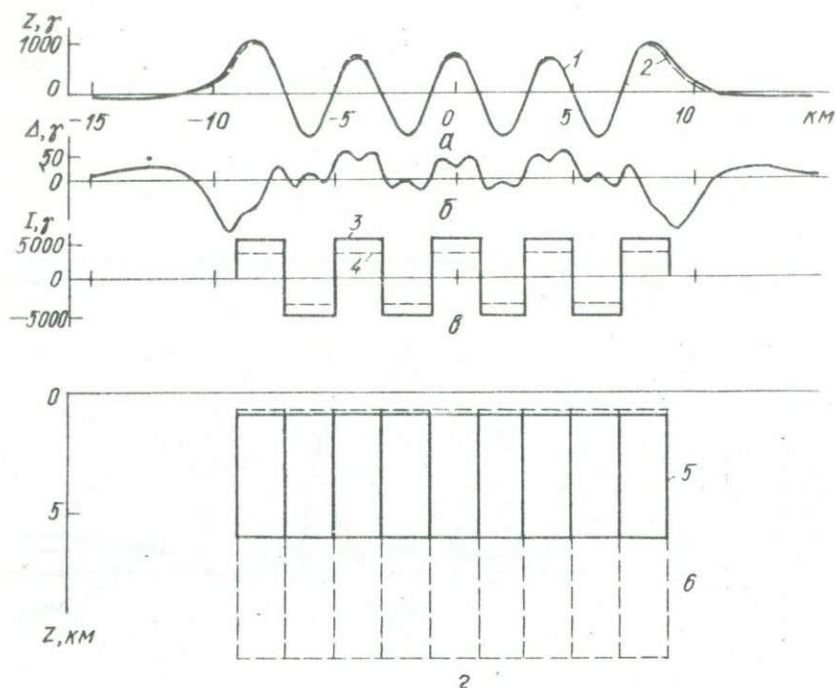


Рис.3. К построению сложных распределений источников, создающих близкие внешние поля: а - поле $Z_{\{A_n\}}(x)$ совокупности намагниченных призм; б - график разностей полей совокупностей призм A_n и B_n ; в - распределение намагниченностей в системах призм; г - возбуждение призм A_n и B_n : 1 - $Z_{\{A_n\}}(x)$; 2 - $Z_{\{B_n\}}(x) + Z_0$ при подборе I_n по всему профилю; 3 - I в системе $\{A_n\}$; 4 - I в системе $\{B_n\}$; 5 - призмы A_n ; 6 - система призм B_n .

(соответственно h_B , I_B , b_B , Z_0). Однако расчеты показывают (табл.3), что эффект от варьирования параметра b_B относительно невелик. Это подтверждает ту точку зрения, что главное - это компенсационный эффект между I и H.

6. Приведенные результаты расчетов для отдельных призм можно использовать для оценки возможной близости между полями, порождаемыми сериями одинаковых блоков с чередующимися по знаку намагниченностями. С подобной (точнее, близкой к подобной) структурой источников, если верить концепции расширения океанического

$Z_{\delta},$ км	$\Phi_{min},$ γ	$\frac{\Phi_{min}}{Z_{max}}, \%$	$\delta_{max},$ γ	$\frac{\delta_{max}}{Z_{max}}, \%$	$h_{\delta},$ км	$\frac{h_{\delta}-h_A}{h_A}, \%$	$H_{\delta},$ км	$\frac{H_{\delta}-H_A}{H_A}, \%$	$I_{\delta},$ γ	$\frac{I_{\delta}-I_A}{I_A}, \%$	$Z_0,$ γ	$\frac{Z_0}{Z_{max}}, \%$
1,8	23,4	1,8	40,1	3,2	0,875	12,5	10,875	81	454	9	-32	2,6
1,9	21,3	1,7	34,0	2,8	0,84	16	10,84	81	425	15	-31	2,5
2,0	19,3	1,6	30,1	2,4	0,8	20	10,8	80	398	20,5	-30	2,4
2,1	18,0	1,4	28,0	2,2	0,75	25	10,75	79	371	24	-28	2,3
2,2	17,0	1,4	25,9	2,0	0,73	27	10,73	79	354	29	-28	2,3
2,3	17,5	1,4	34,0	2,8	0,7	30	10,7	78	336	30	-27	2,2
2,5	22,5	1,8	68,0	5,5	0,62	38	10,62	77	301	40	-25	2,0
3,0	50,7	4,0	170	13,7	0,5	50	10,5	75	247	51	-24	1,9

Примечание: полудлина профиля $l = 10$; шаг задания поля 0,25 км; модель $L_{\delta} = 10$.

Таблица 4

Подбор по отрезку	$\Phi_{min},$ γ	$\frac{\Phi_{min}}{Z(D)}, \%$	$\delta_{max},$ γ	$\frac{\delta_{max}}{Z(D)}, \%$	$h_{\delta},$ км	$\frac{h_{\delta}-h_A}{h_A}, \%$	$H_{\delta},$ км	$\frac{H_{\delta}-H_A}{H_A}, \%$	$I_{\delta},$ γ	$\frac{I_{\delta}-I_A}{I_A}, \%$	$Z_0,$ γ	$\frac{Z_0}{Z(D)}, \%$
$2l=30$ км	25,8	3,4	101	13,6	0,75	25	10,75	79	350	30	7,0	0,94
$2l=14$ км	12,5	1,6	23	3,1	0,75	25	10,75	79	340	32	23,0	3,1

дна, мы встречаемся в пределах рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Пусть поле порождается серией призм A_n , $A_0 = A$, сдвинутых на величины $n2b_A$ по горизонтали относительно исходной, причем у призм A_{2m} , $m = 0, 1, 2, \dots$, намагниченность равна намагниченности призм $A_0 = A$, а у призм A_{2m+1} , $m = 0, 1, 2, \dots$, равна по величине, но противоположна по направлению намагниченности призм A . Предположим далее, что параметры h_g и I_g (при закрепленных $b_g = b_A$ и l_g), а также Z_0 подобраны из условий (2). Образует сложную систему источников из серии призм B_n , $B_0 = B$, сдвинутых на величины $n2b_B = n2b_A$ по горизонтали таким образом, что каждой призме A_n будет соответствовать призма B_n . Намагниченности распределим по закону: $I = I_g$ для призм B_{2m} , $I = -I_g$ для призм B_{2m+1} . Очевидно, поскольку поля $Z_A(x)$ и $Z_B(x)$ призм A и B достаточно хорошо совпадали, то достаточно хорошо будут совпадать и поля $Z_{\{A_n\}}(x)$ и $Z_{\{B_n\}}(x)$ совокупностей призм A_n и B_n . Более того, согласие можно еще улучшить, несколько варьируя величиной намагниченности (заменяя I_B на I'_B) и уровнем нормального поля. При этом варьирование можно осуществлять двояко: а) добиваясь более хорошего согласия по всему профилю наблюдения, т.е. включая области асимптотического убывания поля; б) добиваясь более хорошего согласия в пределах центральной части профиля - в той области, где поле имеет квазипериодический характер.

Результаты подобного расчета приведены в табл. 4 и на рис. 3. Анализируя эти данные, убеждаемся в том, что эквивалентность в области квазипериодического поля действительно чрезвычайно сильна - при расхождении в глубинах нижних кромок, в 80% поля отличаются в среднем всего на 1,5%! Если учесть, что, в принципе, можно достичь еще большей близости, осуществляя минимизацию среднеквадратических разностей сразу сложных полей (а не строя эквивалентность по расчету для отдельных призм), то пункт в) становится очевидным.

7. Следовательно, можно считать выдвинутые тезисы доказанными. Необходимо подчеркнуть, что их не нужно (и по существу нельзя) интерпретировать как призыв к отказу от решения "проблемы нижней кромки" в связи с ее безнадёжностью. Наоборот, надо акцентировать внимание на этой проблеме, надо усиленно над ней работать, но при этом надо помнить, что она является исключительно трудной.

НЕКОТОРЫЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ
НАМАГНИЧЕННЫХ ТЕЛ ПО ХАРАКТЕРУ ИЗМЕНЕНИЯ АНОМАЛИЙ
С УВЕЛИЧЕНИЕМ ВЫСОТЫ УРОВНЯ НАБЛЮДЕНИЙ

В.И.Павловский

/Геологический институт Кольского филиала АН СССР/

В последние годы большой интерес у широкого круга исследователей вызывает природа так называемых региональных магнитных аномалий, характеризующихся размерами в десятки и сотни километров и интенсивностью до тысячи гамм. Многие из них сохраняются при пересчетах в верхнее пространство на высоту 10-20 км и более, на основании чего такие аномалии связываются с объектами, залегающими на большой глубине, ориентировочно равной высоте пересчета. Существование интенсивно намагниченных объектов на глубине 20-30 км часто находится в противоречии с геологическими предпосылками о строении района, а иногда требует предположения об очень глубоком погружении поверхности Кюри (вплоть до верхней мантии и глубже).

С другой стороны, широко распространено мнение, что в связи с резким ростом температуры и давления с глубиной существование ферромагнитных минералов, определяющих степень намагниченности горных пород, практически невозможно ниже 15-20 км от дневной поверхности, что значительно ограничивает допустимую глубину залегания магнитных масс.

В настоящее время количественная интерпретация региональных аномалий связана со значительными трудностями, связанными с необходимостью освобождения наблюдаемого поля от влияния большого числа локальных аномалий, вызванных геологическими объектами в самой верхней части земной коры (консолидированный фундамент щитов и платформ), при этом использование для непосредственной интерпретации аномалии, полученной на большой высоте от земной поверхности, может привести к существенным ошибкам в оценке природы возмущающего объекта региональной аномалии.

Для решения задачи ориентировочного определения глубины и формы объекта предлагается исследовать характер увеличения ширины и уменьшения максимальной интенсивности аномалии в зависимости от увеличения уровня измерений (или пересчетов) в верхнем полупространстве. В качестве эталонной модели взята бесконечная горизонтальная прямоугольная призма, аналитическое выражение для верти-

кальной составляющей Z от нее имеет следующий вид^{*}:

$$Z = 2J \left[\operatorname{arctg} \frac{2dh}{x^2 - d^2 + h^2} - \operatorname{arctg} \frac{2dH}{x^2 - d^2 + H^2} \right], \quad (1)$$

где d - горизонтальная полуширина призмы; h и H - глубина до ее верхней и нижней границ. Из выражения (1) легко получить максимальное значение аномалии ($X = 0$):

$$Z_{\max} = 2J \left[\operatorname{arctg} \frac{2dh}{h^2 - d^2} - \operatorname{arctg} \frac{2dH}{H^2 - d^2} \right]. \quad (2)$$

В качестве меры ширины аномалии целесообразно принять половину интервала между точками, где $Z = 0$. Из выражения (1), приравняв его нулю, легко получить зависимость ширины аномалии от размеров и глубины залегания бруса:

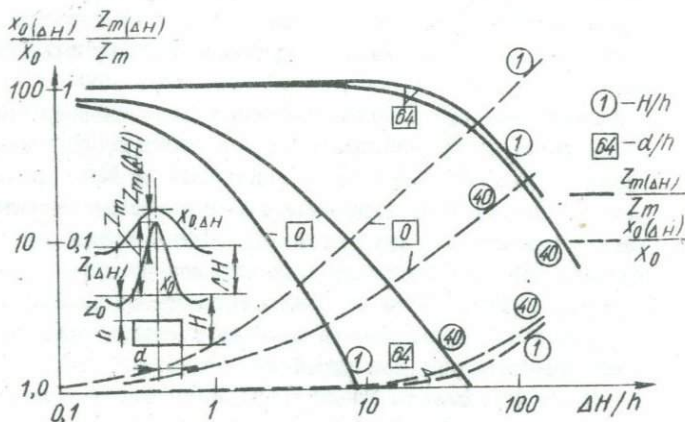
$$X_0 = \pm \sqrt{d^2 + Hh}. \quad (3)$$

Из выражения (2) и (3) можно определить характер изменения параметров аномалии (Z_{\max} и X_0) при изменении уровня наблюдений.

Заменяя h и H соответственно на $h + \Delta h$ и $H + \Delta H$, получаем

$$Z_{m(\Delta H)} = 2J \left[\operatorname{arctg} \frac{2d(h + \Delta h)}{(h + \Delta h)^2 - d^2} - \operatorname{arctg} \frac{2d(H + \Delta H)}{(H + \Delta H)^2 - d^2} \right], \quad (4)$$

$$X_{0(\Delta H)} = \pm \sqrt{d^2 + (H + \Delta H)(h + \Delta h)}. \quad (5)$$



* Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка, Л., "Недра", 1973.

Нами предлагается для оценки характера изменения аномалии с высотой рассматривать зависимости $Z_m(\Delta H)/Z_m(0)$ и $X_0(\Delta H)/X_0$ как функцию отношения $\Delta H/h$. В качестве примера на рисунке показаны такие зависимости для $H/h = 1$ и 40 и $d/h = 0$ и 64 . Указанные соотношения характеризуют призмы, изменяющиеся в широком диапазоне — от бесконечно тонкой пластины (в пределе нить полюсов) до уходящего практически на бесконечность в глубину пласта (в пределе вертикальная пластина).

Как видно из рисунка, степень изменения аномалии при увеличении приращения высоты ΔH определяется преимущественно соотношением ширины аномалии и уровня пересчета. Так, для бесконечно тонких объектов уже при отношении $\Delta H/h = 10-20$ км интенсивность аномалии и ее ширина изменяются соответственно на порядок, при этом глубина залегания нижней границы играет второстепенную роль.

Для широких объектов ($d/h = 64$), даже при величине $\Delta H/h = 100$ и более, интенсивность аномалии и ее ширина изменяются всего лишь в несколько раз. Влияние глубины нижней границы в этом случае еще меньше. Резкое изменение аномалии наступает при ΔH , значительно превышающим половину ширины призмы.

Таким образом, располагая наблюдаемыми или вычисленными на нескольких уровнях кривыми Z_a и изучив характер зависимости изменения аномалии с высотой, можно получить качественные сведения о глубине залегания объекта и его форме. В случае очень медленного изменения параметров аномалии (ее интенсивности в максимуме и половины ширины) можно с большой уверенностью предполагать, что достигнутая высота пересчета еще меньше ширины возмущающего объекта, расположенного на относительно небольшой глубине.

Таким образом, предлагаемые критерии позволяют выделять среди множества региональных аномалий те, которые связаны с неглубоко залегающими объектами значительной ширины.

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНОВ

А.М.Карасик
(Ленинград)

Введение

Все предложенные классификации аномального магнитного поля, разделяющие региональные и локальные аномалии, построены по морфологическому принципу и, на наш взгляд, не отличаются необходимой строгостью, так как размер аномалии является функцией глубины залегания и параметров источников. Принадлежность аномалий к какому-либо классу определяется не столько геологической, сколько геометрической ситуацией. Однако этот эмпирический подход был оправдан до тех пор, пока измерения магнитного поля проводились только на поверхности Земли, ибо по крайней мере соблюдался принцип отнесения рассматриваемых аномалий к единой физической поверхности. Правда, на океанах этот прагматический подход отчасти утрачивал смысл, ибо здесь правильнее было бы считать поверхностью Земли поверхность дна океана.

Появление аэро- и гидромагнитной, а затем и съемки со спутника и разработка математических методов аналитического продолжения поля в нижнее и особенно верхнее полупространство наглядно продемонстрировали условность существующих классификаций, ибо выдвинули на первый план зависимость между размером и, следовательно, классом аномалий и удалением поверхности наблюдений (вычислений) от источников (1). Вероятность того, что аномалии от одинаковых геологических объектов по условиям наблюдений (вычислений) могут ока-

заться отнесенными к разному типу, возраста; а возможность объективного выделения и изучения региональных аномалий, которая по логике вещей должна была бы резко улучшиться, из-за указанной неоднозначности, до некоторой степени ухудшилась. Нам представляется, что наметившиеся в последние годы трудности в проблеме изучения региональных аномалий усугубляются, именно отсутствием строгого определения самого понятия "региональная аномалия".

В океанах указанная проблема вообще не ставилась. Вероятно, это в основном было вызвано своеобразием пути, по которому с начала 60-х годов пошло изучение магнитного поля океанов. Сначала выделение океанического типа аномального поля, затем доказательство его инверсионно-спрединговой природы и, наконец, проведение его геосторического анализа с целью изучения истории движений литосферных плит - вот вопросы, которыми занимались морские магнитологи. Решение других проблем, в том числе проблемы региональных аномалий, почти не уделялось внимания, за исключением немногочисленных работ, посвященных, как правило, частным вопросам.

Таким образом, теория разрастания океанического дна и механизм Вайна - Мэтьюза сыграли отрицательную роль на предшествующем этапе изучения региональных аномалий магнитного поля в океане. Однако отрицательная роль этих концепций, вероятно, оправдывается тем обстоятельством, что именно благодаря им возникла возможность наметить подход к объективному определению понятия региональной аномалии океанического магнитного поля и заранее изучить условия выделения таких аномалий.

Определение

В качестве исходного мы принимаем положение о том, что аномальное магнитное поле океанического типа имеет существенно инверсионно-спрединговую природу, т.е. обусловлено разрастанием (спредингом) океанического дна в условиях инверсий геомагнитного поля.

Предположим (рис. 1), что дно некоторого океанического бассейна сформировалось в период времени от t_1 до t_2 со скоростью разрастания $S(t) = \begin{cases} S_1 & (\text{при } t_1 \leq t \leq t_c) \\ S_2 & (\text{при } t_c \leq t \leq t_2) \end{cases}$. Тогда модель магнитоактивного

слоя этого бассейна может быть представлена набором тел, ширина которых определяется произведением продолжительности периодов неизменной полярности поля $\tau(t)$ на скорость разрастания во время образования тела. Следовательно, спектр инверсий, заключенный в границах $\tau' \leq \tau \leq \tau''$, преобразуется скоростью разрастания $S(t)$ аномалий, заключенный в границах $2b', 2b''$.

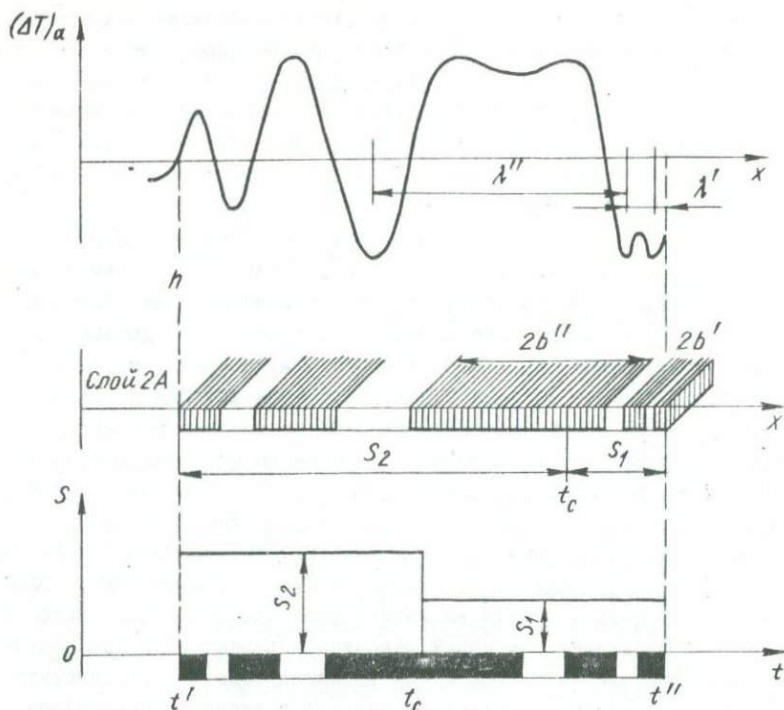


Рис. I. Схема возникновения и параметры инверсионных аномалий, образовавшихся при скорости разрастания $S(t)$. Естественная остаточная намагниченность пород слоя создает знакопеременные магнитные аномалии, размеры (длины волн λ) которых определяются соотношением горизонтальной мощности $2b(t)$ и глубины залегания тел $h(t)$ и лежат в пределах $\lambda' \leq \lambda \leq \lambda''$. При достаточно больших скоростях разрастания (обычно более 30 мм/год) практически каждое намагниченное тело создает отдельную аномалию и тогда $2b' \approx \lambda'$ и $2b'' \approx \lambda''$. Описанные аномалии имеют инверсионную природу и по характеру должны быть отнесены к классу локальных, безотносительно к их размерам по простиранию и вкрест ему. Такая классификация инверсионных аномалий оправдывается тем обстоятельством, что именно они образуют подавляющую часть магнитного эффекта пород, которыми сложен магнитоактивный слой, и по своему положению в спектре аномального магнитного поля океана могут быть уподоблены, например, локальным аномалиям, создаваемым магнитным фундаментом материковой коры. Иногда значительные размеры инверсионных аномалий, обусловленные большой продолжительностью отдельных интервалов

истории инверсий и высокой скоростью разрастания, не могут служить основанием для их отнесения к классу региональных. Результаты придонных магнитных съемок свидетельствуют о существенном усложнении характера поля при приближении к источникам: аномалии становятся весьма расчлененными и почти целиком объясняются рельефом базальтового слоя при соответствующем выборе величины и знака намагниченности пород [7] .

Таким образом, инверсионные аномалии, наблюдаемые на поверхности моря (гидромагнитная съемка) или над ней (аэромагнитная съемка) — это результат естественного продолжения в верхнее полупространство магнитных эффектов "базальтового" слоя и в этом смысле могут рассматриваться как обусловленные суперпозицией локальных эффектов, но не как региональные, т.е. имеющие иную природу, аномалии. Опыты продолжения океанического магнитного поля в нижнее полупространство [6], с нашей точки зрения, также свидетельствуют в пользу предлагаемой классификации.

Следовательно, альтернативное решение — отнесение инверсионных аномалий к региональным — привело бы к опустошению класса локальных аномалий в океане. Действительно, результаты изучения магнитного поля океанов свидетельствуют о том, что помимо инверсионных, к локальным могут быть отнесены еще два вида аномалий — изометрические простые или сложные пики над подводными горами и различные магнитные "шумы", связанные с мелкими неоднородностями геологического строения и в отдельных случаях с рельефом поверхности "базальтового" слоя. На фоне этих подчиненных эффектов инверсионные аномалии выступают как главные носители магнетизма океанического дна — базальтового слоя.

