

Г.Я.ГОЛИЗДРА

**КОМПЛЕКСНАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ГЛУБИННОГО
СТРОЕНИЯ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ**



Москва "Недра" 1988

ББК 26.2
Г 60
УДК 550.8.05

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук В. И. Шрайбман, канд. техн. наук О. В. Витвицкий.

Голиздра Г. Я.
Г 60 Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры.—М.: Недра, 1988.—212 с.: ил.
ISBN 5-247-00010-2

Обобщены и систематизированы материалы по комплексной интерпретации геофизических полей (гравитационного, магнитного, сейсмического), позволяющей повысить надежность и глубинность геофизических исследований. Изложены теория, методика и результаты комплексной интерпретации полей, расчет их на ЭВМ. В основу интерпретации положено построение методом подбора комплексных моделей земной коры и верхней мантии. Методика и основные этапы интерпретации рассмотрены на примере ряда региональных структур.

Для инженеров-геофизиков, занимающихся геологической интерпретацией геофизических данных. Полезна студентам-геофизикам старших курсов.

Г 1903010000-188 27-88
043(01)-88

ББК 26.2

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Голиздра Григорий Яковлевич

**КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Заведующий редакцией Е. Г. Першина
Редактор издательства Т. И. Борушко
Обложка художника К. В. Голикова
Художественный редактор В. В. Шутько
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор Р. Т. Баканова
ИБ № 5500

Сдано в набор 17.11.87. Подписано в печать 10.03.88. Т-02084.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 13,25. Усл. кр.-отт. 13,50. Уч.-изд. л. 15,34. Тираж 2900 экз.
Заказ 647/9341-3. Цена 80 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ISBN 5-247-00010-2

© Издательство «Недра», 1988

ВВЕДЕНИЕ

Комплексная интерпретация широко используется для извлечения информации из результатов измерения геофизических полей. Поэтому уже в первых своих работах П. П. Лазарев, Г. А. Гамбурцев, Э. Э. Фотиади и другие исследователи большое внимание уделяли разработке методики комплексной интерпретации геофизических полей. В работах Б. А. Андреева, Б. К. Балавадзе, В. И. Гольдшмидта, Г. И. Карапаева, И. Г. Клушина, Н. Я. Кунина, А. А. Никитина, В. И. Шрайбмана и др. не только предлагаются и анализируются методические приемы, но также приводятся результаты интерпретации.

Даже при решении простых геологических задач с неглубоким расположением источников полей встречаются большие трудности при интерпретации геофизических полей. Эти трудности возрастают многократно, если предметом изучения является земная кора и верхняя мантия до глубины 50—100 км. По методике комплексной интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения имеются разработки и рекомендации в работах М. А. Александзе, М. Е. Артемьева, Е. Г. Булаха, В. В. Гордиенко, В. Г. Козленко, З. А. Крутиховской, Н. И. Павленковой, В. И. Старостенко, В. Н. Страхова, С. И. Субботина, К. Ф. Тяпкина, А. В. Чекунова и других исследователей.

На протяжении многих лет автор также разрабатывал методические проблемы комплексной интерпретации геофизических полей, прежде всего гравитационного, магнитного и сейсмического, а также изучал глубинное строение земной коры и верхней мантии в пределах юга Восточно-Европейской платформы. Наиболее полно и последовательно изучалось глубинное строение двух структурных единиц — Украинского щита, Доно-Днепровского прогиба и его центральной части — Донбасса. Результаты этих исследований и составляют содержание данной работы.

При геофизических исследованиях решались задачи изучения глубинного строения земной коры и частично верхней мантии. Эта проблема актуальна, и задачи изучения глубинного строения земной коры неотделимы от других задач разведочной геофизики. Во многом стирается грань между спецификой интерпретации геофизических полей, направленной на изучение верхней и глубоких частей коры. Особенностью интерпретации полей является сложность физико-геологических моделей. Это неизбежно накладывает отпечаток на методику интерпретации геофизических полей.

Комплексная интерпретация геофизических полей выполняется при изучении глубинного строения земной коры в основном территории УССР. Геолого-геофизическая изученность района хорошая. Поэтому можно показать, как реализуются общие теоретические и методические подходы к изучению глубинного строения земной ко-

ры и верхней мантии и что дает интерпретация региональных геофизических полей в изученном районе. Несомненно, что не только методику, но и результаты легко перенести на другие районы сходного геологического строения.

Методика интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры зависит от принятых физико-геологических моделей, математического аппарата, критериев оптимальности моделей и т. д. [1, 6, 7, 10—16, 18, 19, 21, 23—27, 35, 42]. В современных концепциях комплексная интерпретация полей при решении рассматриваемой сложной задачи не сводится к одному приему или этапу. В методиках проявляется системный подход. Процесс интерпретации обладает явно выраженной структурой с отчетливыми зависимостями между отдельными частями или этапами. На каждом этапе применяются различные методы и вовлекается множество априорных данных.

Важнейшим этапом интерпретации является выбор и обоснование физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии. Нередко такие построения выполняются на основе данных, усредненных для обширных территорий. Актуальная задача — обоснование моделей и оценка их параметров путем обработки, изображения, анализа и использования многочисленных геолого-геофизических данных количественного и качественного характера. Оказывается, что наряду с вероятностно-статистическим подходом к обработке и анализу данных необходимо привлекать методы, основанные на изучении их пространственного распределения. Поэтому используется трудоемкий путь оценки, например средней плотности и намагниченности пород в пределах отдельных блоков, выявления скачков физических параметров в горизонтальном направлении и т. д. Довольно подробно излагаются вопросы обработки и анализа геолого-геофизических данных, используемых при интерпретации региональных геофизических полей.

При изучении глубинного строения сложные физико-геологические модели земной коры и верхней мантии строятся при недостатке априорных данных. В этих условиях приходится обращаться к различным методам прогноза строения нижней части коры и верхней мантии. При построении моделей используются общие тектонические концепции об образовании структур и истории развития земной коры и верхней мантии. Для прогноза и обоснования моделей земной коры и верхней мантии можно использовать идею изостатического равновесия масс. Изостазия обычно применяется к условиям горных областей. В работе элементарно изложена изостазия равнинных областей, так как для таких условий приведена методика интерпретации.

В современной методике интерпретации ведущее место занимает моделирование на ЭВМ геофизических полей сложных источников. Для эффективного применения моделирования необходимы методы решения на ЭВМ прямых геофизических задач. В работе много внимания удалено разработке алгоритмов и вычислению на ЭВМ гравитационного и магнитного полей сложных физико-геоло-

гических моделей. Отметим, что в процессе комплексной интерпретации использованы решения на ЭВМ также прямых кинематических задач сейсмического метода. Некоторые из методов решения разработаны при нашем участии.

При изложении комплексной интерпретации геофизических полей необходимо отметить, что современная ее методика немыслима без общей теории и ее реализации на ЭВМ. В последние годы удалось в достаточно общей математической форме описать основные задачи комплексной интерпретации геофизических полей на основе идеи о комплексных моделях среды. Эта идея применима к различным методикам, но основное внимание уделено методу подбора. Но алгоритмизация и реализация на ЭВМ основных идей и методов комплексной интерпретации все еще отстают от современных требований. Дело не только в математической сложности аналитического описания и численного решения возникающих задач. Не меньшие трудности вызывает описание связи между физико-геологическими параметрами глубоких зон земной коры. Пока что только частные задачи комплексной интерпретации методом подбора удается реализовать на ЭВМ в автоматическом режиме. Основные задачи приходится решать в основном в пакетном режиме с использованием современных ЭВМ для решения прямых задач и с последующим анализом интерпретатором промежуточных вариантов моделей. Но изложение общих теоретических и методических формулировок задач комплексной интерпретации необходимо. В ближайшие годы следует ожидать более широкой реализации на ЭВМ задач подбора как в автоматическом, так и в диалоговом режиме.

В работе излагается практическая реализация теории и методики и приведены примеры комплексной интерпретации с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии в пределах Украинского щита и Доно-Днепровского прогиба. В этом районе контрастное распределение физических параметров создает интенсивные региональные геофизические поля. Их интерпретация позволяет получить результаты, которые необходимы для понимания строения и формирования структур земной коры этого интересного и важного в экономическом отношении района.

Большое внимание уделяется изучению природы региональных аномалий, а также обоснованию физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии. Широко используются методы обработки, построения и анализа карт геолого-геофизических данных.

Комплексная интерпретация методом подбора в связи со сложностью физико-геологических моделей выполняется в пакетном режиме. При обосновании вариантов моделей широко используются методы решения прямых геофизических задач. Моделирование полей и условий земной коры и верхней мантии позволяет выяснить глубинное строение ряда крупных структур юга европейской части СССР. На современном этапе важна динамическая интерпретация геофизических полей и физико-геологических моделей зем-

ной коры и верхней мантии. Развивается и обосновывается идея, что формирование структур юга Восточно-Европейской платформы происходило под воздействием интенсивных сжимающих горизонтальных сил, направленных в основном с юг-юго-запада на северо-северо-восток.

Приведенные результаты интерпретации могут быть примером для подобных построений в менее изученных районах.

Последние 15—20 лет были периодом активного изучения геофизическими методами глубинного строения территории СССР и других районов мира. Методика и результаты этих исследований неоднократно обсуждались на семинарах и совещаниях. Несомненно, что результаты активной работы большой группы отечественных и зарубежных исследователей оказались и на развивающемся здесь подходе к изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии.

На протяжении длительного периода разработки проблем комплексной интерпретации автор пользовался помощью и поддержкой большой группы геофизиков, как научных работников, так и производственников. На формирование научных взглядов автора большое влияние оказало его участие в работе семинаров в Институте физики Земли АН СССР (Д. Г. Успенский, В. Н. Страхов) и МГУ (В. В. Федынский, А. Г. Гайнанов). В практической реализации методов интерпретации автору на протяжении ряда лет оказывали помощь А. К. Ахметшина, Л. П. Соина, Н. И. Тяпкина и др. Почти все программы по описанным здесь алгоритмам составила Т. А. Татаринова и выполнила большинство вычислений на ЭВМ.

ГЛАВА 1

ОБРАБОТКА, ИЗОБРАЖЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Геологическая интерпретация региональных геофизических полей с целью изучения глубинного строения невозможна без широкого использования различных геолого-геофизических данных о составе, физических свойствах пород и строении земной коры и верхней мантии. Эти данные используются на различных этапах интерпретации геофизических полей:

- а) выбор и обоснование физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии;
- б) оценка пределов изменения физических и структурных параметров земной коры при подборе моделей;
- в) геологическая интерпретация результатов построения физических моделей земной коры и верхней мантии.

Необходимо не только измерить, определить некоторую количественную характеристику горных пород или условий земной коры, но и геолого-геофизические данные (признаки) описать в удобной форме, обработать и изобразить. Кроме того, необходима методика использования геолого-геофизических данных при интерпретации региональных геофизических полей. Поэтому не случайно предпринимаются усилия к обобщению и массовой обработке геолого-геофизических данных. Причем особое внимание должно быть уделено их пространственному представлению. Представление данных должно быть наглядным, так как на различных этапах требуется их неформальный анализ интерпретатором.

Задача обработки и пространственного наглядного представления геолого-геофизических данных, по существу, заключается в построении одного из возможных типов геолого-геофизических карт с последующим анализом и использованием в интерпретации геофизических полей.

Обработка и использование геолого-геофизических данных при интерпретации региональных геофизических полей в настоящее время активно развиваются. Поэтому необходим краткий анализ уже сложившихся методов и подходов.

1.1. ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОБРАБОТКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ИМЕЮЩИХ ЧИСЛОВУЮ МЕРУ

Многие из геолого-геофизических данных являются количественными, т. е. имеют числовую меру. К ним относятся физические параметры горных пород (плотность, намагниченность, скорость распространения волн и другие), химический состав, результаты коли-

чественного минералогического анализа, абсолютный возраст пород и др. Наибольший интерес для геофизических приложений имеют физические параметры пород, которые определяются в процессе полевых геофизических исследований. Измерения выполняются *in situ* или на образцах массой 50–200 г, являющихся, по существу, точечными пробами. Численное значение физического параметра, измеренное на единичном образце, подвержено большим колебаниям и не характеризует необходимое в геофизике значение для большого объема пород.

В этих условиях за последние 25 лет в обработке физических параметров пород широко используется вероятностно-статистический подход. Он появился в условиях, когда измерения проводились в небольшом объеме и основной задачей петрофизических исследований было накопление достоверных значений физических параметров различных петрографических и литологических разновидностей горных пород. Имеются два различных подхода к обоснованию методики обработки и использования физических параметров горных пород.

В первом подходе приводятся обоснования, как правило безуспешные, что значения физического параметра данной породы, определенные на точечных пробах, рассматриваются как одно из значений случайной величины. Считается, что формулы и методы теории вероятности и статистики без такого обоснования нельзя применять к обработке и анализу данных.

Во втором подходе, более реалистичном, не приводятся специальные соображения и доводы о случайном распределении геологических признаков. Формулы и методы теории вероятности и статистики рассматриваются как удобный математический аппарат. Результатам применения методов приписывается обычно не вероятностный, а геометрический смысл. Ж. Матерон подчеркивает, что на этом подходе основывается вся современная геостатистика. Рассмотрим именно второй подход.

Простейшая и широко распространенная процедура вероятностно-статистического подхода — изучение распределений выборок физических параметров. В общем получаются сложные полимодальные распределения. Но опытным путем найдено, что если группировать измеренные параметры по принадлежности к определенной петрографической или литологической разновидности пород, то можно получить достаточно однородные статистические выборки с простыми законами распределения. Поэтому измеренные физические параметры группируются обычно не по принадлежности к пространственно очерченному объекту, а к данному петрографическому виду. Если отобранные совокупность оказывается неоднородной, то образцы сортируются для достижения большей петрографической однородности. При изучении распределений строятся гистограммы значений параметров, находятся среднее, дисперсия, проверяются гипотезы близости к нормальному закону и т. д. Техника вычислений и построений подробно описана в различных работах (Б. В. Вихирев, Н. Б. Дортман и др.). Отметим, что для ста-

тистической оценки физических параметров необходимо сравнительно небольшое число (100–200) измеренных физических параметров [17].

Методами теории вероятности и статистики обработаны и обобщены значения физических параметров горных пород для различных районов и условий [17, 30, 39 и др.]. Некоторые из этих значений параметров будут использованы в данной работе.

Теория и методика комплексной интерпретации геофизических полей развивались для решения практических задач по изучению регионального геологического строения Украинского щита и Доно-Днепровского прогиба. Поэтому приведем краткие данные о значениях физических параметров пород этого района, полученные в результате статистической обработки многочисленных измерений.

Описание физических параметров пород при атмосферном давлении лучше начать с плотности и намагниченности пород докембрия, залегающих на небольшой глубине в пределах Украинского щита и скрытых под мощной толщей осадков Доно-Днепровского прогиба. Наиболее полные сведения о значениях плотности и намагниченности кристаллических пород этого района приведены в работе [17]. По значениям плотности кристаллические породы Украинского щита разделены на пять групп.

В первую группу отнесены породы, имеющие плотность меньше 2,60 г/см³. Сюда относятся кварцевые порфиры и ортофиры (2,44 г/см³), трахиты и щелочные трахиты (2,40 г/см³), андезиты (2,55 г/см³), гнейсы графитовые (2,55–2,57 г/см³). Плотность серпентинитов изменяется в широких пределах и часто составляет (2,47–2,57 г/см³). Ко второй группе относятся гранитоиды со значениями плотности 2,60–2,65 г/см³. Она включает различные типы гранитов, часто связанные с ними мигматиты, а также биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и другие породы. В третью группу вынесены породы, плотность которых изменяется от 2,66 до 2,75 г/см³. Это переходная группа разнородного состава. Отметим, что к ней относятся некоторые гнейсы и метаморфические породы ингуло-ингулецкой, тетерево-бугской, криворожской и конкско-верховцевской серий. Кроме того, чарнокиты и связанные с ними мигматиты подольского комплекса, гранодиориты и диориты, монцониты, лабрадориты. Из щелочных пород в эту группу входят нефелиновые сиениты и иногда сиениты. На щите есть «тяжелые» граниты и связанные с ними мигматиты — граниты осницкие, чудново-бердичевские. Четвертая группа включает породы основного состава с плотностью 2,76–3,00 г/см³. Сюда входят диабазы, габбро, габбро-диабазы, габбро-монцониты и нориты, габбро-амфиболиты, виннициты, сибиты и некоторые мигматиты подольского комплекса. Из метаморфических пород сюда относятся гнейсы амфиболовые и пироксеновые, а также амфиболиты и почти все сланцы криворожской и конкско-верховцевской серий. В пятую группу отнесены с плотностью больше 3 г/см³ в основном ультраосновные породы, железистые кварциты и железные руды. Действительно, пе-

риодиты, пироксениты и дуниты имеют плотность больше $3 \text{ г}/\text{см}^3$, если только не затронуты процессом серпентинизации.

Отметим, что плотность петрографических разновидностей пород щита найдена как среднее из сотен, а в некоторых случаях тысяч измеренных величин и, несомненно, является устойчивым параметром. Но дисперсия плотности значительная. По данным выполненных нами исследований, породы докембрия характеризуются стандартом от $0,16 \text{ г}/\text{см}^3$ для неоднородных гнейсов до $0,07 \text{ г}/\text{см}^3$ для амфиболитов и $0,05 \text{ г}/\text{см}^3$ для некоторых гранитов.

Разнообразие пород в пределах щита приводит к тому, что изменения плотности пород щита в горизонтальном направлении на небольших расстояниях могут достигать больших значений — до $0,4$ — $0,6 \text{ г}/\text{см}^3$. Данные о плотности кристаллических пород других щитов [30, 39] показывают, что имеются только небольшие различия в значениях плотности для одинаковых петрографических разновидностей.

Значения магнитных параметров пород Украинского щита приведены в работе [17]. Обобщенную краткую характеристику магнитных свойств пород щита дать трудно. Дело в том, что намагниченность менее отчетливо коррелируется с составом пород, а зависит также от привноса железа и условий формирования массива породы. В общем случае с увеличением основности пород намагниченность увеличивается [39]. Но имеются отклонения от этого правила. Например, амфиболиты, широко распространенные на щите в составе осадочно-вулканогенных толщ, часто немагнитные или слабомагнитные. Необходимо иметь в виду, что в результате геологического развития нередко происходит повышение содержания ферромагнитных минералов (магнетит, титаномагнетит и другие) не только в породах ультраосновного состава, но также кислого. В связи с этим нередко встречается повышенная намагниченность гнейсов, мигматитов и даже гранитов (токовские, демуринские, уманские и другие в пределах Украинского щита). Описанные особенности намагниченности пород позволили Д. Холлу на материалах Канадского щита подчеркнуть закономерность, что основные породы докембрия нередко немагнитны. Это часто справедливо также для Украинского щита. Отметим, что объем и точность измерения магнитных параметров пород недостаточны для практики на фоне того большого интереса, который проявляется в последние годы к изучению источников и интерпретации слабоинтенсивных региональных аномалий.

Относительно небольшое количество измерений плотности и намагниченности кристаллических пород, вскрытых скважинами на бортах Доно-Днепровского прогиба, показывает, что значения параметров не отличаются от значений для аналогичных пород Украинского щита и Воронежского массива. Эти данные хорошо соглашаются с той вполне обоснованной точкой зрения, высказанной И. С. Усенко, что породы фундамента прогиба по сути не отличаются от пород прилегающих докембрийских щитов. Различие в составе и свойствах пород кристаллического фундамента может быть

только за счет разного уровня эрозионного среза блоков в пределах прогиба и на щитах.

Плотность осадочных пород из верхней части разреза Донбасса изучалась С. И. Субботиным, А. Т. Донабедовым, А. Н. Балакаем, В. Ю. Зайченко, А. И. Дюковым, Я. П. Маловицким, Н. Н. Карпинской, В. Я. Пьянковым и др. Если плотность осадочных пород изменилась для абсолютно сухих образцов, то при обработке вводилась поправка за насыщение пор водой. Плотность водонасыщенных пород принимается за плотность пород в естественном залегании. Так как часто измеряется плотность воздушно-сухих образцов, то используются различные корреляционные зависимости для оценки поправок за влажность. Кроме того, В. Я. Пьянковым разработана методика прогноза средних значений плотности на интервалах от 10 до 100 м по данным электрического каротажа. Хотя среднее квадратическое расхождение интервальных значений по керну и каротажу достигает $\pm 0,06 \text{ г}/\text{см}^3$, значения плотности по каротажу используются для изучения ее пространственного распределения. В результате указанных исследований плотность осадочных пород прогиба и его центральной части (Донбасса) изучена достаточно подробно. Плотность пород изменяется от $2,20$ до $2,30 \text{ г}/\text{см}^3$ для рыхлых осадков из верхней части разреза и каменной соли до $2,70 \text{ г}/\text{см}^3$ для пород карбона в центральной части Донбасса. Для аргиллитов и алевролитов в пределах открытого Донбасса она может достигать $2,75$ — $2,8 \text{ г}/\text{см}^3$.

В южной части Донбасса, примыкающей к Приазовскому массиву, плотность пород палеозоя изменяется от $2,65$ до $2,72 \text{ г}/\text{см}^3$ и практически не отличается от плотности кристаллических пород щита. В пределах открытого Донбасса плотность мало зависит от возраста отложений и их литологии и изменяется от $2,65$ до $2,75 \text{ г}/\text{см}^3$. Для глинистых пород плотность может достигать $2,8 \text{ г}/\text{см}^3$. В северной зоне мелкой складчатости и надвигов Донбасса плотность резко изменяется в горизонтальном направлении. Изменения плотности происходят в зависимости от степени метаморфизма пород, а также скачками при надвигании более древних на более молодые отложения. Например, по данным В. Я. Пьянкова, в зоне Алмазного надвига с амплитудой около 1000 м скачок плотности составляет $0,08$ — $0,22 \text{ г}/\text{см}^3$. В пределах западной окраины Донбасса резкие скачки плотности происходят при внедрении соли.

Отметим еще одну закономерность изменения плотности в пределах Доно-Днепровского прогиба. Плотность отложений палеозоя резко изменяется с глубиной в пределах южного склона Воронежского массива, вертикальный градиент плотности резко уменьшается в переходной зоне и становится почти незаметным в открытом Донбассе в зоне крупных линейных складок. Здесь породы карбона достигли, по-видимому, максимального уплотнения и поэтому нельзя ожидать сколько-нибудь заметного изменения плотности с глубиной. Характерно, что по мере уплотнения пород резко уменьшается дисперсия плотности.

Осадочные породы Доно-Днепровского прогиба практически немагнитны. Несомненно, что некоторые из осадочных пород прогиба содержат магнитные примеси, но закономерности их слабой намагниченности не выявлены.

Скорости распространения упругих волн и упругие параметры в пределах Украинского щита и Доно-Днепровского прогиба изучены в относительно небольшом объеме в работах Т. С. Лебедева, А. Я. Дьячковой и др. По данным измерений [30], скорость продольных волн в породах кислого состава при атмосферном давлении практически не отличается от скорости волн в породах среднего состава. Например, скорость в гранитах различного состава изменяется от 4,28 до 6,26 км/с со средним значением 5,4 км/с. По этим же данным скорости распространения волн в породах среднего состава (диориты, сибириты) имеют близкие значения. И только в породах основного и ультраосновного состава скорость повышается до 5,8—6,8 км/с. Для кристаллических пород других щитов характерны те же значения скорости.

Скорости распространения продольных волн в осадочных породах верхней части разреза Доно-Днепровского прогиба довольно хорошо изучены сейсмическими работами на нефть и газ. Скорости продольных волн в осадочных породах изменяются в широких пределах (от 1,8 до 5,4 км/с) и не отличаются от значений скорости в других осадочных бассейнах [47]. Следует отметить еще одну особенность в значениях скорости осадочных пород по сравнению с кристаллическими. При близких значениях плотности кристаллических и измененных осадочных пород скорость распространения волн в осадочных всегда ниже на 0,2—0,5 км/с [39].

Из упругих параметров горных пород необходимы значения модуля m простого продольного растяжения, равного сумме коэффициентов Ляме ($m = \lambda + 2\mu$). Значения этого модуля обычно нет в справочниках. Но величину m можно выразить через модуль Юнга E и коэффициент Пуассона ν :

$$m = E(1 - \nu)/(1 - 2\nu)(1 + \nu). \quad (1.1)$$

Значения упругих параметров исследуемого района измерены в небольшом объеме. По данным Н. В. Мельникова и В. В. Ржевского, число измерений E и ν возрастает в Донбассе при изучении горнотехнических условий. Имеется также возможность оценить модуль m по значениям скорости v_p продольных волн и плотности σ , если полагать, что среда изотропна:

$$m = \sigma v_p^2. \quad (1.2)$$

По опубликованным результатам измерений σ и v_p на образцах при атмосферном давлении для пород различных районов оценки m выполнены по формуле (1.2) и приведены в табл. 1 [10].

Из табл. 1 видно, что величина m зависит от состава пород и степени их изменения. При атмосферном давлении величина m возрастает от $20 \cdot 10^9$ Н/м² для осадочных пород до $166 \cdot 10^9$ Н/м² для ультраосновных. Значения модуля m из табл. 1 можно исполь-

Таблица 1

Породы	Число образцов	σ_{cp} , г/см ³	v_p , км/с	$m \cdot 10^9$ Н/м ²
Осадочные	33	2,29	2,67	20
Кислого состава	94	2,64	5,14	76
Среднего состава	30	2,76	5,84	80
Основного состава	80	2,99	6,44	125
Ультраосновного состава	124	3,23	7,10	166

зователь для прогноза его значений в верхней части коры. Необходимо иметь в виду, что значения m , оцененные по измерениям E и ν по формуле (1.1), отличаются от значений, оцененных по формуле (1.2). Здесь сказываются различная методика и точность измерения параметров, влияние анизотропии и другие факторы.

Модуль m характеризует упругие свойства среды и связывает скоростную и плотностную модели земной коры. Несомненно, что будет возрастать интерес к оценке модуля m для различных пород и условий.

Для изучения глубинного строения земной коры геофизическими методами необходимы данные о физических параметрах горных пород при высоких давлениях и температуре. В работе для изучения глубинного строения построены модели до глубины 60—70 км при средней глубине до границы Мохо в 40—42 км [7, 35]. Тогда давление на границе Мохо достигает $12 \cdot 10^8$ Па, а не $10 \cdot 10^8$ Па, как это было принято ранее. На глубине 60 км давление достигает $(18-20) \cdot 10^8$ Па. К настоящему времени в работах М. П. Воларовича, Ф. Берча, Т. С. Лебедева, Г. М. Авчяна, Т. Нагаты, А. К. Кур斯基ева и других накоплены многочисленные данные об измерениях физических параметров пород при высоких давлениях и температуре. Однако изучено изменение параметров в зависимости только от одного фактора, обычно от давления.

Результаты измерений [30] показывают, что плотность σ , скорость v_p и упругие параметры резко возрастают при увеличении давления на $(1-2) \cdot 10^8$ Па, т. е. на глубинах 3—7 км. Например, средняя скорость продольных волн в образцах гранитов Украинского щита при атмосферном давлении составляет 5,4 км/с, при давлении $1 \cdot 10^8$ Па скорость резко возрастает до 6,14 км/с, а при $5 \cdot 10^8$ Па составляет 6,28 км/с [30]. По-видимому, с возрастанием давления меньше изменяется плотность горных пород. Например, при увеличении давления до $20 \cdot 10^8$ Па плотность горных пород увеличивается всего на несколько процентов. Причем наибольшее изменение плотности в пределах 2—5 % для метаморфических и кислых пород, а совсем небольшое — от долей процента до 2 % для ультраосновных пород. Поэтому рост давления, по-видимому, не является основным фактором предполагаемого увеличения плотности с глубиной.

Таблица 2

Состав породы	$p = 1 \cdot 10^8$ Па				$p = 4 \cdot 10^8$ Па			
	Число образцов	σ , г/см ³	v_p , км/с	$m \cdot 10^{-9}$, Н/м ²	Число образцов	σ , г/см ³	v_p , км/с	$m \cdot 10^{-9}$, Н/м ²
Кислый	63	2,68	5,90	94	63	2,70	6,21	105
Средний	25	2,80	6,15	106	25	2,81	6,49	119
Основной	63	3,04	6,80	142	32	3,08	6,95	149
Ультраосновной	13	3,30	7,40	181	13	3,31	7,63	193

Для иллюстрации характера этих изменений в табл. 2 приведены значения σ , v_p и m для различных пород и давлений. Таблица составлена по опубликованным данным.

Заметный рост физических параметров при давлениях, соответствующих верхней части коры, частично связан с методикой отбора образцов и измерения, но несомненно отражает действительные тенденции и должен учитываться при построении физических моделей земной коры.

В более глубоких частях земной коры рост значений величин σ , v_p и m замедляется. Но здесь начинает проявляться еще мало исследованное влияние температуры. Опытами Т. С. Лебедева, Г. М. Авчяна, А. К. Курскеева и других показано, что увеличение температуры приводит обычно к уменьшению плотности, скорости и упругих модулей. Так как с увеличением давления значения величин σ , v_p и m возрастают, а с увеличением температуры уменьшаются, то трудно прогнозировать эти параметры в глубоких частях земной коры. Следует также иметь в виду, что значительно различаются прогнозные оценки температуры в глубоких частях земной коры и верхней мантии.

К сожалению, имеются неполные и противоречивые данные об изменении намагниченности с глубиной. Эксперименты Т. С. Лебедева, Г. М. Авчяна, Т. Нагаты и других показывают, что магнитная восприимчивость χ и остаточное намагничение J_r несколько уменьшаются при увеличении давления. Но главное воздействие — рост температуры с глубиной. Большинство горных пород являются ферромагнетиками вследствие рассеянного магнетита и других минералов. Поэтому для горных пород применимы закономерности, выявленные для ферромагнетиков. Их намагниченность с ростом температуры вначале несколько возрастает, а затем резко падает вблизи точки Кюри. При прогнозе намагниченности земной коры наибольшие трудности связаны с оценкой глубины изотермы Кюри. Имеющиеся оценки сделаны для глубин от 20 до 70 км. Причем большие значения глубин представляются явно завышенными в свете новых данных о росте температуры с глубиной в сверхглубоких скважинах.

Таким образом, имеющиеся данные об изменении физических параметров горных пород с глубиной можно использовать при построении моделей для прогноза значений или пределов изменения параметров в глубоких частях земной коры и верхней мантии. Но для конкретного района или участка задача прогноза по имеющимся обобщенным данным часто становится неопределенной.

Физические параметры пород входят в достаточно сложные уравнения для сред. Причем из этих уравнений обычно нельзя вывести функциональные зависимости только между двумя параметрами. Но часто необходимо качественное и количественное прогнозирование физического параметра земной коры по значениям одного или нескольких параметров.

Важнейший результат вероятностно-статистического подхода к обработке физических параметров пород — изучение корреляционных зависимостей между ними. При комплексной интерпретации геофизических полей наиболее важную роль играют парные корреляции скорости распространения волн с плотностью, скорости с механическими параметрами, а также плотности с намагниченностью пород и др. Из работы [17] следует, что на образцах пород Украинского щита, а также Воронежского массива выполнено много измерений плотности и намагниченности и построены корреляционные зависимости этих параметров. В общем увеличению плотности кристаллических и метаморфических пород соответствует и увеличение намагниченности. Но поле корреляции обычно таково, что для сложного комплекса пород не удается количественно прогнозировать значения параметров. Выше отмечалось, что высокой намагниченностью, но низкой плотностью характеризуются серпентиниты. Среди гранитов имеются магнитные разновидности (токовские, уманские и др.). Большие значения плотности и слабая намагниченность характерны для амфиболитов. Имеется много других примеров отсутствия пропорциональности между плотностью и намагниченностью пород Украинского щита и Воронежского массива. Поэтому для обширного района обычно не существует тесной корреляции плотности и намагниченности, которые можно аппроксимировать линейной и квадратичной функциями.

Комплексирование гравитационного и сейсмического методов часто основывается на зависимости между плотностью σ и скоростью v_p . Не существует функциональной зависимости только между этими двумя параметрами. Напомним, что по крайней мере для изотропной среды она имеет вид

$$v_p = \sqrt{m/\sigma}; \quad v_s = \sqrt{\mu/\sigma}, \quad (1.3)$$

где v_p и v_s — скорости продольных и поперечных волн; σ — плотность; m — модуль простого продольного растяжения, равный сумме коэффициентов Ляме $m = \lambda + 2\mu$.

Так как определение модуля m — довольно трудоемкая операция и выполняется в небольшом объеме, то принято отыскивать статистические зависимости только между v_p и σ или же v_s и σ .

К сожалению, в пределах Украинского щита и Доно-Днепровского прогиба относительно немного измерений v_p и σ на одних и тех же образцах. В связи с этим приходится пользоваться данными для других районов. Часто принимается линейная зависимость между плотностью и скоростью, которая впервые введена в работах Н. Н. Пузырева и Ф. Берча.

$$\sigma = av + b, \quad (1.4)$$

где a и b — коэффициенты линейного уравнения регрессии.

Ф. Берч показал, что линейные соотношения обычно хорошо соблюдаются при высоком давлении для постоянной относительной атомной массы. Но обычно эта закономерность принимается и при атмосферном давлении. Изучение в разных условиях, выполненное Н. Н. Пузыревым, Ф. Берчем, Ф. М. Ляховицким и Р. Ф. Володарским, Дж. Нейфом и К. Дрейком, М. Тальвани, С. С. Красовским [21] и другими, показывает, что коэффициент a в формуле (1.4) изменяется в широких пределах — от 0,1 до 0,4 г/см³ при изменении скорости на 1 км/с. Чаще всего a в формуле (1.4) изменяется от 0,2 до 0,3 г/см³ на 1 км/с. Кроме того, велика дисперсия значений коэффициентов a и b в уравнении регрессии. Результаты корреляции приведены на рис. 1 [39]. Если принять, что зависимость линейная, то уравнение регрессии имеет вид

$$\sigma = 0,182v_p + 1,834. \quad (1.5)$$

Отметим, что близкий угловой коэффициент получен после обработки на ЭВМ значений плотности σ и скорости v_p по данным Н. К. Ступака

$$\sigma = 0,188 v_p + 1,632 \quad (1.6)$$

для пород Воронежского массива. Но следует иметь в виду, что часто коэффициент a оказывается больше, например 0,233 (Г. Вуллард) и 0,34 (С. С. Красовский) и т. д.

Прогнозирование численных значений параметров на основе зависимостей $\sigma = \sigma(v)$ обычно затруднено из-за большой дисперсии. На рис. 1 видно, что наблюдается большой разброс точек относительно графика регрессии и стандарт S составляет 0,165 г/см³. Его значение близко к угловому коэффициенту a . Большой разброс точек вообще характерен для верхней части коры, так как в осадочных бассейнах он зависит от степени метаморфизма пород, а в пределах докембрийских щитов — от численного соотношения петрографических разновидностей. В последние годы появляются все больше данных, что не всегда в разрезе скорость пропорциональна плотности. Это показано А. М. Епинатьевой и другими на ряде примеров. Выявлены участки увеличения плотности без соответствующего увеличения скорости. Это связано, по-видимому, не с повышением содержания железа и других элементов, как пред-

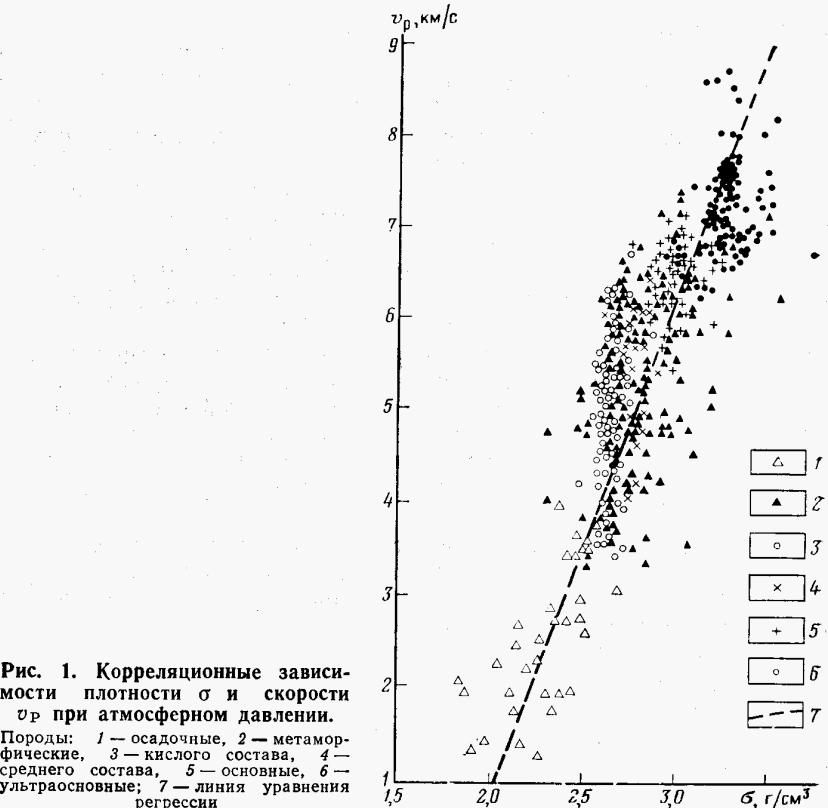


Рис. 1. Корреляционные зависимости плотности σ и скорости v_p при атмосферном давлении.
Породы: 1 — осадочные, 2 — метаморфические, 3 — кислого состава, 4 — среднего состава, 5 — основные, 6 — ультраосновные; 7 — линия уравнения регрессии

полагают Ф. Берч, Н. Б. Дортман и другие исследователи на основе изучения связи между v_p и σ для рудных месторождений.

Несомненно, это связано со структурой пород. Как следует из уравнения (1.3), увеличение плотности породы без улучшения кристаллической структуры и соответствующего повышения модуля m не приведет к увеличению скорости v_p . Поэтому зависимости вида (1.4) с положительными коэффициентами a и b возможны в условиях, когда с увеличением σ возрастают также коэффициенты Ламе, характеризующие упругие свойства среды. Так как характер зависимости между v_p и σ определяется значением модуля $m = \lambda + 2\mu$, который обычно неизвестен с необходимой точностью, то приходится выполнять корреляцию v_p и σ для определенных участков и условий.

При комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений важную роль играют парные корреляции других параметров из уравнения (1.3). Именно оказываются необходимыми корреляции модуля m и скорости v_p , а также m и плот-

ности σ [10]. На рис. 2 приведена впервые построенная зависимость между m и v_p для различных пород и условий. Эта зависимость, позволяющая по v_p оценить m , как увидим в гл. 6, использована при комплексной интерпретации полей.

Построена также зависимость между m и σ , но ею трудно воспользоваться главным образом из-за того, что редко возникают условия, при которых заранее известна плотность σ и надо оценить m [10]. Теперь уже имеются многочисленные результаты корреляции параметров горных пород при высоких давлениях и температуре. Как показано в работах Ф. Берча, при корреляции v_p и σ несколько изменяется значение коэффициентов в формуле (1.4), а также уменьшается дисперсия в этих корреляциях.

Таким образом, имеющиеся корреляционные зависимости дают возможность прогнозировать значения физических параметров. Но большая дисперсия корреляционных зависимостей часто не позволяет прогнозировать значения параметров для конкретного участка. Поэтому необходимы измерения физических параметров и их корреляционные зависимости для определенных участков и условий.

Рассмотренный вероятностно-статистический подход позволяет обрабатывать и использовать количественные геологические признаки, главным образом физические параметры пород. Но нельзя не видеть некоторые отрицательные черты подхода, особенно с точки зрения геологической интерпретации геофизических полей.

По-видимому, главная особенность вероятностно-статистического подхода состоит в том, что принятие значения физического параметра за случайную величину привело к важному методическому следствию — рассмотрению параметров в отрыве от местоположения отбора образцов. Образцы пород отбираются в фиксированных точках, но статистическая обработка (построение гистограмм, полей корреляции и др.) автоматически предполагает отрыв значений параметров от координат точек отбора образцов. Сортировка измеренных параметров по принадлежности к петрографическому виду породы на первом этапе удовлетворяла запросы геофизической разведки.

Для многих районов накоплены сотни и тысячи измеренных физических параметров для одного петрографического вида породы. Например, в пределах Украинского щита плотность гранитов подольских определена на 4000 образцах, а чарнокитов — более чем на 5000 образцах [17]. Но приведенные нами простые оценки показали, что для нахождения среднего и некоторых других статистик достаточно 150—200 измеренных параметров даже для неоднородных пород. Следует также учесть, что в полевых партиях накапливаются данные по образцам, которые не описаны петрографически настолько детально и тщательно, чтобы по ним можно было вывести тонкие петрофизические заключения. Но этих данных часто излишне много для вывода простых статистик (среднее, дисперсия и др.) физических параметров пород. Поэтому ясно, что

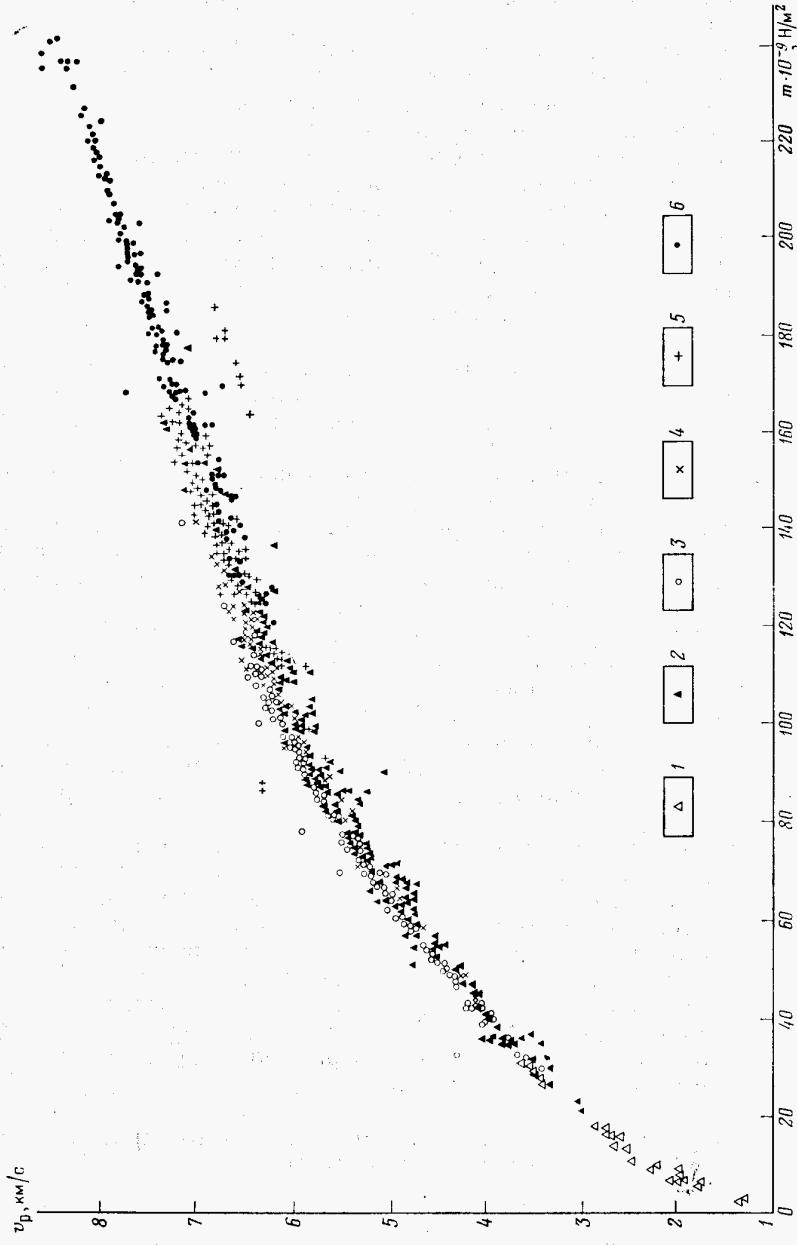


Рис. 2. Корреляция модуля m и скорости v_p при атмосферном давлении [10].
Породы: 1 — осадочные, 2 — метаморфические, 3 — магматические, 4 — среднего состава, 5 — основные, 6 — ультразвуковые

вероятностно-статистический подход не использует рационально множества измеренных параметров.

Следует отметить, что стремление получить физические параметры различных пород привело к тому, что при общем огромном количестве измеренных физических параметров значительные площади остаются недостаточно исследованными.

Из описанного выше можно сделать следующие выводы.

1. Вероятностно-статистический подход позволил получить вероятные значения плотности и намагниченности практически всех кристаллических пород, а также основных литологических разновидностей осадочных пород [17, 30, 39]. Значительно меньше выполнено прямых измерений скорости распространения продольных и поперечных волн и в небольшом количестве — измерений упругих параметров пород.

2. Изучены влияния высоких давления и температуры на физические параметры горных пород. Эти результаты позволяют получить по крайней мере пределы изменения параметров пород в земной коре и верхнейmantии.

3. Изучены главным образом парные корреляции различных физических параметров горных пород как при атмосферном, так и при высоких давлениях. Эти результаты позволяют прогнозировать физические параметры пород в земной коре и верхнейmantии. Наиболее часто прогнозируются плотность и упругие параметры по значениям скорости распространения.

4. Тщательное изучение петрографического состава пород позволяет ставить и решать сложные задачи петрофизики (зависимость физических параметров пород от их генезиса; степени метаморфизма и др.) [39]. Физические параметры пород, плохо исследованные петрографически при полевых определениях, нельзя использовать при решении серьезных задач петрофизики. Но этих параметров излишне много для вывода простых статистик (среднее, дисперсия и др.).

5. Основная предпосылка вероятностно-статистического подхода — отрыв значений параметров от координат точек наблюдения — находится в противоречии с использованием параметров при интерпретации геофизических полей. Можно получить обоснованное значение физического параметра для определенной разновидности породы, но обычно неизвестно, какой области или точке коры приписать это значение. Поэтому трудно конструировать физико-геологические модели земной коры конкретного района на основе вероятностно-статистического подхода обработки и представления количественных геофизических фактов.

1.2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геолого-геофизические признаки, которые используются в процессе интерпретации геофизических полей, можно разделить на две группы [8]: 1) количественные (имеющие числовую меру), кото-

рые обозначим a, b, c, \dots ; 2) качественные (не имеющие числовой меры), обозначаемые $\alpha, \beta, \gamma, \dots$.

Отличительной особенностью геолого-геофизических признаков a, β, \dots является их соответствие определенным точкам пространства с координатами (x, y, z) . Поэтому признаки — функции пространственных координат, т. е. $a(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots$. Необходимы способы их обработки, анализа, изображения и последующего использования при интерпретации геофизических полей. Рассмотрим общие принципы описания и изображения различных типов геологических признаков. Конкретные построения выполнены для количественных геологических фактов.

Геологические признаки определяются в процессе специальных геологических, геохимических, геофизических и других работ. Это этап содержательной геологической работы, во время которого математические методы используются в процессе первичной обработки данных. Особенности процесса определения и первичной обработки здесь не рассматриваются. При интерпретации геофизических полей используется множество количественных и качественных геологических признаков с различными свойствами.

1. Функции $a(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots$ могут быть определены на множестве точек, линий, а также на областях плоскости и пространства. Области S_n могут быть как неограниченными, так и ограниченными, вне которых функции $a(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots$ финитны.

2. Опыт геологических и геофизических работ показывает, что большей частью признаки выявляют отчетливые пространственные закономерности. Поэтому вполне оправданно использовать детерминистские модели рассматриваемых здесь функций. Наблюдается также изменение значений функций геологических признаков в некоторых пределах. Функцию $a(x, y, z)$, описывающую некоторый признак, можно представить как сумму двух компонент:

$$a(x, y, z) = \bar{a}(x, y, z) + \Delta_a, \quad (1.7)$$

где $\bar{a}(x, y, z)$ — регулярная часть функции, зависящая от строения земной коры на изучаемом участке; Δ_a — случайная помеха, статистические характеристики которой могут быть найдены или заданы.

3. Функции $a(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots$ — это действительные функции пространственных координат, ограниченные в области определения, т. е. $|a(x, y, z)| < M$. Функции $a(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots$ могут быть непрерывными, а также претерпевать конечные разрывы, в том числе на границах областей определения.

4. Скалярные и векторные функции пространственных координат $a(x, y, z), \beta(x, y, z), \dots$, описывающие распределение геолого-геофизических признаков, можно назвать также полями. Но в отличие, например, от гравитационного и магнитного полей, имеющих источники, для большинства геолого-геофизических признаков, используемых как дополнительные данные, не сформулированы в физических, математических, химических или геологических терминах те процессы и законы, которые приводят к возникновению

полей признаков $a(x, y, z)$, $\beta(x, y, z)$, Поэтому не удается решить прямые и краевые задачи для этих полей признаков.

Обработка, анализ и изображение геолого-геофизических признаков совместно с их пространственными координатами — это, по существу, построение различных карт. Поэтому рассматриваемая здесь задача является частью более общего картографического этапа геологического картирования.

Отметим, что о построении отдельных типов геологических, геофизических и геохимических карт математическими методами имеется обширная литература. В данной работе нас интересуют только вопросы сравнительно узкого плана — обработка и пространственное представление различных геологических признаков, которые используются большей частью как дополнительные данные при интерпретации геофизических полей. С точки зрения рассматриваемых здесь проблем под геологической картой будем понимать изображенную в масштабе формализованную модель некоторых параметров и свойств земной коры. Модель строится по множеству исходных качественных и количественных признаков. Для каждого типа карт можно указать оператор R_n , который переводит отдельные пространственные функции $a(x, y, z)$, $\beta(x, y, z)$, ... (поля) в некоторую другую функцию:

$$K_n(x, y, z) = R_n[a(x', y', z'), \gamma(x', y', z'), \dots, x, y, z], \quad (1.8)$$

которая описывает распределение признаков и свойств геологической среды. Так как функции $a(x, y, z)$, $\gamma(x, y, z)$, ... числовые или могут быть переведены в числовые ранжированием и индексацией, то оператор R_n часто является функционалом. Тип и свойства карт определяются: а) свойствами и набором функций $a(x, y, z)$, $\gamma(x, y, z)$, ..., описывающих поведение геологических признаков в пространстве, б) типом операторов R_n , с помощью которых функции признаков преобразуются в карты. Отметим, что наиболее часто используются операторы R_n для построения функций только двух переменных, т. е. $K_n(x, y)$. Хотя по традиции функция $K_n(x, y)$ представляется графически с использованием цветовой раскраски и графических знаков, в рассматриваемом случае можно и удобно представлять карту не только графически, но и численно.

Процесс обработки и пространственного представления геологических признаков по установившейся в геофизике терминологии можно описать как процесс преобразования (трансформации) исходных функций (полей) по формуле (1.8). Практический опыт показал, что трансформацию исходных функций при построении необходимых карт часто удобно выполнять в два этапа: а) сгущение исходной сети пунктов наблюдения (измерения) — определение признаков в промежуточных точках; б) трансформации с целью описания на плоскости и в пространстве признаков при достаточно густой сети точек наблюдения.

Рассмотрим основные типы операторов в (1.8), которые применимы при построении каждого этапа.

Почти всегда построение карты начинается с определения признака в промежуточных точках задания функции. Это типичная интерполяционная задача в том смысле, что значение a в точке (x, y, z) определяется линейной комбинацией значений $a(x_n, y_n, z_n)$ из некоторой окрестности:

$$a(x, y, z) = R_{\text{инт}}[a(x_n, y_n, z_n), \dots, x, y, z]. \quad (1.9)$$

Отметим, что сгущение сети пунктов наблюдения в равной степени является задачей распознавания, в частности с помощью алгоритма «Ближайшего соседа» (БС), описанного в работе Дж. Ту и Р. Гонсалеса.

При редкой сети исходных пунктов наблюдения значения признака в промежуточных точках не всегда могут быть восстановлены интерполяцией и на основе распознавания с помощью простейшего алгоритма БС. В этом случае сгущение сети исходных пунктов наблюдения возможно с использованием более сложных схем распознавания. В частности, удобный и простой метод состоит в следующем. Например, признак $a(x, y, z)$, в точке (x, y, z) восстанавливается не только по значению этого же признака в некоторой окрестности r_0 точки (x, y, z) , но и других количественных и качественных признаков $\alpha(x, y, z)$, $\gamma(x, y, z)$, ..., в том числе в точке (x, y, z) , т. е.

$$a(x, y, z) = R[a(x', y', z'), \gamma(x', y', z'), \dots, x, y, z]. \quad (1.10)$$

Имеются и другие предложения по использованию признаков качественного характера при аппроксимации. После выполнения первого этапа — сгущения пунктов наблюдения — дальнейшее построение карт геологических признаков выполняется с помощью простых трансформаций — сглаживания и дифференцирования.

Сглаживающие трансформации

$$K(x, y, z) = R_{\text{срл}}[a(x', y', z'), \gamma(x', y', z'), \dots, x, y, z], \quad (1.11)$$

как в задачах потенциального поля выполняются путем взвешенного усреднения, а также аппроксимации функций признаков полиномами (К. Ф. Тяпкин и Г. Я. Голиздра). Кроме того, удается разработать и другие сглаживающие операторы [8], учитывающие специфические свойства геологических признаков.

Дифференцирующие трансформации

$$K(x, y, z) = R_{\text{диф}}[a(x', y', z'), \gamma(x', y', z'), \dots, x, y, z] \quad (1.12)$$

также необходимы при построении карт признаков, прежде всего для обнаружения линий на плоскости, на которых происходит резкое изменение геологических признаков. Оказалось, что необходимы аналоги как вертикальных, так и горизонтальных производных.

Рассмотрим конкретные методы построения и трансформации карт количественных геологических признаков, которые развиты и использованы при интерпретации региональных геофизических полей. При интерпретации геофизических полей широко используются геологические признаки a, b, c, \dots , имеющие числовую меру.

Как указывалось выше, обычно это физические параметры пород, результаты химического и количественного минералогического анализа и т. д. Для интерпретации геофизических полей эти признаки прежде всего должны быть представлены в виде карт. Рассмотрим, как удается реализовать в рассматриваемом случае общие методы преобразования, описанные в предыдущем разделе.

Известно, что такие параметры, как глубина или вертикальная мощность, всегда изображались в виде различных структурных карт. В то же время графическое представление в виде карт в изолиниях физических параметров пород длительное время не проводилось. Напомним, что пространственное изображение значений плотности производилось в разведочной геофизике еще в сороковых годах. Так, А. Т. Донабедов и Н. И. Самсонов для Донбасса нередко строили карты плотности для осадочных бассейнов с учетом местоположения точек отбора образцов.

В пределах докембрийских щитов этот метод получил ограниченное применение как в связи с трудностями, обусловленными изменчивостью пород, так и по той причине, что ограниченное число измерений многие годы не позволяло ставить подобные задачи.

Отметим, что для обоснования полезности и необходимости изучения пространственного распределения физических свойств на докембрийском щите многое сделано геологическими организациями Украинской ССР. В свое время в связи с массовым проведением гравиметровой съемки на территории щита возникла необходимость в обосновании геологической интерпретации геофизических полей. Поэтому в 1955—1956 гг. начали изучать пространственные распределения плотности и намагниченности по ряду профилей (Г. К. Кужелов), а также обширных площадей на Побужье (В. И. Шаповал). В последующем этому подходу не придавались большого значения, и только для небольших участков К. В. Климовой, Е. П. Купчинским, а затем нами совместно с А. К. Ахметшиной для всего щита построены карты физических параметров. Интерес к этому методу проявляется при геофизических исследованиях К. Олдхема, К. Краддока и других на Канадском, Р. Риддигоу и других на Балтийском щитах.

В настоящее время возник качественно новый этап в изучении физических свойств пород. Например, в пределах УССР выполнено много измерений физических параметров пород и точки отбора образцов образуют довольно густую сеть. В пределах Донбасса первые измерения плотности сведены А. Т. Донабедовым в карту плотности. Последующие измерения плотности обобщены Н. Н. Карпинской с целью построения карт. Объем измерений плотности на Украинском щите можно оценить из следующего. Около 15 лет назад при построении первого варианта карты плотности пород Украинского щита удалось собрать данные о плотности пород, образцы которых отобраны из 13 тыс. скважин. Измерения из 2—3 тыс. скважин оказались труднодоступными или утерянными. Так как по каждой скважине проведены измерения минимум на 10 образцах, то следует считать, что 200 тыс. измерений плотности —

это минимальное значение при построении первого варианта карты. По многим скважинам отобрано в несколько раз больше образцов, поэтому действительный объем измерений плотности значительно больше. Кроме того, при построении второго варианта карты собраны данные о плотности пород еще нескольких тысяч скважин. Число измерений магнитных параметров обычно несколько меньше. Именно громадное количество измерений физических свойств, а также их рассредоточение на больших площадях щита позволяют формулировать новые задачи обработки, изображения и использования измеренных физических параметров пород при интерпретации региональных геофизических полей.

Исследования показали, что строить карты физических параметров приходится при большой дисперсии значений физических параметров. Оказалось также, что существенно не различаются дисперсии плотности пород докембрийского щита и осадочных пород Донбасса. Поэтому нет повода для принципиально различного подхода к пространственному представлению физических параметров этих двух крупных структур.

При построении карты появляются трудности, связанные с тем, что образцы отобраны из неглубоких скважин и обнажений и значения плотности могут быть занижены из-за выветривания и повышенной пористости. Но следует иметь в виду, что для измерения плотности отбирается обычно группа (10—20 и более) невыветрелых образцов из скважины или обнажения. При построении мелкомасштабной карты найдено среднее значение плотности по скважине или обнажению. Явно заниженные значения плотности кристаллических пород, такие, как 2,20—2,30 г/см³, были отбракованы. Все это в значительной мере позволило исключить систематические погрешности определения плотности.

Средние значения плотности приписываются точке, обозначающей положение скважин и обнажений на карте масштаба 1 : 200 000. В условиях большой дисперсии плотности при построении карты были использованы прежде всего сглаживающие трансформации (1.11). Неизбежное сглаживание плотности происходило при последующем уменьшении карты до масштабов 1 : 500 000, 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000. Первый вариант этой карты составлен нами совместно с А. К. Ахметшиной (рис. 3). В последние годы геофизическими организациями УССР проведены многочисленные измерения физических параметров на образцах, что позволяет построить более полную карту плотности (см. рис. 3).

Отметим, что нельзя преувеличивать роль сглаживающих трансформаций при построении региональных карт плотности. Эти трансформации хорошо выявляют плавные изменения плотности и незаменимы при изучении, например, послойной зональности по Б. А. Андрееву, В. М. Новоселицкому и другим. Но такие слаботрадиентные физические модели земной коры являются часто неудовлетворительными с современной точки зрения на тектонические процессы. Поэтому следует также использовать дифференцирующие трансформации (1.12).

Рис. 3. Карта плотности кристаллических пород Украинского щита:
1 — изолинии плотности в $\text{г}/\text{см}^3$; 2 — условный контур щита

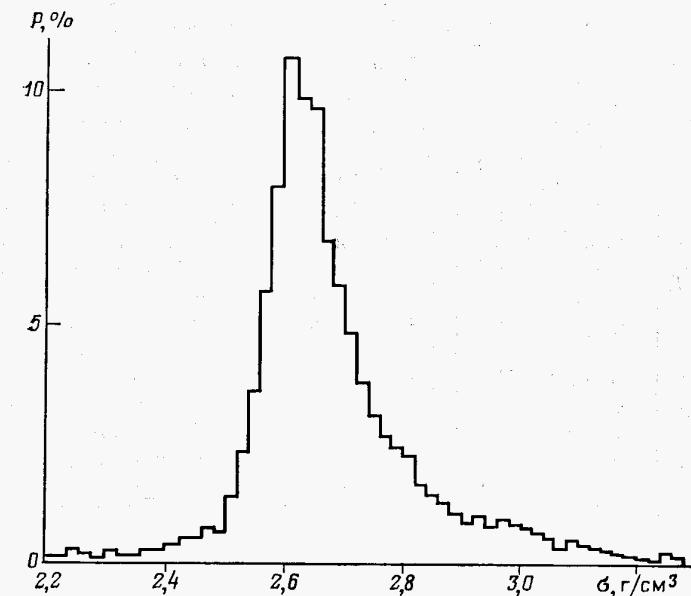
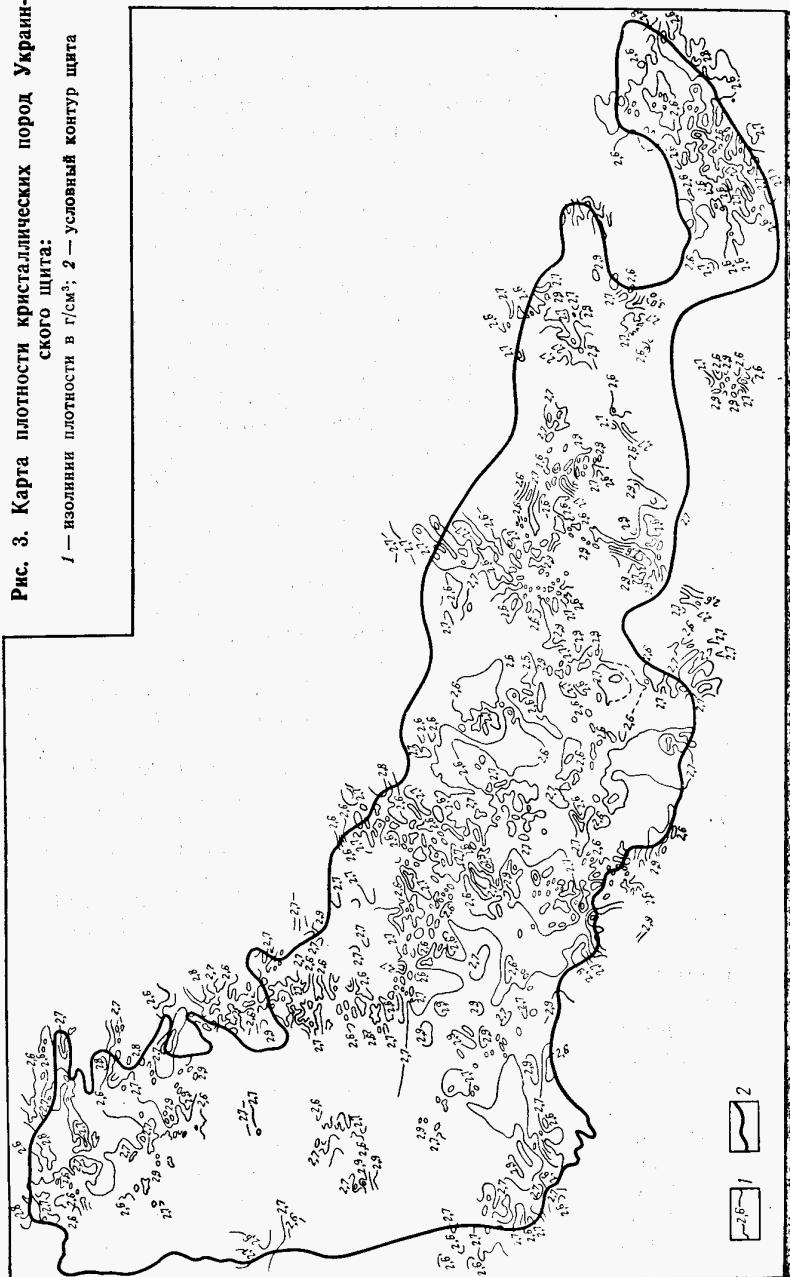


Рис. 4. Гистограмма плотности кристаллических пород Украинского щита.
 P — относительное число значений плотности в данном интервале

По-видимому, уже прошел период, когда необходимо доказывать, что в условиях изменчивости свойств пород щита точечные измерения плотности и других параметров на образцах из неглубоких скважин и обнажений пригодны для построения карт. Практический опыт применения описанной методики пространственного представления физических параметров на Украинском, Балтийском и Канадском щитах показал, что построенные таким путем карты отражают действительные геологические тенденции.

Большой интерес представляет значение средней плотности кристаллических пород в пределах Украинского щита. Для ее оценки удобно использовать пространственно-статистический анализ, с помощью которого в гистограмму сводятся значения плотности разных пород из определенной площади.

Гистограмма плотности пород Украинского щита приведена на рис. 4. Она построена по значениям плотности, каждое из которых найдено как среднее из определений плотности в скважине или на обнажении. Как и следовало ожидать, гистограмма асимметричная с пологой ветвью в области больших значений плотности. Найдено, что среднее из 12 015 значений плотности для щита составляет 2,675 $\text{г}/\text{см}^3$. Если отбросить выветрелые разности с плотностью, меньшей 2,4 $\text{г}/\text{см}^3$, то средняя плотность повышается до 2,69 $\text{г}/\text{см}^3$. Это значение средней плотности устойчивое и сохраняется для отдельных частей щита. В его юго-восточной части, в

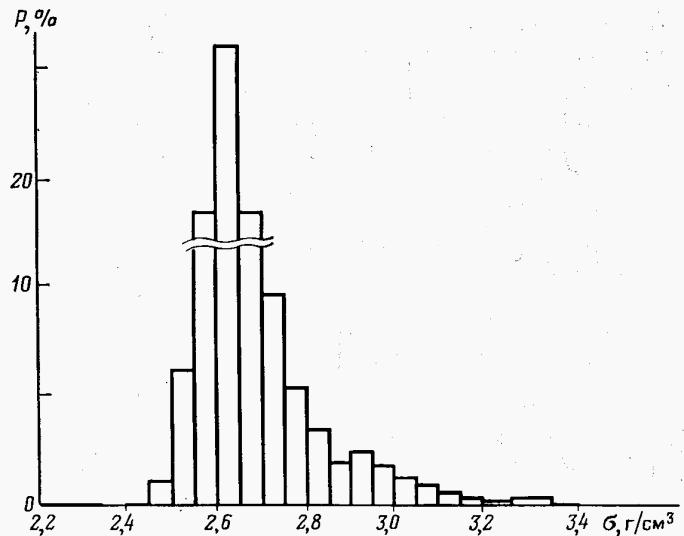


Рис. 5. Гистограмма плотности кристаллических пород приазовской части Украинского щита

пределах Приазовского массива, в последние годы значительно возросло число измерений плотности. Они были использованы для пополнения карты плотности. Кроме того, измеренные величины усреднены по 3479 скважинам и обнажениям и представлены в виде гистограммы на рис. 5. Среднее значение плотности составляет $\sigma_{ep}=2,678 \text{ г}/\text{см}^3$. Если отбросить очень низкие значения, то среднее приближается к $2,69 \text{ г}/\text{см}^3$. Среднее значение плотности для Приазовья практически не отличается для всего Украинского щита.

Отметим, что среднее значение плотности для Украинского щита впервые получено нами в 1971 г. и используется практически во всех работах по построению плотностных моделей коры Украинского щита. В последнее время финскими геофизиками для Балтийского щита в пределах Финляндии получено среднее значение плотности $2,694 \text{ г}/\text{см}^3$. Можно удивляться постоянству средней плотности докембрийских щитов. Средние значения их плотности различаются только на $0,01-0,02 \text{ г}/\text{см}^3$.

Обычно большой дисперсией характеризуются магнитные параметры x и J , пород. Тем не менее изображение этих параметров на плоскости таким же образом, как и плотности, оказывается полезным и необходимым во многих геологических задачах [17]. Эти построения для отдельных участков щита будут использованы при оценке источников региональных магнитных аномалий (см. гл. 5).

Имеется также иной, достаточно хорошо развитый подход к изучению и пространственному изображению физических параметров горных пород [39]. Он основан на том, что значения физиче-

ского параметра можно привязать не только к пространственным координатам, т. е. $\sigma(x, y, z)$, $J(x, y, z)$, но и в определенной мере к петрографическому составу породы. Поэтому, если α — признак состава породы, то он может быть координатой $\sigma(\alpha)$, $J(\alpha)$. Согласно Н. Б. Дортман, можно строить петрофизические карты следующим образом. В пределы области S на петрографической карте выносится вероятное значение физического параметра σ или J . Легко видеть, что при построении этих карт выполняются два вида сглаживания: 1) геологическое при очерчивании областей S распространения определенного петрографического вида породы; 2) статистическое при усреднении значений параметра для данной выборки.

В описываемом подходе имеются недостатки. Они вытекают из того, что геологическое и статистическое усреднения часто не совпадают. Например, статистическая обработка и нахождение среднего значения некоторого параметра проводятся для тщательно отобранных разновидностей пород, но нельзя найти на карте ту область, которой это значение можно приписать. Геологическое сглаживание при недостатке данных, особенно для мелкомасштабных карт, весьма субъективно и не позволяет описать область распространения разновидности породы, для которой физические параметры найдены статистической обработкой отсортированных образцов. С другой стороны, если на мелкомасштабной карте описана область распространения некоторого комплекса пород, то обычно трудно решить, какое значение физического параметра пород приписать этой области. В закрытых районах области распространения пород очерчиваются с помощью геофизических полей. Построенные описанным путем петрофизические карты уже не могут быть использованы в качестве независимых данных при обосновании моделей и интерпретации геофизических полей. Эти карты следует рассматривать как один из результатов качественной интерпретации полей.

В отдельных случаях может появиться возможность использовать на объективной основе петрографический и литологический состав пород в качестве координаты для привязки измерений физических параметров и их экстраполяции на недостаточно изученные площади.

