

А. В. МАТУСЕВИЧ

ОБЪЕМНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА ЭВМ



А. В. МАТУСЕВИЧ

**ОБЪЕМНОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ОБЪЕКТОВ
НА ЭВМ**



МОСКВА "НЕДРА" 1988

Матусевич А.В. Объемное моделирование геологических объектов на ЭВМ. — М.: Недра, 1988. — 184 с., ил.

Рассмотрены построение объемных моделей геологических объектов (соляных куполов, интрузивных массивов и др.) по геофизическим и геологическим данным, методика описания объектов набором контактных поверхностей, корреляционно-интерполяционный способ формирования модели, решение обратной задачи гравиразведки (вычисление поля от первого и последнего приближения, исключение его из наблюдаемого, разделение остаточного поля на составляющие, автоматическая корректировка плотностных границ).

Для геофизиков и геологов, занимающихся моделированием и обработкой геолого-геофизических данных на ЭВМ.

Табл. 1, ил. 50, список лит. — 32 назв.

Рецензент: *В.И. Гольдшмидт*, д-р геол.-минер. наук (Казахский филиал Всесоюзного научно-исследовательского института разведочной геофизики)

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Матусевич Александр Владимирович

ОБЪЕМНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА ЭВМ

Редактор издательства *И.П. Иночкина*
Обложка художника *Л.Н. Курьерова*
Художественный редактор *В.В. Шутько*
Технический редактор *Н.С. Анашкина*
Корректор *Е.В. Наумова*
Оператор *Е.А. Орехова*
ИБ № 7228

Подписано в печать 31.07.87. Т — 01940. Формат 60 x 90 ¹/₁₆. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-печатающей машине. Гарнитура "Пресс-роман". Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,5. Усл.кр.-отт. 11,88. Уч.-изд.л. 13,66. Тираж 2560 экз. Заказ **867** /1427—3. Цена 2 р. 50 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
300600, г.Тула, проспект Ленина, 109.

1903010000—021
М. 043 (01) — 88 24—88

ISBN 5—247—00248 — 2

© Издательство "Недра", 1988

Практически на всех стадиях геологических исследований необходимо иметь объемное представление о строении изучаемой площади. Оно используется при составлении разрезов по материалам геологических маршрутов, по профилям скважин или по геологической карте. Без гипотезы о форме геологических тел в изучаемом пространстве невозможно составление геологических, структурных, тектонических и других карт. Пространственное представление о геологических структурах — основа для решения многих геологических задач. При поисках глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых встает вопрос не только о взаимосвязи между породами, слагающими изучаемую часть земной коры, но и об обоснованных оценках глубин залегания и морфологии геологических границ. Особенно точными такие данные должны быть при поисках и разведке месторождений нефти и газа. В связи с этим требуется составление единой геологической объемной модели изучаемой площади в целом.

Термины "геологическая модель" и "геологическое моделирование" в практике геологоразведочных работ в последнее время используются довольно широко, но в них не всегда вкладывается одинаковое содержание. Например, объемной моделью месторождения иногда называют пространственное распределение полезного ископаемого в виде его содержания (в процентах). В других случаях это же название приписывается набору геометрических фигур, которыми аппроксимируются рудные тела. Под геологическим моделированием нередко понимается физическое воспроизведение или математическое описание геологических процессов, например осадконакопления, пликтивных дислокаций и т.п. Дадим определение того понимания "объемной геологической модели" и "объемного геологического моделирования", которое было принято нами, и тем самым конкретизируем круг рассматриваемых в предлагаемой работе вопросов.

Под моделью в общем понимании подразумевается любой образ какого-либо объекта, процесса или явления. Этот образ может быть мысленный, описательный, предметный, графический, математический. Для конкретизации понятия модели необходимо определить оригинал, его отображаемый, и способ его отображения. Оригиналом объемной геологической модели является блок земной коры, в плане совпадающий с изучаемым участком. Высота (глубина) этого блока зависит от решаемой геологической задачи. Будем рассматривать два способа отображения изучаемого блока земной коры — уменьшенный графический и математический. Объемной геологической моделью можно назвать отображение изучаемого блока земной коры в виде совокупности трехмерных геометрических тел, отождествляемых с гипотетическими геологическими структурами. Графически геологическую модель принято изображать в виде набора разрезов и карт (геологических, структурно-тектонических и др.).

Под математической, точнее, численно-математической объемной геологической моделью будем понимать набор числовых параметров (числовые массивы) и алгоритмов, позволяющих по этим параметрам определять все точки поверхностей, ограничивающих геологические тела. Эти алгоритмы являются основой для решения задачи перехода от численно-математического описания объемной геологической модели к ее графическому изображению, что необходимо для восприятия модели геологами при ее анализе.

Объемным геологическим моделированием будем называть конструирование, формирование модели на основании геолого-геофизических предположений о строении изучаемого пространства, а также корректировку предполагаемого положения геологических границ в связи с появлением новых фактических данных. Моделирование может выполняться как графически (составление серий взаимоувязанных разрезов, геологических, структурных и других карт), так и математически на ЭВМ с помощью специально разработанных программ.

При моделировании на ЭВМ применяются различные методы в зависимости от детальности фактических данных о геологических границах, от отображения их в геофизических полях, степени унаследованности в развитии структур и от других геолого-геофизических условий. При детальной изученности границ их положение в любой точке участка может быть уверенно определено путем интерполяции. В условиях дефицита точных данных о геологических границах они могут прогнозироваться на основе корреляционных связей глубин их залегания с более детально изученными геолого-геофизическими полями (параметрами). Параметрами, используемыми при корреляционных методах прогноза, могут быть, например, альтитуды относительно неглубоко залегающих границ (в том числе дневного рельефа), гравитационное, магнитное и другие геофизические поля. Геологические границы, к которым приурочены скачки физических свойств, могут определяться на основе решения прямых и обратных геофизических задач. Таким образом, интерполяция, корреляционные способы интерпретации, решение прямых и обратных задач геофизики будут рассматриваться как взаимосвязанные процедуры единой программно обеспеченной технологии математического конструирования числовых объемных геологических моделей.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

АЛГОРИТМЫ И КОМПЛЕКС ПРОГРАММ ОБЪЕМНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

1. ЧИСЛОВОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

При разработке программного обеспечения объемного геологического моделирования на ЭВМ важным является выбор способа численно-математического описания моделей. Формализация информации об объемной геологической модели для обработки ее на ЭВМ может базироваться на традиционно принятых способах графического изображения геологического строения площадей. Наиболее распространенной формой изображения геологического строения является геологическая карта, сопровождаемая ограниченным числом вертикальных разрезов. Геологическая карта дневной поверхности нередко дополняется картой со снятым покровом субгоризонтальных отложений, например мезо-кайнозойских. Реже составляются геологические карты нескольких горизонтальных срезов. В платформенных областях геологические карты зачастую несут скудную информацию, так как при близком к горизонтальному залегании осадков огромные площади на поверхности слагаются породами одинакового возраста и состава. В таких условиях большое значение приобретают карты изогилс, изоглубин, изомощностей, характеризующие строение отдельных геологических комплексов. Одновременно составляются вертикальные разрезы по наиболее характерным направлениям или по направлениям выполненных исследований, например по сейсмическим профилям, профилям разведочных скважин и т.п. Такие разрезы являются основой для построения карт изолиний. Нередко имеющийся набор графического материала не дает достаточно полного объемного представления о геологическом строении отдельных частей площади. При анализе этого материала зачастую приходится составлять дополнительные разрезы. При изучении структур по данным сейсморазведки или бурения для более четкой их характеристики иногда составляют карты изолиний по горизонтам, не отраженным в основном пакете отчетной графики. Таким образом, модель одного участка обычно описывается графикой двух видов: геологическими картами и разрезами или картами изолиний и разрезами.

Возвращаясь к вопросу о формализации информации для обработки ее на ЭВМ, нетрудно заметить, что она может быть полностью сосредоточена в наборе графики одного вида: геологических карт, разрезов или карт изолиний. Форматы хранения информации об объемной геологической модели на машинных носителях можно разработать, основываясь на графике какого-либо одного вида. Подчеркнем, что речь идет не о форматах хранения фактических геологических данных, а о форматах описания геологической модели, включающей кроме фактических данных результаты их интерпретации. При этом фактические данные могут отражаться моделью не полностью, например, модель может включать не все выделен-

ные при бурении геологические границы, а лишь основные реперы. Следовательно, числовое описание модели должно давать сведения о геологическом строении участка в интервалах отсутствия фактических геологических данных. Для этого модель должна описываться по более густой сети или необходимо иметь математический аппарат, позволяющий однозначно вычислять положение геологических границ по сгущенной сети. Первый способ требует увеличения объема памяти на машинных носителях, второй — дополнительного машинного времени для повторных вычислений.

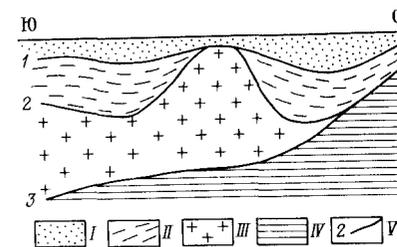
Кроме того, необходимо иметь в виду, что такие вычисления по сути являются интерпретацией фактического материала, методика которой не может быть одинаковой для разных геологических горизонтов даже в пределах одного участка. Поэтому более приемлемо описание модели по сгущенной сети. Густота ее должна быть такой, чтобы для вычисления глубин в любой точке пространства достаточно было выполнить линейную интерпретацию.

В основу принятого нами описания модели положены карты изогипс или изоглубин геологических границ. На практике применяются три способа числового описания карт изолиний: координатами вершин многоугольников, аппроксимирующих изолинии; координатами характерных точек поверхности; числовыми матрицами, элементы которых являются глубинами или высотами описываемой поверхности в узлах прямоугольной сети. Каждый приведенный способ обладает по отношению к другим как преимуществами, так и недостатками. Отметим некоторые из них. Первый способ позволяет описывать достаточно сложные модели поверхностей, которые могут иметь даже опрокинутое залегание. Однако такие данные трудно использовать для автоматического формирования и корректировки модели, например, путем корреляционных методов интерпретации геолого-геофизических материалов. Второй способ отличается минимальным количеством хранимой информации, так как используются только характерные точки. Он удобен для описания фактических данных о поверхности или для кодирования готовой карты изолиний. При автоматическом формировании модели, например, путем решения обратных задач геофизики трудно осуществить поиск характерных точек поверхности. Эти точки должны обеспечивать достаточно точное описание модели при принятом способе интерполяции. Как при первом, так и при втором способах описания модели трудно решается задача контроля геологических тел на пересечение. Нами принято описание карт изолиний значениями глубин или высот в узлах прямоугольной сети. Остановимся на этом способе подробнее.

По аналогии с терминологией, принятой при решении прямых задач геофизики, поверхности, описываемые числовыми матрицами глубин, будем называть контактными поверхностями. Набором таких поверхностей можно описать довольно сложные геологические модели. Каждая контактная поверхность может рассматриваться как подошва вышележащего или кровля нижележащего комплекса пород. Признаком выклинивания какого-либо комплекса является совпадение поверхностей,

Рис. 1. Разрез соляного купола.

I — верхний структурный этаж надсолевых отложений; *II* — нижний структурный этаж надсолевых отложений; *III* — соль; *IV* — подсолевые отложения; *V* — контактные поверхности и их номера



соответствующих его подошве и кровле. Контактные поверхности, ограничивающие комплекс пород, на участках его выклинивания меняют свой геологический смысл. Например, контактная поверхность 2 в северной части разреза (рис. 1) может рассматриваться только как подошва надсолевых отложений, в то время как в остальной части разреза одновременно является кровлей соли. Это следует учитывать при рисовке карт изолиний — на участках нулевой мощности геологических тел изогипсы по их кровле и подошве не должны проводиться, хотя в соответствующих числовых матрицах формально глубины записаны. Программная реализация этого условия на ЭВМ не вызывает трудностей. В программе рисовки карт изолиний на графопостроителе "Атлас" предусмотрен учет числового кода, обозначающего отсутствие данных. В связи с этим достаточно перед рисовкой карты изолиний в матрице глубин элементы, соответствующие участкам с нулевой мощностью, заменить кодовым числом. Компактные геологические тела могут быть описаны двумя поверхностями, соответствующими верхней и нижней кромкам тела. Максимальный угол падения тел, описываемых контактными поверхностями, не может превышать

$$\alpha_{\max} = \arctg (\Delta L / \Delta H), \quad (1.1)$$

где ΔL — шаг сети описания контактной поверхности; ΔH — перепад глубин в соседних точках сети.

Отметим, что имеется принципиальная возможность описывать контактными поверхностями даже тела с опрокинутым залеганием. Для этого их необходимо разделить на несколько более простых тел.

Следует подчеркнуть, что контактными поверхностями можно описывать крупные относительно применяемой сети тела, так как при малом числе точек, попадающих в контур тела, аппроксимация может оказаться недопустимо грубой. В связи с этим встает вопрос о соотношении густоты сети, описывающей модель, и масштаба объемного геологического картирования или масштаба графического изображения модели. Густота сети должна обеспечить удовлетворительную точность определения глубин до любой контактной поверхности в любой точке участка путем линейной интерполяции элементов матрицы, соответствующих узлам ячейки, в пределах которой находится определяемая точка. Так как через четыре точки в общем случае нельзя провести плоскость, под линейной интерполяцией будем подразумевать следующий прием. Естественно предположить, что в центре ячейки глубина равна средней из глубин, заданных в узлах. На

основании этого в центре ячейки (рис. 2) выставим точку с глубиной, равной среднему значению. Теперь в ячейке можно сформировать четыре треугольника и в пределах каждого из них определить глубины путем проведения плоскости через известные значения в вершинах треугольника. Введем обозначения: $\alpha = (x_1 - x)/\Delta x$, $\beta = (y - y_1)/\Delta y$. Тогда легко получить выражения для определения глубин в пределах первого – четвертого треугольника соответственно:

$$F(x, y) = (1 - \alpha - 0,5\beta)F_1 - (\alpha - 0,5\beta)F_4 + 0,5\beta F_3 + 0,5\beta F_2,$$

$$F(x, y) = (1 - \beta - 0,5\alpha)F_1 - (\beta - 0,5\alpha)F_2 - 0,5\alpha F_3 + 0,5\alpha F_4,$$

$$F(x, y) = \left(\alpha + \frac{1 + \beta}{2}\right)F_3 + \left(\alpha - \frac{1 - \beta}{2}\right)F_2 + \frac{1 - \beta}{2}F_1 + \frac{1 - \beta}{2}F_4, \quad (1.2)$$

$$F(x, y) = \left(\beta - \frac{1 + \alpha}{2}\right)F_3 - \left(\beta - \frac{1 - \alpha}{2}\right)F_4 + \frac{1 - \alpha}{2}F_1 + \frac{1 - \alpha}{2}F_2.$$

Прежде чем выполнить вычисления по одной из формул (1.2), необходимо определить, к какому из четырех треугольников принадлежит интерполируемая точка. Задача эта решается достаточно просто.

Аналогичные результаты можно получить путем линейной интерполяции по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Результативная поверхность при этом не будет плоскостью, в связи с чем интерполяцию можно назвать псевдолинейной. Выполняя линейную интерполяцию между первым и вторым узлами сети (см. рис. 2) для получения глубин в точке A , между третьим и четвертым – для получения глубины в точке B , легко путем линейной интерполяции между точками A и B вычислить глубину в искомой точке:

$$F(x, y) = (1 - \beta - \alpha - \alpha\beta)F_1 + (\beta - \alpha\beta)F_2 + (\alpha - \alpha\beta)F_4 - \alpha\beta F_3. \quad (1.3)$$

Опыт показывает, что в зависимости от сложности рельефа контактных поверхностей рациональными шагами сети могут быть 2; 1 или 0,5 см в масштабе картирования. При выборе сети описания модели необходимо помнить, что сгущение ее в 2 раза увеличивает необходимую память на носителях и время обработки на ЭВМ в 4 раза. Однако даже густота сети 0,5 см не всегда позволяет описывать модель с детальностью геологической карты соответствующего масштаба. Поэтому рассматриваемый метод предполагается применять для изучения интрузивных тел, соляных штоков, крупных осадочных, эффузивных и метаморфических комплексов. Другими словами, речь идет о моделировании основных структур-

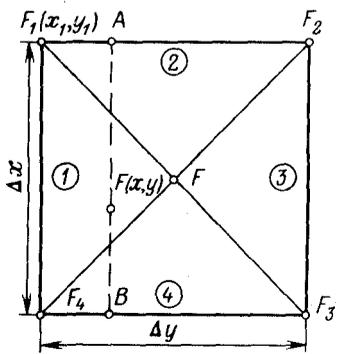


Рис. 2. Интерполяционная ячейка. 1–4 – номера треугольников

ных элементов при объемном геологическом картировании в рудных районах и о решении большинства структурных задач при нефтепоисковых работах. Для рудных тел положительные результаты могут быть получены в исключительных случаях. Для детального моделирования сложных рудных объектов, особенно на стадии их разведки, описание модели контактными поверхностями, на наш взгляд, неприемлемо.