На основе изложенного можно сделать вывод, что любые инверсионные аномалии, сколь бы велики ни были их размеры, не должны рассматриваться как региональные. В то же время к числу последних должны быть отнесены все аномалии с длиной волны (наименьшим размером) $\lambda > \lambda''$. Это неравенство можно было бы рассматривать как критерий для выделения региональных аномалий в океаническом поле, если бы было доказано, что не существует других неинверсионных аномалий с длиной волны $\lambda < \lambda''$. Во всех случаях подбора наблюдаемого поля с помощью инверсионной модели магнитоактивного слоя требуемое, хотя и разное по качеству, соответствие сравниваемых полей в рассматриваемом диапазоне длин волн аномалий $\lambda' \leq \lambda \leq \lambda$ достигается в рамках установленной истории инверсий геомагнитного поля путем варьирования горизонтального масштаба — скорости разраста-

ния [2]. Однако из этого не следует, что в длинноволновой части спектра наблюдаемого поля нет других, неинверсионных, аномалий, которые следовало бы отнести к региональным. Дело в том, что при подборе (геохронологическом анализе) наблюдаемых магнитных профилей с помощью теоретических, основное внимание уделяется соответствию конфигураций кривых, их наиболее характерных, диагностических элементов, но не уровня поля, который мог бы испытывать влияние региональной составляющей. Следовательно, предварительное определение региональных аномалий в условиях океанического магнитного поля должно быть расширено путем сдвига нижнего предела наименьшего размера аномалии в сторону более коротких, чем λ'' волн. В настоящее время величина этого предела не может быть указана, однако учитывая значительную глубину возможных источников региональных аномалий, есть основания предполагать, что на уровне моря она могла бы составлять десятки километров.

Следовательно, к классу региональных аномалий в океане должны быть отнесены все неинверсионные аномалии, наименьший размер которых на уровне моря превосходит несколько десятков (например, 80 - 50) километров.

Возможные источники региональных аномалий

Таким образом, определение региональной аномалии, используя — шее традиционный признак длины волны аномалии, по существу, является генетическим, ибо относит к искомым только аномалии неинверсионной природы. Каковы же возможные источники океанических региональных аномалий?

Для ответа на этот вопрос необходимо хотя бы кратко остановиться на основных особенностях океанического магнитоактивного слоя.

Исследование магнитных свойств океанических пород как драгированных, так и извлеченных из "базальтового" слоя при глубоководном бурении, а также расчеты, основанные на анализе аномального поля, показали, что в океаническом магнитоактивном слое главную роль играет верхний горизонт (слой 2А), представленный пиллоу-базальтами. Остаточная, точнее термоостаточная, намагниченность пиллоу-базальтов по многочисленным данным резко преобладает над индуцированной. По этим же данным остаточная намагниченность пиллоу-базальтов имеет различный знак: прямой или обратный, который обычно, хотя и не всегда, соответствует знаку аномалий. Указанные и другие свойства магнитоактивного слоя океанической коры представлены в таблице, где они сравниваются с соответствующими свойствами материкового магнитоактивного слоя. Используя намагниченность, расчет-

Сравнительная характеристика океанического и
материкового магнитоактивного слоя

Признак	Магнитоактивный слой	
	Материковый	Океанический
Диапазон абсолютной величины намагниченности пород	Широкий	Узкий
Намагниченность пород по знаку	Преимущественно прямая	Приблизительно равновероятно прямая и обратная
Соотношение остаточной и индуктивной намагниченности пород (Q -фактор)	$Q = 0$; $Q < 1$; $Q > 1$	Преимущественно $Q \gg 1$
Природа намагниченности пород	Преимущественно индуктивная, современная	Существенно термоостаточная, палеомагнитная
Насыщенность источниками аномалий	Различная	Очень высокая, почти непрерывная
Внутренняя структура	Многослойная, неоднородная	Существенно однослойная, однородная
Характер распределения источников	Преимущественно случайный, определяемый историей различных геологических процессов	Существенно детерминированный, определяемый ритмом инверсий геомагнитного поля и скоростью разрастания дна
Приуроченность источников к слоям коры	Преимущественно породы "гранитного" слоя; менее "базальтового"	Почти исключительно породы "базальтового" слоя
Геологическая природа источников	Породы самого разного состава	Преимущественно подушечные базальты (пиллоу-базальты)
Возраст	От архейского до современного	От мезозойского до современного

ную или найденную у драгированных образцов, ламонтскую шкалу инверсий геомагнитного поля [9] и толщину магнитоактивного слоя, равную 0,4 - 0,5 км [7, 13, 14], различные авторы смогли с высокой степенью подобия воспроизвести наблюдаемое аномальное магнитное поле. При использовании намагниченности, измеренной у образцов из скважин глубоководного бурения в Атлантическом океане, тот же результат был достигнут при толщине магнитоактивного слоя 2,5 км [12].

Данные о распределении температур в литосферной плите и о температурах Кюри океанических базальтов позволяют предполагать, что мощность магнитоактивного слоя вне осевой зоны может значительно превосходить указанные величины. Следовательно, полагая, что наиболее эффективная часть океанического магнитоактивного слоя представлена пиллоу-базальтами, которые образуют относительно тонкую оболочку, мы должны иметь в виду, что последняя не исчерпывает всю океаническую магнитоактивную толщу. Поэтому и аномальное поле, создаваемое этим слоем, не исчерпывается знакопеременной последовательностью инверсионных аномалий. Именно это обстоятельство создает предпосылки для возникновения магнитных аномалий неинверсионной природы, в первую очередь, в той части спектра, которую мы определили как область региональных аномалий.

Укажем три возможные причины возникновения длинноволновых аномалий.

Прежде всего, тела, составляющие слой 2А, характеризуются не только термоостаточной, но и индуцированной намагниченностью. Их магнитная восприимчивость весьма невелика, однако не пренебрежимо мала и может влиять на напряженность наблюдаемого аномального поля. Закон изменения восприимчивости и толщины слоя 2А с расстоянием от оси хребта (возрастом коры) неизвестен, поэтому предсказать тенденции в поведении поля, связанного с индуцированной намагниченностью, невозможно. Можно лишь указать, что при постоянстве этих параметров или таком их изменении, которое не нарушает постоянства магнитного момента слоя, эффект примет форму приблизительно постоянного увеличения напряженности поля, т.е. изменения его уровня, которое будет с трудом поддаваться выделению, так как будет восприниматься как небольшая добавка к главному полю. Расчеты выполненные Н.И. Гуревич, показывают, что при восприимчивости $(0,5 + 1,8) \cdot 10^{-3}$ СГС и толщине слоя 2 км величина добавки составит

5 - 20 γ. Поскольку трудно ожидать постоянства магнитного момента индуцированной составляющей пород слоя 2А, формировавшегося на протяжении, например нескольких десятков миллионов лет, естественно предположить, что изменения этого момента, по всей вероятности крупномасштабные, могут явиться причиной возникновения обна- ружимых, хотя и слабых, региональных аномалий.

Не меньший вклад могли бы вносить и более глубокие горизонты магнитоактивной толщи, располагающиеся ниже слоя 2А. Поскольку пока океаны еще не изучены настолько, чтобы по ним можно было строить обоснованные магнитогеологические модели океанической коры, обратимся к результатам изучения офиолитового комплекса массива

Троодос на Кипре, который принято рассматривать в качестве фрагмента океанической коры, выведенного на дневную поверхность в результате взаимодействия литосферных плит. Эти результаты хорошо известны [4], поэтому только напомним, что ниже пиллоу-базальтов расположен слой, представленный дайками зеленокаменных пород, диоритами и габбро, у которых естественная остаточная намагниченность имеет порядок 10^{-3} СГС, а $Q=1$ (кроме габбро, у которых он составляет около 10). Наиболее глубоко залегающие пироксениты и дуниты имеют очень высокие значения естественной остаточной намагниченности и Q , сопоставимые с таковыми пиллоу-базальтов. Эти породы приблизительно наполовину серпентинизированы, их намагниченность стабильна и направлена субпараллельно современному полю, а мощность образуемого ими слоя предположительно невелика. И хотя их высокую магнитность принято рассматривать как локальный эффект, а создаваемые ими аномалии — как особенность массива Троодос, не свойственную океаническому магнитоактивному слою, можно полагать, что в условиях океана такие породы могли бы явиться причиной появления региональных аномалий.

Суммарный вклад этих слоев должен быть подобен эффекту индуцированной намагниченности слоя $2A$, т.е. принимать форму либо приблизительно постоянной и очень малой добавки к главному полю, либо обнаружимых региональных аномалий. Однако более существенной особенностью рассматриваемого эффекта нам представляется его зависимость от поведения поверхности Кюри, совпадающей с подошвой магнитоактивного слоя. Как известно, глубина и конфигурация поверхности Кюри определяется двумя факторами: поведением изотерм, описывающих структуру теплового поля, и температурами Кюри пород, залегающих в соответствующих горизонтах литосферы. Поскольку последние изучены крайне недостаточно, ограничимся результатами исследований термального состояния. Теплоперенос в модели раздвигающихся плит уже рассматривался в литературе [II]. Поведение изотерм, по существу, оказывается функцией возраста плиты, и это позволяет допустить, что вблизи оси разрастания может происходить существенное утонение магнитоактивного слоя, которое должно проявляться в виде регионального осевого минимума. Такой эффект, хотя и не вполне устойчивый, был продемонстрирован Дж.Хейрцлером и Кс.Ле Пишоном на 32° с.ш. и 38° ю.ш. на Срединно-Атлантическом хребте [II], что и позволило предполагать здесь подъем поверхности Кюри, связанной с повышением теплового потока в осевой зоне срединных хребтов. Возможные изменения температуры Кюри глубинных пород могут возмущать гладкость подошвы магнитоактивного слоя, пред-

определяемую плавной конфигурацией изотерм. Поскольку эти измерения, скорее всего, будут связаны со сменой состава пород, постольку естественно ожидать, что они будут сопровождаться также изменением теплового состояния соответствующих горизонтов литосферы, что со своей стороны может явиться причиной возмущения распределения изотерм. Рассматриваемые эффекты могут быть как одно-, так и разнонаправленными, т.е. могут либо усиливать, либо ослаблять друг друга, обуславливая ту или иную деформацию подошвы океанического магнитоактивного слоя.

Третьим источником возникновения региональных аномалий могла бы служить геологическая ситуация, возникающая при резкой перестройке структуры движения плит. Безотносительно к причинам последней (резкие изменения направления и скорости; изменение продуктивности мантийных струй в горячих точках; позднейшая эволюция коры) происходит скачкообразное изменение толщины и (или) структуры коры, которое может проявляться в виде крупной магнитной ступени. Такую форму, очевидно, имеет Бермудский скачок в западной части Атлантического океана [15].

Перечисленные причины не исчерпывают всех возможных источников региональных аномалий океанической коры, однако даже они столь умозрачительны, что мы воздержимся от дальнейших заключений.

Условия и методика выявления региональных аномалий

Итак, геологические и физические факторы не исключают возможности существования региональных аномалий в условиях океанической коры. Каковы же условия их обнаружения по материалам морских магнитных съемок?

Очевидно, эти условия связаны с возможностью устранения всех длиннопериодных эффектов негеологического происхождения - помех, сопровождающих морские магнитные съемки. Указанные возможности, а значит, и условия выявления региональных аномалий находятся в зависимости от характера съемки - маршрутной (рекогносцировочной) или площадной (систематической) и существенно больше в последнем случае, благодаря тому, что высококоррелируемые региональные аномалии должны лучше прослеживаться с профиля на профиль площадной магнитной съемки.

Отвлекаясь от девиационных помех, следует иметь в виду возможное влияние длиннопериодных суточных вариаций, эффект которых в зарегистрированном поле при обычных скоростях хода исследовательских судов сопоставим с предполагаемой длиной волны региональ-

ных аномалий. При анализе магнитных аномалий на хребте Книповича в Норвежско-Гренландском бассейне С.С.Рождественским [5] обнаружен эффект, который мог бы быть квалифицирован как региональная аномалия, если бы не удалось показать, что он по времени и порядку амплитуды совпадает с суточными вариациями, зарегистрированными при специальных измерениях магнитного поля на якорной стоянке [5]. Поэтому региональные аномалии, выделяемые по отдельным профилям, заслуживают особенно тщательной проверки.

Очевидные трудности связаны с исключением главного поля, ибо оно, как правило, известно с ошибкой (первые миллиэрстеды), которая может превосходить амплитуду региональных аномалий.

Предположим, однако, что все трудности преодолены, и в результате обработки данных выделены длинноволновые аномалии. Означает ли это, что тем самым выделены региональные аномалии? Отнюдь нет. Дело в том, что сами свойства шкалы инверсий геомагнитного поля предопределяют появление ложных длинноволновых аномалий вследствие неравномерного распределения периодов прямой и обратной полярности во времени. Как видно из шкалы инверсий (рис. 2 и 3), на разных этапах истории геомагнитного поля преобладали периоды той или иной полярности, что должно сопровождаться соответствующим изменением общего уровня поля. В случае переменной скорости разрастания шкала инверсии как бы деформируется и колебания уровня поля испытывают на себе влияние, составляющей движения литосферы в направлении маршрута. Это влияние может усиливать или подавлять первичный эффект, однако в любом случае возникающие колебания уровня могут восприниматься как региональные аномалии, каковыми они в действительности не являются. Этот эффект может быть предвычислен на основе использования результатов геосторического анализа аномального магнитного поля, проведение которого обязательно должно предшествовать поискам региональных аномалий в условиях океанического магнитного поля. Привязка инверсионных аномалий к мировой инверсионной последовательности, имеющая самостоятельный геохронологический смысл, с точки зрения рассматриваемого вопроса эквивалента своего рода "магнитной чистке" океанического поля и, в принципе, должна привести к выделению длиннопериодных изменений уровня поля. Если изменения уровня, найденные при такой "чистке" по отдельным маршрутам, сгруппируются в региональное повышение или понижение поля, то появятся все основания предполагать существование региональной аномалии. Таким образом, благодаря геосторической детерминированности океанического магнитного поля чисто геологические

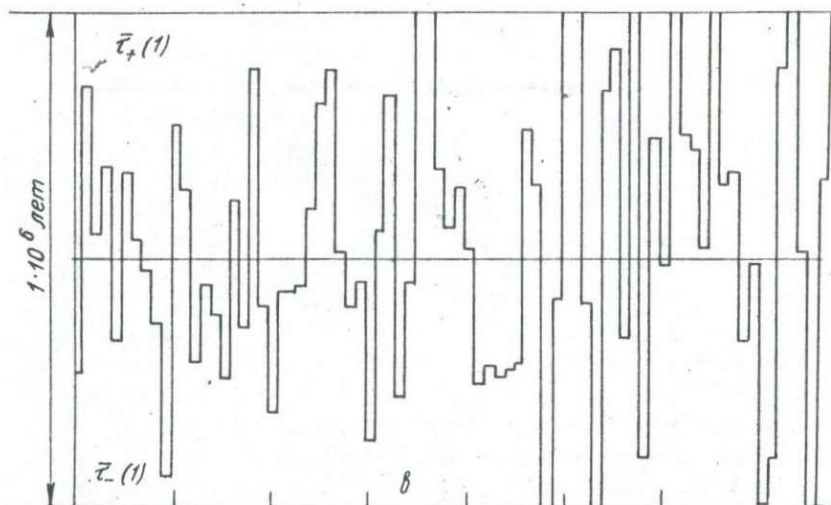
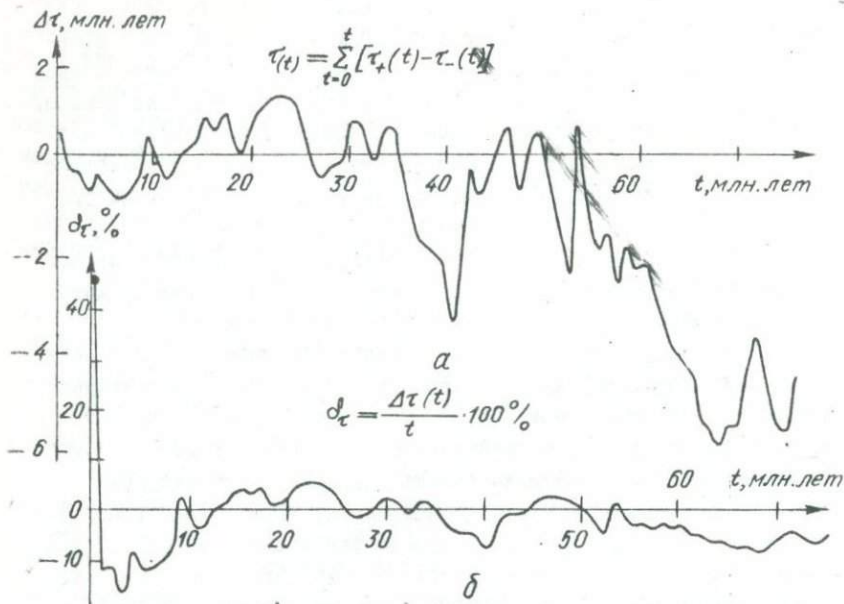


Рис. 2. Некоторые количественные характеристики шкалы инверсий Хейрцлера и др. [9]: а - преимущественная полярность $\Delta\tau$ в зависимости от возраста t ; б - относительная преимущественная полярность $\delta\tau$ в зависимости от возраста t ; в - соотношение прямой и обратной полярности в интервалах продолжительностью 1 млн. лет:

$$\bar{\tau}_{\pm}(t) = \frac{1}{1 \cdot 10^6} \sum_{t-0,5 \cdot 10^6}^{t+0,5 \cdot 10^6} \tau_{\pm}(t).$$

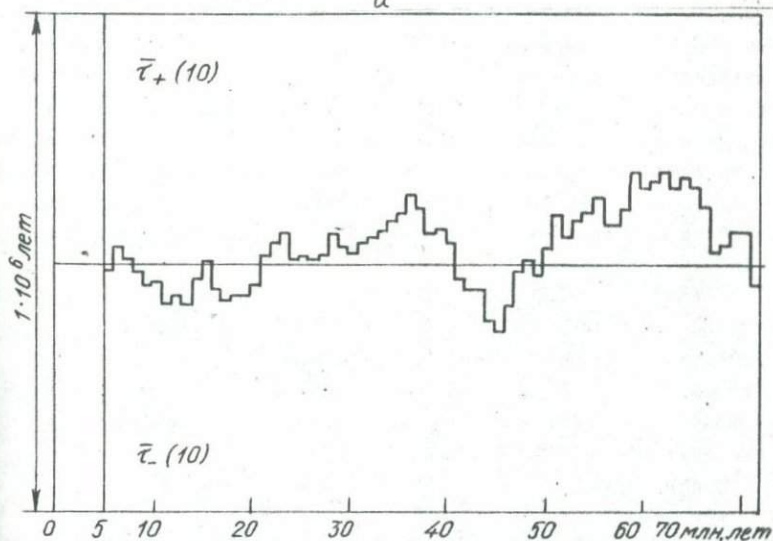
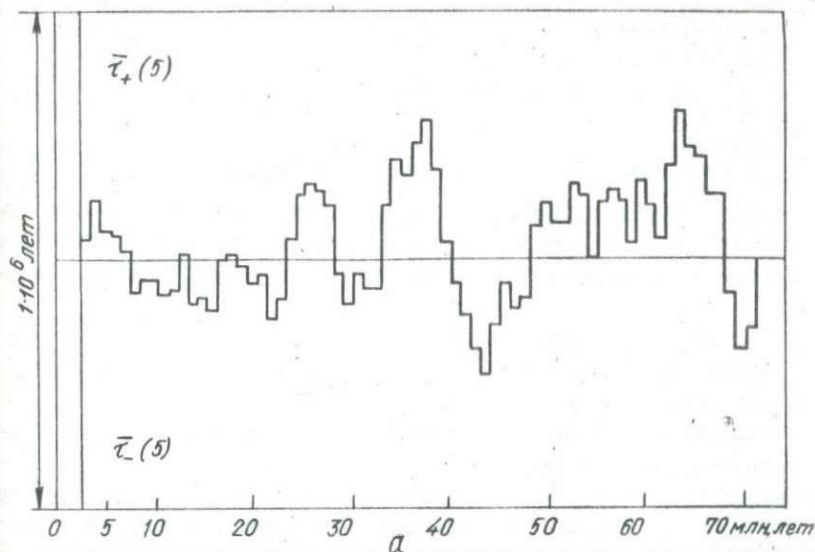


Рис. 3. Соотношения прямой и обратной полярности по шкале инверсий Хейрцлера и др. [9] при скользящем осреднении в интервалах разной продолжительности θ :

$$\bar{\tau}_+(\theta) = \frac{1}{\theta} \sum_{t-\frac{1}{2}\theta}^{t+\frac{1}{2}\theta} \tau_{\pm}(t); \quad \bar{\tau}_+(\theta) + \bar{\tau}_-(\theta) = 1 \cdot 10^6 \text{ лет.}$$

(шаг по t - 1 млн. лет).

$a - \theta = 5 \cdot 10^6$ лет; $b - \theta = 10 \cdot 10^6$ лет.

условий выделения региональных аномалий в океане оказываются более благоприятными, чем на материке. К сожалению, этого пока нельзя сказать о метрологических условиях (влияние вариаций и не точной привязки), которые в океане являются, как правило, менее благоприятными.

Некоторые результаты изучения региональных аномалий

Итак, несмотря на указанные трудности, задача выявления региональных аномалий представляется разрешимой. Однако немногочисленные имеющиеся результаты ее решения представляются противоречивыми.

Во многих случаях после исключения главного поля не остается никаких аномалий, кроме инверсионных. Такой вывод сделан при анализе некоторых систематических гидромагнитных съемок в Северной Атлантике [16]. Судя по опыту площадных съемок, наряду с примерами отсутствия региональных аномалий, бывают случаи, когда замечаются признаки их существования. Так, с одной стороны, при рассмотрении большого числа профилей, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, понижение поля в осевой зоне, показанное Дж.Хейрцлером и Кс.Ле Пашоном [10] на 32° с.ш. и 38° в.ш., обнаружено в незначительном числе случаев. С другой стороны, при анализе магнитного поля в районе к югу от Азорских островов С.С.Рождественским [5] и нами выявлен резкий скачок уровня поля приблизительно на 2 мв вдоль изохроны 10 млн. лет (рис.4). Никаким выбором главного поля этот скачок не удастся устранить, и по нашему мнению, он может быть связан с региональной аномалией, размеры которой пока еще не определены.

К более глубоким выводам пришел Т.Доннели [8], который статистически обработал 16000 значений поля, полученных при съемке по проекту "Магнит" в Северной Атлантике. Выявив региональную составляющую поля и установив по ней поведение поверхности Кюри, Доннели заключил, что конфигурация последней определяется существованием двух конвективных ячеек.