В заключение отметим, что для обработки и представления на плоскости геологических признаков, имеющих числовую меру, используются наиболее простые и общепринятые методы. Для применения дополнительных данных при интерпретации геофизических полей геологические признаки должны быть обработаны с учетом координат (x, y, z) точек измерения. Без такой привязки измерения в значительной мере обесцениваются. При построении карт должны быть использованы как сглаживающие, так и дифференцирующие трансформации.

1.3. МЕТОДЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ, НЕ ИМЕЮЩИХ ЧИСЛОВОЙ МЕРЫ

Известно, что многие из геологических данных, определенных в точках с координатами (x, y, z) , не имеют числовой меры: $\alpha(x, y, z), \beta(x, y, z), \gamma(x, y, z), \dots$. К ним можно отнести общее петрографическое описание пород, степень метаморфизма, относительный возраст и др. Эти признаки также следует использовать при интерпретации геофизических полей, но необходимы специальные методы их обработки и пространственного представления.

Геологические признаки, не имеющие числовой меры, используются при составлении различных типов геологических карт и затем уже при интерпретации геофизических полей. Но существующие правила составления карт, особенно в условиях недостатка данных, допускают субъективные построения. Такие карты обычно не могут быть использованы в качестве независимых геологических данных при интерпретации геофизических полей.

В этих случаях следует разработать специальные методы обработки и пространственного представления признаков, не имеющих числовой меры, а также методы трансформации карт признаков для представления в мелком масштабе на основе общих представлений, описанных в разделе 1.2 [8].

Геологические признаки обычно определяются и рассматриваются как точечные. Поэтому принято их обозначать определенным знаком у точки, означающей положение скважин и обнажений. Чтобы распространить эти данные на область, необходимо решить задачи интерполяции и экстраполяции.

Задача интерполяции появляется, если признаки заданы в достаточно густой сети точек. Сам процесс интерполяции может быть организован по-разному. Как показал опыт [8], удобно распространить признак, заданный в точке, на ее ближайшую окрестность. Под ближайшей окрестностью можно подразумевать зону влияния скважины. Определяется она В. И. Смирновым и Ж. Матероном по-разному. Зону влияния можно определить как многоугольник, стороны которого или проходят через середины отрезков, соединяющих данную скважину с соседней, или являются перпендикулярами, проведенными к серединам указанных отрезков. Весь участок разбивается на зоны влияния, как показано на рис. 6,а. Конечно, при очень редкой сети скважин необходимо оставить «белые пятна».

Зону влияния легко построить с помощью алгоритма на ЭВМ. Для этого можно использовать распознавание с помощью простейшего алгоритма «Ближайшего соседа». Пусть на участке прямоугольной формы на неравномерной сети узлов (x_n, y_n) заданы признаки. Для построения с помощью ЭВМ зон влияния в любой точке (x, y) вычисляем последовательность расстояний $r_n = \sqrt{(x - x_n)^2 + (y - y_n)^2}$ до всех узлов (x_n, y_n) и среди них находим наименьшее $r_{n \min}$. Точка (x, y) участка включается в зону влияния того узла (x_n, y_n) , до которого расстояние r_n наименьшее.

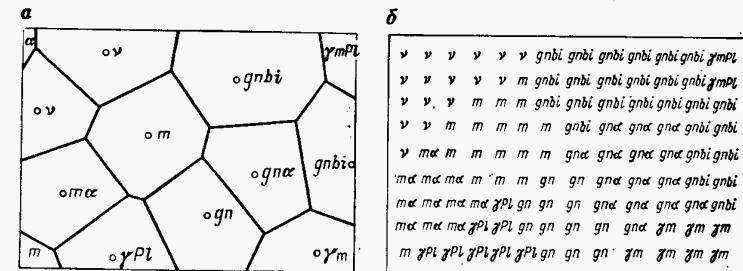


Рис. 6. Зоны влияния скважин, вскрывших породы различного состава и построенные графическим путем (а) и с помощью алгоритма «Ближайшего соседа» (б)

шее. Заранее указывается радиус «белого пятна» r_0 , так что если $r_{n \min} > r_0$, то точка (x, y) относится к «белому пятну» и ей не следует приписывать какой-либо признак. Преимущество описываемого алгоритма состоит в том, что в результате его реализации получаем правильную сетку точек (x, y) на участке (рис. 6,б).

Аналогично описывается распределение признаков на профиле. Зоны влияния определяются как отрезки, соединяющие середины интервалов между скважинами. С помощью этих алгоритмов легко описывать распределение признаков на профиле и на площади. Присутствие на профиле некоторого признака α в зонах влияния L аналитически можно описать с помощью функции телеграфных сигналов:

$$\varphi_\alpha(x) = 1, \text{ если } x \in L; \\ \varphi_\alpha(x) = 0, \text{ если } x \notin L. \quad (1.13)$$

Вид функции $\varphi_\alpha(x)$, описывающей присутствие амфиболитов на одном из профилей щита, приведен на рис. 7,а, а на рис. 7,б — сглаженные значения этой функции $\varphi(x)$ при $2l=10$ и 30 км. Аналогично можно представить один признак на плоскости с помощью двухмерного аналога функции телеграфных сигналов:

$$\varphi_\alpha(x, y) = 1, \text{ если } x, y \in S; \\ \varphi_\alpha(x, y) = 0, \text{ если } x, y \notin S. \quad (1.14)$$

На рис. 8 приведена выкопировка из карты, представляющей распределение гранитов на участке Украинского щита [8]. Таким же методом могут быть построены карты других геологических признаков. Например, для интерпретации геофизических полей в пределах докембрийского щита необходимы карты пород зеленокаменных поясов.

Часто в пределах некоторой площади необходимо описать присутствие нескольких признаков, не имеющих числовой меры. Для

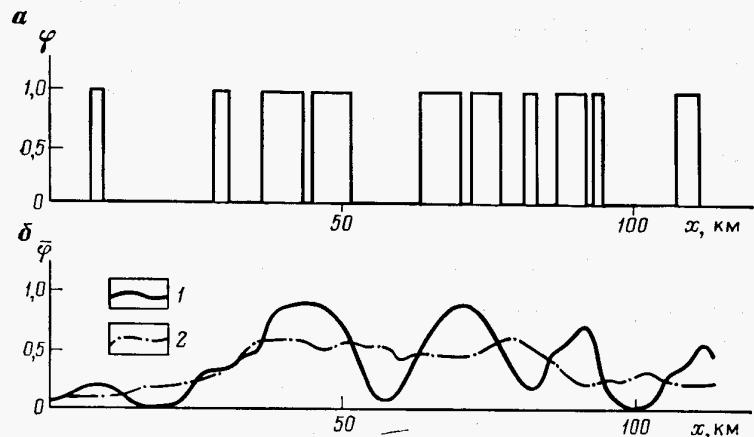


Рис. 7. Изображение качественных геологических признаков на профиле:
 а — функция телеграфных сигналов Φ для признака α (амфиболит); б — функция $\bar{\Phi}$, сглаженная при $2l$, равном 10 (1) и 30 км (2)

этого признак $\alpha(x, y)$, заданный в узле (x, y) и распространенный в его зону влияния, при графическом изображении можно описать цветом или знаком. Но такое изображение следует выполнять для признаков, упорядоченных или ранжированных согласно какому-либо свойству. В пределах докембрийского щита наиболее часто приходится прибегать к такому изображению петрографического состава пород. В результате получается карта, обычно очень пестрая в условиях докембрийского щита (рис. 9).

Поэтому описываемая совокупность правил представления геологических признаков на плоскости получила название алгоритм «Мозаика» [8]. Как отмечено выше, значение карты-мозаики возрастает, если признаки $\alpha, \beta, \gamma, \dots$ обозначать цветом или индексами упорядоченно с учетом некоторого свойства. Например, в пределах щита удобно располагать признаки петрографического состава согласно их основности или плотности, или присутствию темноцветных минералов. Для геологической интерпретации гравитационного поля в пределах Украинского щита нами построена карта, в которой густота штриховки определялась, по существу, плотностью пород (см. рис. 9). Если карта строится с помощью описанного выше алгоритма для ЭВМ, то она имеет вид, показанный на рис. 6, б.

Признакам качественного характера удобно приписывать числовую индекс. Числа могут иметь физический или геометрический смысл. Например, удобно в пределы зоны влияния выписать среднее значение содержания кремнекислоты или среднюю плотность данного типа породы. Ранжирование признаков качественного характера важно с точки зрения их дальнейшей обработки и использования при интерпретации геофизических полей. При интерпрета-

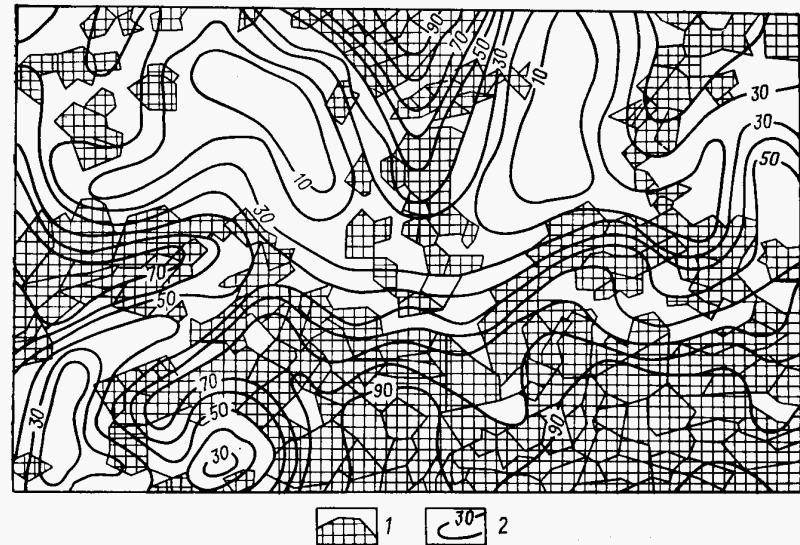


Рис. 8. Изображение одного качественного геологического признака на плоскости:
 1 — зоны влияния скважин, вскрывших граниты на одном из участков Украинского щита;
 2 — изолинии количественной меры насыщения (в условных единицах) гранитами данного участка

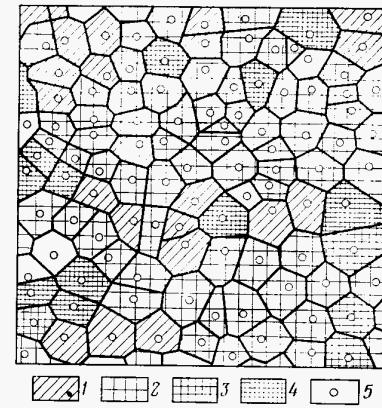


Рис. 9. Карта-мозаика петрографического состава пород одного из участков Украинского щита:

1 — граниты; 2 — мигматиты; 3 — гнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — положение скважин и обнаружений

ции геофизических полей карту этого типа можно рассматривать как первичную (исходную), из которой трансформацией можно получить другие карты.

Часто необходимо анализировать количественные соотношения между распределением признаков $\alpha, \beta, \gamma, \dots$ в пределах области S или совокупности областей. Такие сравнения и оценки можно выполнить с помощью пространственно-статистического анализа.

В простейшей задаче в пределах площади S необходимо оценить соотношения между площадями $S_\alpha, S_\beta, S_\gamma, \dots$, занимаемыми отдельными признаками на площади S . При изучении контрастности распределения признаков необходимо сравнивать величины $S_{1\alpha}, S_{1\beta}, S_{1\gamma}, \dots$ на площади S_1 с величинами $S_{2\alpha}, S_{2\beta}, S_{2\gamma}, \dots$ на площади S_2 . Если признаки $\alpha, \beta, \gamma, \dots$ определяются в точках (x, y) , размещенных достаточно густо на площади S , то описанные выше оценки лучше выполнять на основе специального вида гистограмм. Один из удобных методов сопоставления и оценки выполняется следующим образом. На оси абсцисс откладываются интервалы признаков $\alpha, \beta, \gamma, \dots$, а на вертикальной оси — частота встречи признаков на площади S . Такие гистограммы, построенные для площадей S_1, S_2, \dots, S_n , позволяют изучить контрастность распределения признаков на площади.

Поля геологических признаков, представленные с помощью функций телеграфных сигналов (1.13), (1.14), можно трансформировать с разными целями и с помощью различных математических операторов. Сглаживающие и дифференцирующие трансформации (см. раздел 1.2) необходимы также при обработке и построении карт геологических признаков, не имеющих числовой меры. Функциями телеграфных сигналов (1.13) и (1.14) можно представлять контрастные процессы и свойства пород земной коры. Для выявления постепенных переходов геологических свойств необходимы прежде всего сглаживающие трансформации.

Рассмотрим функцию, описывающую один признак. Если функция $\varphi(x)$ задана согласно (1.13), то ее удобно сглаживать на отрезке

$$\bar{\varphi}_\alpha(x) = \frac{1}{2l} \int_{-l}^{+l} \varphi_\alpha(x, x') p(x') dx'. \quad (1.15)$$

Среднее значение $\bar{\varphi}$ относим к середине отрезка. На рис. 7,б показаны графики $\bar{\varphi}_\alpha$ признака α (амфиболит) при $2l=10$ и 30 км одного из профилей на щите. Функция φ задана в процентах, и ей приписываем смысл меры насыщения данного отрезка профиля определенным признаком. Можно использовать и другие функции, в частности основанные на вероятностном подходе. Например, можно ввести функцию, которая будет определять вероятность встречи признака в данной точке. На рис. 7 видно, что степень амфиболитизации возрастает с 20 км от начала профиля.

Пусть функция $\varphi(x, y)$ задана на областях $\Delta S_1, \Delta S_2, \Delta S_3, \dots$, представляющих зоны влияния скважин (см. рис. 8). Тогда для характеристики насыщения данной площади признаком α вводится взвешенное среднее

$$\bar{\varphi}_\alpha(x, y) = \frac{1}{S} \iint_S \varphi_\alpha(x, y, x', y') p(x', y') dx' dy'. \quad (1.16)$$

В качестве S принимаются простые фигуры: квадрат, прямоугольник, круг, эллипс. Значение $\bar{\varphi}$ приписывается центру S . Для примера на рис. 8 показано значение функции, найденное усредненное

нием признака γ (гранит) на квадрате 10×10 км. Построенные изолинии описывают графически поле гранитизации одного из участков щита. Сгущение линейно вытянутых изолиний образует в данном случае «гранитные ступени», разделяющие блоки с разной степенью гранитизации коры. Гранитизация связана со многими геологическими явлениями и определяет особенности геофизических полей. В связи с этим в процессе пространственного представления геологических признаков при интерпретации геофизических полей в пределах докембрийского щита следует большое внимание уделять построению карт гранитизации. Для примера на рис. 8 приведена выкопировка из карты гранитизации в центральной части Украинского щита. «Гранитные ступени» не только подтвердили известные региональные нарушения, но и позволили также выделить новые.

При построении карты выявлен ряд трудностей. Главная из них связана с разной сетью наблюдений на разных планшетах, а также с отсутствием унификации при петрографическом описании пород. В этих условиях на границах планшетов возникают «гранитные ступени», обусловленные особенностями методики съемки. Конечно, этим ступеням бесполезно приписывать геологический смысл. Этим путем могут быть построены карты и других признаков.

При трансформации карт признаков выбор области усреднения основывается на тех же принципах, что при трансформации геофизических полей. В рассмотренном примере квадратная палетка 10×10 км выбрана опытным путем. Общий принцип здесь тот, что радиус области усреднения должен увеличиваться по мере роста неоднородности признака на площади. При значительном радиусе усреднения по данным рис. 8 можно построить тренд гранитизации. Отметим, что рассмотрение одного признака из совокупности представляет, по существу, фильтрацию.

Методы, использованные при обработке одного качественного признака, могут быть применены и к их совокупности. Наиболее просто это сделать, если упорядочить последовательность признаков и приписать им численные индексы. Этим самым сглаживание не будет отличаться от того, которое использовалось для карт количественных признаков. Нами применялась как формальная система индексов, так и имеющая физический смысл.

При разработке методов представления качественных геологических признаков для интерпретации региональных геофизических полей необходимо решить ряд трудных проблем. Одна из них заключается в следующем. Множество качественных геологических признаков на площади можно представить в виде карты-мозаики (см. рис. 9). Но часто сеть скважин и обнажений густая, а горизонтальная мощность разновидностей пород небольшая. Поэтому в мелком масштабе трудно отразить на карте всю пестроту петрографического состава пород. Для этого случая разработаны методы сглаживания петрографических карт.

Первый из алгоритмов, получивший название «Одиночки», построен с целью отобразить в окрестности данной точки на карте пре-

имущественное распространение некоторого признака. Используется, по существу, тот же оператор (1.16) с заданным окном S . Подсчитывается количественное соотношение между площадями $\Delta S_\alpha, \Delta S_\beta, \Delta S_\gamma, \dots$, которые занимают отдельные признаки $\alpha, \beta, \gamma, \dots$. В пределах окна $S = \Delta S_\alpha + \Delta S_\beta + \Delta S_\gamma + \dots$. Центру шаблона приписывается тот признак α , который занимает наибольшую площадь в пределах окна. Иногда может оказаться, что несколько значений $\Delta S_\alpha, \Delta S_\beta, \Delta S_\gamma, \dots$ близки по величине. Тогда неизбежно приходится указывать в центре окна S несколько признаков $\alpha, \beta, \gamma, \dots$, имеющих наибольшее распространение. Присутствие некоторых признаков, например диабазовых даек, отмечается на площади вне связи с размерами областей их распространения. Алгоритм «Одиночки» очень важен и незаменим при изучении количественных соотношений между признаками на площасти. Результаты применения алгоритма «Одиночки» могут быть использованы при любых методах составления карт.

При большом количестве признаков алгоритм «Одиночки» неудобно использовать для составления карт мелкого масштаба. Как известно, при мелкомасштабном картировании в пределах докембрийского щита обычно выделяются не отдельные породы, а их комплексы. Такие карты можно строить и математическим путем с помощью специально разработанного алгоритма «Родственники». Для этого прежде всего должна быть установлена степень родства между отдельными признаками с выделением семейств A, B, C, \dots . Лучше, если отношения в каждом семействе установлены в виде ориентированного графа, например $\alpha \rightarrow m \rightarrow \gamma$.

Процедура построений остается прежней, но только в этом случае в центре окна выбирается признак того семейства, который имеет преимущественное развитие в окрестности данной точки. Снова могут быть семейства, состоящие из одного признака. Кроме того, приходится отражать присутствие некоторых признаков независимо от их пространственной протяженности.

При обработке полей качественных геологических признаков необходимо также подчеркнуть контрастность некоторого процесса или свойства, описанного с помощью карты-мозаики. В этом случае полезны трансформации с помощью дифференциальных операторов, подобные тем, которые используются для потенциальных полей.

Часто необходимо изучать горизонтальный градиент функций, описывающих качественные геологические признаки. При изучении горизонтального градиента функций (1.13), (1.14), описывающих качественные геологические признаки, можно использовать шаблон, показанный на рис. 10. Оцениваем площасти

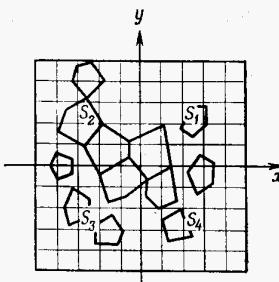


Рис. 10. Шаблон для вычисления аналогов горизонтальных производных

S_1, S_2, S_3, S_4 , занятые признаком α в четырех частях шаблона (рис. 10). Тогда разностный аналог горизонтальных производных распространения признака α можно записать так:

$$\begin{aligned}\Delta\varphi_x &= (S_1 + S_4) - (S_2 + S_3); \\ \Delta\varphi_y &= (S_1 + S_2) - (S_3 + S_4).\end{aligned}\quad (1.17)$$

Для векторного изображения горизонтального градиента необходимо найти $\Delta\varphi_\alpha = \sqrt{\Delta\varphi_x^2 + \Delta\varphi_y^2}$, а также угол $\psi = \arg \operatorname{ctg}(\Delta\varphi_y / \Delta\varphi_x)$. С использованием шаблона центрального типа легко записать аналог вертикальной производной $\Delta\varphi_z$. Таким же путем находятся горизонтальные и вертикальные производные признаков-семейств.

Необходимо иметь в виду, что области, занятые одним или группой геологических признаков, обычно имеют нечеткую, размытую границу. Поэтому появляются трудности при оконтуривании в плане различных геологических массивов. Нахождение горизонтальных и вертикальных производных по описанной выше схеме позволяет оконтурить области распространения различных геологических признаков. Шаблоном вначале сглаживается функция, и дифференцирование становится устойчивым.

По описанным алгоритмам легко составить программы для ЭВМ.

Таким образом, геологические признаки, не имеющие числовой меры, также могут быть описаны в числовой форме, обработаны и трансформированы с помощью ЭВМ, изображены в виде карт и вовлечены в геологическую интерпретацию геофизических полей.

Приведенные методы обработки и представления геологических признаков для условий докембрийского щита пригодны и для условий осадочного бассейна.

В заключение гл. 1 сделаем следующие выводы.

1. В современных методиках геологической интерпретации региональных геофизических полей необходимо использовать огромное количество априорных данных. Но лавину геологических признаков можно упорядочить, описать и представить численно и графически только с помощью специально развитых математических методов, позволяющих использовать ЭВМ.

2. Предложенные методы обработки и пространственного представления геологических признаков необходимы на всех этапах (обоснование моделей среды, выбор пределов параметров, оптимизация) геологической интерпретации региональных геофизических полей.

3. Определенное самостоятельное значение имеют предложенные методы построения карт количественных и качественных признаков как вручную, так и с помощью ЭВМ.

4. На основе изложенных методов в пределах Украинского щита построены карты плотности кристаллических пород, намагни-

ченности отдельных участков, карты гранитизации, пород зелено-каменных поясов, карты-мозаики петрографического состава и др. Эти карты и методы их анализа использованы в гл. 5 при изучении природы региональных геофизических полей, а в гл. 6 — при построении моделей земной коры и оценке их физических параметров.

ГЛАВА 2 ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ

В сложной задаче изучения глубинного строения используются различные геолого-геофизические идеи и методы. Важно найти и использовать общие черты в строении и развитии земной коры и верхней мантии. Наиболее известна гипотеза об изостатическом равновесии масс земной коры и верхней мантии. При изучении глубинного строения геофизическими методами нельзя обойти вопросы изостазии, так как они вышли за рамки чисто научных разработок и обсуждений.

Длительное время по сложившейся методике изучалось изостатическое равновесие земной коры и верхней мантии главным образом горных областей [1, 2]. На основе принятой схемы компенсации вычисляются изостатические аномалии, а затем анализируются их значение и пространственное распределение. Небольшое значение изостатических аномалий принимается как признак, что массы коры и верхней мантии находятся в изостатическом равновесии.

С начала семидесятых годов усилилось внимание к изостазии равнинных областей. В работах П. Я. Галушки и других исследователей [1, 2, 7] приводятся прямые и косвенные признаки и оценки равновесия земной коры и верхней мантии, а также выявляются закономерности в формах его проявления. Идеи и методы изостазии используются для прогноза и обоснования моделей земной коры и верхней мантии, описания процессов геодинамики, а также решения других сложных проблем строения и развития земной коры. Таким образом, широко используются идеи и методы изостазии в практике интерпретации региональных гравитационных аномалий.

Изложим основные положения изостазии применительно к равнинным областям, а также выясним возможности использования идей изостазии в задачах прогноза и обоснования моделей земной коры и верхней мантии при комплексной интерпретации полей. Конечно, нельзя не учитывать, что с позиций современной геодинамики в основе изостазии лежат противоречивые предпосылки и спорные обоснования. Поэтому следует также остановиться на действительных возможностях изостазии.

2.1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ИЗОСТАЗИИ РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Под изостатическим равновесием понимается обычно постоянство давления p на некоторой глубине H — поверхности компенсации:

$$\int_{h_r}^H \sigma(z) g(z) dz = \text{const.} \quad (2.1)$$

где h_r — высота гор; $g(z)$ — сила тяжести; $\sigma(z)$ — плотность. Основная предпосылка изостатического равновесия состоит в том, что каждый элемент массы находится под действием вертикальной компоненты F_b , равной весу mg , и давление p на глубине H поэтому равно геостатическому. Действительные условия большей частью выглядят иначе. Каждый элемент массы земной коры и верхней мантии находится под действием силы $\vec{F}(x, y, z)$, величина и направление которой переменные. Сила $\vec{F}(x, y, z)$ состоит из вертикальной и горизонтальной (рис. 11) компонент:

$$\vec{F}(x, y, z) = \vec{F}_b(x, y, z) + \vec{F}_r(x, y, z). \quad (2.2)$$

Следует иметь в виду, что не всегда $F_b = F_g = mg$ — весу вышележащих пород. Многочисленные измерения, систематизированные Н. Хастом, П. Н. Кропоткиным и др., показали, что в земной коре имеется существенная горизонтальная компонента F_r . Причем в консолидированных слоях земной коры компонента F_r часто в 1,5—2 раза больше F_g . Эта горизонтальная компонента F_g только частично связана с рельефом [2], но главным образом с тектоническими факторами, причины которых еще полностью не выяснены [22]. Недостаточная изученность причин появления F_r не может служить поводом для того, чтобы не учитывать эту компоненту F_r . Закономерности распределения массы коры и мантии можно объяснить при учете действия только обеих составляющих F_b и F_r на массы коры и верхней мантии под действием сил $\vec{F} = \vec{F}_b + \vec{F}_r$ назовем динамическим. Это определение условно, так как массы Земли, строго говоря, не находятся в равновесии.

Основное предположение изостазии требует, чтобы $F_r = 0$ [2]. Так как в данной работе в построении моделей и их интерпретации сделана попытка найти косвенное проявление величины F_r , то идеи изостазии можно использовать только ограниченно. Рассмотрим основные положения изостазии с учетом следующих обстоятельств. Во-первых, изостатическое равновесие является частным случаем динамического. Во-вто-

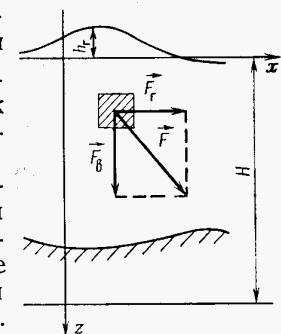


Рис. 11. Основные обозначения при изучении равновесия земной коры и верхней мантии

тых, согласно сложившейся практике, будем оценивать во многом формально вес блока коры как удобную техническую процедуру при построении моделей коры и верхней мантии Земли. В-третьих, ситуация в настоящее время такова, что горизонтальная компонента F_r большей частью не измеряется и выявляется по косвенным признакам. Если оказывается, что массы некоторого участка не находятся в изостатическом равновесии, то следует рассматривать строение и развитие земной коры с учетом интенсивности горизонтальной компоненты.

Внимательный читатель заметит, что в данной работе идеи изостазии используются осторожно, большей частью как удобный метод анализа и выявления закономерностей в распределении масс земной коры и верхней мантии.

Изостатическое равновесие будем понимать упрощенно как «сохранение постоянной массы M в вертикальной колонке»

$$\int_{h_r}^H \sigma(z') dz' = M = \text{const}, \quad (2.3)$$

так как изменением величины g часто можно пренебречь. Под «колонкой» будем понимать вертикальный столб масс от поверхности Земли до уровня компенсации.

Если речь идет только об аномальной, избыточной плотности $\Delta\sigma$, то аналогичное условие, по Е. Н. Люстеху, приобретает вид

$$\int_{h_r}^H \Delta\sigma(z') dz' = 0. \quad (2.4)$$

Для прямой оценки равновесия коры можно вычислить заранее постоянную M в правой части (2.3) или указать среднюю плотность $\sigma_{ср}$, относительно которой находится аномальная плотность в (2.4). Если интеграл в (2.3) не равен M или в (2.4) не равен нулю, то можно говорить о нарушении изостатического равновесия до глубины H . При этом обычно различают два случая. Если

$$\int_{h_r}^H \sigma(z') dz' > M \text{ или } \int_{h_r}^H \Delta\sigma(z') dz' > 0, \quad (2.5)$$

то обычно говорят о перекомпенсации, а если

$$\int_{h_r}^H \sigma(z') dz' < M \text{ или } \int_{h_r}^H \Delta\sigma(z') dz' < 0, \quad (2.6)$$

то — о недокомпенсации.

На практике из-за неизвестных точных величин M и $\sigma_{ср}$ не удается воспользоваться уравнениями (2.3) и (2.4) и почти всегда необходимо рассматривать выражения (2.5) и (2.6). Но все еще не найдено, при каких соотношениях левой и правой частей неравенства (2.5) и (2.6) можно говорить о нарушении равновесия.

Конечно, оценка равновесия зависит от применяемых методов и может заключаться не только в вычислении интегралов (2.3) и

(2.4) или в сравнении (2.3) с заданной величиной M , но также в применении многочисленных косвенных методов, причем не только количественного, но и качественного характера, которые в лучшем случае могут указывать лишь знак в неравенствах (2.5) и (2.6). Для прямых вычислений массы колонки по данным о плотности в общем случае не играет роль ее распределение по вертикали. Но для применения косвенных методов оценки равновесия, а также для тектонических выводов важное значение имеет вопрос о том, как распределена плотность масс в колонке коры и верхней мантии. Наиболее часто предполагается следующая схема — в верхней части колонки расположены аномальные массы одного знака, а в нижней — компенсирующие массы противоположного знака.

Рассмотрим наиболее простые схемы, с помощью которых можно объяснить изостатическую компенсацию масс земной коры и верхней мантии. Напомним, что в классической изостазии горных областей, согласно гипотезе Эри, предполагается, что избыточные массы гор высотой h_r компенсируются массами в простейшем случае одной границы со скачком плотности $\Delta\sigma_m$. Изменение положения границы на величину Δh_k для компенсации масс гор высотой h_r и плотностью σ_r легко найти на основе результатов исследований В. Хейсканена и Ф. Венинг-Мейнеса:

$$\Delta h_k = (\sigma_r / \Delta\sigma_m) h_r. \quad (2.7)$$

По формуле (2.7) оценивается величина «корня» Δh_k под горами. Компенсирующая граница может находиться в коре, на границе коры и мантии или в мантии. По традиции основной компенсирующей границей принимается граница Мохо [1, 2, 6, 7, 16]. Тогда прогиб границы Мохо под горами служит подтверждением гипотезы Эри об изостатическом равновесии.

Не обязательно, чтобы компенсирующие массы были образованы изменением положения одной или нескольких структурных границ. Область, занятая компенсирующими массами, может иметь конечную протяженность. Например, избыточные массы верхней части коры могут быть компенсированы понижением плотности мантии на величину $\Delta\sigma_m$ в пределах области конечного размера. Понятно, что вертикальную мощность области компенсирующих масс также можно оценить по формуле (2.7).

В равнинных областях высота рельефа изменяется мало. Например, в пределах равнинных областей УССР высота земного рельефа обычно не превышает 300 м (Нагольный кряж, Волынская возвышенность и др.). Если плотность пород близка к 2,70 г/см³, а аномальная плотность компенсирующих масс 0,30 г/см³, то из уравнения (2.7) следует, что связанное с этим изменение компенсирующей границы может достигать 3 км. По данным метода ГСЗ, в пределах равнинных областей зафиксированы значительно большие колебания границы Мохо [35], как одной из вероятных компенсирующих границ. Таким образом, с позиций изостазии изменение высоты h_r земного рельефа в равнинных областях не мо-

жет быть главным фактором, изменяющим положение компенсирующих границ.

Поэтому для равнинных областей при использовании формул (2.3) и (2.4) следует учитывать аномальную плотность коры и верхней мантии. Основанием для этого являются существенные изменения плотности земной коры. Например, оценки, выполненные по карте плотности Украинского щита, привели к выводу, что в верхней части коры существуют участки размерами в десятки километров с аномально высокими (до 2,85 г/см³) и низкими (до 2,63 г/см³) значениями плотности кристаллических пород. Еще большая неоднородность пород существует в Донбассе — плотность карбона около 2,70—2,77 г/см³ в открытой его части и низкая (2,15—2,20 г/см³) плотность осадочных пород на севере Донбасса в пределах Миллеровской моноклинали.

В равнинных областях аномальные массы коры сопоставимы с массами гор при оценке равновесия, что можно видеть из такого простейшего примера. В первом приближении участки аномальной плотности представим в виде двухмерных масс прямоугольного сечения вертикальной мощностью h и аномальной плотностью $\Delta\sigma$ (рис. 12). По давлению на кору такой участок аномальной плотности примерно эквивалентен горам высотой

$$h_r = \Delta\sigma h / \sigma_r. \quad (2.8)$$

При $\Delta\sigma > 0$ величина h_r соответствует положительным (рис. 12, а и б), а при $\Delta\sigma < 0$ — отрицательным формам рельефа (рис. 12, в и г).

Для оценки равновесия масс коры, сложенной блоками разной плотности, следует использовать определенную гипотезу о распределении масс. Пусть компенсирующие массы образуются изменением положения одной компенсирующей границы с заметным контрастом плотности $\Delta\sigma_m$. Если аномальная масса с избытком плотности $\Delta\sigma$ и вертикальной мощностью h расположена в коре, то для сохранения постоянства массы колонки коры необходимо изменение положения компенсирующей границы на величину (рис. 13):

$$\Delta h_k = \Delta\sigma h / \Delta\sigma_m. \quad (2.9)$$

В настоящее время принято рассматривать, что аномальные компенсирующие массы создаются положением границы Мохо. В этих условиях, согласно уравнению (2.9), должно быть увеличение мощности коры под плотным блоком и уменьшение под легким. «Корни» и «антакорни» могут существовать таким образом и без гор, в равнинной области.

Для оценок по формуле (2.9) построена nomogramma, позволяющая найти величину «корня» Δh_k при двух значениях плотности на компенсирующей границе $\Delta\sigma_m = 0,1$ и $0,3$ г/см³. Из рис. 14 видно, что при аномальной плотности массива $\Delta\sigma = 0,2$ г/см³ и его вертикальной мощности 10 км глубина «корня» на компенсирующей границе составит $\Delta h_k = 6,7$ км при $\Delta\sigma_m = 0,3$ г/см³ и $\Delta h_k = 20$ км

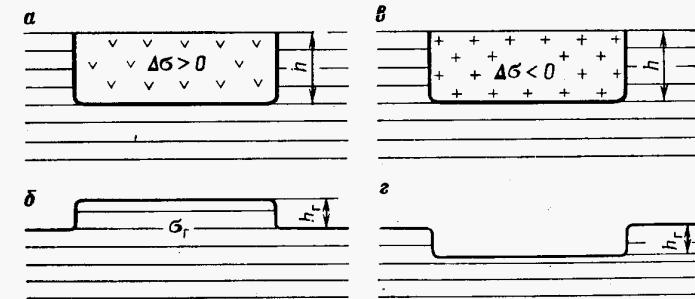


Рис. 12. Схемы для оценки эквивалентности давления рельефа и аномальных масс в коре:

а — массы с избытком плотности; б — положительные формы рельефа; в — массы с недостатком плотности; г — отрицательные формы рельефа

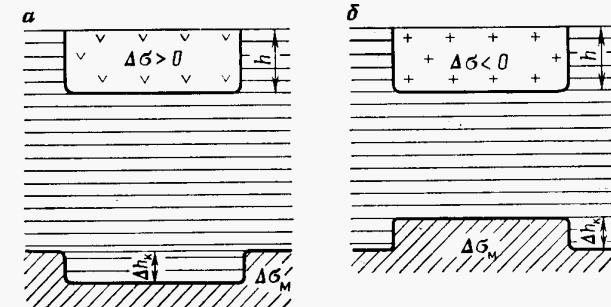


Рис. 13. Схемы для оценки отклонения компенсирующей границы под давлением аномальных масс земной коры

при $\Delta\sigma_m = 0,1$ г/см³. С небольшим изменением формулу (2.9) можно использовать, когда имеются две и более компенсирующие границы.

Не обязательно, чтобы компенсирующие массы были образованы изменением положения структурной границы (см. рис. 13). Например, компенсация может осуществляться за счет изменения плотности масс верхней мантии. Тогда формула (2.9) определяет вертикальную мощность Δh_k области, занятой компенсирующими массами.

Рассматриваемые здесь модели хотя и общеприняты, но несколько искусственны. Представления о том, что кора есть нечто однородное, в которое включены отдельные массивы, часто не могут быть приняты. Во многих случаях есть основания полагать, что пространственно протяженный массив пород является индикатором глубинного строения. Повышенную плотность имеет блок не-

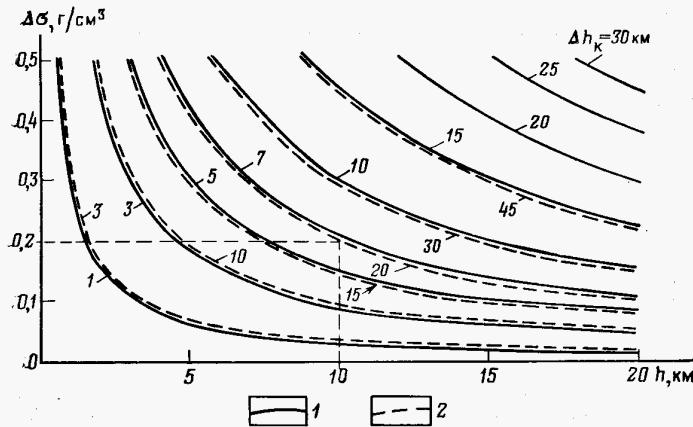


Рис. 14. Номограмма для оценки отклонения структурной границы в коре:
1, 2 — линии величины корня Δh_k соответственно при $\Delta\sigma_m=0,3$ и $\Delta\sigma_m=0,1$ г/см³

только в самой верхней, но и в глубоких его частях. Модели коры можно представить как блоки пород разной плотности и соответственно разной массы. Пусть компенсация происходит за счет изменения положения некоторой границы со скачком плотности. Возможное изменение мощности коры в этом случае удобно оценить иным методом, который можно назвать методом стандартных колонок.

Рассмотрим суть метода. По сейсмическим работам можно найти среднюю мощность коры. По имеющимся геологическим данным и значениям скорости упругих волн можно в качестве первого приближения оценить распределение плотности в коре. Колонку коры, для которой указано не только среднее значение мощности, но также распределение плотности, можно назвать стандартной колонкой коры равнинных областей. Вследствие ряда причин нет возможности характеризовать стандартную колонку и силой тяжести.

Мощность на данном участке может быть найдена по отношению к стандартной колонке, если компенсирующие массы образуются изменением поверхности со скачком плотности $\Delta\sigma_m$. Это позволяет исключить некоторые неизвестные параметры коры. Необходимые формулы легко вывести. Концепция изостазии требует, чтобы была одинаковой масса (на единицу площади) всех колонок до некоторой глубины компенсации H (рис. 15):

$$\int_0^{h_k} \sigma_k(z') dz' + \sigma_m(H - h_k) = \text{const}, \quad (2.10)$$

где h_k — мощность коры; σ_k — ее плотность; σ_m — плотность массы ниже поверхности компенсации; H — глубина компенсации (рис. 15).

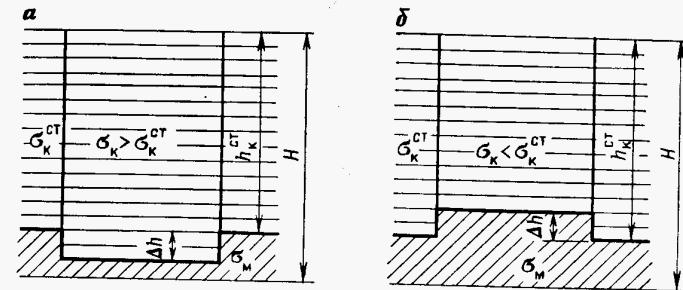


Рис. 15. Схема для оценки мощности коры методом стандартных колонок:
а — блок коры с плотностью $\sigma_k > \sigma_k^{\text{ст}}$; б — блок коры с плотностью $\sigma_k < \sigma_k^{\text{ст}}$

Если $h_{k,\text{ср}}$ — средняя плотность коры, то формулу (2.10) можно переписать в виде

$$\sigma_{k,\text{ср}} h_k + \sigma_m (H - h_k) = \text{const}. \quad (2.11)$$

Чтобы найти h_k , необходимо знать трудноопределяемые величины $\sigma_{k,\text{ср}}$, σ_m и H . Если воспользоваться понятием стандартной колонки, то один из этих параметров, а именно H , можно исключить. В этом заключается преимущество метода стандартных колонок. В самом деле, уравнение, подобное (2.11), можно записать и для стандартной колонки

$$\sigma_{k,\text{ср}}^{\text{ст}} h_{k,\text{ср}}^{\text{ст}} + \sigma_m (H - h_{k,\text{ср}}^{\text{ст}}) = \text{const} \quad (2.12)$$

Если приравнять левые части выражений (2.11) и (2.12), то в результате получим уравнение, не зависящее от H :

$$h_k = \frac{\sigma_m - \sigma_{k,\text{ср}}^{\text{ст}}}{\sigma_m - \sigma_{k,\text{ср}}} \cdot h_{k,\text{ср}}^{\text{ст}}. \quad (2.13)$$

Формула (2.13) позволяет оценивать вертикальную мощность аномального блока коры по известным параметрам.

Часто приходится использовать оценки, полученные по этой формуле, а входящие в нее параметры известны только в некоторых пределах. В этом случае удобно воспользоваться построенной номограммой (рис. 16). На оси абсцисс отложено изменение мощности коры $\Delta h = h_k - h_{k,\text{ср}}^{\text{ст}}$, а на оси ординат $\sigma_{k,\text{ср}}$ — средняя плотность коры. Скачок на компенсирующей границе принят $\sigma_m - \sigma_{k,\text{ср}} = 0,3$ г/см³. Правила пользования ясны из рис. 16. Например, при средней плотности коры $\sigma_{k,\text{ср}} = 3,0$ г/см³, плотности стандартной колонки $\sigma_{k,\text{ср}}^{\text{ст}} = 2,90$ г/см³ и $h_{k,\text{ср}}^{\text{ст}} = 40$ км увеличение мощности коры составляет $\Delta h = h_k - h_{k,\text{ср}}^{\text{ст}} = 13,3$ км.

Приведенные формулы и номограммы позволяют быстро оценить изменение мощности коры, если оно связано с изменением ее плотности. Легко построить номограмму и для меньшего контраста плотности на компенсирующей границе. Таким образом, изменение плотности мантии учитывается изменением контраста на границе Мохо.

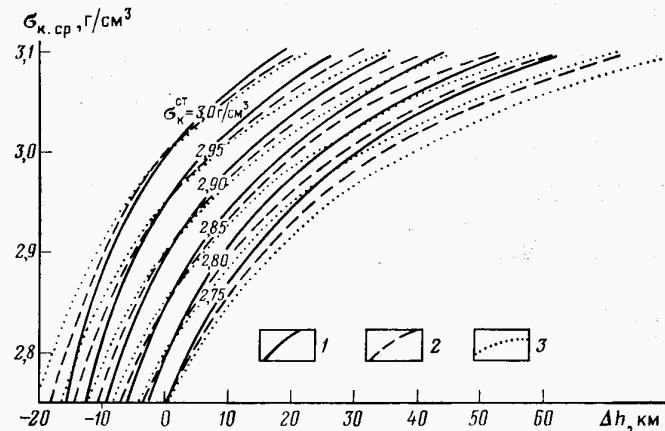


Рис. 16. Номограмма для определения мощности коры методом стандартных колонок:

Средняя мощность стандартной колонки: 1 — 35 км, 2 — 40 км, 3 — 45 км

Метод стандартных колонок важен в методическом отношении, так как из него вытекает, что для оценки равновесия играет роль только средняя плотность коры $\sigma_{k,sp}$. Поэтому могут иметь одинаковую массу колонки с разным распределением плотности и, как следствие, по-разному проявляющиеся в физических полях. Например, плотность коры можно представить изменяющейся линейно с глубиной, т. е. $\sigma_k(z) = \sigma + \beta z$. Очевидно, что масса коры может быть одинакова при разных σ на поверхности и градиенте β :

$$\int_0^{h_k} (\sigma + \beta z') dz'.$$

Это можно иллюстрировать и в цифрах. Например, до глубины 40 км имеют одинаковую массу блоки коры при следующих двух распределениях плотности: $\sigma_1(z) = 2,80 + 0,01z$ и $\sigma_2(z) = 2,85 + 0,0075z$. Если предположить, что возможен больший градиент плотности или на границах внутри коры она изменяется скачком, то значение плотности по поверхности Земли может быть и более низким. Например, обычно низкая плотность осадков при неглубоком залегании фундамента, а высокой плотности метаморфизованных осадков часто соответствует большая глубина докембрийского фундамента. Например, колонка мощностью 15 км имеет одинаковую массу при следующих двух распределениях плотности: а) плотность 2,60 г/см³ до глубины 12 км и 2,70 г/см³ от 12 до 15 км; б) плотность 2,4 г/см³ до 7,3 км, а 2,70 г/см³ до глубины 15 км.

Понятно, что выравниванию давления в коре могут способствовать интервалы инверсии плотности или изменения ее градиента. Поэтому, если, например, под участком пород высокой плотности не увеличивается мощность коры, то это может быть одним из при-

знаков уменьшения плотности внутри коры (рис. 17, а). На рис. 17, б показано, что низкая плотность в верхней части компенсируется увеличением массы коры.

Для рассмотренных простейших случаев компенсации масс коры равнинных областей характерно, что распределению аномальной массы соответствует одна компенсирующая противоположного знака. Причем большей частью принимается, что компенсирующие массы образованы изменением положения границы Мохо, а плотность мантии предполагается постоянной. По этой схеме компенсации положение границы Мохо в зависимости от знака компенсирующих масс является важнейшим структурным признаком существования равновесия.

Схемы компенсации можно усложнить за счет изменения плотности мантии или введения нескольких компенсирующих масс. Например, мощность коры не изменится, если большей средней плотности колонки (рис. 18, а) будет соответствовать небольшое понижение плотности мантии. Противоположный случай увеличения плотности мантии под облегченной колонкой показан на рис. 18, б.

Изменением плотности коры и мантии можно построить модели и с другими схемами компенсации, в частности такие, в которых нет отчетливо выраженного скачка на границе Мохо и плотность коры плавно переходит к плотности мантии. Можно разместить в верхней мантии несколько компенсирующих масс, например в виде контактных поверхностей или областей аномальной компенсирующей плотности.

Отметим, что для моделей с различными схемами компенсации (см. рис. 13, 15, 17, 18) вычислены также значения поля силы тяжести. Но по графикам поля, как правило, не удается указать способы компенсаций поверхностных масс глубинными.

Состояние изученности изостазии равнинных областей таково, что пока следует рассматривать только самые простые случаи распределения масс в коре и верхней мантии. По мере накопления фактических данных могут быть уточнены используемые модели компенсации. Следует подчеркнуть, что при практическом изучении равновесия наибольшую трудность вызывает выбор глубины компенсации H . Имеющиеся предложения охватили уже весь возможный диапазон — от 60 до 400—500 км, т. е. до глубины, на которой по сейсмологическим данным еще заметна неоднородность мантии. Если выбирать единую для всей Земли глубину компенсации H , до которой все вертикальные колонки имеют одинаковую массу, то H должна быть действительно большой, не менее 500 км. Но при выборе такой величины H мало что известно о плотности масс на больших глубинах, поэтому выводы о равновесии в этом случае становятся неопределенными.

В настоящее время равновесие коры оценивается в пределах небольших районов. В этих условиях можно исходить не из единой для всей Земли глубины H , а задать или найти ту, желательно даже наименьшую глубину, до которой массы колонок коры изучаемого района примерно одинаковые. Так как современные схемы

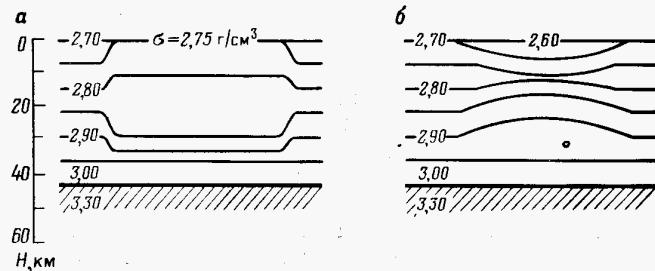


Рис. 17. Схемы, иллюстрирующие изостатическую компенсацию масс без изменения мощности коры путем уменьшения (а) и увеличения плотности (б) внутри коры

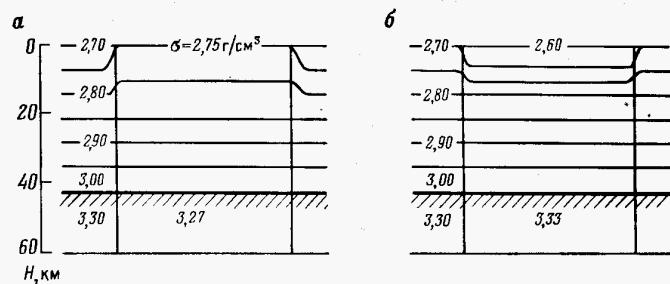


Рис. 18. Схемы, иллюстрирующие изостатическую компенсацию масс при уменьшении (а) и увеличении (б) плотности мантии

компенсации большое место отводят компенсирующим массам границы Мохо, а также верхней мантии, то величина H должна превышать максимальную мощность коры района. При построении плотностных моделей технически удобно принимать величину H равной 60 или 70 км. По существу, до этой глубины нами построены модели земной коры и мантии в данной работе. Отметим, что можно строить плотностные модели и оценивать массу колонок последовательно до глубин H_1, H_2, H_3, \dots . Тогда оценка изостатического равновесия будет также своеобразным методом изучения неоднородности коры.

В заключении раздела можно сделать следующие выводы.

1. Основное положение изостазии о равенстве масс вертикальных колонок легко обобщается на случай равнинных областей. Аномальная плотность коры должна учитываться как источник существенного дополнительного давления при изучении изостатического равновесия.

2. В настоящее время общеприняты схемы, в которых одна аномальная масса коры компенсируется аномальной массой противоположного знака, образованной одной или несколькими структур-

ными границами. Важнейшей из компенсирующих границ принимается граница Мохо. Из оценок следует, что распределение плотности коры может привести согласно изостазии к появлению достаточно больших «корней» и «антакорней» коры в равнинных областях.

3. Изучение физико-геологических условий показывает, что при детальных изостатических исследованиях следует вводить другие схемы компенсации, включающие изменения плотности не только коры, но и мантии. Причем в колонке приходится рассматривать несколько аномальных масс разного знака. Часто они располагаются так, что значительно выравнивается масса уже в верхней части коры. Но в условиях все еще недостаточной изученности распределения по вертикали плотности пока нет необходимости и возможности использовать очень сложные модели компенсации масс в условиях изостатического равновесия.

2.2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ

На современном этапе исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии значительное внимание уделяется оценкам изостатического равновесия. Эти оценки важны как для прогноза и построения плотностных моделей, удовлетворяющих дополнительным условиям, так и для поисков причин и следствий тектонических движений и выяснения сути механизма изостазии. В этих условиях актуальна проблема разработки и оценки области применения методов изучения изостатического равновесия коры и верхней мантии. Для горных областей существует сложившаяся методика изучения изостазий, хотя с современных позиций ряд положений методики подлежит уточнению или пересмотру. Но в данной работе основное внимание уделено равнинным областям, для которых методы начали складываться только в последние годы [7].

Из предыдущего раздела следует, что оценка изостатического равновесия выполняется путем изучения распределения плотности в земной коре и верхней мантии. Поэтому изостатическое равновесие можно изучать на основе решения обратной задачи гравиметрии. В связи с известными трудностями и неоднозначностью решения обратной задачи, а также тем, что часто достаточно оценить только общую массу колонки, можно использовать ряд методов косвенной оценки распределения плотности или массы колонки. Так как концепция изостазии признает ведущую роль плотности во многих процессах в земной коре, то могут быть найдены общие черты строения блоков коры и верхней мантии, которые должны проявиться независимо от специфики геологических условий конкретного участка. В связи со сложностью проблемы полезны методы, которые не только дают количественную оценку, но и приводят к заключениям качественного характера.

Необходимо отметить, что наиболее точно вычисляется масса M колонки по известному распределению плотности σ_k в земной

коре и σ_m в верхней мантии. В самом деле, по заданной плотности $\sigma(z)$ массу колонки мощностью H , включающей кору мощностью h_k , легко найти

$$M = \int_0^{h_k} \sigma_k(z') dz' + \int_{h_k}^H \sigma_m(z) dz. \quad (2.14)$$

Распределение плотности в земной коре редко известно с необходимой точностью. Поэтому обсуждаемый метод используется как решение прямой задачи, когда распределение масс задано. Например, средняя мощность земной коры Украинского щита оценена в 41 км [7]. Кроме того, средняя плотность пород на поверхности щита составляет около 2,70 г/см³. Если плотность возрастает до 3,0 г/см³ у основания коры, а плотность мантии составляет 3,30 г/см³, то с помощью формулы (2.14) легко подсчитать, что удельная масса средней колонки коры щита составляет $12 \cdot 10^7$ кг/м², а колонки до глубины в 60 км — уже $18 \cdot 10^7$ кг/м². Часто можно предполагать и более резкое увеличение плотности в коре — до 3,20 г/см³ в основании коры со скачком в 0,10 г/см³ на границе Мохо. Тогда масса стандартной колонки коры составит $12,4 \times 10^7$ кг/м², а до глубины в 60 км — $18,4 \cdot 10^7$ кг/м². Если раньше было принято рассматривать $10 \cdot 10^8$ Па как среднее давление на границе Мохо, то сейчас это значение в пределах докембрийского щита следует повысить до $(12-12,5) \cdot 10^8$ Па. Конечно, в связи с изменением положения границы Мохо значение давления на ней изменяется. Пусть, например, мощность коры достигает 55 км в равнинной области. Будем полагать, что до глубины 60 км масса ее колонки совпадает с той, что найдена для стандартной. Легко оценить, что средняя плотность коры должна возрасти до 2,90—3,04 г/см³ и давление на границе Мохо будет достигать огромной величины в $(16,3-16,8) \cdot 10^8$ Па.

Для сохранения изостатического равновесия мощность коры в 30 км может быть достигнута при уменьшении ее плотности до 2,70—2,83 г/см³. Тогда давление на границе Мохо составит только $(8,1-8,5) \cdot 10^8$ Па. Несомненно, что это крайние значения для давления. Возможно, что его действительное значение заключено в более узких пределах $(10-14) \cdot 10^8$ Па. Тем более что нуждаются в дополнительном подтверждении очень малые (25—30 км) и очень большие (55—60 км) мощности коры равнинных областей [35, 42].

Таким образом, оценка равновесия коры по известному распределению плотности — это прямой метод теоретических исследований. Его применение на практике затруднено из-за отсутствия данных о распределении плотности. Следует иметь в виду, что в последние годы получило широкое распространение построение плотностных моделей земной коры и верхней мантии. В этом случае после построения модели следует вычислить с интервалом Δx массу вертикальных колонок до некоторой глубины H . Наиболее часто плотностные модели строятся до глубин 60, 80 или 100 км.

Для примера на рис. 19 приведена плотностная модель земной коры и верхней мантии на профиле Черное море — Воронежский

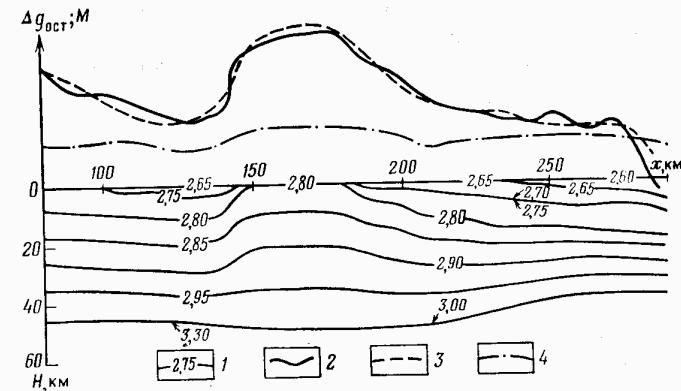


Рис. 19. Результаты подбора плотностной модели на профиле I ГСЗ, пересекающим Волчанский максимум:

1 — изолинии плотности в г/см³; графики: 2 — остаточного поля силы тяжести, 3 — вычисленного поля; 4 — удельной массы вертикальных колонок

массив [42]. По формуле (2.14) через интервал $\Delta x=10$ км вычислена масса M и изображена в виде графика. Максимальные изменения величины M в пределах профиля около 1,2 %, и можно считать, что массы находятся в равновесии. Следует также обратить внимание на то, что профиль пересекает интенсивный Волчанский максимум силы тяжести, вызванный изменением плотности в земной коре. Но наличие аномального изменения плотности коры и интенсивного максимума силы тяжести не приводит к резким колебаниям массы колонок, так как, согласно формуле (2.9), аномальной массе коры соответствует компенсирующий прогиб границы Мохо. Отметим, что вычисление массы M колонки плотностной модели земной коры и верхней мантии полезно и необходимо в связи с тем, что обычно участки избытка или недостатка массы M являются чрезвычайно интересными с точки зрения геолого-геофизических особенностей строения или развития земной коры и верхней мантии.

При построении плотностных моделей можно заранее предполагать, что земная кора и верхняя мантия находятся в состоянии изостатического равновесия. Тогда при подборе плотностной модели необходимо добавить дополнительное условие, чтобы на данном участке масса вертикальной колонки находилась в пределах

$$M_h < \int_{h_r}^H \sigma(z') dz' \leq M_b. \quad (2.15)$$

Построение с этим условием следует рассматривать только как один из возможных вариантов, так как условие (2.15) может существенно исказить действительное распределение плотности модели, если в пределах района гипотеза изостазии не соблюдается.

Гравиметрический метод изучения равновесия масс коры является основным со временем развития идеи изостазии [1, 2, 7]. Для горных областей обосновывается или выбирается схема компенсации и вычисляются поправки за влияние компенсирующих масс [1]. Нередко учитываются также неоднородности верхней части коры. Небольшое значение аномалии в какой-либо изостатической редукции принимается за признак существования изостатического равновесия. В равнинных областях метод изостатических редукций не применяется. Наиболее подходящим было бы нахождение распределения плотности из решения обратной гравиметрической задачи с последующей оценкой массы колонки, как показано выше. Трудности решения обратной задачи с целью построения плотностных моделей заставляют искать косвенные оценки, минуя этап построения плотностных моделей. При этом необходимо не только оценить равновесие, но и способы его осуществления в конкретной ситуации.

Один из косвенных подходов к оценке изостатического равновесия заключается в качественном анализе характера поля силы тяжести. Анализ выполнялся М. Е. Артемьевым, Ю. А. Зориным и др. В каждой вертикальной колонке до уровня компенсации H сумма аномальных масс, находящихся в изостатическом равновесии, равна нулю (см. раздел 2.1):

$$\int_0^H \Delta\sigma(z') dz' = 0. \quad (2.4')$$

Отсюда следует, что двойной интеграл от аномалии силы тяжести Δg по S на поверхности Земли, определяющий аномальную массу, равен нулю:

$$\iint_S \Delta g dS = 0, \quad (2.16)$$

или для двухмерных масс

$$\int_{-\infty}^{\infty} \Delta g dx = 0. \quad (2.17)$$

Это условие может быть достигнуто при разном виде аномалии Δg . В одном случае (левая часть рис. 20) компенсируются изменения плотности и соответствующие им поля, т. е. $\Delta g = 0$, или с учетом неизвестного уровня поля $\Delta g = \text{const}$. Поэтому небольшие аномалии Буге в пределах некоторой территории принимаются за признак изостатического равновесия. Конечно, признак не является однозначным. В. Н. Страхов показал, что близкая к постоянной аномалия может быть над неуравновешенным блоком.

В случае блокового строения (правая часть рис. 20), из условия (2.17) вытекает следующий качественный характер графиков силы тяжести — максимумы Δg окаймлены минимумами, а минимумы — максимумами. Во многих работах путем моделирования изучены особенности полей для изостатически уравновешенных блоков коры материков и океанических бассейнов.

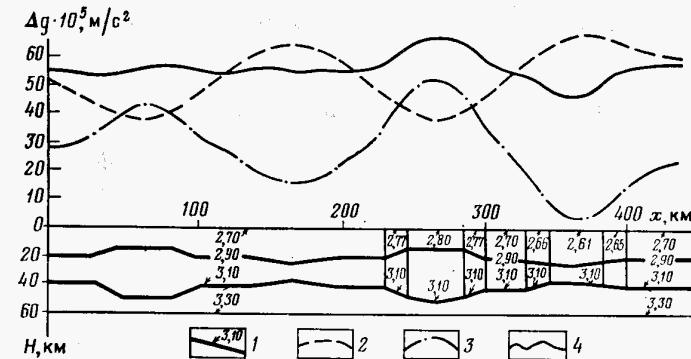


Рис. 20. Теоретическая изостатически компенсированная модель с полной и частичной компенсацией поля силы тяжести:
1 — значения плотности; графики Δg , вызванные: 2 — границей Мохос, 3 — массами земной коры, 4 — суммарное поле

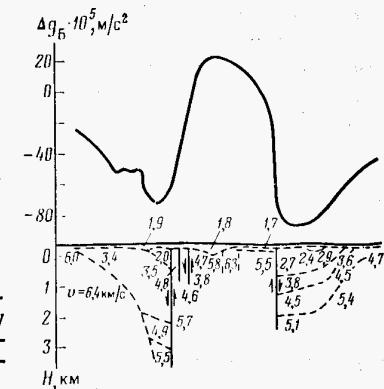


Рис. 21. График силы тяжести и сейсмический разрез по профилю, пересекающему Срединнооконтинентальный максимум (составлено по Л. Оуколе, Р. Мейеру, К. Крадуку и др.)

Отметим, что действительно часто рядом с измеренными аномалиями силы тяжести имеются соседние аномалии противоположного знака. Но нельзя считать доказанным, что сопутствующие аномалии вызваны глубокими компенсирующими массами. Более того, при детальном изучении оказывается, что этим аномалиям соответствуют геологические неоднородности в верхней части коры. Рассмотрим характерный пример. Профиль в равнинной части Северной Америки пересекает известный Срединнооконтинентальный максимум силы тяжести, исследованный Л. Оуколе и Р. Мейером. На графике (рис. 21) выделяется интенсивный максимум, окруженный минимумами. Но нет данных о прямой связи минимумов с возможным влиянием прогиба Мохос под центральным блоком. Дело в том, что аномальные отклонения поля силы тяжести удовлетворительно качественно и количественно объясняются

влиянием масс коры до глубины 30 км. Эта интерпретация, по существу, подтверждена детальными сейсмическими работами Г. Муни и др. Породы, в которых скорость распространения волн повышенная, окружены осадочными с низкими значениями скорости. Возможно, под плотным блоком коры имеется прогиб границы Мохо, но его вклад в измеренное поле Δg небольшой и не выделен.

Отчетливая корреляция аномалий силы тяжести с литологическим составом и плотностью пород из верхней части коры наблюдается повсеместно в равнинных областях УССР. Типичный график остаточного поля Δg на одном из профилей в пределах докембрийского щита показан на рис. 22. Здесь максимуму Δg соответствует насыщение коры типичным комплексом пород зеленокаменных поясов, а соседним минимумам — граниты и мигматиты. Там же показан результат подбора поля Δg массами горизонтального слоя мощностью 10 км. Подобранное значение плотности близко к усредненному значению для массивов пород такого геологического строения. Поэтому здесь невозможно отнести сопутствующие минимумы за счет прогиба границы Мохо под блоком плотных пород.

Аналогично обстоит дело и в районах развития большой толщи осадков. Например, в Донбассе поле Δg имеет максимум над центральной и южной частями прогиба и минимум на северной окраине. Кроме того, уровень поля на Воронежском массиве ниже, чем на Украинском щите (рис. 23). Такое сочетание сближенных максимума и минимума характерно для окраин континентов, островных дуг и связанных с ними впадин [1, 3, 6]. Причем появление связанных между собой максимума и минимума интерпретируется обычно влиянием резкого изменения положения границы Мохо, как показано в работах Ф. Гельмерта и др. В Донбассе (см. рис. 23) поведение границы Мохо плавное, без существенных скачков. Поэтому граница Мохо не имеет прямого отношения к аномальным изменениям поля. Аномалия в виде сближенного максимума и минимума хорошо коррелируется с плотностью пород верхней части коры.

Изложенное выше позволяет заключить, что критерий равновесия коры и мантии по форме аномалий Δg соответствует определенной теоретической модели. Но этот критерий остался недоказанным для реальных физико-геологических условий континентальных равнинных областей. Более того, примеры в достаточно хорошо изученных условиях показывают, что критерий применить не удается. Часто можно качественно прогнозировать состояние коры по величине или характеру поля силы тяжести с помощью изученных или подмеченных соотношений. Но действительно ли в данной точке происходит увеличение или уменьшение мощности коры и насколько кора стремится к равновесию, этого определенно по полю силы тяжести сказать нельзя.

При изучении изостатического равновесия важным является вопрос о минимальном размере блока коры, который может неза-

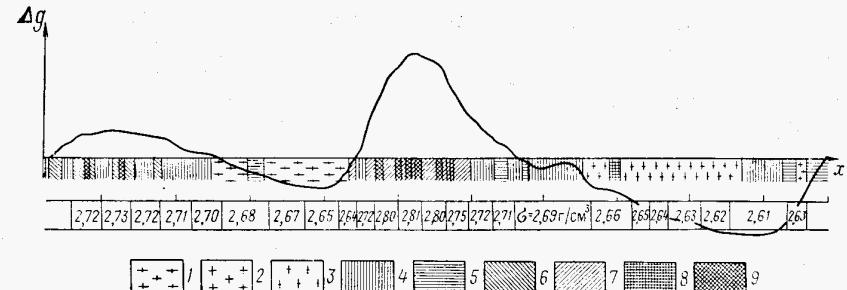


Рис. 22. Типичный график остаточной аномалии силы тяжести, геологический разрез и подобранный плотностная модель горизонтального слоя на профиле в пределах Украинского щита:

1—3 — граниты; 4 — мигматиты; 5 — гнейсы; 6 — гранодиориты; 7 — чарнокиты; 8 — диабазы; 9 — амфиболиты

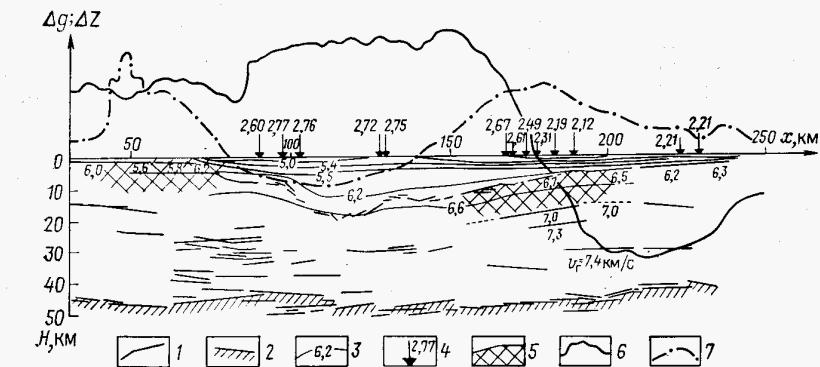


Рис. 23. Схематизированный сейсмический разрез (по М. И. Бородулину и М. Т. Хохлову) и геофизические поля по профилю XI ГСЗ:

1 — сейсмические площадки; 2 — площадки, отождествляемые с границей Мохо; 3 — изолинии скорости в км/с; 4 — значения плотности осадочных пород в г/см³; 5 — намагниченные блоки; графики поля: 6 — остаточного силы тяжести, 7 — магнитного

висимо перемещаться. Это трудный вопрос, так как решение зависит не только от величины блоков, но и от интенсивности тектонических напряжений. При поиске путей решения этого вопроса можно использовать косвенные методы, основанные на анализе поля силы тяжести.