Числовые матрицы, хранящиеся на машинных носителях, могут автоматически воспроизводиться в виде карт изолиний на графопостроителях (например, с помощью графопостроителя "Атлас"), которыми оснащены большинство вычислительных центров, обрабатывающих геолого-геофизическую информацию. При необходимости легко получить карты изомошностей отдельных комплексов, для чего достаточно выполнить предварительное поэлементное вычисление разности матриц глубин подошвы и кровли комплекса. Однако карты не всегда дают достаточно полное наглядное представление о сложных объемных моделях, поэтому при необходимости на графопостроителе следует вычерчивать разрезы модели по заданным направлениям. Получение по числовым матрицам глубин разрезов (набором графиков контактных поверхностей) – достаточно простая задача. Переход от разрезов по произвольным направлениям к матрицам глубин гораздо более сложен, так как в первом случае решается задача интерполяции при исходной информации, заданной по регулярной сети, а во втором – нужно интерполировать функцию, заданную по произвольной сети. В этом одно из важных достоинств использования контактных поверхностей для описания объемных геологических моделей. Нет принципиальных трудностей для перехода от набора контактных поверхностей к картам горизонтальных срезов. Для этого по каждой матрице глубин следует вычертить изолинии, соответствующие уровню среза. В настоящее время не вполне ясно, каким картографическим материалом должны представляться результаты объемного геологического картирования. По-видимому, в зависимости от сложности геологической модели и ее особенностей соотношения между количеством геологических разрезов, карт изолиний и геологических карт горизонтальных срезов могут быть различными. При наличии программ, позволяющих на основании модели, описанной контактными поверхностями, выполнять рисовку на графопостроителе графиков всех перечисленных видов, комплекс программ моделирования может использоваться при объемном геологическом картировании достаточно широко.

Важным достоинством описания объемной модели контактными поверхностями является простота контроля геологических тел на непорезе. Эта задача должна постоянно решаться при заполнении модели геометрическими телами, а также при корректировке тел на основании новых данных, в том числе при решении обратных геофизических задач. Здесь необходимо решить две достаточно сложные задачи: нахождение общих областей двух (в простейшем случае) объемных фигур и корректировка этих фигур до исчезновения общих частей. В случае большого числа тел произвольной формы задачи могут оказаться чрезвычайно сложными. При описании модели контактными поверхностями для решения

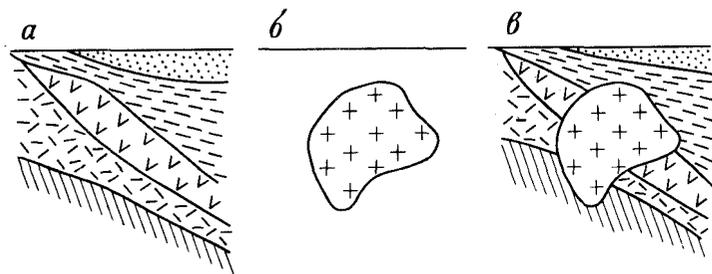


Рис. 3. Пополнение графической модели интрузией (разрез). *а* – исходная модель вмещающей среды; *б* – интрузивное тело; *в* – пополненная (сводная) модель

этой задачи достаточно ввести дополнительные данные, определяющие порядок слоев в модели по вертикали и относительную достоверность данных о каждой границе. Тогда достаточно контролировать нарастание глубин от верхних границ к нижним в каждой точке сети, а в случае несоблюдения этого условия у двух соседних контактных поверхностей следует заменить глубину менее достоверной поверхности на глубину более достоверной. Отметим, что такой контроль обеспечивает пересечение не только в узлах сети, но и во всех точках участка, если для описания поверхности внутри ячеек сети используются принятые способы интерполяции. Описание объемной модели контактными поверхностями упрощает решение прямых задач геофизики и реализацию корреляционных методов анализа.

В процессе конструирования объемных геологических моделей в условиях рудных районов нередко возникает необходимость вписать в слоистую среду интрузивный массив. Если строение представляется графически в виде серии разрезов, то дополнение такой модели интрузивным телом заданной формы не вызывает трудностей (рис. 3). При числовом описании модели такая задача может оказаться весьма сложной, но ее решение имеет важное значение, так как расширяет область применения объемного геологического моделирования на ЭВМ. Принятое описание модели глубинами до геологических границ в узлах регулярной сети позволяет фиксировать выклинивание отдельных слоев совпадением глубин до их кровли и подошвы. Такой же способ может быть применен для описания областей отсутствия тех или иных комплексов в связи с внедрением интрузий, а также для описания самих интрузивных тел, размеры которых обычно значительно меньше размеров участка моделирования. Однако здесь возникают определенные трудности, обусловленные необходимостью формирования фиктивных контактных поверхностей за пределами областей существования интрузии, а также невозможностью в некоторых ситуациях описать слоистую среду тем же числом контактных поверхностей, которое достаточно при отсутствии интрузивных тел. В связи с этим рассмотрим задачу вписания интрузивного тела в слоистую среду, заданную контактными поверхностями.

Пусть в некоторой области D (исследуемая площадь) имеется многослойная модель вмещающей среды, описываемая набором из n контактных поверхностей $H_j(x_i, y_i)$, заданных во всех узлах регулярной сети $P = \{x_i, y_i\}$ этой области. Будем считать, что нумерация j контактных поверхностей упорядочена так, что в каждой точке P выполняется условие $H_j(x_i, y_i) \leq H_{j+1}(x_i, y_i)$: т.е. поверхности упорядочены по глубинам. Кроме того, задано компактное тело (интрузия), описываемое двумя контактными поверхностями – верхней $H_B(x_i, y_i)$ и нижней $H_H(x_i, y_i)$ кромками. Область существования компактного тела T определяется условием $H_B(x_i, y_i) < H_H(x_i, y_i)$, при этом $T \in D$. Узловые точки, не принадлежащие области T , но ближайšie к ней, назовем точками K внешнего контура области T . В каждой точке K выполняется условие $H_B(x_i, y_i) = H_H(x_i, y_i)$ и на расстоянии одного шага сети имеется хотя бы одна точка $(x_i, y_i) \in T$. За пределами внешнего контура области T элементами числовых матриц $H_B(x_i, y_i)$ и $H_H(x_i, y_i)$ присвоено значение кода отсутствия информации ($\text{cod} = 10^7$).

Будем рассматривать два варианта вписания компактного тела в слоистую вмещающую среду. В первом случае преследуется цель сформировать модель, описывающую все геологические тела с учетом внедрившейся интрузии. При этом точки P , в которых отсутствуют геологические тела, отмечаются в соответствующих числовых матрицах кодом отсутствия информации. Задача сводится к отысканию участков пересечения контактных поверхностей исходной модели с вписываемым компактным телом и замене глубин в соответствующих точках на код отсутствия информации, т.е., если

$$H_B(x_i, y_i) < H_j(x_i, y_i) < H_H(x_i, y_i), \quad (1.4)$$

$$\text{то } H_j(x_i, y_i) = \text{cod}.$$

Таким образом, односвязанная область D задания многослойной объемной модели заменяется для каждой контактной поверхности многосвязанными областями D_j . Такая модель дает сведения о геологических границах во всех узловых точках – о глубине залегания или об отсутствии границы. Это удобно для визуализации геологического строения – построения разрезов и карт изоглубин реальных геологических границ. Недостаток такого описания объемной геологической модели – невозможность вычисления геофизических полей путем решения прямых задач для контактных поверхностей.

Контактные поверхности для решения прямых задач геофизики должны задаваться глубинами во всех узловых точках P , поэтому области отсутствия реальных геологических границ должны быть заполнены фиктивными поверхностями, совпадающими с вышележащими или нижележащими границами так, чтобы выпавшим из разреза толщам в модели соответствовали слои с нулевой мощностью. Этим и определяется второй вариант решения задачи вписания компактного тела в слоистую среду: контактные поверхности должны не обрываться, а как бы обтекать компактное тело. Сложность решения этой задачи зависит от взаимного поло-

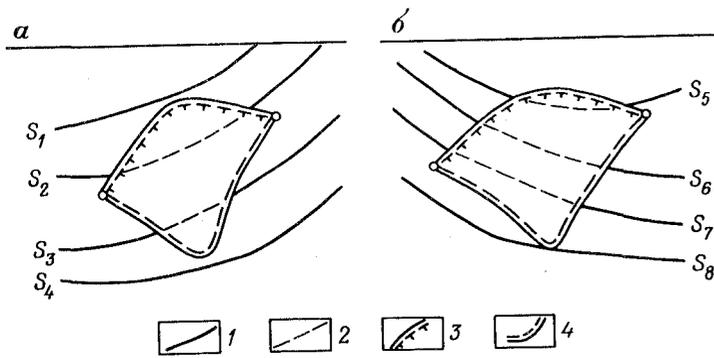


Рис. 4. Вписание компактного тела в многослойную модель в различных условиях. Положение линий выклинивания компактного тела во вмещающей среде: *a* – в одном слое, *b* – в разных слоях; контактные поверхности вмещающей среды: 1 – за пределами компактного тела; 2 – на участках пересечения с ним; 3 и 4 – соответственно верхняя и нижняя кромки компактного тела; контактные поверхности: S_1, S_4, S_8 – не пересекающие компактное тело, S_2, S_3, S_5 – пересекающие одну из кромок тела, S_6, S_7 – пересекающие верхнюю и нижнюю кромки тела

жения контактной поверхности вмещающей среды и границ компактного тела. При контактировании поверхности только с одной из границ компактного тела (с верхней или нижней кромкой) формирование числовой матрицы обтекания не вызывают трудностей. Контроль соответствия модели этому условию выполняется с помощью неравенств

$$\begin{aligned} H_j(x_i, y_i) &\geq H_B(x_i, y_i), \\ H_j(x_i, y_i) &\leq H_N(x_i, y_i). \end{aligned} \quad (1.5)$$

Если одно из этих неравенств выполняется одновременно во всех точках области T , то j -я контактная поверхность пересекает лишь одну границу компактного тела или не касается ни одной. Если же каждое из неравенств (1.5) выполняется лишь в части точек области T , то j -я поверхность пересекает и нижнюю, и верхнюю кромки компактного тела (рис. 4). Отметим, что при отсутствии в многослойной модели таких контактных поверхностей все точки внешнего контура K компактного тела контактируют с одним слоем вмещающей среды, т.е. при некотором значении $j = m$ выполняется одно из неравенств

$$\begin{aligned} H_m(x_i, y_i) &\leq H_B(x_i, y_i) \leq H_{(m+1)}(x_i, y_i), \\ H_B(x_i, y_i) &\leq H_1(x_i, y_i), \\ H_B(x_i, y_i) &> H_n. \end{aligned} \quad (1.6)$$

Выполнение какого-нибудь из неравенств (1.6) во всех точках контура одновременно позволяет сформировать фиктивную поверхность, не пересекающую ни одну контактную поверхность вмещающей среды в области отсутствия компактного тела, включающую точки его выклинивания.

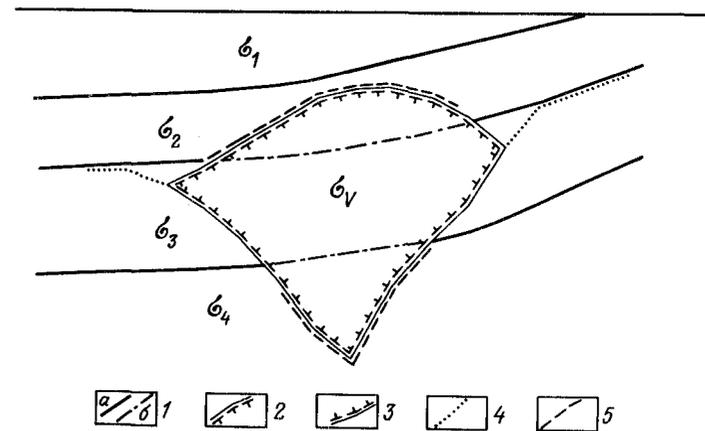


Рис. 5. Модель (разрез) с обтеканием контактных поверхностей компактного тела. 1 – контактная поверхность исходной модели вмещающей среды за пределами компактного тела (*a*) и на участках пересечения с ним (*b*); 2 и 3 – соответственно верхняя и нижняя кромки компактного тела; 4 – продолжение границы компактного тела фиктивной поверхностью; 5 – участки обтекания компактного тела контактной поверхностью

Рассмотрим вписание компактного тела в слоистую среду при выполнении одного из условий (1.6). Задача заключается в формировании объемной геологической модели, описанной набором из $(n + 2)$ контактных поверхностей $H_j'(x_i, y_i)$ во всех точках P области D . Суть задачи видна из рис. 5. Результативная модель должна удовлетворять следующим требованиям.

1. Во всех точках P области D для каждой j -й поверхности

$$H_j'(x_i, y_i) \leq H_{(j+1)}'(x_i, y_i). \quad (1.7)$$

2. Верхнюю и нижнюю кромки компактного тела описывают контактные поверхности с номерами $j = t$ и $j = t + 1$ соответственно. В зависимости от выполнения первого, второго или третьего из условий (1.6) $t = 1, t = m + 1$ или $t = n + 1$.