На экваториях Мирового океана - даже за очевидным вычетом шельфов - наряду с областью развития спрединговой океанической коры, известное распространение имеют структуры материкового или субматерикового ряда, представляющие собой микроматерики, которые оказались по среди глубоководного лжа в результате разраста-

ния океанического дна. Таков, например, хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане [2]. Естественно, что предложенное определение региональных аномалий к микроматерикам не относится. В их пределах могут существовать региональные магнитные аномалии материковой коры, которые нами не рассматриваются. Однако непосредственное отношение к теме имеют гипотетические аномалии, которые могли бы возникнуть на контакте спрединговой океанической коры с материками и микроматериками вследствие существенно различной природы их магнитоактивных слоев.

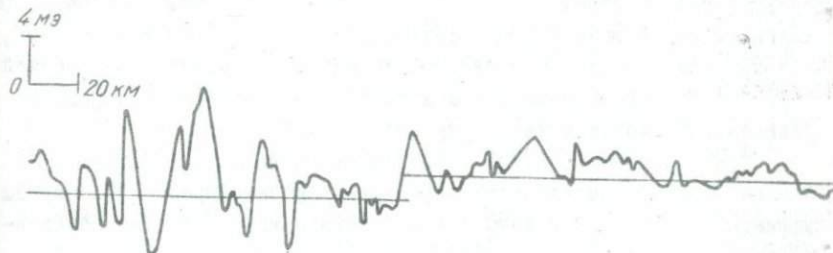


Рис. 4. График $(T)_{\alpha}$ в районе Азорских островов.

К сожалению, эта проблема в литературе ранее не освещалась, и нам не известны примеры анализа аномального магнитного поля зоны контакта материка и океана с позиции поисков региональных аномалий. По-видимому, главной причиной этого является почти полное отсутствие адекватных материалов для решения проблемы. В тех немногих случаях, когда они имеются, однозначного результата не получается. Так, например, на магнитных картах восточного побережья США, охватывающих также западную периферию Атлантики, региональной магнитной ступени не усматривается. С другой стороны, на контакте микроматерика Ломоносова с предположительно океаническими структурами котловины Макарова в Северном Ледовитом океане наблюдается резкое изменение характера поля, по-видимому, сопровождающееся скачком его уровня, что можно связывать с существованием

регионального эффекта. Имеющиеся данные скорее свидетельствуют об отсутствии региональной ступени на границе материковой и океанической коры.

К числу региональных аномалий можно было бы отнести минимумы, приуроченные к крупным трансформным разломам, например, полосе пониженных значений поля, сопровождающую северную ветвь Ян-Майенской зоны разлома [3]. Выделение таких аномалий не составляет труда, так же как и определение их природы, хотя сами аномалии могут иметь более сложную конфигурацию, определяемую историей развития, геологией и морфологией дна зоны разлома.

Таким образом, результаты изучения региональных аномалий в океане весьма скромны и неоднозначны. Если отвлечься от минимумов, приуроченных к зонам разломов, то мы не можем считать примеры, приведенные в литературе, окончательно доказанными. Это не означает, что мы отрицаем существование региональных аномалий океанической коры или сводим их к эффектам зоны разломов, а просто обращаем внимание на слабую изученность проблемы.

Представляется, что определение региональных аномалий океана, основанное на негативном критерии неинверсионной природы эффекта, окажется полезным при дальнейшем изучении этой геологически важной проблемы.

Литература

1. Берлянд Н.Г., Ширель В.С. - Геомagnetизм и аэрономия, 1974, XIY, 3.
2. Карасик А.М. - Геотектоника, 1971, 2.
3. Карасик А.М., Рождественский С.С., Донец Е.Г. - Физика Земли, 1975, 2.
4. Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. - В кн. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана М., "Мир", 1973.
5. Рождественский С.С., Донец Е.Г., Карасик А.М., Пылаева Т.А. - В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, 1975, 10.
6. Страхов В.Н., Лапина М.И., Мирдин Е.Г. - В кн. Методика геофизических исследований океанов, М., "Наука", 1971.
7. Atwater T., Mudie J.D., - J. of Geophysical Research, 1973, 78, 35.
8. Donnelly T.W. - Trans. AGU, 1969, 50, 4.
9. Heirtzler J.R. et al. - J. of Geophysical Research, 1968, 73, 2119-2136.
10. Heirtzler J.R., Le Pichon X. - J. of Geophysical Research, 1965, 70, 16.
11. Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate tectonics. Elsevier Scientific Publishing Company, 1973.
12. Lowrie W., Lovlie R., Opdyke N.D. - Earth and Planetary Science Letters, 1973, 17, 12.
13. Marshall M., Cox A. - Geol. Soc. Am. Bull., 1971, 82, 3.
14. Talwani M., Windish C.C., Langseth M.G. Jr. - J. of Geophysical Research, 1971, 76, 2.

О НЕОДНОЗНАЧНОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ

В.Н. Страхов, М.И. Лапина

/Институт физики Земли АН СССР/

Введение

1. В связи с изучением глубинного строения земной коры по гравитационным и магнитным аномалиям вновь обсуждается проблема решающей способности гравитационного и магнитного методов геофизики. Особенно дискуссионным является вопрос о надежности и точности определения нижних кромок магнитоактивных тел, возникающий при интерпретации данных гидромагнитных съемок, например в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов. Делается попытка дать теоретический анализ проблемы применительно именно к условиям рифтовых зон, в которых магнитное поле образуется намагниченным веществом в серии блоков с чередующейся положительной и отрицательной намагниченностью. Этот теоретический анализ иллюстрируется некоторыми расчетами.

2. Теоретическому анализу подвергаются две модели (обе двухмерные) распределения намагниченности.

Модель 1. Намагниченные массы с намагниченностью $I = I_x + iI_z$ распределены по горизонтальному слою (в координатной системе с осью Oz (Oy) вверх, осью Ox (Ox) - вправо) $0 \geq -h_1 \geq x \geq -h_2 \geq -\infty$, $h_1 > 0$, $h_2 > 0$, $-\infty \leq \xi \leq +\infty$, причем $I_x = I_x(\xi)$, $I_z = I_z(\xi)$, т.е. намагниченность зависит только от горизонтальной координаты. Считаем, что

$$\int_{-\infty}^{+\infty} I_x^2(\xi) d\xi < +\infty, \quad \int_{-\infty}^{+\infty} I_z^2(\xi) d\xi < +\infty. \quad (1)$$

Модель 2. Намагниченные массы распределены как в модели 1, но не по горизонтальному, а по субгоризонтальному пластику, верхняя Γ_1 и нижняя Γ_2 кромки которого описываются уравнениями

$$z = z_1(\xi) = -h_1 + \Delta_1 z(\xi), \quad z = z_2(\xi) = -h_2 + \Delta_2 z(\xi), \quad (2)$$

причем

$$\frac{\sin \theta}{\xi} \left| \frac{\Delta_1 z(\xi)}{h_1} \right| \ll 1, \quad \frac{\sin \theta}{\xi} \left| \frac{\Delta_2 z(\xi)}{h_2} \right| \ll 1 \quad (3)$$

и

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\Delta_1 z(\xi)|^2 d\xi < +\infty, \quad \int_{-\infty}^{+\infty} |\Delta_2 z(\xi)|^2 d\xi < +\infty. \quad (4)$$

будет показано, что: а) решение обратной задачи в рамках обеих моделей исключительно неоднозначно; б) эта неоднозначность существенно определяется векторным характером источников магнитного поля, т.е. здесь имеется коренное отличие от гравитационной задачи.

Отметим, что модель I при вертикальной намагниченности $I(\xi) = I_z(\xi)$ изучалась также в работе [1], однако в другом аспекте, а гравитационный аналог модели I впервые был исследован В.М.Новоселицким [2].

Теоретический анализ проблемы.

I. Начнем с построения аналитических выражений аномального поля для указанных моделей. Через Z и X будем обозначать вертикальную и горизонтальную компоненты вектора напряженности поля, через H — комплексную напряженность поля

$$H(s) = Z(x, z) + iX(x, z), \quad (5)$$

$z = x + iz$ — комплексная переменная. Кроме полей, будем рассматривать и их спектры

$$F(t, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} H(x + iz) e^{-itx} dx, \quad -\infty < t < +\infty. \quad (6)$$

2. Пусть намагниченность массы с интенсивностью намагниченности $I(\xi, \eta)$ распределены по конечной односвязной области D из нижней полуплоскости с простой спрямляемой жордановой границей Γ , тогда

$$H(s) = 2i \iint_D \frac{I(\xi, \eta)}{(\sigma - s)^2} ds, \quad s \in D + \Gamma. \quad (7)$$

Если через $F(t)$ обозначить преобразование Фурье $H(s)$ в комплексной области, то (с — произвольная замкнутая простая жорданова кривая, пробегаемая по часовой стрелке, охватывающая $D + \Gamma$):

$$F(t) = \int_C H(s) e^{-its} ds = -4\pi it \iint_D I(\xi, \eta) e^{-it\sigma} ds, \quad t \neq 0, |t| < +\infty. \quad (8)$$

Имеют место спектральные представления $H(s)$ в полуплоскостях, верхних и нижних по отношению к особенностям:

$$H(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(t) e^{its} dt, \quad z > H_+; \quad H(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(t) e^{its} dt, \quad z < H_-. \quad (9)$$

Здесь H_+ и H_- — ординаты ближайшей и наиболее удаленной от оси Ox особенности функции $H(s)$. Для обыкновенного преобразования Фурье $F(t, z)$ (см. (6)) функции $H(x + iz)$ имеем

$$F(t, z) = \begin{cases} F(t) e^{-tz}, & t > 0, \\ 0, & t < 0, \end{cases} \quad z > H_+; \quad F(t, z) = \begin{cases} 0, & t > 0, \\ -F(t) e^{-tz}, & t < 0, \end{cases} \quad z < H_-. \quad (10)$$

Укажем еще связи между спектрами (преобразованиями Фурье) $F(t, z)$, $F_z(t, z)$, $F_x(t, z)$ функций $H(x + iz)$, $Z(x, z)$, $X(x, z)$:

$$F(t, z) = \begin{cases} (1 + \text{sign } t) F_z(t, z), & z > H_+, \\ (1 - \text{sign } t) F_z(t, z), & z < H_-, \end{cases} \quad (11)$$

$$F_x(t, z) = \begin{cases} -i \text{sign } t F_z(t, z), & z > H_+, \\ i \text{sign } t F_z(t, z), & z < H_-, \end{cases}$$

3. Из соотношений 2 с помощью стандартных рассуждений, использующих предельный переход, нетрудно вывести основные выражения комплексных напряженностей внешних полей и их спектров для горизонтального (модель 1) и субгоризонтального (модель 2) пластов.

А. Горизонтальный пласт

$$H(s) = -2i \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi) \left[\frac{1}{h_1 + i(\xi - s)} - \frac{1}{h_2 + i(\xi - s)} \right] d\xi, \quad z > -h_1, \quad z < -h_2, \quad (12)$$

$$F(t) = -4\pi i (e^{-h_1 t} - e^{-h_2 t}) F_1(t), \quad -\infty < t < +\infty; \quad (13)$$

$$F(t, z) = \begin{cases} -4\pi i (e^{-h_1 t} - e^{-h_2 t}) e^{-tz} F_2(t), & t > 0, \\ 0, & t < 0, \end{cases} \quad z > -h_1, \quad (14)$$

$$F(t, z) = \begin{cases} 0, & t > 0, \\ 4\pi i (e^{-h_1 t} - e^{-h_2 t}) e^{-tz} F_2(t), & t < 0, \end{cases} \quad z < -h_1, \quad (15)$$

где
$$F_2(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi) e^{-it\xi} d\xi, \quad -\infty < t < +\infty \quad (16)$$

есть спектр (преобразование Фурье) намагниченности.

Б. Субгоризонтальный пласт. Приведем приближенные, "линеаризованные" представления:

$$H(s) \approx H_0(s) + \Delta H(s) = -2i \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi) \left[\frac{1}{h_1 - \Delta_1 z(\xi) + i(\xi - s)} - \frac{1}{h_2 - \Delta_2 z(\xi) + i(\xi - s)} \right] d\xi =$$

$$= -2i \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi) \left[\frac{1}{h_1 + i(\xi - s)} - \frac{1}{h_2 + i(\xi - s)} \right] d\xi + \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi) \left[\frac{\Delta_1 z(\xi)}{(h_1 + i(\xi - s))^2} - \frac{\Delta_2 z(\xi)}{(h_2 + i(\xi - s))^2} \right] d\xi, \quad (17)$$

$$F(t) \approx F_0(t) + \Delta F(t) = -4\pi i (e^{-h_1 t} - e^{-h_2 t}) F_1(t) - 4\pi i t (e^{-h_1 t} F_{1\Delta_1 z}(t) + e^{-h_2 t} F_{1\Delta_2 z}(t)). \quad (18)$$

Здесь $F_{1\Delta_k z}(t)$, $k = 1, 2$ - суть преобразования Фурье (спектры) функций

$$F_{1\Delta_k z}(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} I(\xi) \Delta_k z(\xi) e^{-it\xi} d\xi, \quad -\infty < t < +\infty. \quad (19)$$

Отметим структуру выражений поля и спектров в случае субгоризонтального пласта: эти выражения даются суммой соответствующих величин ($H_0(s)$, $F_0(t)$) для горизонтального пласта ($-h_1 \gg \xi \gg -h_2$) и поправок ($\Delta H(s)$, $\Delta F(t)$), связанных с наличием слабого рельефа границ пласта.

4. Рассмотрим, исходя из полученных представлений (формулы (9) - (11) остаются справедливыми и для моделей 1 и 2), проблему разрешимости обратной задачи. Последняя ставится так: 1) модель 1 - по наблюдаемому полю $Z(x, z)$, $z = const$, $-\infty < x < +\infty$ требуется определить параметры пласта h_1 и h_2 и распределение намагниченности $I(\xi)$; 2) модель 2 - по наблюдаемому полю $Z(x, z)$, $z = const$, $-\infty < x < +\infty$ требуется найти верхнюю и нижнюю поверхности пласта.

функции $z_1(\xi)$ и $z_2(\xi)$ и распределение намагниченности $I(\xi)$. Очевидно, если функция $z(x, z)$ известна на всей оси, то по ней однозначно восстанавливается и функция $H(x + iz)$; поэтому в теоретическом анализе можно исходить из допущения, что на оси Ox известными являются значения $H(x + iz)$. Далее, с точки зрения приложений можно ограничиться рассмотрением случая $z = \text{const} > -h_1$; однако, стремясь к полноте теории, мы будем изучать оба случая: 1) $z = \text{const} > -h_1$; 2) $z = \text{const} < -h_2$.

5. Установим основные предложения об эквивалентности.

Определение 1. Пусть даны горизонтальные пласты $[h_1, h_2]$ и $[h_1^*, h_2^*]$ и намагниченности $I(\xi)$ и $I^*(\xi)$. Если в некоторой внешней по отношению к обоим пластам полуплоскости $H(s) \equiv H^*(s)$ ($H^*(s)$ — комплексная напряженность поля пласта $[h_1^*, h_2^*]$), то пласты (намагниченности) будем называть эквивалентными по внешнему полю.

Определение 2. Всегда $I(\xi) = I_+(\xi) + I_-(\xi)$, где $I_+(\xi)$ и $I_-(\xi)$ — граничные значения функций, аналитических в полуплоскости верхней и нижней соответственно. Составляющие $I_+(\xi)$ и $I_-(\xi)$ будем называть аналитическими намагниченностями.

Имеют место следующие результаты.

Теорема 1. Если параметры h_1 и h_2 (т.е. геометрия пласта) заданы, то существует бесчисленное множество намагниченностей $I^*(\xi)$ эквивалентных $I(\xi)$ по внешнему полю (в одной полуплоскости, верхней или нижней по отношению к пласту; при этом эквивалентные намагниченности для разных полуплоскостей различны). Основных классов эквивалентных намагниченностей три: а) аналитическая, $I^*(\xi) = I_+(\xi)$, соответственно $I^*(\xi) = I_-(\xi)$; б) чисто вертикальная $I^*(\xi) = I_z^*(\xi)$; в) чисто горизонтальная $I^*(\xi) = I_x^*(\xi)$. В этих классах имеется только одна эквивалентная намагниченность.

Теорема 2. Пусть задан горизонтальный пласт с параметрами $[h_1, h_2]$ с намагниченностью $I(\xi)$. Тогда существует бесчисленное множество пластов с параметрами $[h_1^*, h_2^*]$, $h_1^* \neq h_1$, $h_2^* \neq h_2$ и намагниченностями $I^*(\xi)$, эквивалентных заданному по внешнему полю (в той или иной полуплоскости). При этом: а) в случае эквивалентности в полуплоскости, верхней по отношению к пласту, дол-

жно быть $k_1^* < k_1$; б) в случае эквивалентности в нижней по отношению к пласти полуплоскости должно быть $k_2^* > k_2$.

Теорема 3. Пусть задан субгоризонтальный пласт с границами Γ_1 и Γ_2 , описываемыми уравнениями (2)-(4), и немагничностью $I(\xi)$, тогда существует бесчисленное множество эквивалентных ему по внешнему полю горизонтальных пластов (в любой, верхней или нижней - по отношению к этому пласти полуплоскости). При этом: а) в случае верхней полуплоскости эквивалентным может быть любой пласт с параметрами $[k_1^*, k_2^*]$, $k_1^* \leq k_1$; б) в случае нижней полуплоскости эквивалентным может быть любой пласт с параметрами $[k_1^*, k_2^*]$, $k_2^* > k_2$.

Доказательства всех трех теорем элементарны. Начнем с теорем 1 и 2. Пусть $[k_1, k_2]$ $[k_1^*, k_2^*]$ - два горизонтальных пласта с намагниченностями $I(\xi)$ и $I^*(\xi)$. Очевиден, в силу известных теорем в спектрах аналитических функций, следующий результат.

Лемма. Для того, чтобы поля пластов совпадали в верхних (соответственно нижних) полуплоскостях по отношению к этим пластам, необходимо и достаточно, чтобы их спектры $F_1(t)$ $F_2(t)$ были равны почти для всех t при $t \geq 0$ (соответственно $t \leq 0$).

В силу этой леммы получаем условие эквивалентности полей пластов в виде

$$(e^{-k_1 t} - e^{-k_2 t}) F_1(t) = (e^{-k_1^* t} - e^{-k_2^* t}) F_2(t). \quad (20)$$

В случае верхней полуплоскости равенство (20) должно выполняться почти для всех t при $t \geq 0$, а в случае нижней полуплоскости - при $t < 0$.

Из леммы следует, что если $k_1^* = k_1$, $k_2^* = k_2$, то любые намагниченности, спектры которых как угодно различаются при $t < 0$ ($t > 0$), но совпадают при $t > 0$ ($t < 0$), порождают поля, тождественно равные в верхней (соответственно нижней) полуплоскости. Отсюда моментально получаем первую часть теоремы 1. Вторая часть ее вытекает из следующих соображений: 1) если положить $F_2(t) \equiv 0$ при $t < 0$ ($t > 0$), то намагниченность определяется однозначно - и это будет аналитическая намагниченность $I_+(\xi)$ ($I_-(\xi)$); 2) если положить $F_1(t) = \pm F_2(t)$ при $t > 0$ ($t < 0$), то намагниченность определяется двузначно - либо как чисто вертикальная, либо

как чисто горизонтальная. Первую получаем по формулам

$$F_{J^*}^z = \begin{cases} -i F_J^z(t), & t > 0, \\ i F_J^z(t), & t < 0, \end{cases} \quad z > -h_1; \quad (21)$$

вторую по формулам

$$F_{J^*}^x = \begin{cases} -F_J^x(t), & t > 0, \\ F_J^x(t), & t < 0, \end{cases} \quad z < -h_2. \quad (22)$$

Доказательство теоремы 1 получено. Доказательство теоремы 2 следует прямо из (20) и леммы, при этом ограничения $h_1^* < h_1$ ($h_2^* > h_2$) нужны для того, чтобы спектры $F_{J^*}^z(t)$ принадлежали к $L_2(-\infty, +\infty)$ (т.е. выполнялось условие (I)). Наконец, доказательство теоремы 3 следует из равенства (условия эквивалентности полей пластов - горизонтального и субгоризонтального):

$$(e^{-h_1 t} - e^{-h_2 t}) F_J^z(t) + t(e^{-h_1 t} F_{I_{D_1} z}^z(t) - e^{-h_2 t} F_{I_{D_2} z}^z(t)) = (e^{-h_1^* t} - e^{-h_2^* t}) F_{J^*}^z(t) \quad (23)$$

для почти всех $t > 0$ $I_{D_1} z$ - в случае эквивалентности в верхней полуплоскости для почти всех $t < 0$ - в случае эквивалентности в нижней полуплоскости. Ограничение на параметры опять-таки необходимо для того, чтобы было $F_{J^*}^z(t) \in L_2(-\infty, +\infty)$.

Замечание. Из теоремы 1 следует, что в условиях теорем 2 и 3 в каждом из эквивалентных горизонтальных пластов существует бесчисленное множество эквивалентных намагнитченностей, но в каждом из трех выделенных классов существует только одна.

6. К результатам о точной эквивалентности добавим практически более важный результат о приближенной эквивалентности ($\varepsilon - \delta$ = эквивалентности).

Определение 3. Пусть задан горизонтальный (субгоризонтальный) пласт (I) с параметрами $[h_1, h_2]$ и распределением намагнитченности $I(\xi)$ и горизонтальный пласт (2) с параметрами $[h_1^*, h_2^*]$ и намагнитченностью $I^*(\xi)$. Если (при заданных $\varepsilon > 0$ и $\delta > 0$) в полуплоскости $z \geq \max(h_1, h_1^*) + \delta$ ($z \leq \min(h_2, h_2^*) - \delta$) будет

$$\|H(x+iz) - H^*(x+iz)\| \leq \varepsilon, \quad (24)$$

где $\| \quad \|$ - выбранная норма в некотором В-пространстве X функций, определенных при $-\infty < x < +\infty$, то пласт (2) называется $\varepsilon - \delta$ = эквивалентным по полю пласту (I) в верхней (нижней) по отношению к обоим пластам полуплоскости.

Теорема 4. Для любого горизонтального (субгоризонтального) пласта с параметрами $[h_1, h_2]$ и распределением намагнитченности $I(\xi)$ найдется, при произвольных $[h_1^*, h_2^*]$, и нормах близости в $L_p(-\infty, +\infty)$, $p \geq 2$, $C(-\infty, +\infty)$, $\varepsilon - \delta$ - эквивалентный горизонтальный пласт.