В пределах Украинского щита выполнен анализ ширины максимумов и минимумов вдоль широтных профилей (параллелей), стоящих друг от друга на 40' дуги. За нулевой уровень поля принято его среднее значение. Результаты приведены на рис. 24. Оказалось, что ширина максимумов $l_+ = 50$ км и минимумов $l_- = 69$ км, а средняя ширина аномальных отклонений поля $l_{cp} = 58$ км. Для

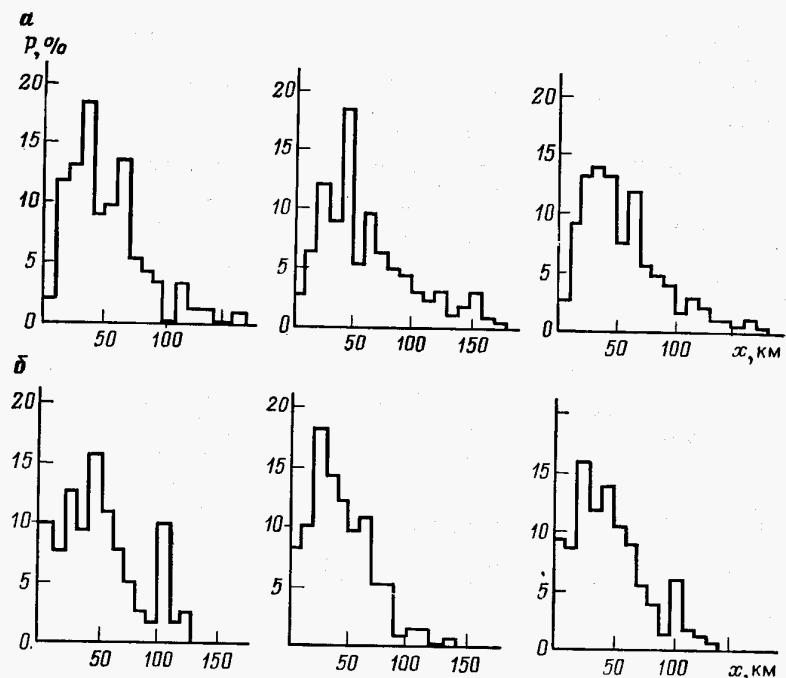


Рис. 24. Гистограммы ширины максимумов, минимумов и средних значений ширины аномалий силы тяжести для Украинского щита (а) и Воронежского массива (б)

контроля выполнен анализ относительно смещенного уровня $\Delta g_{\text{ср}} = 5 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Оказалось, что ширина максимумов $l_+ = 52 \text{ км}$, ширина минимумов $l_- = 49 \text{ км}$, а средняя величина $l_{\text{ср}} = 51 \text{ км}$ (см. рис. 24, а). Такой же анализ выполнен и для Воронежского массива. За его контур условно принята изогипса — 300 м. Ширина максимумов здесь $l_+ = 50 \text{ км}$, минимумов $l_- = 43 \text{ км}$, а средняя ширина аномалий $l_{\text{ср}} = 48 \text{ км}$ (см. рис. 24, б).

Подобные закономерности наблюдаются и на других территориях. Таким образом, среди аномалий силы тяжести наиболее четко выражена аномалия шириной 50—60 км. Отсюда можно заключить, что среди аномальных масс в коре преобладают блоки шириной 50—60 км. Специальные исследования [7] показали, что ширина отклонений границы Мохо также находится в этих пределах. Блоки коры шириной 50—60 км являются по существу элементарными и поэтому отражаются в поле силы тяжести и в колебаниях границы Мохо. Несомненно, блоки этого размера должны проявляться также при изостатическом равновесии коры. Так как ширина максимумов и минимумов измерялась вдоль параллелей, а многие аномалии силы тяжести в пределах рассматриваемой тер-

ритории простираются в северо-западном направлении, то ширина аномалий силы тяжести вкрест их простирания может быть немного меньше. На указанные размеры блоков необходимо ориентироваться не только при их выделении в поле силы тяжести, но и при прогнозе изменений границы Мохо в условиях изостатического равновесия.

К. Ф. Тяпкин [17, 38] первым обратил внимание на то, что в поле силы тяжести Украинского щита выделяются блоки примерно одинакового размера $140 \times 140 \text{ км}$, а также $70 \times 70 \text{ км}$. Но они заметно превышают размеры указанных выше.

В заключение отметим, что возможности отдельно взятого гравиметрического метода при изучении изостатического равновесия земной коры равнинных областей ограничены. Но его применение в комплексе с другими методами, как увидим ниже, оказывается чрезвычайно полезным и необходимым.

В последние годы при оценке равновесия масс коры и верхней мантии используется сейсмический метод, как самостоятельно, так и с другими методами [25, 35]. Возможности изучения равновесия масс по сейсмическим данным представляются настолько значительными, что Д. Холл ввел понятие о сейсмоизостатическом методе. При известной скорости можно использовать преимущества прямого метода подсчета массы колонки, если принять некоторую зависимость $\sigma = \sigma(v)$, например линейную $\sigma(z') = av(z') + b$ между плотностью σ и скоростью v распространения волн:

$$M = \int_0^H \sigma(v) dz' = \int_0^H (av(z') + b) dz'. \quad (2.18)$$

Часто известна только средняя скорость $v_{\text{ср}}$ в колонке до глубины H . Тогда при линейной зависимости $\sigma = av + b$ между скоростью и плотностью σ массу колонки можно найти по формуле

$$M = (av_{\text{ср}} + b) H. \quad (2.19)$$

Несомненно, что по мере расширения объема сейсмических исследований и усовершенствования методов их интерпретации, в результате которой получают распределения скорости, интерес к сейсмоизостатическому методу будет возрастать. Но проведенное исследование показало, что он будет давать заслуживающие доверия результаты только при устойчивых или достоверно установленных зависимостях между скоростью и плотностью.

Так, при оценке изостатического равновесия коры Донбасса сейсмоизостатическим методом на профиле XI ГСЗ построено распределение скорости распространения волн в верхней части коры [4]. На рис. 22 видно, что скорость в осадках заметно ниже, поэтому одноименные изолинии скорости в пределах Донбасса расположены на 5—8 км глубже, чем на прилегающих участках Украинского щита и Воронежского массива. При вычислении плотности по зависимости $\sigma(v)$ оказывается, что на одинаковых горизонтах коры вычисленная плотность осадков по крайней мере на

0,05—0,10 г/см³ меньше, чем пород докембрийского фундамента. Так как мощность слоя пониженной скорости в Донбассе достигает по некоторым оценкам огромного значения (15 км и более), можно по формуле (2.9) оценить, что в случае изостатического равновесия следует ожидать заметного, по крайней мере до 5 км, уменьшения мощности коры из-за недостатка масс в ее верхней части. Но из рис. 23 видно, что подъема границы Мохо под впадиной нет и в центральной части на расстоянии 110—160 км от начала профиля имеется прогиб границы Мохо амплитудой не менее 5—7 км по сравнению со средней мощностью коры [4].

Вывод о резком нарушении равновесия масс в этой части Донбасса был бы преждевременным. Дело в том, что плотность палеозойских пород в центральной и южной частях Донбасса по результатам измерений составляет 2,75—2,78 г/см³. Так как средняя плотность кристаллических пород щита близка к 2,70 г/см³, плотность пород карбона здесь близка к плотности кристаллических пород, а часто даже превышает ее. Это и отмечается отчетливым максимумом силы тяжести над центральным и южным Донбассом (см. рис. 23). Поэтому не с недостатком, а с избытком масс плотных осадков согласно идеям изостазии можно связывать небольшой прогиб границы Мохо под Донбассом на этом профиле.

Изучение практических материалов показывает, что положение границы Мохо можно связать с аномальным давлением масс коры согласно развитым идеям изостазии. Но если формально оценивать массу колонки по распределению скорости в земной коре, то можно прийти к заведомо неправильному результату. Основная трудность состоит здесь в переходе от скоростной к плотностной модели земной коры. Можно ожидать большей эффективности сейсмоизостатического метода в условиях докембрийского щита. Но и здесь могут существовать области отклонения от пропорциональной зависимости между скоростью и плотностью.

В структурном подходе изучается поведение некоторых границ в земной коре, поверхности фундамента, Мохо и др. О положении границ в коре можно судить не только по данным сейсмического, но бурения и других геофизических методов. Оценки равновесия масс также имеют качественный характер. Они основываются большей частью на том, что распределение масс земной коры и верхней мантии в определенной мере описывается структурными границами. Например, если под отрицательной структурной формой (бассейн, впадина) сейсмическим методом зафиксирован подъем границы Мохо, то признается качественно, что этот участок коры находится в равновесии. Именно такой характер границы Мохо обнаруживается почти на всех профилях, пересекающих Днепровско-Донецкую впадину, заполненную относительно легкими породами [35, 41]. В этих условиях, согласно формуле (2.9), недостаток масс верхней части коры должен компенсироваться подъемом тяжелых масс верхней мантии.

Оценим возможное уменьшение мощности коры в условиях осадочного бассейна. Пусть вертикальная мощность бассейна 10 км

и плотность осадков на 0,15 г/см³ меньше плотности соседних масс фундамента. Если принять, что скачок плотности на компенсирующей границе Мохо составляет 0,30 г/см³, то по формуле (2.9) или nomogramme на рис. 14 можно оценить, что подъем границы Мохо составит около 5 км. По-видимому, это минимальная величина «антакорня» Δh_k . Так как мощность осадков глубокого бассейна достигает 15 км, а иногда и больше, контраст плотности на границе Мохо может быть меньше, в осадочном бассейне величина антикорня Δh_k может достигать 10 км. Поскольку средняя мощность коры щита составляет примерно 40 км, в области осадочных бассейнов мощность коры может уменьшаться до 30 км. Выделим как отдельный тип земную кору осадочного бассейна, под которым фундамент не уплотнен, и назовем его «легкой» корой.

Аналог этого типа легкой коры должен существовать и на докембрийских щитах, где в верхней части коры имеются области развития пород гранито-гнейсового состава небольшой плотности (2,60—2,65 г/см³). Д. Холл первым обнаружил утонение коры в районе гранито-гнейсового пояса Инглиш Ривер на Канадском щите. При анализе изостатического равновесия коры Украинского щита определены участки этого типа в районах развития гранитов и гнейсов [7].

Некоторые исследователи пришли к убеждению, что практически всем отрицательным структурным формам верхней части коры должен соответствовать «антакорень». Иногда при этом приводятся ссылки на возраст впадины, историю формирования или время тектогенеза. Но поведение структурных линий в оценке изостатического равновесия можно использовать в случае, если оно связано с распределением плотности в коре и верхней мантии. Это можно видеть из рассмотренного выше примера для Донбасса, где часто нет заметного «антакорня» под впадиной. Кроме того, в осадочных бассейнах на равновесии масс может оказаться избыточная масса захороненных блоков «тяжелой» коры.

Таким образом, результаты сейсмического метода полезно и необходимо использовать при оценке изостазии коры и верхней мантии совместно с другими методами. Поэтому оценки часто привязаны к профилям ГСЗ в пределах Украинского щита и Донбасса. Но самостоятельное применение метода может привести к ошибкам даже при детальных исследованиях.

Практический опыт показал, что достоверные оценки равновесия можно получить путем использования данных комплекса геофизических и геологических методов (см. гл. 6). Выполним анализ комплекса данных геологических и геофизических методов для оценки изостатического равновесия на примерах докембрийского щита. В пределах Самарско-Волчанского выступа Украинского щита расположен обширный по площади и интенсивный Волчанский максимум силы тяжести (рис. 25). Изучение его геологической природы, как и соседних с ним, показало, что уже с поверхности фундамента увеличена средняя плотность неоднородных по составу пород докембрия. Увеличение плотности достигается за

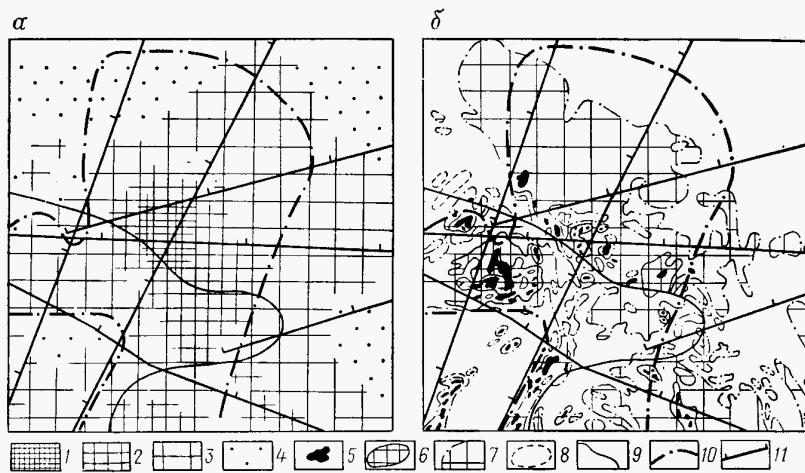


Рис. 25. Схемы гравитационного (а) и магнитного (б) полей в пределах Самарско-Волчанского выступа Украинского щита:
1—4 — относительное увеличение гравитационного поля; 5—8 — относительное увеличение магнитного поля; 9 — условный контур щита; 10 — контур области увеличенной мощности коры; 11 — профили ГСЗ

счет насыщения коры породами зеленокаменных поясов разных групп — от осадочной до ультрамафической. Кроме того, распространены гнейсы и мигматиты с повышенной плотностью.

Волчанский максимум пересечен с юга на север первым на Украине профилем ГСЗ [35]. Был обнаружен отчетливый прогиб границы Мохо в области максимума. На основании этих результатов сделаны выводы не только о стремлении масс коры к равновесию, но также о способе компенсации масс. Максимумы силы тяжести отражают блоки плотной коры, которым соответствует увеличение мощности коры. Развиваемый здесь подход при анализе структуры коры на этом профиле состоит в том, что увеличенная мощность коры в пределах Самарско-Волчанского выступа рассматривается как закономерное следствие изостатического равновесия. Ряд исследователей считают, что увеличение мощности коры в пределах областей развития пород зеленокаменных поясов следует связывать с сохранившимися «корнями» эродированных гор и, таким образом, с нарушением изостатического равновесия.

Кора рассматриваемого здесь типа названа корой зеленокаменных поясов применительно к участкам на щите или «тяжелой» корой, если речь идет о плотном блоке коры любого типа [7]. Поэтому обширные и интенсивные максимумы силы тяжести приняты в качестве одного из характерных признаков увеличения мощности коры в условиях изостатического равновесия. Конечно, возможно искажение поля силы тяжести за счет гранитизации пород верхней части коры.

Анализ магнитного поля в окрестности профиля ГСЗ Черное море — Воронежский массив, а также профиля Днепропетровск — Кировоград показал, что скачки границы Мохо происходят всякий раз, когда на самом профиле или в его ближайшей окрестности резко возрастают интенсивность и изрезанность магнитного поля. Интенсивное и изрезанное магнитное поле часто можно принять за один из признаков увеличения мощности коры зеленокаменных поясов. При сглаживании поля и изображении в мелком масштабе интенсивные и изрезанные магнитные аномалии имеют вид плавных региональных аномалий. Именно такой характер поля обнаруживается в области Волчанского максимума (см. рис. 25). В. Б. Соллогуб принимал, что признаком увеличения мощности коры являются интенсивные полосовые магнитные аномалии. Подробный анализ связи интенсивности сглаженных региональных магнитных аномалий с глубиной до границы Мохо выполнен в работах З. А. Крутиховской [23].

В последние годы Волчанский максимум силы тяжести пересечен семью профилями ГСЗ. Интерпретация сейсмических наблюдений выполнена В. Б. Соллогубом, Н. И. Павленковой, М. И. Бородулиным, А. А. Трипольским и др. [35]. На рис. 25 на каждом профиле выделена граница области, в пределах которой увеличена мощность коры. Выделенная таким путем область относительного увеличения коры пространственно соответствует максимуму силы тяжести (см. рис. 25, а), а также увеличению интенсивности и изрезанности магнитного поля (рис. 25, б). Севернее границы выделенной области подъем границы Мохо связан с увеличением мощности осадочных пород в Днепровско-Донецкой впадине.

В других частях Украинского щита интенсивное и изрезанное магнитное поле также отражает строение коры зеленокаменных поясов. Например, профиль Кировоград — Могилев-Подольский [35] пересекает Побужский блок коры, который характеризуется не только повышенным полем силы тяжести, но и интенсивным и изрезанным магнитным. Важной составной частью Побужского блока является Голованевская структура, выделенная Г. К. Кужеловым. Структуре соответствует Голованевский максимум силы тяжести. Строение коры в области максимума изучено рядом исследователей. О. Б. Гинтов считает, что в этом приподнятом и эродированном блоке коры граница Мохо также приподнята. Эта позиция основывается на допущении, что граница Мохо — фиксированная структурная граница. Если границу Мохо можно рассматривать как компенсирующую, то мощность земной коры должна быть здесь увеличена (см. раздел 2.1). Путем сопоставления характера гравитационного и магнитного полей с результатами сейсмических исследований [35] имеется возможность прогнозировать строение коры и верхней мантии на основе идей изостазии.

На рис. 26 приведены схемы гравитационного и магнитного полей в окрестности указанного профиля. Собственно Голованевский максимум расположен в восточной части территории пример-

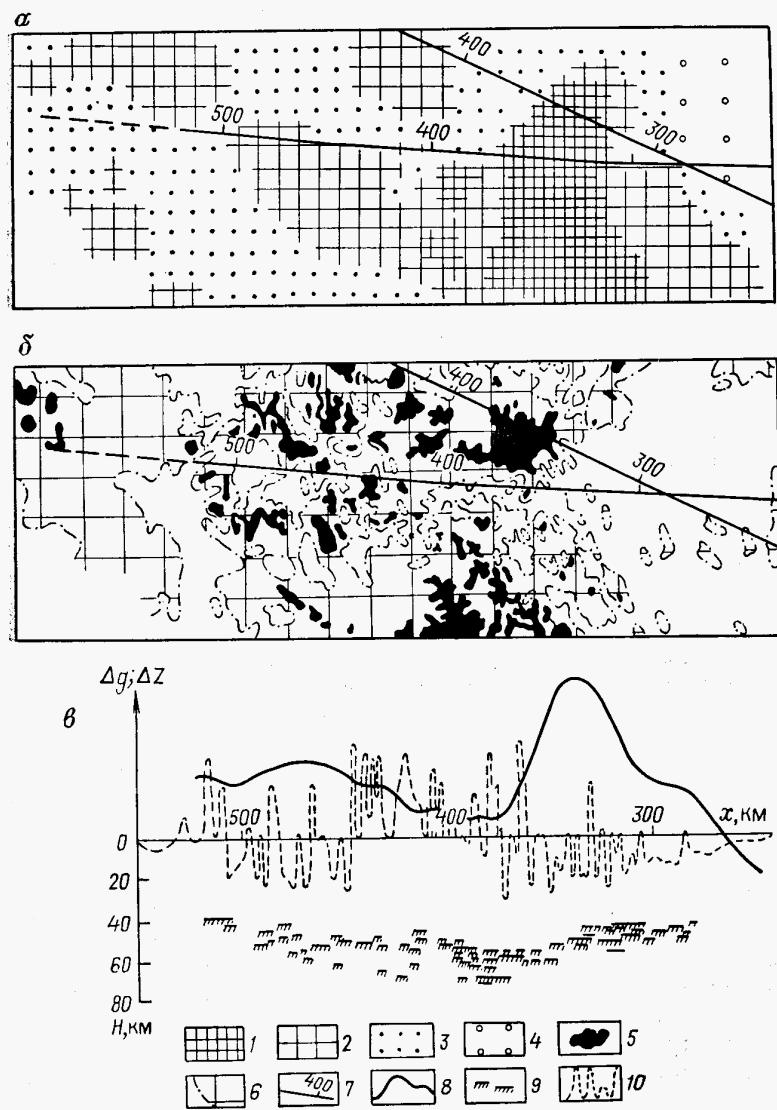


Рис. 26. Схемы полей и результаты ГСЗ для юго-восточной части УССР.

Относительное уменьшение поля:

1—4 — гравитационного, 5, 6 — магнитного, 7 — профиль ГСЗ; 8 — график остаточного поля силы тяжести; 9 — сейсмические площадки из [35]; 10 — график ΔZ

но на 330—380 км профиля. Из схемы (рис. 26, а) видно, что Голованевский максимум занимает только восточную часть сужающегося к югу блока коры, сложенного породами от кислого до ультраосновного состава. Эти породы (рис. 26, б) часто магнитны. Поэтому Побужский блок лучше очерчивается в магнитном поле, причем восточный контакт блока плотных и магнитных пород не совпадает.

Положение границы Мохо по результатам ГСЗ приведено на рис. 26, в. Отражающие площадки, которые отождествляются с границей Мохо, располагаются в слое мощностью 10—20 км. Поэтому трудно решить, какую серию площадок считать границей Мохо. Из рис. 26 видно, что существует довольно четкий прогиб площадок, связанных с границей Мохо, под всем рассматриваемым Побужским блоком по сравнению с его периферией. В этой части Украинского щита связь геофизических полей со строением земной коры и верхней мантии характерна для коры типа зеленокаменных поясов.

Первоначально предполагалось, что увеличение мощности коры должно произойти в области резкого градиента силы тяжести на восточной границе блока. Но из рис. 26, в видно, что отражающие площадки составляют полосу, которая горизонтальна почти до середины Голованевского максимума. Смещение границы Мохо начинается в пределах области увеличения изрезанности и интенсивности магнитного поля и насыщения коры магнитными разностями пород, т. е., по существу, к западу от Голованевского разлома, выделенного по особенностям геофизических полей и картированной петрографическим составом. Создается впечатление, что положение границы Мохо лучше коррелируется с областью распространения основных и ультраосновных пород, а также с интенсивным и изрезанным магнитным полем, чем с особенностями поля силы тяжести.

Физические основы указанной связи еще не изучены. Интенсивное и изрезанное магнитное поле над некоторым блоком может быть отражением повышенного насыщения коры породами зеленокаменных поясов, а также связанными с ними некоторыми типами гнейсов и мигматитов. В этом случае интенсивное и изрезанное магнитное поле косвенно отражает изостатическое равновесие масс. Конечно, равновероятна и другая причина. Если принять, что намагниченность пород довольно резко уменьшается с глубиной, то малая интенсивность магнитных аномалий является признаком, что блок приподнят и эродирован, а интенсивные магнитные аномалии будут отражением того, что блок мало приподнят и эродирован. Большая мощность коры в этом случае показывает, что граница Мохо не переместилась вверх. Интенсивность регионального магнитного поля вполне может быть индикатором уровня эрозионного среза блоков.

Структура коры и верхней мантии может быть и не связана с изостатическим равновесием масс. К сожалению, сейчас нельзя

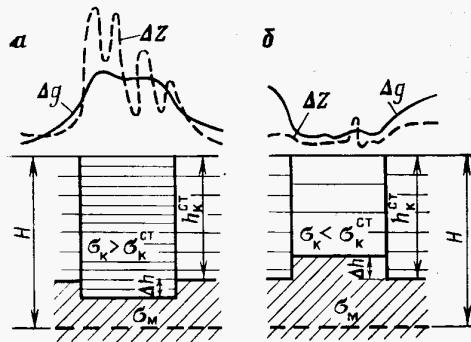


Рис. 27. Основные типы земной коры докембрийского щита:
а — «тяжелая» кора; б — «легкая» кора

выбрать между этими двумя по сути противоположными приемами интерпретации. Но в любом случае следует использовать характер магнитного поля для прогноза строения коры и положения границы Мохо.

На рис. 27 представлены схемы моделей блоков «тяжелой» (рис. 27, а) и «легкой» (рис. 27, б) коры докембрийского щита с характерными особенностями гравитационного и магнитного полей. Горизонтальные размеры блоков, согласно приведенным выше результатам, не могут быть меньше 50—60 км. Границы блоков условно показаны вертикальными.

Метод магниторазведки особенно полезен при выделении блоков коры типа зеленокаменных поясов в пределах осадочных бассейнов, где переменная плотность осадков маскирует влияние фундамента. Интересно отметить, что намагниченные и плотные блоки при погружении фундамента впадин отстают и образуют вали и выступы. Поэтому магнитное поле позволяет качественно прогнозировать поведение рельефа блоков фундамента.

Таким образом, метод магнитометрии дополняет критерии качественного прогноза мощности блоков коры. Но отражает ли критерий действительное состояние изостатического равновесия масс коры и верхней мантии, с определенностью утверждать нельзя.

Анализ возможностей различных методов при изучении изостатического равновесия земной коры равнинных областей позволяет сделать следующие выводы.

1. Количественную оценку массы колонки трудно выполнить по геофизическим данным. В этих условиях не только полезно, но и необходимо развивать методы, доставляющие сведения качественного характера о строении коры, в том числе о ее изостатическом равновесии.

2. Наиболее достоверные оценки о строении земной коры получаются в результате анализа комплекса методов — глубинного сейсмического зондирования, гравитационного и магнитного полей, а также геологических данных.

3. Количественные оценки изостатического равновесия играют все большую роль по мере усовершенствования методики комплексной интерпретации геофизических полей с целью построения моделей плотности и других параметров земной коры и верхней мантии.

2.3. НАРУШЕНИЯ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ. ВОЗМОЖНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАСС В УСЛОВИЯХ ДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ

Рассмотрим вопрос об условиях и возможных признаках отклонения масс земной коры и верхней мантии от изостатического равновесия. В теории [2] подробно описаны механические условия изостатического равновесия. При анализе равновесия масс некоторого блока коры, взятого для простоты двухмерным с вертикальными границами, следует рассматривать по крайней мере четыре силы (рис. 28). Вертикально действующая компонента F_v силы определяется массами блока, т. е. геостатическим давлением F_g , а также вертикальной составляющей $F_{v.t}$ тектонических сил, т. е. $F_v = F_g + F_{v.t}$. Навстречу F_v действует компенсирующая сила $F_{v.k}$. Если признавать действия горизонтальных сил, то необходимо учитывать, что блок коры находится под действием двух направленных навстречу сил $F_{g.l}$ и $F_{g.p}$. Анализ возможных отклонений от равновесия сводится к анализу соотношения между этими четырьмя компонентами F_v , $F_{v.k}$, $F_{g.l}$ и $F_{g.p}$. Непосредственно оценивать (измерять) эти силы трудно, поэтому приходится использовать косвенные оценки на основе геологических и геофизических признаков.

Наиболее разработанной является методика оценки величины F_v и соотношения между F_v и $F_{v.k}$. Выше рассмотрены количественные, а главным образом качественные признаки того, что блок коры находится в равновесии. В обозначениях рис. 28 условие равновесия имеет вид $F_v = F_g = -F_{v.k}$, т. е. когда вертикальная компонента равна геостатическому давлению $F_v = F_g$ и эта сила уравновешивается противоположно направленной компенсирующей силой $F_{v.k}$. Если $|F_v| \neq |F_{v.k}|$, то блок не находится в изостатическом равновесии.

Выполним хотя бы грубый анализ условий, причин и признаков нарушения изостатического равновесия масс земной коры и верхней мантии. При учете только вертикальных компонент сил в земной коре наиболее просто исходить из условий (2.5), (2.6) нарушения изостатического равновесия. Если построена плотностная модель земной коры и верхней мантии, то соотношение между F_v и $F_{v.k}$ можно оценивать пу-

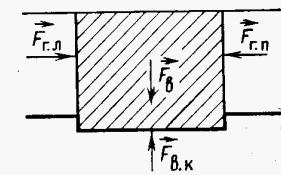


Рис. 28. Обозначения действующих сил земной коры

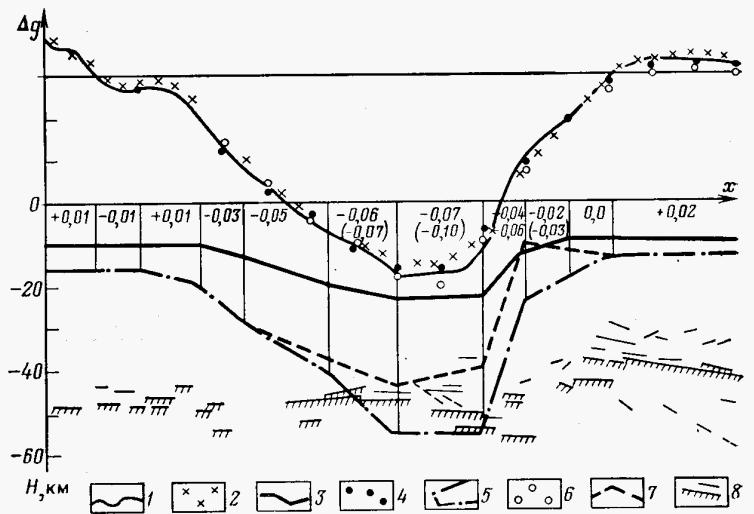


Рис. 29. Результаты подбора плотностной модели на профиле VIII ГСЗ:

1 — график остаточного поля силы тяжести; 2, 3 — график вычисленного поля при постоянной плотности и нижняя граница блоков; 4, 5 — график вычисленного поля и нижняя граница блоков; 6, 7 — график вычисленного поля и граница блоков; 8 — отражающие площадки по [35]

тем прямого подсчета масс колонки по формуле (2.3). Если масса колонки меньше стандартной, то это можно истолковать как $|F_b| < |F_{b,k}|$. При избыточной массе колонки можно считать, что $|F_b| > |F_{b,k}|$.

Необходимы также критерии для оценок качественного характера о нарушениях изостатического равновесия. Изостатическая компенсация масс коры и верхней мантии в общем не приводит к постоянному значению аномалий силы тяжести. Но в условиях изостатической компенсации на поверхности Земли они все же значительно ослабляются и этот качественный признак довольно часто используется. Поэтому области интенсивных аномалий силы тяжести, как положительных, так и отрицательных, должны анализироваться с целью выявления возможного нарушения изостатического равновесия.

Южная часть Восточно-Европейской платформы хорошо изучена геолого-геофизическими методами. Поэтому есть возможность рассмотреть конкретные примеры нарушения изостатического равновесия земной коры и верхней мантии. Анализ поля силы тяжести и построение плотностных моделей показывают, что наблюдаются случаи как избытка, так и недостатка масс колонок коры и верхней мантии. Нередко в обоих случаях обнаруживается несогласованное с плотностью блока положение границы Мохо.

Рассмотрим в качестве примера участок в центральной части Украинского щита, где расположен огромный минимум силы тяжести Δg (рис. 29). На широтном профиле VIII ГСЗ Днепропет-

ровск — Кировоград — Голованевск не выявлено заметного изменения мощности коры в области минимума. Методом подбора построена плотностная модель в области Кировоградского минимума. Причем аномалия Δg взята относительно среднего уровня, а плотность масс принята относительно среднего значения $\sigma_{cp} = 2,70 \text{ г}/\text{cm}^3$ (см. рис. 29). Оценена глубина, до которой заметно изменение плотности. Пространственно минимум совпадает с областью широкого развития гранитов и гнейсов. При постоянном $\Delta g = -0,07 \text{ г}/\text{cm}^3$ неоднородность распространяется до глубины 22 км. Этот же контраст плотности линейно уменьшается до нуля на глубине 55 км (см. рис. 29). В области Кировоградского минимума существует недостаток масс по сравнению с соседними блоками. Если только не предполагать в верхней мантии крупной массы избыточной плотности, то удельная масса колонки на $0,22 \cdot 10^7 \text{ кг}/\text{м}^2$ меньше среднего для щита независимо от положения границы Мохо. Поэтому здесь наблюдается небольшое нарушение изостазии (недокомпенсация). Известно, что в пределах Кировоградского минимума в верхней части коры развиты интрузии анортозитов и габбро-анортозитов. П. Вилли считает, что по петрохимическим признакам эти породы привнесены из низов коры. Появление их можно рассматривать как реакцию на пустоту, на огромный недостаток масс, распространяющийся на всю земную кору.

В рассмотренном примере огромный минимум силы тяжести в равнинной области свидетельствует о нарушении равновесия. Этот качественный признак в данном случае подтвержден и количественной оценкой масс колонки. Иногда можно использовать и другие признаки качественного характера, например структурный. Оценка равновесия осуществляется по характерному поведению основных структурных границ земной коры и верхней мантии.

Рассмотрим два примера. Выше показано, что в пределах Кировоградского минимума наблюдается недостаток масс коры. В пределах блока «легкой» коры должен быть подъем границы Мохо (см. раздел. 2.1). Но на широтном профиле VIII ГСЗ здесь нет подъема границы Мохо (см. рис. 29). Поэтому и структурный признак, согласно выполненной выше оценке, качественно подтверждает нарушение изостазии. Конечно, положение границы Мохо на одном профиле может быть нехарактерным для пространственно протяженного блока. При интерпретации сейсмических наблюдений по другому широтному профилю, пересекающему Кировоградский минимум, Т. В. Ивченко и В. А. Крюченко обнаружили подъем границы Мохо. Поэтому возможно, что огромный недостаток масс Кировоградского минимума частично компенсирован подъемом масс верхней мантии.

Другой пример относится к Среднему Приднепровью на Украинском щите, где широко развиты структуры осадочно-вулканогенных толщ пород. В их пределах наблюдаются интенсивные гравитационное и магнитное поля. Этим областям при изостатическом равновесии должно соответствовать увеличение мощности коры. Но результаты сейсмических работ на профиле VIII ГСЗ (рис. 30) по-

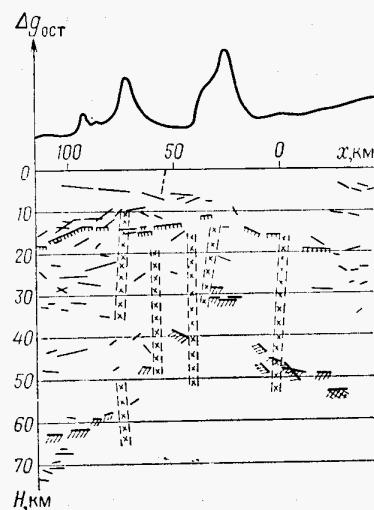


Рис. 30. Участок сейсмического профиля в пределах Среднего Приднепровья и график остаточного поля силы тяжести [35]

казывают, что под группой таких структур (Сурская, Верховцевская) зафиксирован существенный подъем границы Мохо. Здесь мощность земной коры необычно мала для докембрийского щита и составляет около 30 км. Согласно структурным признакам, эту область можно рассматривать как типичную с нарушением изостазии. Но при резком нарушении изостазии обычно происходят интенсивные современные тектонические процессы. В правобережном районе Среднего Приднепровья таких процессов не наблюдается. Поэтому могут быть два объяснения. Возможно, что неправильна интерпретация сейсмических наблюдений и в действительности граница Мохо расположена здесь на других глубинах. Но не исключено, что на границе Мохо нет заметного скачка плотности и она не имеет прямого отношения к изостатическому равновесию масс коры и верхней мантии. Этот пример показывает, насколько неопределены оценки изостатического равновесия на основе структурных признаков качественного характера.

Рассмотренные примеры возможного нарушения изостатического равновесия относятся, по сути, к выяснению соотношений между вертикальными компонентами F_v и $F_{v,k}$ (см. рис. 28). Но нарушения изостазии могут быть связаны с действием интенсивных горизонтальных сил в земной коре, т. е. с неравенством $|F_{g,l}| \neq |F_{g,p}|$ (см. рис. 28). Наличие этих сил уже не вызывает сомнения, и обычно анализируются направление и их величина [22].

Равенство $|F_{g,l}| = |F_{g,p}|$ из рис. 28 означает, что действующей горизонтальной силе $F_{g,l}$ противодействует равная сила $F_{g,p}$ упора. В этом случае даже значительные напряжения обычно приводят только к небольшим деформациям масс коры. Причем перемещение масс происходит большей частью по вертикали. Их трудно отличить по геологическим и геофизическим признакам от переме-

щений и перераспределений масс при равной нулю горизонтальной компоненте напряжений.

Нарушения изостазии отчетливо обнаруживаются, когда, например, $|F_{g,l}| > |F_{g,p}|$ и таким образом массы могут смещаться. В этом случае даже относительно небольшие напряжения могут приводить к значительным деформациям коры. Обычно происходит существенное перемещение масс не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Эти перемещения большей частью приводят к нарушению изостатического равновесия. Понятно, что деформации медленные и равновесие масс условно названо динамическим.

В структурной геологии [29] хорошо выяснены деформации под действием односторонних горизонтальных сил в земной коре. Если под действием односторонней силы сжимается горизонтальный слой, то появляется система наклонных разрывов, по которым происходит смещение масс. Нарушения пласта, образовавшиеся в условиях сжатия, являются типичными надвигами и взбросами.

При изучении характера геофизических полей в условиях разрывов типа сжатия необходимо иметь в виду, что смещения по этим разрывам обычно приводят к соприкосновению масс разной степени метаморфизма и с разными физическими параметрами. Происходит поэтому резкое изменение физических параметров в горизонтальном направлении. Наиболее часто разрывы типа сжатия приводят к контрасту плотности на наклонных границах и ступени плотности сопровождаются гравитационными ступенями. В этом случае другие геофизические поля имеют также асимметричный характер. Поэтому интенсивные асимметричные геофизические поля следует принять за признак действия односторонних горизонтальных сил в земной коре. Эти силы и приводят обычно к нарушению изостатического равновесия масс земной коры и верхней мантии [2].

В последние годы усовершенствована методика оценки изостатического равновесия гравитационным методом. При вычислении изостатических аномалий значительно большее внимание уделяется учету неоднородностей верхней части коры. В хорошо изученных районах удается довольно точно учесть влияние неоднородностей и часто исключить резкие асимметричные аномалии силы тяжести. По этим усовершенствованным изостатическим аномалиям нередко делается заключение о близости распределения масс к изостатическому равновесию. Поэтому редукции и другие преобразования поля нередко исключают или ослабляют геолого-геофизические проявления интенсивных горизонтальных сил, которые приводят к отклонению масс от изостатического равновесия. Поэтому заключение об изостатическом равновесии по изостатическим аномалиям является неоднозначным.

В пределах рассматриваемой территории имеется ряд областей с характерными асимметричными геофизическими полями, одна из них расположена в пределах Доно-Днепровского прогиба. В Донбассе в осадочной толще наблюдаются типичные надвиги, в кото-

рых на наклонных границах происходит скачок плотности. Этой системе надвигов со скачками плотности соответствует резкая гравитационная ступень (см. рис. 23). Контрастная плотностная модель и асимметричная гравитационная аномалия в пределах северной окраины Донбасса служат явным признаком интенсивных горизонтальных напряжений в земной коре. Моделирование показывает, что резкие изменения поля отражают влияние масс верхней части коры. Поэтому геологическим редуцированием легко можно исключить геолого-геофизические проявления горизонтальных напряжений. Но заключения об изостатическом равновесии можно сделать после того, как будут построены плотностные модели на этих характерных профилях через Доно-Днепровский прогиб (см. гл. 5).

Таким образом, нарушения изостазии проявляются как в виде избыточно «тяжелых», так и «легких» нескомпенсированных блоков коры и верхней мантии. Кроме того, области резкого изменения в горизонтальной плоскости геофизических полей, и прежде всего поля силы тяжести, должны рассматриваться как области проявления интенсивных горизонтальных сил и часто нарушения изостазии.

В заключение отметим, что идеи изостазии широко используются при интерпретации регионального гравитационного поля с целью изучения строения земной коры и верхней мантии. В данной работе обращается внимание на следующий путь применения идей и методов изостазии.

1. Использование изученных и получивших подтверждение моделей, таких, как «легкая» кора и «тяжелая» кора, и других на этапе прогноза и построения исходных вариантов моделей земной коры и верхней мантии.

2. Вычисление массы колонок построенных плотностных моделей и формальная оценка изостатического равновесия как постоянство массы вертикальных колонок в пределах некоторой области. В ряде случаев полезен критерий постоянства массы колонки при построении и подборе плотностных моделей.

3. Выявление участков с аномальными изменениями массы колонок и анализ их строения и истории формирования. Также необходимо детальное изучение участков с явно выраженным признаком интенсивных горизонтальных сил тектонического происхождения.

Нельзя не отметить противоречивость, а часто недостаточную обоснованность идей и методов изостазии. Например, все еще остается гипотетичным механизм, с помощью которого осуществляется перераспределение масс земной коры и верхней мантии для достижения изостатического равновесия. В большинстве современных построений компенсация масс коры осуществляется изменением положения границы Мохо. Но все еще остается спорным вопрос, имеется ли на границе Мохо заметный скачок плотности, особенно в условиях, когда можно ожидать, что граница Мохо перемеща-

лась на протяжении длительной истории развития земной коры. Кроме того, трудно увязываются идеи и методы изостазии с имеющимися повсеместно в земной коре интенсивными горизонтальными силами тектонического происхождения.

ГЛАВА 3

ВЫЧИСЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ЭВМ

При изучении геофизическими методами глубинного строения используются сложные физические модели земной коры и верхней мантии — плотностные, магнитные, скоростные и др. Применяются модели как трехмерные с постоянными и переменными значениями физических параметров. На всех этапах комплексной интерпретации необходимы эффективные методы вычисления на ЭВМ геофизических полей этих моделей.

3.1. ОПИСАНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ И МАГНИТНЫХ МОДЕЛЕЙ, ИСХОДНЫЕ ВЫРАЖЕНИЯ И ПОДХОДЫ К ПОСТРОЕНИЮ АЛГОРИТМОВ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПОЛЯ

Подходы к построению алгоритмов вычисления поля во многом определяются аппроксимационными моделями, принятыми при описании возмущающих масс. Удобной аппроксимирующей моделью трехмерных масс является многогранник с плоскими гранями, пересекающимися вдоль прямолинейных отрезков (ребер многогранника). В работах многих отечественных и зарубежных исследователей описаны частный и общий случай многогранника и получены выражения его поля [9]. По-видимому, наиболее удобное и компактное аналитическое выражение поля многогранника найдено в последние годы В. Н. Страховым [34]. Но плоские грани многогранника накладывают дополнительные ограничения на подготовку данных при описании моделей, и упрощения достигаются только для частных случаев многогранника. Поэтому в работе используется более общая трехмерная модель, которая условно названа многогранником. У этой модели ребра — отрезки прямых, а грани не обязательно плоские.

Такой многогранник наиболее просто описать координатами вершин каждой грани. Удобно выписывать координаты вершин последовательно против часовой стрелки, если смотреть на грань извне многогранника. Например, для j -й грани выписываются координаты вершин: (x_{1j}, y_{1j}, z_{1j}) , (x_{2j}, y_{2j}, z_{2j}) , ..., (x_{nj}, y_{nj}, z_{nj}) , ..., (x_{nj}, y_{nj}, z_{nj}) . Затраты ручного труда на подготовку параметров модели значительно уменьшаются, если пронумеровать от 1 до N в любой последовательности вершины многогранника и выписать их координаты (x_n, y_n, z_n) . Кроме того, необходимо выписать последовательности номеров вершин каждой грани. Тогда с помощью ЭВМ легко формировать массивы координат вершин каждой

грани. Необходимо иметь в виду, что описание модели и вычисление поля упрощается для выпуклого многогранника. Сложные модели можно составлять из совокупности выпуклых многогранников.

Для аппроксимации сложных физико-геологических моделей удобнее использовать более простые трехмерные модели, частные случаи многогранника — пирамиды, призмы, цилиндры и др. Подготовка данных упрощается, если грани параллельны координатным плоскостям или осям. Эти модели будут описаны при выводе выражения поля.

Для описания распределения физических параметров земной коры также следует использовать слойстые модели. Слой — модель, существенно вытянутая в двух направлениях, поэтому его нормальная мощность значительно меньше протяженности. При изучении строения земной коры используется модель слоя, вытянутого большей частью в горизонтальном направлении. Тогда слой можно описать двумя поверхностями, уравнения которых $z' = h_j(x', y')$ и $z' = h_{j+1}(x', y')$. Если массы двухмерные, то слой ограничен сверху и снизу поверхностями $z' = h_j(x')$ и $z' = h_{j+1}(x')$. Понятно, что если границы слоев имеют сложную форму, то уравнения его поверхностей следует записывать в параметрической форме $x' = x'(p)$, $y' = y'(p)$ и $z' = z'(p)$.

Численно j -ю границу сечения двухмерного слоя удобно задавать системой узлов с координатами (x_{1j}, z_{1j}) , (x_{2j}, z_{2j}) , ..., (x_{Nj}, z_{Nj}) . Для аналитического описания использована сплайн-аппроксимиация. Кубический сплайн наиболее распространен. Но наличие небольшого излома границы часто не имеет значения при вычислении полей. Поэтому также используется линейный сплайн и граница слоя между узлами (x_{nj}, z_{nj}) и $(x_{(n+1)j}, z_{(n+1)j})$ находится из уравнения

$$z' = a_{nj}x' + c_{nj}.$$

Конечно, иногда удобнее использовать не интерполирующий, а сглаживающий сплайн.

Поверхность трехмерного слоя аппроксимировать значительно сложнее. Один из наиболее простых и удобных, но трудоемких способов состоит в задании узлов (x_{nj}, y_{nj}, z_{nj}) на поверхности j -го слоя по прямоугольной, квадратной или треугольной сетке. Тогда можно использовать аппроксимацию поверхности плоскими наклонными или горизонтальными четырехугольниками или треугольниками, т. е. по сути сплайн-аппроксимацию. Если на j -й поверхности слоя неравномерно размещена система узлов (x_{nj}, y_{nj}, z_{nj}) , то это упрощает подготовку исходных данных о слое, но усложняет аналитическое описание поверхности.

Необходимо иметь в виду, что описанные два типа моделей — многогранники и слои — не различаются существенно при аппроксимации физико-геологических моделей. Слой можно составить из совокупности различных многогранников. Например, двухмерный слой удобно составлять из призм четырехугольного сечения с двумя вертикальными сторонами и двумя наклонными [9, 15, 31]. Но

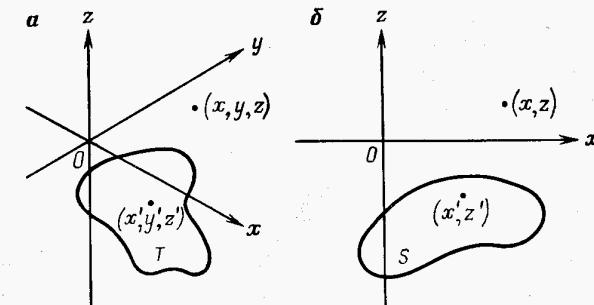


Рис. 31. Система координат и обозначения при выводе выражений поля для трехмерных (а) и двухмерных (б) масс

введение моделей слойстой среды позволяет разработать специальные алгоритмы вычисления поля.

При записи исходных выражений поля воспользуемся право-винтовой системой координат с осью z вверх (рис. 31). Тогда выражения гравитационного V и магнитного W потенциалов записутся в виде

$$V(x, y, z) = k \iiint_T \sigma \frac{1}{r} d\tau; \quad (3.1)$$

$$W(x, y, z) = \iiint_T \left(\vec{J} \operatorname{grad} \left(\frac{1}{r} \right) \right) d\tau, \quad (3.2)$$

где x, y, z — координаты внешней точки; $r = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}$; x', y', z' — координаты внутренней точки; $\sigma(x', y', z')$ — аномальная плотность; $\vec{J}(x', y', z')$ — намагниченность возмущающих масс.

Составляющие напряженности поля можно получить дифференцированием потенциалов (3.1) и (3.2):

$$V_x \vec{i} + V_y \vec{j} + V_z \vec{k} = k \iiint_T \sigma \frac{\vec{r}}{r^3} d\tau; \quad (3.3)$$

$$x \vec{i} + y \vec{j} + z \vec{k} = - \iiint_T \operatorname{grad} \left(\frac{\vec{J} r}{r^3} \right) d\tau, \quad (3.4)$$

где

$$\vec{r} = (x - x') \vec{i} + (y - y') \vec{j} + (z - z') \vec{k}.$$

Выражения напряженности гравитационного и магнитного полей двухмерных масс имеют вид

$$V_x \vec{i} + V_z \vec{k} = 2k \iint_S \sigma \frac{\vec{r}}{r^2} dS; \quad (3.5)$$

$$\vec{x}\hat{i} + \vec{z}\hat{k} = -2 \iint_S \text{grad} \left(\frac{\vec{J}\vec{r}}{r^2} \right) dS, \quad (3.6)$$

где $r = \sqrt{(x-x')^2 + (z-z')^2}$; $\vec{r} = (x-x')\hat{i} + (z-z')\hat{k}$.

Для двухмерных масс удобно также записать комплексную напряженность

$$-V_x + iV_z = 2k \iint_S \sigma \frac{dS}{\omega - \omega'}; \quad (3.7)$$

$$x - iz = 2 \iint_S (J_x + iJ_z) \frac{dS}{(\omega - \omega')^2}, \quad (3.8)$$

где $\omega = x + iz$ и $\omega' = x' + iz'$.

Таким же путем легко записать исходные выражения для высших производных гравитационного и магнитного потенциалов. Выражения (3.1)–(3.8) используются наиболее часто как исходные при выводе элементов поля различных моделей. Для этого необходимо найти аналитически или численно интегралы в (3.1)–(3.8). Следует иметь в виду, что задача описания моделей и вычисления поля — это задача аппроксимации. Причем она осуществляется двумя путями. В первом из них объемные массы M сложной модели аппроксимируются более простыми массами Δm_n той же природы (многогранники, пирамиды, призмы и т. д.). Если аппроксимация масс выполняется возможно точнее, так что

$$||M - \sum \Delta m_n|| \leq \varepsilon_M, \quad (3.9)$$

то какой-либо элемент поля, например вертикальная составляющая притяжения V_z исходной и аппроксимирующей моделей также близки:

$$||V_z - \sum V_{zn}|| \leq \varepsilon_{V_z}. \quad (3.10)$$

Конечно, в этом случае приходится иметь дело со сложными аналитическими выражениями полей объемных масс.

Имеется другой подход, в котором используется идея, что поле V_z сложного распределения масс аппроксимируется с заданной погрешностью ε_{V_z} полем V_{zn} элементарных моделей (материальных точек, линий, пластинок):

$$||V_z - \sum V_{zn}|| \leq \varepsilon_{V_z}.$$

Здесь основная трудность состоит в выборе положения и параметров аппроксимирующих элементарных моделей для достижения требуемой точности.

В работе используется хорошо разработанный первый подход, основанный на аппроксимации масс. Но чтобы избежать в ряде случаев громоздких аналитических выражений, численно определяются двойные или линейные интегралы. Кратность интегралов (3.1)–(3.8) понижается обычно на основе теорем Остроградского—Гаусса или Стокса. При численном нахождении интегралов

используется часто подход, который состоит, по существу, в аппроксимации полей сложных моделей простыми элементарными.

При описании моделей масс необходимо задать не только носитель, но и распределение плотности и намагниченности на нем. При изучении глубинного строения земной коры все чаще используются модели с переменными значениями физических параметров. Удобными являются полиномиальные зависимости σ и \vec{J} от пространственных координат:

$$\begin{aligned} \sigma(x', y', z') = & \sigma + p_{\sigma x}(x_0 - x') + p_{\sigma y}(y_0 - y') + p_{\sigma z}(z_0 - z') + \\ & + q_{\sigma x}(x_0 - x')^2 + q_{\sigma y}(y_0 - y')^2 + q_{\sigma z}(z_0 - z')^2 + \dots, \end{aligned} \quad (3.11)$$

$$\begin{aligned} \vec{J}(x', y', z') = & \vec{J} + \vec{p}_{Jx}(x_J - x') + \vec{p}_{Jy}(y_J - y') + \vec{p}_{Jz}(z_J - z') + \\ & + \vec{q}_{Jx}(x_J - x')^2 + \vec{q}_{Jy}(y_J - y')^2 + \vec{q}_{Jz}(z_J - z')^2 + \dots \end{aligned} \quad (3.12)$$

Часто можно использовать модели, у которых физические параметры зависят только от одной или двух координат с квадратичным или линейным изменением по вертикали или горизонтали. Градиентную слоистую среду лучше описать изоповерхностями плотности или намагниченности. Плотность слоя между поверхностями $z' = h_j(x', y')$ и $z' = h_{j+1}(x', y')$ можно определить по формуле [9]

$$\sigma(x', y', z') = \frac{\sigma_j[z' - h_{j+1}(x', y')] - \sigma_{j+1}[z' - h_j(x', y')]}{h_j(x', y') - h_{j+1}(x', y')} \cdot (3.13)$$

Нельзя оправдать модели только с непрерывными изменениями физических параметров в земной коре и верхней мантии. Необходимы модели со скачками функций σ и \vec{J} . Удобно строить сложную модель из совокупности отдельных моделей так, чтобы скачки параметров происходили на границах поверхностях моделей.

3.2. ГРАВИАЦИОННОЕ ПОЛЕ МНОГОГРАННИКА

Под многогранником будем понимать трехмерную модель масс в общем с неплоскими гранями, которые пересекаются вдоль прямолинейных отрезков — ребер (рис. 32). Для многогранника с плоскими гранями выведены различные выражения элементов гравитационного поля [9, 15, 20]. В последние годы В. Н. Страхов получил наиболее компактное аналитическое описание элементов поля многогранника [34].

Поле рассматриваемой модели лучше вычислить на основе аппроксимации трехмерных масс материальными дисками, ориентированными в пространстве определенным образом (см. рис. 32). Основное внимание будет уделено выводу вертикальной составляющей притяжения V_z , которую будем обозначать Δg , как это принято в гравиметрии называть для сокращения силой тяжести. Вер-

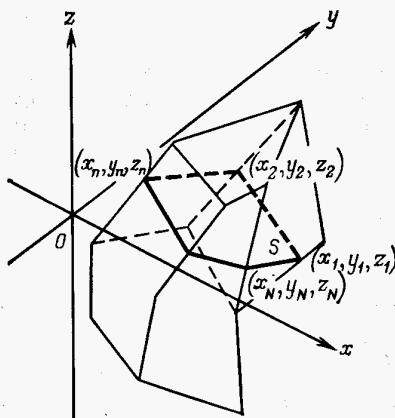


Рис. 32. Модель многогранника

тикальную составляющую притяжения многогранника с плотностью $\sigma(x', y', z')$ можно определить по формуле

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{l_n}^l \left[k \iint_S \sigma(x', y', z') \frac{z - z'}{r^3} dS \right] dl, \quad (3.14)$$

где плоский диск S расположен в пространстве определенным образом, dl ориентирован по нормали к S .

Выражение в прямых скобках уравнения (3.14) — это поле Δg_d материального диска S . Поэтому поле многогранника

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{l_n}^l \Delta g_d dl. \quad (3.15)$$

Поле Δg_d диска можно найти как численно, так и аналитически, если ограничить диск отрезками прямых (см. рис. 32). Вершины диска находятся как точки пересечения заданной плоскости с ребрами многогранника.

В большинстве практических случаев достаточно ограничиться тремя системами секущих плоскостей, параллельных координатным плоскостям xOy , xOz и yOz . В частности, широко используется аппроксимация масс системой горизонтальных дисков [9]. Поле Δg многогранника в этом случае

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{z_J}^{z_0} \Delta g_d dz'. \quad (3.15')$$

Такой же вид имеет формула для любого элемента гравитационного или магнитного поля. Поле Δg_d горизонтального N -угольного диска, ограниченного отрезками прямых, выводилось неоднократно [9, 15]. Удобным оказалось выражение [12]

$$\Delta g_d(x, y, z, z') = k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \left[\arctg \frac{a_n(z - z')^2 - (y - y_{n+1})(x - a_n y - c_n)}{(z - z') r_{n+1}} - \right.$$

$$- \arctg \frac{a_n(z - z')^2 - (y - y_n)(x - a_n y - c_n)}{(z - z') r_n} \right], \quad (3.16)$$

где $x' = a_n y' + c_n$ — уравнение прямой, проходящей через точки (x_n, y_n) и (x_{n+1}, y_{n+1}) ; $r_n = \sqrt{(x - x_n)^2 + (y - y_n)^2 + (z - z')^2}$ и $r_{n+1} = \sqrt{(x - x_{n+1})^2 + (y - y_{n+1})^2 + (z - z')^2}$.

Выражение (3.16) можно переписать так, что оно будет представлять, по сути сумму вкладов угловых точек диска:

$$\Delta g_d(x, y, z, z') = k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \left[\arctg \frac{a_n[(y - y_n)^2 + (z - z')^2] - (x - x_n)(y - y_n)}{(z - z') r_n} - \right. \\ \left. - \arctg \frac{a_{n-1}[(y - y_n)^2 + (z - z')^2] - (x - x_n)(y - y_n)}{(z - z') r_n} \right], \quad (3.17)$$

где $x' = a_{n-1} y' + c_{n-1}$ и $x' = a_n y' + c_n$ — уравнения прямых, пересекающихся в узле с координатами (x_n, y_n) .

В выражениях (3.16) и (3.17) можно свести разность двух арктангенсов к одному. Поле диска из (3.17) принимает вид

$$\Delta g_d(x, y, z, z') = k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \arctg \frac{(a_n - a_{n-1})[(y - y_n)^2 + (z - z')^2] (z - z') r_n}{(z - z')^2 r_n^2 + [a_n((y - y_n)^2 + (z - z')^2) - (x - x_n)(y - y_n)] [a_{n-1}((y - y_n)^2 + (z - z')^2) (x - x_n)(y - y_n)]}. \quad (3.18)$$

Кроме Δg для диска необходимы выражения также других элементов поля — потенциала V , первых V_x и V_y , а также вторых производных потенциала V_{xx} , V_{xy} , V_{yy} , V_{xz} , V_{yz} , V_{zz} . Напишем выражения только четырех элементов поля:

$$V(x, y, z, z') = k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \left\{ (y - y_{n+1}) \ln |(x - x_{n+1}) + r_{n+1}| - (y - y_n) \ln |(x - x_n) + r_n| + (y_{n+1} - y_n) + (z - z') \left(\arctg \frac{y - y_{n+1}}{z - z'} - \arctg \frac{y - y_n}{z - z'} \right) + \frac{(x - a_n y - c_n)}{\sqrt{a_n^2 + 1}} \times \right. \\ \times \ln \left| \frac{\sqrt{a_n^2 + 1} r_{n+1} + a_n(x - x_{n+1}) + (y - y_{n+1})}{\sqrt{a_n^2 + 1} r_n + a_n(x - x_n) + (y - y_n)} \right| + (z - z') \left(\arctg \frac{a_n(z - z')^2 - (y - y_{n+1})(x - a_n y - c_n)}{(z - z') r_{n+1}} - \right. \\ \left. - \arctg \frac{a_n(z - z')^2 - (y - y_n)(x - a_n y - c_n)}{(z - z') r_n} \right) \right\}; \quad (3.19)$$

$$V_{xz}(x, y, z, z') = k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \frac{-(z - z')}{[(x - a_n y - c_n)^2 + (a_n^2 + 1)(z - z')^2]} \times \\ \times \left[\frac{a_n(x - x_{n+1}) + (y - y_{n+1})}{r_{n+1}} - \frac{a_n(x - x_n) + (y - y_n)}{r_n} \right]; \quad (3.20)$$

$$V_{yz}(x, y, z, z') = k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \frac{(z - z')}{[(y - a'_n x - c'_n)^2 + (a'^2_n + 1)(z - z')^2]} \times \\ \times \left[\frac{a'_n(y - y_{n+1}) + (x - x_{n+1})}{r_{n+1}} - \frac{a'_n(y - y_n) + (x - x_n)}{r_n} \right]; \quad (3.21)$$

$$V_{zz}(x, y, z, z') = -k\sigma(z') \sum_{n=1}^N \frac{1}{[(x - a_n y - c_n)^2 + (a^2_n + 1)(z - z')^2]} \times \\ \times \left\{ \frac{[a_n(z - z')^2 + (y - y_{n+1})(x - a_n y - c_n)][(x - x_{n+1})^2 + (y - y_{n+1})^2]}{[(y - y_{n+1})^2 + (z - z')^2] r_{n+1}} + \rightarrow \right. \\ \rightarrow \frac{+ 2(y - y_{n+1})(x - a_n y - c_n)(z - z')^2}{[(y - y_{n+1})^2 + (z - z')^2] r_{n+1}} - \\ - \frac{[a_n(z - z')^2 + (y - y_n)(x - a_n y - c_n)][(x - x_n)^2 + (y - y_n)^2]}{[(y - y_n)^2 + (z - z')^2] r_n} + \rightarrow \\ \rightarrow \left. \frac{+ 2(y - y_n)(x - a_n y - c_n)(z - z')^2}{[(y - y_n)^2 + (z - z')^2] r_n} \right\}. \quad (3.22)$$

Для вычисления элементов гравитационного поля горизонтального диска составлена на Фортране программа «Диск-производные». При суммировании полей дисков по формуле (3.15) плотность $\sigma(z')$ может быть непрерывной или иметь скачки.

Вторые производные потенциала в данной работе используются для вычисления элементов магнитного поля, а потенциал — для моделирования гравитационного поля на акваториях морей и океанов.

А. К. Маловичко, В. И. Старостенко, А. А. Юньков и другие выводили выражения потенциала V для простых моделей. Но формулы не находили практического применения, так как не было прибора, измеряющего гравитационный потенциал. Решение проблемы появилось с неожиданной стороны. В последние годы спутниковая альtimетрия находит с высокой точностью положение поверхности морей и океанов — поверхность геоида. Аномальное отклонение геоида от теоретической поверхности Земли можно оценить на основе леммы Брунса $h = V/\gamma_0$, где V — аномальное изменение потенциала, связанное с неоднородностью Земли, а γ_0 — нормальная сила тяжести. Поэтому в программе «Диск-производные» находится не только V , но и $h = V/\gamma_0$. Поэтому в пределах морей и океанов имеется возможность изучать неоднородности коры и мантии моделированием не только Δg , но и аномалий геоида h .

При вычислении аппроксимационным методом аномалии геоида h многогранника необходимо в выражении (3.19) заменить $h = V/\gamma_0$ и таким образом найти $h_g(x, y, z, z')$ горизонтального диска. Аномалия для многогранника находится суммированием дисков

$$h(x, y, z) = \int_{z_n}^{z_0} h_g(x, y, z, z') dz'.$$

Программа на Фортране получила название «Геоид».

Во многих случаях удобно аппроксимировать многогранник системой дисков, параллельных вертикальным координатным плоскостям. Если, например, диски параллельны плоскости xOz , то для поля Δg многогранника можно записать выражение

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{y_J}^{y_0} \Delta g_d dy' \quad (3.23)$$

Для поля Δg_d вертикального диска легко вывести уравнение

$$\Delta g_d(x, y, y', z) = k\sigma(y') \sum_{n=1}^N \frac{1}{\sqrt{c_n^2 + 1}} \times \\ \times \ln \left| \frac{r_n - \frac{1}{\sqrt{r_n^2 + 1}} [(x - x_n) + c_n(z - z_n)]}{r_{n+1} - \frac{1}{\sqrt{r_{n+1}^2 + 1}} [(x - x_{n+1}) + c_n(z - z_{n+1})]} \right|, \quad (3.24)$$

где $z' = c_n x' + d_n$ — уравнение прямой, проходящей через точки (x_n, z_n) и (x_{n+1}, z_{n+1}) ; $r_n = \sqrt{(x - x_n)^2 + (y - y')^2 + (z - z_n)^2}$ и $r_{n+1} = \sqrt{(x - x_{n+1})^2 + (y - y_{n+1})^2 + (z - z_{n+1})^2}$. Плотность может изменяться как непрерывно, так и скачками.

Если плоский N -угольник параллелен плоскости yOz ,

$$\Delta g_d(x, x', y, z) = k\sigma(x') \sum_{n=1}^N \frac{1}{\sqrt{q_n^2 + 1}} \times \\ \times \ln \left| \frac{r_n - \frac{1}{\sqrt{q_n^2 + 1}} [(y - y_n) + q_n(z - z_n)]}{r_{n+1} - \frac{1}{\sqrt{q_{n+1}^2 + 1}} [(y - y_{n+1}) + q_n(z - z_{n+1})]} \right|. \quad (3.25)$$

где $z' = q_n y' + c_n$ — уравнение прямой, проходящей через точки (y_n, z_n) и (y_{n+1}, z_{n+1}) ; $r_n = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y_n)^2 + (z - z_n)^2}$ и $r_{n+1} = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y_{n+1})^2 + (z - z_{n+1})^2}$. Поле многогранника находится интегрированием (3.25) от x_J до x_0 .

Для вертикального диска также можно записать выражения потенциала и его производных.

3.3. ЧАСТНЫЕ СЛУЧАИ МНОГОГРАННИКА

В практике для аппроксимации масс часто трудно воспользоваться общей моделью многогранника, главным образом в связи со сложностью подготовки числовых данных. Границы многогранника трудно построить, если вершины больше трех. Поэтому удобно

использовать частные случаи многогранника — пирамиды, призмы и другие модели, в которых часть граней параллельны координатным плоскостям. В этом случае упрощаются аналитические выражения поля и подготовка данных о моделях. Рассмотрим некоторые из этих моделей.

Вертикальная пирамида

Пусть массы имеют форму неправильной пирамиды (призмы) с верхней и нижней гранями, параллельными плоскости xOy (рис. 33). В верхнем и нижнем основаниях пирамиды — неправильные и различные N -угольники. Прямоугольные отрезки — ребра — соединяют угловые точки верхнего и нижнего дисков. Боковые грани пирамиды не плоские. Модель может быть задана значениями только двух аппликат: глубин до верхней z_0 и нижней z_j граней, а также двумя последовательностями пар чисел — координатами угловых точек дисков (нумерация против часовой стрелки): верхней грани $z'=z_0$: $(x_{10}, y_{10}), (x_{20}, y_{20}), \dots, (x_{n0}, y_{n0}), \dots, (x_{N0}, y_{N0})$, нижней грани $z'=z_j$: $(x_{1j}, y_{1j}), (x_{2j}, y_{2j}), \dots, (x_{nj}, y_{nj}), \dots, (x_{nj}, y_{nj})$.

Поле пирамиды вычисляется также аппроксимационным методом [12]:

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{z_j}^{z_0} \Delta g_d(x, y, z, z') dz'. \quad (3.15'')$$

Поле диска Δg_d на промежуточных глубинах $z'=z_j$ находится по формулам (3.16)–(3.18). Модель удобна тем, что координаты угловых точек $(x_{1j}, y_{1j}), (x_{2j}, y_{2j}), \dots, (x_{nj}, y_{nj}), \dots, (x_{nj}, y_{nj})$ на промежуточных глубинах $z'=z_j$ легко вычисляются по координатам угловых точек дисков на верхней и нижней гранях пирамиды. В самом деле, если (x_{n0}, y_{n0}) и (x_{nj}, y_{nj}) — координаты условных точек на верхнем диске (при $z'=z_0$) и на нижнем диске ($z'=z_j$),

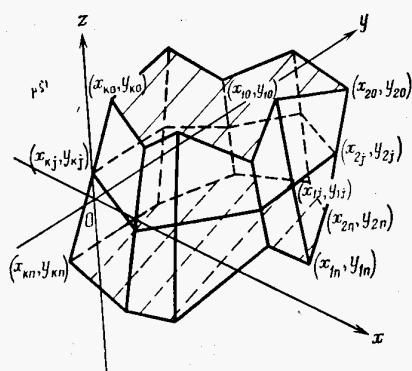


Рис. 33. Модель пирамиды

то координаты угловой точки (x_{nj}, y_{nj}) промежуточного диска для $z'=z_j$ можно найти следующим образом:

$$x_{nj} = x_{n0} + (x_{nj} - x_{n0}) \frac{z_j - z_0}{z_j - z_0};$$

$$y_{nj} = y_{n0} + (y_{nj} - y_{n0}) \frac{z_j - z_0}{z_j - z_0}.$$

Описанный подход к вычислению поля трехмерных масс положен в основу алгоритма и программы «Пирамида».

Для частных случаев пирамиды, когда ее боковые грани плоские, можно найти также аналитически интеграл в (3.15'). Если верхняя и нижняя грани пирамиды — прямоугольники и боковые грани плоские, то в этом случае получим формулу поля, выведенную В. И. Старостенко [31]. В приложениях часто встречаются модели, в которых диск на плоскости $z'=z_j$ является общим для соседних пирамид. Модель и разработанный на ее основе алгоритм получил название «Пирамида-Блок». В этом случае координаты диска, общего для соседних пирамид, выписываются 1 раз.

Горизонтальная пирамида

Поле трехмерных вытянутых по горизонтали масс часто удобно вычислять с помощью модели, имеющей форму неправильной пирамиды с двумя плоскими гранями, параллельными плоскости xOz . Грани имеют форму неправильных N -угольных дисков. Горизонтальную пирамиду легко задать совокупностью координат на двух плоскостях: $y'=y_0$: $(x_{10}, z_{10}), (x_{20}, z_{20}), \dots, (x_{n0}, z_{n0}), \dots, (x_{N0}, z_{N0})$; $y'=y_j$: $(x_{1j}, z_{1j}), (x_{2j}, z_{2j}), \dots, (x_{nj}, z_{nj}), \dots, (x_{nj}, z_{nj})$. Угловые точки оснований пирамиды соединяются отрезками прямых — ребрами. Поле пирамиды вычисляется по формуле

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{y_0}^{y_j} \Delta g_d(x, y, y'z) dy'.$$

Поле диска находится по формуле (3.24). Модель удобна тем, что координаты угловых точек промежуточного диска в плоскости $y'=y_j$ легко вычисляют по координатам основания пирамиды.

Если координаты угловых точек на основаниях пирамиды обозначим через (x_{n0}, z_{n0}) при $y'=y_0$ и (x_{nj}, z_{nj}) при $y'=y_j$, то координаты угловой точки (x_{nj}, z_{nj}) промежуточного диска для $y'=y_j$ можно найти по формулам

$$x_{nj} = x_{n0} + (x_{nj} - x_{n0}) \frac{y_j - y_0}{y_j - y_0},$$

$$z_{nj} = z_{n0} + (z_{nj} - z_{n0}) \frac{y_j - y_0}{y_j - y_0}.$$

Описанный алгоритм положен в основу составленной на Фортране программы «Горизонтальная пирамида».

Можно составить модель из нескольких пирамид с общими основаниями. В результате получим модель «Горизонтальная пирамида-Блок». Угловые точки промежуточных дисков выписываются только 1 раз. Оба основания пирамиды могут быть параллельны плоскости yOz .