3. В области T и точках ее внешнего контура K

$$\begin{aligned} H_t'(x_i, y_i) &= H_B(x_i, y_i), \\ H_{(t+1)}'(x_i, y_i) &= H_N(x_i, y_i), \end{aligned} \quad (1.8)$$

а в остальных точках области

$$H_t'(x_i, y_i) = H_{(t+1)}'(x_i, y_i) = H_{(t-1)}(x_i, y_i).$$

4. Каждой j -й контактной поверхности исходной модели в области D_j соответствует контактная поверхность результативной модели

$$H_j'(x_i, y_i) = H_j(x_i, y_i) \quad \text{для } j < t, \quad (1.9)$$

$$H_{(j+2)}(x_i, y_i) = H_j(x_i, y_i) \quad \text{для } j \geq t,$$

а за пределами области D_j

$$H_j'(x_i, y_i) = H_B(x_i, y_i) \quad \text{для } j < t, \quad (1.10)$$

$$H_j'(x_i, y_i) = H_H(x_i, y_i) \quad \text{для } j > t + 1.$$

Если для исходной модели заданы физические свойства слоев, например плотности σ_j , а для компактного тела — σ_V , то для результирующей модели при решении прямой задачи используются следующие избыточные плотности для контактных поверхностей:

$$\begin{aligned} \sigma_j' &= \sigma_j - \sigma_{(j+1)} \quad \text{при } j < t, \\ \sigma_t' &= \sigma_t - \sigma_V, \end{aligned} \quad (1.11)$$

$$\sigma_{(t+1)}' = \sigma_V - \sigma_t,$$

$$\sigma_{(j+2)}' = \sigma_j - \sigma_{(j+1)} \quad \text{при } j \geq t.$$

Если какие-либо контактные поверхности пересекают верхнюю и нижнюю кромки компактного тела, то при переформировании их в поверхности обтекания исчезает информация о положении границ на участках, аналогичных AB или CD (рис. 6). В таком случае при решении прямой задачи гравиразведки будет рассчитано поле от тел V_1 или V_2 с неверной

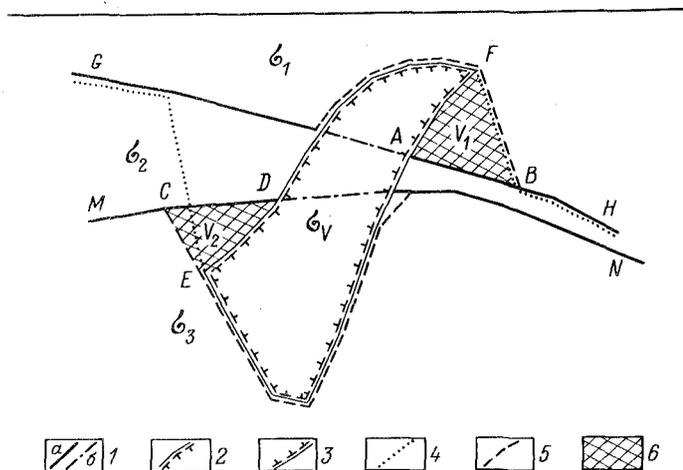


Рис. 6. Модель (разрез) с дополнительными телами.
1–5 — то же, что на рис. 5; 6 и 7 — дополнительные тела

плотностью. Объемы V_1 будут учтены с плотностью σ_2 вместо σ_1 , объемы V_2 — с плотностью σ_2 вместо σ_3 . В связи с этим возникает необходимость формирования контактных поверхностей, описывающих такие компактные тела, с тем, чтобы влияние их учесть дополнительным решением прямой задачи. Будем называть эти тела "дополнительными". Верхние кромки H_{kj} дополнительных тел можно сформировать по правилу: если

$$H_j(x_i, y_i) > H_j'(x_i, y_i), \quad H_j(x_i, y_i) > H_H(x_i, y_i), \quad (1.12)$$

то

$$H_{kj}'(x_i, y_i) = H_H(x_i, y_i),$$

в противном случае

$$H_{kj}'(x_i, y_i) = H_j(x_i, y_i).$$

Для формирования нижней кромки H_{pj} пользуются правилом: если

$$H_j(x_i, y_i) < H_j'(x_i, y_i), \quad H_j(x_i, y_i) < H_B(x_i, y_i), \quad (1.13)$$

то

$$H_{pj}'(x_i, y_i) = H_B(x_i, y_i),$$

в противном случае

$$H_{pj}'(x_i, y_i) = H_j(x_i, y_i).$$

Отметим, что приведенные правила верны для формирования контактных поверхностей, описывающих дополнительные тела, возникающие при обтекании компактных тел как сверху, так и снизу. Если j -я поверхность пересекает только одну кромку компактного тела, т.е. "дополнительные" тела не образуются, то по приведенным правилам получим контактные поверхности, совпадающие друг с другом во всех точках: $H_{kj}'(x_i, y_i) = H_{pj}'(x_i, y_i)$. Это позволяет формализовать конструирование "дополнительных" тел путем вычисления H_{kj}' и H_{pj}' для всех j поверхностей. При выполнении равенства $H_{kj}'(x_i, y_i) = H_{pj}'(x_i, y_i)$ для всех точек области D эти поверхности из модели исключаются и прямая задача для них не решается.

Отметим, что за пределами внешнего контура K области T контактные поверхности, описывающие верхнюю H_B и нижнюю H_H кромки интрузии (компактного тела), могут совмещаться с любой j -й контактной поверхностью вмещающей среды: $H_B(x_i, y_i) = H_H(x_i, y_i) = H_j(x_i, y_i)$. Тогда модель, сформированная с помощью (1.7) — (1.10) и дополненная телами по правилам (1.12), (1.13), позволяет правильно вычислить суммарное гравитационное поле. Это дает возможность все интрузивные тела моделируемой площади (при условии, что они не расположены одно под другим) описать двумя числовыми матрицами глубин, соответствующими верхним и нижним кромкам интрузивов. Пространства, расположенные

за пределами существования интрузий, могут быть заполнены фиктивными глубинами до одной из поверхностей вмещающей среды. Если интрузии, включенные в единые числовые матрицы, характеризуются различными плотностями, то эти плотности задаются в дополнительной числовой матрице. Такой подход сокращает объем памяти, необходимой для хранения информации об интрузивных массивах, и время на решение прямой задачи гравirazведки.

Таким образом, среды со сложным геологическим строением, где развита интрузивная деятельность, предлагается описывать тремя способами. В первом способе — моделью с ненарушенной вмещающей средой, состоящей из непрерывных контактных поверхностей и интрузивных тел, заданных верхними и нижними кромками. За пределами областей существования интрузивных тел в соответствующих числовых матрицах могут быть коды отсутствия информации или фиктивные поверхности, одинаковые для верхней и нижней кромок. Допускается пересечение поверхностей вмещающей среды с интрузивными телами. Такая модель дает сведения о положении контактных поверхностей вмещающей среды во всех точках их существования как над интрузивными телами, так и под ними. Непрерывность границ вмещающей среды позволяет решать прямую задачу гравirazведки без учета интрузий, что бывает полезно при недостаточных данных о существовании интрузивных тел. Фиктивные части контактных поверхностей, расположенные внутри интрузивных тел, искажают информацию об этих границах, но могут быть выделены и исключены на основании данных о морфологии интрузивных тел. Следует подчеркнуть, что фиктивные участки контактных поверхностей необходимы при формировании "дополнительных" тел для решения прямой задачи гравirazведки.

Второй способ описания среды отличается от первого тем, что в числовых матрицах фиктивные глубины на участках выклинивания или разрыва слоев замещаются кодами отсутствия информации. Модель в этом способе описания будем называть "визуализационной", так как она удобна для графического изображения разрезов и карт изолиний, на которых должны отображаться реальные элементы геологического строения и недопустимо проведение фиктивных границ. Визуализационная модель не позволяет высчитывать гравитационное поле путем решения прямых задач гравirazведки для контактных поверхностей, так как в этом случае поверхности должны быть непрерывными.

Модель при третьем способе описания среды включает набор непрерывных контактных поверхностей, которые в случае разрыва или выклинивания слоев дополняются фиктивными поверхностями, совпадающими с ближайшими геологическими границами и как бы "обтекают" рвущие тела. Сами рвущие тела в такой модели формально являются слоями, аналогичными слоям вмещающей среды. Такую модель можно назвать моделью обтекания. Непрерывными обтекающими поверхностями иногда не удается точно описать некоторые части геологических тел, поэтому в модель обтекания включают дополнительные тела, учет влияния которых позволяет точно высчитывать гравитационное поле. Модель обтекания

предназначена для решения прямой задачи гравirazведки. Она неудобна для графического изображения в связи с наличием фиктивных участков границ и дополнительных тел.

Хранить рационально модель с ненарушенной вмещающей средой, так как переходы от нее к другим формам, как было показано выше, достаточно просты. Перед графическим изображением модели и перед решением прямой задачи гравirazведки необходимо предварительно изменить форму описания модели, поместив ее во временный набор данных.

Следует отметить, что при относительно несложном геологическом строении, характеризующемся непрерывными геологическими границами (например, осадочные бассейны), все три формы описания модели между собой совпадают.

2. ИНТЕРПОЛЯЦИЯ ПРИ ОБЪЕМНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

Необходимость в интерполяции дискретно заданных геолого-геофизических полей возникает на многих этапах объемного геологического моделирования. Выше мы уже останавливались на линейной и псевдолинейной интерполяции глубин, заданных в узлах сети описания модели. Эта интерполяция применяется для определения глубин до контактных поверхностей в любых точках исследуемого участка. Необходимость в этом возникает при сопоставлении контактной поверхности с данными бурения и сейсмозазведки, так как плановое положение скважин и сейсмических профилей в общем случае не совпадает с сетью описания модели. Эти же способы интерполяции используются нами для аппроксимации контактной поверхности параллелепипедами при решении прямых задач геофизики. Интерполяция применяется при формировании матриц глубин контактных поверхностей, когда имеются данные по достаточно густой сети точек, не совпадающих с узлами модели. При конструировании модели первого приближения для интерполяции используются не только точные данные о глубинах, но и материалы мелкомасштабных структурных построений, когда непосредственно на изучаемой площади фактических материалов нет или они имеются в ограниченном количестве. Кроме того, интерполяция глубин применяется при увязке контактных поверхностей с априорными данными. В процессе объемного геологического моделирования приходится интерполировать не только глубины до геологических границ, но и геофизические поля. Исходные поля интерполируются, если они заданы по сети, не совпадающей с сетью описания модели. Для сокращения затрат на вычисление влияния удаленных масс при решении прямых задач геофизики поле от дальней зоны рассчитывается по разреженной сети, а затем интерполируется. Такой же прием используется иногда при вычислении регионального фона.

Методы интерполяции в приложении к решению геологических задач рассматривались в многочисленных работах [4, 17]. Разработаны и реали-

зованы в программах для ЭВМ способы интерполяции, основанные на решении уравнения Лапласа (А.П. Ашаев, 1972 г.), описании функции полем от фиктивных масс [4], аппроксимации полиномами в скользящем окне (П.А. Беспрозванный, 1973 г.), весовом усреднении функции в пределах заданной окружности [3] и др. Удовлетворительные результаты получены при использовании для интерполяции сплайн-функций [11]. Большое постоянное внимание, которое уделяют интерполяции как геологи, так и геофизики, говорит о важности проблемы. Однако к настоящему времени доведенные до практической реализации на ЭВМ способы не удовлетворяют всем многообразным ситуациям, возникающим при интерполяции геолого-геофизических материалов. Здесь будут рассмотрены в основном методы интерполяции, реализованные в комплексе программ объемного геологического моделирования, а также методы, реализация которых может повысить геологическую эффективность и технологичность этого комплекса. Некоторые из последней группы методов требуют значительных алгоритмических доработок, программная же реализация остальных из этой группы не вызывает принципиальных затруднений.

2.1. Классификация условий интерполяции

Основными факторами, определяющими методику интерполяции, должны быть, на наш взгляд, свойства интерполируемого геолого-геофизического параметра, решаемая интерполяцией задача и структура сети исходных точек, в которых задана интерполируемая функция. Характерными свойствами изучаемых полей являются, например, плавность гравитационного поля или рельефа маркирующих горизонтов слабо дислоцированных комплексов осадочных отложений, часто наблюдаемые узкие, протяженные, с близким к линейному простиранию аномалий магнитного поля, отсутствие отрицательных значений в полях кажущихся электрических сопротивлений и др. При интерполяции одних и тех же полей могут решаться задачи прогноза в разной постановке: выделение участков детализации для проведения исследований тем же или более дешевым методом и подготовка участков для постановки более дорогостоящих исследований. В первом случае с помощью интерполяции требуется выполнить прогноз всех участков, на которых на основании имеющихся данных можно предполагать существование аномалий, представляющих поисковый интерес. Допускается, что выделяемые аномалии могут оказаться ложными, но легко отбраковываемыми при детализации. Во втором случае должны фиксироваться только достоверные, подтверждаемые достаточным числом измерений аномалии или структуры. Иногда даже предусматривается замена интерполяции аппроксимацией, т.е. результирующая функция может не всегда точно удовлетворять исходным значениям, а несколько сглаживать их. Например, в соответствии с существующими инструкциями на гравиметрической карте не должны отображаться осложнения, подтверждаемые наблюдениями в одной точке. При подготовке к глубокому бурению структур сейсморазведкой аппроксимация не допускается, при неоднозначной интерполяции на участках предполагаемого

замыкания антиклинальных структур проводятся дополнительные исследования с целью исключения неоднозначности. Таким образом, обе задачи связаны с построением предварительных карт в процессе геолого-геофизических исследований и составлением окончательных моделей при завершении данного этапа исследований. Здесь будет рассматриваться в основном методика формирования моделей с отражением наиболее достоверных их особенностей.

Отметим аналогию между числовой моделью геолого-геофизического поля, описанной по регулярной сети (числовая матрица), и картой изолиний этого поля. В числовой матрице значения параметра в общем случае даются не в точках, где этот параметр фактически определялся, а в узлах модели. Принятым способом (например, линейной интерполяцией) по числовой матрице значения параметра легко могут определяться в любой точке модели, в том числе и в исходных точках. Следовательно, по числовой матрице с удовлетворительной точностью должны восстанавливаться исходные значения параметра. Изолинии на картах проводятся не через точки с известными значениями параметра, а преимущественно между ними, но путем линейной интерполяции между изолиниями значения параметра могут определяться в любых точках карты, в том числе и в исходных. Среднее квадратическое значение разностей между интерполированными таким способом и заданными значениями параметра в исходных точках называется ошибкой интерполяции. Эта ошибка не должна превышать 0,4 сечения карты изолиний. Модель параметра используется в виде числовой матрицы, в основном в качестве исходных данных для различных видов обработки на ЭВМ. Интерпретаторы анализируют числовую матрицу, представленную в виде карты изолиний, выполненной с помощью ЭВМ на графопостроителе. Таким образом, исходные значения параметра должны восстанавливаться линейной интерполяцией по карте изолиний, построенной на основе числовой матрицы этого параметра. Восстанавливаемость исходных значений, кроме прочих причин, зависит от принятого сечения карты изолиний и от густоты сети описания модели. Сечение изолиний, зависящее от точности исходных данных, используется в ряде методов интерполяции, но там не известны алгоритмы, учитывающие при интерполяции густоту результирующей сети.

Кроме восстанавливаемости исходных значений, основными критериями оценки качества интерполяции, выполненной с помощью ЭВМ, являются плавность изолиний и отсутствие необоснованных экстремумов и других осложнений изучаемого поля. Исследование алгоритмов интерполяции, реализованных на ЭВМ, привело многих специалистов к единому мнению, что ни один из формальных математических приемов при решении геолого-геофизических задач не дает столь удовлетворительных результатов, которые достигаются при "ручном" построении карт [4, 11, 17]. Следует отметить, что высококвалифицированные специалисты при проведении изолиний по кондиционным исходным данным получают довольно однозначные результаты. Это подтверждается, например, практикой подготовки к изданию геофизических карт. Варианты проведения изолиний многих авторов не вызывают замечаний самых требовательных

экспертов. В связи с этим в данной работе уделено особое внимание разработке эвристических алгоритмов интерполяции, максимально реализующих приемы, выработанные в топографии, геологии и геофизике в результате многолетнего опыта составления карт изолиний в "домашинный" период интерпретации.

В связи с разнообразием условий интерполяции при решении геолого-геофизических задач сделана попытка их классификации. Эта классификация не претендует на охват всех задач, но облегчает изложение ряда вопросов, связанных с интерполяцией, и может оказаться полезной при выборе оптимального метода на разных стадиях объемного моделирования. Выделены следующие условия интерполяции.

1. Регулярная изотропная исходная сеть. Это прямоугольная сеть с соотношением сторон прямоугольника от 1 : 1 до 1 : 2. Сеть характерна для гравиразведки, ВЭЗ, иногда для картировочного бурения.

2. Субрегулярная изотропная сеть. При этой сети на каждый квадрат или прямоугольник площади, аналогичный п.1, приходится одна точка с заданным для интерполяции полем. Подобная сеть применяется при мелкомасштабных гравиметрических съемках, когда выставление гравиметрических точек выполняется по топографическим картам, иногда с последующей привязкой их методом засечек. Такая же ситуация нередко складывается при картировочном бурении, когда буровой станок по различным причинам не удается установить непосредственно в заданной точке профиля.

3. Нерегулярная умеренно неравномерная сеть. Равномерность сети в среднем по участку выдерживается; площадь, освещаемая одной точкой, имеет близкую к изометричной форму с соотношением короткой и длинной осей 1 : 1 – 1 : 2, расстояние между соседними точками меняется не более чем в 3 раза. Несмотря на неравномерность, сеть обеспечивает необходимую детальность изучения поля. Подобная ситуация возникает тогда, когда точки исследования размещаются в соответствии с геологическими данными, т.е. с учетом ожидаемого осложнения изучаемого поля. Аналогичная сеть может возникнуть при сгущении точек наблюдений на выявленных в процессе съемки аномалиях.