Доказательство. Очевидно, во-первых, что достаточно рассмот-

реть случай только одной из полуплоскостей - например, верхней по отношению к пластим; во-вторых, в силу известных теорем вложения [3], достаточно рассмотреть случай нормы из $L_2(-\infty, +\infty)$; в-третьих, достаточно установить наличие такой $I^*(\xi)$ в заданном пласте $[h_1^*, h_2^*]$, что будет выполняться неравенство

$$\int_{-\infty}^{\infty} |U(x+iz\delta) - U^*(x+iz\delta)|^2 dx \leq \varepsilon^2, \quad (25)$$

где $z\delta = \max(h_1^*, h_2^*) + \delta$. В силу равенства Парсеваля неравенство (25) эквивалентно следующему:

$$\int_0^{\infty} e^{-2tz\delta} |\varphi(t) - (e^{-h_1^*t} - e^{-h_2^*t}) f_{j^*}(t)|^2 dt \leq \frac{\varepsilon^2}{2\delta x}, \quad (26)$$

где $\varphi(t) = \begin{cases} (e^{-h_1^*t} - e^{-h_2^*t}) f_j(t) & \text{- в случае горизонтального пласта /1/,} \\ (e^{-h_1^*t} - e^{-h_2^*t}) f_j(t) + t(e^{-h_1^*t} f_{1\Delta, z}(t) - e^{-h_2^*t} f_{1\Delta, z}(t)) & \text{- в случае} \\ \text{субгоризонтального пласта /2/.} \end{cases}$

Положим $f_{j^*}(t) = \frac{\varphi(t)}{e^{-h_1^*t} - e^{-h_2^*t}}, \quad 0 < t < T(\varepsilon, z\delta), \quad (27)$

$$f_{j^*}(t) = 0, \quad t > T(\varepsilon, z\delta), \quad (28)$$

где $T(\varepsilon, z\delta)$ выбрано из условия

$$\int_{T(\varepsilon, z\delta)}^{\infty} e^{-2tz\delta} |\varphi(t)|^2 dt \leq \frac{\varepsilon^2}{2\delta x}. \quad (29)$$

Ясно, что при таком определении $f_{j^*}(t)$ неравенство (26) (т.е. и (25)) действительно выполняется. Однако $I^*(\xi)$ отсюда определяется неоднозначно - в силу неопределенности поведения спектра при $t < 0$. Эта произвольность создает многозначность в определении $\varepsilon - \delta$ - эквивалентной немагничности, совершенно подобную исследованной в теореме I. Теорема доказана.

7. Убедившись в исключительно большой неоднозначности решения обратной задачи в случае, когда на $I(\xi)$ и параметры пласта не накладывается никаких ограничений на всем бесконечном интервале изменения ξ , $-\infty < \xi < +\infty$, попытаемся выявить условия, в которых имеет место единственность решения обратной задачи.

Теорема 5. Если внешнее поле наблюдается на двух уровнях $z_i = \text{const}$, $i = 1, 2$, $z_1 > -h_1$, $z_2 < -h_2$, то при условии, что параметры h_1 и h_2 известны, немагничность $I(\xi)$ определяется по $N(x + iz_1)$ и $N(x + iz_2)$ однозначно.

Доказательство. По теореме I, по полю на уровне $z = z_1$ однозначно восстанавливается немагничность $I_+(\xi)$, а по полю на уровне $z = z_2$ - немагничность $I_-(\xi)$. Но $I(\xi) = I_+(\xi) + I_-(\xi)$, что и доказывает теорему.

Основная теорема единственности, являющаяся по существу следствием теоремы 5, формулируется так .

Теорема 6. Пусть внешнее поле порождается горизонтальным (субгоризонтальным) пластом с параметрами $[k_1, k_2]$ и намагниченностью $I(\xi)$, причем

$$I(\xi) \equiv 0, \quad a \leq \xi \leq b, \quad (30)$$

и известен интервал $a' \leq \xi \leq b'$, внутренний к интервалу (30): $a \leq a' < b' \leq b$, а также оценка N для k_2 ($N > k_2$). Тогда по значениям $N(x + iz)$ на уровне $z = \text{const} > -k_1$ (или $z = \text{const} < -k_2$) обратная задача решается однозначно.

Доказательство. Ограничимся случаем горизонтального пласта (случай субгоризонтального идейно мало чем отличается, но техниче-ски существенно более сложен) и данных на уровне из верхней по отношению к пласту полуплоскости. По значениям поля на заданном уровне $z = z_1 = \text{const}$ с помощью процедуры аналитического продолжения через интервал $a' \leq x \leq b'$ всегда можно найти значения продолжения функции $N(x + iz)$ на уровне $z = \text{const} = N$. При этом поля в полуплоскостях $z > -k_1$ и $z < -k_2$ описываются одной аналитической функцией. Поскольку точки $(-k_1, a)$, $(-k_1, b)$ и $(-k_2, a)$ и $(-k_2, b)$, как нетрудно показать, являются особыми для $N(x + iz)$, то параметры k_1 и k_2 определяются однозначно. Следовательно, поскольку это и есть условие теоремы 5, то доказательство завершено.

8. Теоретический анализ проблемы разрешимости обратных задач для моделей 1 и 2, выраженный в виде теорем I-6, должен еще быть осмыслен и обсужден в физическом и прикладном плане.

I'. Из теоремы I ясно следует физическая природа неоднозначности - векторный характер источников. Действительно, если два распределения намагниченности $I_1(\xi)$ и $I_2(\xi)$ являются эквивалентными, например по полю в верхней полуплоскости, то их разность $\Delta I(\xi) = I_1(\xi) - I_2(\xi)$ - распределение, не порождающее внешнего поля в этой верхней полуплоскости (в нижней полуплоскости поле $\Delta I(\xi)$ будет отлично от нуля!). Выберем $I_1(\xi) = I_2^*(\xi)$, $I_2(\xi) = I_1^*(\xi)$; намагниченность $I_2^*(\xi)$ создает поверхностные магнитные массы на плоскостях $z = -k_1$, $z = -k_2$, а намагниченность $I_1^*(\xi)$ - объемные магнитные массы, распределенные внутри слоя $-k_1 > \xi > -k_2$. Следовательно, поле поверхностных масс на плоскостях эквивалентно полю объемных масс и они могут друг друга компенсировать. Теорема 6 уточняет это так - подоб-

* Нетрудно найти важную в идейном плане формулу

$$I_x^*(\xi) + i I_z^* = 2I_+(\xi)$$

ная компенсация возможна только в том случае, если функция $I(\xi)$ имеет непрерывное распределение по бесконечному пласту.

2'. Ограничения на параметры эквивалентных пластов, указанные в теореме 2, тесно связаны с концепцией особых точек - в общем случае особые точки располагаются на границах пласта - например, это будет всегда, если $I(\xi)$ - кусочно-непрерывна и имеет в каких-то точках скачки непрерывности первого рода.

3'. Условия теоремы 6, очевидно, всегда выполнены в тех случаях, когда $I(\xi) \neq 0$ лишь на некотором конечном отрезке и $I(\xi) = 0$ вне этого отрезка. Иначе говоря, практические условия близки к тем, в которых имеет место единственность. Однако отсюда еще не следует, что в этих условиях решение обратной задачи будет устойчивым: - наоборот, как следует из теоремы 4, должна иметь место сильная неопределенность решения обратной задачи.

4'. Разумеется, на практике у нас есть возможность несколько сузить ту неоднозначность, которая вытекает из теоремы 4. Именно, если есть определенные априорные сведения относительно интенсивности и ориентации вектора намагниченности (имеется информация типа неравенств относительно их величин), то на их основании те или иные эквивалентные по внешнему полю решения могут быть отброшены.

5'. Теорема 3 показывает, что при интерпретации магнитных аномалий модели 1 и 2 практически эквивалентны; например, при интерпретации аномалий в рифтовых зонах можно пользоваться более грубой, но зато гораздо более простой моделью.

Анализ результатов эквивалентной намагниченности

1. По-настоящему представить содержание любых теоретических построений можно только на числовом материале, лучше всего - в графической форме. По этой причине мы сочли необходимым привести результаты некоторых расчетов, иллюстрирующих развитую теорию. Эти результаты должны: а) дать представление о характере эквивалентных намагниченностей, их зависимости от изменения параметров пласта; б) пролить свет на проблему возможности определения (по данным магнитных наблюдений) нижних кромок магнитоактивных блоков в пределах рифтовых зон срединноокеанических хребтов.

2. Общая схема проделанных расчетов такова:

1) задаемся горизонтальным пластом $[h_1, h_2]$ и намагниченностью $I(\xi)$ в нем; от этого пласта рассчитываем поле $Z_0(x)$ на оси Ox ;

2) выбираем серию пластов с параметрами $[h_1^*, h_2^*]$ и в каждом из них находим намагниченность $I^*(\xi)$, создаю-

цию на оси Ox поле, с точностью до ε совпадающее с полем $Z_0(x)^*$.

Пласты $[h_1^*, h_2^*]$ выбираются таким образом, чтобы можно было выяснить, насколько сильно изменяется $I^{\text{экс}}(\xi)$ по отношению к $I(\xi)$ в исходном пласте при изменении верхней и нижней кромок. Конечной целью расчетов является нахождение критериев отбраковки, по характеру $I^{\text{экс}}(\xi)$, решений, сильно отличающихся от истинного.

3. На рис. I показано поле $Z_0(x)$ от пласта $h_1 = 1, h_2 = 6$ (здесь и далее единицами измерения длин являются километры) с намагниченностью**

$$I(\xi) = I_z(\xi) = 200\gamma, \quad -1 \leq \xi \leq +1 \\ 0, \quad |\xi| > 1,$$

а также графики эквивалентных намагниченностей для различных пластов $[h_1^*, h_2^*]$. Прежде всего, на рис. I, б показана эквивалентная аналитическая намагниченность $I_+^{\text{экс}}(\xi) = \frac{1}{2} [I_x^{\text{экс}}(\xi) + i I_z^{\text{экс}}(\xi)]$ в том же самом пласте $h_1 = 1, h_2 = 6$ (при этом ее вертикальная компонента $\frac{1}{2} I_z^{\text{экс}}(\xi) \equiv \frac{1}{2} I_z(\xi)$ отлична от прямоугольного импульса только в связи с приближенностью вычислений по формулам численного гармонического анализа). Из рис. I, б виден характер $I_x^{\text{экс}}(\xi)$ - эквивалентной горизонтальной намагниченности; ее экстремумы четко фиксируют боковые грани пласта. Отсюда нетрудно получить общий вывод - экстремальные значения $I_x^{\text{экс}}(\xi)$ фиксируют зоны резкого изменения намагниченности $I_z(\xi)$ в горизонтальном направлении.

На рис. I, в приведены графики $I_z^{\text{экс}}(\xi)$ для пластов $[h_1^*, h_2^*]$, у которых $h_1^* = h_2^*$ (т.е. верхние кромки которых совпадают с верхней кромкой исходного пласта), а $h_2^* \neq h_2$ (т.е. нижние кромки отличны). Отличие в глубинах нижних кромок весьма большое, но в то же время графики $I_z^{\text{экс}}(\xi)$ качественно совершенно идентичны графику $I_z(\xi)$ для исходного пласта, особенно для пласта $[h_1, h_2^*]$ с большей глубиной залегания нижней кромки. Отсюда легко заключить, что определение глубины залегания нижней кромки пласта представляет собой трудный процесс (в рассматриваемом примере h_1, h_2 , и $I_z(\xi)$), по теореме 6, должны определяться по внешнему полю однозначно).

* Практически ε не задается, а из (20) приближенно (с использованием аппарата численного гармонического анализа) находится $I^{\text{экс}}(\xi)$, и затем - поле $Z^{\text{экс}}(x)$ от пласта $[h_1^*, h_2^*]$ с намагниченностью $I^{\text{экс}}(\xi)$; после этого проверяется, что поля $Z_0(x)$ и $Z^{\text{экс}}(x)$ достаточно близки. Именно по этой причине вместо обозначения $I^{\text{экс}}(\xi)$ мы здесь и в дальнейшем употребляем обозначение $I^{\text{экс}*}(\xi)$.

** Таким образом, это есть поле однородно и вертикально намагниченной вертикальной прямоугольной призмы.

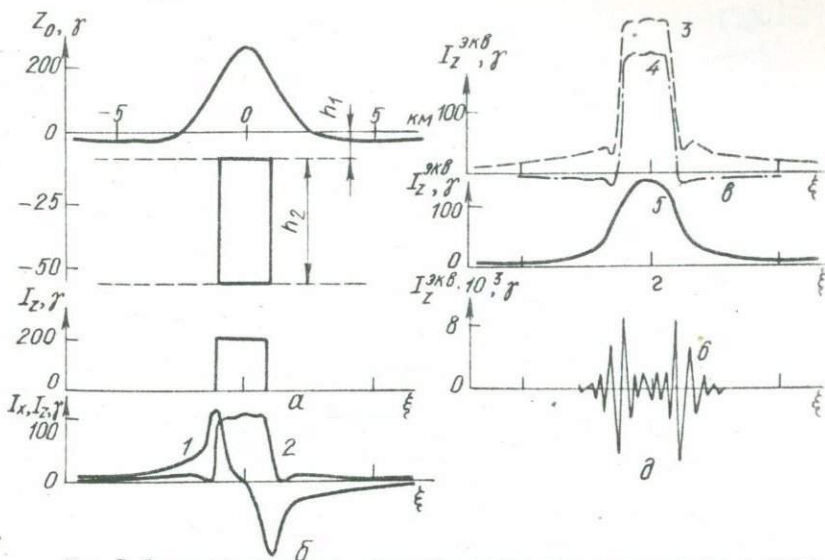


Рис. 1. Эквивалентные по внешнему полю намагниченности: а-распределение намагниченности и поле Z_0 для исходного пласта; б-эквивалентная аналитическая намагниченность в исходном пласте: 1 - $I_x = \text{Re} I_z^{\text{zv}}$; 2 - $I_z = \text{Im} I_z^{\text{zv}}$; в-эквивалентные вертикальные намагниченности в пластах с верхними кромками, совпадающими с верхней кромкой исходного пласта: 3 - $h_1^* = 4$; 4 - $h_1^* = 10$; г - эквивалентные вертикальные намагниченности в пластах с нижней кромкой исходного пласта: 5 - $h_1^* = 0,5$; 6 - $h_1^* = 1,5$.

На рис. 1, г, д приведены графики $I_z^{\text{zv}}(\xi)$ для пластов $[h_1^*, h_2^*]$, у которых $h_2^* = h_2$, а $h_1^* \neq h_1$. Из этих графиков следует, что изменение глубины залегания верхней кромки очень сильно отражается на характере намагниченности; особенно резко это видно для случая $h_1^* > h_1$, когда $I_z^{\text{zv}}(\xi)$ приобретает форму волнового пакета с амплитудой, во много раз большей амплитуды исходной намагниченности. Отсюда следует вывод - параметр h_1 (глубина верхней кромки пласта) определяется по внешнему полю достаточно устойчиво.

4. На рис. 2 приведены результаты аналогичного расчета для более сложного распределения намагниченности $I(\xi) = I_z(\xi)$ в горизонтальном пласте с теми же самыми параметрами $h_1 = 1, h_2 = 6$. Это распределение отвечает трем однородно намагниченным вертикальным прямоугольным призмам горизонтальной мощности 2, расстояние между которыми равно 1. На рис. 2, а даны поле $Z_0(x)$ и намагниченность $I_z(\xi)$, на рис. 2, б - эквивалентная аналитическая намагниченность, на рис. 2, в - эквивалентная намагниченность в пластах $[h_1^* = h_1 = 1, h_2^* = 4]$, $[h_1^* = h_1 = 1, h_2^* = 10]$,

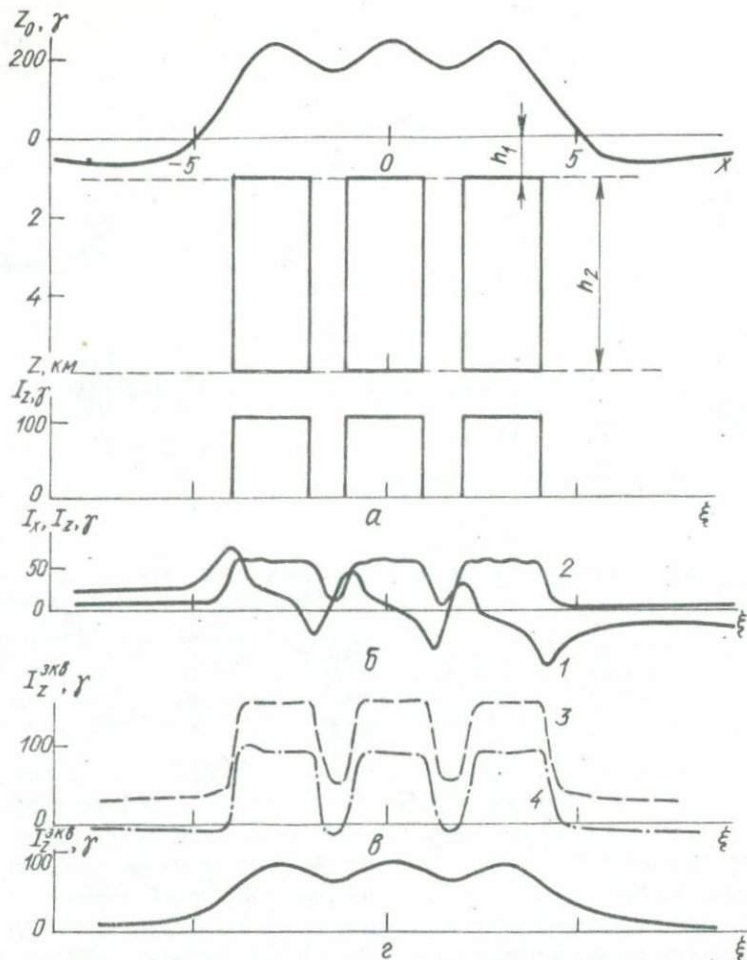


Рис. 2. Эквивалентные по внешнему полю намагниченности: а - распределение намагниченности и поле Z_0 для исходного пласта; б - эквивалентная аналитическая намагниченность в исходном пласте: 1 - $I_x = Re I^{экв}$; 2 - $I_z = J_m I^{экв}$; в - эквивалентные вертикальные намагниченности в пластах с верхними кромками, совпадающими с верхней кромкой исходного пласта: 3 - $h_2^* = 4$; 4 - $h_2^* = 10$; г - эквивалентная вертикальная намагниченность в пласте с нижней кромкой, совпадающей с нижней кромкой исходного пласта; $h_1^* = 0,5$.

на рис. 2, г - эквивалентная намагниченность в пласте $[h_1^* = 0,5$, $h_2^* = h_2 = 6$]. Сличая результаты рис. 1 и 2, убеждаемся в их полной смысловой идентичности - что, вообще говоря, естественно в силу принципа аддитивности.

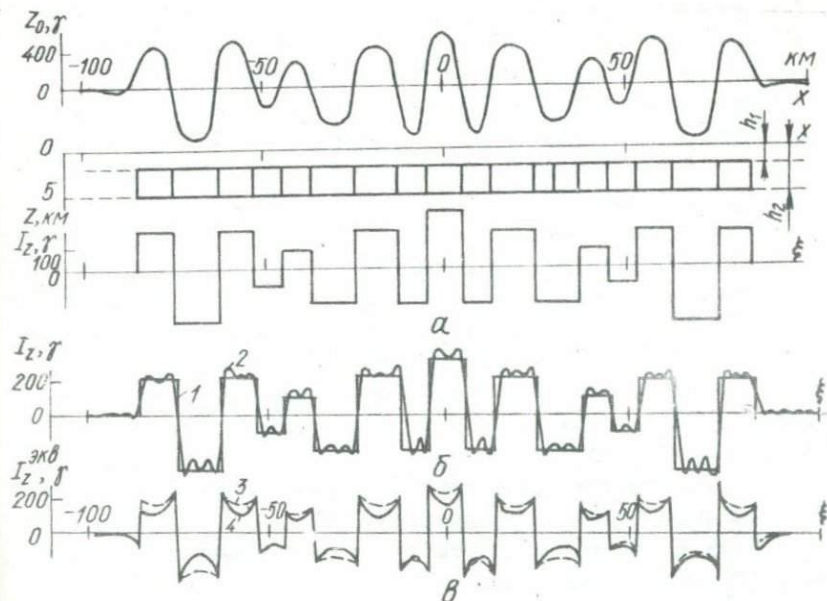


Рис. 3. Эквивалентные по внешнему виду намагниченности: а - распределение намагниченности и поле Z_0 для исходного пласта; б - восстановление по внешнему полю I_z в исходном пласте; в - восстановление по внешнему полю I_z^* в пластах, верхние кромки которых совпадают с верхней кромкой исходного пласта; 1 - I_z исходная; 2 - Z_0 восстановленная; 3 - I_z^* восстановленная по внешнему полю; 4 - I_z^* восстановленная по внешнему полю; 5 - I_z^* восстановленная по внешнему полю; 6 - I_z^* восстановленная по внешнему полю; 7 - I_z^* восстановленная по внешнему полю.

5. На рис. 3 приведены результаты расчета, который, во-первых, гораздо лучше моделирует ситуацию, с которой мы имеем дело в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов, а, во-вторых, еще нагляднее демонстрирует все трудности проблемы определения глубин залегания магнитоактивных блоков с чередующейся по знаку вертикальной намагниченностью. На рис. 3, а приведено поле $Z_0(x)$ от распределения намагниченности в горизонтальном пласте, имитирующем ситуацию рифтовых зон; $h_1 = 2$, $h_2 = 5$. На рис. 3, б приведены результаты восстановления этой намагниченности по известному внешнему полю, по формуле, с очевидностью, следующей из (14) и (21)*; параметры пласта считались известными. На рис. 3, в

* Эта формула имеет вид

$$I_z(\xi) = \frac{i}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{F_z(t, 0)}{e^{-h_1 t/\xi} - e^{-h_2 t/\xi}} e^{it\xi} dt, \quad (a)$$

где, как обычно,

$$F_z(t, 0) = \int_{-\infty}^{+\infty} Z(x, 0) e^{-ixt} dx, \quad -\infty < t < +\infty. \quad (b)$$

(см. продолжение на стр.198)

приведены результаты определения по полю $Z_0(x) I_z^{эсб}(\varphi)$ в пластах, отличных от исходного, но имеющих с ним одну и ту же верхнюю кромку, т.е. отличающихся только глубиной нижней кромки. Рассмотрение графиков рис. 3, а, в показывает, что качественно все распределения имеют один и тот же характер и по существу нет признаков, по которым можно было бы выделить истинное решение от эквивалентных, хотя разница в глубинах залегания нижних кромок весьма велика.