Горизонтальные и вертикальные цилиндры

Поле моделей масс, имеющих одинаковое сечение, но ограниченных по простиранию или падению, можно найти как частный случай приведенных выше выражений для многогранника и пирамиды. Но удобно использовать подход, основанный на преобразовании трехкратных интегралов в двукратные на основе теорем Остроградского—Гаусса

$$\iiint_T \left(\frac{\partial F_1}{\partial x} + \frac{\partial F_2}{\partial y} + \frac{\partial F_3}{\partial z} \right) d\tau = \iint_S (F_1 dy dz + F_2 dz dx + F_3 dx dy). \quad (3.26)$$

Преобразование (3.1)—(3.4) по формуле Остроградского—Гаусса можно осуществить по-разному. В одном случае полагаем, что $F_1 = F_3 \equiv 0$. Это означает, что поле трехмерной массы будет изучаться в проекции на плоскость xOz . Этим преобразованием удобно воспользоваться, если массы вытянуты по оси y . В этом случае условно примем, что массы имеют форму горизонтального цилиндра. Другое преобразование можно выполнить, если положить в уравнение (3.26) $F_1 = F_2 \equiv 0$. Тогда поле массы изучается в проекции на плоскость xOy . Примем этот случай за вертикальный цилиндр.

Рассмотрим вначале преобразование для горизонтального цилиндра. Пусть массы сложной формы ограничены поверхностью S_n , состоящей из кусков S_1, S_2, \dots, S_n . Обозначим проекции поверхностей S_n , которые видны со стороны отрицательной полуоси y , через $S_{21}, S_{22}, \dots, S_{2n}, \dots, S_{2N_2}$ и их уравнения $y' = b_2(x', y')$, $y' = b_{22}(x', y')$, \dots , $y' = b_{2n}(x', z')$, \dots , $y' = b_{2N_2}(x', z')$, а проекции, которые видны со стороны положительной полуоси y , обозначим $S_{11}, S_{12}, \dots, S_{1n}, \dots, S_{1N_1}$ и их уравнения $y' = b_{11}(x', z')$, $y' = b_{12}(x', z')$, \dots , $y' = b_{1n}(x', z')$, \dots , $y' = b_{1N_1}(x', z')$. В этом случае выражение вертикальной составляющей Δg , преобразованное согласно (3.26), принимает вид

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y, z) = k & \left[\sum_{n=1}^{N_2} \iint_{S_{2n}} \sigma(x', z') \frac{z - z'}{(x - x')^2 + (z - z')^2} \times \right. \\ & \times \frac{y - b_{2n}(x', z')}{r_{2n}} dx' dz' - \sum_{n=1}^{N_1} \iint_{S_{1n}} \sigma(x', z') \frac{z - z'}{(x - x')^2 + (z - z')^2} \times \\ & \left. \times \frac{y - b_{1n}(x', z')}{r_{1n}} dx' dz' \right], \quad (3.27) \end{aligned}$$

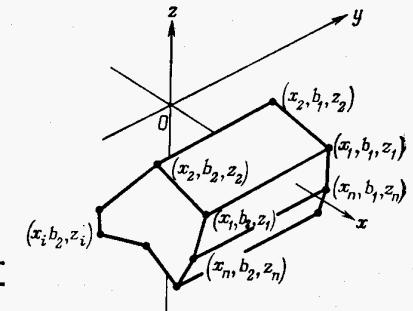


Рис. 34. Модель горизонтального цилиндра ограниченного простирания и N -угольного сечения

где

$$r_{1n} = \sqrt{(x - x')^2 + (y - b_{1n}(x', z'))^2 + (z - z')^2}$$

$$r_{2n} = \sqrt{(x - x')^2 + (y - b_{2n}(x', z'))^2 + (z - z')^2}.$$

Формула справедлива, если поверхность S имеет цилиндрические части с образующими, параллельными оси y . Для нахождения поля Δg необходимо вычислить двойные интегралы в (3.27). Двойные интегралы можно преобразовать к линейным интегралам по контурам L_n с использованием теоремы Стокса. Особенно упрощается преобразование, когда поверхности S_n плоскости $y' = Ax' + Bz' + C$ и массы принимают форму многогранника.

Практическое значение имеют частные случаи записанных выше выражений. Пусть массы имеют форму горизонтального цилиндра произвольного сечения S , образующие которого параллельны оси y (рис. 34). По простиранию цилиндр ограничен наклонными плоскостями $y' = d_1 z' + b_1$ и $y' = d_2 z' + b_2$. Тогда уравнение (3.27) перепишется в виде

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y, z) = k & \iint_S \sigma(x', z') \frac{z - z'}{(x - x')^2 + (z - z')^2} \times \\ & \times \left[\frac{y - d_2 z' - b_2}{r_2} - \frac{y - d_1 z' - b_1}{r_1} \right] dx' dz'. \end{aligned}$$

Преобразование двукратного интеграла в линейный при $\sigma = \sigma(z')$ приводит к уравнению [17].

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y, z) = k & \int_L \sigma(z') \left[\arctg \frac{(x - x')(y - d_1 z' - b_1)}{(z - z') r_1} - \right. \\ & \left. - \arctg \frac{(x - x')(y - d_2 z' - b_2)}{(z - z') r_2} \right] dz'. \quad (3.28) \end{aligned}$$

В выражение (3.28) необходимо подставить уравнение контура L в виде $x' = \varphi(z')$. Если сечение масс ограничено N отрезками

аналитических кривых $x' = \varphi_n(z')$ (см. рис. 34), то поле трехмерных цилиндрических масс

$$\Delta g(x, y, z) = k \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+1}} \sigma(z') \left[\operatorname{arctg} \frac{(x - \varphi_n(z'))(y - d_1 z' - b_1)}{(z - z') r_1} - \right. \\ \left. - \operatorname{arctg} \frac{(x - \varphi_n(z'))(y - d_2 z' - b_2)}{(z - z') r_2} \right] dz'. \quad (3.29)$$

Формула (3.29) положена в основу алгоритма и программы «Полигон-3».

Если массы двухмерные, то их выражения (3.29) легко записать [9]

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+1}} \sigma(z') \operatorname{arctg} \frac{x - \varphi_n(z')}{z - z'} dz'. \quad (3.30)$$

Необходим также частный случай, когда сечение масс ограничено отрезками прямых [9]:

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+1}} \sigma(z') \operatorname{arctg} \frac{x - a_n z' - c_n}{z - z'} dz'. \quad (3.31)$$

На основе формулы (3.31) разработаны алгоритмы и программа «Полигон-2». Можно найти в формуле (3.31) и оставшийся интеграл. Но интегрирование лучше выполнить для комплексной напряженности (3.7). Обозначим аффиксы комплексного числа через $\omega = x + iz$ внешней точки, а через $\omega_1 = x_1 + iz_1$, $\omega_2 = x_2 + iz_2$, ..., $\omega_N = x_N + iz_N$ — аффиксы угловых точек N -угольника. Нетрудно показать, что комплексная напряженность поля $-V_x + iV_z$ двухмерных масс имеет вид

$$-V_x + iV_z = 2k\sigma i \sum_{n=1}^N c_n (\omega - \omega_n) \ln(\omega - \omega_n), \quad (3.32)$$

где

$$c_n = \frac{x_n - x_{n-1}}{\omega_n - \omega_{n-1}} - \frac{x_{n+1} - x_n}{\omega_{n+1} - \omega_n}. \quad (3.33)$$

Комплексные функции вычисляются на ЭВМ ЕС. Но все же удобнее сначала разделить действительную и мнимую части. Минимальная часть (3.32) имеет вид

$$\Delta g(x, z) = 2k\sigma \sum_{n=1}^N \left\{ \frac{1}{2} \left[\frac{(x_n - x_{n-1})[(x - x_n)(x_n - x_{n-1}) + (z - z_n)(z_n - z_{n-1})]}{(x_n - x_{n-1})^2 + (z_n - z_{n-1})^2} - \right. \right. \\ \left. \left. - \frac{(x_{n+1} - x_n)[(x_{n+1} - x_n)(x - x_n) + (z - z_n)(z_{n+1} - z_n)]}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \right] \ln [(x - x_n)^2 + \right. \\ \left. \left. (z - z_n)^2] - \frac{(x_n - x_{n-1})[(x_n - x_{n-1})(z - z_n) - (x - x_n)(z_n - z_{n-1})]}{(x - x_{n-1})^2 + (z_n - z_{n-1})^2} - \right. \right. \\ \left. \left. - \frac{(x_{n+1} - x_n)[(x_{n+1} - x_n)(z - z_n) - (x - x_n)(z_{n+1} - z_n)]}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \right] \operatorname{arctg} \frac{z - z_n}{x - x_n} \right\}. \quad (3.34)$$

Это выражение положено в основу алгоритма и программы «Полигон-2Т».

Преобразуем теперь выражение для вертикальной составляющей притяжения по схеме для вертикального цилиндра. Поверхность S трехмерных масс составлена из отдельных кусков $S_1, S_2, \dots, S_n, \dots, S_N$. Обозначим через $S_{11}, S_{12}, \dots, S_{1n}, \dots, S_{1N}$ проекции поверхностей, которые видны со стороны положительной полуоси z , а их уравнения — через $z' = H_{11}(x', y')$, $z' = H_{12}(x', y')$, $z' = H_{1n}(x', y')$. Через $S_{21}, S_{22}, \dots, S_{2n}, \dots, S_{2N}$ обозначены проекции поверхностей, которые видны со стороны отрицательной полуоси z , а их уравнения — через $z' = H_{21}(x', y')$, $z' = H_{22}(x', y')$, ..., $z' = H_{2N}(x', y')$. Пусть плотность изменяется линейно

$$\sigma(z') = \sigma + p(z_s - z'). \quad (3.35)$$

После преобразования по формуле (3.26) при $F_1 = F_2 = 0$ получим выражение

$$\Delta g(x, y, z) = k \left\{ \sum_{n=1}^{N_1} \iint_{S_{1n}} \left[\frac{\sigma + p[z_s - H_{1n}(x', y')]}{r_{1n}} - \right. \right. \\ \left. \left. - p \ln(r_{1n} + z - H_{1n}(x', y')) \right] dx' dy' - \right. \\ \left. - \sum_{n=1}^{N_2} \iint_{S_{2n}} \left[\frac{\sigma + p[z_s - H_{2n}(x', y')]}{r_{2n}} - p \ln(r_{2n} + z - \right. \right. \\ \left. \left. - H_{2n}(x', y')) \right] dx' dy' \right\}, \quad (3.36)$$

где

$$r_{1n} = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - H_{1n}(x', y'))^2}; \\ r_{2n} = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - H_{2n}(x', y'))^2}.$$

Выражение (3.36) пригодно и в том случае, когда массы ограничены поверхностями с образующими, параллельными оси z . Двойные интегралы в выражении (3.36) можно найти численно или аналитически. В частности, удобно преобразовать двойные интегралы по S_n в линейные по контурам L_n граней.

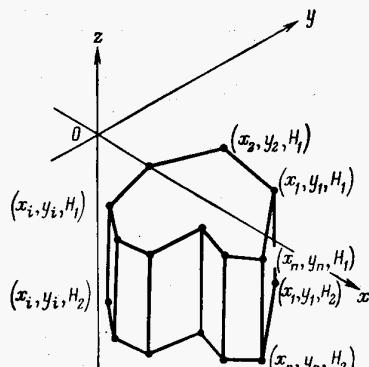


Рис. 35. Модель вертикального цилиндра N -угольного сечения

Рассмотрим частный случай. Пусть массы имеют форму вертикального цилиндра произвольного сечения S . Сверху и снизу цилиндр ограничен плоскостями $z'=H_1$ и $z'=H_2$ (рис. 35). Тогда

$$\Delta g(x, y, z) = k \iint_S \left[\frac{\sigma + p(z_\sigma - H_1)}{r_1} - \frac{\sigma + p(z_\sigma - H_2)}{r_2} - p \ln \frac{r_1 - H_1}{r_2 + H_2} \right] dx' dy', \quad (3.37)$$

где

$$r_1 = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - H_1)^2};$$

$$r_2 = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - H_2)^2}.$$

При постоянной плотности ($p=0$) двойной интеграл в (3.37) легко преобразовать в линейный по контуру L и выражение принимает вид [9]

$$\Delta g(x, y, z) = k\sigma \int_L \ln \frac{r_2 - y + \varphi(x')}{r_1 - y + \varphi(x')} dx', \quad (3.38)$$

где $y' = \varphi(x')$ — уравнение контура L .

Пусть контур состоит из N кривых, например отрезков прямых $y' = d_n x' + c_n$. Тогда уравнение (3.38) будет иметь вид [9]

$$\Delta g(x, y, z) = k\sigma \sum_{n=1}^N \int_{x_n}^{x_{n+1}} \ln \frac{r_2 - (y - d_n x' - c_n)}{r_1 - (y - d_n x' - c_n)} dx', \quad (3.39)$$

где

$$r_1 = \sqrt{(x - x')^2 + (y - d_n x' - c_n)^2 + (z - H_1)^2};$$

$$r_2 = \sqrt{(x - x')^2 + (y - d_n x' - c_n)^2 + (z - H_2)^2}.$$

В уравнении (3.39) оставшийся интеграл можно найти аналитически, как это сделано в работах Г. Г. Кравцова, Е. Нусипова,

А. В. Кудри и др. Формула (3.39) положена в основу алгоритма при составлении программы «Полигон-В».

Модель вертикального цилиндра с постоянной плотностью широко использовалась К. Ф. Тяпкиным при интерпретации гравитационного поля в условиях докембрийского щита. Поле вертикального цилиндра с плотностью, зависящей от вертикальной координаты $\sigma(z')$, удобно находить по схеме алгоритма «Пирамида» (см. раздел 3.3).

3.4. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ

При интерпретации геофизических полей с целью изучения глубинного строения земной коры необходимы эффективные методы вычисления поля слоистой среды (см. раздел 3.1). К выводу выражений поля можно подойти по-разному в зависимости от последовательности нахождения интегралов в формулах (3.1) — (3.8). В выражении поля Δg трехмерных масс можно вначале выполнить интегрирование по координате z' (рис. 36, а):

$$\Delta g(x, y, z) = \iint_S \left[k \int_{z'=h_J(x', y')}^{z'=h_0(x', y')} \sigma(x', y', z') \times \right. \\ \left. \times \frac{z - z'}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2]^{3/2}} dz' \right] dS. \quad (3.40)$$

Последовательность нахождения интегралов в уравнении (3.40) равнозначна аппроксимации слоя системой вертикальных линий, цилиндров, призм, пирамид и т. д.

Для слоя, вытянутого в горизонтальном направлении, удобно выполнить сначала интегрирование в горизонтальной плоскости

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{z'=h_J}^{z'=h_0} \left[k \iint_S \sigma(x', y', z') \times \right. \\ \left. \times \frac{z - z'}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2]^{3/2}} dS \right] dz'. \quad (3.41)$$

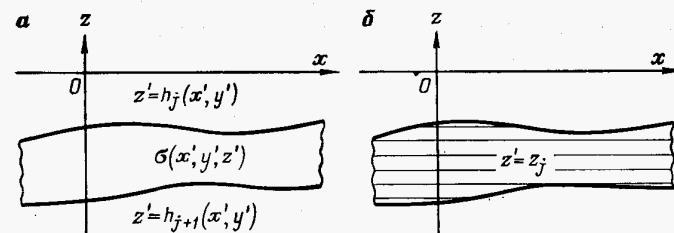


Рис. 36. Модель слоя:

а — основные обозначения; б — аппроксимация слоя системой горизонтальных плоскостей

Этот подход к выводу выражений поля равнозначен аппроксимации его горизонтальными дисками и материальными горизонтальными плоскостями (рис. 36, б).

Аналогично записываются выражения поля силы тяжести для двухмерного слоя.

$$\Delta g(x, z) = \int_L^z \left[2k \int_{z'=h_{j+1}(x')}^{z''=h_j(x')} \sigma(x', z') \frac{z-z'}{(x-x')^2 + (z-z')^2} dz' \right] dx', \quad (3.42)$$

или

$$\Delta g(x, z) = \int_{z'=h_j}^{z=h_1} \left[2k \int_L^z \sigma(x, z') \frac{z-z'}{(x-x')^2 + (z-z')^2} dx' \right] dz'. \quad (3.43)$$

Два подхода к аналитическому описанию поля слоя приводят вообще к разным аппроксимационным алгоритмам вычисления.

Так как вертикальная мощность слоя небольшая, то часто можно принять только линейное изменение плотности с глубиной. Поэтому ограничимся функцией плотности (3.13), а также выражением

$$\sigma(x', y', z') = \sigma(x', y') [1 + \beta(z_s - z')]. \quad (3.44)$$

Аналогично записывается плотность слоя двухмерных масс.

Опишем основные алгоритмы, вытекающие из формул (3.40) и (3.42). Выполним в выражении (3.40) интегрирование по z' . Если плотность задана (3.44), то выражение Δg трехмерного слоя примет вид

$$\Delta g(x, y, z) = \iint_S k \sigma(x', y') \left[\frac{1 + \beta(z_s - h_j(x', y'))}{r_j} - \frac{1 + \beta(z_s - h_{j+1}(x', y'))}{r_{j+1}} - \beta \ln \frac{r_j - (z - h_j(x', y'))}{r_{j+1} - (z - h_{j+1}(x', y'))} \right] dx' dy', \quad (3.45)$$

где

$$r_j = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-h_j(x', y'))^2};$$

$$r_{j+1} = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-h_{j+1}(x', y'))^2}$$

Выражение в квадратных скобках имеет простой физический смысл — это поле вертикального материального стержня с плотностью, определяемой формулой (3.44). Если плотность зависит только от горизонтальных координат, то уравнение (3.45) значительно упрощается:

$$\Delta g(x, y, z) = \iint_S k \sigma(x', y') \left(\frac{1}{r_j} - \frac{1}{r_{j+1}} \right) dx' dy'. \quad (3.46)$$

Поле двухмерного слоя с плотностью $\sigma(x', z') = \sigma(x') [1 + \beta(z_s - z')]$ также легко найти по формуле

$$\begin{aligned} \Delta g(x, z) = & 2k \int_L^z \sigma(x') \left\{ \beta \left[h_j(x') - h_{j+1}(x') \right] - \right. \\ & - \frac{1}{2} [1 + \beta(z_s - z')] \ln \frac{r_j^2}{r_{j+1}^2} - \beta(x - x') \left(\arctg \frac{x - x'}{z - h_j(x')} - \right. \\ & \left. \left. - \arctg \frac{x - x'}{z - h_{j+1}(x')} \right) \right\} dx', \end{aligned} \quad (3.47)$$

где

$$r_j = \sqrt{(x-x')^2 + (z-h_j(x'))^2};$$

$$r_{j+1} = \sqrt{(x-x')^2 + (z-h_{j+1}(x'))^2}.$$

Выражение под интегралом представляет собой поле вертикальной пластиинки с линейно изменяющейся по z' плотностью. Если плотность зависит только от горизонтальной координаты, то выражение поля слоя упрощается:

$$\Delta g(x, z) = \int_L^z k \sigma(x') \ln \frac{(x-x')^2 + (z-h_j(x'))^2}{(x-x')^2 + (z-h_{j+1}(x'))^2} dx'. \quad (3.48)$$

Если плотность определяется выражением (3.13), то для трехмерного слоя между изоповерхностями плотности $\sigma_j = \text{const}$ и $\sigma_{j+1} = \text{const}$ выражение поля притяжения

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y, z) = & k \iint_S \left\{ \frac{(\sigma_j - \sigma_{j+1}) h_j(x', y') + \sigma_{j+1} h_j(x', y') - \sigma_j h_{j+1}(x', y')}{[h_j(x', y') - h_{j+1}(x', y')]} r_j \right. \\ & - \frac{(\sigma_j - \sigma_{j+1}) h_{j+1}(x', y') + \sigma_{j+1} h_j(x', y') - \sigma_j h_{j+1}(x', y')}{[h_j(x', y') - h_{j+1}(x', y')]} r_{j+1} + \\ & \left. + \frac{\sigma_j - \sigma_{j+1}}{h_j(x', y') - h_{j+1}(x', y')} \ln \frac{z - h_j(x', y') + z_j}{z - h_{j+1}(x', y') + z_{j+1}} \right\} dx' dy', \end{aligned} \quad (3.49)$$

где

$$r_j = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-h_j(x', y'))^2};$$

$$r_{j+1} = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-h_{j+1}(x', y'))^2}.$$

Выражение под интегралом в (3.49) представляет собой поле вертикального стержня с плотностью (3.13). Формула (3.49) положена в основу алгоритма и программы «Изолиния-3» [9].

Если массы двухмерные, то поле Δg слоя между изолиниями плотности $\sigma_j = \text{const}$ и $\sigma_{j+1} = \text{const}$:

$$\begin{aligned} \Delta g(x, z) = & 2k \int_L^z \left\{ -(\sigma_j - \sigma_{j+1}) + \frac{(\sigma_j - \sigma_{j+1})(x - x')}{h_j(x') - h_{j+1}(x')} \left(\arctg \frac{x - x'}{z - h_j(x')} - \right. \right. \\ & \left. \left. - \arctg \frac{x - x'}{z - h_{j+1}(x')} \right) + \sigma_j \ln r_j^2 - \sigma_{j+1} \ln r_{j+1}^2 \right\} dx', \end{aligned} \quad (3.50)$$

где

$$r_j = \sqrt{(x-x')^2 + (z-h_j(x'))^2}; \quad r_{j+1} = \sqrt{(x-x')^2 + (z-h_{j+1}(x'))^2}.$$

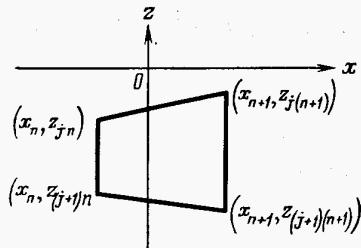


Рис. 37. Модель призмы четырехугольного сечения

Подынтегральное выражение (3.50) — это поле вертикальной пластинки с плотностью (3.13). Таким же путем можно найти выражение поля с полиномиальным выражением плотности (3.11).

В записанных выражениях задача нахождения поля сведена к вычислению двойного интеграла для трехмерных и линейного для двухмерных масс. Оставшиеся интегралы можно найти аналитически или численно, используя физический смысл подынтегральных выражений в (3.45) — (3.50). Слой приходится разбивать на совокупность вертикальных цилиндров или призм различного сечения. Наиболее простыми и удобными являются вертикальные призмы с треугольным сечением и наклонными верхним и нижним основаниями, а также с четырехугольным сечением, в том числе вертикальные прямоугольные параллелепипеды. Выражения поля для этих пирамид не будем приводить вследствие их громоздкости.

В двухмерной задаче аналитическое и численное интегрирование удобно выполнить для случая аппроксимации слоя четырехугольниками, у которых две стороны вертикальные $x' = x_n$ и $x' = x_{n+1}$, а верхняя и нижняя наклонные $z' = a_j x' + c_j$ и $z' = a_{j+1} x' + c_{j+1}$ (рис. 37). В этом случае, когда плотность $\sigma(x', y') = \sigma(x')[1 + \beta(z_s - z')]$, для вертикальной составляющей призмы с четырехугольным сечением на основе (3.47) можно записать выражение

$$\Delta g(x, z) = 2k \int_{x'=x_n}^{x'=x_{n+1}} \sigma(x') \left\{ -\frac{1}{2} [1 + \beta(z_s - z')] \ln \times \right. \\ \times \frac{(x - x')^2 + (x - a_j x' - c_j)^2}{(x - x'^2) + (x - a_{j+1} x' - c_{j+1})^2} + \beta [(a_j - a_{j+1}) x' + (c_j - c_{j+1})] - \\ \left. - \beta (x - x') \left(\arctg \frac{x - x'}{z - a_j x' - c_j} - \arctg \frac{x - x'}{z - a_{j+1} x' - c_{j+1}} \right) \right\} dx'. \quad (3.47')$$

Формула (3.47') положена в основу алгоритма «Слой-2» [15].

Важное практическое значение имеет частный случай (3.50), когда плотность слоя зависит только от x' . Если используется аппроксимация слоя призмами из рис. 37 и плотность задана постоянными значениями σ_n и σ_{n+1} на вертикальных линиях $x' = x_n$ и $x' = x_{n+1}$, то ее выражение имеет вид

$$\sigma(x') = \frac{\sigma_{n+1} - \sigma_n}{x_{n+1} - x_n} x' + \frac{\sigma_n x_{n+1} - \sigma_{n+1} x_n}{x_{n+1} - x_n}.$$

Поле призмы с сечением из рис. 37 и плотностью $\sigma(x')$

$$\Delta g(x, z) = k \int_{x'=x_n}^{x'=x_{n+1}} \sigma(x') \ln \frac{(x - x')^2 + (z - a_{j+1} x' - c_{j+1})^2}{(x - x')^2 + (z - a_j x' - c_j)^2} dx'. \quad (3.47'')$$

На основе формулы (3.47'') разработан алгоритм и составлена программа «Скважина-2», так как значения плотности σ_n и σ_{n+1} находятся обычно как средние на интервалах соседних скважин.

Легко записать также частный случай (3.50), когда на верхней стороне $z' = a_j x' + c_j$ четырехугольника (см. рис. 37) задана постоянная плотность $\sigma_j = \text{const}$, а на нижней $z' = a_{j+1} x' + c_{j+1}$ плотность $\sigma_{j+1} = \text{const}$. Выражение поля Δg для этого случая принимает вид [9, 10]

$$\Delta g(x, z) = 2k \int_{x'=x_n}^{x'=x_{n+1}} \left\{ -(\sigma_j - \sigma_{j+1}) + \frac{(\sigma_j - \sigma_{j+1})(x - x')}{(a_j - a_{j+1}) x' + c_j - c_{j+1}} \times \right. \\ \times \left(\arctg \frac{x - x'}{z - a_j x' - c_j} - \arctg \frac{x - x'}{z' - a_{j+1} x' - c_{j+1}} \right) + \\ + \sigma_j \ln [(x - x')^2 + (z - a_j x' - c_j)^2] - \sigma_{j+1} \ln [(x - x')^2 + \\ \left. + (z - a_{j+1} x' - c_{j+1})^2] \right\} dx'. \quad (3.50')$$

Выражение (3.50') положено в основу ряда вариантов алгоритма «Изолиния-2» вычисления поля двухмерной градиентной среды, заданной изолиниями плотности. Алгоритмы различаются большей частью способами аппроксимации изолиний плотности (кубический сплайн, линейный и др.). Программы «Изолиния-2», составленные вначале на Алголе, а затем на Фортране, нашли широкое применение при комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений [9, 10].

Удобный алгоритм вычисления поля сложной модели можно получить, если элементарная масса имеет в сечении четырехугольник (см. рис. 37) и в его угловых точках (x_n, z_{nj}) , $(x_n, z_{n(j+1)})$, $(x_{n+1}, z_{(n+1)(j+1)})$, $(x_{n+1}, z_{(n+1)j})$ заданы значения плотности σ_{nj} , $\sigma_{n(j+1)}$, $\sigma_{(n+1)(j+1)}$, $\sigma_{(n+1)j}$. Диагональю, проведенной из левого верхнего угла в правый нижний, четырехугольник разбивается на два треугольника, в каждом из которых плотность $\sigma(x', z')$ — линейная функция. В правом верхнем треугольнике

$$\sigma_2(x', z') = \sigma_{02} + B_2(x_{s_2} - x') + C_2(z_{s_2} - z'),$$

а в левом нижнем

$$\sigma_1(x', z') = \sigma_{01} + B_1(x_{s_1} - x') + C_1(z_{s_1} - z').$$

Можно принять, что $\sigma_{01} = \sigma_{02} = \sigma_{nj}$ и $x_{s_1} = x_{s_2} = x_n$, $z_{s_1} = z_{s_2} = z_{nj}$.

Нетрудно показать, что поле Δg двухмерных масс, в сечении которых четырехугольник из рис. 37 и плотность изменяются линейно, можно записать в виде

$$\begin{aligned} \Delta g(x, z) = & 2k \int_{x_n}^{x_{n+1}} \left\{ -\frac{1}{2} [\sigma_{01} + B_1(x_{\sigma_1} - x') + \right. \\ & + C_1(z_{\sigma_1} - z)] \ln \frac{(x - x')^2 + (z - a_{13}x' - c_{13})^2}{(x - x')^2 + (z - a_{23}x' - c_{23})^2} + C_1[(a_{13} - a_{23})x' + \right. \\ & + c_{13} - c_{23}] - C_1(x - x') \operatorname{arctg} \frac{(x - x')[a_{13} - a_{23}]x' + c_{13} - c_{23}}{(x - x')^2 + (z - a_{13}x' - c_{13})(z - a_{23}x' - c_{23})} - \\ & - \frac{1}{2} [\sigma_{02} + B_2(x_{\sigma_2} - x') + C_2(z_{\sigma_2} - z)] \ln \frac{(x - x')^2 + (z - a_{14}x' - c_{14})^2}{(x - x')^2 + (z - a_{13}x' - c_{13})^2} + \\ & + C_2[(a_{14} - a_{13})x' + c_{14} - c_{13}] - C_2(x - x') \operatorname{arctg} \times \\ & \times \frac{(x - x')[a_{14} - a_{13}]x' + c_{14} - c_{13}}{(x - x')^2 + (z - a_{14}x' - c_{14})(z - a_{13}x' - c_{13})} \} dx', \end{aligned}$$

где $z' = a_{14}x' + c_{14}$, $z' = a_{23}x' + c_{23}$, $z' = a_{13}x' + c_{13}$ — уравнения прямых, проходящих соответственно через точки (x_n, z_{nj}) и $(x_{n+1}, z_{(n+1)j})$, $(x_n, z_{n(j+1)})$ и $(x_{n+1}, z_{(n+1)(j+1)})$, (x_n, z_{nj}) и $(x_{n+1}, z_{(n+1)(j+1)})$.

Найдем аналитически интеграл по x' и получим следующее выражение $\Delta g(x, z)$ двухмерных масс, в сечении которых четырехугольник из рис. 37:

$$\begin{aligned} \Delta g(x, z) = & 2k \left\{ -\frac{1}{2}(x - x_n) \left[s_1 + \frac{1}{2}B_1(x - x_n) \right] \ln \frac{R_{nj}^2}{R_{nj1}^2} + \right. \\ & + \frac{1}{2}(x - x_{n+1}) \left[s_2 + \frac{1}{2}B_2(x - x_{n+1})^2 \right] \ln \frac{R_{n1j}^2}{R_{n1j1}^2} + \\ & + \frac{p_{14}}{2(a_{14}^2 + 1)} \left[-\frac{B_2(a_{14}^2 - 1)}{2(a_{14}^2 + 1)} p_{14} + a_{14}s_2 + \frac{C_2}{2}a_{14}p_{14} \right] \ln \frac{R_{n1j}^2}{R_{nj}^2} + \\ & + \frac{p_{13}}{2(a_{13}^2 + 1)} \left[\frac{(B_2 - B_1)(a_{13}^2 - 1)}{2(a_{13}^2 + 1)} p_{13} - a_{13}(s_2 - s_1) - \right. \\ & - (C_2 - C_1)a_{13}p_{13} \left. \right] \ln \frac{R_{n1j1}^2}{R_{nj}^2} - \frac{p_{23}}{2(a_{23}^2 + 1)} \left[-\frac{B_1(a_{23}^2 - 1)}{2(a_{23}^2 + 1)} \times \right. \\ & \times p_{23} + a_{23}s_1 + \frac{C_1}{2}a_{23}p_{23} \left. \right] \ln \frac{R_{n1j1}^2}{R_{nj1}^2} + \frac{p_{14}}{(a_{14}^2 + 1)} \times \\ & \times \left[-\frac{B_2a_{14}}{(a_{14}^2 + 1)} p_{14} + s_2 - \frac{C_2}{2}(a_{14}^2 - 1)p_{14} \right] \operatorname{arctg} \frac{p_{14}(Q_1 - Q_2)}{p_{14}^2 + Q_1Q_2} + \\ & + \frac{p_{13}}{(a_{13}^2 + 1)} \left[\frac{(B_2 - B_1)a_{13}}{(a_{13}^2 + 1)} p_{13} - (s_2 - s_1) + \right. \\ & + \frac{1}{2}(C_2 - C_1)(a_{13}^2 - 1)p_{13} \left. \right] \operatorname{arctg} \frac{p_{13}(Q_3 - Q_4)}{p_{13}^2 + Q_3Q_4} + \\ & + \frac{p_{23}}{(a_{23}^2 + 1)} \left[\frac{B_1a_{23}}{(a_{23}^2 + 1)} p_{23} - s_1 + \frac{C_1}{2}(a_{23}^2 - 1)p_{23} \right] \operatorname{arctg} \frac{p_{23}(Q_5 - Q_6)}{p_{23}^2 + Q_5Q_6} - \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & - \frac{C_1}{2}(x - x_n)^2 \operatorname{arctg} \frac{(x - x_n)(z_{nj} - z_{n(j+1)})}{(x - x_n)^2 + (z - z_{nj})(z - z_{n(j+1)})} + \\ & + \frac{C_2}{2}(x - x_{n+1})^2 \operatorname{arctg} \frac{(x - x_{n+1})(z_{(n+1)j} - z_{(n+1)(j+1)})}{(x - x_{n+1})^2 + (z - z_{(n+1)j})(z - z_{(n+1)(j+1)})} + \\ & + \frac{1}{2} \left[\frac{p_{14}}{(a_{14}^2 + 1)} (B_2a_{14} - C_2) - \frac{p_{13}}{(a_{13}^2 + 1)} ((B_2 - B_1)a_{13} - (C_2 - C_1)) - \right. \\ & - \frac{p_{23}}{(a_{23}^2 + 1)} (B_1a_{23} - C_1) \left. \right] (x_n - x_{n+1}) - \frac{1}{2} [C_2(a_{14} - a_{13}) + \\ & + C_1(a_{13} - a_{23})] (x_n^2 - x_{n+1}^2) - [C_2(c_{14} - c_{13}) + \\ & + C_1(c_{13} - c_{23})] (x_n - x_{n+1}), \end{aligned}$$

где

$$s_1 = \sigma_{nj} - B_1(x - x_n) - C_1(z - z_{nj});$$

$$s_2 = \sigma_{nj} - B_2(x - x_n) - C_2(z - z_{nj});$$

$$p_{14} = z - a_{14}x - c_{14};$$

$$p_{13} = z - a_{13}x - c_{13};$$

$$p_{23} = z - a_{23}x' - c_{23};$$

$$R_{nj}^2 = (x - x_n)^2 + (z - z_{nj})^2;$$

$$R_{n1j}^2 = (x - x_{n+1})^2 + (z - z_{(n+1)j})^2;$$

$$R_{nj1}^2 = (x - x_n)^2 + (z - z_{(n+1)j})^2;$$

$$R_{n1j1}^2 = (x - x_{n+1})^2 + (z - z_{(n+1)(j+1)})^2;$$

$$Q_1 = (x - x_{n+1}) + a_{14}(z - z_{(n+1)j});$$

$$Q_2 = (x - x_n) + a_{14}(z - z_{nj});$$

$$Q_3 = (x - x_{n+1}) + a_{13}(z - z_{(n+1)(j+1)});$$

$$Q_4 = (x - x_n) + a_{13}(z - z_{nj});$$

$$Q_5 = (x - x_{n+1}) + a_{23}(z - z_{(n+1)(j+1)});$$

$$Q_6 = (x - x_n) + a_{23}(z - z_{(n+1)j}).$$

На основе этой формулы разработан алгоритм и составлена программа «Слой». Если плотность постоянна на верхней стороне, т. е. $\sigma_{nj} = \sigma_{(n+1)j}$, и на нижней стороне четырехугольника, т. е. $\sigma_{n(j+1)} = \sigma_{(n+1)(j+1)}$, то получим аналог алгоритма «Изолиния».

На основе выражений (3.41), (3.43) можно получить удобные аппроксимационные способы вычисления поля слоистой среды. Уравнения (3.41) легко найти двойной интеграл в случае, когда плотность изменяется с глубиной:

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{z'=h_J}^{z=h_0} \left[k \sigma(z') \iint_S \frac{z - z'}{r^3} dS \right] dz'. \quad (3.51)$$

Выражение в прямых скобках — поле $\Delta g_{\text{д}}(x, y, z, z')$ горизонтального материального диска. Если диск ограничен отрезками прямых, то аналитическое выражение $\Delta g_{\text{д}}(x, y, z, z')$ находится по формулам (3.16) — (3.18). Тогда поле силы тяжести для трехмерного слоя можно записать в виде

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{z'=h_J}^{z'=h_0} \Delta g_{\text{д}}(x, y, z, z') dz'.$$

Оставшийся интеграл уже можно найти численно.

Описанный подход к вычислению поля удобно применять, например, для контактных поверхностей, заданных изогипсами. Контуру горизонтального диска можно составить из отрезков, которыми аппроксимируется изогипса. На основе такого подхода разработан алгоритм и составлена программа «Контактная поверхность».

Для двухмерного слоя с плотностью, зависящей от z' , интегрирование в формуле (3.43) по x' в пределах от x_n до x_{n+1} дает выражение вертикальной составляющей поля горизонтальной пластиинки:

$$\Delta g_{\text{пл}}(x, z, z') = 2k\sigma(z') \left(\operatorname{arctg} \frac{x - x_n}{z - z'} - \operatorname{arctg} \frac{x - x_{n+1}}{z - z'} \right). \quad (3.52)$$

Поле слоя теперь уже можно найти численно:

$$\Delta g(x, z) = \int_{z'=h_J}^{z'=h_0} \Delta g_{\text{пл}}(x, z, z') dz'. \quad (3.53)$$

Таким образом, если плотность слоя зависит от вертикальной координаты z' , то выражение слоя можно найти вычислением линейного интеграла (3.53).

Если плотность слоя зависит также от горизонтальных координат, например $\sigma(x', y')$ — полиномом (3.11), то можно аналитически найти поле горизонтального диска по формуле (3.41), но выражение получается громоздким. Поэтому при переменной плотности $\sigma(x', y')$ горизонтального диска можно поле его находить численным путем. Удобно это выполнить следующим образом. Двойной интеграл в выражении (3.41) можно записать как несобственный в бесконечных пределах:

$$\Delta g(x, y, z) = \int_{z_J}^{z_0} \left[k \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', z') \frac{z - z'}{r^3} dx' dy' \right] dz'. \quad (3.54)$$

Эта запись равнозначна аппроксимации масс системой горизонтальных бесконечных плоскостей переменной плотности (см. рис. 36, б). Поле плоскости имеет вид

$$\Delta g_{\text{пл}}(x, y, z, z') = k \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', z') \frac{z - z'}{r^3} dx' dy'. \quad (3.55)$$

Вне масс слоя следует принимать $\sigma(x', y', z') = 0$. Отметим, что выражение (3.54) удобно использовать для вычисления суммарного поля всех масс нижнего полупространства.

Обратим внимание на то, что уравнение (3.55) с точностью до множителя совпадает с интегралом Пуассона, решающим задачу Дирихле для полупространства

$$U(x, y, z, z') = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z') \frac{z - z'}{r^3} dx' dy'. \quad (3.56)$$

Если исходить из аналогии между интегралом (3.55) и интегралом Пуассона (3.56), то вычисление поля Δg материальной плоскости сводится таким образом к аналитическому продолжению в верхнее полупространство на высоту $z - z'$ функции $2\pi k\sigma(x', y', z')$.

Для двухмерных масс выражение (3.43) поля слоистой среды можно записать в виде

$$\Delta g(x, z) = \int_{z_J}^{z_0} \left[2k \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', z') \frac{z - z'}{(x - x')^2 + (z - z')^2} dx' \right] dz'. \quad (3.57)$$

Выражение в квадратных скобках — это поле Δg двухмерной горизонтальной плоскости. Выражение только множителем отличается от интеграла Пуассона, решающего задачу Дирихле для полупространства.

Легко показать, что для других элементов поля, в частности для высших производных потенциала $\partial^n V / \partial x^p \partial y^q \partial z^m$ ($n = p + q + m$), выражение поля материальной горизонтальной плоскости имеет вид

$$\frac{\partial^n V(x, y, z)}{\partial x^p \partial y^q \partial z^m} = k \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', z') \frac{\partial^n}{\partial x^p \partial y^q \partial z^m} \left(\frac{1}{r} \right) dx' dy'. \quad (3.58)$$

Например:

$$\frac{\partial^2 V(x, y, z)}{\partial x \partial z} = 3k \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', z') \frac{(x - x')(z - z')}{r^5} dx' dy';$$

$$\frac{\partial^2 V(x, y, z)}{\partial y \partial z} = 3k \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', z') \frac{(y - y')(z - z')}{r^5} dx' dy';$$

$$\frac{\partial^2 V(x, y, z)}{\partial z^2} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', z') \frac{3(z - z')^2 - r^2}{r^5} dx' dy'.$$

К. Ф. Тяпкиным показано, что интегралы с ядром такого вида используются в геофизике при аналитическом продолжении в

верхнее полупространство различных производных потенциала. Отметим, что идея использования интеграла Пуассона для вычисления поля контактной поверхности излагалась в работах А. К. Маловичко, В. К. Гладкого, Л. Д. Немцова, Г. И. Карапаева и др. Но область применения этого подхода ограничивалась в основном вычислением поля контактных поверхностей с небольшой амплитудой и постоянной плотностью. Изложенное выше дает универсальный аппроксимационный способ вычисления поля слоистой среды переменной плотности. Алгоритм и составленная по нему программа названы «Продолжение».

3.5. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ МАСС ПЕРЕМЕННОГО НАМАГНИЧЕНИЯ

При комплексной интерпретации геофизических полей с целью изучения глубинного строения земной коры необходимы также эффективные методы вычисления на ЭВМ элементов магнитного поля. Выведем необходимые выражения поля моделей масс переменного намагничения. В разработке методов решения прямой задачи магнитного поля не имеется каких-либо принципиальных трудностей, за исключением одной — учета размагничивающего фактора. Распределение намагничения в земной коре, особенно в ее глубоких частях, изучено недостаточно. Намагничение пород, вызывающих региональные аномалии, относительно небольшое и несомненно уменьшается с глубиной. В этих условиях недоучет размагничивающего фактора не является основным недостатком сложной проблемы моделирования на ЭВМ регионального магнитного поля.

Общепринято находить элементы магнитного поля на основе теоремы Пуассона о связи гравитационного и магнитного потенциалов [15]. Поэтому для нахождения магнитного потенциала W и вектора напряженности поля $X_i \hat{i} + Y_j \hat{j} + Z_k \hat{k}$ трехмерных масс используем выражения (3.2), (3.4), а для напряженности поля $X_i \hat{i} + Z_k \hat{k}$ двухмерных масс — выражение (3.6). На основе теоремы Пуассона часто нет необходимости выводить специально выражения напряженности поля магнитных масс, а находить их через вторые производные гравитационного потенциала [15]:

$$\left. \begin{aligned} X &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xx} + J_y V_{yx} + J_z V_{xz}); \\ Y &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xy} + J_y V_{yy} + J_z V_{yz}); \\ Z &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xz} + J_y V_{yz} + J_z V_{zz}). \end{aligned} \right\} \quad (3.59)$$

Для вычисления поля трехмерных магнитных масс одной из наиболее удобных является модель пирамиды. Ее поле также бу-

дем находить аппроксимационным способом путем интегрирования полей горизонтальных дисков. Вертикальную составляющую

$$Z(x, y, z) = \int_{z_J}^{z_0} Z_d(x, y, z, z') dz'. \quad (3.60)$$

Магнитное поле диска Z_d находится по формуле (3.59) с использованием выражений (3.20) — (3.22) вторых производных V_{xz} , V_{yz} и V_{zz} горизонтальных дисков

$$Z_d = \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xz,d} + J_y V_{yz,d} + J_z V_{zz,d}). \quad (3.61)$$

Намагничение пирамиды можно принять изменяющимся с глубиной по квадратичному закону

$$\vec{J}(z') = \vec{J} + \vec{p}(z_J - z') + \vec{q}(z_J - z')^2. \quad (3.62)$$

Аппроксимационный способ вычисления магнитного потенциала W , составляющих поля X , Y и Z согласно (3.60) положен в основу алгоритма и программы «Пирамида магнитная».

При моделировании двухмерных магнитных полей удобно использовать модель двухмерных масс полигонального сечения. Например, Z -составляющую поля согласно (3.59) можно записать

$$Z(x, z) = \frac{1}{k\sigma} [J_x V_{xz}(x, z) + J_z V_{zz}(x, z)]. \quad (3.63)$$

Выражения вторых производных потенциала V_{xz} и V_{zz} найдем дифференцированием (3.34) по x и z :

$$\begin{aligned} V_{xz}(x, z) &= 2k\sigma \sum_{n=1}^N \left\{ \frac{1}{2} \left[\frac{(x_n - x_{n-1})^2}{(x_n - x_{n-1})^2 + (z_n - z_{n-1})^2} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{(x_{n+1} - x_n)^2}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \right] \ln [(x - x_n)^2 + (z - z_n)^2] - \right. \\ &\quad \left. - \left[\frac{-(x_n - x_{n-1})(z_n - z_{n-1})}{(x_n - x_{n-1})^2 + (z_n - z_{n-1})^2} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{-(x_{n+1} - x_n)(z_{n+1} - z_n)}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \right] \operatorname{arctg} \frac{z - z_n}{x - x_n} \right\}; \end{aligned} \quad (3.64)$$

$$\begin{aligned} V_{zz}(x, z) &= 2k\sigma \sum_{n=1}^N \left\{ \frac{1}{2} \left[\frac{(x_n - x_{n-1})(z_n - z_{n-1})}{(x_n - x_{n-1})^2 + (z_n - z_{n-1})^2} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{(x_{n+1} - x_n)(z_{n+1} - z_n)}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \right] \ln [(x - x_n)^2 + (z - z_n)^2] - \right. \\ &\quad \left. - \left[\frac{(x_n - x_{n-1})^2}{(x_n - x_{n-1})^2 + (z_n - z_{n-1})^2} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{(x_{n+1} - x_n)^2}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \right] \operatorname{arctg} \frac{z - z_n}{x - x_n} \right\}. \end{aligned} \quad (3.65)$$

Для моделирования регионального магнитного поля необходимы выражения элементов поля слоистой среды. Как и для гравитационного поля, выражение вектора напряженности магнитных масс можно представить в следующем виде:

$$X\vec{i} + Y\vec{j} + Z\vec{k} = - \iint_S \left[\int_{z'=h_J(x', y')}^{z=h_0(x, y')} \text{grad} \left(\frac{\vec{J}r}{r^3} \right) dz' \right] dx' dy', \quad (3.4')$$

или

$$X\vec{i} + Y\vec{j} + Z\vec{k} = \int_{z_J}^{z_0} \left[\iint_S \text{grad} \left(\frac{\vec{J}r}{r^3} \right) dx' dy' \right] dz'. \quad (3.4'')$$

В формуле (3.4') аппроксимирующим элементом является вертикальный стержень, и ее удобно использовать в случае, когда магнитный слой аппроксимируется вертикальными цилиндрами, призмами и т. д. Применение формулы (3.4'') равнозначно аппроксимации масс слоя горизонтальными магнитными дисками. Если контуры дисков совпадают с изогипсами поверхности, то получается удобная и точная аппроксимация поверхности системой горизонтальных дисков.

Выражения элементов магнитного поля горизонтального магнитного диска аналогичны (3.59). Намагниченность слоя изменяется с глубиной $\vec{J}(z')$. Описываемый способ вычисления положен в основу алгоритма и программы «Магнитная поверхность».

Часто необходимо вычислить поле слоя с намагниченностью, зависящей от трех координат $\vec{J}(x', y', z')$. Наиболее просто построить алгоритм для этой цели на основе аппроксимации слоя бесконечными горизонтальными плоскостями. Для этого в формуле (3.4'') выполним интегрирование в бесконечных пределах:

$$X\vec{i} + Y\vec{j} + Z\vec{k} = - \int_{z_J}^{z_0} \left[\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \text{grad} \left(\frac{\vec{J}r}{r^3} \right) dx' dy' \right] dz'. \quad (3.66)$$

Выражение в квадратных скобках представляет собой поле горизонтальной магнитной плоскости:

$$X\vec{i} + Y\vec{j} + Z\vec{k} = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \text{grad} \left(\frac{\vec{J}r}{r^3} \right) dx' dy'. \quad (3.67)$$

Для вертикальной составляющей поля магнитной плоскости намагниченностью $\vec{J}(x', y', z')$ будем иметь выражение

$$Z(x, y, z) = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\vec{J} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\vec{r}}{r^3} \right) \right) dx' dy'. \quad (3.68)$$

Горизонтальные составляющие можно записать в виде:

$$X(x, y, z) = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\vec{J} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\vec{r}}{r^3} \right) \right) dx' dy';$$

$$Y(x, y, z) = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\vec{J} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\vec{r}}{r^3} \right) \right) dx' dy'.$$

Несобственные интегралы в формулах (3.67) и (3.68) сходящиеся, так как подынтегральные выражения быстро убывают, а вектор $\vec{J}(x', y', z')$ ограничен.

Обратим внимание на то, что интегралы в формулах (3.67) и (3.68) совпадают с точностью до множителя с интегралами, решающими граничные задачи Дирихле и Неймана и позволяющими продолжить в верхнее полупространство на высоту $z - z'$ функцию $\vec{J}(x', y', z')$ и найти ее ортогональные компоненты и различные производные.

Для двухмерного магнитного слоя переменного намагничения $\vec{J}(x', y')$ выражение поля на основе аппроксимации масс горизонтальными магнитными плоскостями будет иметь вид

$$X\vec{i} + Z\vec{k} = - 2 \int_{z_J}^{z_0} \left[\int_{-\infty}^{\infty} \text{grad} \left(\frac{\vec{J}r}{r^2} \right) dx' \right] dz'. \quad (3.69)$$

Для вертикальной составляющей

$$Z(x, z) = - 2 \int_{z_J}^{z_0} \left[\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\vec{J}r}{r^2} \right) dx' \right] dz'. \quad (3.70)$$

Выражения в квадратных скобках в (3.69) и (3.70) также совпадают с известными интегралами, позволяющими на основе решения граничных задач Дирихле и Неймана вычислить в верхнем полупространстве производные функций и их ортогональные компоненты.

Приведенные результаты показывают, что успешно решается задача вычисления поля трехмерных и двухмерных магнитных масс. Важно подчеркнуть, что имеется возможность найти поле масс, намагниченность которых изменяется не только с глубиной, но и в горизонтальном направлении.

3.6. ОРГАНИЗАЦИЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПОЛЯ НА ЭВМ

При составлении программ вычисления поля на ЭВМ в основу алгоритмов положены выведенные выше выражения элементов гравитационного и магнитного полей. Но обычно необходимы дополнительные разработки и усовершенствования алгоритмов, что-

бы упростить подготовку исходных данных и вычислить поле с достаточной точностью и минимальными затратами времени. Опишем некоторые разработки и усовершенствования алгоритмов вычисления поля.

Вычисление поля сложных моделей масс

В задачах интерпретации региональных полей необходимо вычислить поле сложных моделей масс, состоящих из множества отдельных моделей. Если необходимо суммарное поле модели, то появляется возможность существенно уменьшить затраты времени на вычисление, а часто и на подготовку данных. Эта идея впервые реализована в алгоритме «Линия-2» [9] и полностью себя оправдала в последующих алгоритмах, так как существенно (часто почти в 2 раза) сокращает время на подготовку данных и вычисление поля. Эта возможность вытекает из следующего. При нахождении аналитических выражений поля из уравнений (3.29), (3.30), (3.39) и других приходится выполнять интегрирование по граничным поверхностям. В сложных моделях эти граничные поверхности являются общими. Поэтому при аналитическом описании поля масс с общими поверхностями имеются одинаковые выражения, которые можно объединить и тем существенно сократить затраты времени на вычисление.

Проиллюстрируем вначале на примере вычисления поля модели цилиндрических масс, сечения которых ограничены отрезками прямых. Координаты концов отрезка общей стороны обозначим (x_{n1}, z_{n1}) , (x_{n2}, z_{n2}) , а плотность масс полигонов $\sigma_1(z')$ и $\sigma_2(z')$. При нахождении гравитационного поля полигонов интегрирование в каждом из них осуществляется путем обхода против часовой стрелки. В выражение войдет сумма двух интегралов (рис. 38)

$$\int_{z_{n1}}^{z_{n2}} \sigma_1(z') \varphi_1(z') dz' + \int_{z_{n2}}^{z_{n1}} \sigma_2(z') \varphi_2(z') dz', \quad (3.71)$$

которая может быть записана в виде

$$\int_{z_{n1}}^{z_{n2}} [\sigma_1(z') \varphi_1(z') - \sigma_2(z') \varphi_2(z')] dz'.$$

В модели пронумеруем отдельные отрезки от 1 до N . Тогда поле всей модели можно представить в виде суммы N , а не $2N$ интегралов, как в алгоритме «Полигон». Поэтому

$$\Delta g(x, y, z) = k \sum_{n=1}^N \int_{z_{n1}}^{z_{n2}} [\sigma_{n\text{л}}(z') \varphi_{n\text{л}}(x, y, z, z') - \sigma_{n\text{п}}(z') \varphi_{n\text{п}}(x, y, z, z')] dz', \quad (3.72)$$

где z_{n1} и z_{n2} — аппликаты концов n -го отрезка; $\sigma_{n\text{л}}$, $\varphi_{n\text{л}}$, $\sigma_{n\text{п}}$, $\varphi_{n\text{п}}$ — плотность и подынтегральная функция слева и справа от выбранного направления общей стороны соседних полигонов.

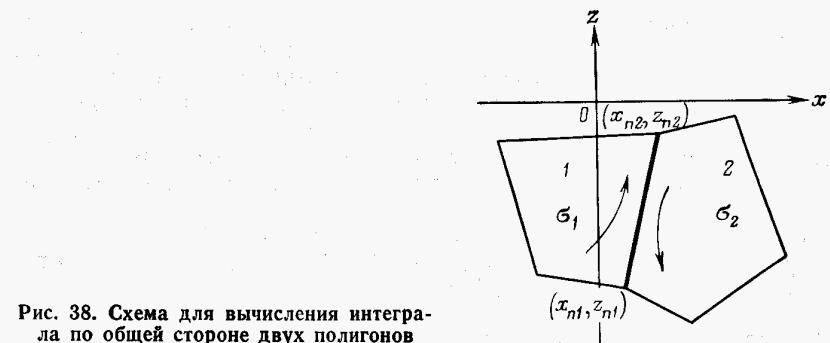


Рис. 38. Схема для вычисления интеграла по общей стороне двух полигонов

Безразлично, в каком направлении проводить интегрирование вдоль n -й стороны.

Особенно интересны случаи, когда в выражении (3.72) под интегралом $\varphi_{n\text{л}} = \varphi_{n\text{п}}$. Тогда, например, поле Δg модели находится по формуле

$$\Delta g(x, y, z) = k \sum_{n=1}^N \int_{z_{n1}}^{z_{n2}} [\sigma_{n\text{л}}(z') - \sigma_{n\text{п}}(z')] \varphi_n(x, y, z, z') dz'. \quad (3.73)$$

В частности, для двухмерных масс полигонального сечения выражение поля силы тяжести принимает вид

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N \int_{z_{n1}}^{z_{n2}} [\sigma_{n\text{л}}(z') - \sigma_{n\text{п}}(z')] \arctg \frac{x - a_n z' - c_n}{z - z'} dz'. \quad (3.74)$$

При постоянной плотности соседних полигонов

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N (\sigma_{n\text{л}} - \sigma_{n\text{п}}) \int_{z_{n1}}^{z_{n2}} \arctg \frac{x - a_n z' - c_n}{z - z'} dz'. \quad (3.75)$$

На основе выражений (3.73) — (3.75) разработан удобный алгоритм и составлена программа «Линия-2». Если в (3.75) найден аналитически и оставшийся интеграл, то выражение поля модели, найденного как сумма вкладов отдельных отрезков, принимает вид

$$\begin{aligned} \Delta g(x, z) = & 2k \sum_{n=1}^N (\sigma_{n\text{л}} - \sigma_{n\text{п}}) \frac{x_{n+1} - x_n}{(x_{n+1} - x_n)^2 + (z_{n+1} - z_n)^2} \times \\ & \times \left\{ \frac{1}{2} [x - x_n] (x_{n+1} - x_n) + (z - z_n) (z_{n+1} - z_n) \ln [(x - x_n)^2 + \right. \\ & \left. + (z - z_n)^2] + [(x - x_n) (z_{n+1} - z_n) - (z - z_n) \times \right. \\ & \left. \times (x_{n+1} - x_n)] \arctg \frac{z - z_n}{x - x_n} \right\}. \end{aligned} \quad (3.76)$$

При интерпретации гравитационного поля удобной моделью масс является горизонтальный слой. Для трехмерных масс такой слой можно составить из вертикальных цилиндров, т. е. использовать уравнение (3.39). Если у системы вертикальных цилиндров постоянной плотности одинаковые глубины $z' = H_1$ и $z' = H_2$ верхней и нижней граней, то поле модели можно вычислить путем интегрирования по общим сторонам соседних вертикальных цилиндров:

$$\Delta g(x, y, z) = k \sum_{n=1}^N (\sigma_n - \sigma_{n-1}) \int_{x_{n-1}}^{x_{n+1}} \ln \frac{r_2 - (y - d_n x' - c_n)}{r_1 - (y - d_n x' - c_n)} dx'. \quad (3.77)$$

На основе формулы (3.77) разработан алгоритм «Линия-3В».

Описываемый подход объединения общих членов выражения поля сложной модели применим и к многограннику. Когда плотностная модель состоит из множества многогранников, практически всегда оказывается, что грань m -го многогранника является также гранью $m+1$ -го многогранника. Тогда выражение поля модели, состоящей из множества многогранников, можно представить в виде суммы вкладов Δg отдельных граней с разностью плотности на этой грани. Описываемый подходложен в основу алгоритма «Грань» [12]. Сложная трехмерная модель среды задается в этом случае отдельными гранями и скачками плотности или намагниченности на них.

Такая же идея используется при вычислении поля слоистой среды. Поле модели составляется из вкладов границ слоев.

Отметим, что описываемый подход организации вычислений уменьшает также количество исходных данных, описывающих плотностную или магнитную модель.

Численное интегрирование в задачах вычисления поля

При вычислении поля важное место занимают аппроксимационные способы. В этих способах обычно необходимо находить численно двойные или линейные интегралы. Специфика задач обычно требует специальных исследований вычисления интегралов.

Выше было показано, что во многих случаях при вычислении гравитационного поля необходимо находить тройные, двойные и линейные интегралы, например

$$\Delta g = \int_w \Phi(\eta) d\eta \approx \sum_{n=1}^N c_n \varphi(\eta_n). \quad (3.78)$$

Эффективность способов вычисления поля во многом зависит от адекватности узлов и коэффициентов квадратурной формулы свойствам подынтегральной функции. Можно вычислить элементы поля с заданной точностью, если в выражении (3.78) использовать формулы аддитивного интегрирования.

Поле по формулам (3.78) вычисляется двумя путями. В первом из них при нахождении суммы в выражении (3.78) почти не

используется физический смысл подынтегральной функции $\Phi(\eta)$ или тех функций $\Phi(\eta)$, которыми она аппроксимируется. Применяются имеющиеся или выводятся новые квадратурные формулы для вычисления двойных или линейных интегралов (методы трапеций, Симпсона и др.). Назовем их методом квадратур.

Большой интерес представляют также методы, в которых используется физический смысл подынтегральной функции $\Phi(\eta)$ или системы функций $\varphi(\eta)$ в (3.78). Подынтегральные функции во всех выражениях поля имеют физический смысл — это поля точечных масс, пластиночек, дисков, плоскостей переменной плотности и намагниченности. Поэтому можно конструировать суммы вида (3.78) на основе физических соображений. Будем называть этот способ аппроксимационным. Конечно, между двумя подходами различие условно. Это стало ясно после работы В. Н. Страхова, в которой показано, что квадратурные формулы, алгебраически точные, являются также лучшими из физических соображений. Тем не менее с позиций физической аппроксимации можно найти способы вычисления поля, которые часто не видны при аналитическом подходе. Рассмотрим метод квадратур.

Ряд выражений поля трехмерных моделей масс, особенно для трехмерной слоистой среды (3.40)–(3.41), выведены так, что содержат двойные интегралы. При вычислении поля можно использовать два вида квадратурных формул.

В одном случае область интегрирования S разбивается на треугольники, прямоугольники и другие простые области. Численное значение интегралов по этим областям уже нетрудно найти. Особенно удобными оказались квадратурные формулы, основанные на триангуляции площади S [9].

Для реализации общих и перспективных алгоритмов нахождения поля трехмерных и двухмерных масс слоистой среды переменной плотности и намагниченности необходимо вычислять несобственные интегралы (см. разделы 3.4, 3.5). Для вычисления интегралов (3.58) вида

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(x, y') dx' dy' \quad (3.79)$$

можно использовать накопленный в геофизике при вычислении трансформации опыта нахождения таких интегралов [23]. Обычно используется то обстоятельство, что функция $\Phi(x', y')$ представляет собой произведение двух функций:

$$\Phi(x', y') = U(x', y') K(x', y'), \quad (3.80)$$

из которых $U(x', y')$ задана численно, а $K(x', y')$ — аналитически. Так как $K(x', y')$ быстро убывает при $x', y' \rightarrow \infty$, то это позволяет перейти к конечной области интегрирования

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(x', y') dx' dy' \approx \int_{-L}^{L} \int_{-L}^{L} \Phi(x', y') dx' dy'. \quad (3.81)$$

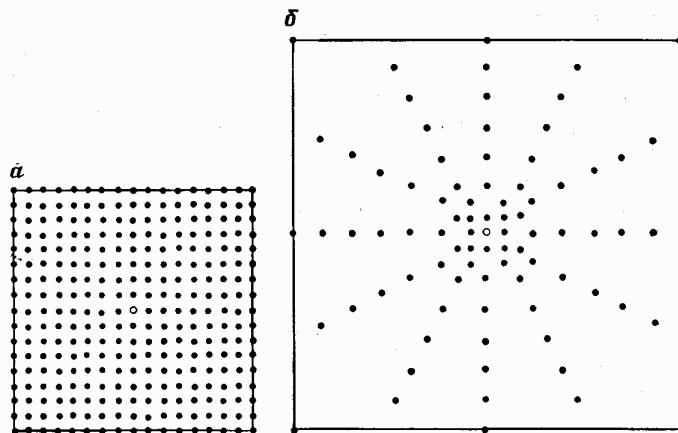


Рис. 39. Равномерное по В. Н. Страхову (а) и неравномерное по Г. И. Карапасеву (б) размещения узлов палетки для вычисления двойных интегралов

В свою очередь, интеграл (3.81) с конечными пределами заменяется линейной сверткой значений $U(x', y')$:

$$\int_{-L}^L \int_{-L}^L U(x', y') K(x', y') dx' dy' \approx \sum_{n=-N}^N c_n U_n. \quad (3.82)$$

Для вычисления на ЭВМ узлы в пределах палетки размером $2L \times 2L$ задаются обычно по квадратной сетке. Причем значения коэффициентов из (3.82) быстро убывают на периферии палетки.

Имеется возможность образовывать сумму (3.82) на всех узлах палетки (рис. 39, а), как было предложено в свое время В. Н. Страховым, или на части узлов палетки (рис. 39, б), предложенной группой новосибирских геофизиков. Проведенное исследование показало, что практически равноценные по точности, но быстрее схемы, в которых значительная часть узлов палетки имеет нулевые коэффициенты c_n из выражения (3.82). Палетка на рис. 39, б использована в алгоритме «Продолжение» вычисления на ЭВМ гравитационного и магнитного полей трехмерной слоистой среды переменной плотности и намагниченности.

Так как поле материальной плоскости вычисляется по формуле (3.82) с небольшим числом узлов, то описываемый здесь способ вычисления поля на ЭВМ является одним из самых быстрых. Но не только простота формулы (3.82) обеспечивает высокую скорость счета. Дело в том, что при вычислении поля при обычных способах необходимо находить также поле дальних масс, вклад которых значительно ниже требуемой точности. Использование палетки конечных размеров (см. рис. 39) позволяет автоматически решить эту проблему — не вычисляется поле масс вне палетки.

Линейные несобственные интегралы, например (3.69) и (3.70), которые используются при решении прямой задачи для двухмер-

ной слоистой среды переменной плотности и намагниченности, также вычисляются по схемам, хорошо известным в методах трансформации двухмерных потенциальных полей [15]. Быстрое убывание ядра $K(x')$ интеграла позволяет ограничиться конечными $[-L'+L]$ пределами интегрирования

$$\int_{-\infty}^{\infty} \Phi(x') dx' = \int_{-\infty}^{\infty} U(x') K(x') dx' \approx \int_{-L}^L U(x') K(x') dx'. \quad (3.83)$$

Затем интеграл с конечными пределами заменяется линейной сверткой значений

$$\int_{-L}^L U(x') K(x') dx' \approx \sum_{n=-N}^N c_n U_n. \quad (3.84)$$

Принято размещать узлы x_n через одинаковые расстояния Δx . Но выигрыш времени вычисления на ЭВМ можно получить, если согласно убыванию $K(x')$ при $x' \rightarrow \infty$ увеличивать расстояние Δx между узлами x_n .

В заключение отметим, что вычисление поля материальной плоскости переменной плотности или намагниченности сводится к линейной свертке коэффициентов c_n и $U(x_n)$ по формулам (3.82) или (3.84) (плотности σ или намагниченности J) в узлах квадратной сети. Так как в алгоритмах нет вычисления сложных функций, то при хорошо составленной программе алгоритмы дают один из самых быстрых, если не самый быстрый способ вычисления на ЭВМ поля трехмерных масс переменной плотности или намагниченности.

Наивысшую точность вычисления поля при минимальном количестве узлов согласно общим идеям вычисления интегралов можно достичь путем использования формулы Гаусса. Но следует иметь в виду, что узлы формулы имеют не целочисленные абсциссы и не совпадают с концами отрезка интегрирования. Изменение количества узлов приводит поэтому к изменению значений коэффициентов c_n формулы (3.78), и вычисления усложняются при большом числе узлов. Поэтому при вычислении поля квадратурная формула Гаусса использовалась редко, когда необходимо небольшое и фиксированное число узлов. Лучше использовать менее точные, но более удобные формулы трапеций, Симпсона и другие, в которых узлы совпадают с концами отрезка интегрирования, а схема вычисления легко перестраивается при изменении числа узлов. Например, если при вычислении интегралов используется схема с удвоением узлов, то удобна формула Симпсона. При вычислении на ЭВМ ординаты подынтегральной функции накапливаются в виде трех отдельных сумм Σ_0 , Σ_1 , Σ_2 . Только при получении общей суммы каждое слагаемое умножается на соответствующие коэффициенты:

$$\sum = \frac{h}{3} (\Sigma_0 + 2\Sigma_2 + 4\Sigma_1). \quad (3.85)$$

Если число удваивается, то Σ_1 складывается с Σ_2 , а вновь вычисляются и суммируются только нечетные ординаты.

Подынтегральные функции при вычислении поля по формулам (3.75), (3.77) значительно убывают при увеличении расстояния до точки вычисления. Это обстоятельство можно учитывать следующим образом. Пусть, например, в точке $z=0$ необходимо вычислить поле путем интегрирования по z' от $z'=-10$ км до $z'=-0,1$ км. При вычислении поля в точках вблизи верхней аппликаты необходимо принять значение интервала интегрирования в сотых долях километра. Но из физических соображений очевидно, что с этим значением интервала нет необходимости интегрировать по всей длине отрезка от $z'=-10$ км до $z'=-0,1$ км. Поэтому в программах «Полигон-2» и «Полигон-3» интервал интегрирования разбивается на два подынтеграла, например от $z'=-10$ км до $z'=-1$ км с большим расстоянием между узлами интегрирования и от $z'=-1$ км до $z'=-0,1$ км с малым расстоянием между узлами интегрирования. Это значительно экономит время на вычисление поля.

Для экономии времени на вычисление интегралов можно использовать специальные квадратурные формулы. Наиболее удобно в формулах учитывать расстояние до точки вычисления поля, используя несколько выведенных формул. Одной из удобных оказалась та, в которой расстояние между узлами увеличивается следующим образом: $z_0-z_1=h$, $z_1-z_2=2h$, $z_2-z_3=3h$, Если задать исходную величину h , то определить число интервалов интегрирования можно округлением результата деления до целого:

$$n = [-1 + \sqrt{1 + 8(z_0 - z_n)/h}]/2. \quad (3.86)$$

Тогда уточненное значение для h можно найти по формуле

$$h = 2(z_0 - z_n)/n(n+1). \quad (3.87)$$

Для рассматриваемого случая составлена обобщенная квадратурная формула трапеций

$$\int_{z_n}^{z_0} f(z) dz = \frac{h}{2} \left[f(z_0) + 3f(z_0 - h) + 5f(z_0 - 3h) + \dots + (2n+1)f\left(z_0 - \frac{(n-1)n}{2}h\right) + nf\left(z_0 - \frac{n(n+1)}{2}h\right) \right]. \quad (3.88)$$

Нетрудно также составить квадратурную формулу трапеций, в которой происходит более быстрое увеличение расстояния между узлами, например по геометрической прогрессии. Быстрое увеличение расстояния между узлами удобно использовать при вычислении вторых производных гравитационного и магнитного полей. Формула (3.88) использована в алгоритмах «Многогранник», «Пирамида», «Горизонтальная пирамида» и др.