4. Нерегулярная резко неравномерная сеть. Расстояние между исходными точками меняется в 10 раз и более. Такая сеть может возникнуть, если в пределах участка выполнялись исследования с разными целями. Например, кроме общей съемки выполнены детальные разведки месторождений, т.е. на одной площади совмещены региональная, поисковая и разведочные сети.

5. Регулярная профильно-площадная сеть. Это прямоугольная сеть с отношением сторон прямоугольника 1 : 5 и менее. Съемки проведены по параллельной сети профилей, исследования на которых выполнены через интервалы, меньшие расстояния между профилями или с непрерывной регистрацией. Примером таких съемок могут быть автомагнитная, непрерывное сейсмическое профилирование, электроразведочные работы, когда шаг по профилю много меньше расстояния между профилями.

6. Субрегулярная профильно-площадная сеть. Эта сеть характерна для профильных исследований, если расстояния между профилями выдерживаются не строго. По такой сети проводятся, например, наземные магнитные съемки, когда профили разбиваются не инструментально, а базируются на магистральных теодолитных ходах, являющихся опорой для шагомерного проложения профилей с определением направления по буссоли.

7. Нерегулярная профильно-площадная сеть. Создается при проложении профилей с учетом меняющейся сложности геологического строения участка. Так, например, при сейсмической съемке соляных куполов секущие профили располагаются радиально, а связующие профили на таких участках имеют форму неправильных замкнутых многоугольников.

2.2. Регулярная и субрегулярная изотропные сети

Методика "ручной" интерполяции при регулярной и субрегулярной изотропных сетях исходных точек одинакова, однако алгоритмы ее реализации на ЭВМ для этих условий существенно различаются. Это касается в первую очередь организации поисков исходных данных, непосредственно участвующих в вычислении интерполированных значений в конкретной точке.

В случае регулярной сети исходные данные хранятся на машинных носителях в упорядоченном виде, что облегчает поиск нужных точек – нет необходимости в переборе всей информации. При нерегулярной, даже субрегулярной сети полностью избежать такого перебора не удастся. В связи со значительными затратами машинного времени на поиск используемых для интерполяции точек рационально для регулярной исходной сети иметь специальные программы интерполяции.

Регулярная исходная сеть позволяет использовать псевдоплощадные методы интерполяции, в которых для вычислений применяются функции одной переменной, разделяя операцию площадной интерполяции на операции интерполяции по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Такой подход положен в основу быстродействующего алгоритма, решающего задачу сгущения числовых моделей функций, заданных по прямоугольной сети [30]. Этот алгоритм использован в комплексе программ объемного геологического моделирования для интерполяции поля, рассчитанного от удаленных масс при решении прямой задачи гравиразведки, и для интерполяции регионального фона в программе решения обратной задачи гравиразведки. Кроме того, автономная программа, составленная по этому алгоритму, используется на различных этапах формирования числовых матриц контактных поверхностей и геофизических полей. Для определения интерполированных значений в данном алгоритме используется многочлен Лагранжа третьего порядка, удовлетворяющий значениям интерполируемой функции, заданным в четырех

последовательных точках ряда (строки):

$$F(x) = \frac{(x - x_2)(x - x_3)}{6(\Delta x)^3} |F_4(x - x_1) - F_1(x - x_4)| + \frac{(x - x_4)(x - x_1)}{2(\Delta x)^3} |F_2(x - x_3) - F_3(x - x_2)|, \quad (2.1)$$

где x_1, x_2, x_3, x_4 – координаты последовательных точек с заданными значениями функции; F_1, F_2, F_3, F_4 – значения функций в этих точках; Δx – расстояние между соседними точками модели вдоль ряда (строки).

С помощью этого выражения интерполируемая функция вычисляется на отрезке (x_2, x_3) , а в случае, когда x_1 или x_4 являются крайними точками модели, вычисления выполняются на отрезках (x_1, x_3) или (x_2, x_4) соответственно. После вычисления интерполированных значений на отрезках (x_1, x_3) или (x_2, x_3) для выполнения интерполяции на следующих отрезках для вычисления по формуле (2.1) используется смещенная на одну точку выборка (F_2, F_3, F_4, F_5). После сгущения числовой модели функции по рядам (строкам) аналогичные вычисления выполняются по перпендикулярному направлению, т.е. по столбцам. Проинтерполированная функция точно соответствует значениям в исходных точках, имеет довольно плавную форму, хотя алгоритм не обеспечивает непрерывность производной в заданных точках. Формальное нарушение непрерывности первой производной практически не проявляется при интерполировании плавных полей, таких как гравитационное, и особенно при интерполяции регионального гравитационного поля.

Для более изрезанных полей, подобных магнитному, трансформированному гравитационному или сложному наблюдаемому гравитационному полю, характерному, например, для областей развития солянокупольной тектоники, псевдоплощадная интерполяция полиномами Лагранжа может оказаться неоптимальной. В таких случаях лучшие результаты следует ожидать от интерполяции, основанной на гармонических функциях [4]. Один из алгоритмов, реализующих этот метод, использован в комплексе программ объемного геологического моделирования для вычерчивания графиков геофизических полей в программе рисовки геолого-геофизических разрезов на графопостроителе "Атлас". Для вычисления интерполированных значений функций, заданных по прямоугольной сети точек, в этом алгоритме используется выражение

$$F(x, y) = \Sigma [a_k / \sqrt{(x - x_k)^2 + (y - y_k)^2 + z^2}], \quad (2.2)$$

где x_k и y_k – координаты точек с известными значениями функции. Параметр z определяет гладкость результирующей функции. Опыт показывает, что величина z должна быть соизмерима с размерами сети исходных точек. Коэффициент a_k можно определить, решая систему линейных уравнений (2.2), записанных для каждой используемой для вычисления исходной точки. Такая интерполяция для гравитационного поля имеет вполне

определенный физический смысл. Выражение (2.2) можно преобразовать к виду

$$F(x, y) = \Sigma [f \lambda_k / \sqrt{(x - x_k)^2 + (y - y_k)^2 + z^2}], \quad (2.3)$$

т.е. заменить $a_k = f \lambda_k$.

Если f – гравитационная постоянная, а λ_k – плотность единицы длины вертикального стержня, то (1.3) определяет первую производную гравитационного потенциала вертикального стержня с глубиной залегания верхнего конца z и бесконечно удаленным нижним концом. Следовательно, при интерполяции реальное поле заменяется полем вертикальных стержней с глубиной залегания z , расположенных под точками исходной сети; плотность стержней обеспечивает совпадение суммарного поля с заданным. Для упрощения вычислений интерполированных значений функции в конкретной точке следует ограничить число исходных точек, например, шестнадцатью (рис. 7). Таким образом, задача интерполяции в конечном счете сводится к следующим операциям: а) определение ячейки исходной сети, в которой расположена вычисляемая точка; б) выборка исходных значений интерполируемой функции в 16-ти ближайших точках и составление системы уравнений (2.2), при этом удобно принять локальную систему координат, связанную с выбираемыми точками; в) решение системы линейных уравнений; г) вычисление интерполированного значения функции $F(x, y)$ с использованием полученных значений a_k . Если интерполированное значение определяется в краевых частях участка (ближе одного шага исходной сети), количество исходных точек уменьшается до 12, а в угловых ячейках участка до 9, соответственно уменьшается и число уравнений системы (2.2).

Несмотря на многие достоинства ряда алгоритмов интерполяции, как уже отмечалось выше, практика убедительно показывает, что наиболее удовлетворительная интерполяция выполняется опытными интерпретаторами при "ручном" построении карт изолиний. В связи с этим целесообразно сделать попытку программно реализовать приемы "ручной" интерполяции. Для этого рассмотрим подробнее методику составления карт изолиний.

Рисовка изолиний обычно проводится в следующем порядке. По сторонам каждой ячейки регулярной сети выполняется линейная интерполяция. Точки с равными интерполированными значениями соединяются прямолинейными изолиниями. После этого они тщательно сглаживаются для ликвидации изломов на границах прямоугольников. Выполняется "обратная" интерполяция, заключающаяся в определении значений поля в исходных точках путем линейной интерполяции между изолиниями. Ближайшие к исходным точкам изолинии смещаются так, чтобы интерполированное значение совпадало с исходным с заданной точностью $\epsilon_{\text{инт}}$. Для гравитационного поля в соответствии с инструктивными требованиями должно удовлетворяться неравенство $\epsilon_{\text{инт}} < \epsilon_a$, где ϵ_a – средняя квадратическая погрешность определения аномалий, обусловленная точностью съемки. Для карт изоглубин можно принять $\epsilon_{\text{инт}} < \Delta H/3$, где

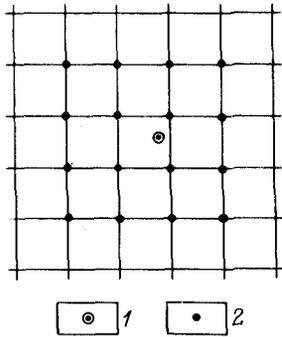


Рис. 7. Исходная сеть для интерполяции гармоническими функциями.
Точки: 1 — вычисляемая, 2 — исходная

ΔH — сечение карты. После ликвидации ошибок интерполяции выполняется укладка изолиний, заключающаяся в смещении их для того, чтобы в каждом интерполируемом интервале они располагались равномерно. Одновременно производится дополнительное сглаживание. На отдельных участках укладка выполняется многократно в связи с возникающими нарушениями допустимых значений $\epsilon_{\text{инт}}$. При проведении изоаномал силы тяжести и других изолиний интерпретатор придерживается следующих инструктивных требований:

- 1) сплошные замкнутые изолинии должны оконтуривать не менее трех исходных точек;
- 2) если таких точек менее трех, изолинии проводятся пунктиром;
- 3) на основании только общих тенденций поля без подтверждения фактическими наблюдениями замкнутые изолинии не проводятся.

Описанную методику "ручного" построения карт изолиний можно положить в основу реализуемого на ЭВМ алгоритма интерполяции. Допустим, заданы значения поля F_i в точках i прямоугольной сети. Необходимо определить значения этой функции F_j в узлах более густой прямоугольной сети. Предлагаемый алгоритм интерполяции включает шесть процедур.

1. По координатам точки j находится прямоугольная ячейка, которой принадлежит эта точка. С помощью линейной или псевдолинейной интерполяции в пределах прямоугольника по значениям F_i в его вершинах определяется $F_{\text{л}j}$. Такие вычисления выполняются для всех точек j результирующей сети.

2. Путем усреднения в скользящем окне по линейному или параболическому закону вычисляются сглаженные значения поля $F_{\text{л}kj}$, где k — номер итерации.

3. Определяются ошибки интерполяции (или невязки) в точках исходной сети. Для этого по координатам точек находятся ячейки результирующей сети, которым принадлежит каждая исходная точка. С использованием линейной или псевдолинейной интерполяции на основе значений $F_{\text{л}kj}$ в узлах соответствующей ячейки для каждой точки i вычисляются значения $F_{\text{л}ki}$. Невязка будет $\epsilon_{ki} = F_i - F_{\text{л}ki}$.

4. Определяются поправки ϵ_{kj} к величинам $F_{\text{л}kj}$ путем интерполяции невязок ϵ_{ki} по способу, описанному в п. 1 для F_j .

5. Вычисляются сглаженные значения $\bar{\epsilon}_{kj}$ путем усреднения в скользящем окне величин ϵ_{kj} .

6. Корректируется интерполированное поле $\bar{F}_{\text{л}(k+1)j} = \bar{F}_{\text{л}kj} + \bar{\epsilon}_{kj}$.

Процедуры, начиная с третьей, повторяются заданное число раз, но могут завершиться ранее, если максимальное значение ошибки интерполяции удовлетворит условию $\epsilon_{ki} \leq \Delta F/3$, где ΔF — сечение карты. В последнем цикле процедура, описанная в п. 5, может не выполняться.

2.3. Нерегулярные неравномерные сети

Формальные математические методы интерполяции при неравномерной исходной сети часто не позволяют получить удовлетворительные результаты, отвечающие важнейшим требованиям: плавность поля, восстанавливаемость с достаточной точностью исходных значений путем обратной интерполяции и отсутствие заведомо ложных экстремумов в областях обширных "пустот", т.е. участков с наиболее разреженной сетью исходных точек. Широко используемая для интерполяции выборка исходных точек в пределах окружности заданного радиуса, которая достаточно эффективна при изотропных сетях, в условиях неравномерного, особенно резко неравномерного, размещения точек имеет ряд существенных недостатков. В областях обширных "пустот" при перемещении палетки в смежную точку регулярной сети нередко происходит замена всех или большей части используемых исходных точек, что приводит к резкой изрезанности результирующего поля. Иногда все или подавляющее большинство используемых точек располагаются с одной стороны от точки вычисления, в результате интерполяция заменяется экстраполяцией. Неустойчивое решение задачи экстраполяции приводит к интенсивному, геологически необоснованному изменению прогнозируемых значений поля.

Использование переменного радиуса палетки, меняющегося в зависимости от густоты сети исходных точек, в некоторых случаях существенно улучшает результат интерполяции, но полностью не ликвидирует возникающие трудности. На границах обширных "пустот" даже при увеличении радиуса палетки выборка исходных точек оказывается неоптимальной, так как в одной части круга сосредотачивается большое число точек, и использование для вычислений удаленных точек при наличии близких не способствует улучшению результатов интерполяции. Неоптимальность выборки способствует как изрезанности результирующего поля, так и появлению ложных аномалий. Последнее обстоятельство особенно нежелательно. Оно имеет место, например, при использовании полиномов для интерполяции поля. Следует отметить, что широко применяемые в последнее время сплайн-функции не лишены этого недостатка. Возникновение ложных аномалий обусловлено тем, что градиенты поля, фиксируемые по данным, полученным в близко расположенных точках на границах "пустот", распространяются в эти области как полиномами, так и сплайн-функциями.

Участки сгущения точек, как отмечалось ранее, связаны с детализацией аномалий, выявленных при редкой сети наблюдений. Из этого следует, что редкая сеть охватывает площадь спокойного поля. Это не учитывается в формальном математическом алгоритме, но принимается во внимание интерпретатором, который никогда не оконтурит аномалию на участке отсутствия фактических наблюдений. Вообще с интерполяцией поля при неравномерной сети исходных точек опытный интерпретатор справляется достаточно успешно, и алгоритмизация приемов "ручной" интерполяции может привести к созданию эффективной программы для ЭВМ. Рассмотрим методику интерполяции, выработанную в "домашний" период для условий неравномерного размещения исходных точек.

Определяя интерполированное значение поля в какой-либо точке, интерпретатор рассматривает исходные данные в ее окружении: со стороны "пустот" или редкой сети он анализирует удаленные точки, там же, где сеть густая, учитывает лишь ближайшие точки. С использованием этой информации выполняется линейная интерполяция, причем опытный интерпретатор проводит изолинии обычно без разбиения системы треугольников, как это принято в топографии. После грубого проведения изолиний, как и в описанном выше случае регулярной изотропной сети, выполняются сглаживание изолиний, "обратная" интерполяция в исходных точках и укладка изолиний. Операция "обратной" интерполяции и укладки изолиний выполняется многократно, число повторений зависит от опыта интерпретатора и сложности поля.

Описанные методические приемы в первом приближении формализованы для программирования на ЭВМ в алгоритме, получившем название "жук". Область вокруг точки, где необходимо вычислить интерполированное значение, восьмью лучами разбивается на сектора через 45° . В каждом секторе из исходных точек выбираются ближайшие к центру палетки. Для этого необходимы перебор всех исходных точек и сортировка их по секторам с заменой выбранной ранее точки на новую, если последняя расположена ближе. Такой перебор приводит к затратам машинного времени, пропорциональным произведению числа исходных точек на число результативных. Из выбранных точек исключаются наиболее удаленные в случае, если в соседних секторах имеются более близкие точки. Исключаемые удаленные точки удовлетворяют неравенствам (рис. 8): $r_i > r_{i+1}$, $r_i > r_{i-1}$, где r_i — расстояние от исходной точки до вычисляемой; i — номер сектора палетки.