6. Следовательно, можно сделать вывод, что в рамках моделей 1 и 2 есть возможность достаточно точно находить глубину (h_1) верхних кромок намагниченных блоков — по характеру изменения $I_z^{эсб}(\varphi)$ вдоль профиля наблюдения. Однако четких и надежных критериев нахождения глубин залегания (h_2) нижних кромок по графикам $I_z^{эсб}(\varphi)$ нет; разумеется, некоторая разница в графиках $I_z^{эсб}(\varphi)$ при различных h_2 имеется, однако она выражена очень нечетко и, если иметь в виду, что возможны искажения, связанные с неадекватностью реального распределения источников априорно выбранной модели, то сделанный вывод кажется обоснованным.

7. Приводим также результаты еще одного расчета, который наглядно поясняет два важных момента:

1) тонкая структура в распределении намагниченности практически не отражается в поле на высотах, соизмеримых с размерами локальных аномалий намагниченности;

2) в формировании поля Z основную роль играет вертикальная компонента намагниченности; наличие горизонтальной компоненты I_x (с той же интенсивностью, что I_z) часто почти не отражается в поле.

На рис. 4, а, б показаны поля $Z(x)$ над горизонтальными пластами одной и той же вертикальной мощности $\Delta h = h_2 - h_1 = 4$ при различной глубине залегания верхней кромки ($h_1 = 4$ км и $h_1 = 1$ км соответственно). Графики горизонтальной ($I_x(\varphi)$) и вертикальной ($I_z(\varphi)$) компонент намагниченности по пласту

Нетрудно видеть, что процедура определения $I_z(\varphi)$ по $Z(x)$ является неустойчивой, что связано с двумя обстоятельствами: во-первых, функция $k(t) = (e^{-h_1/t} - e^{-h_2/t})^{-1}$ имеет полюс при $t=0$; во-вторых, эта функция экспоненциально растет при $t \rightarrow \infty$. Составленная программа позволяет определять $I_z(\varphi)$ по $Z(x, \theta)$ лишь для точно заданных $Z(x, \theta)$ — без случайных помех. По этой причине она, к сожалению, не может быть использована в практике интерпретации гидромагнитных съемок; работа по созданию метода, пригодного для практики, авторами продолжается.

показаны на рис. 4 в, г. наконец, на рис. 4 д, е показаны графики эквивалентных по внешнему полю вертикальной и горизонтальной намагниченностей $I_z^{экв}(\xi)$, $I_x^{экв}(\xi)$.

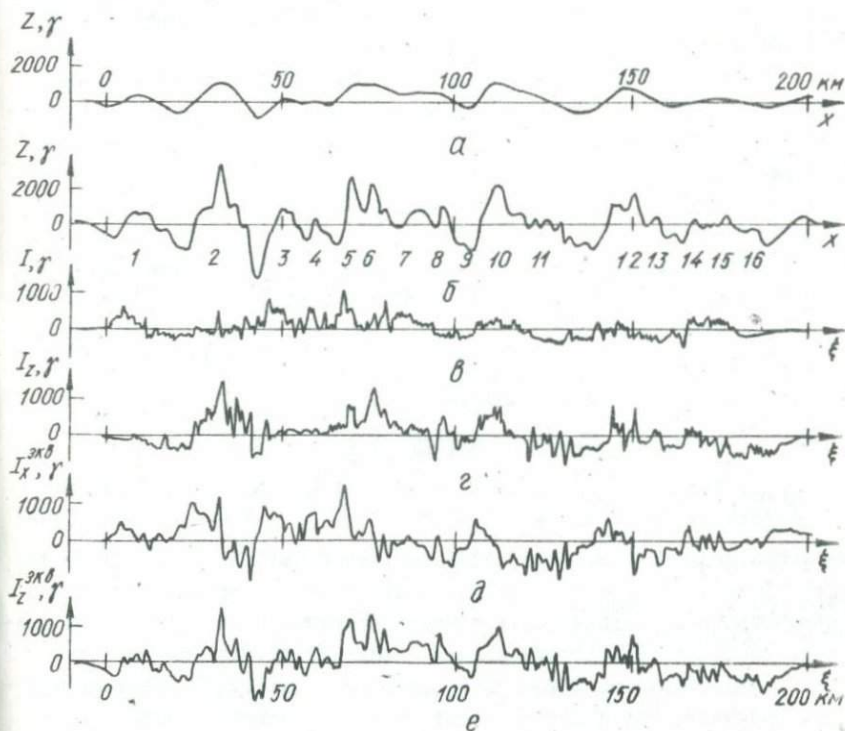


Рис.4. Поля и эквивалентные намагниченности при сложном распределении намагниченности по пластам: а - поле Z от пласта с параметрами $h_1 = 4$, $h_2 = 8$; б - поле Z от пласта с параметрами $h_1 = 1$, $h_2 = 5$; в - распределение I_x по пластам; г - распределение I_z по пластам; д - эквивалентная I_x в пластах; е - эквивалентная I_z в пластах.

Первое из указанных положений (о "подавлении" тонкой структуры намагниченности) с очевидностью следует из простого сличения кривых $Z(x)$ с графиками $I_x(\xi)$ и $I_x^{экв}(\xi)$. Второе же следует из сравнения $Z(x)$, $I_z(\xi)$ и $I_z^{экв}(\xi)$, с одной стороны, и $Z(x)$, $I_x(\xi)$ и $I_x^{экв}(\xi)$ с другой. Именно, только аномалии № 1, 3, 4 и 7 в поле $Z(x)$ можно связывать с компонентой $I_x(\xi)$; все остальные очевидным образом коррелируются с $I_z(\xi)$; особенно ясно это видно из сличения $I_z(\xi)$ и $I_z^{экв}(\xi)$. Наоборот, графики $I_x(\xi)$ и $I_x^{экв}(\xi)$ коррелированы в очень слабой степени.

Результаты проведенных расчетов позволяют сделать следующие выводы .

1. Решение обратной задачи магнитометрии для рассмотренных моделей источников оказывается исключительно неоднозначным и неустойчивым .

2. По-видимому, проблема определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных блоков в пределах рифтовых зон срединноокеанических хребтов намного труднее, чем принято считать в настоящее время .

Литература

1. Гершанок Л.А., Новоселицкий В.М. - В кн.: Геофиз. исследования севера Урало-Поволжья. Труды Камского филиала ВНИГНИ, вып. 124. Пермь, 1974 .
2. Новоселицкий В.М. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, 5 .
3. Страхов В.Н. - В кн.: Дополнительные главы курса гравиразведки и магниторазведки. Изд-во НГУ, Новосибирск, 1966 .

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ОКЕАНЕ

Г.М.Валяшко, А.М.Городницкий, В.Н.Страхов, А.А.Шрейдер
/Институт океанологии АН СССР, Институт физики Земли АН СССР/

1. Одной из важнейших задач магнитной съемки в океанах является выявление тонкой структуры поля главным образом в связи с картированием верхней части магнитоактивного слоя и изучением природы аномалий. Эта задача особенно важна и трудна для областей глубокого залегания источников (4-5 км и более), в пределах которых аномалии, как правило, имеют небольшую интенсивность (100-200 γ), малые градиенты ($\leq 50 \gamma/\text{км}$) и плохо разрешены, что затрудняет даже трассирование линейных аномалий. Заметим, что площади областей слабых аномалий с глубоким залеганием источников составляют около 70% площади Мирового океана.

Выявление тонкой структуры поля возможно либо с помощью специальных подводных измерений [1], либо на основе специальной обработки данных наблюдений на поверхности океана, т.е. так называемой процедуры аналитического продолжения в нижнее полупространство. Первый путь принципиально правильнее, но технически весьма сложен, особенно в глубоководных областях. Второй путь связан лишь с преодолением в числительных трудностей (хотя и принципиального порядка) - [2,5]; его эффективность уже установлена [3,4].

В статье показывается полезность использования процедуры аналитического продолжения для изучения структуры магнитной аномалии и картирования верхней части магнитоактивного слоя.

2. Для детального изучения структуры магнитного поля в областях слабоинтенсивных аномалий Институтом океанологии АН СССР в 1970 г. (в третьем рейсе нис "Дмитрий Менделеев") была проведена полигонная съемка поля ΔT на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта [1]. Размеры полигона 120 x 120 миль, расстояние между профилями (сетки широтных и меридиальных профилей) 5 - 7 миль. Съемка проводилась протонным магнитометром ММ-1 с аппаратной погрешностью 1 - 2 γ . Средняя квадратическая погрешность съемки, оцененная по пересечениям маршрутов рядовой съемки и специальных секущих профилей (всего около 500 пересечений), 17 γ . Отметим, что эта цифра характеризует как собственно случайные, так и систематические погрешности, связанные с ошибками в привязке маршрутов. Уровень случайных помех существенно ниже и, по-видимому, составляет 3 - 7 γ .

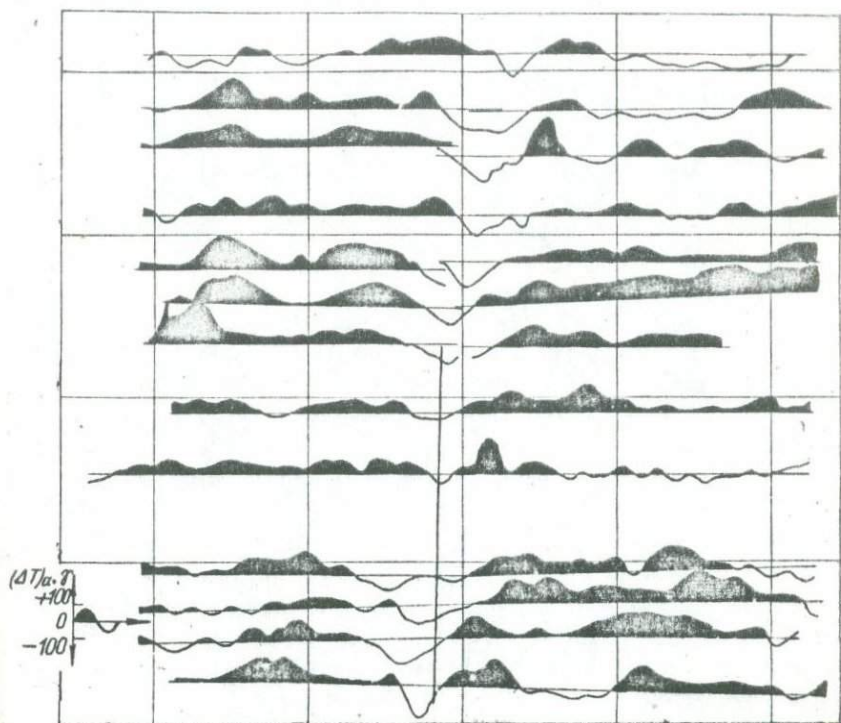


Рис.1. Карта графиков наблюдаемого поля $(\Delta T)_\gamma$ по широтным профилям.

Рельеф дна в пределах полигона достаточно спокойный, средняя глубина дна 5,2 км, амплитуда колебаний рельефа не превышает 700м (в районах гор в северо-западной и юго-восточной частях полигона).

По результатам съемки (на рис. 1 приведены графики поля $(\Delta T)_a$ по ряду широтных маршрутов) была построена карта изолиний с сечением 50 γ - (рис.2) . Нормальное поле определялось из условия

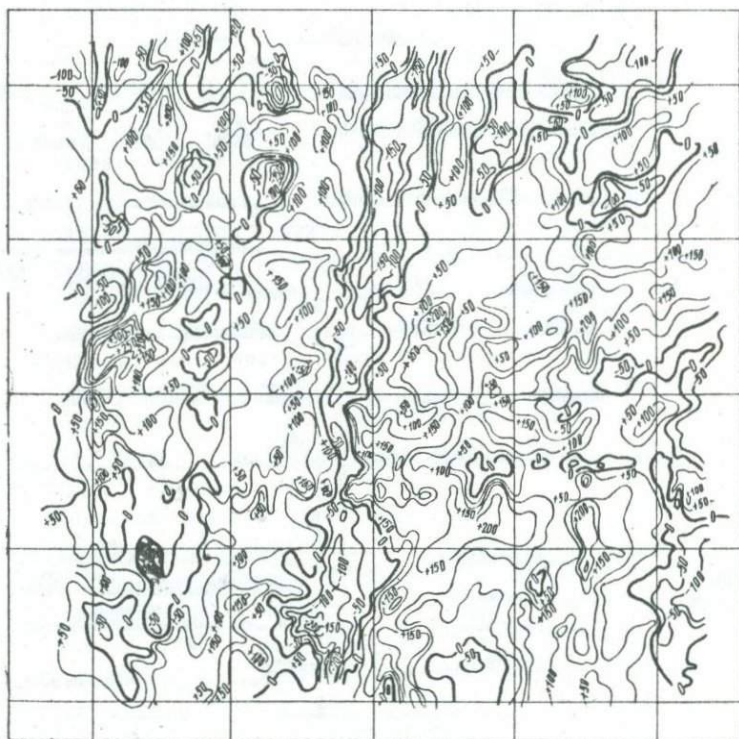
$$\iint_S \Delta T(x, y) dx dy = 0; \quad (I)$$

S - полигон.

3. На основе рис. 1 и 2 можно сделать следующие выводы .

1⁰. Поле в пределах полигона является достаточно спокойным - амплитуды не превышают 300 γ , горизонтальные градиенты $< -30 \gamma / \text{км}$.

2⁰. Поле имеет отчетливо выраженный интерференционный характер - большинство аномалий (шириной порядка 15-25 км) имеет



~ 1 - 2 - 2 ~ 1 - 3

Рис.2. Карта изолиний наблюдаемого поля $(\Delta T)_a$ (сечение 50 γ): 1 - нулевые ; 2 - положительные ; 3 - отрицательные .

бложную форму, представляет собой суммарный эффект от нескольких источников.

3°. Аномалии имеют отчетливо выраженное меридиональное прости-
рание (линейный характер поля слабее выражен в восточной части поли-
гона, однако трассирование отдельных компонент аномалий чрезвы-
чайно затруднено; весьма четко прослеживается лишь отрицательная
магнитная аномалия шириной около 25 км, амплитудой около 200 γ ,
протягивающаяся с севера на юг в центральной части полигона. Воз-
можно также выделение трех параллельных ей зон аномалий положи-
тельного знака - двух западнее и одной восточнее.

Данные поверхностной съемки позволяют составить лишь общее
представление о характере источников поля.

4. Для получения более полной информации о поле и его источни-
ках нами по серии широтных и нескольким субмеридиональным (по прос-
тиранию аномалий) профилям было выполнено аналитическое продолже-
ние полей на уровне $z = const$ между поверхностью океана и источ-
никами поля. Расчеты производились в предположении двумерности по-
ля (вытекающие отсюда следствия обсуждаются ниже) по методике, ос-
нованной на использовании скользящего анализа Фурье*.

При расчетах принималось: 1° . $z_{min} = (5,5)$ км; 2° $L =$
80 км. Значение δ_L определялось для каждого профиля независимо, но
оказалось, что для всех профилей оно примерно одинаково - $3 \div 6 \gamma$.
Для того, чтобы можно было получить поле на возможно более длин-
ных интервалах уровней $z = const$ в нижней полуплоскости, наблю-
денные поля $(\Delta T)_\alpha$ экстраполировались "на глаз" за пределы поли-
гона. Расчет производился для уровней $z = -1, -2, -3, -4, -5$, и
иногда - 5,5 км. Результаты расчетов обрабатывались стандартным об-
разом, т.е. по каждому профилю строились графики поля по уровням
и карты изолиний в вертикальной плоскости; кроме того, была постро-
ена карта графиков поля (по ряду широтных маршрутов) для уровня
 $z = -5$ км (рис. 3). К сожалению, редкая сеть расчетных про-
филей и сложный характер продолженного поля на уровне $z = 5$ км
не позволили построить карту изолиний для этого уровня.

5. Характер изменения пересчитанного поля $(\Delta T)_\alpha$ при приближении
к источникам виден из рис. 4 (широтный профиль) и рис. 5 (субмери-
диональный профиль). Аномалии, очень слабо выраженные в исходном
поле, постепенно все более и более локализируются, а амплитуды их
постепенно возрастают, достигая 1000 - 3000 γ (т.е. увеличиваясь

*См. настоящий сборник статью В.Н. Страхова, Г.М. Валешко

"Об одном методе обработки данных гидромагнитных съемок".

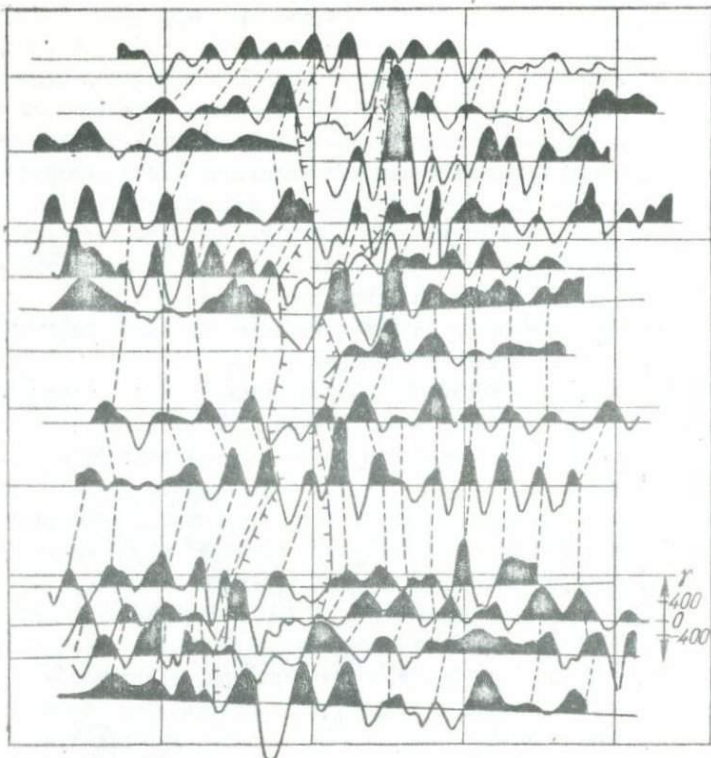


Рис. 3. Карта графиков продолженных значений $(\Delta T)_{\alpha}$ по широтным профилям для уровня $z = -5$ км.

почти на порядок). Чрезвычайно важно то, что :а) при тщательном рассмотрении исходного поля все особенности пересчитанного поля находят естественное подтверждение - они - "заложены" в исходном поле ; б) на графиках продолженного поля $(\Delta T)_{\alpha}$ даже для уровня $z = -5,0$ км отсутствуют специфические "паразитные" высокочастотные колебания (квазисинусоидального типа), связанные со случайными помехами входных данных. Последний факт позволяет утверждать, что рассматриваемая методика пересчета обеспечивает полное подавление случайных помех и ,по-видимому, даже "заглаживает" поле.

Весьма интересен характер изменения пересчитанного поля с глубиной по продольному профилю. За исключением трех относительно коротких интервалов оно изменяется очень слабо - почти не увеличивается ни амплитуды, ни градиенты .Но в трех указанных интервалах поле изменяется очень резко, приобретая характер своеобразных " волновых пакетов " .

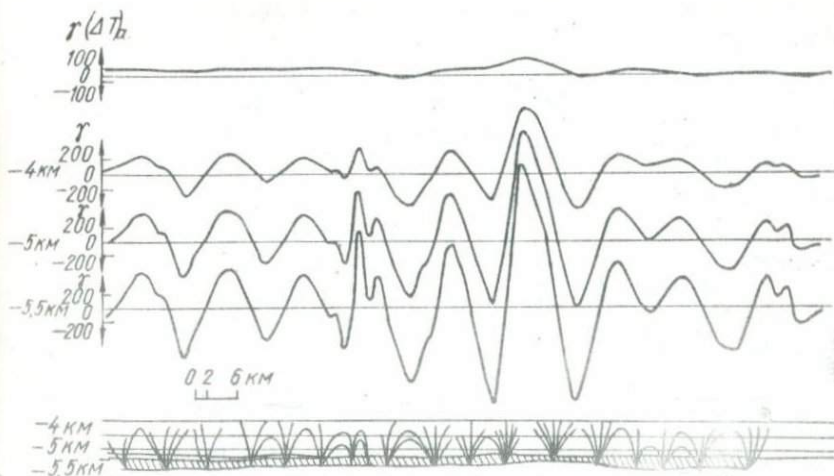


Рис. 4. Результаты аналитического продолжения поля $(\Delta T)_H$ в нижнюю полуплоскость по одному из широтных профилей

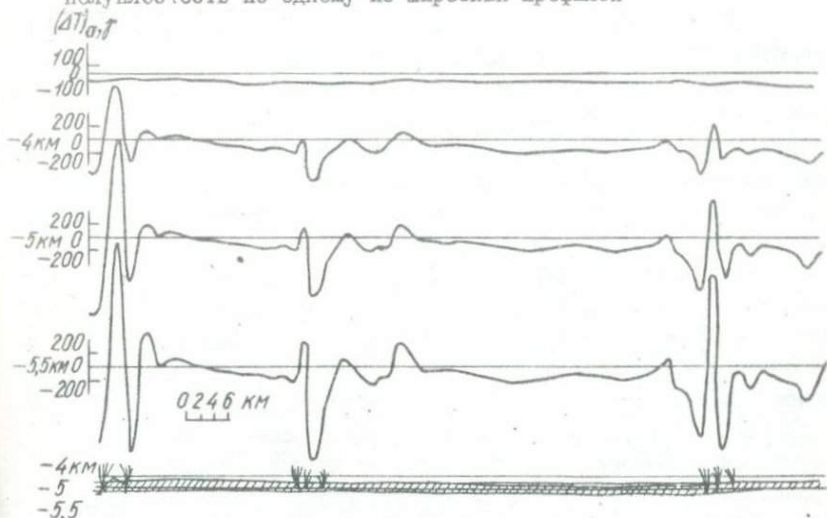


Рис. 5. Результаты аналитического продолжения поля $(\Delta T)_{\sigma, \tau}$ в нижнюю полуплоскость по одному из субмеридиальных профилей.