В большинстве случаев следует вычислить поле не только с высокой, но и с гарантированной точностью. Для типичных ситуаций в результате вычислений оценивается число n узлов квадратур-

ной формулы для достижения точности. И с этим n вычисляется поле на необходимом множестве точек. Этот способ значительно упрощает составление программы вычисления поля на ЭВМ. Но если заметно изменяется расстояние от точки вычисления до возмущающих масс, то такой подход оказывается неэффективным. Ниже приведены результаты модельного вычисления, где дано число интервалов n , на которое необходимо в данном примере разделить отрезок интегрирования, чтобы на разных расстояниях x от некоторого начала вычислить поле модели с погрешностью $0,01 \cdot 10^{-5}$ м/с².

x , км	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0
n	512	512	256	64	16	8	4	4

Первые точки вычисления находятся на расстоянии 0,01 км от верхней кромки масс, и поэтому для достижения точности требуется 512 ординат. Если в этих условиях рассчитывать на худший случай, то в точках на периферии для этого примера лишние затраты времени возрастут более чем в 100 раз. Поэтому в сложных условиях этот способ неэкономичен.

Более удобно обеспечить автоматический выбор количества узлов квадратурной формулы в зависимости от заданной точности, т. е. необходим адаптивный метод интегрирования. Но методы оценки достигнутой при этом точности не всегда эффективны. Опишем способы, которые применялись при решении прямой задачи. Оценки основаны на следующем. Пусть S_{n1} — приближенное значение интеграла, полученное по какой-либо квадратурной формуле, а S_{n2} — значение того же интеграла, полученное с заведомо большей точностью. Тогда оценка Рунге абсолютной погрешности ϵ производится по формуле

$$\epsilon \leq |S_{n1} - S_{n2}|. \quad (3.89)$$

Первый путь повышения точности — удвоение числа узлов квадратурной формулы, например Симпсона. Тогда

$$\epsilon \leq |S_n - S_{2n}|. \quad (3.90)$$

Для иллюстрации эффективности оценки точности по формуле (3.90) на рис. 40 приведены последовательные значения типичных интегралов J_1 и J_2 из формулы (3.39), вычисляемых с погрешностью $0,01 \cdot 10^{-5}$ м/с² в одной точке. При вычислении интервала J_1 точка задана на расстоянии 0,01 км от масс и поэтому последовательные значения S_n сильно колеблются. Разность между величинами S_n и S_{2n} такая же, как и отличие их от точного значения. Поэтому в рассматриваемом примере точность оценивается эффективно, хотя для ее достижения необходимо значительное число шагов. При вычислении интеграла J_2 точка с координатами (x, y, z) находится вне масс и последовательные значения сумм S_n быстро сходятся к точному значению с заданной погрешностью $0,01 \cdot 10^{-5}$ м/с². В ряде программ («Полигон-2», «Полигон-3», «Полигон-3В», «Линия-2» и другие) обеспечивалась описанная автома-

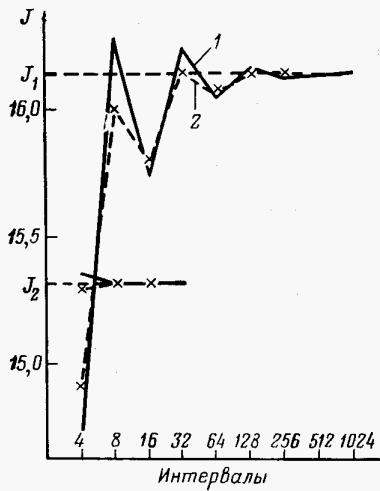


Рис. 40. Последовательные значения интегралов J_1 и J_2 для разного числа интервалов квадратурной формулы Симпсона (1) и формулы Симпсона с концевой поправкой (2)

тическая оценка точности по Рунге. Ее основной недостаток в том, что если точность достигнута, например при 512 интервалах, как показано выше, то для проверки надо вычислить интеграл с 1024 интервалами. Хотя для этого необходимо еще раз вычислить по формуле (3.85) только 512 ординат, затраты времени все же значительны. Кроме того, иногда S_n и S_{2n} отличаются на малое значение, хотя точность и не достигнута.

В этих условиях представляют интерес методы, в которых повышение точности определения S_{n2} по формуле (3.89) достигается при минимальных дополнительных вычислениях. В частности, по оценкам К. Ланцоша, существенно повышается точность формулы Симпсона, если ввести также значения f'_0 и f'_{2n} производных подынтегральных функций на концах интервала:

$$\int_a^b f(x) dx = \frac{h}{15} \left[14 \left(\frac{1}{2} f_0 + f_2 + f_4 + \dots + \frac{1}{2} f_{2n} \right) + \right. \\ \left. + 16 (f_1 + f_3 + \dots + f_{2n-1}) + h (f'_0 - f'_{2n}) \right]. \quad (3.91)$$

Для оценки точности теперь нет необходимости удваивать число ординат, а только добавить два значения производных на концах интервала интегрирования. Этот способ численных квадратур применим для автоматической оценки точности и реализован во многих программах «Полигон», «Линия», «Изолиния». Преимущества и недостатки этого метода лучше иллюстрировать результатами численных испытаний. На рис. 40 пунктиром показаны последовательные значения интегралов при вычислении их по формуле (3.91) Симпсона с концевой поправкой. Оказалось, к сожалению, что при вычислении поля вблизи границы масс обычно

происходит только небольшое уточнение интеграла по сравнению с обычной формулой Симпсона. Например, при четырех интервалах интегрирования разность значений поля, вычисленных по формуле Симпсона и (3.91), $\Delta = 0,18 \cdot 10^{-5}$ м/с², а отличие вычисленного от точного значения интеграла составляет $1,20 \cdot 10^{-5}$ м/с². Аналогично при $n=16$ разность $\Delta = 0,04 \cdot 10^{-5}$ м/с², а приближенное значение интеграла отличается от точного на $0,18 \cdot 10^{-5}$ м/с². Отсюда следует парадоксальный факт, что значительно надежнее можно оценить значение интеграла с высокой точностью. Практически при вычислении поля с высокой точностью (около $0,01 \cdot 10^{-5}$ м/с²) оценка погрешности ϵ (3.89) с использованием формулы (3.91) по сравнению с методом удвоения интервалов (3.90) значительно снижает затраты времени на вычисление. В то же время при задании грубой погрешности не исключено, что оценка по формуле (3.89) даст команду на прекращение вычислений, хотя точность в действительности и не будет достигнута.

Затраты времени на вычисление поля зависят также от вида и количества функций, значения которых необходимо вычислять. Это относится и к методу квадратур. Следовательно, наиболее часто подынтегральные функции трансцендентные, вычисление которых связано с большими затратами времени. По оценкам О. К. Литвиненко, затраты времени уменьшаются при аппроксимации трансцендентной функции рациональной. Но при использовании квадратурных формул также можно уменьшить затраты времени на вычисление, если учитывать вид подынтегральной функции. Рассмотрим следующий пример. Пусть необходимо вычислить интеграл

$$\int_a^b \ln f(x) dx. \quad (3.92)$$

Интегралы этого типа встречаются, например при вычислении поля Δg вертикального цилиндра [см. формулу (3.39)] и потенциала V горизонтального диска. При численном определении интеграла (3.92) по формулам трапеций, Симпсона и некоторым другим находятся суммы вида

$$\ln f_1 + \ln f_2 + \ln f_3 + \dots + \ln f_n$$

и затрачивается много времени на вычисление логарифмов чисел $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$. Понятно, что эту сумму можно преобразовать как логарифм произведения

$$\ln (f_1 \cdot f_2 \cdot f_3 \cdot \dots \cdot f_n)$$

и вычислять логарифм только один, а не n раз.

Можно записать простые квадратурные формулы с учетом вида (3.92) подынтегральной функции.

Формула трапеций

$$\int_a^b \ln f(x) dx = h \ln (f_0^{1/2} \cdot f_1 \cdot f_2 \cdot \dots \cdot f_{n-1} \cdot f_n^{1/2}). \quad (3.93)$$

Формула Симпсона

$$\int_a^b \ln f(x) dx = \frac{2}{3} h \ln [f_0^{1/2} \cdot f_2 \cdot f_4 \cdot \dots \cdot f_{2n-2} \cdot f_{2n}^{1/2} \times \\ \times (f_1 \cdot f_3 \cdot \dots \cdot f_{2n-1})^2]. \quad (3.94)$$

Легко переписать эти формулы, если в них согласно (3.91) учитывается концевая поправка.

В заключение отметим следующее.

1. Описанные способы позволяют вычислить гравитационное и магнитное поля сложных моделей масс переменной плотности и намагниченности, которые используются при изучении земной коры и верхней мантии.

2. При разработке и использовании способов вычисления поля на ЭВМ не следует ориентироваться на одну общую модель масс. В конкретной ситуации лучше использовать частные случаи многоугранника или слоистых моделей.

3. Ряд способов являются аппроксимационными. Они не самые быстрые, но обычно просты по подготовке данных. В некоторых случаях, таких, как алгоритм «Изолиния-2», аппроксимационный способ является основным при вычислении поля на ЭВМ. По скорости счета аппроксимационные способы вполне подходят для моделирования поля при подборе на ЭВМ в пакетном и диалоговом режимах.

ГЛАВА 4

ТЕОРИЯ И МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

4.1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Земная кора является источником различных физических полей — гравитационного, магнитного, теплового и др. Скорость распространения упругих волн и электрическое сопротивление пород земной коры различные. Поэтому для решения сложной задачи изучения глубинного строения земной коры используются гравитационный, сейсмический, магнитный и другие методы. Комплексная интерпретация данных — важнейшее направление извлечения информации из геофизических наблюдений.

Комплексная интерпретация может быть выполнена на основе различных данных и предположений о физико-геологических условиях земной коры и верхней мантии, а также различного математического описания процесса комплексной интерпретации. Об этом свидетельствуют многочисленные публикации по проблеме комплексной интерпретации геофизических полей при решении различных геологических задач [10, 11, 13, 14, 16, 18, 19, 24, 26, 27].

В настоящее время значительно расширилось понимание задач и целей комплексной интерпретации геофизических полей $\Psi_1(x, y, z), \Psi_2(x, y, z), \dots, \Psi_n(x, y, z)$, вызванных распределением физических параметров $\theta_1(x', y', z'), \theta_2(x', y', z'), \dots, \theta_n(x', y', z')$. Цель комплексной интерпретации не только подтверждение различными полями и методами особенностей строения среды, но также независимое дополнение информации о ее строении. С этой более широкой позиции комплексную интерпретацию следует проводить и в том случае, когда нет отчетливых зависимостей между физическими или геометрическими параметрами среды или эти зависимости не установлены. Современное понимание целей комплексной интерпретации значительно расширяет возможности для построения соответствующих методик.

В используемом здесь детерминистском подходе ведущим является метод подбора. Поэтому предполагается, что для геофизических полей $\Psi_1(x, y, z), \Psi_2(x, y, z), \dots, \Psi_n(x, y, z)$ может быть решена прямая задача, т. е. имеются определенные функциональные связи этих полей с физическими параметрами $\theta_1(x', y', z'), \theta_2(x', y', z'), \dots, \theta_n(x', y', z')$:

$$\Psi_n(x, y, z) = \Psi_n[\theta_n(x', y', z'), x, y, z] \quad (4.1)$$

В последние годы принято рассматривать решение прямых и обратных геофизических задач в рамках некоторых моделей — моделей среды, поля, связи между физическими параметрами среды и полями и др. [15, 33]. Поэтому изложение комплексной интерпретации лучше начать с описания моделей.

Под физической моделью среды будем понимать функцию $\theta_n(x', y', z')$, описывающую распределение в области B_{θ_n} физического параметра, создающего физическое поле $\Psi_n(x, y, z)$ в окружающем пространстве, а также правило (4.1), связывающее θ_n и Ψ_n , т. е. позволяющее решить прямую задачу. При интерпретации геофизических полей в явном или неявном виде указываются физическая модель среды, тип и число параметров, описывающих ее. В данной работе при описании распределения физических параметров $\theta_n(x', y', z')$, занимающих область B_{θ_n} земной коры и мантии, будет различать: а) области B_{θ_nj} непрерывного изменения параметров $\theta_n(x', y', z')$; б) граничные или контактные поверхности, на которых происходит скачок физических параметров θ_n . Если поверхности субгоризонтальные, то их уравнение удобно записать $z' = h_{\theta_n}(x', y')$. В сложных случаях уравнение поверхности лучше записать в параметрической форме. Поведение этих поверхностей характеризует структурные (геометрические) свойства моделей среды. Поэтому при решении прямой задачи поле $\Psi_n(x, y, z)$ находится как по значениям $\theta_n(x', y', z')$, так и по положению граничных (контактных) поверхностей $z' = h_{\theta_n}(x', y')$:

$$\Psi_n(x, y, z) = \Psi[\theta_n(x', y', z'); z' = h_{\theta_n}(x', y'), x, y, z]. \quad (4.2)$$

При решении обратной задачи по измерениям физического поля $\Psi_n(x, y, z)$ находятся параметры модели среды, т. е. численные значения $\theta_n(x', y', z')$ и положение контактных поверхностей $z' = h_{\theta_n}(x', y')$.

При комплексной интерпретации геофизических полей следует ввести комплексные модели среды, поля и т. п. Под комплексной моделью среды [11] будем понимать совокупность предположений и допущений о связи отдельных физических моделей среды. Комплексные модели показывают, как связаны отдельные физические модели среды. Так как каждая физическая модель описывается численными значениями параметров θ_n и положением контактных поверхностей $z' = h_{\theta_n}(x', y')$, задать комплексную модель среды — это указать на то, как связаны между собой физические, а также геометрические параметры различных физических моделей.

Вводимые здесь комплексные модели относятся к так называемому феноменологическому типу. Для связи между параметрами используются не только физические законы и связи между полями и явлениями. Любые установленные закономерности и связи параметров могут быть использованы при конструировании комплексных моделей. Это позволяет использовать при комплексной интерпретации различные геофизические поля и явления.

Накопленный опыт комплексной интерпретации позволяет ввести по крайней мере комплексные модели среды трех типов [11].

1. Комплексная модель S не предполагает, что существуют зависимости между величинами $\theta_1(x', y', z')$, $\theta_2(x', y', z')$, ..., $\theta_n(x', y', z')$ или геометрическими параметрами $z' = h_{\theta_1}(x', y')$, $z' = h_{\theta_2}(x', y')$, ..., $z' = h_{\theta_n}(x', y')$ сред. Модель S получается объединением, суммированием, согласованием параметров моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$. Для этой модели нет необходимости требовать также частичного или полного совпадения областей, $B_{\theta_1}, B_{\theta_2}, \dots, B_{\theta_N}$, занятых источниками полей.

2. В модели U предполагается полное совпадение параметров исходных моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$ среды. Совпадают, таким образом, граничные поверхности $z' = h_{\theta_1}(x', y') = h_{\theta_2}(x', y') = \dots = h_{\theta_N}(x', y') = h_{\theta}(x', y')$, а численные значения физических параметров $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$ связаны функциональными или тесными статистическими зависимостями $\theta_1 = \varphi(\theta_2, \theta_3, \dots, \theta_N)$.

3. Модель M промежуточного типа имеет как связанные, так и независимые параметры моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$. Необходимо заранее указать, как связаны между собой параметры моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$ в комплексной модели M . Например некоторые из параметров могут совпадать, а расхождения между другими могут быть минимальные.

Таким же образом можно ввести понятия о комплексных моделях поля, понимая под этим систему допущений о связи элементов отдельных физических полей. Задача комплексной интерпрета-

ции геофизических полей — определение параметров комплексной модели. Нельзя думать, что комплексные модели следует вводить только в методе подбора. В рамках указанных моделей можно реализовать комплексную интерпретацию различными методами и с различными целями.

Большие трудности возникают обычно при обосновании и выборе комплексной модели среды в конкретной физико-геологической ситуации. Можно ввести подтипы моделей S , U и M . Но так как связи между параметрами моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$ еще слабо изучены в конкретных физико-геологических условиях, пока нет необходимости вводить частные случаи комплексных моделей S , U и M . Важно отметить, что тип комплексной модели определяет во многом и подход к математической формулировке и численному решению задач комплексной интерпретации. Должны быть указаны необходимые условия комплексной интерпретации, особенно для моделей U и M . Можно указать по крайней мере два условия. В первом из них требуется, чтобы перекрывались полностью или частично области $B_1, B_{\theta_2}, \dots, B_{\theta_N}$ нижнего полупространства, занятые источниками $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$ полей $\Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_N$. Во втором условии необходима зависимость между физическими параметрами $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$, а также поверхностями $z' = h_{\theta_1}(x', y')$, $z' = h_{\theta_2}(x', y')$, ..., $z' = h_{\theta_N}(x', y')$. Понятно, что эти условия корректности постановки задач комплексной интерпретации не обязательны, если используется модель S .

Следует иметь в виду, что доказательства единственности решения задач комплексной интерпретации отстают от потребностей практики, но при решении частных задач можно воспользоваться имеющимися доказательствами единственности для отдельных полей и условий. В комплексной интерпретации известные заранее параметры моделей позволяют выполнить редуцирование некоторых источников и создаваемых ими полей. В результате вычитания полей известной части источников часто упрощается задача интерпретации и таким образом ее удобно решать для редуцированных полей $\Psi_{1r}, \Psi_{2r}, \dots, \Psi_{Nr}$.

4.2. ФОРМУЛИРОВКА ЗАДАЧ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Математическое описание задач комплексной интерпретации может быть выполнено по-разному и во многом определяется целями и задачами интерпретации. Поэтому в настоящее время для комплексной интерпретации используются различные математические подходы. В данной работе основное внимание уделено построению физических моделей земной коры и верхней мантии, т. е. изучению распределения физических параметров $\theta_1(x', y', z')$, $\theta_2(x', y', z')$, ..., $\theta_N(x', y', z')$. В задаче детального описания моделей земной коры и верхней мантии при решении обратной задачи приходится иметь дело с большим числом параметров моделей.

Опыт показал, что одним из наиболее эффективных методов в этом случае является метод подбора. Следует иметь в виду, что не только накоплен опыт практического применения метода подбора, но и в математической формулировке и численном решении задач метода подбора в последние годы достигнуты большие успехи [15, 16, 31, 33, 37]. В. Н. Страхов [33] дал общую математическую формулировку возможных схем метода подбора. Оказалось, что в зависимости от критериев могут быть два подхода. Эти общие схемы подбора можно применить и в задачах комплексной интерпретации геофизических полей. Причем формулировка метода подбора при комплексной интерпретации определяется также принятыми комплексными моделями среды.

Пусть при интерпретации принятая модель S . Ее параметры находятся по результатам независимой интерпретации каждого метода. Поэтому согласно общим схемам подбора, описанным В. Н. Страховым [33], параметры модели θ_n могут быть найдены в результате решения одной из двух задач.

В результате решения задачи получается
функционал, построенного на разности измеренного и вычис-
ленного полей:

$$\|\Psi_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Psi_{n \text{ влнq}}[\theta_{nj}(x', y', z')], h_{\theta_{nj}}(x', y'), x, y, z\| = \min \quad (4.3)$$

при дополнительных условиях на параметры среды в j -й подобласти $B_{n,j}^{\theta}$

$$\theta_{nJ^H}(x', y', z') \leq \theta_{nj}(x', y', z') \leq \theta_{njB}(x', y', z);$$

$$h_{\theta_{nJ^H}}(x', y') \leq h_{\theta_{nj}}(x', y') \leq h_{\theta_{njB}}(x', y'), \quad (4.4)$$

где индексы «н» и «в» означают нижний и верхний пределы. Решению этой задачи уделяется много внимания в геофизических приложениях [31, 33].

Во второй из возможных постановок задачи подбора выбором параметров модели θ_n необходимо обеспечить заданную разность ε_{Ψ_n} измеренного и вычисленного полей [33]:

$$\|\Psi_{n \text{ ИЭМ}}(x, y, z) - \Psi_{n \text{ ВЧ}}(\theta_{nj}(x', y', z'), h_{\theta Nj}(x', y'), x, y, z)\| \leq \varepsilon_{\Psi_n}. \quad (4.5)$$

При этом из всех возможных параметров модели выбираются такие, которые обеспечивают минимум некоторого функционала качества, построенного на параметрах модели:

$$F[\theta_{n,i}(x', y', z'), h_{\theta_{n,i}}(x', y')] = \min. \quad (4.6)$$

Могут быть введены также дополнительные условия (4.4) на параметры модели.

При комплексной интерпретации независимо определяются по одной из указанных схем параметры моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_n$, а затем согласовываются, суммируются в комплексной модели S . При сум-

мировании могут быть решены различные задачи. Например, подтвердить независимо различными полями и методами некоторую особенность строения земной коры и верхней мантии. Конечно, модель S используется и в том случае, когда суммируются источники, не связанные между собой, например расположенные в разных структурных этажах. Отметим, что модель S может быть исходной при использовании более сложных моделей.

Пусть комплексная интерпретация выполняется в рамках единой модели U среды. Если совпадают параметры моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$, то в этом случае нельзя надеяться, что методом подбора можно достигнуть заданные разности $\varepsilon_{\Psi_1}, \varepsilon_{\Psi_2}, \dots, \varepsilon_{\Psi_N}$ измеренных и вычисленных полей $\Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_N$. Обычно удается только минимизировать расхождения между измеренными и вычисленными полями, а именно, следует находить параметры модели подбором из условия минимума N функционалов:

Трудность комплексной интерпретации в этом случае связана с многокритериальностью задачи — надо найти такие общие параметры моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$, которые доставят минимумы N функционалам из (4.7). Один из возможных подходов сведения задачи к однокритериальной, который используется при комплексировании геофизических методов [14], а также в теории исследования операций [28] состоит в том, чтобы найти такие параметры единой модели, которые обеспечивают минимум линейной свертки выражений (4.7):

$$\sum_{n=1}^N K_n \| \Psi_{n \text{ ИЗМ}}(x, y, z) - \Psi_{n \text{ ВСЯ}}[(\theta_{nj}(x', y', z'), h_{\theta_{nj}}(x', y'), x, y, z)] \| = \min. \quad (4.8)$$

Кроме того, необходимо ввести дополнительные условия на связь параметров модели

$$z' = h_{\theta_{1j}}(x', y') = h_{\theta_{2j}}(x', y') = \dots = h_j(x', y'); \quad \left. \begin{aligned} \theta_{nj_H} &\leq \theta_{nj}(x', y', z') \leq \theta_{nj_B}; \\ h_{j_H} &\leq h_j(x', y') \leq h_{j_B}. \end{aligned} \right\} \quad (4.9)$$

Коэффициенты K_n в формуле (4.8) устанавливают вес, относительную значимость отдельных полей в критерии (4.8) при построении комплексной модели среды.

Часто нет оснований вводить единую комплексную модель среды и следует использовать промежуточный тип M . В этой модели при подборе параметров можно задать в некоторой метрике различия $\varepsilon_{\psi_1}, \varepsilon_{\psi_2}, \dots, \varepsilon_{\psi_n}$, измеренных и вычисленных полей

Связать параметры отдельных моделей $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N$ в комплексной модели типа M можно по-разному в зависимости от конкретного описания этой модели. Например, контролем качества решения (4.10) и функциональной связью между параметрами в комплексной модели может быть функционал качества, построенный на параметрах моделей

$$F[\theta_{n,l}(x', y', z'), n_{\theta_{n,l}}(x', y'), x, y, z] = \min. \quad (4.11)$$

Также должны быть добавлены дополнительные условия на параметры моделей и зависимости между ними:

$$\begin{aligned} \theta_{n_j H} &\leq \theta_{n_j}(x', y', z') \leq \theta_{n_j B}; \\ h_{n_j H} &\leq z = h_{n_j}(x', y') \leq h_{n_j B}. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Приведенное выше общее определение модели M не сводится только к минимизации расхождений между параметрами отдельных моделей. Между параметрами в этой модели могут быть заданы и другие соотношения.

Опыт показывает, что часто нет возможности или необходимости решать задачи комплексной интерпретации в общем виде. Могут быть сформулированы и успешно решены частные задачи (см. раздел 4.3).

В заключение сделаем следующие выводы.

1. Комплексную интерпретацию геофизических полей и методов удобно проводить на основе комплексных моделей так называемого феноменологического типа. Это позволяет выполнить комплексную интерпретацию различных полей и методов, например гравитационного и электрического, сейсмического и магнитного и др.

2. Интерпретацию полей в рамках комплексных моделей можно выполнить на основе различных математических подходов. В частности, легко формулируются задачи комплексной интерпретации методом подбора.

3. Комплексная интерпретация методом подбора сводится к решению задач оптимизации. Для некоторых из задач могут быть использованы методы, развитые в вычислительной математике и геофизике.

4.3. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Приведенная выше формулировка задач интерпретации применима к различным геофизическим полям в комплексе. Ведущими методами при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии являются сейсмический и гравитационный. Поэтому комплексной интерпретации этих двух методов уделяется сейчас наибольшее внимание. Иногда можно даже говорить о сейсмогравиметрическом методе изучения строения земной коры.

Вопрос о комплексировании гравитационного и сейсмического методов имеет давнюю историю, и некоторые методические вопросы нашли решение в работах П. П. Лазарева, Г. А. Гамбурцева и др. Но в последнее время возрос интерес к комплексной интерпретации этих методов при решении различных задач. Это связано с усложнением физико-геологических условий применения методов и многозначностью решения геофизических задач [15, 32]. Существенным толчком к разработке методов комплексной интерпретации гравитационного и сейсмических полей явились семинары по гравиметрии, проведенные в Институте физики Земли АН СССР сначала под руководством Д. Г. Успенского, а затем В. Н. Стражова. Рассмотрим более подробно возможные формулировки задач комплексной интерпретации этих двух методов.

При комплексировании этих методов среду, занимающую нижнее полупространство, будем характеризовать плотностью $\sigma(x', y', z')$, скоростью продольных $v_p(x', y', z')$ и поперечных волн, а также упругими параметрами — коэффициентами Ляме $\lambda(x', y', z')$ и $\mu(x', y', z')$. Эти функции однозначные и непрерывные в пределах слоев или блоков и изменяются скачком на граничных (контактных) поверхностях с уравнениями $z' = h_j(x', y')$. Не предполагается, что совпадают поверхности скачка плотности $z' = h_{jr}(x', y')$, скорости $z' = h_{jc}(x', y')$ и упругих параметров $z' = h_{jm}(x', y')$. Заданием функций $\sigma(x', y', z')$, $v(x', y', z')$ и $m(x', y', z') = \lambda(x', y', z') + 2\mu(x', y', z')$ определяются три физические модели одной и той же области земной коры — плотностная σ , скоростная v и упругих параметров m .

Математическую формулировку задач комплексной интерпретации гравитационного и сейсмических полей будем выполнять на основе описанных выше трех типов S , U и M комплексных моделей среды.

При решении конкретных задач трудно исходить из общих функциональных и статистических зависимостей между σ , v и m . В районе исследования необходимы дополнительные изучения связи параметров этих трех моделей. Результаты этих исследований в

соответствии с целями интерпретации позволяют обосновать и выбрать тип комплексной модели среды.

При комплексной интерпретации в рамках модели S находятся независимо параметры плотностной и скоростной моделей по одной из схем методом подбора (4.3), (4.4) или (4.5), (4.6). Конечно, отдельные параметры моделей могут быть оценены и другими способами. Затем составляется комплексная модель из совокупности параметров этих двух моделей. Причем, как отмечалось выше, параметры скоростной и плотностной моделей могут не только подтверждать некоторую особенность строения, но и доставлять независимую, дополнительную информацию.

Если используется модель U , то при нахождении единых параметров комплексной модели методом подбора критерием будет минимальное расхождение в некоторой метрике измеренных и вычисленных времен годографов t_n и значений поля Δg :

$$\|t_{n \text{ изм}}(x, y, z) - t_{n \text{ выч}}(v_j(x', y', z'), h_j(x', y')), x, y, z\| = \min; \quad (4.13)$$

$$\|\Delta g_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Delta g_{n \text{ выч}}(\sigma_j(x', y', z'), h_j(x', y')), x, y, z\| = \min. \quad (4.14)$$

В рамках модели U при подборе нельзя требовать определенных допустимых расхождений ε_t и ε_g для разностей измеренных и вычисленных полей. Например, сейсмическая граница $z' = h_j(x', y')$ может быть только одной из нескольких, которые отражаются в поле $\Delta g_{n \text{ изм}}$.

Трудность рассматриваемой задачи в ее двухкритериальности — на одних и тех же параметрах среды должны быть достигнуты минимумы двух функционалов (4.13) и (4.14). В теории исследования операций [28], а также в комплексной интерпретации полей [14] распространенный способ сведения задачи к однокритериальной состоит в линейной свертке уравнения (4.13) и (4.14), т. е. к нахождению минимума комплексного функционала

$$K_1 \|t_{n \text{ изм}}(x, y, z) - t_{n \text{ выч}}(v_j(x', y', z'), h_j(x', y'), x, y, z')\| + K_2 \|\Delta g_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Delta g_{n \text{ выч}}(\sigma_j(x', y', z'), h_j(x', y'), x, y, z)\| = \min. \quad (4.15)$$

Должны быть добавлены условия на геометрические и физические параметры среды:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{j \text{ в}} &\leq \sigma_j(v_j) \leq \sigma_{j \text{ в}}; v_{j \text{ в}} &\leq v_j(\sigma_j) \leq v_{j \text{ в}}; \\ h_{j \text{ в}} &\leq h_{j \text{ в}}(x', y') = h_{j \text{ г}}(x', y') = h_j(x', y') \leq h_{j \text{ в}}. \end{aligned} \right\} \quad (4.16)$$

Опыт показывает, что в изучении строения земной коры сейсмический метод занимает ведущее положение, и поэтому в большинстве случаев можно использовать следующие соотношения между весовыми коэффициентами:

$$K_1 \gg K_2. \quad (4.17)$$

При решении отдельных задач можно принять не только $K_1 = K_2$, но и обратное соотношение $K_1 < K_2$.

Оказывается, что трудно реализовать в общем виде уравнение (4.15) и поэтому решение можно находить поэтапно с использованием предварительно построенного «каркаса». Решение по сейсмическим данным можно строить на основе, что критерий (4.13) является основным. Тогда в (4.15) положим $K_2 = 0$ и дальнейшую интерпретацию проведем следующим образом. Параметры $v_j(x', y', z')$ и $z' = h_{j \text{ в}}(x', y')$ находятся из решения обратной кинематической задачи (4.13) с дополнительными условиями на сейсмические параметры среды:

$$\begin{aligned} v_{j \text{ в}} &\leq v_j(x', y', z') \leq v_{j \text{ в}}; \\ h_{j \text{ в}} &\leq h_{j \text{ в}}(x', y') \leq h_{j \text{ в}}. \end{aligned} \quad (4.18)$$

Параметры, полученные в результате решения (4.13) и (4.18), составляют жесткую основу модели. Они являются исходными при оценке методом подбора основных параметров функционала

$$\begin{aligned} \|\Delta g_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Delta g_{n \text{ выч}}(\sigma_j(x', y', z'), h_{j \text{ г}}(x', y'), \\ x, y, z)\| = \min \end{aligned} \quad (4.14')$$

при дополнительных условиях

$$\begin{aligned} \sigma_{j \text{ в}} &\leq \sigma_j(x', y', z') \leq \sigma_{j \text{ в}}; \\ h_{j \text{ в}} &\leq h_{j \text{ г}}(x', y') = h_{j \text{ в}}(x', y') \leq h_{j \text{ в}}. \end{aligned} \quad (4.19)$$

Легко реализовать частные задачи в зависимости от имеющихся параметров модели. Если из уравнений (4.13), (4.18) определить положение контактной поверхности $z' = h_{j \text{ в}}(x', y') = h_{j \text{ г}}(x', y') = h_j(x', y')$, то в (4.14), (4.19) можно подбором найти распределение аномальной плотности $\sigma(x', y', z')$. Если из (4.13), (4.18) найдено распределение скорости $v_j(x', y', z')$ и заранее установлена зависимость $\sigma_j(x', y', z') = \sigma_j(v_j(x', y', z'))$, то из (4.14), (4.19) можно проверить, являются ли гравиактивными границы $z' = h_j(x', y')$ или проследить границы $z' = h_j(x', y')$ там, где их положение не было изучено. При этом в (4.19) первое условие должно быть изменено следующим образом:

$$\sigma_{j \text{ в}} \leq \sigma_j[v_j(x', y', z')] \leq \sigma_{j \text{ в}}. \quad (4.20)$$

Часто неизвестны коэффициенты зависимости $\sigma_i = av_i + b$, и их можно оценить в результате комплексной интерпретации гравитационного и сейсмических наблюдений. Эта задача впервые была сформулирована и решена Д. Джеймсом, Т. Смитом и Дж. Штейнгартом. В нашей работе [10] на примере регионального профиля через Донбасс показано, что коэффициенты a и b легко определить, если принять их разными в различных частях модели, различающихся составом и степенью метаморфизма. В работах Н. И. Павленковой задача оценки a и b исследована на обширном практическом материале.

В общей математической форме задача сводится к определению коэффициентов a и b , различающихся в разных частях модели, при которых для заданного распределения скорости $v_j(x', y', z')$

$$\| \Delta g_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Delta g_{n \text{ выч}}(av_j + b, x, y, z) \| = \min \quad (4.14'')$$

при дополнительных условиях на плотность

$$\sigma_{j \text{ н}} \leq \sigma_j = av_j + b \leq \sigma_{j \text{ в}}, \quad (4.21)$$

или на коэффициенты

$$a_{\text{н}} \leq a \leq a_{\text{в}}, \quad b_{\text{н}} \leq b \leq b_{\text{в}}. \quad (4.21')$$

Понятно, что в одной модели не может быть много областей с различными коэффициентами a и b .

Необходимо также иметь в виду, что в уравнении (4.14'') уровень $\Delta g_{n \text{ изм}}$ практически неизвестен. Поэтому в результате комплексной интерпретации полей определяются только относительные величины a и b . Описанная задача определения коэффициентов a и b проста. Например, она легко сводится к решению линейной задачи. Поэтому в последние годы для ее решения В. Н. Страховым и Т. В. Романюк, а также В. И. Старостенко и А. С. Костюкевич разработаны алгоритмы.

При комплексной интерпретации жесткий «каркас» сейсмических параметров не позволяет согласовать результаты двух методов. Более гибкую методику предлагает метод последовательных уступок, известный в методах исследования операций [28]. Он заключается в том, что при подборе двух моделей их параметры изменяются в небольших пределах. Пусть при решении обратной кинематической задачи из (4.13), (4.18) найдены такие параметры $v_j(x', y', z'), z' = h_{j \text{ c}}(x', y')$, при которых функционал (4.13) достигает минимального значения δ_t . Тогда при подборе плотностной модели из (4.14) исходные параметры сейсмической модели уже не будем считать жесткими, а изменяющимися в пределах, которые допускаются условием

$$\| t_{n \text{ изм}}(x, y, z) - t_{n \text{ выч}}(V_j(x', y', z'), h_{j \text{ c}}(x', y'), x, y, z) \| \leq \delta_t + \Delta_t. \quad (4.22)$$

Уступка Δ_t позволяет сделать параметры модели гибкими. Напомним, что изменение в небольших пределах положения сейсмических границ $z' = h_{j \text{ c}}(x', y')$ допускалось еще в работах Г. А. Гамбурцева и Б. К. Балавадзе по комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений.

Описанный подход может оказаться малоэффективным в условиях плохо согласованных скоростной и плотностной моделей в рамках единой модели U . Тогда построенная по сейсмическим данным плотностная модель будет значительно отличаться от реальной и значение функционала (4.14) может быть недопустимо большим. Поэтому следует так изменить подход к комплексной интерпретации, при которой на функционал (4.14) наложено ограничение.

Пусть снова основным является критерий (4.13). Тогда при комплексной интерпретации вместо (4.15) можно использовать следующую однокритериальную задачу:

$$\begin{aligned} & \| t_{n \text{ изм}}(x, y, z) - t_{n \text{ выч}}(V_j(x', y', z'), h_{j \text{ c}}(x', y'), \\ & x, y, z) \| = \min; \end{aligned} \quad (4.13')$$

$$\begin{aligned} & \| \Delta g_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Delta g_{n \text{ выч}}(\sigma_j(x', y', z'), h_{j \text{ г}}(x', y'), \\ & x, y, z) \| \leq \varepsilon_g, \end{aligned} \quad (4.23)$$

где ε_g — допустимое расхождение измеренного и вычисленного поля силы тяжести.

Остаются прежними дополнительные условия (4.16) нахождения параметров модели U . Отличие этой задачи очевидное. Надо находить такие параметры модели, при которых разность (4.23) не превышает заданную величину ε_g . Конечно, не исключено, что в этом случае расхождения измеренного и вычисленного времен t_n распространения волн могут оказаться недопустимо большими.

Дополнительные возможности получения новой информации о строении земной коры открывает использование модели M при комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений. Параметры моделей можно подбирать из условий, чтобы в некоторой метрике разности измеренных и вычисленных полей были меньше допустимых величин ε_t и ε_g :

$$\begin{aligned} & \| t_{n \text{ изм}}(x, y, z) - t_{n \text{ выч}}(V_j(x', y', z'), h_{j \text{ c}}(x', y'), \\ & x, y, z) \| \leq \varepsilon_t; \end{aligned} \quad (4.24)$$

$$\begin{aligned} & \| \Delta g_{n \text{ изм}}(x, y, z) - \Delta g_{n \text{ выч}}(\sigma_j(x', y', z'), h_{j \text{ г}}(x', y'), \\ & x, y, z) \| \leq \varepsilon_g. \end{aligned} \quad (4.25)$$

Из возможных распределений плотности и скорости находятся такие, которые минимизируют функционал, построенный на параметрах среды

$$F[\sigma_j(x', y', z'), h_{j \text{ г}}(x', y'), V_j(x', y', z'), h_{j \text{ c}}(x', y')] = \min. \quad (4.26)$$

Кроме того, часто можно ввести дополнительные условия на параметры

$$\left. \begin{aligned} & \sigma_{j \text{ н}} \leq \sigma_j(x', y', z') \leq \sigma_{j \text{ в}}; \quad v_{j \text{ н}} \leq v_j(x', y', z') \leq v_{j \text{ в}}; \\ & h_{j \text{ c, н}} \leq h_{j \text{ c}}(x', y') \leq h_{j \text{ c, в}}; \quad h_{j \text{ г, н}} \leq h_{j \text{ г}}(x', y') \leq h_{j \text{ г, в}}. \end{aligned} \right\} \quad (4.27)$$

Конкретный вид функционала качества (4.26) определяется условиями и подходом к решению (4.24), (4.25). В данной работе невозможно указать все частные конструкции функционала (4.26), которые можно использовать в конкретных условиях. Укажем только некоторые из них.

Пусть решение (4.24) находится в терминах скорости $v_j(x', y', z')$, а решение (4.25) — в терминах плотности $\sigma_j(x', y', z')$.

Тогда их решение можно выполнить до достижения минимума функционала

$$\|\sigma_j(x', y', z') - \sigma_j(v_j(x', y', z'))\| = \min. \quad (4.28)$$

Если задана зависимость $v_j(\sigma_j)$, то функционал качества имеет вид

$$\|v_j(x', y', z') - v_j(\sigma_j, (x', y', z'))\| = \min. \quad (4.29)$$

Если принята линейная зависимость $\sigma_j = av_j + b$, то (4.28) перепишется

$$\|\sigma_j(x', y', z') - a_n v_j(x', y', z') - b_n\| = \min. \quad (4.30)$$

Коэффициенты a и b могут быть неизвестны. Тогда необходимо подбирать a и b до достижения минимума функционала (4.30). Причем a и b должны быть ограничены условиями $a_{\text{н}} \leq a \leq a_{\text{в}}$, $b_{\text{н}} \leq b \leq b_{\text{в}}$.

Часто обратные задачи согласно (4.24) и (4.25) решаются в терминах структурных поверхностей $z' = h_{j\text{c}}(x', y')$, $z' = h_{j\text{r}}(x', y')$. Если аномальную плотность σ_j на $z' = h_{j\text{r}}(x', y')$ принять известной, то поверхность можно найти из условия минимума

$$\|h_{j\text{c}}(x', y') - h_{j\text{r}}(x', y')\| = \min. \quad (4.31)$$

Можно описать и другие необходимые для практики частные задачи.

В рамках модели M можно также использовать подход, при котором интерпретация одного из полей выполняется заранее и предоставляет параметры для интерпретации другого поля. Легко внести необходимые изменения в формулировку описанных выше задач.

Комплексную интерпретацию можно также выполнить на основе связи (1.2) между тремя параметрами среды — плотностью σ , скоростью v_p и модулем m [10]:

$$\sigma = m/v_p^2. \quad (4.32)$$

Это соотношение описывает нелинейную зависимость между v_p и σ . Оно удобно тем, что модуль m имеет физический смысл. При комплексной интерпретации эти три параметра определяются измерениями физически различных полей. Математически наиболее просто задача формулируется в рамках модели U . Находится распределение m , которое доставляет минимум функционалу

$$\left\| \Delta g_{\text{нэм}}(x, y, z) - \Delta g_{\text{выч}}\left(\frac{m_j(x', y', z')}{v_p^2}, x, y, z\right) \right\| = \min \quad (4.14'')$$

при ограничениях $m_{\text{н}} \leq m_j(x', y', z') \leq m_{\text{в}}$.

Значения m из табл. 1 и 2 и рис. 2 можно использовать в системе ограничений и при построении нулевой модели. Задачу подбора величины m при заданном значении v_p в (4.14'') можно свести к линейной. Описываемый путь оценки в комплексной модели трех параметров среды — плотности σ , скорости v_p и модуля

$m = \lambda + 2\mu$ простого продольного растяжения представляется одним из наиболее перспективных в комплексной интерпретации.

Отметим, что при разработке методов и формулировке задач комплексной интерпретации геофизических полей часто исходят не из комплексных моделей, например из того, что данные одного метода могут быть использованы как дополнительные параметры при интерпретации другого поля. Кроме того, решаются задачи совместной интерпретации различных полей. Напомним, что именно так формулировались в первых наших работах [9, 10] задачи комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений. Вполне возможно таким образом формулировать и решать задачи комплексной интерпретации геофизических полей. Но при детализации задач и их математической формулировке неизбежно приходится вводить их частные случаи. Введенные здесь комплексные модели создают методическую и теоретическую основу и позволяют с современных позиций и представлений формулировать задачи комплексной интерпретации. Например, в рамках комплексной модели U появляются задачи, когда данные одного метода используются как параметры [см. формулу (4.14'')], так и задача взаимного уточнения параметров [см. формулу (4.15)]. Другие условия на связь параметров вводят модель M промежуточного типа.

В заключение сделаем следующие выводы.

1. На основе введения комплексных моделей легко формулируется решение методом подбора различных задач комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений. Этим не только обобщаются известные формулировки, но и открываются новые подходы к решению задач.

2. Критерием построения моделей методом подбора при комплексной интерпретации в описанной выше постановке является близость измеренных и вычисленных полей или близость параметров различных моделей. Отсюда еще не следует единственность решения. Но преимущество комплексной интерпретации в том, что в результате часто удается ограничить варианты возможных решений и получить практически важную новую информацию о строении земной коры.

4.4. ЧИСЛЕННАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ ЗАДАЧ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Выше показано, что комплексная интерпретация геофизических полей методом подбора сводится к решению задач оптимизации, в которых необходимо находить минимальные значения некоторых функционалов качества решения [5, 40]. Математическая общность задач позволяет использовать для их реализации имеющиеся методы, в том числе специально развитые для геофизических задач.

Необходимо иметь в виду, что для сложных моделей и условий решение геофизических задач методом подбора относится к наи-

более трудным задачам оптимизации, так как функционалы качества решения часто не являются выпуклыми. Реализация обратных геофизических задач на ЭВМ проводится поэтому в различных режимах: а) пакетном, б) интерактивном (диалоговом), в) автоматическом. Решение обратных геофизических задач методом подбора с использованием ЭВМ в пакетном режиме наиболее разработано [15, 16]. Этот подход можно использовать при решении задач комплексной интерпретации для сложных моделей коры, которые описываются множеством параметров.

Опыт показал, что комплексная интерпретация полей методом подбора на ЭВМ в пакетном режиме сводится к построению отдельных вариантов моделей, проверке критериев с помощью ЭВМ, а также к анализу вариантов интерпретатором. Так как пакетный режим включает ряд неформальных этапов, то иногда создается впечатление, что нет необходимости привлекать теорию комплексной интерпретации геофизических полей. На самом деле это не так. И при подборе в пакетном режиме необходимо следовать выводам и рекомендациям теории. Например, критерии подбора должны выбираться в зависимости от того, какая комплексная модель используется при подборе. Если использована модель U , т. е. принято, что совпадают структурные границы различных физических моделей среды и имеется тесная зависимость между физическими параметрами, то критерием согласно (4.7) будет минимальное расхождение измеренных и вычисленных полей. В рамках этой модели нельзя требовать определенного значения расхождения измеренного и вычисленного полей.

Следует иметь в виду, что на практике нередко отступают от этого требования теории. Например, если структурные границы (поверхность фундамента, граница Мохо) принимаются также гравиактивными, то большей частью вычисленное поле этих границ не совпадает с измеренным. Но тем не менее часто добиваются, чтобы в критерии (4.14) было не просто минимальное расхождение, а действительно малое, например $1 \cdot 10^{-5} \text{ м}/\text{с}^2$. Этого удается достигнуть дополнительным изменением плотности коры и мантии или изменением положения структурных границ за счет нарушения критерия (4.13) или отбрасыванием этого критерия. Именно таким путем достигается совпадение плотностной и скоростной моделей, а критерии (4.13) и (4.14) заменяются критериями (4.24) и (4.25). Это удается достигнуть нарушением условий модели U , и таким путем затушевываются неопределенности комплексной интерпретации.

Комплексные модели M трудно строить в пакетном режиме, так как здесь согласно (4.10) фиксируется разность измеренных и вычисленных полей и необходимо достигать только минимального расхождения параметров, например скоростной и плотностной моделей.

Методом подбора в пакетном режиме можно строить довольно сложные модели коры и верхней мантии. В последнее время вместо метода подбора широко используется термин «моделирование»,

но это изменение названия не исключает многозначности и некорректности задачи. Теория обычно устанавливает соотношения между числом точек измерения поля, которое используется в критериях подбора, и числом параметров модели [15, 33, 37]. Несмотря на это, при моделировании на ЭВМ нередко используются модели, в которых число параметров на порядок и более превышает число точек измерения. Поэтому при моделировании в нулевой модели следует использовать минимальное число параметров. При благоприятных условиях их число можно увеличить.

Комплексная интерпретация методом подбора на ЭВМ в пакетном режиме наиболее распространена. Ее недостаток — значительные затраты ручного труда на изменение числовых данных о вариантах модели, графическое изображение и анализ промежуточных результатов. По этой причине процесс подбора моделей в пакетном режиме часто затягивается. Для сложных моделей на обширных территориях подбор продолжается несколько недель, а иногда и месяцев. Опыт показывает, что в этом случае удается проверить не более 10—20 вариантов моделей. При таком количестве вариантов следует не просто перебирать возможные модели, а создавать определенную их последовательность. При пакетном режиме следует не просто представить окончательную модель, удовлетворяющую критериям (4.13), (4.14) или (4.24), (4.25). Следует также показать, какие варианты были отброшены, какими шагами достигнуто выполнение критериев для модели, которая принимается оптимальной.

Пакетный режим интерпретации методом подбора предъявляет определенные требования к алгоритмам и программам вычисления геофизических полей на ЭВМ. В этом случае нет жестких требований к затратам машинного времени на вычисление поля, но необходимы простота подготовки числовых данных о модели и возможность с минимальными затратами времени изменять эти данные. Этим во многом определяется быстрота подбора в пакетном режиме.

Большие перспективы имеет решение задач комплексной интерпретации в интерактивном (диалоговом) режиме. Режим человек—ЭВМ при решении сложных задач методом подбора предлагался уже давно [15, 31, 33]. Но с современных позиций многие ранние предложения системы человек—ЭВМ по сети являются вариантами пакетного режима интерпретации. Современное понимание интерактивной (диалоговой) системы оптимизации, по Н. Н. Моисееву, предполагает ряд условий.

1. Работа ЭВМ в мультипрограммном режиме.
2. Наличие в памяти ЭВМ пакетов программ решения прямых геофизических задач, а также пакетов программ решения задач оптимизации, приспособленных для решения геофизических задач методом подбора.
3. Наличие терминального устройства (дисплея) с буквенно-цифровой клавиатурой для изображения моделей, результатов

вычисления полей, просмотра программ, а также для ввода информации в ЭВМ во время диалога.

4. Наличие управляющей программы и сценария для диалога интерпретатора с ЭВМ во время подбора комплексных моделей.

Решение задач интерпретации в интерактивном режиме — один из перспективных путей их реализации. Но в настоящее время этот режим подбора все еще слабо реализован по ряду причин: отсутствие на вычислительных центрах устройств для диалога, слабое развитие теории решения геофизических задач оптимизации в интерактивном режиме, отсутствие необходимых пакетов программ, а часто также сложность моделей.

Решение задач комплексной интерпретации на ЭВМ в автоматическом режиме требует разработки сложных алгоритмов и программ решения задач оптимизации. Многое из того, что уже достигнуто в автоматической интерпретации гравитационного, магнитного и сейсмического полей в работах Е. Г. Булаха, В. И. Старостенко, Ф. М. Гольцмана, Т. Б. Калининой, В. Н. Страхова, А. И. Кобронова и других, может быть использовано в комплексной интерпретации геофизических полей. Но эти методы обычно применимы в частных задачах интерпретации. Сейсмические данные используются в этом случае при построении модели нулевого приближения, а также в системе неравенств (4.19). Такой подход применяется при решении задач структурной гравиметрии — изучении осадочных бассейнов, глубинного строения земной коры.

В последние годы решены в автоматическом режиме на ЭВМ частные задачи комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений. В работах В. Н. Страхова и Т. В. Романюк, а также В. И. Старостенко и А. С. Костюковича скорость и плотностная модели строились на основе автоматического определения коэффициентов линейной зависимости между v_p и σ . Но методы минимизации многих сложных функционалов следует еще разрабатывать.

Можно решать в автоматическом режиме на ЭВМ некоторые частные задачи комплексной интерпретации в рамках модели M . Рассмотрим одну из таких задач, описанную в разделе 4.3. Пусть известна сейсмическая граница $z' = h_c(x')$ и задан график $\Delta g_{\text{изм}}(x)$ измеренного поля. Найти гравиактивную границу $z' = h_r(x')$ при заданной плотности σ (рис. 41) из условия

$$\|\Delta g_{\text{изм}}(x) - \Delta g_{\text{выч}}(\sigma(x', z'), h_r(x'), x)\|^2 \leq \varepsilon_g, \quad (4.25')$$

причем из всех возможных $z' = h_r(x')$ выбрать такую, которая будет доставлять минимум квадратичному функционалу

$$\|h_r(x') - h_c(x')\|^2 = \min. \quad (4.31')$$

Именно в такой постановке необходимо решать задачу о контактной поверхности, когда имеются сейсмические данные или результаты бурения.

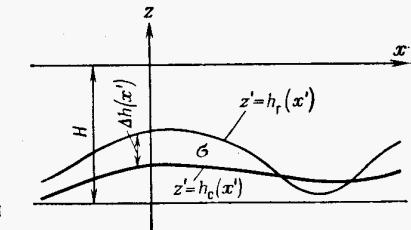


Рис. 41. Схема контактной поверхности и обозначения к ней

Так как задача о контактной поверхности обычно формулируется в терминах интегральных уравнений [15, 31, 37], то для этой задачи запишем необходимое интегральное уравнение. Найдем на оси x поле слоя с плотностью σ между поверхностями $z' = h_r(x')$ и $z' = h_c(x')$ (см. рис. 41):

$$\Delta g(x, 0) = -k\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(x-x')^2 + h_r^2(x')}{(x-x')^2 + h_c^2(x')} dx'. \quad (4.33)$$

Если обозначить $\Delta h(x') = h_r(x') - h_c(x')$, то

$$\Delta g(x, 0) = -k\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(x-x')^2 + [h_c(x') + \Delta h(x')]^2}{(x-x')^2 + h_c^2(x')} dx'. \quad (4.34)$$

Это нелинейное относительно $\Delta h(x')$ интегральное уравнение. В левой части этого уравнения не измеренное, а редуцированное поле. Если известна плотность σ и положение границы $z' = h_c(x')$, то редуцированное поле согласно (4.34) находится по формуле

$$\Delta g(x, 0) = \Delta g_{\text{изм}}(x, 0) - \Delta g_{\text{выч}}[\sigma, h_c(x'), x]. \quad (4.35)$$

Можно принять, что $z' = h_c(x') = H$ и записать известное выражение поля слоя между плоскостью $z' = H$ и поверхностью $z' = h_r(x')$ (см. рис. 41):

$$\Delta g(x, 0) = -k\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{(x-x')^2 + [H + \Delta h(x')]^2}{(x-x')^2 + H^2} dx'. \quad (4.36)$$

Это известное в гравиметрии нелинейное интегральное уравнение для контактной поверхности. В левой части уравнения (4.36) по сути также редуцированное поле $\Delta g(x, 0) = \Delta g_{\text{изм}}(x, 0) - c$ (c — константа), так как необходимо вычесть постоянный уровень аномалии, связанный с выбором величины H .

Интегральные уравнения (4.34) и (4.36) можно линеаризовать. Если $|\Delta h(x')| \ll |h_c(x')|$, то задачу нахождения $\Delta h(x')$ легко свести к решению линейного интегрального уравнения

$$\Delta g(x, 0) = -2k\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \Delta h(x') \frac{h_c(x')}{(x-x')^2 + h_c^2(x')} dx' \quad (4.37)$$

при заданной поверхности $z' = h_c(x')$. От выражения (4.37) легко перейти к известному интегральному уравнению с ядром Пуассона

$$\Delta g(x, 0) = -2k\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \Delta h(x') \frac{H}{(x-x')^2 + H^2} dx'. \quad (4.38)$$

Суть рассматриваемой задачи состоит в том, что интегральное уравнение (4.37) или (4.38) решается с учетом условия (4.31) минимального отклонения $z' = h_r(x')$ от заданного $z' = h_c(x')$.

При численном решении (4.37) заменим его системой линейных алгебраических уравнений. Используем простейшую квадратурную формулу прямоугольников с расстоянием Δx между узлами. Тогда коэффициенты системы уравнений

$$a_n = -2k\sigma \int_{x_n - \frac{\Delta x}{2}}^{x_n + \frac{\Delta x}{2}} \frac{h_c}{(x-x')^2 + h_c^2} dx' = \\ = 2k\sigma \left(\operatorname{arctg} \frac{x-x_n - \frac{\Delta x}{2}}{h_c} \operatorname{arctg} \frac{x-x_n + \frac{\Delta x}{2}}{h_c} \right). \quad (4.39)$$

Система уравнений имеет вид

$$Ax = y, \quad (4.40)$$

где $x = \Delta h(x_n)$, $y = \Delta g(x_m, 0)$ и коэффициенты находятся из (4.39). Значения поля $\Delta g(x_m, 0)$ заданы в точках $(x_m, 0)$, причем $m > n$. Система несовместна, и для ее решения необходимо использовать метод регуляризации [31, 33, 37]. В качестве стабилизатора используем функционал (4.31) качества решения. Для регуляризации решения в линеаризованной постановке используем свертку выражений (4.25) и (4.31)

$$\|Ax - y\|^2 + \alpha \|x\|^2 = \min. \quad (4.41)$$

Таким образом, задача о нахождении поверхности $h_r(x')$, близкой в смысле среднеквадратического к заданной $h_c(x')$, приводит к поиску минимума функционала А. Н. Тихонова со стабилизатором нулевого порядка [37]. Построение поверхности, близкой к заданной, представляется более оправданной задачей о контактной поверхности.

На рис. 42 приведены результаты вычисления границы $h_r(x')$, близкой к заданной $h_c(x')$, путем нахождения минимума функционала (4.41) с регуляризацией по М. М. Лаврентьеву, когда вместо (4.40) необходимо решить [45]

$$(A^*A + \alpha E)x = A^*y, \quad (4.42)$$

где A^* , E — транспонированная и единичная матрицы.

На рис. 42 приведено одно из решений $\Delta h_r(x')$ системы (4.42) с параметром регуляризации 0,03, выбранное из условия близости $z' = h_r(x')$ и $z' = h_c(x')$. Отклонения решения от точно заданного

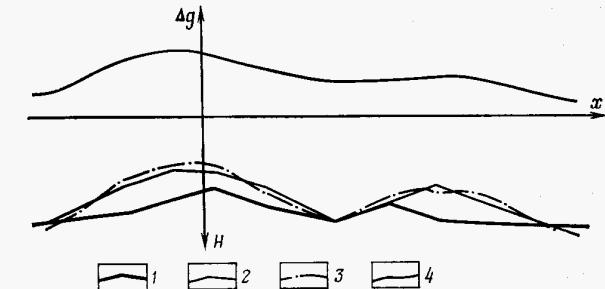


Рис. 42. Определение контактной поверхности, близкой к заданной:
1 — заданная поверхность $z' = h_c(x')$; 2 — точное положение контактной поверхности $z' = h_r(x')$; 3 — вычисленная поверхность $z' = h_r \text{ выч}(x')$; 4 — график вертикальной составляющей притяжения

$\Delta h(x')$ связаны не только с ошибками решения (4.42), но также с тем, что линеаризацией уравнение (4.34) сводится к уравнению (4.37).

Опыт показывает, что можно искать поверхность $z' = h_r(x')$ не только из условия (4.31), но и из условия

$$a \|\Delta h(x')\|^2 + b \|\Delta h'(x')\|^3 + \dots + d \|\Delta h^{1n}(x')\|^2 = \min \quad (4.43)$$

Решение этой задачи равнозначно задаче минимизации функционала А. Н. Тихонова со стабилизатором n -го порядка [37].

Другим примером легко реализуемой на ЭВМ задачи комплексной интерпретации является описанная выше задача определения коэффициентов a и b зависимости $\sigma = av + b$ по известной скоростной модели v и полю силы тяжести $\Delta g_{\text{изм}}(x, 0)$ на поверхности Земли. Задача сводится к поиску минимума следующего квадратичного функционала:

$$\|\Delta g_{\text{изм}}(x, 0) - \Delta g_{\text{выч}}(av + b, x)\|^2 = \min. \quad (4.44)$$

Так как здесь неизвестны только два параметра a и b , то минимум функционала можно найти прямым поиском, например методом Хука и Дживса, описанным у Д. Химмельблау [40]. В этом случае от начальных значений a_0 и b_0 ищем минимум последовательными шагами $a_0 \pm \Delta a$, $b_0 \pm \Delta b$ с проверкой на каждом шаге значения функционала (4.44). Оказывается, что при удачно выбранных a_0 , b_0 и уровне поля $\Delta g_{\text{изм}}(x, 0)$ процесс поиска довольно быстро сходится.

Таким же путем можно реализовать и другие частные задачи комплексной интерпретации.

В заключение сделаем следующие выводы.

1. При комплексной интерпретации геофизических полей следует исходить из определенных типов комплексных моделей среды. Опыт показывает, что практически важные методики можно развить путем использования феноменологических моделей. В данной работе вводятся модели трех типов: S , U и M , в которых

по-разному связаны отдельные физические модели в комплексную модель среды.

2. Комплексную интерпретацию полей с целью построения моделей земной коры и верхней мантии удобно выполнять методом подбора. Тогда решение задач в рамках моделей S , U и M сводится к различным задачам условной оптимизации.

3. В современных условиях при изучении коры и верхней мантии наибольшее значение имеет комплексная интерпретация трех полей: гравитационного, магнитного и сейсмического. Особенно подробно удается описать задачи интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений.

4. Для реализации на ЭВМ задач комплексной интерпретации методом подбора часто можно использовать уже разработанные численные схемы минимизации функционалов. Но сложность задач приводит к необходимости широко использовать прежде всего пакетный, а также диалоговый режимы решения задач оптимизации. Регуляризация решения достигается путем выбора моделей, обоснованных дополнительными геолого-геофизическими данными.

ГЛАВА 5

ИЗУЧЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ. ОБОСНОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Комплексная интерпретация геофизических полей в данной работе выполнена с целью построения методом подбора моделей земной коры и верхней мантии в пределах Украинской ССР. В изученном районе можно значительно уточнить и детализировать методику и технику интерпретации. Геолого-геофизическая изученность этого района довольно хорошая, но все же имеются трудные нерешенные проблемы глубинного строения и истории формирования структур земной коры. Поэтому необходимо изучить физико-геологические модели земной коры и верхней мантии этого района на основе комплексной интерпретации региональных геофизических полей.

При построении методом подбора моделей земной коры и верхней мантии результаты интерпретации определяются во многом исходными моделями, построенными на основе априорных данных. В процессе интерпретации проверяется, удовлетворяет ли определенный вариант модели заданной системе критериев. Если критерии не выполняются, то параметры модели варьируются в процессе подбора. Но тип модели и пределы изменения основных ее параметров обычно должны быть заданы интерпретатором. При построении физико-геологических моделей среды, вызывающих региональные гравитационные и магнитные аномалии, важнейшим является размещение по глубине грави- и магнитоактивных источ-

ников. Обычно решение этого вопроса не удается найти моделированием поля. Необходима специальная методика, основанная на корреляции региональных гравитационных и магнитных аномалий с физическими параметрами и составом пород верхней части коры. Методика изучения природы региональных аномалий позволяет в значительной мере обосновать физико-геологические модели земной коры при комплексной интерпретации геофизических полей.

5.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОЙ ССР

В пределах центральной и восточной частей территории Украинской ССР расположены три крупные тектонические единицы первого порядка — в центре располагается Украинский докембрийский щит, к югу от него — Причерноморский прогиб, а к северу — Доно-Днепровский прогиб (рис. 43). Все эти структуры имеют субширотную вытянутость, и их геологическое строение достаточно хорошо изучено геологическими и геофизическими методами. Но заметно различаются взгляды на тектонику, глубинное строение и историю формирования отдельных областей и структур. В этих условиях трудно кратко изложить основные результаты и проблемы глубинной геологии района. Приведем только те сведения, которые понадобятся при геологической интерпретации региональных геофизических полей.

Основную часть рассматриваемой территории занимает Украинский щит, характеризующийся сложностью геологического строения и высокой степенью метаморфизма пород. Он сложен изверженными, излившимися, осадочными во многом метаморфизованными породами. Кристаллические породы фундамента перекрыты осадочными отложениями небольшой мощности. Пространственное распределение кристаллических пород и их комплексов показано на геологической карте (см. рис. 43). Видно, что Украинский щит неоднородный по строению и составу изверженных и метаморфических пород. Прежде всего отметим повсеместное развитие в пределах щита различных гранитов, мигматитов и гнейсов. Например, широко распространены в пределах щита граниты и мигматиты Кировоградского и Житомирского комплексов, а также своеобразные типы гранитов — рапакиви, чудново-бердичевские граниты и др.

Обширные поля гнейсов располагаются главным образом в Побужском, Ингулецком, Орехово-Павлоградском и Приазовском районах щита. В ингуло-ингулецкой и тетерево-бугской сериях главную роль играют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Часто встречаются гнейсы основного состава: амфиболовые, пироксеновые и др. В северо-западной и центральной частях щита развиты Коростенский и Корсунь-Новомиргородский комплексы анортозитов, норитов и габбро-анортозитов. В непосредственной близости от них распространены граниты рапакиви. В пределах

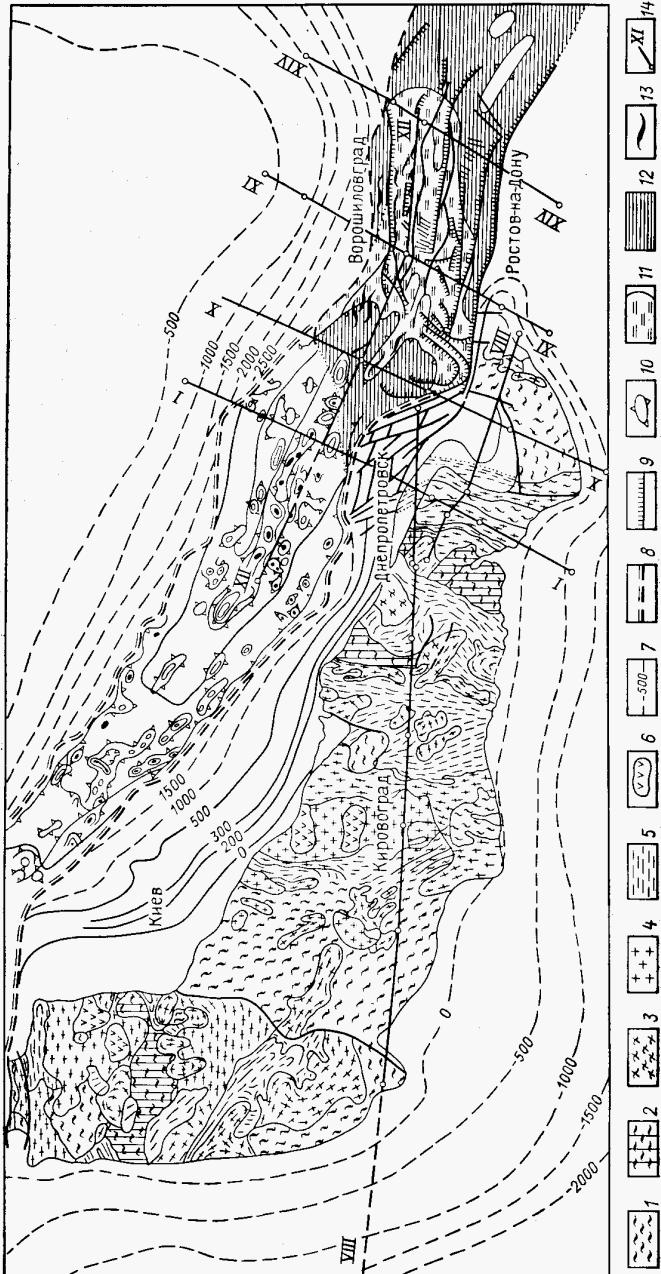


Рис. 43. Тектоническая схема Украинского щита и Донбасса (составлена по Международной тектонической карте Европы):
 I — гнейсы различного состава; 2 — магматированные гнейсы; 3 — мигматиты, граниты; 4 — граниты, гнейсы; 5 — области развития гнейсов, осадочно-вулканических толщ, метабазитов; 6 — интрузивные основные породы; 7 — изогипсы фундамента в метрах; 8 — краевые швы Доно-Днепровского прогиба; 9 — разрывные нарушения; 10 — антиклинальные структуры в пределах прогиба; 11 — область выхода на поверхность палеозойских пород Донбасса; 12 — оси складчатых структур Донбасса; 13 — профили глубинного зондирования; 14 — профили глубинного зондирования.

Приазовья и на востоке Приднепровья развиты сиениты и граносиениты.

В пределах Украинского щита, особенно в его восточной части, широко развиты комплекс осадочно-вулканогенных метаморфических образований и тесно связанные с ним тела основных и ультраосновных пород. Н. П. Семененко выделяет несколько осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита.

Комплекс осадочно-вулканогенных формаций широко развит также на других докембрийских щитах. Породы комплекса часто называют породами зеленокаменных поясов. В зависимости от преобладающего состава породы комплекса объединяются в три группы — осадочную, собственно зеленокаменную и ультрамафическую.

Необходимо отметить, что в последние годы большое внимание уделено проблеме метаморфизма пород щита. В пределах Украинского щита выделены породы четырех метаморфических фаций прогрессивного этапа — гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. Для регressiveного этапа выделены амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации. В пространственном распределении пород намечается следующая закономерность. Породы гранулитовой фации приурочены в основном к юго-западному углу и южной окраине Украинского щита. Здесь широко распространены гибридные гиперстеновые породы — чарнокиты. Эти породы относятся к подольскому комплексу и наиболее широко распространены на Побужье и в Приднестровье, но в последнее время обнаруживаются и в других частях щита, в частности на Приазовье.

Породы амфиболитовой фации занимают внутреннюю часть дугообразного изгиба щита. Породы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций залегают в поле амфиболитовой фации в виде узких субмеридиональных зон.

Региональная тектоника Украинского щита изучалась многими исследователями и описана в работах Н. П. Семененко, Г. К. Кузелова, Я. Н. Белевцева, С. И. Субботина, Г. И. Каляева, К. Ф. Тяпкина, И. И. Чебаненко, В. А. Рябенко, А. В. Чекунова и др. Необходимо признать, что до настоящего времени особенности строения щита вызывают острую дискуссию. Все разнообразие взглядов на тектонику в какой-то мере можно разделить на две группы. Первая группа исследователей Украинский щит рассматривает как складчатое сооружение, возникшее в результате геосинклинального развития земной коры. В частности, участки распространения осадочно-вулканогенных толщ считаются синклинальными структурами, претерпевшими деформацию и метаморфизм на протяжении длительной истории развития щита. Области гранитизации и мигматизации коры принимаются как антиклинальные структуры или купола. Широко распространено мнение об отдельных этапах повышения тектонической активности и связанной с ней складчатости. Разрывные нарушения часто здесь рассматриваются как играющие второстепенную роль.

Вторая группа исследователей на основе результатов геологической интерпретации геофизических наблюдений придерживается мнения о складчато-блоковом или блоковом строении щита. Украинский щит представляется разбитым на блоки различного порядка. Важная цель исследования — выделение блоков и ограничивающих их разломов. Блоки коры выделены прежде всего по особенностям гравитационного и магнитного полей. В последние годы значительно уточняются понятия разломов земной коры и их роль в строении земной коры и верхней мантии.