Вычисления выполняются разными способами в зависимости от того, отсутствуют ли исходные точки более чем в двух смежных секторах. Дело в том, что если угол отсутствия исходной информации меньше трех секторов, то по исходным точкам наверняка можно построить многоугольник, внутри которого расположена точка вычисления, т.е. соблюдаются условия интерполяции (рис. 9, а). При четырех расположенных подряд пустых секторах такой многоугольник построить нельзя, а при трех он формируется не всегда (рис. 9, б). Таким образом, указанное условие определяет характер прогноза — интерполяция или экстраполяция. Отметим, что экстраполяция является ненадежным видом прогноза и ее следует избегать. Однако в некоторых случаях она может быть приемлемой, например при решении изучаемой площади до прямоугольника, что необходимо для использования многих программ обработки. Окончательный результат интерпретации материалов в угловых частях участка в таких случаях предполагается не принимать во внимание.

Интерполяция в алгоритме "жук" выполняется путем проведения плоскости через исходные точки. Если уравнение плоскости будет определено по методу наименьших квадратов, вместо интерполяции будет выполняться аппроксимация. В связи с этим применяется следующий метод вычисления.

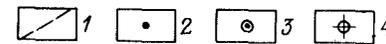


Рис. 8. Схема выбора исходных для интерполяции точек по восьмилучевой палетке. 1 — лучи палетки; точки: 2 — исходные, 3 — ближайшие в секторе, 4 — отбрасываемые

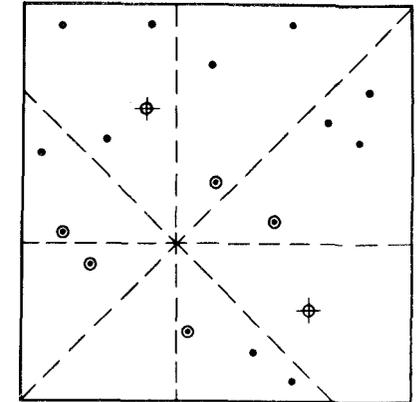
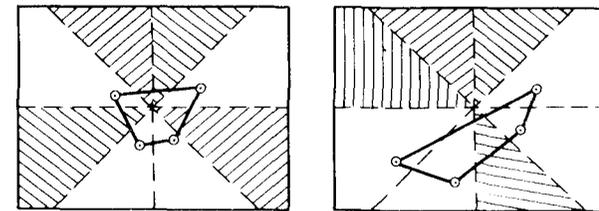


Рис. 9. Условия прогноза по восьмилучевой палетке:

а — интерполяции; б — экстраполяции; 1 — лучи палетки; 2 — выбранные исходные точки; 3 — контур многоугольника, построенного на выбранных точках; 4 — сектор отсутствия информации



Запишем уравнение плоскости, включив в него координаты ближайшей исходной точки:

$$ax_1 + by_1 + c = F_1. \quad (2.4)$$

В уравнениях для остальных точек заменим свободный член, определив его из (2.4):

$$a(x_i - x_1) + b(y_i - y_1) = F_i - F_1. \quad (2.5)$$

Полученную систему уравнений с двумя неизвестными a и b решим по методу наименьших квадратов:

$$a = \frac{[\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)(F_i - F_1)] [\sum_{i=2}^n (y_i - y_1)^2] - [\sum_{i=2}^n (y_i - y_1)(F_i - F_1)]}{[\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)^2] [\sum_{i=2}^n (y_i - y_1)^2] - [\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)(y_i - y_1)]^2}$$

$$b = \frac{[\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)^2] [\sum_{i=2}^n (y_i - y_1)(F_i - F_1)] - [\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)^2] [\sum_{i=2}^n (y_i - y_1)^2] - [\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)(y_i - y_1)] [\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)(F_i - F_1)]}{[\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)(y_i - y_1)] - [\sum_{i=2}^n (x_i - x_1)(y_i - y_1)]}$$

$$c = F_1 - ax_1 - by_1.$$

Таким образом, найдено уравнение плоскости, проходящей через исходную точку, ближайшую к вычисляемой и минимально отклоняющуюся от других исходных точек, окружающих вычисляемую.

В случае экстраполяции вычисляется средневзвешенное значение поля по выбранным исходным точкам. За вес принимается величина, обратная расстоянию от исходной до вычисляемой точки.

Достоинством описанного алгоритма интерполяции является то, что получаемые значения отклоняются несущественно от окружающих ближайших точек. В то же время использование небольшого числа исходных точек (от трех до восьми) приводит к неплавному изменению результативного поля при изменении выборки.

Для улучшения результатов интерполяции применяются сглаживание усреднением в скользящем окне, интерполяция невязок и суммирование их со сглаженным полем. Однако достаточная плавность достигается не всегда (рис. 10). Другим недостатком алгоритма является характерная для всех палеточных методов обработки необходимость перебора всех исходных точек при вычислении каждого интерполированного значения. Из-за недостаточной сглаженности результативной функции рассмотренный метод не рекомендуется применять для интерполяции потенциальных полей. В комплексе программ объемного моделирования этот способ использован в программе интерполяции заданных по неравномерной сети глубин для их определения в дополнительных исходных (условных) точках.

При построении топографических карт для проведения горизонталей дневного рельефа точки с известными высотами соединяются в систему непересекающихся треугольников, в пределах которых выполняется линейная интерполяция с последующим сглаживанием и укладкой изолиний. Подобный подход используется и при интерполяции геолого-геофизических полей. Однако между составлением топографических и геолого-геофизических карт полной аналогии нет. Отличие связано с методикой съемок и интерпретацией материалов. Топограф, видя картируемый рельеф в натуре или на стереопарах аэрофотоснимков, выбирает характерные точки для определения высот и, выполняя нивелировку, стремится детально зафиксировать все перегибы поверхности, обеспечивая тем самым

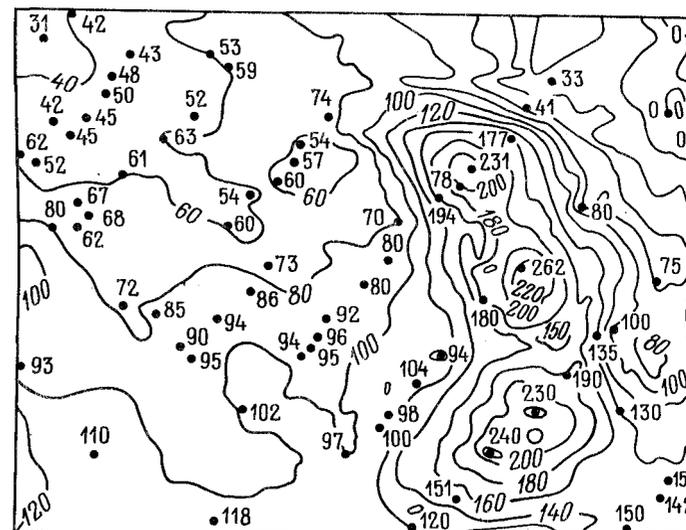


Рис. 10. Результаты интерполяции рельефа коренных пород. Точки с цифрами — скважины, вскрывшие коренные породы и мощности (в м) рыхлых отложений в них

допустимость линейной интерполяции с точностью, предъявляемой к данной съемке. Кроме того, топограф составляет абрис, служащий основой для построения интерполяционных треугольников. Стороны треугольников не пересекают хребты, ложины и другие перегибы рельефа, а идут вдоль таких особенностей поверхности. Выполнение этого важного правила может контролироваться дополнительным изучением аэрофотоснимков. При изучении геолого-геофизических полей интерпретатор располагает лишь результатами дискретных замеров. Исходные точки могут соединяться в систему непересекающихся треугольников только на основании анализа их взаимного положения. Задача эта формализована и решается с помощью ЭВМ [13 и др.]. В алгоритме построения системы непересекающихся треугольников использованы критерии минимальности периметров при ненулевой площади, максимума угла, противолежащего стороне, на которой строится треугольник, т.е. предпочтение отдается треугольникам, близким к равносторонним. Эти критерии обеспечивают однозначность решения задачи, если указана начальная точка построения треугольника или задан внешний контур системы, от которого ведется формирование треугольников. Построение непересекающихся треугольников на точках исходной сети используется в ряде алгоритмов интерполяции.

Рядом положительных качеств обладает алгоритм интерполяции, названный методом усредненных рядов Тейлора [13]. Эту интерполяцию следует отнести к методу сплайнов, в котором в качестве базисной функции использованы усредненные ряды Тейлора. К достоинствам этой интер-

поляции относятся высокое быстродействие, плавность результирующей функции, ее точное соответствие заданным значениям в исходных точках. Этот алгоритм реализован на ЭВМ и включен в комплекс программ объемного геологического моделирования для формирования числовых матриц на различных стадиях исследований. В упрощенном варианте (линейная интерполяция) это программа используется в различных программах прогноза для увязки контактных поверхностей с априорными данными.

Если сеть исходных точек резко неравномерная, удовлетворительный результат может быть получен путем программной реализации "ручной" интерполяции. При интерполяции поля на относительно обширных участках отсутствия информации интерпретатор придерживается следующего основного правила: изолинии, точно соответствуя заданным значениям на границах такой области, внутри нее должны иметь плавные, без локальных осложнений формы. Это правило является общим при проведении изолиний в любых интервалах между исходными точками, оно вытекает из требования — каждое осложнение поля на карте изолиний должно подтверждаться фактическими измерениями. Однако в обширных областях отсутствия измерений выполнение этого условия затруднено сложностью оптимального формирования интерполяционных треугольников. Один из приемов, облегчающих эту задачу, — выставление одной или нескольких условных точек в средних частях таких областей. Этим точкам присваиваются усредненные значения поля на основании заданных на границе области величин. Плавность изолиний достигается путем многократных сглаживаний. При сглаживании изолиний значениями в условных точках пренебрегают.

Описанная технология проведения изолиний позволяет предложить алгоритм интерполяции, реализация которого на ЭВМ не представляет принципиальных трудностей. Процесс интерполяции, как и при проведении изолиний, итерационный. Он включает следующие операции: 1) пополнение массива исходных точек условными точками для получения более равномерной сети; 2) определение интерполированных значений функции в условных точках; 3) формирование сети непересекающихся треугольников на базе исходных и условных точек; 4) вычисление в точках регулярной сети предварительных значений функции путем линейной интерполяции в пределах соответствующих треугольников; 5) сглаживание интерполированных величин в точках регулярной сети усреднением их в скользящем окне; 6) определение несоответствий (невязок) сглаженных величин заданным значениям в исходных точках; 7) интерполяция невязок в узлы регулярной сети аналогично п. 4; 8) сглаживание невязок аналогично п. 5; 9) получение очередного приближения интерполированных значений путем суммирования сглаженного поля со сглаженными невязками. Операции 6–9 многократно повторяются с уменьшением размеров усредняющей палетки. Критерием завершения итерационного процесса является среднее квадратическое значение невязок в исходных точках, которое должно быть меньше 0,4 от предусмотренного сечения результирующей карты. Если это условие не выполняется даже при размере скользящего окна, равном двум шагам регулярной резуль-

тативной сети, то эту связь следует сгустить или увеличить сечение результирующей карты, так как принятая густота точек не позволяет с заданной точностью описать особенности интерполируемой функции, отражаемые в исходных точках. Рассмотрим несколько подробнее операции, входящие в описываемый алгоритм интерполяции.

Пополнение массива исходных точек условными выполняется интерпретатором на основе визуального анализа структуры сети исходных точек. Координаты исходных точек задаются в виде дополнительной информации к программе интерполяции. Условные точки могут выставляться и в автоматическом режиме. Алгоритм этой операции несложен. Устанавливается наличие исходных точек (x_i, y_i) вблизи узлов результирующей сети (x_j, y_j) на расстоянии, меньшем данного расстояния R . Для этого выполняются проверки условия

$$(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2 < R^2. \quad (2.6)$$

Если для j -го узла не находится i -я точка, удовлетворяющая этому условию, то j -я точка включается в качестве условной в массив исходных точек. Для остальных узловых точек условная точка при проверке (2.6) рассматривается как исходная. Расстояние R либо задается, либо вычисляется:

$$R = \sqrt{(P-1)dx(Q-1)dy/n}, \quad (2.7)$$

где P — число столбцов в результирующей матрице; Q — число строк в результирующей матрице; dx — расстояние между точками по оси x ; dy — расстояние между результирующими точками по оси y ; n — число исходных точек.

Значение интерполируемой функции в условных точках определяется путем интерполяции по рассмотренному выше алгоритму "жук" (см. рис. 8).

Для сглаживания интерполируемой функции и невязок используется аппроксимация полиномом второй степени исходных значений в скользящем окне. Алгоритм этой операции описан при рассмотрении вычисления фона в корреляционно-интерполяционном методе прогноза с использованием трансформаций (см. разд. 3.3). Достоинство этого метода — получение сглаженных значений во всех точках исходной матрицы, т.е. без потери "зоны обрамления". Один размер скользящего окна при сглаживании используется в двух-трех итерациях. Если при этом не удалось достичь заданной точности, размер скользящего окна уменьшается в 1,5 раза и итерации продолжают. Если при минимальном размере окна, равном двум шагам сети, заданная точность не достигается, работа программы останавливается. Выполнение интерполяции по сгущенной результирующей сети проводится по желанию интерпретатора.

Невязки сглаженной функции с заданными значениями в исходных точках определяются как разность этих значений с величинами, полученными путем псевдолинейной интерполяции сглаженной функции в пределах ячейки, внутри которой расположена исходная точка. В условных точках невязкам присваивается значение "нуль".

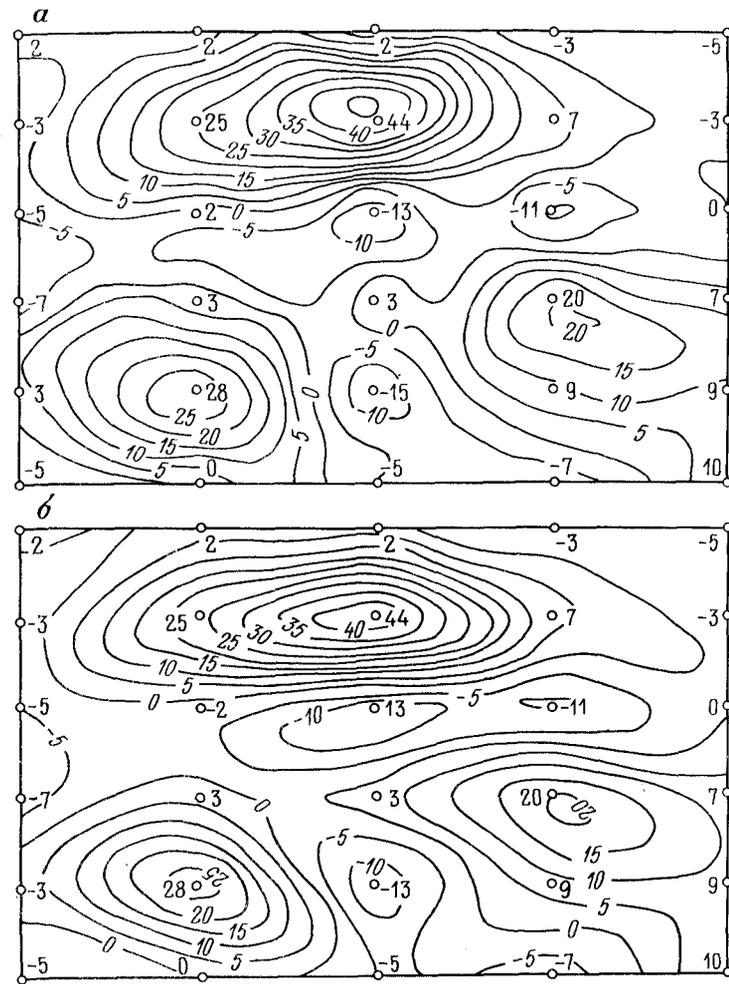


Рис. 11. Результаты интерполяции двумя методами:
а — усредненных рядов Тейлора, б — МИПГИ

Если среднее квадратическое значение невязок в исходных точках удовлетворяет заданной точности, в качестве результирующей матрицы может использоваться последний вариант сглаженной матрицы или выполняется дополнительная увязка с использованием несглаженных значений невязок. В первом случае результирующую функцию, строго говоря, нельзя назвать интерполяционной, точнее, она является аппроксимационной. Во втором случае результирующая функция точно соответствует интерполируемым значениям.