Привязывая положение этих интервалов в плане, видим, что они приурочены к контактам главной отрицательной аномалии. Таким образом, расчеты по продольным профилям представляют значительный интерес с точки зрения решения задач картирования блоков пород различной намагниченности.

6. Необходимо вероятно обсудить вопрос о том, как надо относиться к результатам пересчетов по формулам плоской задачи - обо

для продольных профилей идеализация плоской задачи явно неправомочна.

Прежде всего, следует подчеркнуть основной факт: продолженные по формулам плоского поля (по указанной методике) значения $(\Delta T)_Q$ на уровнях $z = const$ нельзя отождествлять с истинным полем на этих уровнях . Различие продолженных и реально существующих полей возникает по таким причинам .

1⁰. Реальные поля являются трехмерными (особенно это должно сказываться в случае продольных профилей) .

2⁰.Процедурой фильтрации (по принципу вязкости) уничтожаются все высокочастотные аномалии, а также аномалии очень слабой интенсивности .

3⁰.Сами формулы продолжения являются приближенными ; они основаны на аппроксимации наблюдаемых полей, являющихся значениями при $z = 0$ функций с особенностями, тригонометрическими полиномами, т.е. функциями, допускающими продолжение без особенностей при конечных (x, z) .

4⁰.Продолжение осуществляется по формулам для гармонических функций, хотя $(\Delta T)_Q$ не есть гармоническая функция.

Очевидно, что различие будет тем больше, чем больше глубина уровня пересчета - оно максимально на уровне верхних кромок источников поля. Далее, формально расчет может быть произведен и для уровней, пересекающих источники ; на этих уровнях пересчитанные значения поля вообще не будут иметь ничего общего с реальным, объективно существующим полем.

Отсюда следует, что наиболее правильный взгляд на процедуру аналитического продолжения как на формальную операцию, позволяющую локализовать источники и найти порядок величин полей на уровне верхней кромки - для того, чтобы по этим величинам оценить порядок намагниченности объектов (в некоторых предположениях об источниках) . Однако экстраполяция изолиний поля (построенных по расчетам для уровней выше источников) до их пересечения позволяет правильно, несмотря на все сказанное, найти (разумеется, приближенно), положение так называемых особых точек поля - если только аномалиеобразующий объект располагается под профилем наблюдения.

7.Обратимся вновь к обсуждению результатов пересчетов в нижнюю полуплоскость.

Построение карты графиков продолженных значений на уровень $z = - 5$ км (рис.6) позволило отчетливее разобраться в структуре аномального поля и выяснить важные факты.

1⁰.Прежде всего, установить, что поле в пределах центральной

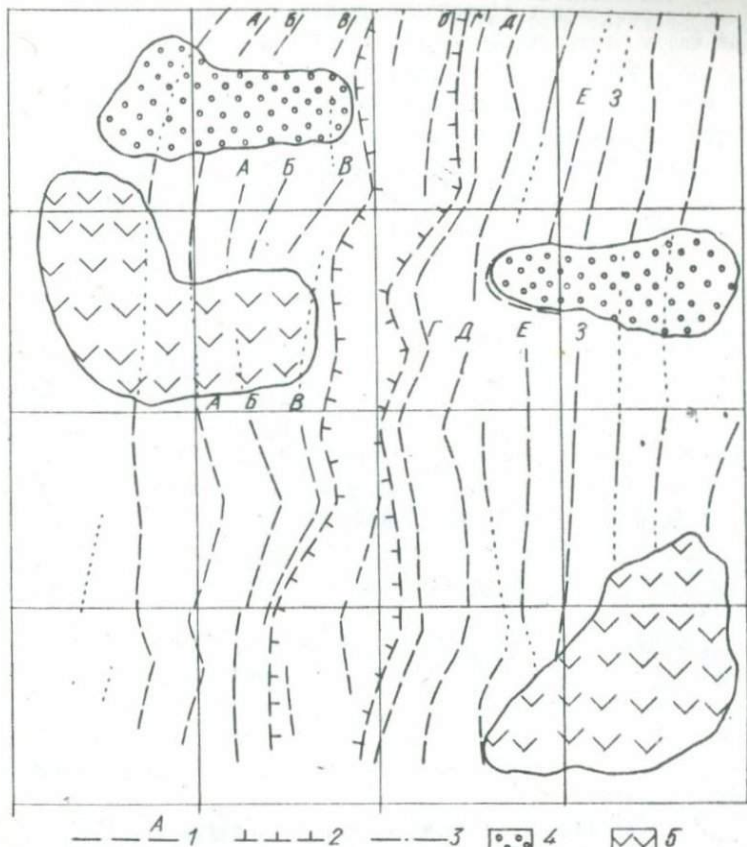


Рис. 6. Схема структуры магнитного поля на полигоне по данным аналитического продолжения: 1- оси уверенно трассируемых положительных магнитных аномалий; 2- границы центральной магнитной аномалии; 3- оси аномалий с плохой корреляцией аномалий; 4- области нарушения корреляции, не связанные с рельефом дна; 5 - области нарушения корреляции аномалий, связанные с рельефом дна (области развития подводных гор).

отрицательной аномалии отнюдь не является простым. По-видимому, в толще обратном намагниченных пород, создающих отрицательную аномалию, имеются включения пород (возможно, типа даек, покрытых сверху эффузивными покровами), намагниченных положительно. Это предположение базируется на факте осложнения отрицательного поля явно положительными аномалиями, четко выявляющимися в пересчитанных по-

лях. Осложняющиеся положительные аномалии часто приурочены к осевой части центральной отрицательной аномалии .

2⁰. Далее, определить строение тех линейных зон положительных аномалий, которые выделялись по наблюдаемому полю и имели простирание, параллельное отрицательной аномалии . Каждая из этих зон представляет собой серию параллельных линейных аномалий, не всегда четко коррелирующихся от профиля к профилю, но несомненно существующих. Эти линейные аномалии показаны на рис. 3 ; линией четкой, или условной, корреляции показаны различными значками . Отметим, что места ослабления корреляции приурочены к участкам наиболее сильно расчлененного рельефа (см. рис. 6) .

3⁰. Очень существенным является факт сильной изменчивости линейных аномалий по простиранию ; амплитуды аномалий то резко возрастают, то резко понижаются, иногда аномалии как бы "сливаются" . Этот факт может быть интерпретирован следующим образом - источники линейных аномалий сильно меняются по простиранию ; возможно, ими являются серии даек с покрывающими их базальтовыми покровами . Как трещины, по которым происходили излияния, так и сами покровы имеют различные размеры ; возможно также колеблется насыщенность магнитными минералами .

4⁰. Изолинии продолженного поля ΔT пересекаются на глубинах порядка 6 км, т.е. на 400 - 500 м ниже поверхности дна. Таким образом, можно предположить, что мощность рыхлых осадков составляет около 500 м, что хорошо согласуется с известными данными [8] . Однако столь хорошее согласие могло явиться следствием выбора уровней пересчета.

5⁰. Обработывая амплитудные значения положительных аномалий по формуле $\Delta T_{max} = 2\pi I$, получаем для намагниченности значения $(0,5 - 4) \cdot 10^{-8}$ ГС, что свидетельствует о намагниченности пород базальтового ряда. Это и служит основанием для высказанных соображений о базальтовых покровах и дайках, как источниках положительных аномалий.

6⁰. Наблюдающиеся, довольно резкие, изменения простираний линейных аномалий (на углы до 20 - 25⁰), возможно свидетельствуют о наличии поперечных (широтных) разломов, по которым происходили (относительно небольшие) сдвиги. Однако здесь нельзя сказать что-либо вполне определенное .

8. Идентификация по шкале Хейтцлера [6] относит район полигона к области ЗI-й аномалии, имеющей возраст 71 - 74 млн. лет . Однако несовершенство шкалы не позволяет точно идентифицировать

центральную линейную (отрицательную) аномалию . Отметим, что указанная идентификация связана с принятием гипотезы раздвижения океанического дна, т.е. условна.

9. Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы .

1⁰. Процедура аналитического продолжения наблюдаемых полей (ΔT)_α на уровне нижнего полупространства по формулам плоской задачи является чрезвычайно полезной.

2⁰. Методика продолжения, разработанная В.Н.Страховым и Г.М.Валяшко^ж, является достаточно эффективной .

3⁰. Аномальное поле в пределах полигона является интерференционным - оно представлено суперпозициями серий линейных аномалий субмеридионального простирания.

4⁰. Источниками положительных аномалий являются базальтовые дайки и покровы ; по - видимому, часть из них образовывалась в эпохи, последующие за эпохой формирования основной толщи (положительные аномалии в пределах отрицательной аномалии !) .

5⁰. Очевидно , в пределах полигона отсутствуют большие трансформные разломы со смещениями. Кроме того , получение более достоверных выводов о структуре и природе слабоинтенсивных аномалий требует проведения полигонных съемок гораздо большей детальности. Только в этом случае можно будет рассчитывать на действительно эффективное использование методов аналитического продолжения ; возможен будет даже пересчет в трехмерном варианте.

Литература

1. Белоусов И.М., Валяшко Г.М., Городницкий А.М., Шрейдер А.А., Седов А.П. - Океанология, 1975, 1.
2. Лапина М.И. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, 2, 1967, 4.
3. Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д. - Бюлл. ОНТИ ВИЭМС. Серия Региональная, разведочная и промышленная геофизика, 1970, 46.
4. Страхов В.Н., Лапина М.И., Мирлин Е.Г. - В кн.: Морские геофизические исследования. Наука, 1974.
5. Тихонов А.Н., Глазко В.Б., Литвиненко О.К., Мелихов В.Р. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, 12.
6. Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman III, W.C. and Le-Pichon, X. - J. Geophys. Res., 1968, 73.
7. Mudie J.D., Grew J.A. and Bessey J.S. - Mar. Geophys. Res., 1972, 1.
8. Rona P.A., Harbison R.N., Bush S.A. - Marine Geology, 1974, 16, 8.

^ж См. статью в настоящем сборнике .

ОБ ОДНОМ МЕТОДЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ГИДРОМАГНИТНЫХ СЪЕМОК

В.Н.Страхов, Г.М.Валяшко

/Институт физики Земли АН СССР, Институт океанологии АН СССР/
Введение

1. Гидромагнитные съемки поля ΔT имеют специфические особенности, которые необходимо учитывать при построении методики обработки подобных съемок. К этим особенностям относятся*:

1⁰. Профильный характер наблюдений при очень детальных наблюдениях по профилю; даже при так называемых полигональных съемках расстояние между профилями l намного больше шага ΔX наблюдений по профилю. Как правило ($\frac{l}{\Delta X} > 30+50$).

2⁰. Весьма значительна длина профилей наблюдения (сотни и даже тысячи километров, т.е. многие тысячи точек наблюдения).

3⁰. Весьма высокая точность наблюдений, обычно, при нормальной работе аппаратуры среднеквадратичная ошибка наблюдений составляет несколько гамм.

4⁰. Источники случайной высокочастотной компоненты таковы, что можно с достаточной точностью оценить среднеквадратичное значение этой компоненты по отдельным, относительно небольшим интервалам наблюдения.

5⁰. Попутно с магнитными наблюдениями всегда производятся батиметрические, а также и сейсмо-акустические.

2. Поля, регистрируемые при гидромагнитных съемках, также имеют особенности, которые безусловно необходимо учитывать при построении методики обработки. Вот основные особенности полей.

1.⁰ Как правило, поля являются весьма сложными; кривая ΔT даже по относительно короткому профилю длиной 100-200 км часто характеризуется наличием нескольких десятков локальных максимумов и минимумов; степень "разрешенности" кривых ΔT зависит от глубины источников, она максимальна в рифтовых зонах и минимальна в котловинах и желобах.

2⁰. Поля имеют интерференционный характер; даже в тех случаях, когда на отдельных участках профилей наблюдается регулярное поведение поля, последнее обычно является суммарным, обусловленным интерференцией большого числа источников. Интерференционный характер поля ΔT связан со значительной глубиной залегания источников (2-3 км в пределах рифтовых зон, 4-6 и более км в котловинах и на склонах срединно-океанических хребтов, 7-10 км в пределах глубоководных желобов).

* Здесь и всюду имеются в виду гидромагнитные съемки океанических областей.

3⁰. Нормальные значения поля неизвестны ; они определяются условно на основании некоторых гипотез об источниках полей (принимается, что при достаточно большом L , $\int_{-L}^L (\Delta T)_a(x) dx = 0$, $(\Delta T)_a$ - аномальная компонента поля).

4⁰. Поля, даже в котловинах, являются достаточно интенсивными (первые сотни гамм), так что отношение сигнал-помеха является весьма большим.

5⁰. Влиянием разного рода систематических помех (суточные вариации, неравномерность скорости движения корабля и т.д.) на интервалах профиля измерения, на которых проявляется влияние отдельных источников (например, блоков коры, базальтовых покровов), как правило, можно пренебречь.

8. Задачи, стоящие перед гидромагнитными съемками, также достаточно специфичны.

1⁰. Прежде всего, эта задача районирования поля - выделения площадей с примерно одинаковым характером поля (по-видимому, с примерно одинаковым характером источников).

2⁰. Затем это задача картирования поля - трассирование линейных аномалий, выделение интерферирующих компонент отдельных крупных аномалий (выявление "тонкой структуры" поля).

3⁰. Одной из важнейших (и труднейших) задач является задача разделения полей на локальную и региональную компоненты.

4⁰. Далее - это задача картирования источников в верхней части магнитоактивного слоя и определение рельефа верхней поверхности этого слоя.

5⁰. Наконец, это задача определения природы локальных аномалий, связанных с верхней частью магнитоактивного слоя.

Таким образом, чисто интерпретационные задачи - определение параметров источников отдельных локальных аномалий, параметров источников региональных аномалий и т.д. в настоящее время имеют подчиненное значение ; они бесспорно интересны, но решение их по некоторым причинам отодвигаются на будущее.

4. Перечисленные особенности съемок, полей и задач определяют требования к рациональной методике обработки данных гидромагнитных съемок.

1⁰. Методика по необходимости должна строиться в рамках двухмерной задачи.

2⁰. В качестве одного из важнейших компонентов общей методики должен являться комплекс методов трансформирования полей (разделяющие трансформации).

3⁰. В комплексе методов трансформирования одним из основных должен быть метод аналитического продолжения поля на уровни в водной среде, близкие к рельефу дна.

4⁰. Расчет трансформант должен осуществляться по всей наблюдаемой информации, без какого бы то ни было искусственного разрезания данных наблюдений.

5⁰. Методы трансформирования должны строиться с учетом известного уровня случайных помех.

6⁰. Методика обработки должна включать этап оперативной обработки, позволяющей получать результаты по мере проведения съемки (например, находить значения трансформаций в процессе наблюдений). Это требование можно реализовать только при условии использования принципа "локального влияния" и экономичности вычисленных схем.

Разумеется, общая обработка всегда включает два типа-оперативный и по окончании съемки. Большинство задач решается на заключительном этапе обработки, однако эффективность этого этапа в значительной степени предопределяется объемом и качеством оперативной обработки, поэтому мы придаем ей основное значение.

5. Предпринимается попытка построить одну из компонент рациональной методики обработки данных гидромагнитных съемок - комплекс методов трансформирования наблюдаемых полей T_a , удовлетворяющих указанным требованиям.

Метод вычисления трансформированных полей

I. В случае $\frac{|aT_0|}{T_0} < 0,05$; T_0 - модуль вектора нормального поля (практически, когда поля имеют интенсивность порядка нескольких сот гамм), поле T_a с высокой степенью точности описывается "потенциальным приближением". В связи с этим при построении методов трансформирования полей будем использовать теорию трансформирования гармонических и комплексных аналитических функций. Напомним, что в случае двумерных полей можно оперировать "эффективной" комплексной напряженностью поля [1, 2]:

$$H^*(S) = \Delta T(x, z) + i \Delta Q(x, z) = \Lambda H(S); H(S) = Z(x, z) + iX(x, z) \quad \Lambda = -i\rho e^{i\alpha}; \quad (1, 2)$$

$$e^{i\alpha} = \frac{H_{0x}}{\sqrt{H_{0x}^2 + H_{0z}^2}} + i \frac{H_{0z}}{\sqrt{H_{0x}^2 + H_{0z}^2}}; \quad \rho = \frac{\sqrt{H_{0x}^2 + H_{0z}^2}}{\sqrt{H_{0x}^2 + H_{0y}^2 + H_{0z}^2}}. \quad (3)$$

Здесь $\Delta T(x, z)$ - поле (T_a) ; $\Delta Q(x, z)$ - сопряженная к $\Delta T(x, z)$ гармоническая функция; X и Z - компоненты вектора напряженности аномального поля; $S = x + iz$ - комплексная переменная в системе координат с осью O_x - вправо, осью O_z вверх; через H_{0x} , H_{0y} , H_{0z} обозначены компоненты вектора напряженности нормального поля.

* См. статью в настоящем сборнике (Г.М.Валяшко, А.М.Городницкий, В.Н.Страхов, А.А.Шрейдер "Изучение структуры магнитных аномалий в океане").

2. Практика интерпретации магнитных аномалий, как на континентах [4, 8], так и на океанах [5, 10] показывает, что для решения задачи выявления тонкой структуры аномалий, картирования источников в верхней части магнитоактивного слоя, определения глубин залегания источников в верхней части этого слоя разумно использование следующих трансформаций.

А. Нахождение значений $\Delta T(x, z)$ и $\Delta Q(x, z)$ на ряде горизонтов $z = const$ в верхней $z > 0$ и нижней $z < 0$ полуплоскостей.

Б. Нахождение значений производных $\frac{\partial \Delta T(x, z)}{\partial x}$, $\frac{\partial \Delta T(x, z)}{\partial z}$, $\frac{\partial^2 \Delta T(x, z)}{\partial z^2}$, $\frac{\partial^2 \Delta T(x, z)}{\partial x \partial z}$, на уровнях $z = 0$ и $z = const$ - из верхней и нижней полуплоскостей.

В. Нахождение $|H^*(x+iz)|$, $|\frac{\partial H^*(x+iz)}{\partial x}|$, $\frac{\partial^2 H^*(x+iz)}{\partial x^2}$ на уровнях $z = const$ в верхней и нижней полуплоскостях.

При этом целесообразным является нахождение трансформант не только на уровнях выше источников, но и на уровнях, пересекающих источники, чтобы изучить "эффект распада поля". Конечно, на подобных уровнях трансформированные значения уже не будут иметь того физического смысла, что на уровнях выше источников; это будут некоторые фиктивные величины, нахождение которых возможно лишь в связи с аппроксимационным характером процедур пересчетов.

3. Перейдем к описанию математической постановки основной задачи.

Пусть профиль наблюдения - вся бесконечная ось Ox и на ней заданы приближенные значения

$$\Delta T \delta(x), \Delta T \delta(x) = \Delta \tilde{T}(x, 0) + \delta(x), \quad (4)$$

здесь $\delta(x)$ - случайная помеха.

Предположим, что функция $T(x, z)$ является гармонической в полуплоскости $+\infty > z > -H$; $H > 0$ - известная величина. Предположим далее, что точка $x = \xi$ фиксирована и проведена вертикальная прямая $P(x)$ - с уравнением $x = const = \xi$. Пусть, наконец, задано число L и окрестность $V_L(\xi)$ точки $|\xi - x| \leq L$. Задача ставится так: по значениям $\Delta T \delta(x)$ в окрестности точки ξ найти значения перечисленных величин на полупрямой $x = \xi, z > -H$. При этом предполагается, что величина $\delta_L = (\frac{1}{2L} \int_{-L}^L \delta^2(x) dx)^{1/2}$; (5)

является известной.

4. Считая, что L задано $L \gg H$ и принимая $\xi = 0$, задачу можно решать следующим образом. В полуплоскости $x \leq L, z > -H$ функция $H^*(S) = \Delta T(x, z) + i \Delta Q(x, z)$ может быть аппроксимирована тригонометрическим полиномом

$$H_N^*(S) = \sum_{n=0}^N C_n^{(L)} \exp\left(\frac{inxS}{L}\right) \quad [7]: \quad (6)$$

$$C_n^{(L)} = a_n^{(L)} - i b_n^{(L)}, \quad n \neq 1; \quad C_0 = (a_0^{(L)} - i b_0^{(L)})^{\frac{1}{2}},$$

причем при достаточно больших L и N точность аппроксимации будет достаточно высокой, по крайней мере, в некоторой области $S(L, N)$, охватывающей начало координат. Следовательно, на некотором отрезке оси OZ , принадлежащем рассматриваемой полуплоскости и содержащем начало координат, мы можем использовать следующие приближенные формулы:

$$\Delta T(0, z) \approx \frac{\alpha_0^{(L)}}{2} + \sum_{n=1}^N a_n^{(L)} \exp; \quad \Delta Q(0, z) \approx -\left(\frac{\beta_0^{(L)}}{2} + \sum_{n=1}^N \beta_n^{(L)} \exp t\right), \quad (7)$$

$$\frac{\partial \Delta T(0, z)}{\partial x} \approx \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n \cdot a_n^{(L)} \exp t; \quad \frac{\partial^2 \Delta T(0, z)}{\partial x^2} \approx \frac{\pi^2}{L^2} \sum_{n=1}^N n^2 a_n^{(L)} \exp t, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \Delta T(0, z)}{\partial x} = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n \beta_n^{(L)} \exp t; \quad \frac{\partial^2 \Delta T(0, z)}{\partial x \partial z} \approx \frac{\pi^2}{L^2} \sum_{n=1}^N n^2 \beta_n^{(L)} \exp t, \quad (11)$$

где $t = -\frac{n\pi z}{L}$. (12)

По этим величинам естественным образом определяются и приближенные значения модулей соответствующих комплекснозначных функций.

Расчетные формулы просты; в них реализован очень важный принцип "расчета по вертикали", допускающий многочисленные обобщения.

Таким образом, необходимо решить лишь две проблемы:

- 1) как найти коэффициенты $a_n^{(L)}$, $\beta_n^{(L)}$ достаточно хорошей аппроксимации (6) по известным значениям $\Delta T_\delta(x)$, $|x| \leq L$?
- 2) каким образом найти разумные значения N ?

Очевидно, при решении этих проблем мы должны учитывать:

а) дискретность задания значений $\Delta T_\delta(x)$; б) наличие помехи и тот факт, что величина δ_L известна.

5. Эти проблемы, учитывая, что поле $\Delta T_\delta(x)$ задано в равностоящих точках с шагом Δx , т.е. в точках $x_m = m\Delta x$, $m = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm M$, $M\Delta x = L$; можно решать следующим образом.