Глубинное строение Украинского щита изучается как геологическими, так и геофизическими методами. Причем основные результаты получены по глубинным сейсмическим зондированиям [16, 25, 35, 41]. Современная интерпретация сейсмических наблюдений приводит к слоисто-блоковой модели земной коры. В земной коре выделяется ряд субгоризонтальных сейсмических границ, но пока нет их геологической привязки. Наиболее отчетливо выделяется граница Мохо, разделяющая земную кору и верхнюю мантию. По сейсмическим данным средняя мощность земной коры Украинского щита составляет 40—42 км с колебаниями от 35 до 30 км. Значительно дополняет сейсмические результаты интерпретация гравитационного и магнитного полей [17, 23, 38]. Все геофизические методы выделяют блоки коры, которые ограничены разломами, часто проникающими в мантию. В условиях недостатка прямых геологических данных многие геологические и геофизические данные поля не могут быть истолкованы однозначно, поэтому существуют различные точки зрения на глубинное строение Украинского щита. Поэтому по-прежнему актуальна проблема изучения особенностей глубинного строения Украинского щита комплексом геофизических и геологических методов. При этом предметом изучения являются следующие региональные проблемы:

- 1) выделение и оконтуривание основных блоков и структур щита;
- 2) изучение связи глубинных и поверхностных структур щита;
- 3) изучение и прогноз общих черт строения земной коры и верхней мантии;
- 4) динамика формирования основных структур земной коры и верхней мантии.

Доно-Днепровский и Причерноморский прогибы расположены к югу и северу от Украинского щита. Комплексная интерпретация геофизических полей выполнена нами в основном при изучении глубинного строения Донбасса.

Прогиб Донбасса является синклиниорием как по общей форме, так и по преобладанию синклиналей. Причем прогиб — асимметричная структура, южное крыло которой характеризуется градиентом мощности, в 1,5 раза большим, чем северное. Зона наиболее интенсивного прогибания, т. е. полоса относительного максимума мощности каменноугольных отложений, проходит несколько южнее Главной антиклинали и примерно совпадает с осевой частью

Южной синклинали. Это было установлено по геологическим данным В. С. Поповым и подтверждено результатами ГСЗ [4, 35].

В пределах Донбасса наиболее древними являются породы докембрийского фундамента. В его северной части, в пределах Старобельско-Миллеровской моноклинали, осадочные породы залегают на южном крыле Воронежского кристаллического массива. Фундамент здесь вскрыт рядом глубоких скважин. К югу от Донбасса выходят на поверхность породы приазовской части Украинского щита. Необходимо подчеркнуть, что не существует полной идентичности литолого-петрографического состава пород на докембрийских массивах к югу и северу от Донбасса. Это можно видеть, например, из сравнения состава и размеров областей распространения осадочно-вулканогенных толщ, включающих железистые кварциты. Наиболее часто коррелируются породы обоянской и михайловской серий Воронежского массива с нижней и верхней частями конько-верховцевской серии, а также западно-приазовской серии Украинского щита. На Воронежском массиве обоянская и михайловская серии пород занимают огромные площади, а их аналоги на Украинском щите развиты на небольших площадях. Ряд факторов приводит к заключению, что на Приазовье степень метаморфизма пород выше. Все это указывает на более низкий уровень эрозионного среза центральной и восточной частей Украинского щита по сравнению с Воронежским массивом.

В центральной части впадины положение и состав докембрийского фундамента все еще вызывают споры. Относительно глубокозалегающего фундамента И. С. Усенко было высказано предположение, что по составу он принципиально не отличается от того, который встречен на небольших глубинах на прилегающих кристаллических массивах. Эту точку зрения разделяют, по-видимому, большинство исследователей района.

Глубина залегания кристаллического фундамента в центральной части Доно-Днепровского прогиба оценивается по-разному, так как результаты интерпретации данных ГСЗ и КМПВ неоднозначны. По интерпретации сейсмических данных установлено, что докембрийский фундамент в центральной части Донбасса находится на глубине 20—22 км [4]. При этом обычно выделяется между докембрийским фундаментом и девоном промежуточная толща предположительно рифейского возраста. По другим оценкам докембрийский фундамент располагается на глубинах 15—18 км.

Необходимо отметить, что сейсмическими исследованиями в Донбассе значительно уточнено положение докембрийского фундамента в присклоновых частях прогиба. Но, к сожалению, еще не удается составить достаточно обоснованную карту изогипс фундамента в его центре. Поэтому глубина до фундамента и его строение должны быть уточнены по другим геофизическим полям.

Отметим, что асимметричность впадины отражена и в строении осадочной толщи. Самыми древними достоверно установленными отложениями Донбасса являются девонские, которые предполагаются почти повсеместно под толщей каменноугольных. Выходы

девона известны на юго-западной окраине Донбасса, а девонские известняки встречаются в брекчиях соляных штоков.

Отложения карбона в Донбассе представлены в полном объеме. Залегают они или на отложениях девона, или на кристаллическом фундаменте, особенно на северной окраине Донбасса. Общая мощность отложений карбона оценивалась по геологическим данным в несколько километров. В последние годы в ряде работ, основанных на результатах сейсмического метода, мощность карбона часто увеличена до 10 км. Отложения карбона представлены толщей переслаивающихся терригенных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты), известняков и углей.

Отложения пермской системы выполняют главным образом Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины. Нижняя ее часть сложена в основном аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами, среди которых встречаются прослои доломитов и известняков. Необходимо отметить существование в нижней части мермы гидрохимических осадков (гипс, ангидрит и каменная соль).

Особенно заметна асимметричность распределения во впадине мезозойских отложений — они размещаются в северной и восточной частях Донбасса, а кайнозойские почти повсеместно.

В осадках Донбасса широко развиты как складчатые, так и разрывные нарушения. Складчатые формы особенно проявляются в центральной части, а его северная и северо-западная периферии, расположенные на платформенных склонах кристаллических массивов, подвергались менее интенсивной складчатости. Основные складки Донбасса показаны на рис. 43. Следует отметить, что в форме и распределении разрывов в них нашли отражение тектонические силы сжатия.

Осадки Донбасса разбиты тектоническими нарушениями различных порядков. Наиболее ярко выражена система региональных надвигов на севере Донбасса — Северодонецкий, Алмазно-Марьевский, Ильичевский, Краснодонский и др. Имеются надвиги и взбросы у южного борта, например Персиановский. В северо-западной части Донбасса отмечается кулисообразное сочленение складок, надвигов и сбросов. Довольно резко меняется направление нарушений в западной части Донбасса. Здесь серия надвигов и сбросов изгибается от северо-западного до широтного простирания, обходя Самарско-Волчанский выступ. Причем в области сочленения со щитом развита блоковая тектоника, охватывающая толщи от девона до палеозоя.

В осадочной толще Донбасса развита серия поперечных складчатых и разрывных нарушений. Если поперечные складки (часто флексуры) известны главным образом в районе Донецка и Горловки, то разрывные нарушения этого типа встречаются повсеместно.

Особенностью строения впадины является то, что ее пересекают поперечные структуры осадочной толщи и, вероятно, докембрийского фундамента (Ровенецкое и др.), которые были прогнозированы в свое время П. И. Степановым.

Образование глубоких впадин в фундаменте обычно сопровождается интенсивным магматизмом. Но в Донбассе, как известно, вулканализм проявляется во многих районах, но ограниченно. Магматизм проявляется в основном вдоль южной окраины. Внедрения магматических пород в осадки имеют форму не только жил и даек, но также трубок. В северных частях Донбасса проявления магматизма практически не обнаружены. Но вполне возможно, что они проявились здесь на ранних стадиях образования прогиба и в настоящее время скрыты большой толщей осадков.

Отметим, что изученность Донбасса неравномерная и многие проблемы его глубинной геологии еще ждут своего решения. В частности, первоочередными являются:

- 1) изучение глубинного строения осадочной толщи, консолидированной коры и верхней мантии;
- 2) уточнение системы региональных нарушений земной коры в пределах Донбасса;
- 3) динамика формирования глубокой впадины Донбасса и структур осадочной толщи.

Указанные проблемы имеют не только теоретический, но и практический интерес, связанный с прогнозом месторождений полезных ископаемых.

По результатам гравиметрической и магнитной съемок производственными и научными организациями на территорию УССР построены мелкомасштабные геофизические карты. За исключением отдельных площадей, гравитационное и магнитное поля закартированы достаточно хорошо. Карты геофизических полей вполне пригодны для интерпретации с целью изучения глубинного строения рассматриваемой территории. Схема поля силы тяжести показана на рис. 44, а магнитного поля — на рис. 45. Опишем кратко особенности физических полей Украинской ССР.

Поле силы тяжести в равнинных районах УССР контрастное. В пределах щита гравитационное поле довольно четко различается на восток и запад от субмеридиональной линии, расположенной к западу от Криворожско-Кременчугской структуры. Как видно из схемы на рис. 44, для всей восточной половины щита характерны повышенные значения поля, в то время как для всей западной — пониженные. На этом общем фоне выделяются обширные области повышений (максимумы) и понижений (минимумы) поля силы тяжести. Особенно много максимумов в восточной части щита, так что вся область на восток от Криворожья может рассматриваться как один общий максимум.

Наиболее четко в поле силы тяжести выделяются максимумы. На Приазовье — Мангушский, Корсакский и Волчанский, на Приднепровье — Конский, Белозерский, Запорожский, Сурский, Томаковский, Верховцевский, Чертомлыкский и др. На Побужье находится очень интенсивный Голованевский. В северной части щита расположены два максимума. Самый интенсивный из них Черниговский, который заходит в пределы щита только южным ответвле-

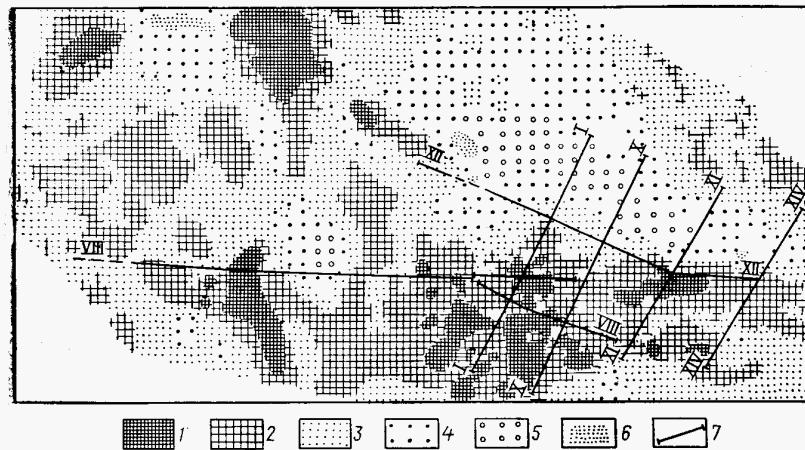


Рис. 44. Схема гравитационного поля Украинского щита и Донбасса:
1—6 — относительное уменьшение поля; 7 — профили ГСЗ

иением. В северо-западной части щита расположен довольно обширный Осницкий максимум.

В расположении максимумов силы тяжести в пределах щита прослеживается такая закономерность: наиболее интенсивные максимумы силы тяжести тяготеют к краевым частям щита и часто размещаются уже на склонах прилегающих впадин.

Наибольшие понижения гравитационного поля образуют в центральной части щита обширный овальный Кировоградский минимум (см. рис. 44). Он вытянут в субмеридиональном направлении и в виде суженной полосы протягивается от Днепровско-Донецкой до Причерноморской впадины. Обширный Коростенский минимум расположен в северной части щита. Другие понижения поля не столь отчетливо выражены и образуют локальные понижения поля главным образом над участками мигматизации и гранитизации. Такие минимумы расположены, например, вблизи Днепропетровска.

В распределении поля силы тяжести Донбасса и прилегающей территории прежде всего заметны контрастность и асимметричность. В южной его части, вблизи приазовской части щита и Ростовского выступа, поле положительное и выступает уже как Донбасский максимум субширотного простирания (см. рис. 44). Его интенсивность не намного меньше максимумов, которые расположены юго-западнее, в пределах приазовской части щита.

В пределах северной окраины Донбасса располагается Северодонецкий минимум, а вдоль границы Донбасса и приазовской части щита общая полоса несколько пониженного поля, среди которого выделяются минимумы — Сухояльянский, Матвеево-Курганский, Новочеркасский.

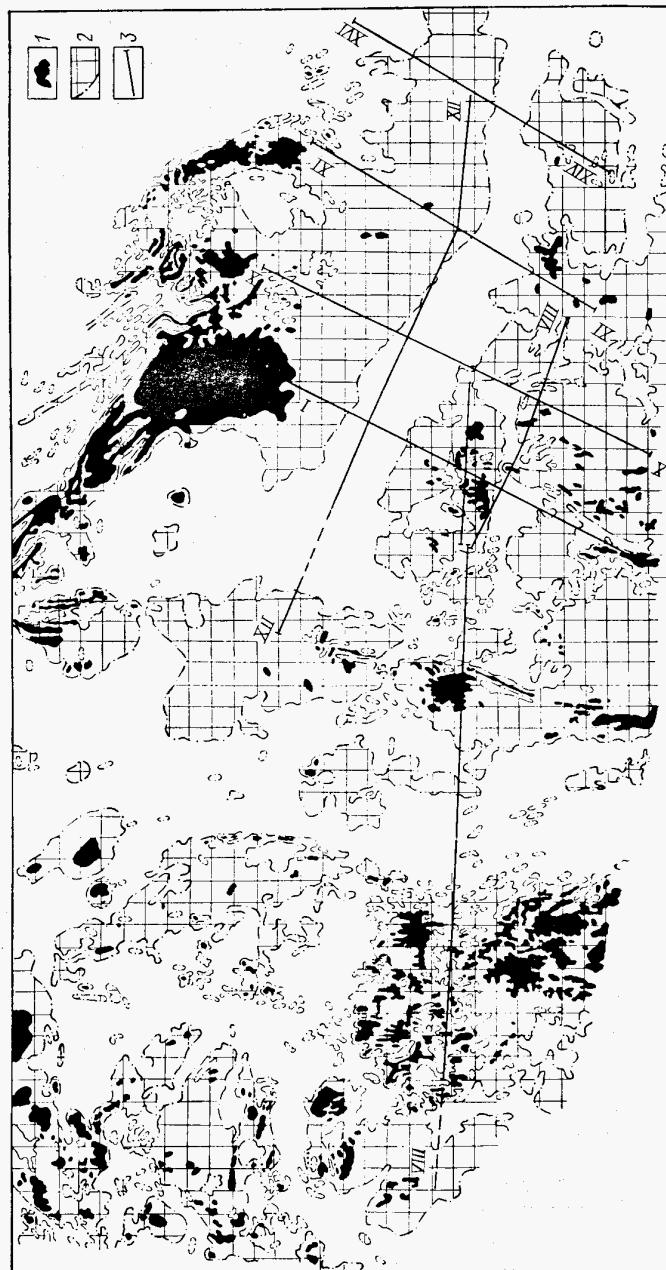


Рис. 45. Схема магнитного поля Украинского щита и Донбасса:
1 — интенсивные аномалии; 2 — положительные аномалии; 3 — профили ГЗ

Из схемы на рис. 44 можно видеть, что максимумы и минимумы гравитационного поля часто соседствуют и образуют типичные поля для горизонтальных «двуихполюсников». Характерным примером может быть сочетание положительной аномалии силы тяжести в центральной и южной частях Донбасса, а отрицательной — в пределах его северо-восточной окраины. Гравитационное поле в окрестности Донбасса имеет еще одну особенность, которая играет большую роль при интерпретации. Дело в том, что существенно разный уровень имеют поля силы тяжести к югу от Донбасса на Приазовье и к северу — на прилегающих частях Воронежского массива (см. рис. 44). Аномалии на Воронежском массиве заметно меньше аномалий на Приазовье. Эта разность в уровнях поля проявляется на небольшом расстоянии, и ее нельзя отнести, например, за счет несовершенства формулы нормальной силы тяжести. Поэтому описываемая особенность регионального поля силы тяжести в окрестностях Донбасса должна получить физико-геологическую интерпретацию.

Магнитное поле Украинского щита неоднородное и довольно сложное. Региональные особенности довольно четко прослеживаются. Пожалуй, первое, на что обращается внимание — это слабоинтенсивное и малоизменяющееся поле Кировоградского минимума центральной части щита, в меридиональной полосе шириной около 125 км. Полоса отчетливо протягивается как в Днепровско-Донецкую, так и в Причерноморскую впадину.

Область высоких аномальных значений поля ΔZ начинается западнее Криворожско-Кременчугской полосы и распространяется практически на всю восточную часть щита (см. рис. 45). Но поле здесь неоднородное. Прежде всего четко выделяются интенсивные и большей частью полосовые аномалии в пределах Криворожско-Кременчугской полосы и вблизи нее, а также в пределах Верховицкой, Чертомлыкской, Сурской, Конской, Орехово-Павлоградской, Белозерской, Корсакмогильской и других структур, включающих железистые кварциты и породы основного и ультраосновного составов. В западной части щита магнитное поле также неоднородное, но в его пределах можно выделить субмеридиональную полосу. Восточная граница этой полосы довольно четкая, а западная расплывается, ширина полосы увеличивается к юго-западу. Эта полоса к северу и югу выходит за пределы щита.

Характерной особенностью магнитного поля, так же как и гравитационного, является увеличение площадных размеров интенсивных магнитных аномалий в краевых и прислоновых частях щита (см. рис. 45). Они имеют разный рельеф и интенсивность, что связано с их разной геологической природой. Многие аномалии на склонах щита легко прослеживаются в пределах прилегающих впадин.

Магнитное поле Донбасса и прилегающих к нему участков щита также неоднородное. Его отличительная особенность — четкий минимум, вытянутый с юго-востока на северо-запад. Минимум смешен к южной границе глубокой впадины Донбасса и простран-

ственно отвечает положению области наибольшей мощности палеозойских пород (см. рис. 45). Указанный минимум наложен на субмеридиональную полосу неоднородного и интенсивного магнитного поля, которая особенно четко выделяется на юном склоне Воронежского массива. В ее пределах выделяются две группы аномалий. Восточная группа является прямым продолжением Оскольско-Щигровской полосы линейных аномалий, а также группы Павловских. Южным ответвлением этих аномалий является Луганский магнитный максимум уже субширотного простирания. Западная группа аномалий находится на продолжении Михайловско-Белгородской полосы линейных аномалий. Ее южное ответвление особенно интенсивное и занимает большую площадь.

Описанная субмеридиональная полоса магнитных аномалий в общем прослеживается через глубокую впадину Донбасса на его южный борт и в пределы приазовской части щита. Причем общим зонам субмеридиональных аномалий на Приазовье соответствуют участки повышенного поля ΔZ . Следует специально подчеркнуть, что прямого соответствия непрерывной корреляции аномалий Воронежского массива и Приазовья, по-видимому, нет. Дело в том, что на Приазовье по сравнению с Воронежским массивом резко падает как интенсивность, так и размеры магнитных аномалий по площади (см. рис. 45). На Воронежском массиве широко развитые железистые кварциты вызывают интенсивные магнитные аномалии в пределах обширных областей. На Приазовье останцы структур, включающие железистые кварциты, вызывают локальные аномалии небольшой протяженности.

Сопоставление схем гравитационного (см. рис. 44) и магнитного (см. рис. 45) полей Украинского щита в целом показывает их прямую корреляцию — областям высоких значений поля силы тяжести соответствует интенсивное и изрезанное магнитное поле. Такая зависимость между полями характерна для Приазовья, Приднепровья, Побужья и других частей щита. Значительной области меридиональной полосы магнитного минимума в центральной части щита соответствует интенсивный минимум силы тяжести. При детальном анализе довольно часто встречаются обратные соответствия. Например, массивам осадочно-вулканогенных комплексов пород на Приднепровье и в Побужье обычно соответствуют максимумы силы тяжести, но нередко в их пределах нет заметного увеличения интенсивности магнитного поля. Довольно часто положительные магнитные аномалии связаны с участками развития на щите гранитов и мигматитов.

В Донбассе в региональном плане соотношение между полями обратное — повышению гравитационного поля в центре и на юге Донбасса соответствует минимум магнитного поля. В области регионального минимума силы тяжести на северных окраинах Донбасса магнитное поле достаточно интенсивное и здесь выделяется несколько магнитных максимумов. Магнитный максимум нередко соответствует здесь зоне резкого градиента гравитационного поля.

В пределах центральной и восточной частей Украинской ССР

выполнен большой объем сейсмических исследований ГСЗ и КМПВ с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии [4, 25, 35, 41]. Расположение основных профилей ГСЗ на площади исследований показано на тектонической карте (см. рис. 43), а также на схемах гравитационного и магнитного полей. Интерпретация сейсмических наблюдений на этих профилях выполнена В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым, Н. И. Павленковой, М. И. Бородулиным, А. А. Трипольским и др.

Комплексная интерпретация геофизических полей выполнена на следующих профилях ГСЗ: на профиле VIII Днепропетровск — Кировоград — Голованевск — Могилев-Подольский; на профиле I Черное море — Воронежский массив (Шевченково — Близнецы в его центральной части); на профиле X Приморское — Константиновка — Сватово; на профиле XI Ново-Азовск — Ворошиловград — Титовка и др.

Таким образом, геолого-геофизическая изученность территории УССР хорошая. Это позволяет выполнить комплексную интерпретацию региональных геофизических полей при наличии обширной априорной информации о строении и свойствах верхней части коры. Но представляют интерес не только проблемы методики, но и результаты интерпретации с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Здесь важны не только данные о физических параметрах глубоких частей земной коры и верхней мантии, но и закономерности строения. В конечном счете интерпретация полей должна привести к выяснению динамики формирования структур и развития земной коры.

5.2. ИСТОЧНИКИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Для построения методом подбора моделей земной коры при геологической интерпретации региональных гравитационных и магнитных аномалий необходимо прежде всего выяснить, к какому структурному этажу приурочены источники аномалий. Этот вопрос обычно нельзя решить с помощью анализа размеров аномалий, так как протяженные аномалии могут быть вызваны не только концентрированными глубокими источниками, но и распределением аномальных масс в верхней части коры.

Возможность интерпретации аномалий от источников на разной глубине удобно изучить путем использования теоремы Пуанкаре о выметании масс. В работах А. К. Маловичко, Г. Я. Голиздры, В. Н. Страхова и других изучена возможность интерпретации аномалий слоями, расположенными на разных горизонтах коры. Рассмотрим сначала выметание n двухмерных масс произвольного сечения S_n переменной плотности $\sigma(x', z')$ в горизонтальный слой, ограниченный плоскостями $z'=z_1$ и $z'=z_2$. Плотность слоя определяется в этом случае выражением

$$\sigma(x', z') =$$

$$= \frac{1}{\pi(z_1 - z_2)} \sum_{n=1}^N \iint_{S_n} \sigma_n(x'', z'') \frac{z' - z''}{(x' - x'')^2 + (z' - z'')^2} dx'' dz'', \quad (5.1)$$

где S_n — сечение масс плотности $\sigma_n(x'', z'')$.

Возможность выметания масс в горизонтальный слой без изменения внешнего поля доказывается просто. Поле силы тяжести на оси x горизонтального слоя плотности $\sigma(x', z')$, определяемой уравнением (5.1), можно определить по формуле

$$\Delta g(x, 0) = 2k \int_{z_2}^{z_1} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', z') \frac{-z'}{(x - x')^2 + z'^2} dx' dz'. \quad (5.2)$$

Интегрирование в уравнении (5.2) выполняется на основе применения теоремы о вычетах. В результате получим

$$\Delta g(x, 0) = 2k \sum_{n=1}^N \iint_{S_n} \sigma_n(x'', z'') \frac{-z''}{(x - x'')^2 + z''^2} dx'' dz''. \quad (5.3)$$

Выражение в (5.3) представляет поле силы тяжести на оси абсцисс, вызванное массами, расположенными в нижней полуплоскости и имеющими сечения S_n и плотности σ_n .

Таким образом, прямым вычислением показано, что массы с плотностями σ_n на областях S_n могут быть выметены в слой, ограниченный аппликатами z_1 и z_2 , без изменения поля Δg на действительной оси. Плотность слоя легко вычисляется по формуле (5.1) и, по существу, сохраняет картину поля. Это можно видеть из рис. 46. Здесь поле трех масс разной плотности выметено в горизонтальный слой, ограниченный плоскостями $z_1 = -1$ км и $z_2 = -5$ км. Распределение плотности эквивалентного слоя показано на рис. 46, а изолиниями и вычислено по формуле (5.1).

Плотность эквивалентного горизонтального слоя двухмерных масс согласно (5.1) зависит от двух, а трехмерных — от трех переменных. Путем подбора можно построить ε -эквивалентные слои с более простым распределением плотности. Например, поле двухмерных масс можно заменить полем горизонтального слоя с плотностью, зависящей только от x' , т. е. $\sigma(x')$. Распределение плотности такого слоя показано на рис. 46, б. С точки зрения поиска возможных решений обратной задачи представляют интерес также ε -эквивалентные слои переменной плотности и мощности. На рис. 46, в поле тех же масс с высокой точностью аппроксимировано слоем постоянной плотности, верхняя граница которого горизонтальна $z' = h$, а нижняя $z' = H(x')$ изменяется в зависимости от распределения исходных масс. В общем случае слой эквивалентных масс может иметь переменные мощность и плотность.

Для трехмерных масс доказательство возможности выметания масс в горизонтальный слой выполняется аналогично.

Возможность замены масс эквивалентными слоями разной мощности, расположенными на разной глубине, приводит к следующему

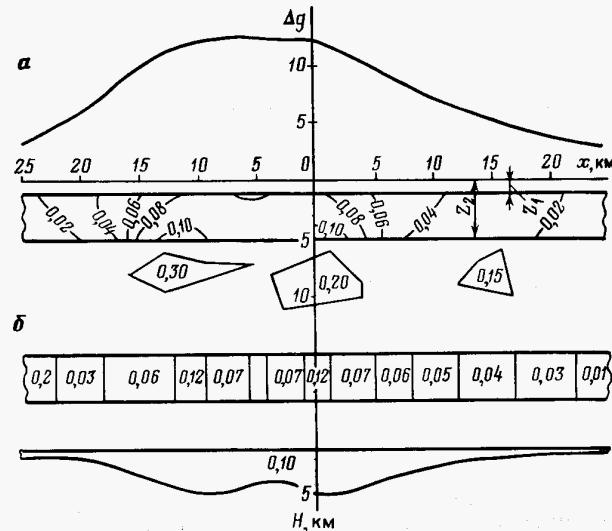


Рис. 46. Эквивалентное распределение, построенное выметанием масс в слои различной мощности и плотности:
а — $\sigma(x', z')$; б — $\sigma(x')$; в — $\sigma = \text{const}$

му. Если дополнительные данные не ограничивают решения, то можно построить множество правдоподобных распределений плотности в разных структурных этажах, которые вызывают одинаковые поля. С точки зрения практической интерпретации несущественно, что поля этих распределений масс могут совпадать точно или различаться на ϵ . Описанное выше в равной степени относится и к магнитным массам и к создаваемым ими полям.

Опыт показывает, что при построении и обосновании возможных плотностных и магнитных моделей земной коры важную роль играют дополнительные исследования для изучения природы аномалий. Они необходимы для того, чтобы решить, с каким структурным этажом или комплексом связаны источники аномалий, а также получить данные о составе, степени изменения, метаморфизме и физических параметрах пород, вызвавших аномалии. При наличии таких данных можно построить обоснованный нулевой вариант физико-геологической модели земной коры и указать пределы изменения ее физических и структурных параметров.

Даже в таком относительно хорошо изученном районе, как южная часть Восточно-Европейской платформы, недостаточно выяснены величина и пространственное распределение физических параметров пород, которые приводят к возникновению обширных (протяженностью в десятки, а иногда и две сотни километров) аномалий гравитационного и магнитного полей. Несомненно, что имеются значительные трудности при изучении источников региональных аномалий.

В последние 20 лет выдвинуты взаимно исключающие предложения о геологической природе и физико-геологических моделях земной коры в пределах обширных гравитационных и магнитных аномалий Украинского щита и Доно-Днепровского прогиба. Противоречивые мнения о природе аномалий несомненно связаны с несовершенством методики изучения. Поэтому некоторые предложения об источниках региональных аномалий вытекают из недостаточно обоснованных геолого-геофизических концепций, а также из результатов моделирования. Но в начале данного раздела показано, что путем моделирования можно построить значительно различающиеся ϵ -эквивалентные распределения масс. Поэтому необходима методика, позволяющая обобщить многочисленные геолого-геофизические данные о физических параметрах и составе пород и использовать их при изучении природы аномалий. Методика должна выяснить, где начинаются неоднородности коры, вызвавшие аномалию, в ее верхней или глубокой части.

При такой постановке задачи об источниках аномалий следует изучить корреляцию гравитационного и магнитного полей с физическими параметрами и литолого-петрографическим составом пород из верхней части коры. Причем необходимо сопоставлять значения напряженности поля и физических параметров в одних и тех же точках земной коры. Дальнейшие этапы включают затем расчеты пространственного распределения масс и моделирование полей по найденным значениям плотности и намагниченности.

Изучение источников аномалий и оценка физических параметров земной коры нами основаны на использовании карт количественных и качественных геологических данных. Прежде всего должна быть использована построенная карта плотности σ кристаллических пород Украинского щита (см. рис. 3). Для Донбасса использованы карты плотности, построенные Н. Н. Карпинской. Для отдельных участков щита в процессе изучения источников аномалий построены также карты магнитной восприимчивости и остаточного намагничения. Поэтому имеется возможность выполнить корреляцию физических полей и параметров пород $\Delta g = g(\sigma)$ и $\Delta Z = Z(x, J_r)$ по измерениям в одних и тех же точках.

В описываемой методике существенно, что карты физических параметров пород построены с учетом координат точек отбора образцов (см. гл. 1). Петрофизические карты, которые строятся на основе геологических карт и используют также геофизические поля при оконтуривании областей различных параметров, обычно не пригодны для изучения природы гравитационных и магнитных аномалий.

Корреляцию напряженности полей и физических параметров пород можно выполнить двумя методами. В первом из них значения плотности σ и силы тяжести Δg усредняются на площадях S_n . В первом опыте такой корреляции площадь составляла около 5300 км². По средним значениям Δg_{cpn} и σ_{cpn} для Украинского щита построена корреляционная зависимость $\Delta g_{cpn} = g(\sigma_{cpn})$, приведенная на рис. 47. Здесь отчетливо виден рост среднего значе-

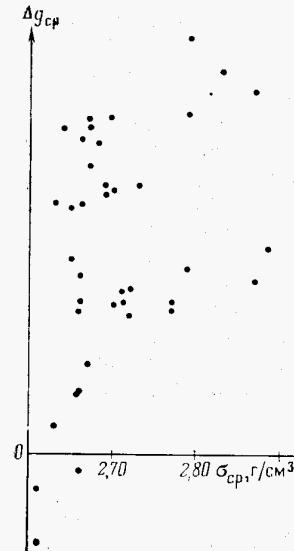


Рис. 47. Корреляционные зависимости плотности пород и поля силы тяжести в пределах Украинского щита

ния силы тяжести Δg_{cp} с увеличением плотности σ_{cp} на поверхности щита. Существует и разброс точек, связанный как с влиянием глубоких неоднородностей, так и с неполными данными о плотности довольно больших участков в первом варианте карты плотности щита (см. рис. 3).

Отметим, что для Балтийского щита И. Г. Клусиным построена такая же зависимость $\Delta g = g(\sigma)$ и корреляция близка к линейной. По-видимому, использованы не прямые измерения плотности, а полученные в результате интерпретации поля при построении так называемых петрофизических карт.

Для отдельных региональных аномалий Украинского щита корреляция выполнялась и по методике К. Олдхема. По существу, использован пространственно-статистический анализ, заключающийся в следующем. Выделяются области S_n с определенными значениями поля. В пределах этих областей S_n выбираются измеренные значения физического параметра σ или κ и строятся гистограммы $\Gamma[\sigma(S_n)]$, $\Gamma[\kappa(S_n)]$, $\Gamma[J_r(S_n)]$. Сопоставление полей и распределения физических параметров в гистограммах $\Gamma(\sigma)$ и $\Gamma(\kappa)$ или $\Gamma(J_r)$ позволяет оценить связь поля с источниками в земной коре. Рассмотрим основные полученные результаты по изучению источников гравитационных и магнитных аномалий в пределах Украинского щита.

Как указывалось в разделе 5.1, на Побужье, в юго-западной части Украинского щита, расположен интенсивный Голованевский максимум силы тяжести (см. рис. 44). Относительно его источников сначала сложилось представление, в основном в работах

О. Б. Гинтова, что максимум вызван глубинными факторами — подъемом границ Мохо и Конрада, а на поверхности щита различие в плотности кристаллических пород в пределах максимума и на периферии несущественное.

Для изучения источников максимума собрано множество данных о плотности кристаллических пород из скважин и обнажений на Побужье [17]. В соответствии с методикой, описанной в разделе 1.2, значения плотности вынесены в точки отбора образцов и построена карта плотности (рис. 48). В пределах Голованевского максимума выделены три области S_1 , S_2 и S_3 самых высоких, средних и низких значений поля силы тяжести. Из этих областей отобраны и представлены в виде гистограмм значения плотности горных пород (рис. 49). Из рис. 49 видно, что области разного уровня силы тяжести отличаются различными дисперсией и средними значениями плотности. Именно в области наиболее интенсивного поля силы тяжести $\sigma_{cp} = 2,81 \text{ г}/\text{см}^3$ по результатам измерения плотности в 531 точке (см. рис. 49, a). Это на $0,11$ — $0,12 \text{ г}/\text{см}^3$ выше среднего значения плотности для щита. В области наиболее низкого значения силы тяжести $\sigma_{cp} = 2,65 \text{ г}/\text{см}^3$ по измерениям в 556 точках, что несколько ниже среднего значения для щита. В области промежуточных значений поля по 232 определениям плотность пород также имеет промежуточное значение $\sigma_{cp} = 2,76 \text{ г}/\text{см}^3$.

Результаты корреляции плотности и значения аномалии силы тяжести привели к определенному выводу — Голованевскому максимуму силы тяжести соответствует существенное повышение плотности кристаллических пород уже с поверхности щита.

Методику корреляции геологических данных с геофизическим полем можно существенно дополнить. С полем силы тяжести можно коррелировать не только плотность, но также данные о петрографическом составе пород. Эти данные качественного характера должны быть описаны, обработаны методами пространственного представления геологических данных, не имеющих числовой меры, и изображены на плоскости (см. раздел 1.3). Согласно этим методам, в пределах Голованевского максимума построена карта-мозаика петрографического состава. Результаты построения приведены на рис. 50. Из рис. 50 видно, что в пределах области высоких значений поля силы тяжести значительно возрастает насыщение коры породами зеленокаменных поясов (пироксениты, амфиболиты и др.), а также различными гнейсами, в том числе основного состава, чарнокитами и др. Геологическая карта в этом случае обычно не может быть использована из-за ярко выраженной субъективности построения. Поэтому необходимо использовать формализованные методы (см. гл. 1).

Таким образом, описанная методика привела к количественной оценке плотности и качественной корреляции поля силы тяжести с петрографическим составом пород верхней части коры. После этих оценок при построении модели земной коры в работах различных исследователей неизменно использовано значение плотности $2,80$ — $2,81 \text{ г}/\text{см}^3$ для Голованевского блока [16, 21].

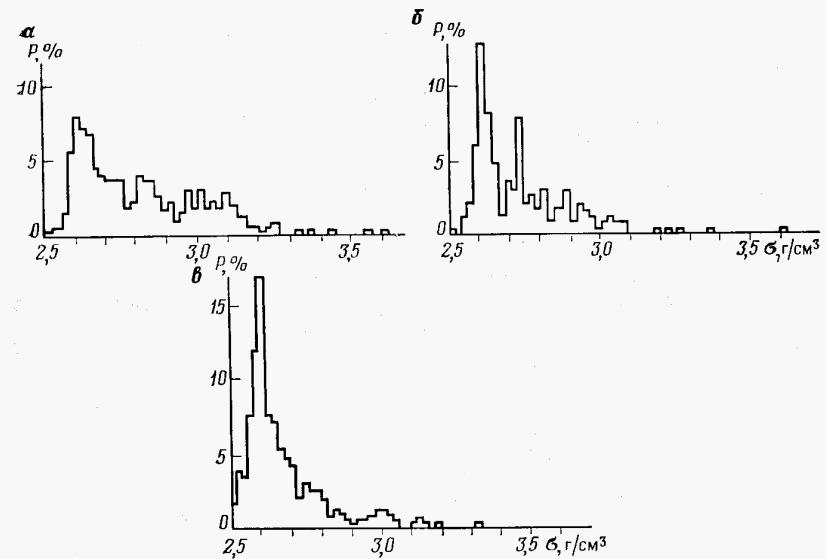
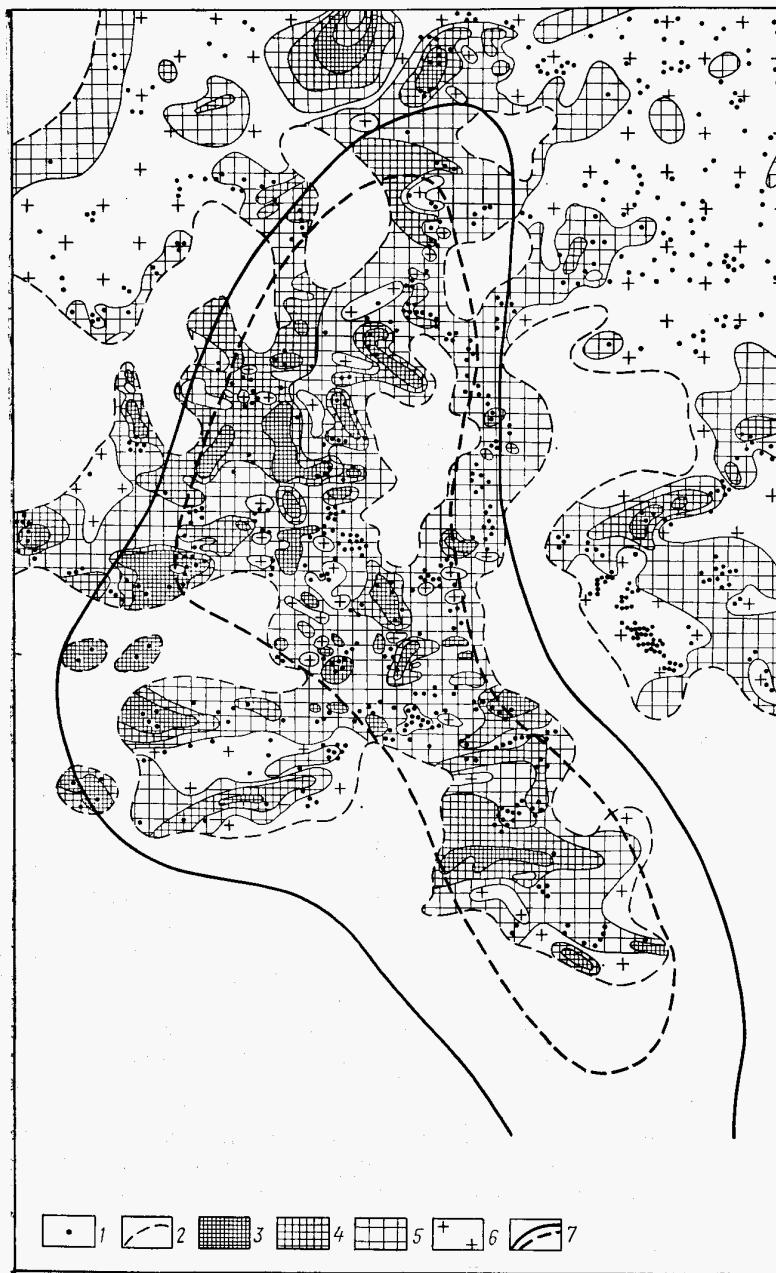
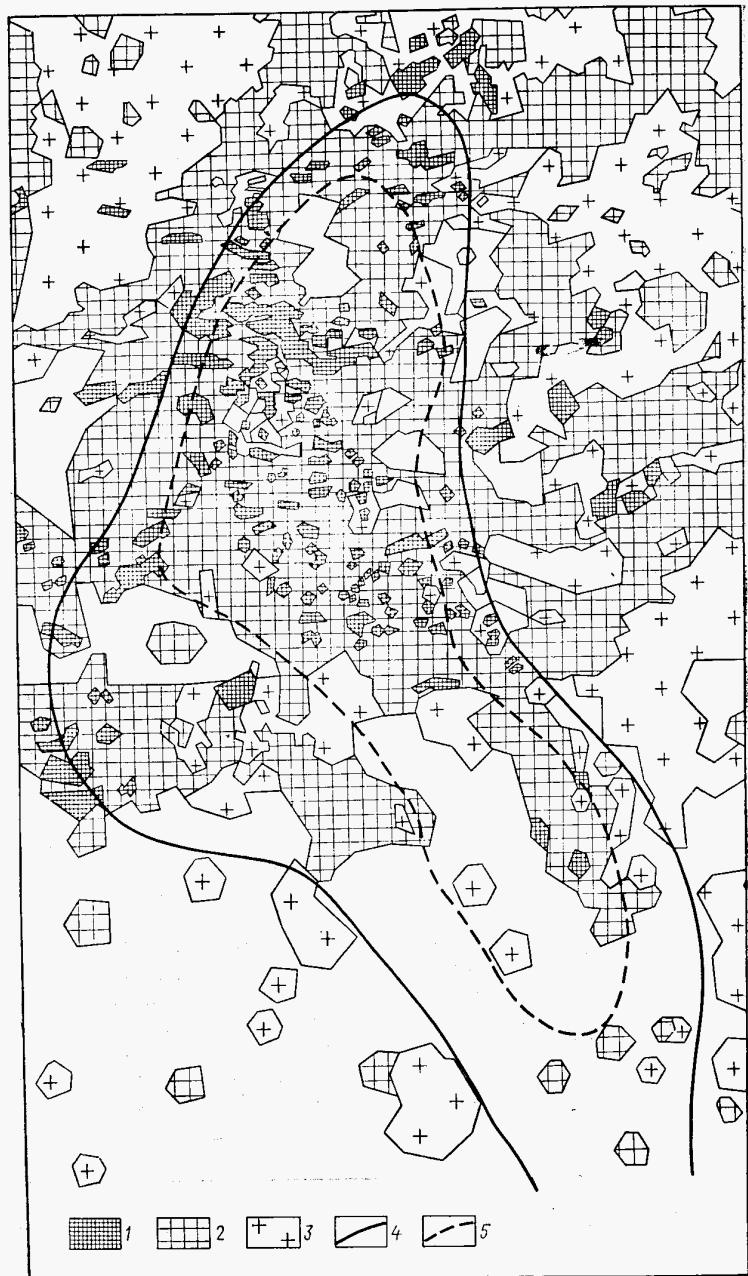


Рис. 49. Гистограммы плотности кристаллических пород Голованевского максимума.

Области: а — наиболее интенсивного поля, б — промежуточных значений поля, в — наименее низких значений поля

Методику корреляции с целью изучения природы аномалий можно усовершенствовать. Рассмотрим методику на примере изучения природы Мангушского максимума силы тяжести на Приазовье. Относительно природы максимумов Приазовья П. С. Кармазин отмечал, что максимумы слабо связаны с неоднородностями верхней части коры и вызваны главным образом глубинными, почти не вскрытymi интрузивами. При изучении природы максимумов Приазовья собраны геолого-геофизические данные и построены карты (см. гл. 1). Построена карта плотности горных пород (см. рис. 51) и проанализировано пространственно-статистическое распределение плотности в пределах области высоких значений поля и вне ее (рис. 52). Оказалось, что центральной части Мангушского максимума соответствует средняя плотность кристаллических пород $\sigma_{cp}=2,78 \text{ г}/\text{cm}^3$. Гистограмма на рис. 52, а построена по 327 значениям плотности по скважинам и обнажениям. На периферии максимума обработаны 486 значений плотности и представлены в виде гистограммы на рис. 52, б. Среднее значение плотности составляет $\sigma_{cp}=2,65 \text{ г}/\text{cm}^3$.

Рис. 48. Карта плотности кристаллических пород Голованевского максимума:
1 — точки определения плотности; 2 — контуры изученных областей; области значений плотности: 3 — >3,00 г/cm³, 4 — от 3,00 до 2,80 г/cm³, 5 — от 2,80 до 2,65 г/cm³, 6 — <2,65 г/cm³; 7 — контуры максимума



Дальнейшее развитие методики состояло в контроле значений средней плотности независимыми геологическими данными о петрографическом составе пород. Для этой территории построена карта-мозаика петрографического состава пород (рис. 53). Выполнен анализ пространственного размещения петрографических разновидностей пород, вскрытых внутри (рис. 54, а) и вне (рис. 54, б) контура максимума. Породы размещены в порядке, соответствующем примерно значению плотности. Из рис. 54, б видно, что вне контура максимума наиболее часто встречаются граниты плагиоклазовые и мигматиты биотитовые. Из рис. 54, а видно, что внутри контура максимума значительно чаще встречаются амфибол- и пироксенсодержащие породы, а также железистые кварциты. Внутри и вне контура распространены одни и те же разновидности пород, но внутри контура относительно чаще встречаются их плотные разновидности (см. рис. 53 и 54).

Данные о петрографическом составе можно использовать для численных оценок плотности. Каждой разновидности пород приписано значение плотности и построены гистограммы распределения плотности пород (рис. 54, в, г). Оценены также средние значения плотности для гистограмм из рис. 54, в и г. Оказалось, что для области высоких значений поля (рис. 54, в) $\sigma_{cp}=2,76 \text{ г}/\text{cm}^3$ и для внешней области $\sigma_{cp}=2,65 \text{ г}/\text{cm}^3$. Изменение плотности значительное и составляет $0,11 \text{ г}/\text{cm}^3$. Конечно, найденные средние значения плотности менее достоверны, чем выведенные по действительным определениям плотности (см. рис. 52). Но данные петрографического состава из рис. 54 существенно дополняют и контролируют прямые определения плотности.

В пределах Украинского щита выполнен подобный анализ источников практически всех заметных максимумов силы тяжести. За исключением некоторых все еще слабо изученных областей, относительному повышению поля силы тяжести обычно соответствует насыщение верхней части коры щита породами с повышенными значениями плотности. В Донбассе также наблюдается отчетливая корреляция значений аномалии силы тяжести с плотностью пород из верхней части осадочного слоя. Например, максимуму силы тяжести в южной и центральной частях Донбасса соответствует распространение плотных палеозойских пород, а минимуму в его северной части — увеличение мощности мезокайнозойских пород небольшой плотности. Конечно, необходимо тщательное моделирование поля на ЭВМ на основе прямых измерений плотности, чтобы выяснить, какую часть аномалии можно объяснить вкладом масс из верхней части коры.

Описанная методика изучения источников гравитационных аномалий довольно трудоемкая, так как связана со сбором, построе-

Рис. 50. Карта-мозаика состава пород района Голованевского максимума.

Зоны влияния скважин, вскрывших: 1 — амфиболиты, перidotиты, габбро, 2 — чарнокиты, гнейсы пироксеновые, гранатовые, мигматиты, 3 — граниты; 4, 5 — условный и внутренний контуры максимума

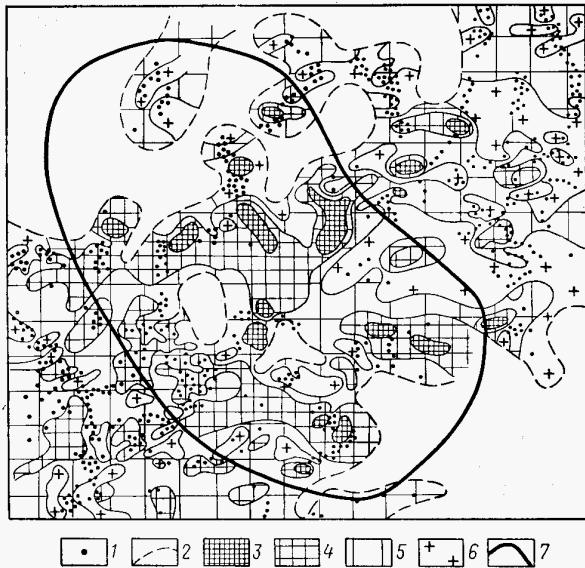


Рис. 51. Карта плотности кристаллических пород участка Мангушского максимума:

1 — точки отбора образцов; 2 — границы неисследованных областей; 3 — области, имеющие значения плотности: 3 — более $>3,00$ г/см 3 , 4 — от 3,00 до 2,70 г/см 3 , 5 — от 2,70 до 2,60 г/см 3 , 6 — $<2,60$ г/см 3 ; 7 — условный контур максимума

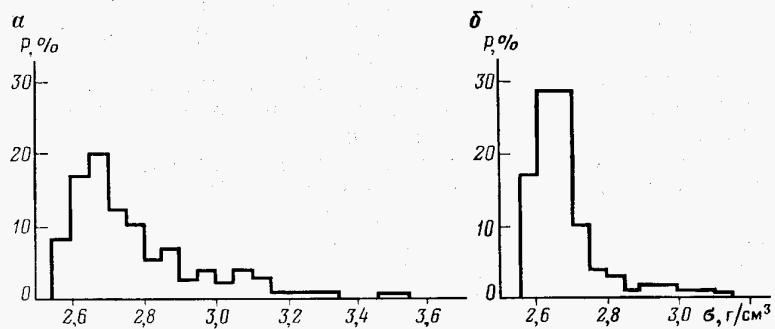


Рис. 52. Гистограммы плотности кристаллических пород в пределах Мангушского максимума (а) и на его периферии (б)

нием и анализом многочисленных геологических данных, но ее необходимо развивать и использовать, так как она приводит к результатам, которые не могут быть получены другими методами.

Методика может быть использована при изучении источников региональных магнитных аномалий. Но следует иметь в виду, что в пределах Украинского щита измерений величин χ и J_r , выполнено

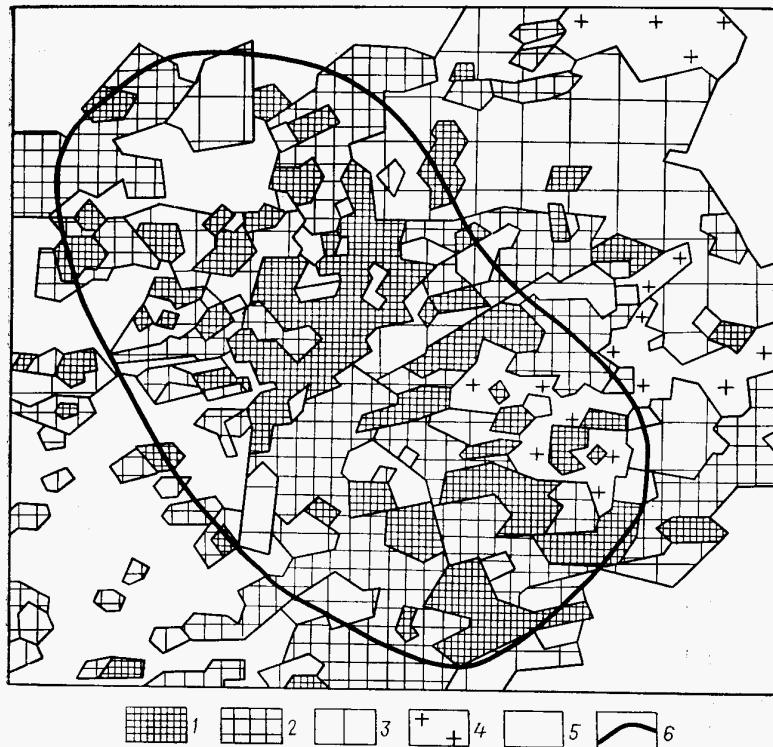


Рис. 53. Карта-мозаика пород участка Мангушского максимума:

1 — амфиболовые и пироксеновые гнейсы и мигматиты, амфиболиты, железистые кварциты, диабазы; 2 — амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты; 3 — граниты и пегматиты; 4 — сиениты и граносиениты; 5 — неисследованные участки; 6 — условный контур максимума

меньше, чем плотности. Кроме того, многие измерения величин χ и J_r , не удалось собрать и обобщить. Поэтому до настоящего времени не построена карта намагниченности щита с учетом точек отбора образцов (см. раздел 1.2). Удалось построить карты намагниченности пород только для отдельных участков. В этих условиях несколько изменена методика изучения природы магнитных аномалий. Карты намагниченности пород можно построить на отдельных, равновеликих квадратах, расположенных на участках различной интенсивности региональных магнитных аномалий. Измерения магнитных параметров на этих участках сопоставляются и анализируются, в том числе статистическими методами, с целью выявления связей напряженности поля с намагниченностью пород из верхней части коры.

Покажем особенности этой методики при изучении Западно-Ингулецкой региональной магнитной аномалии в пределах территории, прилегающей к Северному Криворожью. Источники этой ано-

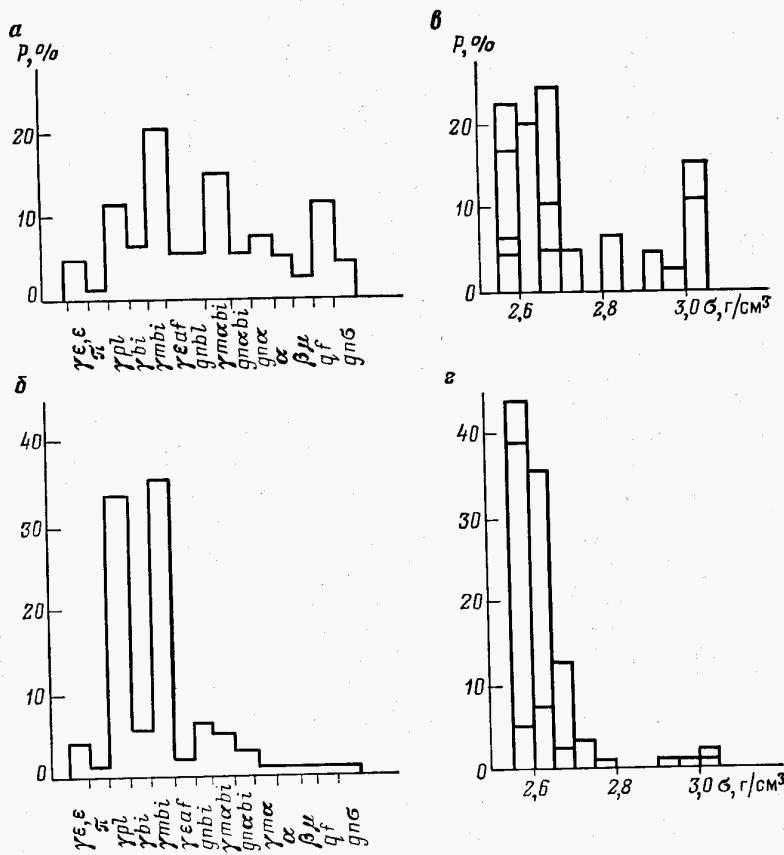


Рис. 54. Гистограммы частоты встречи различных пород и оценка плотности в области Мангушского максимума (а, б) и на его периферии (в, г)

малии были предметом специального обсуждения в работе [23]. Основной вывод авторов этих исследований в том, что региональная магнитная аномалия вызвана в основном глубоко расположенным источниками в средней и нижней частях коры, а возможно, и в верхней мантии.

Для изучения источников Западно-Ингулецкой аномалии собраны значения магнитной восприимчивости χ и остаточного намагничения J_r , измеренные на образцах пород из скважин в пределах трех квадратных участков (рис. 55). Участок В расположен в области, где интенсивность аномалии наибольшая, участок Б — в промежуточной и участок А — за пределами аномалии, в области Кировоградского минимума. Результаты пространственно-статистического анализа магнитной восприимчивости этих участков приве-

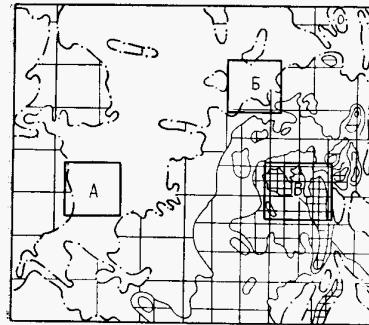


Рис. 55. Схема магнитного поля Западно-Ингулецкой аномалии и прилегающей к ней территории.
Густота штриховки показывает увеличение напряженности поля. А—В — участки, для которых выполнен анализ значений магнитной восприимчивости пород фундамента

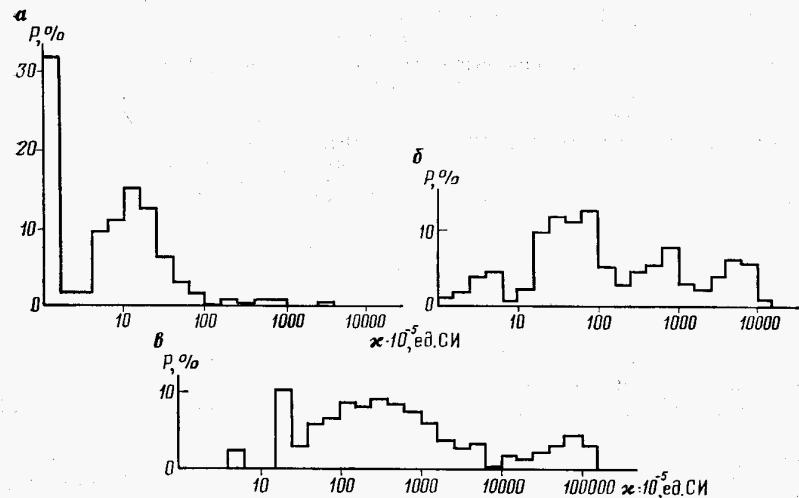


Рис. 56. Гистограмма магнитной восприимчивости горных пород фундамента. Участки: а — наиболее низких значений поля, б — промежуточных, в — наиболее интенсивного поля

дены на рис. 56. При построении гистограмм для наглядности на горизонтальной шкале принят логарифмический масштаб.

Из рис. 56 видно, что участки более высокого уровня магнитного поля имеют большие значения магнитной восприимчивости χ образцов из неглубоких скважин. К сожалению, измерений величин J_r на этих участках выполнено значительно меньше. Но их анализ приводит к выводу об увеличении остаточной намагниченности в пределах областей повышенной интенсивности поля. Интересно, что в пределах магнитных аномалий наряду с железистыми породами повышенной магнитностью обладают не только гнейсы и мигматиты, но и граниты.

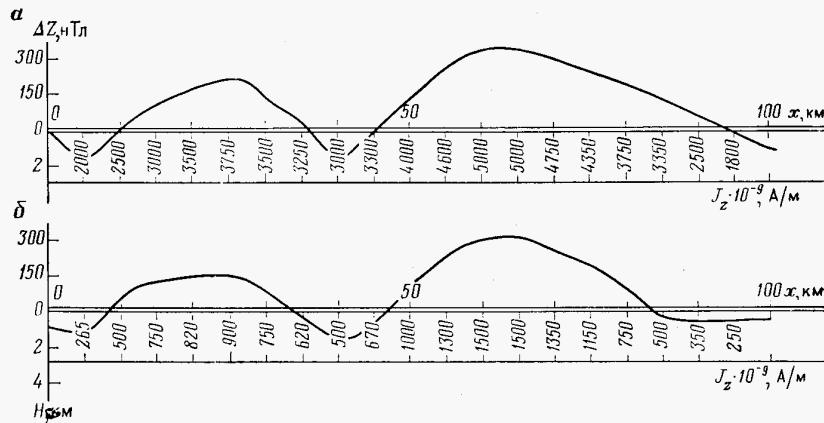


Рис. 57. Магнитное поле горизонтальных слоев сильного (а) и слабого (б) намагничения

Выполненное исследование приводит к выводу, что повышенная намагниченность пород, вызвавших Западно-Ингулецкую региональную магнитную аномалию, начинается в самой верхней части коры щита. На основе этих данных можно выполнить детальное моделирование магнитного поля с использованием алгоритмов решения на ЭВМ прямых задач (см. раздел 3.5).

В Донбассе магнитные аномалии отчетливо коррелируются с магнитными породами докембрийского фундамента и внедрением эффузивов в осадки. Характер и интенсивность региональных магнитных аномалий вполне могут быть объяснены близповерхностным распределением магнитных масс. Так как пока мало что известно о распределении намагниченности коры, примем простейшую модель горизонтального магнитного слоя с вертикальным намагничиванием, изменяющимся в горизонтальном направлении, т. е. $J_z(x')$. В. Н. Страховым и М. И. Лапиной довольно подробно изучена модель магнитного слоя и показано, что при разной намагниченности слой может создавать одинаковые магнитные аномалии.

З. А. Крутиховская, И. К. Пашкевич и другие исследователи утверждают, что региональные магнитные аномалии от глубоких источников имеют плавный характер и не сопровождаются четкими отрицательными аномалиями. Но моделирование показало, что плавные аномалии могут быть созданы не только глубокими, но и близповерхностными источниками. Для иллюстрации на рис. 57 вычислена Z -составляющая магнитного поля горизонтального слоя переменного намагничения $J_z(x')$. Поле вычислено с помощью программы «Магнитный слой», составленной по алгоритмам, приведенным в разделе 3.5. Заданы две модели слоя: у одного слоя (рис. 57, а) верхняя и нижняя плоскости расположены на глубинах $h_1 = -0,1$ км и $h_2 = -3$ км, а у другого (рис. 57, б) — на глубинах

$h_1 = -0,1$ км и $h_2 = -7$ км. Значения $J_z \cdot 10^9$ А/м показаны на вертикальных линиях. Между этими значениями интенсивность намагничения $J_z(x')$ изменяется линейно.

Моделирование показало, что плавные магнитные аномалии могут быть созданы близповерхностным слоем переменного намагничения. Плавные отрицательные части аномалий появляются на участках, где уменьшается намагниченность слоя. Так как уровень аномалий магнитного поля условный, то в измеренном поле трудно выделить положительные и отрицательные части аномалий.

Второй интересный результат моделирования в том, что практически одно и то же значение аномалии (в рассматриваемом примере около 300 нТл) может быть вызвано массами слоя с существенно разной интенсивностью намагничения. Если на рис. 57, а максимальное значение $J_z = 5000 \cdot 10^9$ А/м, то для слоя на рис. 57, б $J_z = 1500 \cdot 10^9$ А/м. В области аномалии $\Delta Z = 150$ нТл намагничение слоя не превышает $J_z = 900 \cdot 10^9$ А/м.

На рис. 57 приведена не модель конкретной магнитной аномалии, а демонстрация того, что аномалии, ничем не отличающиеся от региональных, могут быть вызваны близповерхностным слоем с вполне реальными значениями интенсивности намагничения.

Приведенные результаты моделирования не дают возможности выяснить источники региональных магнитных аномалий. Но они показывают, что весьма спорны гипотетические магнитные модели с интенсивным намагничением нижней части коры и нередко верхней мантии [23]. Для выяснения источников магнитных аномалий на современном этапе необходимо последовательно применить трудоемкую методику, которая подробно описана выше при изучении источников региональных гравитационных аномалий.

Таким образом, предложенная и реализованная методика позволяет не только установить в пределах изучаемой территории корреляцию интенсивности региональных геофизических полей с близповерхностными геологическими условиями, но и оценить среднее значение плотности и намагниченности пород достаточно больших областей верхней части коры. Эти корреляции подтверждают наличие так называемых гравиактивного и магнитоактивного слоев [7, 17], определяющих основные аномальные изменения поля. Данные о плотности и намагниченности блоков являются исходными для моделирования поля на ЭВМ при интерпретации региональных гравитационных и магнитных аномалий. Вклад глубоких источников в геофизические поля несомненно существует, но его трудно обнаружить и выделить в измеренных полях.

5.3. ОБОСНОВАНИЕ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В предыдущем разделе показано, что региональные гравитационные и магнитные аномалии отчетливо коррелируются с плотностью и намагниченностью пород верхней части земной коры. Поэтому в данном разделе при интерпретации региональных анома-

лий прежде всего используются физико-геологические модели с изменениями плотности и намагниченности уже в самой верхней части коры. Но оценки и результаты моделирования показывают, что в аномальных гравитационном и магнитном полях должны найти отражение и неоднородности нижней части земной коры и верхней мантии. Один из путей выявления вклада глубоких источников — моделирование полей на ЭВМ (см. гл. 6).

Глубокие источники аномалий можно изучать также путем корреляции полей со структурными и физическими параметрами нижней части коры и верхней мантии, полученными в результате интерпретации сейсмических наблюдений. По сейсмическим данным часто оценивается значение скорости, а также положение ряда структурных границ. Наиболее четко выделяется граница Мохо, и ее рельеф может быть вероятным источником аномалий силы тяжести. На этой границе обнаруживается существенный скачок скорости. Впрочем, в современных сейсмических моделях нередко предполагается нарастание скорости в переходной зоне мощностью от 1—2 до 5—10 км. На границе Мохо или в переходной зоне скорость продольных волн изменяется на 1—1,5 км/с. Если исходить из корреляции скорости и плотности (см. раздел 1.1), то граница Мохо также должен соответствовать заметный скачок плотности. Но трудно оценить возможное значение скачка плотности на границе Мохо. В шестидесятые и начале семидесятых годов было общепринято считать, что на границе Мохо наблюдается скачок плотности 0,4—0,5 г/см³. Тщательные исследования корреляции плотности и скорости, а также оценка значения скачка скорости, выполненные в семидесятые годы, привели к выводу, что скачок плотности на границе Мохо должен быть меньше — от 0,1 до 0,3 г/см³ [16, 20, 21, 25]. Невероятно, чтобы граница или зона с существенным нарастанием или скачком плотности не проявлялась бы в гравитационном поле на поверхности Земли.

На первом этапе исследований работами Р. М. Деменицкой, Г. Вулларда, Б. А. Андреева было показано, что в мелком масштабе для всей Земли имеется отчетливая корреляция мощности коры H_m и аномалии Буге Δg_B : уменьшению мощности коры соответствует увеличение аномалии Буге, хотя разброс точек в поле корреляций значительный. Но применение этой закономерности к конкретным районам обычно не приводит к положительным результатам. Например, Н. И. Халевиным для Урала было показано, что существует обратная зависимость — увеличению мощности коры соответствует увеличение силы тяжести в редукции Буге.

Отметим, что характер зависимости Деменицкой — Вулларда определяется не измеренными значениями силы тяжести, а по сути поправкой Буге. При введении поправки за промежуточный слой океаны заполняются массами плотностью 2,67 г/см³, а горы срезаются. В результате появляется зависимость, при которой аномалии Буге соответствуют уменьшению мощности коры. В рассматриваемом случае имеет место корреляция мощности коры с высотой гор и глубиной океанов. Через поправку Буге одна шкала выражена

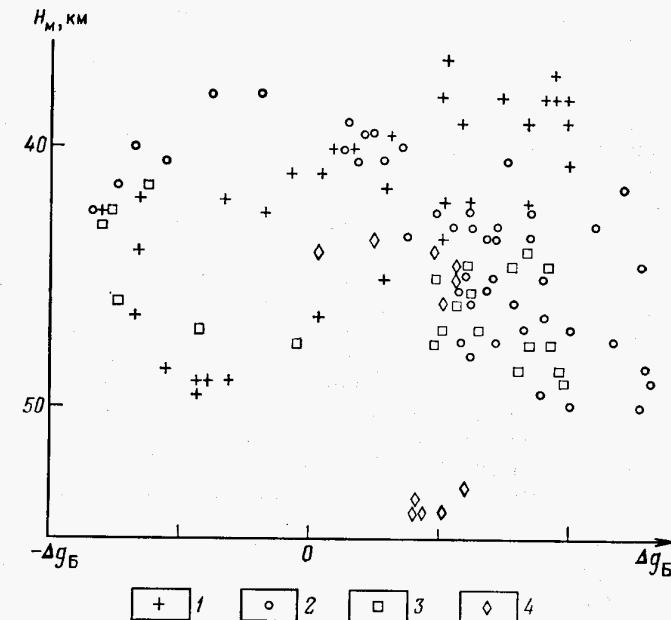


Рис. 58. Корреляционные зависимости мощности H_m земной коры и аномалии Буге Δg_B в равнинных районах УССР на профилях ГСЗ:
1 — Приморское-Сватово; 2 — Черное море — Воронежский массив; 3 — Ново-Азовск — Титовка; 4 — Днепропетровск — Кировоград

не в километрах, а в метрах на секунду в квадрате. И только для некоторых гор (Крым, Урал), где поправка за промежуточный слой не приводит к отрицательной аномалии, указанная выше тенденция нарушается.

Для равнинной части Восточно-Европейской платформы выполнена корреляция мощности коры и аномалии Буге. Здесь измеренное значение аномалии силы тяжести мало искажается поправкой Буге. Результаты корреляции приведены на рис. 58. Из рис. 58 видно, что нет отчетливо выраженной тенденции в корреляции аномалии Буге Δg_B с мощностью H_m земной коры в рассматриваемой равнинной области.