Для надежного исключения недопустимых локальных осложнений результатов интерполяции $F_{\text{инт}}$ в интервалах между исходными точками

алгоритмом интерполяции предусматривается дополнительный контроль интерполированных значений в каждой результирующей точке:

$$(F_{\text{лин}} - \Delta F) < F_{\text{инт}} < (F_{\text{лин}} + \Delta F), \quad (2.8)$$

где $F_{\text{лин}}$ — результат линейной интерполяции без усреднения; ΔF — сечение результирующей карты изолиний.

В случае нарушения приведенного требования выполняется корректировка интерполированного значения: $F_{\text{инт}} = F_{\text{лин}} - \Delta F$ или $F_{\text{инт}} = F_{\text{лин}} + \Delta F$.

Описанный алгоритм, на наш взгляд, в максимальной степени реализует приемы "ручной" интерполяции при построении карт изолиний. Такая интерполяция названа методом имитации приемов графической интерполяции (МИПГИ).

Интерполяция МИПГИ реализована в исследовательском варианте программы для ЕС ЭВМ. Достоинства этого метода проявляются даже на относительно простых моделях. На рис. 11 показаны результаты интерполяции методом усредненных рядов Тейлора и МИПГИ. Исходное поле задано по равномерной сети, интерполяция выполнялась для сгущения сети описания поля приблизительно в 20 раз. Изолинии, проведенные графопостроителем "Атлас" по результатам обоих методов, точно соответствуют значениям в исходных точках. Изолинии на этих картах имеют достаточно плавный характер. Однако предпочтение следует отдать карте, полученной методом ИПГИ. На ней формы изолиний более простые, нет излишних изгибов в межпрофильных интервалах, которые характерны для метода усредненных рядов Тейлора. Такие, казалось бы, незначительные при визуальном анализе изгибы могут привести при трансформации поля к получению необоснованных максимумов и минимумов. Достаточно сказать, что отклонения интерполированных значений поля на необоснованных изгибах изолиний в пределах северного максимума достигают трети амплитуды этой аномалии.

2.4. Профильно-площадные сети

На первый взгляд может показаться, что регулярная профильно-площадная сеть исходных данных для выполнения интерполяции аналогична регулярной изотропной сети. Однако необходимо учитывать особенности полей, для изучения которых применяются такие сети наблюдений. Наиболее часто они используются в магнито- и сейсморазведке. Рассмотрим вопросы, связанные с интерполяцией магнитного поля и отражающих горизонтов, решение которых необходимо для повышения технологичности обработки на ЭВМ материалов магнито- и сейсморазведки не только в рамках комплекса программ объемного геологического моделирования, но и по другим программам обработки геолого-геофизической информации. Программная реализация рассматриваемых здесь задач требует дополнительных алгоритмических разработок и опробования их с помощью исследовательских вариантов программ.

Среди разнообразных форм магнитных аномалий, отражающих геологические неоднородности земной коры, часто встречаются линейно-вытянутые, связанные с дайками основных пород, пропластками железистых песчаников и т.п. Именно для прослеживания таких аномалий выполняется сгущение наблюдений по профилям, которые желателен задавать вкрест простирания намагниченных пород. Простирание геологических тел на участке хотя и подчиняется общей тенденции, но выдерживается зачастую далеко не строго. Более того, разновозрастные комплексы могут отличаться по простиранию весьма существенно, геологическое строение площади может осложняться разрывной тектоникой различного направления. В связи с этим требование о проложении профилей вкрест простирания аномалий может выполняться лишь приближенно. Практика показывает, что линейно-вытянутые аномалии, фиксируемые на трех—пяти профилях, проложенных под углом от 90 до 45° к их простиранию, вполне уверенно трассируются при любом шаге по профилю. Однако формальные математические методы интерполяции, не учитывающие направление простирания аномалий, часто дают неудовлетворительные результаты.

Рассмотрим аномалию, которая фиксируется тремя точками на каждом из трех пересекающих ее профилей. При этом соотношение расстояний между точками по профилю и между профилями 1:5. Выполним сгущение сети до квадратной путем межпрофильной интерполяции для вариантов с различным простиранием аномалии относительно направления профилей: от 90 до 45°. Для этого будем использовать псевдолинейную интерполяцию по прямоугольникам, построенным на точках исходной сети. Проведенные по результатам такой интерполяции изолинии (рис. 12) показывают, что уже при смещении аномалии от профиля к профилю на два шага съемки ее морфология существенно искажается, а при смещении на три шага, т.е. на размер аномалии по ее короткой оси, аномалия распадается на три самостоятельных экстремума.

Отсутствие программы интерполяции, учитывающей простирание аномалий, затрудняет использование графопостроителей для автоматизации построения карт изодинам магнитного поля по материалам съемок, выполненных по профильно-площадным сетям. Учет произвольного, но единого для всей площади преобладающего простирания, предусмотренный в [17], не решает рассматриваемого здесь вопроса. Проанализируем методику, используемую интерпретатором при составлении карт изолиний магнитного поля на участках линейно-вытянутых аномалий произвольного простирания. Первой операцией в этой работе является трассирование линейно-вытянутых аномалий. Вблизи выделенных осей по параллельным направлениям выполняется линейная интерполяция в межпрофильных интервалах, которая особых трудностей не вызывает. Таким образом, важнейшей особенностью методики интерполяции при профильно-площадочных съемках является межпрофильное трассирование локальных аномалий. Эта операция выполняется обычно на основании визуального анализа карт графиков магнитного поля.

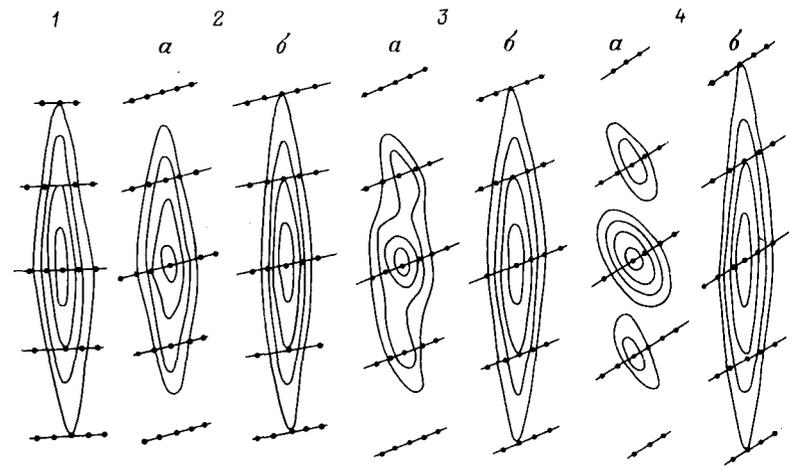


Рис. 12. Результаты интерполяции в зависимости от направления профилей. 1 — профили, расположенные вкрест аномалии; 2, 3 и 4 — смещение оси аномалии от профиля к профилю соответственно на один, два и три шага, изолинии проведены без учета простирания аномалии (а) и с учетом его (б)

Рассмотрим алгоритм интерполяции, учитывающий простирание аномалий. Задача заключается в сгущении числовой матрицы поля до сети, при которой последующая интерполяция без учета простирания позволяет уверенно трассировать линейно-вытянутые аномалии. Автоматизированное с помощью ЭВМ построение изолиний с использованием сгущенной таким образом матрицы дает вполне удовлетворительные результаты. Если простирание аномалий отклоняется от перпендикулярного к профилям не более чем на 45°, то достаточно сгущение исходной сети до квадратной. При более значительном отклонении простирания аномалий расстояния между рядами (профилями) должны быть меньшими, чем шаг по профилю. Другими словами, ось аномалии должна пересекать соседние ряды (профили) в пределах элементарной прямоугольной ячейки сети.

Интерполируемое поле разделяется на локальную и фоновую составляющие для того, чтобы линейно-вытянутые аномалии полностью или практически полностью были очищены от регионального поля. Для этого можно использовать простейшие трансформации в профильном варианте, например метод Андреева — Гриффина. Интерполяция фоновой составляющей может выполняться рассмотренными выше способами регулярных изотропных сетей.

Интерполяция с межпрофильной корреляцией применяется для локальной составляющей. Результаты интерполяции фоновой и локальной составляющих суммируются, в итоге получается сгущенная матрица исходного поля, на которой отражено простирание линейно-вытянутых аномалий. Алгоритм интерполяции состоит из двух частей: а) определение простирания аномалий; б) собственно интерполяция. Для выде-

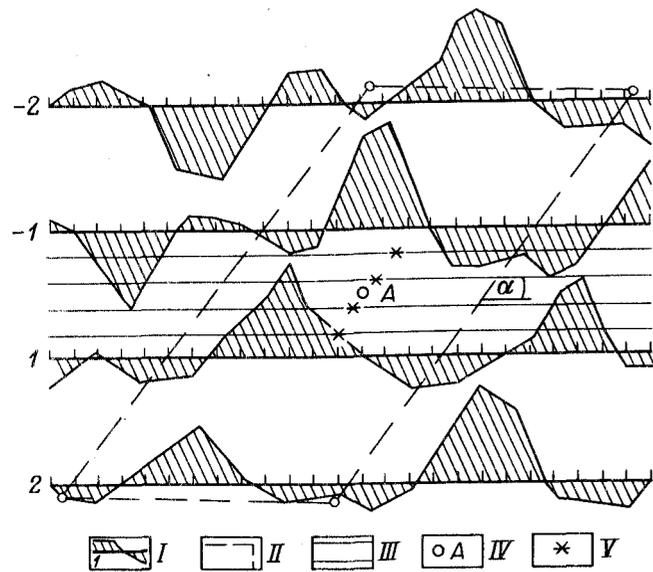


Рис. 13. Схема интерполяции с межпрофильной корреляцией.

I – профиль, его номер и график интерполируемого поля; *II* – границы палетки; *III* – ряды сгущения сети описания модели; *IV* – центр палетки; *V* – точки вычисления интерполированных значений

ления малоинтенсивных аномалий на фоне помех в [26] рассмотрен способ межпрофильной корреляции, принципы которого могут использоваться при интерполяции полей, осложненных линейно-вытянутыми аномалиями. Для интерполяции локальной составляющей между профилями -1 и 1 (рис. 13) будем рассматривать отрезки четырех профилей: -2, -1, 1 и 2, ограниченные параллельными линиями палетки, находящимися от ее центра *A* на расстоянии, равном расстоянию между профилями. Угол этих линий с направлением профилей будем дискретно менять в пределах сектора, заведомо большего, чем возможное простирание линейно-вытянутых аномалий. При каждом значении α_j вычисляются коэффициенты парной корреляции локальной составляющей на отрезках соседних профилей. Коэффициент корреляции между профилями -2 и -1, например, определяется из выражения

$$r_{(-1)i} = r(F_{л(-2)}, F_{л(-1)}) = \frac{\sum_{j=1}^n (F_{л(-2)} - \bar{F}_{л(-2)}) (F_{л(-1)} - \bar{F}_{л(-1)})}{\sqrt{[\sum_{j=1}^n (F_{л(-2)} - \bar{F}_{л(-2)})^2][\sum_{j=1}^n (F_{л(-1)} - \bar{F}_{л(-1)})^2]}}$$

где индексы (-2) и (-1) обозначают принадлежность точек соответственно к профилям (-2) и (-1); *j* – определяет положение точек на профиле, нумерация ведется от границы палетки; $\bar{F}_{л(-2)}$, $\bar{F}_{л(-1)}$ – средние

арифметические значения локальной составляющей на отрезках профилей -2 и -1 в пределах палетки.

Аналогично определяются коэффициенты корреляции локальной составляющей между профилями -1 и 1 (r_{0i}) и между профилями 1 и 2 (r_{1i}). В результате таких вычислений формируется матрица коэффициентов корреляции размерностью $3 \times K$, где *K* – число углов α_j поворота палетки. Коэффициенты парной корреляции суммируются для каждого положения палетки и из полученных сумм выбирается максимальная. Соответствующее этому значению направление палетки совпадает с наиболее вероятным простиранием локальной составляющей поля вблизи центра палетки.

Для вычисления интерполированных значений через центр палетки по направлению установленного простирания поля проводится прямая. На пересечении этой линии с профилями -1 и 1 значение поля определяется путем линейной интерполяции между двумя ближайшими исходными точками. Далее по этим значениям путем линейной интерполяции определяется поле в точках пересечения проведенной прямой с рядами сгущения сети профилей. После этого палетка перемещается по средней линии между профилями -1 и 1 на расстояние, равное шагу сети результативной матрицы, и все вычисления, начиная с определения простирания аномалий, повторяются. Точки интерполяции по каждому из рядов сгущения в общем случае не совпадают с узлами намеченной результативной сети. Для получения локальной составляющей в узлах сети выполняется линейная интерполяция по рядам сгущения матрицы.

Сейсморазведка

Расстояние между центрами групп сейсмоприемников по профилям определяется необходимостью обеспечения надежной непрерывной корреляции отражающих горизонтов. Эти расстояния меньше межпрофильных интервалов обычно в несколько десятков раз. Для построения структурных карт опорных отражающих горизонтов такая сеть излишне густая. Разрежение точек на сейсмических профилях перед интерполяцией у интерпретатора-сейсморазведчика не вызывает затруднений. Несложный визуальный анализ откоррелированного на временном разрезе горизонта позволяет достаточно уверенно выбрать шаг по профилю, заведомо обеспечивающий надежность линейной интерполяции при построении горизонта на глубинном разрезе. Так как построение глубинных сейсмических разрезов выполняется в основном без использования ЭВМ или с использованием ЭВМ, но без автоматической передачи информации с временных разрезов, вопрос об организации формализованного выбора оптимальных точек на профиле для построения глубинного разреза не является актуальным. Задача эта возникает при автоматизированном построении на ЭВМ структурных карт, которое к настоящему времени еще не нашло широкого применения в практике интерпретации сейсмических материалов. Последнее, на наш взгляд, объясняется двумя причинами. Во первых, затраты труда на проведение изогипс на основе увязанных сейсмогеологических разрезов невелики по сравнению с общими зат-

ена с учетом зависимости ее глубин от заданных геолого-геофизических полей.

Здесь мы будем рассматривать корреляционные зависимости (связи). Для выполнения прогноза используем выражение (Г.Н. Каратаев, 1966 г.)

$$H_j = \sum_{i=1}^k a_i \delta F_{ij} + \Delta H_j, \quad (3.1)$$

где δH_{ij} — результат преобразования (трансформации) поля F_i в точке j ; k — число используемых для прогноза геолого-геофизических полей; a_i — коэффициенты весового участия трансформант в прогнозе контактной поверхности; ΔH_j — интерполяционная или увязочная составляющая прогноза.

Для трансформации полей могут быть использованы преобразования типа свертки (аналитическое продолжение поля, вычисление высших производных и т.п.), сглаживание методом полиномов (тренд-анализ), корреляционный метод разделения поля и другие способы. Преобразования полей могут определяться их природой. Например, если используется гравитационное поле, то мощности рыхлых отложений целесообразно преобразовать в аномалии силы тяжести от рельефа коренных пород. Такой подход приводит к геологическому редуцированию гравитационного поля. Обычно редуцирование выделяют в самостоятельный (предварительный) этап интерпретации, результаты которого используют при прогнозе глубин до контактной поверхности. Выбор метода преобразований полей является определяющим в разработке методики корреляционно-интерполяционного прогноза. Здесь будут рассмотрены две методики корреляционно-интерполяционного прогноза: а) на основе корреляционного метода разделения аномалий [32], б) на основе трансформаций контактной поверхности и геолого-геофизических полей [21] методом полиномов в скользящем окне.

Кроме выбора метода трансформаций необходимо разработать способ нахождения оптимальных параметров трансформаций на основе использования эталонных точек и определить способ вычисления весовых коэффициентов a_i . Отметим, что в корреляционном методе важно выбрать параметр преобразования (степень фонового полинома n), а коэффициенты a_i определяются автоматически.