1⁰. Коэффициенты $a_n^{(L)}$, $\beta_n^{(L)}$ будем находить как коэффициенты Фурье разложения $\Delta T_\delta(x)$ на отрезке $(-L, +L)$ по тригонометрической системе с использованием формулы трапеций для вычисления соответствующих интегралов (схема Бесселя нахождения коэффициентов Фурье [8]):

$$a_n^{(L)} = a_{n,\delta}^{(L)}, \quad \beta_n^{(L)} = \beta_{n,\delta}^{(L)}, \quad t = \frac{n\pi m}{M}, \quad (13)$$

где $a_{n,\delta}^{(L)} = \frac{1}{M} \sum_{m=-M}^M \varepsilon_m \Delta T_\delta(m\Delta x) \cos t$, $\beta_{n,\delta}^{(L)} = \frac{1}{M} \sum_{m=-M}^M \varepsilon_m \Delta T_\delta(m\Delta x) \sin t$, (14)

и $\varepsilon_m = 1$, если $m \neq M$, $\varepsilon_m = \frac{1}{2}$, если $|m| = M$;

2°. Значение $N = N(\delta_L)$ будем находить на основе так называемого принципа невязки (предложенного Филлипсом [14] и обоснованного в работах В.К.Иванова [11] и В.М.Морозова [6,7], исходя из теоремы Парсевеля для рядов Фурье, вычислительный аналог которой имеет вид

$$\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \Delta T^2 (\Delta x) = \left(\frac{a_{0,\delta}^{(L)}}{2} \right)^2 + \sum_{m=1}^M [(a_{m,\delta}^{(L)})^2 + (\delta_{m,\delta}^{(L)})^2]. \quad (15)$$

Именно, мы определяем $N = N(\delta_L)$ из условия $|\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \Delta T^2 (\Delta x) - \left(\frac{a_{0,\delta}^{(L)}}{2} \right)^2 - \sum_{m=1}^M [(a_{m,\delta}^{(L)})^2 + (\delta_{m,\delta}^{(L)})^2] - \delta_L^2| = \min$. (16)

В работе [11] показано, что принцип невязки для подобных ситуаций обеспечивает оптимальность по порядку приближенных решений при $\delta \rightarrow 0$ (разумеется, при $\delta \rightarrow 0$ должно быть $\Delta x \rightarrow 0$, $L \rightarrow \infty$). Итак, в формулах (7) - (12) коэффициенты $a_n^{(L)}$ и $\delta_n^{(L)}$ можно находить по соотношениям (14), а N - по соотношению (16). Обратим теперь внимание на два обстоятельства: во-первых, полагая $z = 0$, по (7) находим сглаженное значение поля ΔT в начале координат (в текущей точке $x = \xi$); во-вторых, из наблюдений ΔT коэффициент $\delta_0^{(L)}$ не определяется, иначе - значение сопряженной функции в начале координат (точке $x = \xi$), вообще говоря, определено быть не может. Однако можно найти некоторую "аномальную" часть значения $\Delta Q(0,0)$, условно полагая $\delta_0^{(L)} = 0$.

6. Таким образом, если L задано, основная задача нами решена. На основе решения этой основной задачи можно решить и интересующую нас проблему построения значений указанных трансформант на уровнях $z = \text{const}$ в верхней и нижней полуплоскости, используя принцип скользящего отрезка, т.е. помещая начало координат последовательно в узлы некоторой сетки на профиле наблюдения. При этом мы будем находить значения трансформант на уровнях $z = \text{const}$, также в узлах некоторой сетки. Очевидно, что при этом шаг $\Delta T_T \cdot X$ между узлами расчетных величин на уровнях $z = \text{const}$ можно брать отличным от шага ΔX съемки по профилю, по кратным ему: $\Delta T_T \cdot X = \rho \Delta X$.

Расчет по формулам (7) - (12) требует проведения анализа Фурье по наблюдениям в окрестности $|\xi - x| \leq L$ точки $x = \xi$. Таким образом, если число точек в узлах сетки, в которых вычисляются трансформированные значения, велико, требуется проведение большого числа анализов. Однако нет необходимости делать независимые анализы для каждой точки! Можно пользоваться так называемым скользящим анализом Фурье. Именно эта возможность, вместе с простотой формул (7) - (12), обеспечивает построение экономичных вычислительных схем.

7. Дадим описание скользящего анализа Фурье .

Пусть требуется найти коэффициенты рядов Фурье функции $\Delta T_{\delta}(x)$ на перекрывающихся отрезках АВ и $A_1 B_1$ (A_i - левее B_i , $i=1,2..$) длиной $2L$ каждый, причем : а) коэффициенты $a_n^{(L)}$, $b_n^{(L)}$ для отрезка АВ известны и вычислены по формулам (14), т.е. путем нахождения соответствующих интегралов по значениям $\Delta T_{\delta}(x)$ в узлах с шагом Δx - по формуле трапеций ; б) отрезок $A_1 B_1$ кратен шагу Δx задания функции, например, равен $\Delta T_{\delta} x = p \Delta x$; в) коэффициенты $a_n^{(L)}$, $b_n^{(L)}$ для отрезка $A_1 B_1$ также надо найти по формулам (14).

Простая выкладка дает следующие соотношения :

$$\begin{cases} a_{n,\delta}^{(L)} = (a_{n,\delta}^{(L)} + A_{n,\delta}^+ - A_{n,\delta}^-) \cos \frac{n\pi p}{M} + (b_{n,\delta}^{(L)} + B_{n,\delta}^+ - B_{n,\delta}^-) \sin \frac{n\pi p}{M}, \\ b_{n,\delta}^{(L)} = (b_{n,\delta}^{(L)} + B_{n,\delta}^+ - B_{n,\delta}^-) \cos \frac{n\pi p}{M} - (a_{n,\delta}^{(L)} + A_{n,\delta}^+ - A_{n,\delta}^-) \sin \frac{n\pi p}{M}, \end{cases} \quad (17)$$

где положено

$$\begin{cases} A_{n,\delta}^+ = \frac{1}{M} \sum_{m=-M}^{M+p} \varepsilon_m^* \Delta T_{\delta}(m \Delta x) \cos \frac{n\pi m}{M}; & B_{n,\delta}^+ = \frac{1}{M} \sum_{m=-M}^{M+p} \varepsilon_m^* \Delta T_{\delta}(m \Delta x) \sin \frac{n\pi m}{M}, \\ A_{n,\delta}^- = \frac{1}{M} \sum_{m=-M}^{M+p} \varepsilon_m^* \Delta T_{\delta}(m \Delta x) \cos \frac{n\pi m}{M}; & B_{n,\delta}^- = \frac{1}{M} \sum_{m=-M}^{M+p} \varepsilon_m^* \Delta T_{\delta}(m \Delta x) \sin \frac{n\pi m}{M}, \end{cases} \quad (18)$$

где :

$$\varepsilon_m^* = 1, \text{ при } |m| \neq M, M \pm p; \quad \varepsilon_m^* = \frac{1}{2}, \text{ если } |m| = M, M \pm p;$$

Вывод формул (17)-(18) с очевидностью следует из соотношения

$$\begin{aligned} \int_{-L}^L \Delta T_{\delta}(x+p \Delta x) \cos \frac{n\pi x}{L} dx &= \int_{-L+p \Delta x}^{L+p \Delta x} \Delta T_{\delta}(\xi) \cos \frac{n\pi(\xi-p \Delta x)}{L} dx = \\ &= \int_{-L}^L \Delta T_{\delta}(x) \cos \frac{n\pi(\xi-p \Delta x)}{L} dx + \int_{-L}^{L+p \Delta x} \Delta T_{\delta}(x) \cos \frac{n\pi(\xi-p \Delta x)}{L} dx - \int_{-L}^{L+p \Delta x} \Delta T_{\delta}(x) \cos \frac{n\pi(\xi-p \Delta x)}{L} dx; \end{aligned} \quad (19)$$

и аналогично, с заменой косинуса на синус.

Таким образом, необходимо проделать лишь анализы Фурье для данных в окрестности первого узла сетки трансформирования : остальные анализы легко находятся последовательной процедурой. Эта процедура несложна и весьма устойчива по отношению к ошибкам округлений .

В заключение заметим, что принцип скользящего окна обеспечивает возможность оперативной обработки материалов ; в сочетании с аппаратом Фурье, он, по-видимому, используется впервые.

Практические аспекты использования метода.

Разработанная программа

1. Практическое использование метода требует рассмотрения еще двух вопросов :

1⁰. Каким образом выбирать полудлину L скользящего окна ?

2⁰. Каким образом задавать значение δ_L ? Последнее неизвестно - известны лишь его оценки сверху и снизу .

Трудно дать исчерпывающие рекомендации по выбору L на все случаи, ибо эта величина зависит от характера обрабатываемого поля ; однако и общие соображения (чем больше L , тем лучше ; с ростом L зависимость точности от L стремится к некоторому предельному значению) и опыт практической работы показывает, что при обработке данных гидромагнитных съемок в океанах достаточно брать L равным 10 - 15 глубинам дна .

2. Гораздо сложнее дать способы определения δ_L . Во-первых , необходимо было бы для каждой точки $x = \xi$, в которых осуществляется расчет трансформаций , использовать свое значение δ_L - именно то, которое характеризует уровень случайных помех в окрестности $|\xi - x| \leq L$ данной точки . Во-вторых, необходимо было бы определять значение δ_L для каждой текущей точки оперативно, т.е. только по предыдущим измерениям, учитывая, что для δ_L нам известны некоторые границы :

$$\delta_{min} \leq \delta_L \leq \delta_{max} . \quad (20)$$

Однако разработать подобную эффективную методику нахождения пока не удалось ; поэтому описывается лишь эвристическая методика определения δ_L по всему обрабатываемому профилю, причем для всех точек $X = \xi$ используется это одно и то же значение .

3. Предварительно рассмотрим некоторый важный показатель нестациональности (негладкости, колеблемости), произвольной функции $F(x)$, заданной на отрезке $[a, b]$, в случае, когда последняя обладает на этом отрезке непрерывной производной . Этот показатель был введен в [2] и имеет вид

$$UNSt_F(a, b) = \frac{\int_a^b F(x)}{\frac{\max_{(a, b)} F(x) - \min_{(a, b)} F(x)}{b-a}} . \quad (21)$$

Если $F(x)$ задана дискретно в совокупности точек X_K , $K=0(1)K$; $X_0 = a$, $X_K = b$, то показатель (21) может быть приближенно найден по формуле

$$UNSt_F(a, b) = \frac{\sum_{k=0}^{K-1} |F(x_{k+1}) - F(x_k)|}{\max_k F(x_k) - \min_k F(x_k)} . \quad (22)$$

Для $F(x) \equiv const$, $UNSt_F = 0$. Для монотонно изменяющейся на $[a, b]$ функции показатель нестациональности равен 1 ; если $F(x)$ принимает на концах отрезка одно и то же значение и имеет внутри отрезка один максимум или минимум, то показатель нестациональности равен 2 . Наконец, если $F(x) = \sin \frac{\pi x(x-a)}{b-a}$ или $F(x) = \cos \frac{\pi x(x-a)}{b-a}$, то показатель нестациональности равен $2n$. Учитывая, что

$$\int_a^b \sqrt{F(x)} = \int_a^b |F'(x)| dx, \quad (23)$$

легко понять также, что показатель нестабильности связан с некоторым средним значением модуля производной функции на отрезке $[a, \beta]$.

4. Опишем теперь процедуру определения δ_L . Зададимся набором значений $\delta = \delta_k = \delta_{min} + k\Delta\delta$, $k = 1(1)q$, $\delta_q = \delta_{max}$; и для всех δ_k произведем вычисление величин

$$D(x; \delta_k) = \Delta T_D^*(x) - \overline{\Delta T^*(x; \delta_k)} \quad (24)$$

$$\Delta T^*(x, z_{min}, \delta_k); \quad (25)$$

Здесь $\overline{\Delta T^*(x; \delta_k)}$ —сглаженные значения поля $\Delta T_D^*(x)$, найденные с помощью описанной вычислительной схемы при $\delta_L = \delta_k$ (для всех значений x из заданной сетки), а $\Delta T^*(x, z_{max}, \delta_k)$ — продолженные на уровень $z = const = z_{min}$ значения поля, также при $\delta_L = \delta_k$. Уровень z_{min} выбирается в нижней полуплоскости, как можно ближе к источникам; ничего не изменится если он даже будет пересекать эти источники на некоторых интервалах. Для каждого δ_k по всем значениям x в выбранной сетке находим величины

$$UNST_D^*(\delta_k), UNST_{\Delta T^*}^*(\delta_k), \quad (26)$$

т.е. показатели нестабильности функций (24) и (25). Затем находим текущие вариации указанных функций:

$$\overset{\delta_m}{Var} [UNST_D^*(\delta)], \overset{\delta_m}{Var} [UNST_{\Delta T^*}^*(\delta)], m = 0, 1, 2, \dots, q. \quad (27)$$

При этом в точке $\delta = \delta_{min}$ приписываем нулевые значения, а значение (27) приписываем в точке $\delta = \delta_m$. Наконец, определяем два значения (δ^* и δ^{**}), как те δ_m , для которых величины текущих вариаций ближе всего к половине значений полных вариаций (последние получаем при $m = q$).

После этого берем

$$\delta_L = \frac{\delta^* + \delta^{**}}{2}. \quad (28)$$

Обоснованием описанной процедуры могут служить следующие соображения.

Разность $D(x; \delta_k)$ должна иметь существенно различную стабильность при $\delta_k \gg \delta_L$ и $\delta_k \leq \delta_L$. Если $\delta_k \gg \delta_L$, то в разности должна содержаться часть полезного сигнала, следовательно, она должна быть относительно стабильна; при уменьшении δ_k нестабильность разности должна увеличиваться, и где-то возле точки δ_L разность должна становиться резко нестабильной; при $\delta_k < \delta_L$ нестабильность разности должна быть примерно постоянной. Поведение пересчитанных на уровень z_{min} значений поля ΔT^* должно быть существенно иным. При $\delta_k \gg \delta_L$ это поле должно быть

относительно стабильным, затем, с уменьшением δ_k , оно должно становиться все более и более нестабильным, но потом оно должно опять становиться стабильным — за счет того, что глубина залегания различных источников различна и амплитуда поля, связанная с самым ближайшим из источников, должна быть существенно больше всех остальных. Следовательно, при $\delta_k < \delta_L$ показатель нестабильности должен приобретать малые значения: $2 + 3$.

При достаточно правильном выборе интервала $[\delta_{min}, \delta_{max}]$ оценка δ_L по формуле (28) с необходимостью будет достаточно близка к тривиальной оценке $\delta_L \approx \frac{\delta_{min} + \delta_{max}}{2}$. Однако даже относительно не-большое уточнение этой оценки важно.

5. Опишем разработанную программу для ЭЕМ БЭСМ-4. Входной информацией для нее являются массив наблюдаемых значений $\Delta T \delta$, шаг ΔX задания поля, шаг Δr нахождения трансформаций, список вычисляемых величин (по желанию можно подключать любые трансформации из девяти указанных, набор ординат уровней $z = const$, для которых должен производиться расчет, параметры L и $\delta_{min}, \delta_{max}, z_{min}$). Программа включает три блока: 1) блок анализов Фурье (обычного и скользящего); 2) блок определения параметра δ_L ; 3) собственно блок трансформирования.

Работает она в автоматическом режиме следующим образом. Сначала для всех значений $X = \xi$ из ответной сетки с шагом Δr X находятся значения $2M + 1$ коэффициентов разложения Фурье и ряд по тригонометрической системе (для начальной точки сетки — по формулам (14), для остальных — по формулам (17)–(18)). Затем работает блок определения δ_L . Для каждого δ_k из интервала $[\delta_{min}, \delta_{max}]$ по принципу невязки (16) находится соответствующее значение $N(\delta_k)$ (для каждой точки ответной сетки свое) и осуществляется расчет сглаженных значений $\overline{\Delta T(x; \delta_k)}$, разностей $D(X; \delta_k)$ и продолженных величин $\Delta T(x, z_{min}, \delta_k)$. По ним вычисляются величины (26) и далее (27), а затем определяется δ_L по (28).

После определения δ_L окончательный расчет состоит в нахождении чисел $N(\delta_L)$ для каждой точки ответной сетки с шагом Δr X и в синтезе нужных величин по формулам (7)–(12) (с выбором коэффициентов по (13)).

Основное время счета уходит на определение параметра δ_L . Программа может обрабатывать профили длиной до 1500 точек; при числе точек порядка 800 и $M = 200$, а также при условии, что $q = 1$, время счета составляет около 40 мин.

Опробование метода трансформирования на модельных
и практических примерах

I. Метод трансформирования и алгоритм определения δ_L были опробованы на некоторых модельных и практических примерах. Опишем лишь некоторые результаты, относящиеся к важнейшей, с нашей точки зрения, операции трансформирования - к аналитическому продолжению в нижнее полупространство. Важность этой трансформации для задач картирования источников в верхней части магнитоактивного слоя показана в работе [10].

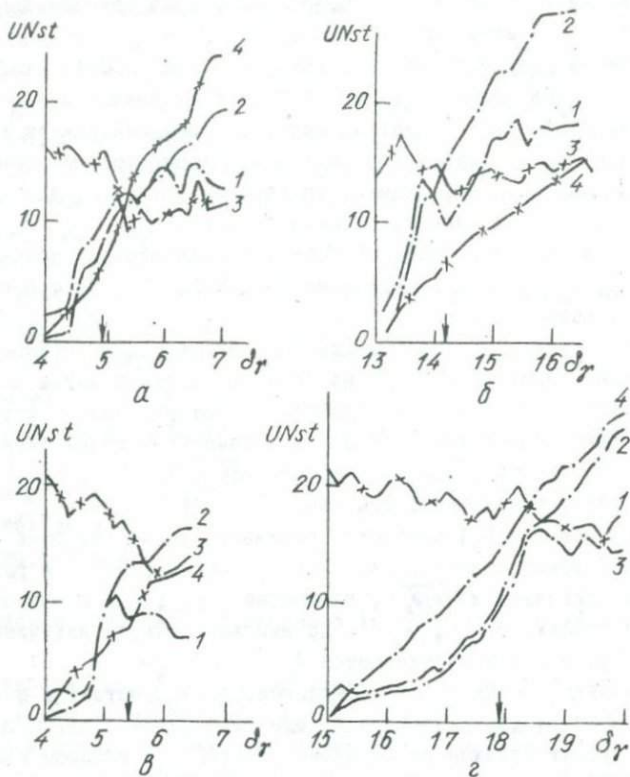


Рис. I. К методике определения значения δ_L : а-определение δ_L при пересчете с уровня $z=0$ на уровень $z=-3$ км при случайной помехе с $\delta_L = 5 \gamma$; б - то же при случайной помехе $\delta_L = 15 \gamma$; в-определение δ_L при пересчете с уровня $z=-3$ км на уровень $z = -3,75$ км при $\delta_L = 5 \gamma$; г - то же при $\delta_L = 15 \gamma$; I - график $UNST(\delta_L)$; 2 - график $\text{var}[UNST_{\Delta T}(\delta)]$; 3 - график $UNST_D(\delta_L)$; 4 - график $\text{var}[UNST_D(\delta)]$.

2. Модельный пример был сконструирован так, чтобы он в максимальной степени имитировал типичную для гидромагнитной съемки ситуацию.

Именно, были взяты поля Z_a , создаваемые горизонтальным пластом с глубиной залегания верхней кромки $h_1 = 4$ км и нижней кромки $h_2 = 8$ км, с распределением намагничённости по нему $I(\varphi) = I_x(\varphi) + iI_z(\varphi)$. Это распределение намагничённости. Заданное с шагом $\Delta X = 0,5$ км, показано на рис. 4. Затем по методике были рассчитаны поля Z_a на уровнях $z = 0$, $z = -3$ км и $z = -3,75$ км (графики $Z_a^{жж}$ для первых двух уровней уже проводились^{жж}). После этого по описанной методике производились расчеты (см. рис. 1): I - с уровня $z = 0$ на уровень $z = -3$ км; II - с уровня $z = -3$ км на уровень $z = -3,75$ км. В каждом расчете

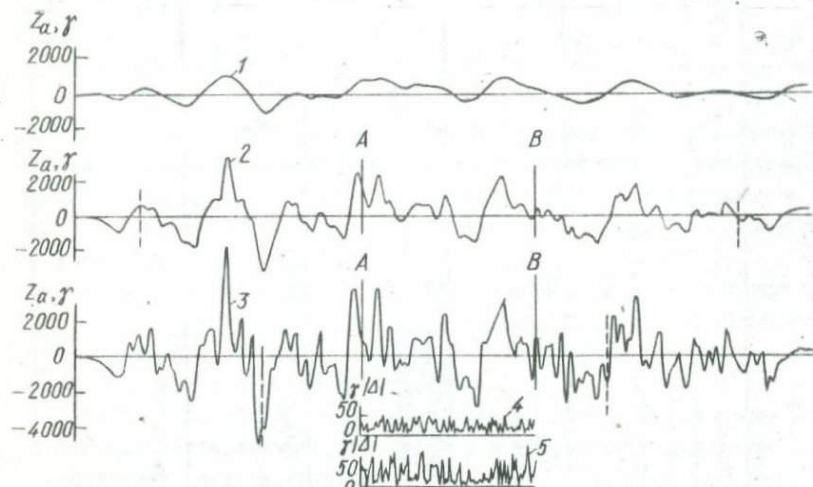


Рис. 2. К опробованию метода аналитического продолжения на модельном примере: 1-теоретическая кривая ΔZ_a на уровне $z = 0$; 2-то же на уровне $z = -3$ км; 3-то же на уровне $z = -3,75$ км; 4-разность между теоретическими и продолженными значениями ΔZ_a для уровня $z = -3$ км; 5 - то же для уровня $z = -3,75$ км. (АВ - интервал, по которому оценивалась точность продолжения. Пунктиром показаны границы интервалов с высокой точностью пересчета).

Ж См. статью в настоящем сборнике (В.Н. Страхов, М.И. Лапина "О неоднозначности решения обратной задачи магнитометрии").

жж В связи с тем, что вычисление полей Z_a были выполнены на интервалах, недостаточно длинных для трансформирования по методу настоящей статьи, графики эти в периферических частях аномалий дополнительно экстраполировались "на глаз". Это обстоятельство важно и его следует учитывать при оценке результатов вычислительного эксперимента.