Указать ожидаемый характер связи Δg_B и H_m можно только на основе определенной идеи о распределении масс в земной коре, о связи поверхностных и глубинных структур. Если на границе Мохо существенный контраст Δg_m плотности и поле рельефа этой границы не компенсируется полями вышележащих масс, то при корреляции Δg_B и H_m должна быть следующая тенденция: увеличению мощности коры должно соответствовать уменьшение аномалии силы тяжести, а уменьшению мощности — увеличение аномалии силы тяжести. Но указанной тенденции на рис. 58 нет. Бол-

лее того, в условиях признания изостатического равновесия (см. гл. 2) поле рельефа Мохо в значительной мере компенсируется полем вышележащих масс. Частичная компенсация полей приводит к тому, что в этом случае должна проявляться такая тенденция: увеличению мощности коры соответствует **увеличение** аномалии силы тяжести, а уменьшению мощности коры — уменьшение силы тяжести. На рис. 58 трудно выделить описанную здесь тенденцию. На отдельных профилях или участках эта тенденция проявляется, например в центральной части профиля I Черное море — Воронежский массив.

Таким образом, в изучаемой здесь равнинной области отсутствует четко выраженная корреляция аномалии Буге с мощностью земной коры. Это обычно справедливо и для других равнинных районов, хотя на отдельных участках может проявляться отчетливая корреляция мощности земной коры с аномалией силы тяжести.

Может быть несколько причин, из-за которых не выявляется отчетливая и повсеместная корреляция поля силы тяжести Δg с мощностью H_m коры в равнинной области.

1. На границе Мохо нет скачка плотности, соответствующего скачку скорости, или скачок минимальный. Эта причина, еще десять лет назад показавшаяся бы невероятной, в последние годы все больше привлекает внимание исследователей, занятых детальным анализом регионального поля и его моделирования на ЭВМ. Изменению скорости согласно уравнению (1.3) может соответствовать изменение модуля продольного растяжения, но не плотности.

2. На границе Мохо имеется заметный скачок плотности, но поле ее рельефа частично или полностью компенсируется полем масс земной коры согласно идеям изостазии.

3. Возможно неточное или неправильное построение сейсмических моделей земной коры и верхней мантии. Например, Г. Вуллард причину неотчетливой корреляции гравитационных аномалий и глубин до границы Мохо объяснял неточным определением глубин.

4. Вероятно, что гравитационный и сейсмический методы дают в результате интерпретации разную и по сути слабо коррелируемую информацию о структурных особенностях земной коры и верхней мантии. Из множества границ со скачками физических параметров в гравитационном поле отражаются прежде всего границы, близкие к вертикальным, а интерпретация сейсмических наблюдений выявляет границы, близкие к горизонтальным, как было показано И. Г. Клушиным. Возможно, поэтому трудно коррелировать значение аномалий силы тяжести с глубиной до границы Мохо и других структурных границ.

Также трудно связать аномалии магнитного поля со структурными особенностями и выявить прямой вклад глубоких частей земной коры и верхней мантии. Впрочем, ряд закономерностей замечен. В свое время было найдено, что мощность земной коры возрастает в пределах блоков докембрийского щита, где имеются интенсивные и изрезанные магнитные аномалии. При мелкомас-

штабном картировании аномалии таких блоков имеют характер региональных максимумов. И поэтому появляется отчетливо выраженная корреляция — блокам увеличенной мощности коры соответствует повышение интенсивности регионального магнитного поля. В разделе 2.2 это явление связывается с изостазией — признаком блока «тяжелой» коры является также повышенное магнитное поле [7].

Д. Холл и З. А. Крутиховская [23] корреляцию интенсивности региональных магнитных аномалий с мощностью коры относят за счет прямого влияния сильно намагниченных масс нижней части коры и, возможно, верхней мантии. Для обоснования модели с интенсивным намагничиванием нижней части коры используются оценки явно заниженных значений температуры коры докембрийского щита. Необходимо иметь в виду, что о намагничении нижней части коры нет не только прямых, но и косвенных данных, так как намагниченность не коррелируется устойчиво с физическими или структурными параметрами, которые могут быть определены. Только прогнозные оценки температуры можно использовать для построения изотермы Кюри.

В последнее время накапливаются данные о магнитности пород верхней части блоков коры, связи намагниченности со степенью метаморфизма пород и уровнем эрозионного среза блоков, а в ряде исследований обосновывается более высокая температура коры докембрийского щита. Повышение температуры может поднять изотерму Кюри к средней части коры. Региональный характер зависимости аномалий от уровня эрозионного среза блоков можно видеть из рис. 45. Выше отмечалось, что на Приазовье более низкий уровень среза по сравнению с Воронежским массивом. Магнитные минералы и породы верхней части коры на Приазовье в значительной мере срезаны, и поэтому здесь резко падает интенсивность магнитных аномалий. Аналогичные условия в центре щита, где также резко понижен уровень магнитных аномалий по сравнению с прислоновыми частями. Все это не позволяет широко использовать гипотезу о высокой намагниченности масс нижней части коры.

Таким образом, все еще нет надежных данных о распределении плотности и намагниченности в нижней части коры и верхней мантии. Поэтому при конструировании физико-геологических моделей приходится использовать косвенные данные и субъективные соображения.

При построении региональных физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии неизбежно приходится использовать различные способы аппроксимации распределения физических параметров. На первом этапе исследований применялись в основном модели с постоянными значениями физических параметров в отдельных областях. В семидесятые годы в связи с большими успехами в решении прямых задач [9] началось широкое применение градиентных моделей с переменными значениями физических параметров. Градиентные модели графически удобно изображать

изолиниями и изоповерхностями. Эти модели удобны для региональных исследований, когда неизбежно сглаживается распределение физических параметров земной коры и верхней мантии. Градиентные модели, описанные изолиниями и изоповерхностями, оказались особенно удобными в комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического наблюдений при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии. Комплексная интерпретация облегчается тем, что для градиентной модели решена прямая задача гравиметрии [9, 10], а также прямая кинематическая задача [25].

Следует иметь в виду, что используемые модели нередко несут отражение тектонических идей об условиях образования и строения земной коры и верхней мантии. Например, модели слоев с постоянными значениями физических параметров использовались на этапе, когда господствовали представления о двухслойной модели земной коры с верхним «гранитным» и нижним «базальтовым» слоями и отчетливой границей между ними. Разбивение слоев вертикальными или наклонными границами соответствовало распространению тектонических концепций о блоковом строении коры и мантии.

Широкое использование градиентных моделей соответствовало этапу, когда большинство исследователей, по сути, отказались от признания реального существования отчетливой границы Конрада, а скачок физических параметров на границе Мохо был существенно уменьшен.

Несмотря на то что использование различных аппроксимирующих моделей имеет большей частью технологический характер, все же их роль в описании и понимании физико-геологических условий преувеличивается. Например, широкое использование градиентных моделей нередко проводится на основе идей о развитии плавных, преимущественно вертикальных перемещений масс коры и верхней мантии.

В результате геофизических и геологических работ все больше накапливается данных о прерывистом, скачкообразном изменении физических параметров пород не только по вертикали, но и в горизонтальном направлении в земной коре. Характерными примерами могут быть плотностная модель верхней части коры и график гравитационного поля на профиле, пересекающем в перпендикулярном направлении Донбасс. В поле силы тяжести здесь обнаруживается интенсивная региональная ступень, состоящая по сути из нескольких ступеней. Для объяснения аномалии поля можно построить модель с плавным изменением плотности в горизонтальном направлении. Но хорошая геолого-геофизическая изученность района показывает, что плотность горных пород изменяется скачками на системе наклонных плоскостей региональных надвигов (рис. 59).

Модель построена только до глубины 2 км. Поле Δg модели вычислено по программе «Полигон-2», алгоритм которой описан в разделе 3.3. Имеющиеся расхождения измеренного и вычисленного

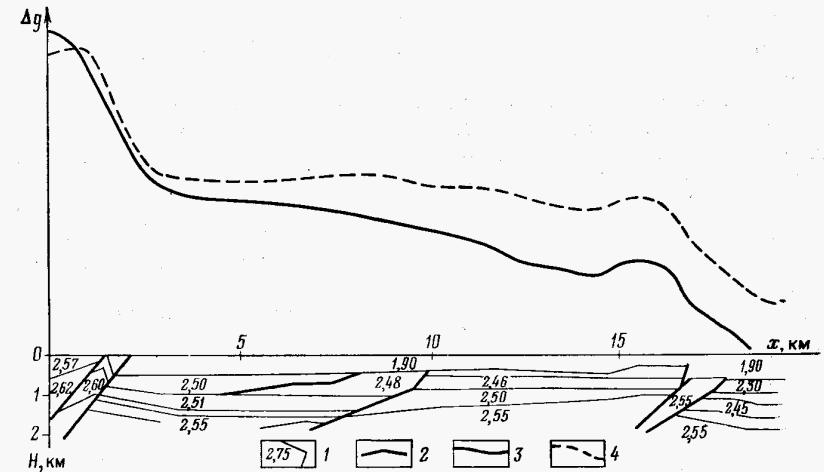


Рис. 59. Плотностная модель и характер гравитационного поля на профиле, пересекающем северные окраины Донбасса:

1 — значения плотности (в $\text{г}/\text{см}^3$) в отдельных полигонах (по В. Я. Пьянкову); 2 — тектонические нарушения; графики поля: силы тяжести, 3 — остаточного, 4 — вычисленного

полей показывают, что контраст плотности в наклонных надвигах несомненно прослеживается на большую глубину. Северные надвиги Донбасса не являются исключительным районом, где развиты нарушения типа сжатия. Следует ожидать, что на юге платформы и прилегающей территории повсеместно развиты надвиги и взбросы, которые образовались в результате интенсивных сжимающих горизонтальных напряжений в коре, направленных с юга на север. Если же использовать градиентную плотностную модель, то неизбежно приходится привлекать другие динамические идеи. Таким образом, если рассматривать динамику с учетом горизонтальных сил, то описание моделей плавными изолиниями не подходит. Должны быть введены разрывы и перемещения отдельных частей моделей, чтобы отразить динамику масс.

Результаты изучения источников геофизических полей позволяют руководствоваться следующим при построении и обосновании физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии.

1. В региональных плотностных и магнитных моделях существенные изменения физических параметров происходят уже в верхней части земной коры. На фоне средней плотности щита $\sigma_{ср} = 2,69 \text{ г}/\text{см}^3$ избыточная плотность блоков размером в первые десятки километров может достигать $0,09—0,12 \text{ г}/\text{см}^3$. В блоках, сложенных гранитами и мигматитами, плотность может понижаться до $2,63—2,65 \text{ г}/\text{см}^3$. В Доно-Днепровском прогибе избыточная плотность блоков осадочных пород с высокой степенью изменчивости (аргиллиты, алевролиты) по сравнению со средней плотностью щита также может быть $0,09—0,10 \text{ г}/\text{см}^3$. Во впадинах, заполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями, дефект плотности

может достигать больших значений ($0,20$ — $0,30$ г/см³). Включение больших масс соли может еще больше понизить плотность осадочной толщи.

2. При конструировании моделей земной коры следует допускать, что глубина проникновения плотностных неоднородностей может быть большой и достигать верхней мантии. В современных исследованиях принимается различное значение скачка плотности на границе Мохо — от 0,3 до минимального 0,10—0,05 г/см³ или отсутствие скачка. Очень противоречивы современные представления об изменении намагниченности докембрийских пород с глубиной.

Дальнейшие уточнения изменения физических параметров с глубиной следует связывать не только с моделированием полей, но и с исследованием физических и механических параметров пород при высоких давлениях и температуре и выяснением физической природы границы Мохо.

3. В физико-геологических моделях земной коры и верхней мантии общеприняты скачки физических параметров на субгоризонтальных границах. Эти границы определяются большей частью в результате интерпретации сейсмических наблюдений. Региональные геофизические поля часто создают иллюзию, что физические параметры земной коры плавно изменяются в горизонтальном направлении. Тем не менее следует допускать и широко использовать в качестве существенных элементов моделей также резкие изменения (скакки) физических параметров в горизонтальном направлении на наклонных плоскостях.

4. Необходимо иметь в виду, что с точки зрения точности аппроксимации полей и условий обычно нет существенных различий между моделями с кусочно-постоянными и плавными (градиентными) изменениями физических параметров в земной коре и верхней мантии. Выбор аппроксимирующих моделей определяется часто разработками решения прямых и обратных задач, привычками исследователя. Но на стадии тектонического и динамического истолкования моделей часто определяющими оказываются способы аппроксимации моделей. В этих условиях следует большое внимание уделять выбору типа моделей уже на начальной стадии аппроксимации для согласования способов аппроксимации с последующими тектоническими и динамическими заключениями и выводами.

ГЛАВА 6

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Теория и методика комплексной интерпретации геофизических полей, описанные выше, применяются для построения методом подбора моделей земной коры в основном в пределах Украинской

ССР. Интерпретация полей в конкретном районе позволяет уточнить и детализировать методику и технику интерпретации, выделить основные этапы ее реализации. Имеющийся опыт позволяет сформулировать следующие основные этапы интерпретации.

1. Изучение природы региональных гравитационных и магнитных аномалий с оценкой плотности и намагниченности верхних кромок масс на основе специальных способов обобщения, обработки и анализа количественных и качественных геологических признаков.

2. Построение возможных физико-геологических моделей масс, оценка глубины распространения неоднородностей путем независимой обычно многовариантной интерпретации гравитационного и магнитного полей.

3. Выбор типа комплексных моделей среды и обоснование критерии построения моделей. Параметризация моделей.

4. Моделирование полей на ЭВМ с целью подбора обоснованной последовательности плотностных, магнитных, комплексных моделей глубинного строения с использованием геолого-геофизических данных и гипотез.

5. Анализ построенных моделей, проверка выполнения их оптимальности по всей системе критериев.

Понятно, что ряд этапов приходится повторять многократно. При решении отдельных задач сокращаются количество и содержание этапов интерпретации. Отдельные варианты или параметры моделей могут быть найдены в автоматическом режиме работы ЭВМ.

Выше подчеркивалось, что этапы интерпретации включают значительную долю неформального анализа, ручных построений и оценок интерпретатора. Дело не только в алгоритмических и программных сложностях реализации на ЭВМ задач комплексной интерпретации. Не меньшие, а, по-видимому, основные трудности связаны с неопределенностью физико-геологических условий глубинных зон земной коры и мантии. Сложно выявить связи между параметрами отдельных физических моделей и поэтому трудно обосновать тип комплексной модели и выбрать критерии ее построения. По этой причине выполнение некоторых геологических и геофизических критериев еще не приводит к достоверной модели.

Несмотря на трудности и неопределенности, практический опыт в хорошо изученном районе позволяет развить определенную технологию комплексной интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии.

6.1. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В УСЛОВИЯХ ЗАДАНИЯ СТРУКТУРНЫХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

При интерпретации сейсмических наблюдений часто строятся структурные границы земной коры и верхней мантии. Поэтому следует рассмотреть возможности и примеры комплексной интерпретации полей, когда сейсмические наблюдения доставляют только положение структурных линий.

Важный этап изучения глубинного строения — комплексная интерпретация в рамках модели S . Эту модель можно использовать на разных этапах изучения глубинного строения. Могут быть разными формы и способы суммирования данных различных методов в условиях, когда в результате интерпретации сейсмических наблюдений строятся структурные линии. Рассмотрим несколько примеров.

При интерпретации каждого из полей в отдельности нет возможности и необходимости строить сложные физические модели земной коры. При интерпретации гравитационных и магнитных аномалий практически важной является модель горизонтального слоя с глубинами верхней $z' = H_1$ и нижней $z' = H_2$ плоскостей. В разделе 5.2 показано, что при интерпретации важно получить плотности $\sigma(x', y', z')$ и намагниченности горизонтального слоя. Здесь же показана тесная корреляция физических параметров пород из верхней части коры с интенсивностью региональных гравитационных и магнитных аномалий. Нижняя кромка структур, интрузивов и других аномальных объектов на докембрийских щитах находится большей частью на глубинах 5—7 км и иногда до 10 км. Поэтому для введенного Б. А. Андреевым понятия гравиактивного слоя можно указать минимальную мощность 7—10 км. «Магнитоактивный слой» можно принять такой же мощности. Введенные понятия грави- и магнитоактивных слоев условные, так как в их пределах расположены источники, создающие основные аномальные изменения поля. В действительности источники полей могут располагаться и глубже.

На основе идеи о выметании масс в близповерхностный слой в результате подбора плотности или намагниченности горизонтального слоя можно заметить или выявить влияние глубоких неоднородностей земной коры и верхней мантии (см. раздел 5.2). Подобранное значение плотности $\sigma_{\text{сл}}(x', y', z')$ слоя будет состоять, по сути, из двух частей $\sigma_{\text{сл}}(x', y', z') = \sigma(x', y', z') + \sigma_{\text{вл}}(x', y', z')$, где $\sigma(x', y', z')$ — действительная плотность слоя земной коры и $\sigma_{\text{вл}}(x', y', z')$ — влияние глубоких неоднородностей коры и верхней мантии. В благоприятных условиях можно выявить $\sigma_{\text{вл}}(x', y', z')$, если сравнить плотность слоя $\sigma_{\text{сл}}(x', y', z')$ с измеренной плотностью $\sigma(x', y', z')$ в верхней части коры и представленной, например в виде карт (см. раздел 1.2). Сравнение величины $\sigma_{\text{сл}}(x', y', z')$ с измеренной плотностью $\sigma(x', y', z')$ в пределах достаточно протяженного слоя позволяет часто выявить $\sigma_{\text{вл}}(x', y', z')$.

Аналогично используется модель горизонтального слоя при интерпретации региональных магнитных аномалий. Намагниченность слоя $J_{\text{сл}}(x', y', z')$ также можно представить двумя составляющими $J_{\text{сл}}(x', y', z') = J(x', y', z') + J_{\text{вл}}(x', y', z')$. Сравнение измеренной намагниченности $J(x', y', z')$ с подобранным значением $J_{\text{сл}}(x', y', z')$ позволит в ряде случаев выявить $J_{\text{вл}}(x', y', z')$ —

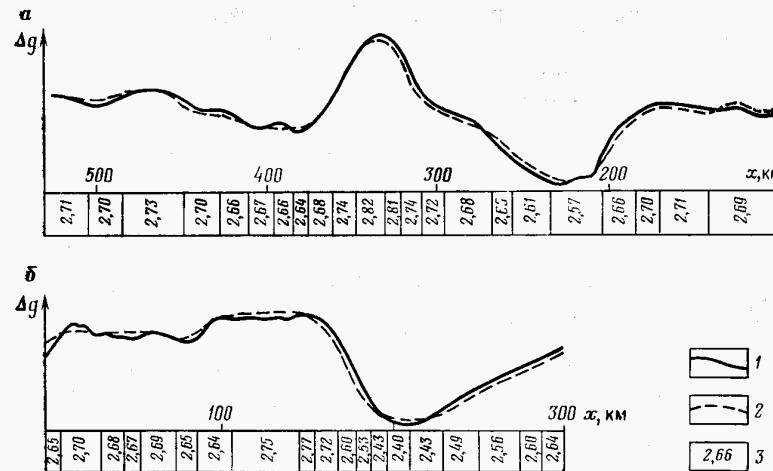


Рис. 60. Подобранные плотностные модели горизонтальных слоев:
а — на профиле VIII ГСЗ Днепропетровск — Голованевск — Могилев-Подольский; б — на профиле XI ГСЗ Ново-Азовск — Ворошиловград — Титовка; графики поля силы тяжести: 1 — остаточного, 2 — вычисленного; 3 — подобранный плотность слоя в $\text{г}/\text{см}^3$

влияние глубоких магнитных масс коры. Конечно, следует иметь в виду, что при изучении осадочного бассейна верхнюю кромку магнитного слоя $z' = h_1(x', y')$ можно не принимать горизонтальной, а задать по сейсмическим или геологическим данным.

Типичными примерами эффективного использования модели горизонтального слоя могут быть результаты интерпретации на двух протяженных профилях ГСЗ. Первый из них профиль VIII ГСЗ пересекает Украинский щит в широтном направлении: Днепропетровск — Кировоград — Голованевск — Могилев-Подольский. Второй профиль XI ГСЗ пересекает Донбасс по линии Ново-Азовск — Ворошиловград — Титовка. На указанных профилях выполнена привязка к абсолютным значениям плотности. Аномалия гравитационного поля взята относительно ее среднего уровня, а плотность — относительно среднего на поверхности щита, близкого к $2,70 \text{ г}/\text{см}^3$. При подборе поле модели вычислено по программе «Линия-2», алгоритм которой описан в разделе 3.6.

На профиле VIII результаты подбора массами слоя мощностью 7 км приведены на рис. 60, а. Сопоставление подобранный плотности слоя $\sigma_{\text{сл}}$ со значением σ из карты (см. рис. 3) показывает, что на большей части профиля эти плотности трудно различимы. В самом деле, в пределах Голованевского максимума плотность принята $2,81—2,82 \text{ г}/\text{см}^3$, т. е. близкая к действительным значениям из верхней части коры (см. раздел 5.2) в результате анализа карты плотности. В других частях профиля тогда получаются значения, также близкие к плотности, полученной из карты (см. рис. 60, а).

Заметное различие подобранный $\sigma_{\text{сл}}$ и измеренной σ плотностей на этом профиле только в пределах обширного Кировоградского минимума. Как видно из рис. 60, а, в центре минимума подобранныя плотность $\sigma_{\text{сл}} = 2,57 \text{ г}/\text{см}^3$ слоя хорошо соответствует распространенным здесь гранитам, мигматитам и гнейсам. Но точные измерения и обобщения плотности гранитоидов в этом районе, выполненные под руководством М. И. Толстого, дают значения $2,63 - 2,65 \text{ г}/\text{см}^3$. Различие подобранный и измеренной плотностей на $\sigma_{\text{вл}} = 0,05 - 0,08 \text{ г}/\text{см}^3$ согласно схеме выметания свидетельствует о влиянии недостатка масс на глубинах более 7–10 км, т. е. в средней и нижней частях коры.

На рис. 60, б приведены результаты интерпретации гравитационного поля на профиле XI через Донбасс. Аномальные изменения плотности привязаны к абсолютным значениям на Приазовском массиве (см. раздел 1.2). Тогда в пределах открытого Донбасса плотность слоя достигает $2,75 - 2,77 \text{ г}/\text{см}^3$ (близна к плотности аргиллитов и алевролитов). Но в северной части Донбасса и на южном склоне Воронежского массива в области Северодонецкого минимума плотность пород слоя получается заниженной. В частности, для фундамента Воронежского массива плотность слоя оказывается равной $2,60 - 2,64 \text{ г}/\text{см}^3$. На этом профиле (см. рис. 60, б) заниженные значения подобранный плотности снова можно истолковать как влияние глубоких неоднородностей. Чтобы выявить источники этой неоднородности, сопоставим слой на рис. 60, б с результатами сейсмических наблюдений, приведенных на рис. 23. Оказывается, что контрастность блоков коры к югу и северу от Доно-Днепровского прогиба не находит заметного отражения в мощности коры и положении границы Мохо. Так что аномалия связана с изменением плотности блоков, но не с положением границы Мохо.

Выше приведен пример интерпретации остаточных аномалий гравитационного поля моделью масс горизонтального слоя на профиле, расположенному в пределах Украинского щита (см. рис. 22). Здесь на большей части профиля подобранный плотность не удается отличить от действительной плотности верхней части коры. Но оказывается, что в правой части профиля, расположенной в пределах Кировоградского минимума, подобранныя плотность на участках развития гранитов и мигматитов оказывается заниженной и составляет $2,61 - 2,62 \text{ г}/\text{см}^3$. Низкую плотность слоя также следует связывать с глубокой неоднородностью коры. Сопоставление результатов интерпретации гравитационного поля и сейсмических данных в пределах Кировоградского минимума лучше выполнить на широтном профиле (см. рис. 29). Характерно, что в условиях значительного недостатка масс подъема границы Мохо нет, как можно было бы ожидать согласно результатам гл. 2 по изостазии равнинных областей.

Таким образом, независимая интерпретация геофизических полей и последующее сопоставление и суммирование их результатов в рамках модели S — необходимый этап комплексной ин-

терпретации при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Одновременно с интерпретацией гравитационного поля следует также интерпретировать магнитное поле массами горизонтального слоя.

Не менее эффективной оказывается модель горизонтального слоя для аппроксимации трехмерных масс. При подборе поле такого слоя легко вычислить с помощью программ «Пирамида» и «Полигон-В», алгоритмы которых описаны в гл. 3. Понятно, что описанное выше сопоставление и суммирование результатов можно выполнить по особенностям измеренных полей. Но значительно удобнее предварительно интерпретировать поля массами с помощью плотности и намагниченности земной коры. Выявленные неоднородности земной коры и верхней мантии могут быть уточнены и изучены на последующих этапах интерпретации с использованием других моделей.

Комплексная интерпретация геофизических полей в настоящее время выполняется наиболее часто в рамках модели U . Рассмотрим основные подходы и проблемы комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений в условиях, когда известны структурные линии земной коры и верхней мантии.

Интерпретация глубинных сейсмических зондирований длительное время выполнялась для построения структурных линий и границ. Эта методика все еще широко распространена и в настоящее время [35]. В результате строятся сейсмические разрезы, на которых показаны только отражающие и преломляющие границы. Наиболее четкие отраженные волны, а иногда и преломленные регистрируются от двух границ — поверхности докембрийского фундамента и границы Мохо. Кроме того, имеются отражения от множества других границ в консолидированной коре. Одна из этих границ, расположенная на глубинах 16–20 км, называется часто границей Конрада. Длительное время принималось, что эта граница разделяет земную кору на два слоя — гранитный и базальтовый. В последние годы, по существу, отказались от попыток проследить в коре непрерывную границу Конрада [25, 35]. Поэтому в настоящее время граница Конрада обычно не выделяется на сейсмических разрезах. И, как следствие, большей частью уже не используются гранитный, базальтовый и другие слои земной коры как устаревшие понятия.

Если по результатам сейсмических исследований строятся только структурные границы, то согласно определению модели обычно принимается, что эти границы со скачками скорости являются также гравиактивными. Но большей частью нет данных, имеется ли на отражающих площадках скачок скорости, а также других физических параметров. Принято скачок скорости, плотности и других параметров приписывать четким и протяженным сейсмическим границам. Поэтому для интерпретации наибольший интерес представляют две структурные границы из сейсмических

разрезов — поверхность фундамента $z' = h_\Phi(x', y')$ и граница Мохо $z' = h_m(x', y')$. Эти границы хорошо прослеживаются, и на них большей частью имеется заметный скачок скорости v . При неглубоком залегании докембрийского фундамента скачок скорости на его поверхности может достигать 1,5—2,5 км/с. В самом деле, скорость распространения волн в фундаменте составляет 5,2—5,8 км/с, а в осадках мощностью 1—3 км скорость распространения продольных волн составляет 2,5—4,0 км/с. С погружением фундамента скорость распространения волн в осадках заметно возрастает до 4,5—5,3 км/с. Но она остается по-прежнему меньше скорости в фундаменте. Различие скорости распространения волн в породах фундамента и осадков сохраняется до глубин 10—15 км и на этих глубинах все еще составляет 0,2—0,4 км/с.

На поверхности осадочная толща — кристаллический фундамент имеется также заметный скачок плотности. Но значение скачка переменное и уменьшается с глубиной. При глубине фундамента 1—3 км плотность осадков на 0,50—0,15 г/см³ меньше средней плотности фундамента. Но если фундамент находится на глубинах 7—10 км и больше, то влияние его рельефа трудно обнаружить в измеренном поле силы тяжести. Это может указывать на то, что на больших глубинах скачка плотности на поверхности фундамента может не быть. Под воздействием высоких давлений и температуры плотность осадочных пород может достигать плотности кристаллического фундамента.

При интерпретации сейсмических наблюдений обнаруживается существенный скачок скорости продольных волн на границе Мохо (от 7,6—7,8 км/с в низах коры до 8,0—8,2 км/с в верхней мантии). На основе корреляций v_p и σ , описанных в гл. 1, предполагается на этой границе также заметный скачок плотности на 0,2—0,3 г/см³. Всегда ли здесь скачку скорости будет также соответствовать скачок плотности, остается невыясненным. Как отмечалось в разделе 5.3, нельзя ожидать обязательной пропорциональности величин v_p и σ , так как одновременно с σ может изменяться величина m , но не v_p .

В описанных условиях можно формально подходить к задаче построения плотностной модели при двух известных структурных поверхностях $z' = h_\Phi(x', y')$ и $z' = h_m(x', y')$. Построение модели сводится к подбору плотности осадочного слоя σ_{oc} , коры σ_k и мантии σ_m при двух фиксированных структурных границах. На основе формул (4.14) величины σ_{oc} , σ_k и σ_m определяют из условия минимума следующего функционала:

$$\|\Delta g_{izm}(x, y) - \Delta g_{vych}(\sigma_{oc}, \sigma_k, \sigma_m, h_\Phi, h_m, x, y)\| = \min \quad (6.1)$$

при ограничениях

$$\sigma_{oc,n} \leq \sigma_{oc} \leq \sigma_{oc,b}; \quad \sigma_{k,n} \leq \sigma_k \leq \sigma_{k,b}; \quad \sigma_{m,n} \leq \sigma_m \leq \sigma_{m,b}. \quad (6.2)$$

В шестидесятые и начале семидесятых годов при интерпретации обычно использовались модели с постоянными значениями плотности σ_{oc} , σ_k и σ_m , а также часто вводилась еще одна грани-

ца $z' = h_k(x', y')$ в средней части коры — граница Конрада. Эта граница не только оправдывалась результатами сейсмических наблюдений, но также требовалась техникой подбора модели со слоями постоянной плотности. В самом деле, если для коры использовать $\sigma_k = 2,70$ г/см³, то на границе Мохо приходится принимать большой скачок плотности $\Delta\sigma_m = 0,5 \div 0,6$ г/см³. Уменьшить его можно введением промежуточной границы $z' = h_k(x', y')$ со скачком плотности 0,1—0,2 г/см³. Расположение границ $z' = h_k(x', y')$ и $z' = h_m(x', y')$, нередко таково, что согласно результатам раздела 2.2 (см. рис. 20) частично или полностью компенсируются полями этих границ. Именно таким путем в рамках двухслойной модели с постоянными плотностями слоев ослабляется корреляция гравитационного поля с положением основных структурных границ земной коры и верхней мантии.

В середине семидесятых годов начато систематическое использование в моделях переменной плотности осадочных пород $\sigma_{oc}(x', y', z')$ и консолидированной коры $\sigma_k(x', y', z')$. В этом случае отпала необходимость использовать в моделях промежуточные структурные границы со скачками плотности. Первым шагом явился отказ от гравиактивной границы Конрада. Компенсировать поле границы Мохо в этом случае можно изменением градиента плотности коры.

При наличии нескольких гравиактивных границ задача подбора в постановке (6.1), (6.2) трудна для автоматической реализации на ЭВМ. Также трудна задача при одной-двух границах, но переменной плотности коры $\sigma_k(x', y', z')$. Поэтому задачу подбора приходится большей частью решать в пакетном режиме (см. раздел 4.4).

Типичный пример подбора плотностной модели в условиях докембрийского щита при заданной границе Мохо приведен на рис. 19. Для щита задача подбора упрощается тем, что из условий (6.1), (6.2) выпадает σ_{oc} и $z' = h_\Phi(x', y')$, но усложняется переменной плотностью $\sigma_k(x', y')$ коры. Условия на плотность модели формулируются следующим образом. Плотность мантии принята постоянной $\sigma_m = 3,30$ г/см³, а коры — переменной — от $\sigma_k(x', y')$, известной на поверхности щита по геологическим данным, до $\sigma_k = 3,00$ г/см³ на границе Мохо.

Следует иметь в виду, что значение скачка плотности 0,30 г/см³ на границе Мохо в примере на рис. 19 задано на основе соотношения между скоростью и плотностью (см. гл. 1). Конечно, она может быть принята как больше, так и меньше этой величины. Характерный пример подбора в пакетном режиме плотностной модели на профиле VIII ГСЗ, пересекающем Голованевский максимум на Украинском щите, приведен на рис. 61. Плотность σ_k на поверхности щита также задана по геологическим данным, а другие параметры по сравнению с предыдущим примером несколько изменены. Скачок плотности на границе Мохо принят постоянным (0,1 г/см³), а плотность пород мантии также линейно изменяется с глубиной.

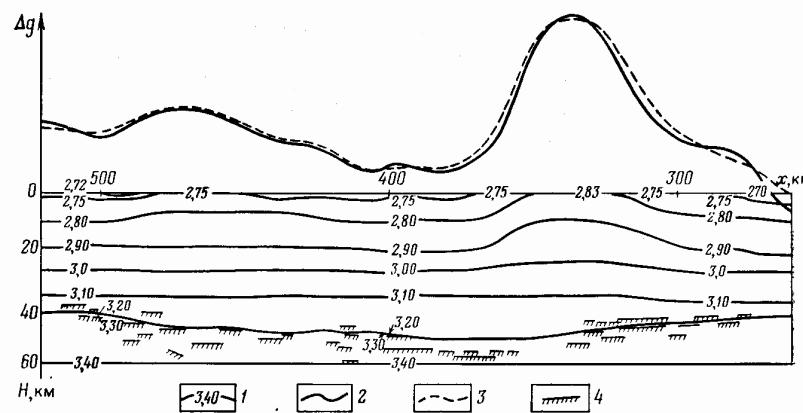


Рис. 61. Результаты подбора плотностной модели коры и верхней мантии на профиле VIII Кировоград — Могилев-Подольский:
1 — изолинии плотности в $\text{г}/\text{см}^3$; графики поля силы тяжести: 2 — остаточного, 3 — вычисленного; 4 — отражающие площадки из работы [35]

Подбор плотностной модели из условия (6.1) легко выполнить при разных значениях скачка на границе Мохо с одним и тем же распределением плотности в самой верхней части коры. При подборе изменяется градиент плотности в средней части коры. Например, легко построить модели, в которых на границе Мохо принятые скачки плотности в 0,3; 0,2 и 0,1 $\text{г}/\text{см}^3$ или вообще без скачка. Конечно, подобрать модель с разными скачками плотности можно с точностью до некоторого постоянного уровня аномалии силы тяжести, так как этот уровень условный. Таким образом, в результате моделирования поля скачок плотности не удается уточнить на границе Мохо. В результате моделирования определенно выявляется, что, чем меньше скачок плотности $\Delta\sigma_m$ на границе Мохо, тем легче компенсировать поле ее рельефа и построить плотностную модель земной коры на основе структурных сейсмических данных. Поэтому не случайно во многих работах отечественных и зарубежных исследователей в последние годы появилась тенденция к уменьшению скачка $\Delta\sigma_m$ плотности на границе Мохо. Если десять лет назад еще были приняты скачки $\Delta\sigma_m = 0,4 \div 0,5 \text{ г}/\text{см}^3$, то в последние годы большей частью принимаются значения $\Delta\sigma_m = 0,3 \div 0,1 \text{ г}/\text{см}^3$, и даже меньше, вплоть до отсутствия скачка на границе Мохо.

Небольшой скачок плотности на границе Мохо, несомненно, облегчает построение плотностных моделей земной коры и верхней мантии. Но нельзя не видеть также, что, чем меньше значение имеет скачок на этой границе, тем менее связанный становится плотностная модель со структурными сейсмическими границами коры и верхней мантии. Таким образом, происходит несовпадение плотностной и сейсмической структурной моделей в рамках комплексной модели U . В этом случае формально комплексная

интерпретация выполняется в рамках модели U , но фактически получается независимая интерпретация двух полей. Здесь, по сути, наблюдается случай, когда не перекрываются или перекрываются только частично области B_g и B_t , занятые источниками гравитационного и сейсмического полей. Не исключено таким образом, что в этих условиях вообще нет возможности и необходимости использовать модель U , а лучше выполнять интерпретацию в рамках модели S .

Отметим также, что при подборе плотностной модели на основе структурных линий удобно использовать переменную плотность в так называемой градиентной модели. Но в условиях недостатка данных о физических параметрах земной коры значение градиентных моделей нельзя преувеличивать. Постоянными значениями плотности в отдельных областях также можно достаточно хорошо описать модели коры и верхней мантии.

Возможные варианты моделей при наличии сейсмических структурных линий можно сузить, если использовать также геолого-геофизические данные о распределении физических параметров пород. Дополнительные данные особенно многочисленны при изучении осадочных бассейнов. Рассмотрим поэтому изучение глубинного строения Доно-Днепровского прогиба, заполненного огромной толщей осадочных пород (по сейсмическим данным до 20 км) в условиях, когда строение описано только структурными линиями.

Один из профилей пересекает прогиб по линии Шевченково—Близнецы в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (профиль I на рис. 44 и 45). Интерпретация сейсмических наблюдений, выполненная М. И. Бородулиным, А. С. Гуржеевой и другими, дает положение докембрийского фундамента, а также некоторые структурные линии в осадочной толще (рис. 62). Задачей интерпретации является изучение верхней части коры, в том числе уточнение строения прогиба. Построение моделей глубоких осадочных бассейнов — актуальная задача современного этапа. Поэтому рассмотрим кратко основные этапы подбора модели прогиба на профиле Шевченково—Близнецы. Подбор модели выполнен нами совместно с Т. П. Мороз.

График гравитационного поля на этом профиле (см. рис. 62) имеет вид гравитационной ступени, на фоне которой крупнейший прогиб нечетко проявляется. Уровень поля в южной части профиля на Украинском щите существенно выше, чем на Воронежском массиве. В этих условиях необходимо прежде всего оценить плотность блоков докембрийского фундамента. В южной части, где профиль пересекает интенсивный Волчанский максимум, изучение природы аномалий производилось по методике корреляции аномалий силы тяжести с картой плотности и петрографического состава, построенной с учетом координат точек отбора образцов. Это позволило оценить, что плотность блока составляет 2,75—2,78 $\text{г}/\text{см}^3$. Л. И. Надежка считает, что средняя плотность пород фундамента южного склона Воронежского массива не ниже

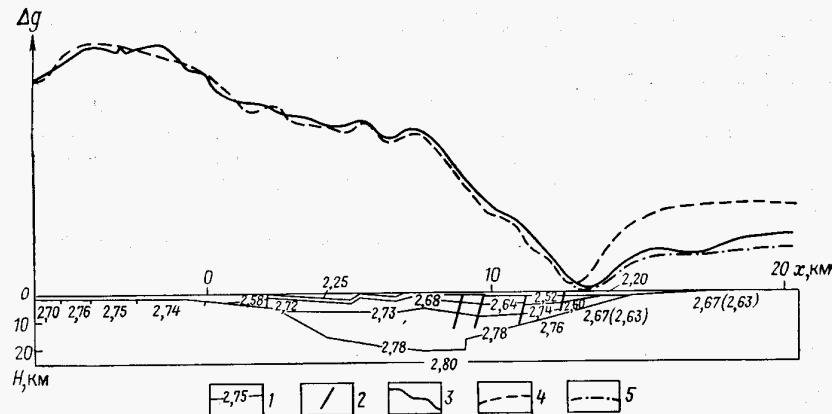


Рис. 62. Результаты подбора плотностной модели по комплексу геолого-геофизических данных на профиле I Шевченко — Близнецы:

1 — изолинии плотности в $\text{г}/\text{см}^3$; 2 — нарушения; графики поля силы тяжести: 3 — остаточного, 4 — вычисленного, 5 — вычисленного с учетом понижения плотности блока фундамента с северного борта

$2,67 \text{ г}/\text{см}^3$. Гравитационная ступень на профиле, расположенному вкрест простирации прогиба, качественно согласуется с разной плотностью блоков фундамента на его бортах. При конструировании модели принято, что плотность докембрийских пород линейно возрастает с глубиной и достигает условно принятого значения $2,80 \text{ г}/\text{см}^3$ (в других вариантах $2,85 \text{ г}/\text{см}^3$) на глубине 25 км. Этой глубиной ограничена плотностная модель, чтобы сосредоточить внимание на изучении строения прогиба.

Сейсмические данные использованы для того, чтобы на модели выделить область, занятую осадочными породами. Плотность осадков оценена на основе данных акустического каротажа и измерений плотности в скважинах глубиной в несколько километров. Причем, согласно методике построения петрофизических карт, положение точек измерения физических параметров горных пород фиксировано. Оказалось, что пластовая скорость продольных волн в осадочных породах на глубине 2 км в южной и северной частях прогиба заметно различается. Так, в четырех скважинах южной части скорость составляет: 4,95; 4,30; 4,67; 4,80 км/с. В северной половине прогиба в четырех скважинах пластовая скорость равна: 3,85; 3,85; 3,85, 3,77 км/с. Переход от скорости к плотности осуществлен на основе зависимостей, построенных В. С. Поповичем для этой части прогиба. Кроме того, было замечено, что при одних и тех же значениях пластовой скорости плотность горных пород в южной половине прогиба несколько больше, чем в северной. Поэтому при переводе скорости в плотность использованы несколько различающиеся кривые зависимости между этими параметрами. Таким образом, распределение плотности в осад-

ках качественно соответствует асимметричному характеру гравитационного поля на профиле вкрест прогиба (см. рис. 62).

Прогноз плотности осадков на больших глубинах осуществлен Н. Н. Карпинской по данным изучения закономерностей регионального изменения плотности юго-восточной части Доно-Днепровского прогиба. Так как удалось достаточно точно построить распределение плотности в верхней части коры, то можно подойти к решению важной проблемы — уточнению глубины прогиба. Для этого построены варианты модели с разными скачками плотности на поверхности фундамента, известной по сейсмическим данным (см. рис. 62). Оказалось, что если плотность осадочной толщи монотонно возрастает с глубиной, то ее скачок на поверхности фундамента заметен только до глубины 7—10 км. Если на поверхности фундамента в глубокой части прогиба принять скачок плотности $0,05 \text{ г}/\text{см}^3$, то на графике вычисленного поля появляется минимум, которого нет в измеренном поле. Можно подобрать поле при минимальном скачке $0,01—0,02 \text{ г}/\text{см}^3$, но особенно легко удовлетворяется критерий близости измеренного и вычисленного полей, когда поверхности фундамента глубже 7—10 км не приписываются скачок плотности (см. рис. 62).

Положение фундамента глубоких впадин имеет принципиальное значение для прогноза нефти и газа. В рассматриваемой части прогиба имеются варианты интерпретации сейсмических наблюдений с мощностью осадков не только 20 км, как на рис. 62, но и 15 км. В этих условиях важно получить дополнительные данные в результате комплексной интерпретации. Но в рассматриваемом случае приходится констатировать, что по гравитационному полю не удается ни подтвердить, ни опровергнуть сейсмические данные о положении фундамента на глубинах более 7—10 км. Здесь наблюдается тот случай, когда на глубинах 10—20 км параметры плотностной модели не удается связать с параметрами сейсмической модели, заданной структурными линиями. Выше подчеркивалось, что также трудно связать плотностную модель со структурными линиями нижней части коры и верхней мантии. Возможно, что эти трудности одного и того же характера.

Подчеркнем еще одну особенность плотностной модели, которая получена путем подбора (см. рис. 62). Оказалось, что для подбора поля изменение плотности в горизонтальном направлении должно быть значительно более резким, чем можно предполагать по поведению структурных линий в осадочной толще. В частности, в центральной части профиля пришлось принять более резкое изменение плотности в области Петровского купола и Мечебиловского поднятия за счет более резких структурных форм и разрывных нарушений. Резкие, скачкообразные изменения плотности необходимы на разрывах в переходной зоне между южной и северной частями прогиба, чтобы удовлетворительно объяснить интенсивную гравитационную ступень. Особенности ступеней легче подбираются, если плоскости разрывов наклонные и падают на юг. Ситуация, таким образом, не отличается от Донбасса,

тде гравитационные ступени в пределах прогиба вызваны в основном надвигами.

На рис. 62 показано, что если для фундамента южного склона Воронежского массива принять значение плотности 2,67 г/см³, то график вычисленного поля проходит существенно выше измеренного. Для совпадения графиков полей необходимо понизить плотность блока докембрийского фундамента на северном борту на величину 0,04 г/см³. Конечно, нельзя принять правдоподобной плотность фундамента 2,63 г/см³. Ряд исследователей предполагают здесь существенную гранитизацию коры, но для этого нет никаких данных. Поэтому согласно принципу выметания масс (см. раздел 5.2) заниженную плотность слоя в северной части модели (см. рис. 62) следует трактовать как пониженную плотность блока до глубин в десятки километров. Моделирование показало, что докембрийский блок коры южного борта плотнее северного.

В заключение отметим следующее.

1. Построение плотностной модели земной коры и верхней мантии неоднозначно в условиях, когда имеются структурные границы, значение скачка плотности на которых не определено. Построение моделей в этих условиях полезно тем, что позволяет показать варианты моделей на основе различных данных и гипотез о распределении физических параметров в глубоких частях земной коры и верхней мантии, а также отразить опыт и взгляды интерпретатора.

2. При заданных структурных построениях повысить достоверность построения моделей можно за счет привлечения дополнительных геолого-геофизических данных. Этот вид комплексирования особенно полезен и необходим при изучении глубоких осадочных бассейнов. Характерно, что при интерпретации гравитационного поля нет возможности и необходимости приписывать скачок плотности структурным границам в коре на глубинах 7—10 км и более и рассматривать их как гравиактивные.

3. Аналогично выполняется интерпретация магнитного поля и сейсмических наблюдений, если заданы структурные границы. В этом случае важнейшую роль играет магнитоактивная поверхность фундамента $z' = h_{\Phi}(x'y')$. Граница $z' = h_m(x'y')$ между корой и мантией в этом случае не представляет большого интереса, так как изотерма Кюри обычно располагается выше границы Мохо.

6.2. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Существенным достижением методики интерпретации сейсмических наблюдений последних лет явилось то, что при решении обратных кинематических задач находится распределение скорости распространения сейсмических волн [25, 35]. Следует отметить, что в пределах юга Восточно-Европейской платформы

вы серьезные исследования по построению скоростных моделей на профилях ГСЗ выполнены под руководством Н. И. Павленковой [25]. Эти исследования открывают значительно большие возможности для комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений. В этом случае можно использовать комплексные модели различного типа. Модели *S* используются по сути так же, как описано в разделе 6.1. Но значительно большие возможности открываются для интерпретации в рамках модели *U*. Действительно, для прогноза распределения плотности σ в земной коре в этом случае можно использовать корреляционные зависимости $\sigma = \sigma(v)$ между скоростью v и плотностью σ . Из раздела 1.1. следует, что значительный разброс значений наблюдается в корреляционной зависимости $\sigma = \sigma(v)$. Все же зависимость $\sigma(v)$ является важным связующим звеном между скоростной и плотностной моделями земной коры и верхней мантии.

Если при интерпретации сейсмических наблюдений получено распределение скорости распространения сейсмических волн в земной коре, то дело не только в возможности прогноза плотности σ в земной коре по распределению скорости v . Значительно расширяется круг задач комплексной интерпретации, которые в этом случае могут быть решены.

Математическая формулировка задач комплексной интерпретации этих двух методов с использованием заранее построенной скоростной модели подробно описана в гл. 4. В частности, необходимо решить задачи оптимизации на основе уравнений (4.15). Но реализация оказывается сложной. Это связано в основном с двумя причинами. Первая — недостаточная детальность построения скорости в земной коре, особенно в ее верхней части, по результатам интерпретации сейсмических наблюдений. Вторая — неустойчивая или неизвестная зависимость между скоростью v распространения волн и плотностью горных пород в разных частях земной коры и верхней мантии.

Описываемую реализацию комплексной интерпретации начнем с рассмотрения ряда примеров на профилях ГСЗ в пределах юга европейской части СССР. Одной из первых была построена под руководством Н. И. Павленковой [25] скоростная модель на профиле Х Приморское—Константиновка—Сватово через Донбасс (см. рис. 43—45). Критерием подбора скоростной модели явилась близость измеренных и вычисленных времен годографов в основном рефрагированных волн. Для решения прямой кинематической задачи использованы алгоритм и программа В. Н. Пилипенко. Распределение скорости в изолиниях до глубины 60 км на этом профиле приведено на рис. 63.

Если использовать тесную статистическую зависимость $\sigma = \sigma(v)$, то переход от скоростной к плотностной модели заключается, по существу, в переоформлении изолиний. Затем по изолиниям плотности можно вычислить поле Δg с помощью алгоритма «Изолинии» (см. гл. 3). Этот способ прогнозирования плотност-

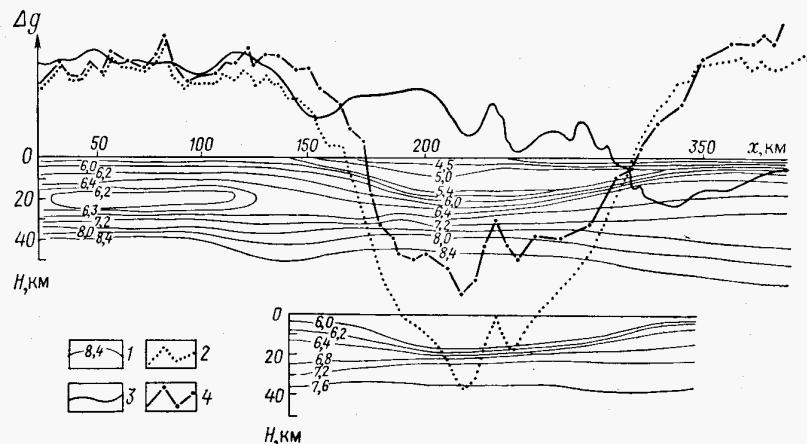


Рис. 63. Моделирование гравитационного поля по распределению скорости v_p на профиле XI ГСЗ:

1 — изолинии скорости в км/с (по данным [25]); графики поля силы тяжести: 2 — остаточного, 3 — вычисленного по заданной скоростной модели, 4 — вычисленного по измененной модели со сгущением изолиний под впадиной

ной модели позволяет упростить подготовку данных для вычисления поля Δg . Основные алгоритмы и программы вычисления поля силы тяжести изменяются так, что корреляционные зависимости $\sigma(v)$, например линейного вида $\sigma = av + b$, вводятся в алгоритмы [9]. Если двухмерную скоростную модель аппроксимировать n -угольниками и использовать алгоритм «Полигон-2» (см. гл. 3), то поле силы тяжести можно вычислить по значениям v в полигонах

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+1}} [av(z') + b] \operatorname{arctg} \frac{x - a_n z' - c_n}{z - z'} dz'. \quad (6.3)$$

Поле силы тяжести вычисляется с различными значениями коэффициентов a и b . Можно использовать алгоритм «Линия-2» и выражение (5.6) переписать в виде

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+2}} a[v_a(z') - v_n(z')] \operatorname{arctg} \frac{x - a_n z' - c_n}{z - z'} dz'. \quad (6.4)$$

Если распределение скорости $v(x, z)$ в модели задано изолиниями, как на рис. 63, то удобно использовать алгоритм «Изолиния-2» (см. гл. 3). Только в выражении (3.50) следует заменить $\sigma_j = av_j + b$ и $\sigma_{j+1} = av_{j+1} + b$.

Для профиля Х ГСЗ (рис. 63) с помощью программы «Изолиния-2» вычислено поле силы тяжести при разных коэффициентах a и b зависимости $\sigma = av + b$. В частности, использованы две зави-

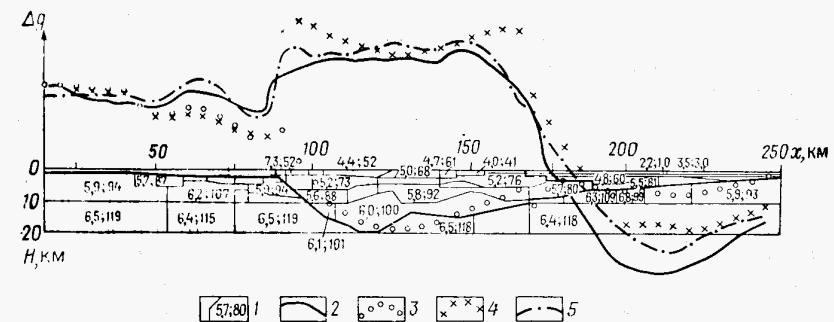


Рис. 64. Результат вычисления гравитационного поля по распределению скорости v_p и подбор модуля m на профиле XI через Донбасс:

1 — значения скорости в км/с и модуля $m \cdot 10^{-9}$ Н/м²; графики поля силы тяжести: 2 — остаточного, 3 — вычисленного по v_p с одинаковыми a и b для всех слоев, 4 — вычисленного путем подбора a и b осадков, 5 — вычисленного по v_p и при подобранных значениях модуля m

симости $\sigma = 0,233v + 1,46$ и $\sigma = 0,188v + 1,632$. У обеих зависимостей угловой коэффициент близок к 0,2. Первая зависимость использована Дж. Буллардом, а вторая получена нами в результате нахождения на ЭВМ теоретического уравнения регрессии по данным Н. К. Ступака для кристаллических пород Воронежского массива. Результаты вычисления с этими зависимостями мало отличаются. Поэтому на рис. 63 приведен график только для зависимости $\sigma = 0,188v + 1,632$. Результат вычисления своеобразный — огромный минимум вычисленного поля над впадиной значительно больше измеренного.

Интересно вычислить поле силы тяжести по распределению скорости на других профилях, пересекающих Донбасс. На профиле XI Ново-Азовск—Ворошиловград—Титовка (см. рис. 43—45) под руководством М. И. Бородулина [4] построено распределение скорости до глубины примерно 20 км в пределах Донбасса. Данные о скорости усреднены нами и представлены постоянными значениями в каждом из многоугольников, показанных на рис. 64. Скорость распространения волн в земной коре прилегающих к прогибу кристаллических массивов изучена менее детально.

Поле Δg по заданному на рис. 64 распределению скорости вычислено по программе «Линия-2», удобной в данной ситуации и позволяющей согласно уравнению (6.4) вычислить поле Δg по распределению скорости v модели. Причем поле вычислено при нескольких значениях a зависимости $\sigma = av + b$. На рис. 64 приведен график Δg вычисленного поля с минимальным коэффициентом $a = 0,188$. График вычисленного поля Δg также обнаруживает над Донбассом довольно большой минимум.

Таким образом, на региональных профилях, пересекающих Донбасс, при вычислении поля Δg по скоростным моделям с использованием единых для всего профиля коэффициентов зависи-

ности $\sigma = av + b$ выявляется общая закономерность значительного уменьшения вычисленного поля по сравнению с измеренным в пределах впадины. Эта закономерность может быть объяснена по-разному.

Прежде всего проверено, что нет значительных искажений или ошибок в распределении скорости в моделях земной коры на рис. 63 и 64. На профиле XI (см. рис. 64) сделана оценка, на какое значение надо изменить скорость, чтобы вычисление плотности σ по скорости v с единой зависимостью $\sigma = av + b$ для всей модели привело к совпадению измеренного и вычисленного полей на профиле. Оказалось, что скорости в осадках должны быть увеличены на 0,2–0,6 км/с. Выполнение решение прямой кинематической задачи для модели с этими увеличенными значениями скорости волн в осадочной толще показало, что такое увеличение скорости волн в осадочной толще не согласуется с измеренными временами гидографов рефрагированных и отраженных волн.

На профиле X ГСЗ скоростная модель построена, как указывалось выше, методом подбора с критерием минимального расходления измеренных и вычисленных времен гидографов [25]. Конечно, можно предположить, что неточно найдено положение изолиний скорости в нижней части модели. Поэтому изолинии в глубоких частях коры в центре модели заметно приподняты вверх (см. рис. 63), чтобы компенсировать минимум вычисленного поля силы тяжести. Вычисление поля показало, что изменением модели изолиний скорости не удается заметно изменить вычисленное поле (см. рис. 63).

Таким образом, если и существуют ошибки определения скорости распространения волн в разрезах земной коры на профилях X и XI, то не настолько большие, чтобы вызвать огромные минимумы поля, вычисленного с единой зависимостью $\sigma = av + b$ для всей модели.

Первое объяснение этих фактов можно основывать на допущении, что минимум вычисленного поля связан с недоучетом влияния глубинных факторов, в частности изменения плотности глубоких частей коры, которые все же неточно отражены на скоростной модели. Минимум вычисленного поля при подборе модели компенсировался поэтому изменением плотности ниже осадочной толщи, так как изменение плотности подъемом изолиний в центре модели на рис. 63 не дало положительных результатов. Как видно из рис. 65, на профиле X ГСЗ для компенсации минимума вычисленного поля силы тяжести плотность глубоких частей коры под впадиной должна быть существенно увеличена — до 0,15 г/см³. Причем надо допустить также небольшое (на 0,03 г/см³) уменьшение плотности коры и верхней мантии Воронежского массива, чтобы объяснить более низкий уровень поля силы тяжести в его пределах по сравнению с приазовской частью Украинского щита. Увеличением плотности консолидированной коры под впадиной можно увеличить значения вычисленного поля Δg в центре профиля XI ГСЗ Ново-Азовск—Титовка (см. рис. 64).

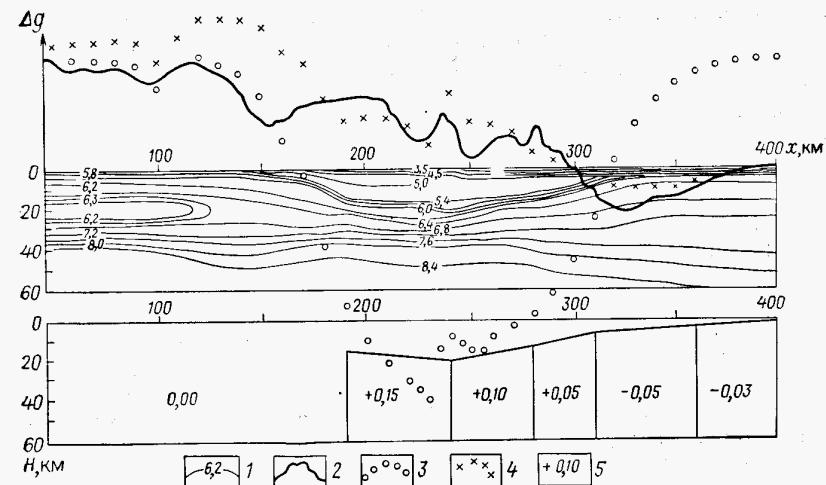


Рис. 65. Гравитационное поле, вычисленное по распределению скорости v_p на профиле X ГСЗ через Донбасс:

1 — изолинии скорости v_p в км/с (по [25]); графики поля силы тяжести: 2 — остаточного, 3 — вычисленного по v_p , 4 — вычисленного с учетом изменения плотности глубоких частей коры; 5 — аномальная плотность, необходимая для компенсации минимума вычисленного поля

Эти построения на первый взгляд хорошо согласуются с распространенной в настоящее время идеей уплотнения коры под глубокими осадочными бассейнами.

Существует и другое объяснение, которое содержится, например, в ряде работ С. С. Красовского. Понижение скорости распространения волн в осадочной толще Донбасса он связывает с предполагаемым огромным слоем пониженной скорости и плотности в нижней части осадочной толщи.

Оба указанных объяснения кажутся правдоподобными, так как находятся в согласии с некоторыми современными геологическими гипотезами. Все же действительная причина описываемого распределения в Донбассе физических параметров и вызываемых ими полей вытекает прежде всего из более простых и легко проверяемых физико-геологических условий верхней части коры. Хорошо известно, что осадочные породы даже высокой степени изменения обладают пониженной скоростью распространения продольных волн по сравнению с кристаллическими [30, 39]. Но, по-видимому, не обращалось внимания или не подчеркивалось, что скорость распространения волн в осадочных метаморфизованных породах остается меньшей, чем в кристаллических породах даже в том случае, когда их плотность приближается к плотности кристаллических пород или даже превышает ее. Отметим, что низкая скорость распространения волн в осадочных породах не связана обычно с их химическим составом. Высокая степень изменения

песчано-глинистых осадочных пород приводит к существенному увеличению их плотности, но при этом упругие параметры — коэффициенты Ляме λ и μ — изменяются мало. Поэтому согласно формуле (1.3) повышение плотности со слабым ростом модуля m приводит к пониженным значениям скорости продольных волн. Именно эти условия наблюдаются для осадочных пород Донбасса.

Имеющиеся измерения параметров пород на образцах, но главным образом сопоставление полученных в результате интерпретации значений скорости с измеренными значениями плотности пород приводят к вполне однозначному выводу, что в центральной и южной частях Донбасса в окрестности профиля XI ГСЗ метаморфизованные породы карбона имеют высокую плотность (2,68—2,78 г/см³) и пониженную скорость (5,0—5,6 км/с). Кристаллические породы кислого и среднего составов при тех же значениях плотности характеризуются более высокими значениями скорости (5,6—6,0 км/с). Так как средняя плотность кристаллических пород с поверхности Украинского щита приближается к 2,70 г/см³, то метаморфизованные породы карбона в южной и центральной частях Донбасса имеют плотность часто даже большую, чем породы щита. Как видно из рис. 64 и согласно этому поле Δg на профиле XI в центральной и южной частях Донбасса имеет четко выраженный максимум.

Такие же физико-геологические условия и на профиле X ГСЗ (см. рис. 63). Здесь, по данным Н. Н. Карапинской и М. А. Новицкой, плотность палеозойских пород в верхней части разреза в районе Дружковско-Константиновской антиклинали колеблется от 2,55 до 2,65 г/см³. Из скоростной модели (см. рис. 63) видно, что в этой части профиля изолинии скорости приподняты, но вблизи земной поверхности значения скорости все же 4,5 км/с, т. е. снова существенно ниже, чем для кристаллических пород той же плотности. Подобные соотношения между значениями физических параметров осадочных пород известны и для других осадочных бассейнов и легко объясняются, если согласно формуле (1.3) для объяснения соотношений между параметрами пород использовать также модуль простого продольного растяжения $m=\lambda+2\mu$.

Приведенные выше данные однозначно указывают на то, что минимум поля Δg , вычисленного по значениям скорости v_p продольных волн, объясняется физико-механическими свойствами пород Донбасса. В этих условиях нет необходимости объяснять особенности вычисленного поля силы тяжести неучтенным влиянием масс глубоких горизонтов коры. Не исключено, что имеются существенные скачки плотности в глубоких частях коры, но они не выявляются в измеренном гравитационном поле Донбасса. Наиболее заметна особенность, которую можно связывать с глубинным строением коры и верхней мантии, — это разный уровень поля силы тяжести на кристаллических массивах к югу и северу от Донбасса.

Использование распределения скорости на профилях X и XI в качестве исходных данных для построения модели показало, что

интерпретация, при которой скоростная модель преобразуется в плотностную на основе единой зависимости $\sigma=av+b$, удобна в условиях, когда профиль пересекает разные структуры и приводит к неправильному результату в условиях резкого изменения геологических условий.

Описываемый подход к комплексной интерпретации, при котором плотностная модель прогнозируется на основе скоростной, широко используется Н. И. Павленковой [16].

Использование скоростной модели на длинных профилях ГСЗ позволило подобрать плотностные модели, поле которых хорошо согласуется с измеренным полем силы тяжести. Моделирование гравитационного поля показало, что в области прогибов, таких, как Доно-Днепровский и другие, также появляются значительные расхождения между измеренным и вычисленным полями, если использовать единую зависимость $\sigma=av+b$ между скоростью и плотностью.

В описываемых условиях можно изменить подход к построению плотностной модели по сейсмическим данным в комплексной интерпретации. Например, можно использовать различные коэффициенты a_n и b_n зависимости $\sigma=av+b$ в разных частях модели, так как они явно разные в пределах кристаллического фундамента и осадочного бассейна. Следует ожидать, что будут разными коэффициенты a_n и b_n для сильно измененных осадков Центрального Донбасса и осадков его северной окраины. К сожалению, для Донбасса еще не построены эти зависимости между скоростью и плотностью, которые упростили бы подбор плотностных моделей.

Следует иметь в виду, что комплексные геофизические исследования в условиях Донбасса позволяют решить важную задачу, заключающуюся в нахождении коэффициентов a_n и b_n в процессе подбора поля силы тяжести по распределению скорости в верхней части коры (см. гл. 4). В рамках модели U эта задача описывается выражениями (4.14) и (4.21) и сводится к подбору таких коэффициентов a_n и b_n , которые доставят минимум разности измеренного и вычисленного полей силы тяжести.

Задача подбора коэффициентов a_n и b_n в определенной мере неоднозначна и может быть решена введением ряда предположений. Прежде всего могут быть оценены только аномальные величины a_n и b_n по отношению к принятым для вмещающих пород и во многом они зависят также от принятого уровня аномалий силы тяжести. В рассматриваемом примере подбора модели на профиле XI (см. рис. 64) принято, что в кристаллических породах фундамента скорость и плотность связаны зависимостью $\sigma=0,188v+1,632$. После просчета на ЭВМ поля Δg двух-трех вариантов модели оказалось, что для компенсации минимума вычисленного поля на рис. 64 необходимо принять отрицательный коэффициент a , причем небольшой по абсолютной величине. На рис. 64 приведен график вычисленного поля Δg для одной из найденных зависимостей ($\sigma=0,03v+2,95$). Кроме того, в пределах северной окраины

Донбасса для слабометаморфизованных осадкой найдена зависимость $\sigma = 0,10v + 2,00$.

Отметим, что разбиением модели на рис. 64 на более мелкие области с разными коэффициентами зависимости $\sigma = a_n v + b_n$ в каждом из них, а также просчетом нескольких вариантов моделей нетрудно добиться практически точного совпадения измеренного и вычисленного полей силы тяжести. Но в данном случае будет возрастать неоднозначность решения, так как при изучении глубинного строения земной коры трудно подтвердить, что коэффициенты a_n и b_n подходят для данных условий, а контроль можно осуществить только прямыми измерениями зависимости $\sigma = a_n v + b_n$ на образцах пород или интервалах скважин в разных частях модели.

Таким образом, скоростная модель земной коры значительно расширяет возможности комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений. Но возникают неопределенности, которые обычно можно преодолеть привлечением прямых измерений плотности и скорости распространения волн в различных точках модели. Комбинированный подход необходим не только в связи с неустойчивой или недостаточно изученной зависимостью между v и σ . Дело в том, что при глубинных сейсмических зондированиях не удается построить детальное распределение скорости в самой верхней части коры. При переходе от скоростной к плотностной модели остается неизученной верхняя часть коры, которая является по сути гравиактивным слоем. И в этом случае только частично перекрываются области B_g и B_t , занятые источниками полей. Поэтому при комплексной интерпретации гравитационного поля и региональных сейсмических наблюдений неизбежно приходится плотностную модель самой верхней (3—7 км) части земной коры прогнозировать по дополнительным геологово-геофизическим данным.

Рассмотрим этот подход на примере подбора плотностной модели на профиле XI ГСЗ, пересекающем Донбасс по линии Ново-Азовск — Ворошиловград — Титовка (см. рис. 43—45). Модель построена нами совместно с Л. П. Соиной. По результатам интерпретации сейсмических наблюдений М. И. Бородулина и М. Т. Хохлова на этом профиле построено распределение скорости до глубины примерно 20 км (см. рис. 23). Там же показаны некоторые из многочисленных определений плотности осадочных пород.

Детальность построения скорости в самой верхней части коры все же недостаточна, чтобы прогнозировать значение плотности и объяснить аномалии гравитационного поля. Поэтому приходится использовать прямые измерения плотности (см. рис. 23) и геологические данные о строении верхней части коры. Отметим, что при тщательном моделировании поля практически невозможно использовать модель с плавным изменением плотности. Согласно геологическим данным В. С. Попова, необходимо ввести разрывы плотности на наклонных плоскостях.

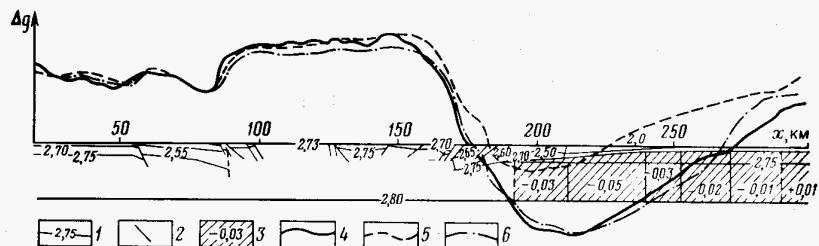


Рис. 66. Разрез для подбора плотностной модели по комплексу геологово-геофизических данных на профиле XI ГСЗ через Донбасс:

1 — изолинии плотности в $\text{г}/\text{см}^3$; 2 — разрывные нарушения; 3 — главная область дополнительных масс с аномальной плотностью; графики поля: 4 — остаточного, 5 — вычисленного, 6 — вычисленного с учетом дополнительных масс

На рис. 66 приведены результаты подбора плотностной модели на профиле XI ГСЗ в условиях, когда результаты интерпретации сейсмических наблюдений (см. рис. 23) существенно дополнены измерениями плотности и структурными геологическими данными. Наиболее детально сейсмический разрез изучен до 20 км (см. рис. 23). Поэтому подбор модели на рис. 66 специально ограничен глубиной 20 км. Чтобы упростить задачу, значение плотности на этой глубине принято постоянным и равным $2,80 \text{ г}/\text{см}^3$.

Обратим внимание на следующее важное обстоятельство. По сейсмическим данным фундамент прогиба на этом профиле ГСЗ залегает на большой глубине — до 18—20 км (см. рис. 23). Причем скорость распространения волн в глубоких частях осадочной толщи на 0,5—0,2 км/с меньше, чем в кристаллическом фундаменте. Но если плотность монотонно изменяется с поверхности на глубину, как на рис. 66, то для подбора поля нет необходимости вводить контраст плотности на поверхности фундамента на глубинах более 7—10 км. На плотностной модели (рис. 66) положение кристаллического фундамента поэтому и не показано на большой глубине.