Остановимся на интерполяционной составляющей ΔH_j в выражении (3.1). Предположим, что найдены некоторые оптимальные трансформации полей и коэффициента a_i . Тогда прогнозные значения глубин до контактной поверхности можно вычислить для любой точки j корреляционным методом:

$$H_{kj} = a_1 \delta F_{1j} + a_2 \delta F_{2j} + \dots + a_i \delta F_{ij}. \quad (3.2)$$

Эти величины в общем случае не равны заданным глубинам в эталонных точках. Кроме того, вычисленные по формуле (3.2) глубины в некоторых точках могут не соответствовать заданной области возможного ее поло-

жения, т.е.: $\Delta H_{kj} > H_{\max j}$ или $\Delta H_{kj} < H_{\min j}$, где $H_{\max j}$, $H_{\min j}$ — максимально и минимально допустимые глубины в j -й точке.

В корреляционно-интерполяционном прогнозе предусматривается преобразование контактной поверхности, полученной корреляционным методом, позволяющее ликвидировать несоответствие глубин априорным геологическим данным. В результате этой процедуры находится увязочная составляющая ΔH_j выражения (3.1).

Возможность использовать одновременно несколько геолого-геофизических полей для прогноза глубин до контактной поверхности делает корреляционные методы аппаратом комплексной интерпретации геофизических и геологических материалов. Достоинством корреляционных методов является возможность изучения границ по геофизическим полям даже в случаях, когда эти границы не создают аномалии, но развивались унаследованно с аномалиеобразующими горизонтами. Методы применимы при отсутствии четких границ изменения физических свойств (например, при нарастании плотности с глубиной), когда использование классических методов решения обратных геофизических задач зачастую невозможно.

3.1. Корреляционный метод разделения аномалий

Корреляционный метод разделения аномалий разработан на кафедре полевой геофизики Московского института нефти и газа В.И. Шрайбманом и М.С. Ждановым [32]. Метод нашел широкое практическое применение и оказался достаточно эффективным в различных геолого-геофизических условиях. Он основан на использовании конкретной априорной информации о глубинах до изучаемого горизонта непосредственно на площади исследований. Метод позволяет не только оптимально разделить поле F на локальную $F_{\text{л}}$ и региональную (фоновую) $F_{\text{ф}}$ составляющие, но и с помощью полученного уравнения регрессии H по $F_{\text{л}}$ прогнозировать глубины до изучаемой контактной поверхности. Приводимые ниже основы корреляционного метода разделения аномалий КОМР изложены по [32] с использованием ряда положений, разработанных автором в 1974 г.

Основные положения метода

Геофизические поля обычно обусловлены суммарным влиянием ряда геологических объектов. При решении конкретных геологических задач необходимо выделить полезную составляющую геофизического поля, в некотором смысле наилучшим образом отражающую структуру изучаемой контактной поверхности. Предположим, что существует составляющая геофизического поля $F_{\text{л}}$, которая с достаточной точностью линейно связана с глубинами до изучаемой контактной поверхности, т.е.

$$H = k F_{\text{л}} + c. \quad (3.3)$$

Аппроксимируя фоновую составляющую поля полиномом координат точек участка x, y

$$F_{\Phi} = b_{00} + b_{10}x + b_{01}y + b_{11}xy + b_{20}x^2 + b_{02}y^2 + \dots \quad (3.4)$$

и принимая во внимание, что

$$F_{\Delta} = F - F_{\Phi},$$

получим

$$H = kF + a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{11}xy + \dots, \quad (3.5)$$

$$\text{где } a_{00} = -kb_{00} + c; \quad a_{10} = -kb_{10}, \quad a_{01} = -kb_{01} \dots$$

Подставляя значения глубин, интерпретируемых аномалий и координат эталонных точек в (3.5), получим систему уравнений, линейных относительно неизвестных коэффициентов k и a . Решение этой системы позволит найти k и a . Используя значения этих коэффициентов в (3.5), можем с помощью этого выражения вычислить (прогнозировать) глубины в любой точке изучаемого участка.

Для решения системы (3.5) необходимо, чтобы число эталонных точек было не меньше числа неизвестных коэффициентов в (3.5), которое зависит от степени полинома, аппроксимирующего фон. Вопрос выбора оптимальной степени фонового полинома будет рассмотрен позже. Для достоверного решения задачи необходимо, чтобы число неизвестных коэффициентов в (3.5) было значительно меньше числа эталонных точек. Тогда число уравнений системы будет больше числа неизвестных. Эта система в общем случае будет несовместной, так как равенства (3.4) и (3.5) приближенные, а, кроме того, исходные данные для решения системы (F и H) имеют погрешности. Так как система уравнений удовлетворяется с некоторой ошибкой ϵ , то

$$H_i - kF_i - a_{00} - a_{10}x_i - a_{01}y_i - a_{11}x_iy_i - \dots = \epsilon_i. \quad (3.6)$$

Способ наименьших квадратов позволяет найти решение системы (3.6), при котором

$$\Sigma \epsilon_i^2 = \min. \quad (3.7)$$

Результаты решения можно записать в виде

$$k = \Delta_k / \Delta, \quad a_{00} = \Delta a_{00} / \Delta, \quad (3.8)$$

где

$$\Delta = \begin{vmatrix} \Sigma F_0^2 & \Sigma F_i & \Sigma F_i x_i & \Sigma F_i y_i & \dots \\ \Sigma F_i & n & \Sigma x_i & \Sigma y_i & \dots \\ \Sigma F_i x_i & \Sigma x_i & \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i y_i & \dots \\ \Sigma F_i y_i & \Sigma y_i & \Sigma x_i y_i & \Sigma y_i^2 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix}; \quad (3.9)$$

$$\Delta_k = \begin{vmatrix} \Sigma H_i F_i & \Sigma F_i & \Sigma F_i x_i & \Sigma F_i y_i & \dots \\ \Sigma H_i & n & \Sigma x_i & \Sigma y_i & \dots \\ \Sigma H_i x_i & \Sigma x_i & \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i y_i & \dots \\ \Sigma H_i y_i & \Sigma y_i & \Sigma x_i y_i & \Sigma y_i^2 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix} \quad (3.10)$$

и т.д.

В тех случаях, когда кроме поля F (будем называть его F_1) имеются другие геолого-геофизические поля F_2, F_3, \dots , несущие информацию о контактной поверхности или о помехах, искажающих поле F_1 , но не поддающихся описанию фоновым полиномом, корреляционный метод разделения аномалий целесообразно применять в его многомерном варианте. В этом случае выражение (3.5) приобретает вид

$$H = k_1 F_1 + k_2 F_2 + k_3 F_3 + \dots + a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + \dots \quad (3.11)$$

Для нахождения коэффициентов k и a применяется метод наименьших квадратов. В результате получаются выражения, аналогичные (3.8) — (3.10).

Многомерный вариант корреляционного метода разделения аномалий является аппаратом комплексной интерпретации геолого-геофизической информации.

Фоновый полином и критерии выбора его степени

Чем выше степень фонового полинома, тем точнее, казалось бы, можно описать им фон, а следовательно, более достоверно решить задачу прогноза глубин до изучаемой контактной поверхности. Однако ряд причин не позволяют применять высокие степени фонового полинома. В первую очередь допустимая степень фона ограничена числом эталонных точек, а точнее, числом составляемых линейных уравнений (3.5). В таблице приведено минимальное число эталонных точек, формально позволяющее вычислить коэффициенты фонового полинома до девятой степени включительно.

Степень фонового полинома	Минимальное число эталонных точек	Степень фонового полинома	Минимальное число эталонных точек
0	$k + 1$	5	$k + 21$
1	$k + 3$	6	$k + 28$
2	$k + 6$	7	$k + 36$
3	$k + 10$	8	$k + 45$
4	$k + 15$	9	$k + 54$

Примечание. k — число используемых для прогноза геолого-геофизических полей.

Выражения (3.8) и (3.11) имеют смысл, если детерминант-знаменатель (3.9) не равен нулю. Рассмотрим условия, при которых это неравенство не выполняется. Допустим, что в эталонных точках хотя бы одно из используемых геолого-геофизических полей F удовлетворяет полиному координат степени m :

$$F_i = b_{00} + b_{10}x_i + b_{01}y_i + \dots + b_{pq}x_i^p y_i^q + \dots + b_{m0}x_i^m + b_{0m}y_i^m. \quad (3.12)$$

Записав выражение (3.12) для всех l эталонных точек и просуммировав их, получим

$$\sum_{i=1}^l F_i = b_{00}l + b_{10} \sum_{i=1}^l x_i + b_{01} \sum_{i=1}^l y_i + \dots \quad (3.13)$$

Умножив обе части (3.12) для всех эталонных точек на F_i , просуммировав, получим

$$\sum_{i=1}^l F_i^2 = b_{00} \sum_{i=1}^l F_i + b_{10} \sum_{i=1}^l F_i x_i + b_{01} \sum_{i=1}^l F_i y_i + \dots \quad (3.14)$$

Сопоставляя (3.13) и (3.14) с первыми двумя строками детерминанта-знаменателя (3.9), легко заметить, что если $n \geq m$, то первые два элемента его первых столбцов являются линейной комбинацией элементов последующих столбцов. Путем умножения (3.12) на x_i, y_i и т.д. с последующим суммированием получим выражения, которые доказывают, что все элементы первого столбца являются линейной комбинацией элементов последующих столбцов. На основании известного свойства детерминантов это свидетельствует о равенстве нулю знаменателей в (3.8).

Таким образом, если значения одного из используемых полей в эталонных точках удовлетворяют полиному степени m , для аппроксимации фона следует использовать полином степени n , меньшей m .

При использовании одного поля для прогноза контактной поверхности в корреляционном методе разделения аномалий рассмотренный случай точного описания поля F полиномом координат говорит об отсутствии в эталонной выборке данных об аномалиях $F_{\text{л}}$ более высокого порядка, чем фон, описываемый полиномом заданной степени. Естественно, что в этом случае невозможно установить закономерность (3.3). В многомерном варианте корреляционного метода разделения аномалий точное соответствие одного из дополнительных полей (например, F_2) полиному координат заданной степени при невозможности описания подобным полиномом поля F_1 создает благоприятные условия для разделения аномалий. В этом случае поле F_2 несет полезную информацию о фоновой составляющей поля F_1 . В связи с этим разделение аномалий может быть выполнено без фонового полинома или с использованием самых низких степеней этого полинома.

Если полиномом степени t в эталонных точках точно описываются глубины до контактной поверхности

$$H_i = b'_{00} + b'_{10}x_i + b'_{01}y_i + \dots + b'_{pq} + \dots + b'_{t0}x_i^t + b'_{0t}y_i^t, \quad (3.15)$$

то для фонового полинома должна использоваться более низкая степень $n < t$. Дело в том, что при $n \geq t$ детерминант (3.8) равен нулю. Доказательство этого аналогично приведенному выше доказательству равенства нулю детерминанта (3.9). Если $\Delta k = 0$, естественно, что определяемое по (3.11) значение коэффициента k также окажется равным нулю, т.е. поле F не будет участвовать в прогнозе глубин, а они будут определяться только фоновым полиномом. В этом случае происходит прогнозирование глубин с помощью тренда без использования геолого-геофизических полей. Такой прогноз является по существу интерполяцией.

Для определения максимально допустимой степени фонового полинома необходимо определить минимальные степени m и t полиномов (3.12) и (3.15), которым удовлетворяют используемые поля или глубины в эталонных точках. Степень фонового полинома n должна удовлетворять условию: $n < t, n < m$.

Эту задачу можно решать путем последовательного увеличения степени полиномов (3.12) и (3.15), начиная с нулевой и не превышая максимальную степень, приведенную в таблице. Подставляя каждый раз значения глубин в (3.15) и поля в (3.12), будем получать системы уравнений, линейных относительно неизвестных коэффициентов полинома. Решая системы по методу наименьших квадратов, найдем значения коэффициентов полинома, после чего можем вычислить отклонения поля и глубин в эталонных точках от соответствующих трендов

$$\delta_{H_i} = H_i - [b'_{00} + b'_{10}x_i + b'_{01}y_i + \dots], \quad (3.16)$$

$$\delta_{F_i} = F_i - [b_{00} + b_{10}x_i + b_{01}y_i + \dots] \quad (3.17)$$

и их средние квадратические значения

$$\delta_H = \sqrt{(\sum \delta_{H_i}^2)/P}, \quad \delta_F = \sqrt{(\sum \delta_{F_i}^2)/P}, \quad (3.18)$$

где P — число эталонных точек. Если при некоторой степени полинома $\delta_H = 0$ или $\delta_F = 0$, то степень фонового полинома (3.4) должна быть понижена.

Значения δ_H и δ_F могут не равняться нулю, но быть столь малыми, что в значительной степени будут определяться погрешностью допущений (3.3) и (3.4) или ошибками исходных данных H и F в эталонных точках. Полученное решение при малых значениях δ_H и δ_F может оказаться случайным и не отражать истинных соотношений между аномалиями и глубинами. За меру величин δ_H и δ_F можно принять среднее квадратическое значение приближения глубин ϵ_H (3.7) и аналогичное приближение аномалий. На моделях было показано (А.В. Матусевич, 1974 г.), что удовлетворительный результат прогноза можно получить при соотношении $\delta_H/\epsilon_H \geq 1,5$; при $\delta_H/\epsilon_H < 1,2$ к получаемым результатам следует относиться весьма критически. Напомним, что $\delta_H = 0$ приводит к описанию эталонной выборки глубин фоновым полиномом. В связи с этим полезно рассматривать коэффициент корреляции глубин и фона. Невысокая коррелируемость этих величин говорит об отсутствии нежелательной под-

стройки фонового полинома под особенности эталонной выборки глубин.

Прогноз контактных поверхностей с использованием корреляционного метода разделения аномалий рекомендуется выполнять внутри области, оконтуренной эталонными точками, или, по крайней мере, на незначительном удалении от нее. Дело в том, что за пределами этого контура фоновая составляющая поля F_{ϕ} , не контролируемая эталонными точками, экстраполируется полиномом. Экстраполяция может привести к столь существенным отклонениям фона от разделяемого поля F , что локальные аномалии $F_{\text{л}}$ приобретут совершенно нереальные значения. Аналогичные отклонения фона в виде интенсивных экстремумов могут произойти и внутри области эталонных точек при неравномерной их густоте на участках обширных "пустот". Явления "завалов" и "ураганных" экстремумов фоновой составляющей в значительной степени ограничивают возможности корреляционного метода разделения аномалий и могут приводить к ложным результатам прогноза. Подобные явления характерны для полиномов высоких степеней, поэтому использовать из следует с большой осторожностью. Признаком, косвенно указывающим на "завалы" и "ураганные" экстремумы фона, может служить резкое возрастание дисперсии локальных аномалий при повышении степени фонового полинома. Дисперсия должна рассчитываться по всем прогнозным точкам.

Определение оптимальной степени фонового полинома выполняется путем последовательного ее увеличения, начиная с нуля. Для каждой степени полинома во всех эталонных точках вычисляются фон, локальное поле, прогнозные значения глубин и ряд статистических характеристик. Приведем принципы анализа результатов таких вычислений для выбора оптимальной степени фона.

1. Средняя квадратическая ошибка приближения глубин в эталонных точках ϵ_H не должна превышать амплитуд структур, представляющих геологический интерес. Эти погрешности характеризуют предельную точность прогноза.

2. Если при повышении степени фонового полинома происходит резкое увеличение дисперсии локальной составляющей, вычисленной для всей площади прогноза, следует тщательно проанализировать поведение фона на участках обширных "пустот", где могут возникнуть, как отмечалось выше, "завалы" и "ураганные" экстремумы. В случае таких явлений степень фона должна быть понижена.

3. Отношение ошибки описания глубин полиномом к ошибке прогноза корреляционным методом с использованием фона той же степени должно быть не менее 1,3–1,5. Величина этого отношения характеризует вклад используемого поля (или полей) в прогноз глубин.