Результаты опробования метода аналитического продолжения на модельном примере	Пересчет с уровня $z = 0$ на уровень $z = -3$ км		Пересчет с уровня $z = -3$ км на уровень $z = -3,75$ км	
Значение $\delta_L \cdot \left(\frac{\delta_L}{ z_a _{max}}\right)$ случайной помехи	5г (0,2 %)	15г (0,6 %)	5г (0,12 %)	15г (0,36 %)
Среднеквадратическое расхождение σ и $\sigma/ z _{max}$ продолженных и теоретических значений при точном задании δ_L	12г (0,4 %)	27г (1 %)	28г (0,6 %)	49г (1,2 %)
Максимальное расхождение Δ и $\Delta/ z_a _{max}$ продолженных и теоретических значений при точном задании	45г (1,8 %)	57г (2,1 %)	72г (1,8 %)	117г (2,9 %)
Среднеквадратическое расхождение σ и $\sigma/ z _{max}$ продолженных и теоретических значений при алгоритмическом определении δ_L	68г (2,2 %)	109г (3,9 %)	74г (1,9 %)	258г (6,4 %)
Максимальное расхождение Δ и $\Delta/ z_a _{max}$ продолженных и теоретических значений при алгоритмическом определении δ_L	188г (5,7 %)	237г (9,0 %)	156г (3,9 %)	594г (14,8 %)
Алгоритмически определенные значения δ_L	4,9г	14,2г	5,3г	17,9г

нялось случайной помехой (два варианта $\delta = 5\text{г}$ и $\delta = 15\text{г}$ соответственно) и вычисления осуществлялись : а) при точном задании $\delta_{\text{д}}$; б) при алгоритмическом определении $\delta_{\text{д}}$ - по указанному способу. Расчеты осуществлялись при $\Delta T_r = \Delta x$. Были использованы значения параметров: $L = 50\text{ км}$, $z_{\text{min}} = -3\text{ км}$ и $z_{\text{min}} = -2,75$ соответственно. Значения δ_{min} и δ_{max} в различных расчетах выбирались различными (см. рис. 1).

Результаты расчетов, вместе с исходными данными (полями на уровнях $z = 0, -3, -3,75\text{ км}$), приведены на рис. 1, 2 и в таблице. На рис. 2 показаны интервалы АВ профилей, в пределах которых влияние экстраполяции исходных данных не сказалось на исходных уровнях окрестности длиной $2L$ для точек из этого интервала содержали только точки с точно вычисленными значениями исходного поля z_a . Результаты, приведенные в таблице, получены по значениям только из этих интервалов. Таблица позволяет сделать следующие выводы.

1⁰. При точном задании $\delta_{\text{д}}$ выбор степени $N(\delta_{\text{д}})$ аппроксимирующего тригонометрического полинома по принципу невязки обеспечивает весьма точное решение задач трансформирования, подтверждая большое практическое значение принципа невязки и эффективность метода регуляризации на основе простой аппроксимации тригонометрическими полиномами.

2⁰. Даже относительно небольшие погрешности в определении $\delta_{\text{д}}$ имеют существенное значение. Однако разработанный эвристический метод позволяет находить значения $\delta_{\text{д}}$ с точностью, обеспечивающей достаточно точный расчет трансформант.

Расчеты на модельном примере позволяют охарактеризовать разработанный метод трансформирования (в частности, аналитического продолжения) как высокоточный.

3. Последний вывод косвенно подтверждается и расчетами на практических примерах. На рис. 3 приведены результаты аналитического продолжения по одному из профилей полигонной съемки в Атлантическом океане*. На рис. 3, б показано алгоритмическое определение $\delta_{\text{д}}$, а на рис. 3, а - графики продолженных значений для ряда уровней $z = \text{arst}$ в нижней полуплоскости, последний из которых проходит по кровле магнитоактивного слоя (так он определен по данным сейсмоакустического метода), а также фрагмент карты изолиний поля в вертикальной плоскости. Отчетливо выявляются следующие факты.

1⁰. Даже для уровня $z = -5,5\text{ км}$ на графике ΔT_a не проявляется

* См. статью в настоящем сборнике (Г.м. Валяшко, А.м. Городницкий, В.Н. Страхов, А.А. Шрейдер "Изучение структуры магнитных аномалий в океане").

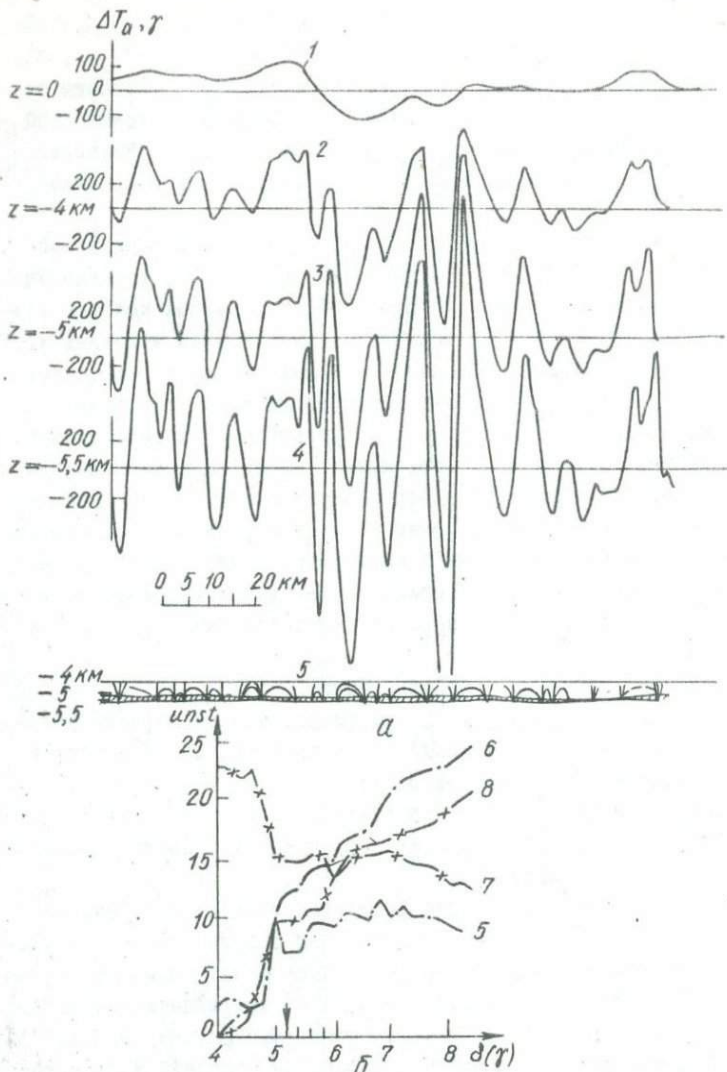


Рис.3. Результаты аналитического продолжения по одному из профилей гидромагнитной съемки : а-графики исходного и продолженного полей и фрагмент карты изолиний в вертикальной плоскости ; б-определение параметра δ . 1-наблюдаемая кривая (ΔT_a) ; 2-график пересчитанного поля ($\Delta T_a'$ для уровня $z = -4 \text{ км}$; 3- то же для уровня $z = -5 \text{ км}$; 4-то же для уровня $z = -5,5 \text{ км}$; 5-график $UNST_{\Delta T}(\delta)$ для $z_{гид}$; 6- график $\varphi_{ar}[UNST_{\Delta T}(\delta)]$. 7- график $UNST_D(\delta)$; 8-график $\varphi_{ar}[UNST_D(\delta)]$. (Стрелкой показано найденное значение σ_L . Штриховка на карте изолиний показывает толщу осадков по данным сейсмоакустического метода).

"паразитные" высокочастотные колебания, связанные со случайными ошибками в исходных данных; практически все элементы расчлененной кривой на этом уровне так или иначе "просматриваются" на графике исходного поля.

2⁰. По крайней мере, две из аномалий (они отмечены на рис. 3, а) имеют форму, близкую к прямоугольным импульсам.

3⁰. Значение δ_L , полученное алгоритмически, существенно отличается от среднего по интервалу (δ_{min} , δ_{max}); следовательно, алгоритм действительно уточняет эту грубую оценку δ_L .

4⁰. Результаты пересчета вниз отчетливо выявляют интерференционный характер наблюдаемого поля и позволяют гораздо увереннее осуществлять картирование поверхности магнитоактивного слоя.

Основные результаты статьи сводятся к следующему.

1⁰. Методика трансформирования данных гидромагнитных съемок, основанная на использовании скользящего анализа Фурье в пределах перемещающегося окна, является весьма эффективной в техническом отношении и сочетает достоинства известных конечно-разностных методов и методов, основанных на разложениях в ряд Фурье.

2⁰. Принцип "расчетов по вертикали" (в фиксированной точке), выражением которого служат формулы (7) - (12), очень плодотворный и может быть положен в основу расчетов пространственного распределения полей в условиях сильно расчлененного рельефа дна. В самом деле, совсем не обязательно брать значения Z для фиксированных уровней.

3⁰. Формулы (7)-(12) отражают и более общий принцип одновременного счета многих функционалов от поля по коэффициентам ряда Фурье в пределах скользящего окна; набор функционалов может (и должен) быть существенно расширен.

4⁰. При относительно слабом уровне случайных помех в исходных данных использование "принципа невязки" позволяет получать решения, оптимальные по порядку погрешности входных данных.

5⁰. В условиях, когда значение δ_L неизвестно, но известны оценки этой величины сверху и снизу, возможно формализованное алгоритмическое определение этой величины; естественно, что при этом используются априорные представления о полезном сигнале и помехе.

Разумеется, предложенный метод трансформирования допускает усовершенствование.

Литература

1. Иванов В. К. - Журнал выч. мат. и мат. физики, 1966, 6, 6.

2. Крылов В.И., Кругликова Л.Г. Справочная книга по численному гармоническому анализу. "Наука и техника", Минск, 1968.
3. Лебедев Н.Н. Конструктивная теория функций комплексного переменного. "Наука" М.-Л., 1974.
4. Догачев А.А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Гостеолтехиздат, 1955.
5. Литвиленко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д. - Бюлл. ОНТИ ВИАМС, 1970, 46.
6. Морозов В.А. Журнал вычисл. математики и мат. физики, 1969, 9, 6.
7. Морозов В.А. Регулярные методы решения некорректно поставленных задач. Изд-во МГУ, 1974.
8. Страхов В.Н., Лапина М.И., Жаворонкин И.А. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, 3.
9. Страхов В.Н., Лапина М.И., Кузнецова О.А. - В кн.: Прикладная геофизика, М., "Недра", 1974, 75.
10. Страхов В.Н., Лапина М.И., Мирлин Е.Г. - В кн.: Океанологи - ческие исследования, М., 1974.
11. Страхов В.Н. Некоторые применения функционально-аналитических методов в математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Автореф. докт. дис., ИФЗ АН СССР, М., 1972.
12. Страхов В.Н., Лапина М.И. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1973, 7.
13. Тафеев Ю.П. - В кн.: Геоф. разведка рудных месторождений. М., Гостеоллиздат, 1953.
14. Phillips D.Z. - I. Assoc. Comput., Mach., 1962, 9, 1.

О ВЫДЕЛЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ОКЕАНЕ

А.М.Городницкий

/Институт океанологии АН СССР/

До настоящего времени вопрос о возможности разделения аномального магнитного поля на региональные и локальные аномалии является дискуссионным. В практике интерпретации материалов магнитных съемок не представляется возможным выделить магнитные аномалии, созданные отдельными телами. В большинстве случаев регистрируемые аномалии являются суперпозицией полей отдельных геологических объектов, имеющих различную намагниченность и глубину залегания. Поэтому, ввиду широких пределов действия принципа эквивалентности, разделение аномалий на "региональные" и "локальные" условно и носит терминологический характер.

Существенные различия в геологическом строении континентальной и океанической коры, установленные многолетними комплексными наземными и морскими геофизическими исследованиями, подтвержденные в последние годы результатами глубоководного бурения дна океана с плавучей буровой установки "Гломар Челленджер", указывают на необходимость дифференцированного изучения магнитоактивной оболочки континентальной и океанической коры и различного подхода при выделении класса региональных аномалий.

Разделение аномалий магнитного поля для континентов по морфологическому признаку позволило выделить четыре класса региональных аномалий, отличающихся размерами*.

Реальность существования первых трех выделенных формально классов региональных аномалий весьма сомнительна и вызывает серьезные возражения. Так, аномалии первого класса, полученные при сравнении аналитического и сглаженного полей, не обнаруживают никакой связи с глубинным строением коры и верхней мантии. Возможность выделения региональных аномалий второго и третьего класса с амплитудами более 100 γ , требующая допущения о существовании ферромагнитных минералов в мантии на больших глубинах, убедительно опровергается исследованиями Г.Н.Петровой, Д.М.Печерского и др., свидетельствующими о невозможности существования ферромагнетиков при давлении более 20 кбар и температуре выше 580 $^{\circ}$ C. Анализ длиннопериодных составляющих геомагнитного поля на континентах [1] показал, что большинство "региональных" аномалий, выделенных путем пересчета в верхнее полупространство, не связаны с глубоко залегающим магнитным объектом, а являются суперпозицией локальных аномалий, приуроченных к многочисленным магнитовозмущающим объектам в верхних слоях земной коры. Что касается аномалий четвертого класса с горизонтальными размерами от нескольких десятков до первых сотен километров, то их сопоставление с мелкомасштабными геологическими и тектоническими картами (в частности, для Русской и Сибирской платформ) показывает, что эти региональные аномалии хорошо коррелируются с развитием эффузивных покровов, интрузивными комплексами, а также с глубиной залегания и составом кристаллического фундамента.

В результате становится очевидным, что формальный принцип выделения региональных аномалий, без геологического анализа характера связи структуры аномального поля с тектоникой и вещественным составом коры, может привести к серьезным ошибкам и "выявлению" фиктивных магнитных объектов. Представляется необходимым поэтому проводить выделение региональных аномалий с учетом современных данных о генезисе и последующем развитии литосферы и ее магнитоактивной оболочки, а также РТ-условий, ограничивающих возможность существования ферромагнитных минералов.

Основной особенностью структуры аномального магнитного поля глубоководных районов океанов, непосредственно связанной со специфическим характером образования океанической коры, и ее магнито-

* См. статью в настоящем сборнике (Т.П.Симоненко "Условная классификация магнитных аномалий").

активного слоя, является наличие системы взаимно параллельных регулярных линейных аномалий, ориентированных параллельно глобальной системе срединно-океанических хребтов, и в свою очередь, образующих глобальную систему [2,3,6,8]. Ширина линейных аномалий, занимающих большую часть акватории Мирового океана, составляет в среднем 30-40 км, а их протяженность в длину достигает нескольких сотен и даже тысяч километров. В качестве типичного примера можно привести аномальное магнитное поле в Северо-Западной части Тихого океана [1] и аномальное магнитное поле над хребтом Рейкьянес [2].

Знакопеременная регулярная структура аномального магнитного поля явилась основной для создания гипотезы разрастания океанического дна [8,9], послужившей одним из исходных положений неомобилистской тектоники мобильных литосферных плит [5,7].

Анализ аномального магнитного поля различных районов Мирового океана показывает, что на фоне генеральной полосчатой структуры, характерной для океанической коры, выделяются районы слабоаномальных полей, предположительно связанные с асейсмичными хребтами, глубоководными желобами и т.д., а также локальные изометрические аномалии значительной интенсивности, приуроченные к подводным горам.

По нашему мнению, изложенное позволяет выделить систему регулярных знакопеременных полосчатых аномалий в класс региональных аномалий для глубоководных районов Мирового океана. Такое выделение представляется возможным как по морфологическому признаку (отдельные полосы аномалий имеют ширину 25-40 км, а в длину вытянуты на сотню километров и, таким образом, вполне соизмеримы с четвертым, единственно реальным классом региональных материковых аномалий), так и по генетическому признаку (прямо и обратно намагниченные блоки непосредственно связаны с возрастом и скоростью раздвижения океанической коры).

В свою очередь аномалии магнитного поля, не укладывающиеся в систему региональных полосчатых аномалий, могут свидетельствовать о локальных геологических объектах на фоне вмещающей океанической коры (подводные вулканы, дизъюнктивные нарушения и т.д.).

Рассмотрим так же характеристику магнитоактивного слоя в океанической коре.

Большинство исследователей, занимающихся изучением аномального магнитного поля океанов, считает основным аномалиеобразующим второй "базальтовый" слой. Представления эти основаны на том, что базальты океанического происхождения имеют наибольшую величину

фактора Q Кёнигсбергера (модальные значения 20-40) при модальных значениях магнитной восприимчивости $5-10 \cdot 10^{-4}$ СГС. Вместе с тем, в отдельных случаях высокая интенсивность аномалий в некоторых районах океана не может быть обеспечена только вторым слоем, тем более, что по сейсмическим данным на ряде участков он не устанавливается. В то же время, высокая магнитная восприимчивость серпентинизированных перидотитов (модальные значения $40-45 \cdot 10^{-4}$ СГС, что в среднем в пять раз больше, чем у базальтов) и $Q = 1-5$, а также их повсеместное распространение в составе океанической коры, указывает на то, что "третий" слой может внести существенный вклад в структуру аномального магнитного поля океана, в первую очередь, за счет индуцированной намагниченности.

Представляется необходимым в будущем провести специальное исследование этого вопроса для создания магнитной модели океанической коры.

Литература

1. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. Анализ и использование материалов опорной картографической аэромагнитной сети Л., "Недра", 1972.
2. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. Л., "Недра", 1967.
3. Карасик А.М. - В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 5, 1968.
4. Петрова Г.Н. и др. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, 6.
5. Сорохтин О.Г. - Глобальная эволюция Земли, М., "Наука", 1974.
6. Heirtzler I.R., Le Pichon X. - Geoph. Res., 1965, 70, 16.
7. Morgan W.J. - Geoph. Res., 1968, 73, 6.
8. Vine F.I., Matthews - Nature, 1963, 199, 4897.
9. Vine F.I. - Science, 1966, 154.

SUMMARY

One of the most disputable directions in the field of geomagnetism is the interpretation of regional magnetic anomalies. At the Kiev meeting on October 1-4, 1974, sponsored by the Scientific Council on Geomagnetism of the Academy of Sciences of the USSR the methods of separation and interpretation of continental and oceanic regional magnetic anomalies, composition of rocks and thermodynamic conditions of the Earth's crust deep zones were discussed. The meeting has come to the following conclusions.

Alongside with regional anomalies which are the superposition of local anomalies, there are anomalies with the width of dozens, seldom 100-120 km, and which can be explained by magnetic inhomogeneities of the lower part of the crust. Such anomalies are known on the Canadian, Baltic and Ukrainian Shields.

The maximum depth to the boundary between "magnetite" and "silicate" zones in the Earth's crust is 50-60 km. The position of this boundary changes in time with a change in oxidation-reduction and thermodynamic conditions.

One of the main problems in compilation of the Earth's crust magnetic model is the estimation of magnetization of the crust prepared for the Ukrainian Shield. The methods of the interpretation of regional anomalies are of great interest. The second important problem is estimation of the depth up to the lower margin of magnetized bodies. Reliability of these estimations should be thoroughly controlled.

It may be considered that magnetization of the lower part of the continental Earth's crust is about $2-8 \cdot 10^{-3}$ e.m.u.

The data on oceanic regional anomalies are not numerous and not reliable. It is advisable to consider uninverse anomalies whose sizes at the sea level exceed tens of kilometers as regional ones.

Many propositions of the reports are disputable and need further elaborations.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ	
Симоненко Т.Н. Условная классификация региональных магнитных аномалий	5
и Булашевич Ю.П. Вековые вариации геомагнитного поля и возможность классификации магнитных аномалий	18
Булашевич Ю.П., Шапиро В.А. Особенности вековой вариации магнитного поля Т на Манчажской региональной аномалии в 1968-1974 гг.	26
Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Подолянко С.М. Методика выделения региональных магнитных аномалий докембрийских щитов	29
Петрова А.А. Выделение региональной составляющей с учетом распределения напряженности аномального магнитного поля	38
Горшкова Т.А. К вопросу о региональных аномалиях	45
II. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, СОСТАВ, ФЕРРО- И ПАРАМАГНЕТИЗМ ГЛУБИННЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ	
Петрова Г.Н., Печерский Д.М., Лыков А.В. Магнитные минералы и магнитные аномалии	55
Мельник Ю.П., Стебновская Ю.М. Характер распределения железа и условия образования ферромагнитных минералов в горных породах	64
Каляев Г.И. Современные представления о составе и строении земной коры древних щитов	73
Кутас Р.И. Температуры в коре и верхней мантии Земли	86
Дортман Н.Б. Влияние термодинамических условий образования магматических пород на их магнитную характеристику	96
Сухорада А.В. О точках Кюри горных пород в связи с проблемой мощности магнитоактивного слоя земной коры	106
III. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ И ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ	
Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии	108
Юнаковская Ю.В. О выделении и интерпретации региональных магнитных аномалий в районах выхода на поверхность магнитных образований	126
Луговенко В.Н. Аномальное магнитное поле и его информативность о глубинном строении Земли	133
Булина Л.В. Характерные черты распределения нижних кромок намагниченных тел на территории СССР	137
Почтарев В.И., Голуб Д.П. Крупные региональные магнитные аномалии (На примере Южного Каспия)	151
Страхов В.Н., Лапина М.И. К вопросу о точности определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел	157
Павловский В.И. Некоторые критерии для оценки глубины залегания намагниченных тел по характеру изменения аномалий с увеличением высоты уровня наблюдений	167
IV. ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ	
Карасик А.М. Проблемы региональных магнитных аномалий океанов	170
Страхов В.Н., Лапина М.И. О неоднозначности решения обратной задачи магнитометрии	185

Валяшко Г.М., Городницкий А.М., Страхов В.Н., Шрей-дер А.А. Изучение структуры магнитных аномалий в океане . . .	200
Страхов В.Н., Валяшко Г.М. Об одном методе обработки данных гидромагнитных съемок	210
Городницкий А.М. О выделении региональных аномалий магнитного поля в океане	226
Summary	230

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР

Редактор Ж.Е. Квятковская
Художественный редактор Н.И. Возный
Технический редактор А.А. Якубенко
Корректоры Н.Б. Игнатовская, С.В. Лисицина

Подписано к печати 16. III 1976 г. БФ 35947. Бумага офс. № 2,
60x84 1/16. Усл. печ. листов 18,25. Уч.-изд. листов 15,36. Тираж 500.
Изд. № 8 зак. Цена 97 коп. Зоч. 6-267.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев-4, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги и республиканского
производственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
252004, Киев-4, ГСП, ул. Репина, 4.

97 коп.

2706