Таким образом, положение фундамента глубокого прогиба, выявленное сейсмическим методом, не удается ни подтвердить, ни опровергнуть путем интерпретации гравитационного поля. Причины того, что в измеренном гравитационном поле не удается обнаружить вклад поверхности фундамента, нельзя установить однозначно. Это может быть связано с одинаковой плотностью сильно измененных осадков и пород фундамента на глубинах 7—10 км и более. Может быть небольшой контраст плотности на поверхности фундамента, но поле всех вышележащих масс может взаимно компенсироваться, и в измеренном поле в отчетливой форме вклад поверхности фундамента не обнаруживается.

Хотя модель на рис. 66 схематизирована, видно, что в ней существенную роль играют резкие изменения плотности в горизонтальном направлении — скачки на наклонных плоскостях в верхней части коры. Эти скачки соответствуют широко развитым здесь

надвигам. В северной части профиля надвигание плотных пород с юга на север на менее плотные объясняет резкую гравитационную ступень.

Хорошая изученность района позволила использовать в модели близкие к реальным значения плотности верхней части коры. Но в результате подбора оказалось, что в пределах северной окраины Донбасса и южного склона Воронежского массива уровень вычисленного поля силы тяжести существенно выше измеренного (правая ветвь поля на рис. 66). Чтобы понизить этот уровень поля, надо ввести дополнительные отрицательные массы до $-0,05 \text{ г}/\text{см}^3$ в земной коре северной части профиля (см. рис. 66). Но это понижение плотности нельзя согласовать с имеющимися геологическими данными о плотности осадков и фундамента. Так что разность уровней поля силы тяжести к югу и северу от Донбасса нельзя объяснить массами верхней части коры. Скорее всего, это связано с различием плотности блоков земной коры до большой глубины.

Трудности комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений часто можно преодолеть путем рассмотрения трех связанных между собой моделей земной коры — скоростной v , плотностной σ и модуля простого продольного растяжения $m = \lambda + 2\mu$. Теоретические возможности этого подхода описаны в разделе 4.3. Покажем процесс построения моделей в этом случае на профиле XI ГСЗ через Донбасс (см. рис. 64). По значениям скорости продольных волн v_p с использованием корреляционной зависимости $m = m(v_p)$ (см. рис. 2) прогнозированы значения m . Предварительно моделированием кинематической задачи проверено, что нет существенных ошибок в построении скоростной модели. Величины v_p и m позволяют для изотопной среды по формуле (4.32) оценить σ и вычислить поле силы тяжести модели. Часто удобно вычислять элементы гравитационного поля моделей (многогранник, призма и т. д.) по значениям v_p и m . Например, если использовать полиномиальную аппроксимацию, то поле силы тяжести с помощью алгоритма «Полигон-2» можно найти по формуле

$$\Delta g(x, z) = -2k \sum_{n=1}^N \left(\frac{m_{n,n}}{v_{n,n}^2} - \frac{m_{n,n}}{v_{n,n}^2} \right) \int_{z_{n1}}^{z_{n2}} \arctg \frac{x - a_n z' - c_n}{z - z'} dz'. \quad (6.5)$$

Согласно формуле (4.14), критерием служит близость измеренного и вычисленного полей. Первый прогноз плотности модели по значениям v_p и m обычно не дает хорошего совпадения измеренного и вычисленного полей. Тогда следует перейти к другим значениям модуля m , которые допускаются корреляцией на рис. 2. Такой подбор величины m в несколько шагов приводит к хорошему совпадению измеренного и вычисленного полей. На рис. 64 приведен результат построения модели земной коры путем подбора распределения m в земной коре. Значение модуля m заметно изменяется от $(40-50) \cdot 10^9 \text{ Н}/\text{м}^2$ для осадочных пород до $(100-115) \cdot 10^9 \text{ Н}/\text{м}^2$ для кристаллических пород фундамента.

Модель, в которой связаны согласно уравнению (4.32) три параметра, удобно построить для Донбасса, где при изучении горнотехнических условий измерены модуль Юнга E и коэффициент Пуассона ν . По этим измерениям для пород Донбасса вычислены значения модуля m по формуле (1.1) и результаты сведены в гистограмму [10]. Вычисленные значения модуля m такого же порядка, что и подобранные на рис. 64. Следует думать, что по мере накопления опыта построения моделей значения модуля $m = \lambda + 2\mu$ будут все шире использоваться наряду с величинами v_p и σ для прогноза механического состояния глубоких частей земной коры.

Методика подбора модели трех параметров равнозначна использованию нелинейной зависимости между v_p и σ (см. раздел 4.3). Но использовать формулу (4.32) удобно тем, что величина m имеет физический смысл и ее значение можно прогнозировать по v_p из рис. 2 или по табл. 1. Кроме того, величину m можно контролировать прямыми измерениями модуля Юнга E и коэффициентами Пуассона ν на образцах пород из верхней части коры.

В заключение остановимся на некоторых вопросах технологии подбора моделей земной коры и верхней мантии. В условиях многозначности решения обратной задачи, недостатка дополнительных данных и часто неэффективности критериев подбора интерес представляет не только окончательный вариант модели, а и те варианты и этапы, на основе которых построена вероятная модель. Как отмечалось в разделе 4.4, подбор на ЭВМ в пакетном режиме приводит к отдельным вариантам моделей. Опыт показал, что при подборе в пакетном режиме необходимо построить обоснованные варианты моделей, соответствующие физико-геологическим условиям. В подборе и обосновании моделей необходимо не только пройти через определенные варианты, но и оформить их графически. Это графическое оформление позволяет документально ответить на вопросы о проработке возможных вариантов, обоснованности изменения параметров модели. Наглядная иллюстрация динамики подбора моделей нужна для того, чтобы раскрыть путь подбора оптимальной модели. Смысл описываемого предложения состоит в том, что убедительность подбора модели должна доказываться не последним ее вариантом, а продуманной последовательностью шагов по пути к оптимальному варианту.

Комплексная интерпретация гравитационного поля и сейсмических наблюдений на основе скоростных моделей позволяет реализовать различные задачи. Но и в этом случае появляются трудности при решении актуальной задачи — изучении глубинного строения осадочных бассейнов. При подборе плотностных моделей на основе скоростных необходимо также широко использовать дополнительные геолого-геофизические данные о физических свойствах пород. Значительные возможности при изучении глубинного строения открывает еще слабо исследованная на практике задача построения при комплексной интерпретации не только скоростной и плотностной, но и связанной с ними механической модели среды.

6.3. ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Модели земной коры и верхней мантии, построенные в результате комплексной интерпретации, часто имеют существенный недостаток — они статичны. Динамическая интерпретация должна быть важной составной частью комплексной интерпретации геофизических полей. На современном этапе необходимо описать хотя бы качественно действие тектонических сил, которые привели к данному распределению физических параметров и геофизических полей. Следует иметь в виду, что в связи с нехваткой геолого-геофизических данных, сложностью динамических процессов в земной коре и верхней мантии, а также неоднозначностью реконструкции тектонических сил по их проявлениям, одни и те же особенности физических моделей и геофизических полей часто могут быть объяснены с разных тектонических позиций.

Динамические процессы в земной коре неизбежно приводят к перераспределению масс разной плотности или связаны с ним. Поэтому прежде всего в аномалиях силы тяжести на поверхности Земли должны найти отражение динамические процессы. В ряде работ много внимания уделяется перемещению масс под действием вертикальных сил, в том числе изостатического происхождения. Но с современных позиций подобный анализ динамики представляется неполным.

Опыт геологической интерпретации региональных геофизических полей в пределах юга Восточно-Европейской платформы и прилегающей территории привел автора к убеждению, что в строении геологических структур, распределении физических параметров земной коры и характере геофизических полей существенно отражено влияние интенсивных горизонтальных сжимающих сил тектонического происхождения. В пределах юга Восточно-Европейской платформы и прилегающей территории не только построены методом подбора модели земной коры, но и выполнен анализ геофизических полей с целью найти геолого-геофизические проявления горизонтальных напряжений в земной коре. На данном этапе изучения должны быть решены сравнительно простые вопросы — выявить в пределах рассматриваемой области возможные проявления горизонтальных сил в типах и особенностях геологических структур и геофизических полей, а также определить направление их действия. Прежде всего обращается внимание на резкое изменение геофизических полей в горизонтальном направлении и их асимметричный характер.

На схеме гравитационного поля (рис. 67) Восточно-Европейской платформы и прилегающей территории можно видеть, что положительные и отрицательные региональные аномалии силы тяжести вытянуты в основном в субширотном и северо-западном направлениях. Полосовые аномалии чередуются и образуют асимметричные пары положительных и отрицательных аномалий с резким градиентом между ними, причем в этих аномалиях положи-

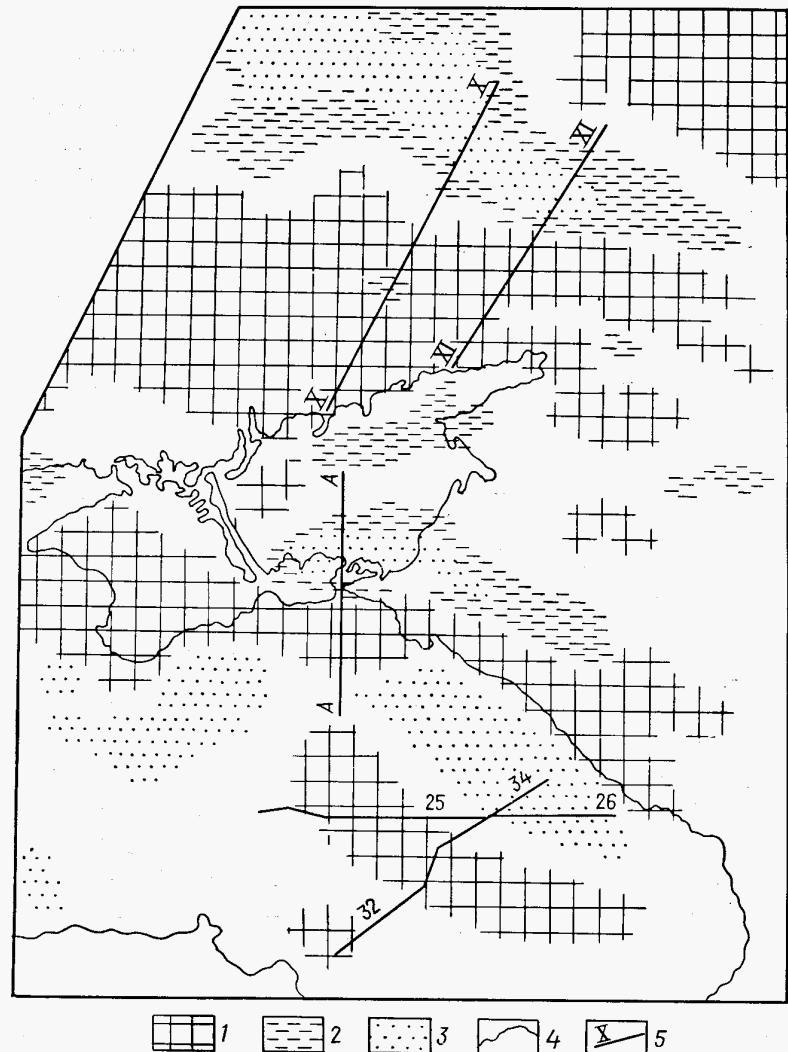


Рис. 67. Схема гравитационного поля юга европейской части СССР:
1—3 — относительное уменьшение поля; 4 — береговая линия, 5 — геофизические профили
тельная часть обычно смешена к юг-юго-западу, а отрицательная — к север-северо-востоку. В пределах рассматриваемой территории в различных условиях обнаружаются три наиболее крупные асимметричные аномалии силы тяжести.

В восточной части Черного моря, в пределах его глубоководной части (глубина около 2000 м), аномалии в свободном воздухе

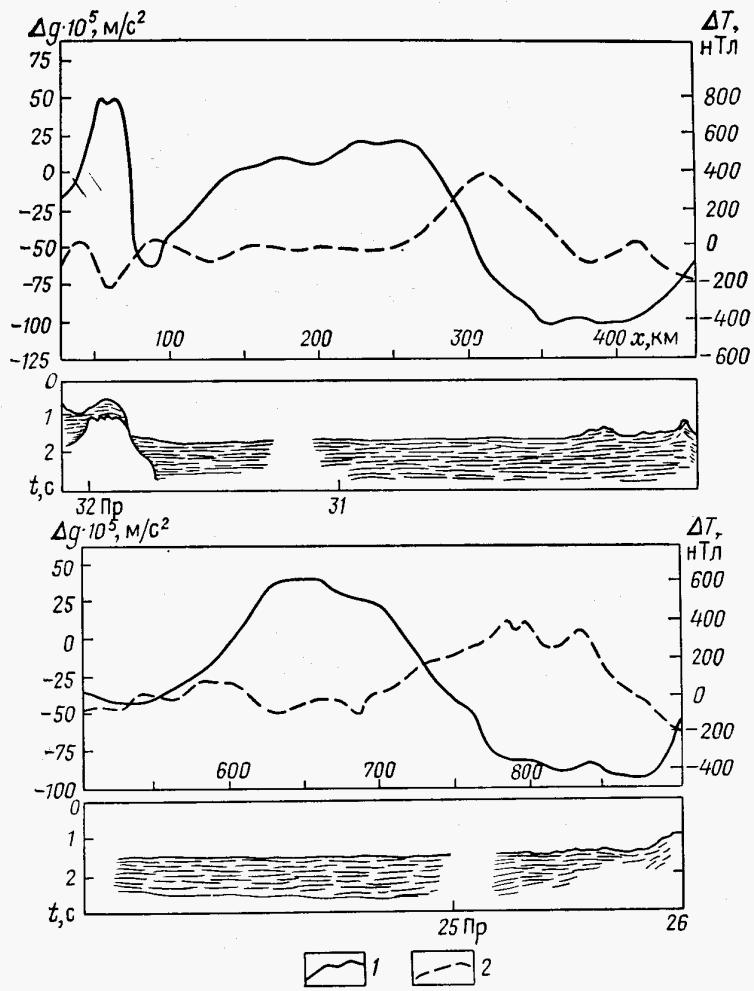


Рис. 68. Графики аномалий силы тяжести в свободном воздухе (1) и магнитного поля (2) по профилям 32–34 и 25–26, приведенных на рис. 67 по И. Дегенсу и Д. Россу

вытянуты в северо-западном направлении. Положительная часть аномалии смещена к юго-западу, а отрицательная — к северо-востоку. Этот так называемый дипольный характер поля хорошо виден на графиках аномалий в свободном воздухе на двух профилях (рис. 68), измерения на которых выполнены во время рейса судна «Атлантик» и описаны И. Дегенсом и Д. Россом. Назовем эту аномалию Восточно-Черноморской.

190

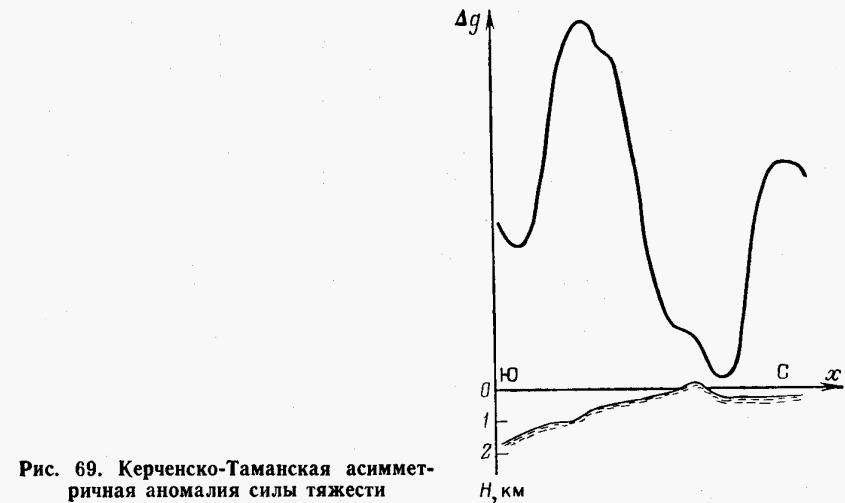


Рис. 69. Керченско-Таманская асимметричная аномалия силы тяжести

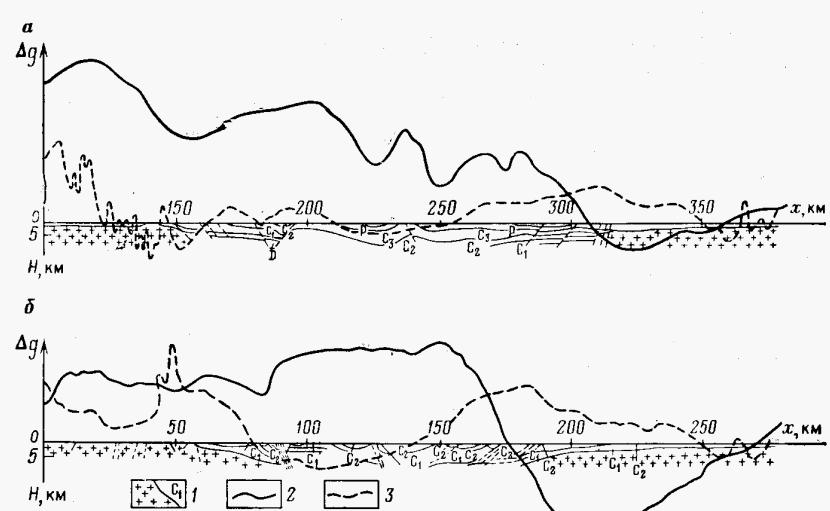


Рис. 70. Схематические геологические разрезы и геофизические поля на профилях, пересекающих Донбасс:
а — профиль X; б — профиль XI; 1 — кристаллические и осадочные породы; графики: 2 — остаточного поля силы тяжести, 3 — магнитного поля

Вторая субширотная региональная аномалия силы тяжести находится в области Керченского и Таманского полуостровов, а также прилегающих к ним акваторий Азовского и Черного морей (см. рис. 67 и 69). Максимум силы тяжести располагается в пределах южной части Крыма и акватории Черного моря, прилегаю-

щей к Керченскому и Таманскому полуостровам, а минимум — в пределах южной акватории Азовского моря. Из рис. 69 виден асимметричный характер аномалии силы тяжести. Отметим, что минимум смещен не в сторону глубоководной части Черного моря, а к север-северо-востоку в сторону мелководного Азовского моря и платформы и примерно соответствует расположению Индоло-Кубанского прогиба. Назовем эту аномалию Керченско-Таманской.

Третья асимметричная аномалия силы тяжести вытянута в северо-западном направлении и пространственно соответствует расположению Доно-Днепровского прогиба. В Донбассе ее положительная часть связана с южной частью прогиба и Приазовским массивом. Вдоль северной окраины Донбасса, как и всего прогиба, располагается субширотный минимум силы тяжести (см. рис. 67). Асимметричный характер аномалии хорошо виден на профилях, пересекающих впадину (рис. 70).

Таким образом, в пределах юга Восточно-Европейской платформы и прилегающей территории обнаруживаются асимметричные аномалии силы тяжести, состоящие из сближенных максимума и минимума. Аномалии силы тяжести этого характерного типа хорошо известны в гравиметрии и первоначально обнаружены Ф. Венинг-Мейнесом и другими исследователями вблизи островных дуг и окраин континентов. Вначале предполагалось, что максимум аномалии располагается над островной дугой, а минимум обращен в сторону океана и примерно соответствует глубоководной впадине. Последующие съемки показали, что характер и размеры асимметричных аномалий из разных частей мира сходны, как показано на рис. 71. Так, расстояние между максимумом и минимумом составляет примерно 100—120 км. Но встречаются сложные соотношения между аномалиями и расположением основных структур. Часто асимметричные аномалии силы тяжести не связаны непосредственно с парой островная дуга — глубоководная впадина.

При объяснении асимметричных аномалий силы тяжести широкое распространение получила интерпретация с помощью так называемого «берегового» эффекта Ф. Гельмерта. Для этой модели характерно, что наряду с аномальными массами коры допускается существенный вклад в поле силы тяжести резкого подъема тяжелых масс мантии, так как граница Мохо резко поднимается в сторону моря. Типичные примеры возможных в этом случае аномалий, по Дж. Уорзелу, приведены на рис. 72. Характерно, что для образования глубокого минимума силы тяжести не требуется глубоководная впадина в верхней части коры. В дальнейшем развитии этой модели минимум силы тяжести во многом связывается с действием легких масс, заполняющих впадину.

В последние годы плотностные модели вблизи островных дуг учитывают идеи тектоники плит. В построениях существенно, что источники асимметричных аномалий располагаются на большой глубине от десятков до первых сотен километров (рис. 73). Массы отрицательной плотности размещены на глубинах 30—70 км, а положительной плотности — в виде наклонной плиты, погружающей-

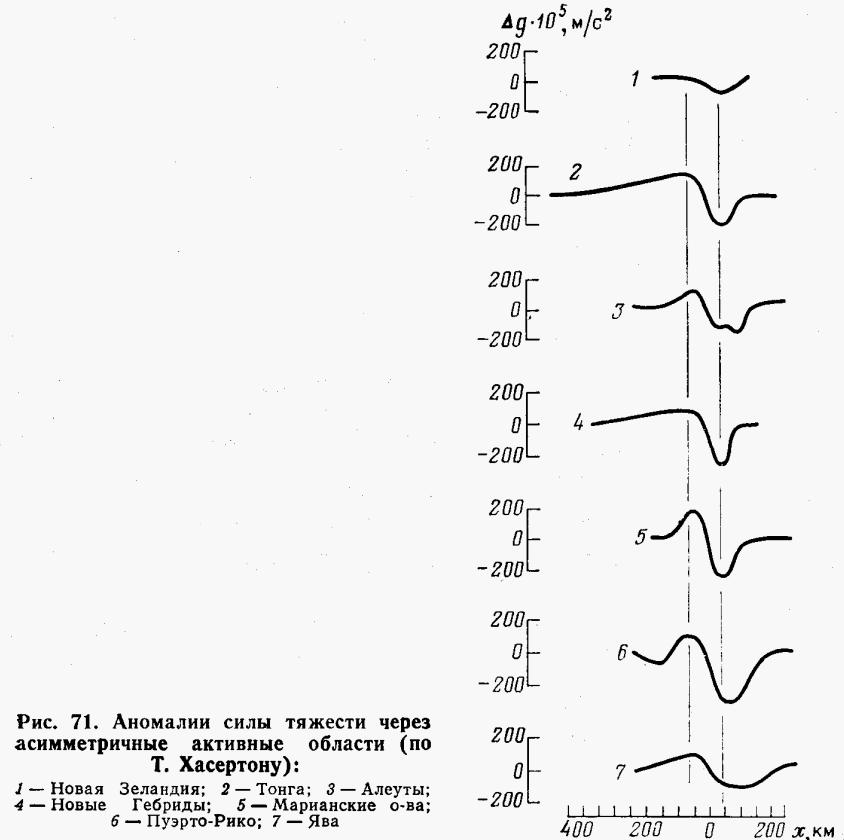


Рис. 71. Аномалии силы тяжести через асимметричные активные области (по Т. Хасертону):

- 1 — Новая Зеландия;
- 2 — Тонга;
- 3 — Алеуты;
- 4 — Новые Гебриды;
- 5 — Марианские о-ва;
- 6 — Пуэрто-Рико;
- 7 — Ява

ся на сотни километров. Но измеренные аномалии, в том числе приведенные на рис. 73, изменяются довольно резко, что показывает большей частью на неглубокое залегание источников. Следует иметь в виду, что интерпретация асимметричных аномалий силы тяжести выполняется обычно для областей со слабой геологической изученностью и поэтому построенные плотностные модели слабо обоснованы фактическими геолого-геофизическими данными.

Ф. Венинг-Мейнес дал первую динамическую интерпретацию процесса, который привел к резкому и асимметричному изменению физических параметров в горизонтальном направлении. В этом процессе основная роль отведена действию интенсивных сжимающих горизонтальных сил в земной коре. Под действием этих сил происходит изгибание верхнего слоя с вдавливанием масс коры и образованием глубоководной впадины, а также подъемом масс в соседней области с образованием островной дуги.

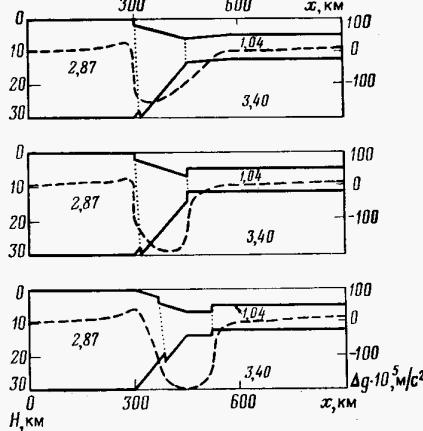


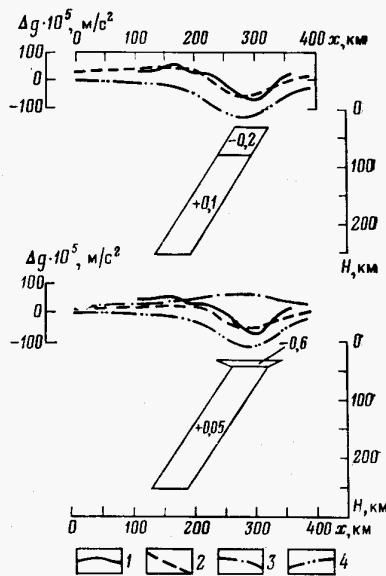
Рис. 72. Модели схематизированных континентальных окраин и островных дуг (по Дж. Уорзелу)

Рис. 73. Плотностные модели, объясняющие асимметричные аномалии силы тяжести вблизи Новой Зеландии (по Т. Хасертону).

Графики поля силы тяжести:
1 — измеренного, 2 — суммарного вычислённого, 3 — вызванного глубокой положительной массой, 4 — вызванного неглубокой отрицательной массой

Оказывается также, что область островная дуга — глубоководная впадина с асимметричной аномалией силы тяжести сопровождается также другими характерными геофизическими полями и явлениями. Этим областям обычно соответствует повышенная сейсмическая активность. Причем эпицентры землетрясений располагаются в сравнительно узкой полосе, падающей от глубоководной впадины под островную дугу. Характер поля силы тяжести и приуроченность повышенной сейсмической активности вдоль наkläнной плоскости послужили основанием Ф. Эвисону и Т. Хасертону для названия «асимметричные активные области».

Современные тектонические концепции по сути являются дальнейшим развитием идей Ф. Венинг-Мейнеса. Образование этих характерных структур также предполагается в режиме сжатия. Только в отличие от ранних построений Ф. Венинг-Мейнеса обосновывается разрыв масс вдоль плоскости, падающей под островную дугу. По современным представлениям океаническая кора таким образом подвигается под островную дугу с образованием асимметричной впадины в верхней части коры.



Асимметричные активные области широко распространены, и не следует думать, что динамические процессы, которые привели к их появлению, концентрируются только вблизи окраин континентов и островных дуг. Вероятно, эти процессы развиты более широко, в том числе в равнинных областях внутри континентов. Эта точка зрения основывается прежде всего на том факте, что в земной коре на доступных для измерения глубинах кроме силы тяжести имеются также интенсивные горизонтальные силы тектонического происхождения. Эти горизонтальные силы часто в 1,5—2 раза превышают силу тяжести, как отмечалось неоднократно в работах Н. Хаста, П. Н. Кропоткина и других исследователей.

Выделенные на рис. 67 характерные аномалии силы тяжести в пределах юга Восточно-Европейской платформы и прилегающей к ней территории относятся к типу аномалий асимметричных активных областей. Только интенсивность их меньше. Так как некоторые из этих аномалий расположены в изученном районе, то имеется возможность на основе построенных моделей выполнить анализ распределения физических параметров в земной коре и дать динамическую интерпретацию процесса.

На двух профилях из рис. 67 выполнен подбор плотностных моделей земной коры: Х ГСЗ (Приморское — Константиновка — Сватово) (см. рис. 70, а) и XI ГСЗ (Ново-Азовск — Ворошиловград — Титовка) (см. рис. 70, б). Варианты подбора моделей на этих профилях приведены на рис. 63—66. Особенно тщательно выполнен подбор масс на профиле XI ГСЗ (см. рис. 66) по многочисленным геолого-геофизическим данным. В таком варианте подбор масс выполнен до глубины 20 км. Из результатов раздела 6.2 следует, что основные особенности поля силы тяжести объясняются массами верхней части коры. В том числе резкая гравитационная ступень на рис. 66 находит объяснение в надвигании плотных пород с юга на север на менее плотные. Трудным для объяснения оказывается более высокий уровень аномалии силы тяжести в южной части Донбасса и Приазовье по сравнению с южным склоном Воронежского массива.

Разность уровней поля, несомненно, может быть истолкована как большая плотность южного Приазовского блока коры по сравнению с северным Воронежским. Но можно по-разному распределить плотность в блоках, имеющих разный уровень поля силы тяжести к югу и северу от Донбасса и образующих таким образом плавную гравитационную ступень. Можно указать по крайней мере три возможных варианта ступеней, связанных с большой плотностью Приазовского блока. В первом из них можно использовать модель с избыточной плотностью 0,01—0,02 г/см³, но распространенную на большую глубину, как показано на рис. 74, а. Это типичная плотностная модель, которую использует К. Ф. Тяпкин для объяснения гравитационных ступеней [17]. Во второй модели принято, что у соседних блоков на поверхности существенный (0,04—0,05 г/см³) контраст плотности, уменьшающийся с глубиной (рис. 74, б). В третьем варианте модели, а возможно, и в

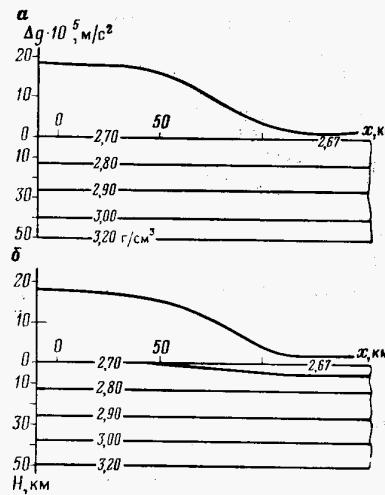


Рис. 74. Плотностные модели, создающие гравитационные ступени:
α — малые изменения плотности в пределах всей коры; β — существенные изменения плотности в верхней части коры

первых двух определенный вклад вносит подъем под Приазовским массивом более тяжелых масс верхней мантии. Таким образом, асимметрическая аномалия на профиле XI ГСЗ вкрест Доно-Днепровского прогиба по сути состоит из двух частей. Наиболее резкая часть аномалии связана с существенным контрастом плотности в горизонтальном направлении. Этот контраст плотности связан с разной степенью изменения осадочных пород на профилях вкрест прогиба, а также с крупными нарушениями — надвигами и взбросами. На плоскости надвигания находятся в контакте породы заметно разной плотности. Плавная часть аномалии, по сути гравитационная ступень, связывается (см. рис. 74) с различной плотностью блоков из-за разных уровней среза.

Подчеркнем, что в любом случае для подбора асимметрической аномалии нет необходимости в резком изменении границы Мохо, как в моделях на рис. 72. На профиле XI ГСЗ (см. рис. 23) нет сколько-нибудь заметного изменения мощности коры.

Подобные плотностные модели характерны и для других региональных профилей, расположенных вкрест Доно-Днепровского прогиба. Например, на профиле X ГСЗ (см. рис. 65, 70, α) снова плотность осадков в южной половине прогиба больше, а южный докембрийский блок пород имеет в среднем большую плотность по сравнению с северным. В юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, в пределах области, прилегающей с запада к Донбассу, как видно из рис. 62, на профиле Шевченково—Близнецы график силы тяжести также асимметричный. Блок докембрийских пород южного борта также более плотный. Во всех рассмотренных примерах более низкий уровень поля силы тяжести на южном склоне Воронежского массива нельзя объяснить вкладом масс верхней части коры.

Таким образом, построение плотностной модели в изученном районе показывает, что асимметричная аномалия силы тяжести вызвана прежде всего аномальными массами верхней части коры с явно выраженным надвиганием плотных пород на север на более легкие. Кроме того, несомненно различие в плотности докембрийских блоков к югу и северу от Донбасса. Сочетание контрастных аномальных источников в верхней части и регионального различия блоков к югу и северу от прогиба и создает асимметрический характер поля силы тяжести на профилях вкрест прогиба (см. рис. 67 и 70).

Две другие региональные асимметрические аномалии, расположенные южнее (см. рис. 67), находятся в менее изученных областях, но, несомненно, могут быть интерпретированы подобным образом.

Керченско-Таманской аномалии соответствует резкий контраст плотности в горизонтальном направлении с юга на север. Причем минимум аномалии примерно соответствует положению глубокого и асимметрического Индоло-Кубанского прогиба, заполненного легкими осадочными породами. Южный борт прогиба более крутой и несет признаки сжатия и надвигания. Максимум соответствует не только плотным осадочным, но и основным изверженным или излившимся породам, часть из которых обнажается в Крыму. Все это обуславливает интенсивную положительную аномалию, в том числе аномалию Буге в пределах Крымских гор и акватории Черного моря, прилегающей к Керченскому и Таманскому полуостровам.

Об источниках гравитационного поля Восточно-Черноморской аномалии нет прямых геологических данных. Имеющиеся данные акустического метода на временах до 2,5 с не обнаруживают заметного нарушения самой верхней части осадочного слоя (см. рис. 68). Более того, современные сейсмические исследования до глубины 10—15 км показывают практически горизонтальные структурные горизонты осадочного слоя. В этих условиях можно, конечно, отнести аномалии силы тяжести за счет очень глубоких источников в нижней части коры и верхней мантии. Максимум силы тяжести в восточной части Черного моря обычно объясняется подъемом границы Мохо, т. е. масс верхней мантии. Хотя данная интерпретация распространена, она не является единственной возможной. Выше обращалось внимание на сходный характер всех трех асимметрических аномалий гравитационного поля, расположенных в непосредственной близости одна от другой. Доно-Днепровская и Керченско-Таманская аномалии связаны с крупными структурами земной коры — осадочными бассейнами. Поэтому можно предположить, что и Восточно-Черноморская асимметрическая аномалия связана прежде всего с контрастным изменением плотности верхней части коры в горизонтальном направлении, а также с различием плотности соседних блоков. Резкое изменение плотности в верхней части коры происходит обычно в осадочном бассейне. Поэтому Восточно-Черноморская аномалия, вероятно, связана с осадоч-

дочным бассейном, расположенным в верхней части земной коры Черного моря.

Следует ожидать, что усовершенствование методики интерпретации сейсмических наблюдений позволит подтвердить структуры верхней части земной коры, в том числе осадочного слоя восточной части Черного моря, которые вызывают аномалии (см. рис. 68).

Описанные асимметричные аномалии силы тяжести сопровождаются также другими характерными геофизическими полями и явлениями.

Обращает на себя внимание то, что в пределах всех рассматриваемых здесь асимметричных аномалий силы тяжести своеобразный характер имеет магнитное поле. Из рис. 68 и 70 видно, что максимумы магнитного поля располагаются большей частью в области резкого градиента силы тяжести. Конечно, если область резкого изменения силы тяжести рассматривать как границу блоков земной коры, то наличие здесь магнитных аномалий закономерно. Но осадочная толща в результате надвигания сильно сжата. Например, в Донбассе, наиболее изученной из этих областей, в осадках северного борта внедрений магнитных пород не обнаружено. Изучение этой магнитной аномалии путем аналитического продолжения в нижнее полупространство показывает, что ее источники располагаются на большой глубине — в низах осадочной толщи или на поверхности докембрийского фундамента. Вероятно, источники магнитных аномалий связаны с ранними этапами образования прогиба. Но детально реконструировать этот процесс пока нет возможности.

Для того чтобы рассмотренные области с характерными аномалиями силы тяжести отнести к асимметричным активным областям, необходимы данные об их сейсмической активности. Эти области расположены в пределах равнины с аномалией силы тяжести, в 2—3 раза меньшей аномалий вблизи островных дуг и глубоководных впадин. Поэтому и сейсмическая активность заметно ниже. Во всех этих трех областях все еще не организованы инструментальные измерения слабой сейсмической активности. Инструментальные подтверждения активности имеются, по сути, только для Керченско-Таманской области, но они представляются недостаточно детальными. Для подтверждения активности приходится использовать косвенные данные.

М. Е. Артемьев, В. И. Буне и Н. Ш. Камбаров для юга СССР в пределах его горной части сопоставили особенности изостатических аномалий силы тяжести с эпицентрами землетрясений. Показана повышенная сейсмическая активность в областях гравитационных ступеней. По аналогии можно считать, что и области интенсивных гравитационных ступеней в равнинной области юга платформы и прилегающей территории обладают слабой сейсмической активностью.

Можно привести и другие косвенные данные о сейсмической активности в этом районе. Наиболее уверенные получаются в ре-

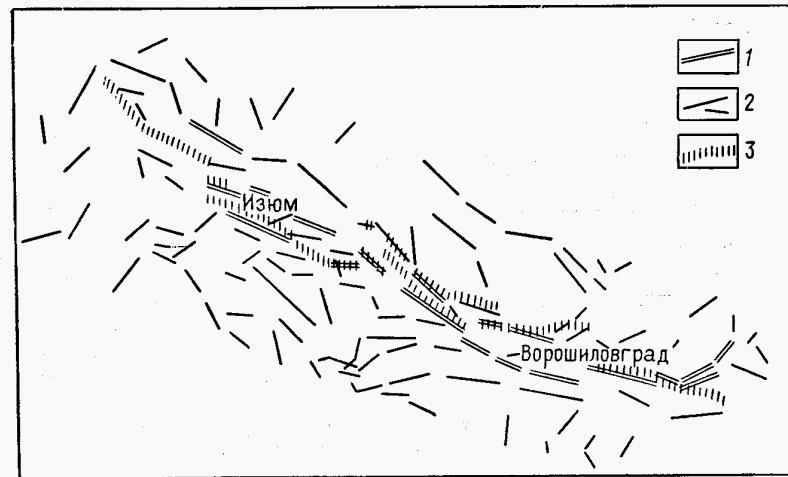


Рис. 75. Сопоставление наиболее интенсивных (1) и интенсивных (2) гравитационных ступеней с линеаментами (3) космических снимков

зультате геологического дешифрирования космических снимков. Заметные линеаменты на космических снимках большей частью интерпретируются как разрывные нарушения верхней части земной коры. Причем накопленный опыт убеждает, что отчетливо проявляющиеся на снимках нарушения несомненно отражают самые последние тектонические движения масс земной коры.

Для юга Восточно-Европейской платформы и прилегающих горных областей Кавказа, Крыма и Карпат выполнено дешифрирование космических снимков. Эти результаты, как и результаты других исследователей, свидетельствуют о том, что в пределах данной территории наиболее отчетливые линеаменты, как и описанные выше полосовые аномалии силы тяжести (см. рис. 67), имеют в основном субширотное и северо-западное простирание. Эта общность простириания гравитационных аномалий и многих отчетливых линеаментов подчеркивает общность тектонических причин, а также глобальность тектонического процесса, проявляющегося единственно в пределах юга платформы и прилегающей территории.

Геологическое дешифрирование космических снимков в районе Донбасса показало, что наиболее протяженные и четко выраженные линеаменты этого района располагаются в пределах северной окраины в области резкого градиента силы тяжести. Региональная гравитационная ступень распадается здесь на отдельные локальные ступени, как показано на рис. 75. Из рис. 75 также видно, что наблюдается хорошая корреляция положения гравитационных ступеней и отчетливых протяженных линеаментов. По нашему мнению, в распределении линеаментов отражается современная тектоническая активность, причем максимальные смещения по

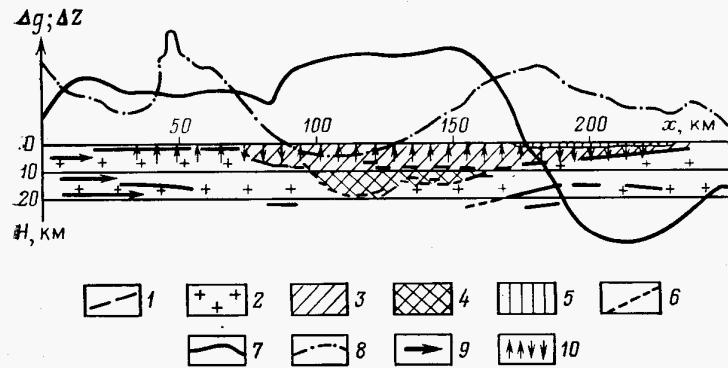


Рис. 76. Геофизические поля, схематический разрез и распределение сил в коре на профиле XI ГСЗ через Донбасс:

1 — сейсмические границы (по [4]); 2 — докембрыйский фундамент; 3 — палеозойские породы; 4 — предполагаемые допалеозойские породы (по [4]); 5 — мезокайнозойские породы; 6 — нарушения; 7 — остаточное поле силы тяжести; 8 — магнитное поле; 9 — горизонтальные силы в коре; 10 — направление вертикального перемещения блоков

разрывам совпадают с областью крупных гравитационных ступеней. Таким образом, дешифрирование космических снимков доставляет косвенные данные о современной тектонической активности в области резкой гравитационной ступени в пределах северной окраины Доно-Днепровского прогиба.

Особый интерес представляет динамическая интерпретация геофизических полей и моделей, а также реконструкция тектонических сил и условий, которые привели к современным структурам земной коры.

Широко распространена точка зрения, что впадины образуются в результате пассивного проседания фундамента в условиях растяжения земной коры. Отличительной особенностью процесса является погружение блоков фундамента по системе нормальных сбросов. Согласно этой точке зрения, на бортах впадины образуются погружающиеся ступеньки блоков фундамента. Впадина должна быть симметричной, если только не допускать весьма искусственного перекоса блоков фундамента. В центральной части впадины нередко оказывается еще одна впадина. Например, в пределах Доно-Днепровского прогиба наиболее глубокая его часть предполагается рифейского возраста, как показано на рис. 76 [4].

Повсеместное распространение в пределах изучаемой территории геологических и геофизических признаков сжатия заставляет выполнить хотя бы качественную реконструкцию условий образования впадин в условиях сжатия.

Как указывалось выше, по сути, первая тектоническая реконструкция для асимметричных активных областей дана Ф. Венинг-Мейнесом. Согласно его первой схеме, деформация земной коры с образованием пары островная дуга — глубоководная впадина про-

исходит под действием интенсивных сжимающих горизонтальных напряжений в коре. Характерная особенность этой идеи в том, что образование впадины не пассивное проседание фундамента, а процесс активного задавливания поверхности консолидированной коры. Эту общую схему с существенными уточнениями можно использовать и для тектонической реконструкции в пределах изучаемого района.

При обсуждении схемы образования прогиба под действием горизонтальных сил сжатия часто основываются на том, что действие горизонтальных тектонических сил и противодействие упора практически одинаковые. Моделирование показывает, что в этом случае впадина должна быть симметричной с разломами на бортах, падающими вне впадины. Но анализ геолого-геофизических данных по впадинам различного возраста в пределах юга платформы и прилегающей территории показал, что нет симметричных впадин с характерным расположением разломов на бортах. Впадины асимметричные как по положению поверхности фундамента, так и по распределению в них осадков различного возраста и степени изменения.

Асимметрию впадин следует объяснять их образованием в условиях активного действия в земной коре односторонних горизонтальных сжимающих сил. Если упор податливый, то наряду с вертикальным происходит горизонтальное перемещение масс. К сожалению, нет надежных теоретических или модельных построений, которые описывали бы процесс образования глубоких впадин в земной коре в условиях одностороннего сжатия.

Так как район Доно-Днепровского прогиба достаточно хорошо изучен геологическими и геофизическими методами, то имеется возможность на основании результатов построения методом подбора моделей описать этапы и основные особенности строения впадин, образовавшихся в условиях одностороннего сжатия.

При реконструкции направления горизонтальных тектонических сил будем исходить из того, что силы направлены обычно по нормалям к горным хребтам, вытянутым складчатым и разрывным структурам. Основные структуры юга Восточно-Европейской платформы к прилегающей территории имеют субширотное и северо-западное простирание (Доно-Днепровский прогиб, Причерноморская впадина и др.). В Донбассе, Карпатах, на ряде железорудных месторождений Украинского щита такое же простирание имеют разрывные нарушения типа сжатия (надвиги и взбросы). Отсюда можно заключить, что с палеозоя или раннего протерозоя направление сжимающих тектонических сил было в основном с юг-юго-запада на север-северо-восток. Под действием этих сил и образовалась система впадин в докембрийском фундаменте, а также крупные разрывные нарушения типа сжатия в кристаллических и осадочных породах. Отметим, что в пределах юга платформ имеются четкие нарушения, заметно различающиеся азимутами простираний, например с азимутом 270 и 310°. Причины этого не ясны. Или имеются тектонические силы различного направления, или

происходят разрывы разных направлений под действием сил примерно одного направления. Поэтому на данном этапе исследования приходится указывать несколько неопределенного направление сжимающих сил.

Имеющиеся геолого-геофизические данные только в общих чертах позволяют реконструировать схему образования впадин в кристаллическом фундаменте. Согласно идеям Ф. Венинг-Мейнеса, образование впадины рассматривается как процесс активного «затягивания» блоков фундамента. Так как действие сил одностороннее, то его характернейшим проявлением является асимметрия впадины с более крутым южным бортом. Это проявляется уже на самых ранних этапах образования впадины.

Например, к югу на Донбассе располагается неглубокая (до 500 м) Конкско-Ялынская впадина. Резкое смещение докембрийских пород у ее южного борта обычно трактуется как сброс. Но это надвиг с надвиганием в ряде мест докембрийских пород на меловые. На юге Донбасса имеются другие примеры надвигания докембрия на породы палеозоя. Все это свидетельствует о том, что процесс надвигания под действием горизонтальных сил происходит непрерывно вплоть до современного периода.

К сожалению, имеющиеся геологические данные не обобщены и нет результатов моделирования, которые объяснили бы переход простейших, начальных впадин до их полного развития на протяжении длительного времени, например с раннего палеозоя. В длительно развивающихся впадинах блоки фундамента не просто опускаются, а задавливаются действием горизонтальных сил, направленных с юг-юго-запада. Во впадине накапливается большая толща осадков. Отметим, что впадина получает общий синклинальный, но асимметричный характер с более крутым южным бортом, как показано в работах В. С. Попова, а также А. В. Чекунова и В. Г. Кучмы.

В условиях сжатия нельзя рассматривать погружение фундамента впадины как сбрасывание его блоков по системе нормальных сбросов. Прогибание под боковым сжатием должно приводить не только к опусканию отдельных блоков фундамента, но и к их надвиганию и взбрасыванию как на южном, так и на северном борту впадины. Поэтому отличительной чертой такого прогибания должны быть приподнятые блоки фундамента, которые следует рассматривать как надвиги и взбросы. Глубокое бурение в пределах Доно-Днепровского и Индоло-Кубанского прогибов действительно обнаруживает приподнятые блоки докембрийских или палеозойских пород на бортах прогибов на фоне общего погружения. Такие разрывы иногда называют обратными сбросами [41], но это типичные надвиги и взбросы.

Породы земной коры сжимаются незначительно. Поэтому принципиальным отличием схемы образования прогиба под действием одностороннего сжатия должны быть подъемы масс в соседней области. Например, Донбасс находится под сжимающим действием расположенного к югу Приазовского кристаллического массива.

Систематический подъем докембрийского блока Приазовья устанавливается как по геологическим данным, так и геофизическим полям. По геологическим данным Приазовский блок имеет более низкий уровень эрозионного среза, чем Воронежский массив. Это подтверждается, например, сравнением структур железистых кварцитов на основе исследований Н. П. Семененка и др. На Воронежском массиве крупные поля железистых кварцитов с глубиной распространения в несколько километров, а на Приазовье останцы подобных структур. Кроме того, степень метаморфизма пород на Приазовье выше, чем на Воронежском массиве. Все это подчеркивает относительную приподнятость расположенного к югу Приазовского массива по крайней мере на несколько километров по сравнению с расположенным к северу Воронежским массивом.

В геофизических полях также четко отражена динамика блоков по разные стороны от прогиба. Г. Джейфрис, по-видимому, первый обратил внимание на то, что участки коры систематического подъема характеризуются повышенными значениями силы тяжести. Тогда становится понятным более высокий уровень поля силы тяжести на Приазовье по сравнению с Воронежским массивом (см. рис. 44). Напомним, что идея связи интенсивности поля силы тяжести с уровнем эрозионного среза была развита в работах Г. Т. Собакаря и особенно К. Ф. Тяпкина [17, 38]. Ф. Венинг-Мейнес неоднократно отмечал, что над блоком, сжатым горизонтальными силами, должен быть более высокий уровень поля силы тяжести. С. И. Субботин [36] также связывал области повышенного поля силы тяжести с областями сжатия в земной коре. Таким образом, вполне оправдана интерпретация, при которой более высокий уровень поля силы тяжести на Приазовье объясняется систематическим подъемом и эродированием блока коры под воздействием горизонтальных сжимающих сил. На рис. 74 показаны возможные плотностные модели докембрийских блоков к югу и северу от прогиба.

Разный уровень эрозионного среза блоков докембрийского фундамента также четко отражен и в магнитном поле. Из рис. 45 видно, что на Приазовье интенсивность и горизонтальные размеры магнитных аномалий существенно меньше, чем на Воронежском массиве. Низкий уровень среза на Приазовье привел к сносу магнитных железистых пород и существенному уменьшению интенсивности магнитных аномалий. В связи с существенным уменьшением намагниченности земной коры с глубиной уровень эрозионного среза блоков докембра можно установить по интенсивности и особенностям магнитных аномалий.

Следует иметь в виду, что в области систематического подъема фундамента происходит местное растяжение и, как следствие, внедрение даек и интрузий основных пород. Поэтому на Приазовье и юге Донбасса наблюдаются аномалии магнитного поля, вызванные относительно молодыми интрузиями и эфузивами.

Описанный характер гравитационного и магнитного полей также наблюдается в Керченско-Таманской и Восточно-Черноморской

асимметричных активных областях. В этих областях, именно в их южной части, размещается интенсивная положительная аномалия силы тяжести. Она отражает положение более плотного и приподнятого блока пород, причем не только докембрийского возраста, но и палеозойского и мезозойского. Этим максимумам силы тяжести соответствует минимум магнитного поля.

Развиваемая здесь идея образования впадин в условиях одностороннего бокового сжатия позволяет прежде всего объяснить асимметричное распределение осадков во впадинах юга Восточно-Европейской платформы. Например, в Доно-Днепровском прогибе и его центральной части — Донбассе — вблизи южного борта на земную поверхность выходят породы девона и нижнего карбона (см. рис. 70). По мере продвижения к северу эти породы погружаются, а в верхних частях разреза появляются отложения среднего и верхнего карбона, а также перми. Отложения мезозоя и кайнозоя располагаются в основном в северной части прогиба. Следует иметь в виду, что изменение в горизонтальном направлении метаморфизма и возраста осадочных пород происходит не плавно, постепенно, а резко, скачками. В этих условиях в осадочной толще образуются надвиги, с надвиганием обычно более древних и плотных пород с юга на север на более молодые и менее плотные. Причем в зоне сочленения Донбасса и Приазовского массива установлены факты, когда докембрийские кристаллические породы также надвинуты на север на более молодые осадочные породы. Характерно, что в Донбассе резкое увеличение мощности мезозойско-кайнозойских отложений происходит к северу от системы региональных надвигов. Конечно, в условиях сжатия с юга должны быть и действительно существуют сбросы, в которых происходит надвигание пород с севера на юг.

В связи с обсуждаемым вопросом хотелось бы отметить первый тип горизонтальных движений, перемещений масс — надвигание пород. Например, в пределах Доно-Днепровского прогиба перемещение в связи с надвиганием может достигать нескольких километров.

Асимметричное расположение осадков во впадине, асимметричное строение впадины и разный уровень среза докембрийских блоков на бортах прогиба отчетливо выявляют второй тип горизонтальных тектонических движений. Общая схема тектонического процесса с преимущественным воздействием горизонтальных сил сжатия показана на рис. 76. Под действием интенсивных горизонтальных сжимающих сил не только происходит сжатие осадков во впадине с их надвиганием и взбрасыванием. Под воздействием горизонтальных сил с юга южный борт прогиба постепенно приподнимается, а северный опускается. Так что ось прогиба несомненно смещается на север-северо-восток и прогиб как бы перекатывается. Это второй тип горизонтального перемещения масс. Понятно, что именно на юге прогиба обнажаются наиболее древние и метаморфизованные породы палеозоя, а породы мезозоя и кайнозоя накапливаются в северной его части.

Следует иметь в виду, что горизонтальные размеры связанных между собой областей подъема и опускания, по-видимому, не могут превышать определенной величины. Это можно проследить и в Донбассе. Здесь поднимающийся блок, по сути, распадается на два — Приазовский кристаллический массив и также метаморфизованные породы Южного и Центрального Донбасса. К северу от блока палеозойских пород развивается впадина северных окраин Донбасса, заполненная в основном мезозойско-кайнозойскими отложениями. А между Приазовским и Центрально-Донбасским блоками отчетливо намечается область опускания. В настоящее время она выражена системой впадин, заполненных меловыми и более молодыми отложениями.

Такой же тип горизонтальных движений путем перекатывания к северу устанавливается по стратиграфии и для Индоло-Кубанского прогиба.

Обратим внимание на то, что, несмотря на горизонтальные движения и перемещения масс, развивающая здесь концепция не является концепцией тектоники плит. Конечно, можно было бы согласно идеям тектоники плит представить образование Доно-Днепровского прогиба как результат взаимодействия двух докембрийских плит — Украинского щита и Воронежского массива. Причем можно представить, что Воронежская плита продвигается под Украинский щит и его приазовскую часть. Но для такой реконструкции нет никаких данных. Поэтому, согласно развиваемой здесь концепции умеренного мобилизма, под впадиной, по сути, непрерывный фундамент, который постепенно поднимается в пределах южного борта и опускается на северных окраинах.

В данной работе направление горизонтальных тектонических сил с юг-юго-запада на север-северо-восток выведено на основе анализа геофизических полей. Это же направление действия горизонтальных сил подтверждается общим анализом тектоники области Средиземноморья и прилегающей к нему территории, как показано в работах М. В. Муратова, А. В. Пейве, В. Е. Хайна и других исследователей.

Развиваемая здесь концепция образования прогибов в условиях сжатия дает определенные перспективы в оценке нефтегазоносности осадочных бассейнов. Как геофизическими методами, так и дешифрированием космических снимков устанавливается большая тектоническая нарушенность как Доно-Днепровского, так и других осадочных бассейнов юга платформы и прилегающей территории. При большом количестве разрывов осадочной толщи в условиях растяжения должна происходить дегазация пород и больших скоплений углеводородов не должно быть. В то же время действие односторонних горизонтальных сил приводит к сжатию осадочной толщи и закрытию разрывов и трещин. Кроме того, образуются асимметричные складки, в которых может происходить накопление углеводородов. В поднадвиговых областях также могут образовываться стратиграфические ловушки. Таким образом, оценка перспектив нефтегазоносности кроме оценки структуры и литологии

должна также включать оценку сжатия пород боковыми горизонтальными силами. При местном ослаблении горизонтальных сжимающих сил или растяжении резко уменьшаются перспективы нефтегазоносности, так как при раздробленности пород действия только силы тяжести, по-видимому, недостаточно для сохранения скоплений углеводородов.

Хотя вся осадочная толща сжата односторонней горизонтальной силой, распределение напряжений по сечению впадины несомненно неравномерное. Например, область, прилегающая к южному борту, испытывает также подъем, а в северной части, в области надвигов, повышенное сжатие. По этой причине области, прилегающие к южному борту, в определенной мере менее перспективны, чем области, примыкающие к северному. Подчеркнем, что сильное сжатие осадочной толщи горизонтальными силами может привести к скоплению и задержке углеводородов в различных, в том числе южной, частях прогиба.

Доно-Днепровская и Керченско-Таманская асимметричные гравитационные аномалии связаны с осадочными бассейнами, перспективными на нефть и газ. Эти две области относятся к наиболее перспективным областям юга платформы и прилегающей территории. По всем признакам геофизических полей Восточно-Черноморская аномалия также соответствует асимметричному осадочному бассейну в верхней части земной коры Черного моря. Этот Восточно-Черноморский осадочный бассейн является перспективным на нефть и газ, как и расположенные к северу Керченско-Таманский и Доно-Днепровский. Конечно, Восточно-Черноморский осадочный бассейн перекрыт двухкилометровой толщей воды и неконсолидированными осадками. Но в обозримом будущем возможен переход к поискам месторождений газа и нефти и в глубоководной части Черного моря. В его восточной части первоочередным объектом должен быть Восточно-Черноморский линейно вытянутый прогиб с явными геофизическими признаками структур сжатия.

Таким образом, возможна динамическая интерпретация геофизических полей и моделей земной коры и верхней мантии с позиций преимущественного воздействия на массы земной коры горизонтальных сил тектонического происхождения.

В заключение отметим, что теория и методика комплексной интерпретации геофизических полей реализованы при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии юга Восточно-Европейской платформы. При этом получены следующие результаты.

1. Путем комплексной интерпретации построены модели земной коры и верхней мантии для разрезов, совпадающих с профилями ГСЗ, пересекающими Украинский щит и Доно-Днепровский прогиб. При подборе учтены многочисленные геолого-геофизические данные о составе и свойствах пород верхней части коры. Показана полезность различных типов моделей.

2. Показано, что глубокие сейсмические границы в земной коре и верхней мантии в пределах рассматриваемой территории

неотчетливо проявляются в измеренном поле силы тяжести. Основной вклад в измеренные гравитационное и магнитное поля вносят массы верхнего (до 7–10 км) слоя земной коры. При построении моделей выявлены также изменения плотности, захватывающие не только земную кору, но и верхнюю мантию.

3. Как при построении моделей, так и при интерпретации необходимо учитывать динамику масс земной коры и верхней мантии. Обосновывается, что при этом наряду с силой тяжести необходимо учитывать интенсивные горизонтальные силы. Их природа пока не выяснена, но имеется их четкое проявление в геофизических полях и распределении масс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе описаны теория, методика и результаты комплексной интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. Основное внимание уделено методу подбора как ведущему методу интерпретации полей при решении сложных задач. Конечно, в книге не удалось равноценно отразить и показать все этапы применения и возможности метода подбора при изучении глубинного строения. С позиций современной теории метод подбора имеет большие возможности при комплексной интерпретации. Но многие возможности еще не реализованы: в одних случаях не развиты алгоритмы или не составлены программы, в других имеющиеся разработки не испытаны при решении практических задач. В частности, все еще недостаточно широко испытана на практике методика взаимного уточнения результатов интерпретации двух геофизических методов.

Методика, описанная в данной работе, может быть использована при комплексной интерпретации полей, главным образом гравитационного и сейсмического, с целью изучения глубинного геологического строения земной коры. Дальнейшее развитие методики интерпретации будет идти в двух направлениях:

1) уточнение физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии, изучение источников региональных геофизических полей и связи параметров различных физических моделей;

2) разработка и совершенствование алгоритмов и программ реализации на ЭВМ теории и методики комплексной интерпретации.

Необходимость дальнейшего развития этих двух направлений вытекает из следующего. Пополнение новыми данными о строении и свойствах вещества глубоких частей земной коры и верхней мантии идет медленно. Поэтому есть неопределенности при прогнозе физических параметров на глубину. Все еще вызывает сомнение, изменяются ли скачком физические параметры на выявленных сейсмическим методом структурных линиях в глубоких частях земной коры. За минувшее десятилетие произошел отказ от границы Конрада. Трудности с изучением физико-геологической природы границы Мохо и слабое проявление ее в физических полях на поверхности Земли несомненно снижают интерес к ее роли в строении и развитии земной коры и верхней мантии. По этим причинам трудно конструировать комплексные модели феноменологического типа земной коры и верхней мантии. В начале восьмидесятых годов стало ясно, что многие модели земной коры и верхней мантии, которые успешно использовались в семидесятые годы, не отражают действительных условий и их использование неправомерно. Но ограниченные успехи в получении достоверных данных о строении и свойствах глубоких частей земной коры и верхней мантии не позволяют обосновать новые модели. Именно в этом противоречивость ситуации в начале восьмидесятых годов при изучении комплексом геофизических методов глубинного строения.

В условиях недостатка прямых данных о физических параметрах пород и обоснованных структурных построений на интерпретацию геофизических полей большое влияние оказывают тектонические концепции. Здесь наблюдаются две тенденции: с одной стороны, определенный консерватизм, а с другой — мало обоснованный фактами супермобилизм. Понимание того, что вопросы динамики должны учитываться при построении физических моделей коры и верхней мантии, все больше проникает в среду геофизиков-интерпретаторов. Даже физико-геологические модели разведочной геофизики должны учитывать динамику масс коры. В последние годы определено выяснено, что в тектонических реконструкциях и изучении динамики масс следует учитывать наряду с силой тяжести также активно действующие горизонтальные силы тектонического происхождения. Удивительное в том, что в пределах изучаемой территории повсеместно проявляется действие сил сжатия. Необходим математический, физический и механический анализ образования структур земной коры под действием этих сил.

Представляется, что при численной реализации задач комплексной интерпретации на ЭВМ заметные успехи будут достигнуты уже в ближайшие годы. Ряд разработанных в работе численных методов вполне могут быть использованы при решении сформулированных выше задач комплексной интерпретации. Но развитие теории во многом сдерживается недостаточно широким применением современных идей и методов комплексной интерпретации в различных практических ситуациях. Речь идет не о количестве выполненных работ — проводится огромное количество работ по интерпретации полей с целью изучения глубинного строения. Но очень мало исследований, в которых соблюдается «чистота эксперимента» — предложения теории о методах интерпретации, ее этапах, критериях и т. д. Именно отсутствие хорошо поставленного опыта в конечном счете оказывается на развитии практически полезной теории комплексной интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения.

Нельзя думать, что процесс интерпретации полей в сложных условиях при построении сложных моделей земной коры и мантии удастся полностью автоматизировать в ближайшие годы. Здесь препятствием являются неопределенные физико-геологические условий, а также ограниченные возможности численных математических методов и современных ЭВМ при решении сложных задач оптимизации. Поэтому пакетный, а также диалоговый режимы применения ЭВМ при комплексной интерпретации с построением вариантов моделей и анализом их интерпретатором будут широко использоваться в обозримом будущем.

Таким образом, существенный прогресс в комплексной интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения следует ожидать в результате одновременного и активного изучения физико-геологических условий коры и верхней мантии и дальнейшего развития теории и широкой реализации на ЭВМ практических задач комплексной интерпретации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.—М.: Наука, 1975.
2. Артошков Е. В. Геодинамика.—М.: Наука, 1979.
3. Бондарчук В. Г. Образование и законы развития земной коры.—Киев: Наукова думка, 1975.
4. Бородулин М. И., Микульский С. С. Строение донецкого фундамента и тектоническое положение Донецкого бассейна в структуре юга европейской части СССР.—В кн.: Методика и интерпретация геофизических исследований.—Киев: Наукова думка, 1978.—С. 66—72.
5. Васильев Ф. П. Методы решения экстремальных задач.—М.: Наука, 1981.
6. Гайсанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов.—М.: МГУ, 1980.
7. Голиздра Г. Я. Об изостатическом равновесии земной коры Украинского щита.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10.—С. 44—55.
8. Голиздра Г. Я. Количественное и графическое представление геологических фактов.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 70.—М.: Недра, 1973.—С. 155—166.
9. Голиздра Г. Я. Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ.—В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика.—М.: изд. ВИЭМС, 1977.
10. Голиздра Г. Я. О комплексировании гравитационного и сейсмического методов.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 6.—С. 20—38.
11. Голиздра Г. Я. О формулировке задач комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 7.—С. 95—100.
12. Голиздра Г. Я. Вычисление гравитационного поля многогранника.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981, № 8.—С. 95—99.
13. Гольдшмидт В. И. Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа.—М.: Недра, 1979.
14. Гольцман Ф. М., Калинина Т. Б. Комплексирование геофизических наблюдений.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 8.—С. 31—43.
15. Гравиразведка. Справочник геофизика. Под ред. Е. А. Мудрецовой.—М.: Недра, 1981.
16. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Под ред. С. И. Субботина, Б. К. Балавадзе, В. И. Старостенко.—Киев: Наукова думка, 1979.
17. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами/ В. М. Беланов, Г. Я. Голиздра, Г. Е. Козубская и др.—М.: Недра, 1972.
18. Карапаев Г. И., Ватлин Б. П., Захарова Т. Л. Методика комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.—Новосибирск: Наука, 1973.
19. Козленко В. Г. Интерпретация методом моделирования данных КМПВ и гравиметрии в Донецком грабене.—Геофизический сборник АН УССР, 1975, вып. 66.—С. 37—47.
20. Кравцов Г. Г. Поле притяжения многогранников переменной плотности.—Записки Ленинградского горного ин-та, 1978, т. 76.—С. 8—17.
21. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.—Киев: Наукова думка, 1981.
22. Кропоткин П. Н. Проблемы геодинамики.—В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР.—М.: Наука, 1980.—С. 176—247.
23. Кругиховская З. А. Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов.—Геофизический сборник АН УССР, 1976, вып. 73.—С. 3—29.
24. Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях.—М.: Недра, 1972.
25. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры.—Киев: Наукова думка, 1973.
26. Павленкова Н. И. Комплексная интерпретация данных ГСЗ и гравиметрии.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 2.—С. 38—46.
27. Совместная интерпретация данных гравиметрии и глубинных сейсмических исследований/А. В. Егоркин, Е. А. Попов, А. Ш. Файтельсон и др.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 88.—М.: Недра, 1977.—С. 111—118.
28. Современное состояние теории исследования операций. Под ред. Н. Н. Моисеева.—М.: Наука, 1979.
29. Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию.—Л.: Недра, 1981.
30. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Под ред. М. П. Воларовича.—М.: Недра, 1978.
31. Старostenко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.—Киев: Наукова думка, 1978.
32. Страхов В. Н. К вопросу о неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 69.—М.: Недра, 1972.—С. 115—140.
33. Страхов В. Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений.—В кн.: Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.—М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1979.—С. 146—268.
34. Страхов В. Н., Лапина М. И. Прямая и обратная задачи гравиметрии и магнитометрии для произвольных однородных многогранников.—В кн.: Теория и практика интерпретации гравитационных и магнитных полей в СССР.—Киев: Наукова думка, 1983.—С. 3—87.
35. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Под ред. В. Б. Сойлогоуба.—Киев: Наукова думка, 1978.
36. Субботин С. И. Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза. Избранные труды.—Киев: Наукова думка, 1979.
37. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач.—М.: Наука, 1979.
38. Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами.—М.: Недра, 1982.
39. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Изд. 2-е. Под ред. Н. Б. Дортман.—М.: 1984.
40. Химмельблau D. Прикладное нелинейное программирование.—М.: Мир, 1975.
41. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР.—Киев: Наукова думка, 1972.
42. Шрайбман В. И., Жданов М. С., Витвицкий С. В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий.—М.: Недра, 1977.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Обработка, изображение и использование геологических данных при интерпретации региональных геофизических полей	7
1.1. Вероятностно-статистический подход к обработке геологических данных, имеющих числовую меру	7
1.2. Методы изучения пространственного распределения геологических данных	20
1.3. Методы пространственного представления геологических данных, не имеющих числовой меры	30
Глава 2. Изостатическое равновесие земной коры равнинных областей	38
2.1. Основные положения изостазии равнинных областей	39
2.2. Методы изучения изостатического равновесия земной коры и мантии равнинных областей	49
2.3. Нарушения изостатического равновесия. Возможные распределения масс в условиях динамического равновесия	65
Глава 3. Вычисление геофизических полей на ЭВМ	71
3.1. Описание плотностных и магнитных моделей, исходные выражения и подходы к построению алгоритмов вычисления поля	71
3.2. Гравитационное поле многогранника	75
3.3. Частные случаи многогранника	79
3.4. Гравитационное поле слоистой среды	87
3.5. Магнитное поле масс переменного намагничения	96
3.6. Организация вычисления поля на ЭВМ	99
Глава 4. Теория и методика комплексной интерпретации геофизических полей	110
4.1. Постановка задачи	110
4.2. Формулировка задач комплексной интерпретации геофизических полей	113
4.3. Комплексная интерпретация гравитационного поля и сейсмических наблюдений	117
4.4. Численная реализация задач комплексной интерпретации геофизических полей	123
Глава 5. Изучение источников региональных гравитационных и магнитных аномалий. Обоснование моделей земной коры и верхней мантии	130
5.1. Геологические условия и геофизические поля территории Украинской ССР	131
5.2. Источники региональных гравитационных и магнитных аномалий	142
5.3. Обоснование физико-геологических моделей земной коры и верхней мантии	157
Глава 6. Интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры	164
6.1. Комплексная интерпретация в условиях задания структурных границ земной коры и верхней мантии	165
6.2. Комплексная интерпретация полей на основе скоростных моделей земной коры и верхней мантии	176
6.3. Отражение динамики земной коры в геофизических полях и распределении физических параметров	188
Заключение	208
Список литературы	210