4. Коэффициенты регрессии k, k_1, \dots (3.5) и (3.11) не должны принципиально отличаться от характерных для района, так как в конечном счете они обусловлены физической природой аномалий.

5. Если увеличение степени полинома несущественно уменьшает ошибку прогноза глубин, предпочтение отдается низшей степени полинома.

Выработанные критерии выбора оптимальной степени полинома, к сожалению, не всегда позволяют однозначно решать этот важнейший вопрос рассматриваемой методики интерпретации геофизических полей. На практике приходится выполнять несколько вариантов прогноза и на основании анализа полученных структурных карт выбирать оптимальный вариант.

3.2. Увязка контактной поверхности

При прогнозе контактной поверхности с использованием корреляционного метода разделения аномалий даже в эталонных точках глубины определяются с некоторой погрешностью ϵ_i , среднее квадратическое значение которой

$$\epsilon = \sqrt{\frac{\sum (\sum (H_{li} - H_{gi})^2)}{n}} \quad (3.19)$$

называют ошибкой приближения. Эта ошибка равна нулю только при условии

$$r(H, F_{\text{л}}) = 1, \quad (3.20)$$

где r – коэффициент корреляции глубин и локальных аномалий, определенный по эталонным точкам. Даже при довольно высоких, но не равных единице, коэффициентах корреляции погрешности приближения могут быть значительными. Так, при $r = 0,9$ и перепадах глубин на участке в пределах 2 км, используя выражение

$$\epsilon = \sigma_H \sqrt{1 - r^2}, \quad (3.21)$$

где σ_H – дисперсия глубин, легко получить $\epsilon = 60$ м. При нормальном законе распределения в отдельных точках ошибки могут достигать 120 м. Такое несоответствие числовой модели априорным данным весьма существенно. При сечении прогнозной карты 100–200, а тем более 50 м глубины в эталонных точках могут не соответствовать изолиниям. Подобная карта может вызвать у геолога гораздо большее недоверие, чем она заслуживает. Здесь проявляется недостаток корреляционного метода разделения аномалий, в котором не учтена повышенная достоверность прогноза вблизи эталонных (опорных) точек. Очевидно, что в некоторой окрестности эталонной точки с высокой вероятностью можно ожидать заданную глубину, исправленную с учетом наклона границы на прогнозной карте. Отсюда напрашивается мысль о необходимости преобразования прогнозной контактной поверхности для того, чтобы трансформированная граница, сохраняя все особенности рельефа, полученного корреляционным методом, точно или практически точно проходила через глубины, заданные в эталонных точках.

В качестве эталонных при корреляционном прогнозе могут использоваться не все точки с известными глубинами до контактной поверхности. Например, если на исследуемой площади на отдельных относительно небольших участках известны глубины по относительно сгущенной се-

ти, в качестве эталонных из каждой такой группы следует использовать одну или несколько точек. Такие ситуации могут возникнуть при наличии детально разведанных участков, а также в случаях выходов изучаемых пород под рыхлые отложения или на дневную поверхность. Если для решения системы уравнений (3.6) с целью определения коэффициентов оператора прогноза допустимо, а иногда и необходимо использовать не все данные о глубинах до изучаемого горизонта, результативную контактную поверхность необходимо привести в полное соответствие со всей имеющейся информацией.

Как уже отмечалось, в корреляционно-интерполяционном прогнозе кроме точных используются приближенные данные о глубинах до контактной поверхности. Они задаются двумя контактными поверхностями, ограничивающими сверху (H_{\min}) и снизу (H_{\max}) область возможного положения прогнозируемой контактной поверхности. Результативная контактная поверхность не должна нарушать границы допустимой области.

Задача увязки – приведение прогнозной контактной поверхности в полное соответствие как с точными, так и с приближенными данными о глубинах ее залегания. Рассматриваемая методика увязки, реализованная на ЭВМ, включает две последовательные операции: а) интерполяцию невязок с последующим суммированием их с исходной матрицей глубин; б) присвоение априорных данных о глубинах.

Интерполяция невязок

Для увязки контактной поверхности, полученной корреляционным методом, используется линейная интерполяция невязок. Точки с известными значениями невязок объединяются в систему непересекающихся треугольников. В пределах каждого треугольника интерполированные значения определяются по уравнению плоскости, удовлетворяющему значениям невязок в вершинах треугольника. Подробнее этот алгоритм интерполяции рассмотрен в разд. 2.2 и 2.3. Путем интерполяции определяются значения невязок во всех точках, соответствующих элементам матрицы глубин.

В задаче интерполяции невязок важным является формирование массива исходных точек, каждая из которых задается координатами x_i, y_i и величиной невязки глубин ΔH_j . Для описания задачи введем некоторые определения. Все точки с точными данными о глубинах до изучаемой контактной поверхности назовем жесткими, они могут не совпадать с узлами сети описания модели. Точки, в которых при корреляционном прогнозе нарушены границы области возможного существования контактной поверхности, назовем точками нарушения ограничителей. Жесткие точки и точки нарушения ограничителей, находящиеся на границе прямоугольного участка модели, назовем контурными. Система контурных точек должна удовлетворять трем условиям: 1) в составе контурных должны быть угловые точки участка модели; 2) расстояния между соседними контурными точками не могут быть больше L_{\max} ; 3) расстояния

между соседними контурными точками не должны быть меньше L_{\min} . Способ определения величин L_{\min} и L_{\max} будет описан ниже. Первое из перечисленных требований обеспечивает охват системой непересекающихся треугольников всей площади модели. Второе и третье условия распространяются не только на контурные точки, но и на весь массив исходных для интерполяции точек. Выполнение этих требований позволяет регулировать равномерность сети точек. Резко неравномерные сети затрудняют формирование оптимальных треугольников. При нарушении первого и второго условий массив исходных точек пополняется условными точками. При нарушении третьего условия производится разрежение исходных точек. При разрежении в первую очередь исключаются точки нарушения ограничителей.

Определение невязок в исходных точках разного типа выполняется по-разному. В жестких точках для этого из заданных глубин вычитаются интерполированные значения глубин увязываемой контактной поверхности, при этом применяется псевдолинейная интерполяция прогнозных значений в узлах ячейки, в пределах которой расположена рассматриваемая жесткая точка. В точках нарушения ограничителей невязка равна отклонению прогнозных значений от границы области возможного положения контактной поверхности. В условные точки на контуре невязка переносится из ближайших жестких точек или точек нарушения ограничителей. В условных точках внутри участка для определения невязки используется описанный выше способ интерполяции с применением восьмисекторной палетки (см. разд. 2.3), при этом в качестве исходных используются невязки в жестких точках и в точках нарушения ограничителей.

Опыт показывает, что для уверенного формирования оптимальной сети непересекающихся треугольников расстояние между ближайшими точками не должно изменяться более чем в 4–8 раз. Исходя из этого, предлагается способ определения предельно допустимых расстояний между исходными для интерполяции точками. Среднее расстояние между точками на участке

$$L = \sqrt{(P-1)(Q-1)\Delta y \Delta x / N}, \quad (3.22)$$

где P – число столбцов в матрице контактной поверхности; Q – число строк в этой матрице; Δy – расстояние между точками модели в направлении строк матрицы; Δx – расстояние между точками модели в направлении столбцов матрицы; N – суммарное число жестких точек и точек нарушения ограничителей.

Максимальное и минимальное расстояния между точками можно определить так:

$$L_{\min} = \bar{L}/t, \quad L_{\max} = t\bar{L}. \quad (3.23)$$

С помощью величины t можно регулировать равномерность сети. Исходя из опыта, рекомендуется $2 < t < 4$.

Автоматическое формирование массива исходных для интерполяции точек не всегда дает оптимальные результаты, так как при этом

не учитывается степень надежности исходных данных и важность их учета с точки зрения решаемой геологической задачи. Поэтому в программе, реализованной на ЭВМ, предусмотрена возможность выполнения этой важной работы интерпретатором.

Присвоение априорных значений глубин

После вычитания интерполированных невязок из глубин до контактной поверхности выполняется присвоение априорных значений соответствующим элементам матрицы глубин. Необходимость этой процедуры обусловлена тем, что при интерполяции невязок используются не все априорные данные. Значения глубин в жестких точках переносятся в ближайшие узлы сети модели с учетом наклона прогнозной контактной поверхности:

$$H_{\text{узл}} = H_{\text{ж}} + (H_{\text{пр}} + H_{\text{инт}}), \quad (3.24)$$

где $H_{\text{узл}}$ — присвоенное значение глубины в узловой точке модели; $H_{\text{ж}}$ — заданная глубина в жесткой точке; $H_{\text{пр}}$ — прогнозное значение глубины в узловой точке до процедуры присвоения; $H_{\text{инт}}$ — интерполированное значение в жесткой точке.

Может получиться, что в один и тот же узел переносятся значения из нескольких жестких точек. В этом случае за окончательное значение в данном узле принимается среднее арифметическое.

После присвоения глубин в ближайших к жестким точкам узлах сети производится контроль контактной поверхности на максимально и минимально допустимые глубины. Точкам, где эти ограничения нарушаются, присваиваются предельно допустимые значения глубин. Указанная контактная поверхность при необходимости сглаживается путем усреднения в скользящем окне. После этого увязку следует повторить, используя в качестве исходной матрицу сглаженных глубин.

3.3. Корреляционно-интерполяционный прогноз с использованием трансформаций

Существенные недостатки корреляционного метода разделения аномалий связаны с аппроксимацией фоновой составляющей полиномом координат. При значительных размерах участков фон не удастся описывать полиномами низких степеней, а использование полиномов высоких степеней нередко приводит к появлению интенсивных заведомо ложных аномалий фоновой и, как следствие, локальной составляющих. Выше это свойство полиномов рассматривалось подробно. Явление "завалов" и "ураганов" экстремумов фона не удастся контролировать автоматически, а главное, не разработаны методы, позволяющие исключить эти аномалии. Такое неустойчивое поведение фонового полинома характерно для относительно обширных областей отсутствия эталонных точек и для краевых частей участков. Ни один из предложенных критериев выбора

оптимальной степени фонового полинома не направлен на анализ полинома вне эталонных точек.

От ложных аномалий фона удастся избавиться применением корреляционного прогноза, основанного на использовании трансформаций прогнозируемого и прогнозирующих параметров. Способ был предложен и использован для прогнозирования антиклинальных структур в пермо-триасовой толще Северного Устюрта [21]. При решении этой задачи эталонные данные имелись по редкой сети сейсмических профилей, что позволило выполнить профильную трансформацию прогнозируемого горизонта. При нерегулярной сети эталонных точек трансформация прогнозируемого горизонта затрудняется. Разработка методики вычисления фоновой составляющей при произвольной сети исходных точек расширяет область применения рассматриваемого метода прогноза.

Постановка задачи

На изучаемой площади по достаточно густой регулярной сети заданы геолого-геофизические параметры F_1, F_2, F_3, \dots . Глубины до изучаемого горизонта H известны в эталонных точках, расположенных по относительно редкой нерегулярной сети. Предполагается, что рельеф изучаемой контактной поверхности может быть разделен на фоновую (региональная структура) и локальную (локальные структуры) составляющие. Густота сети эталонных точек позволяет с достаточной точностью описать региональную структуру, и в то же время этими точками фиксируются некоторые элементы локальных структур. Если изучаемый или другой, согласно с ним залегающий, горизонт создает аномалии одного или нескольких заданных параметров, следует ожидать существование корреляционной связи между глубинами и этими параметрами, а также между их трансформантами. Осложнение заданных параметров региональными составляющими, не связанными с глубинами до изучаемого горизонта, нарушает корреляционную связь между H и F , но связь между трансформантами δH и δF при оптимальных параметрах пересчета может остаться достаточно тесной. При использовании методов трансформации, не меняющих размерность исходной функции, коэффициент k уравнения регрессии

$$H = kF + C \quad (3.25)$$

будет достаточно близким к величине коэффициента k уравнения регрессии

$$\delta H = k' \delta F + C', \quad (3.26)$$

если параметры пересчета позволят эффективно исключить (подавить) региональные составляющие контактной поверхности и геолого-геофизического прогнозирующего поля F . Поясним это на примере (рис. 14). Между глубинами до контактной поверхности H и некоторым геолого-геофизическим полем F существует достаточно тесная корреляционная связь (рис. 14, а). Если контактная поверхность и геолого-геофизическое поле будут осложнены неодинаковыми региональными составляющими,

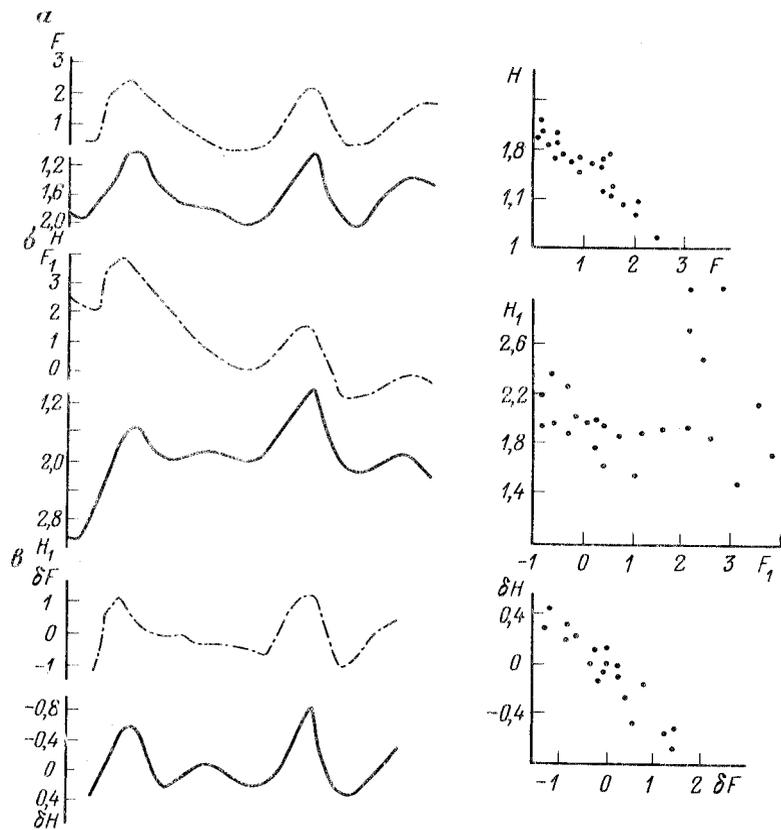


Рис. 14. Графики глубин, поля, их трансформант и корреляционных зависимостей между ними

между такими параметрами H_1 и F_1 корреляционная связь может нарушиться и даже исчезнуть (рис. 14, б). Искаженные фоном контактная поверхность и геолого-геофизическое поле преобразованы по методу Андреева—Гриффина. Как видно из рис. 14, в, корреляционная связь между трансформантами δH и δF оказывается достаточно высокой. Более того, наклоны графиков уравнений регрессии H по F и δH по δF практически сохраняются. Это свойство трансформант положено в основу рассматриваемого метода.

Задача заключается в том, чтобы в заданном интервале параметров пересчета выполнить трансформации контактной поверхности и геолого-геофизических полей, исследовать корреляционную связь между локальными составляющими глубин и полей, выбрать информативные поля и их оптимальные трансформанты и на основе этого вычислить прогнозные значения глубин до контактной поверхности во всех точках регулярной

сети, используя формулу

$$H = q_1 k_1 \delta F_1 + q_2 k_2 \delta F_2 + \dots + H_F + \Delta H, \quad (3.27)$$

где $\delta F_1, \delta F_2$ — оптимальные трансформанты заданных полей; q_1, q_2 — коэффициенты весового участия трансформант в прогнозе глубин до контактной поверхности; k_1, k_2 — коэффициенты регрессии; H_F — региональная составляющая прогнозируемой контактной поверхности; ΔH — невязки глубин.

Для реализации вычислений по приведенной формуле необходимо решить следующие вопросы: 1) разработать способ трансформации глубин до контактной поверхности, заданных по нерегулярной сети; 2) выработать методику анализа корреляционных связей с целью определения информативности используемых геолого-геофизических полей, установления оптимального параметра трансформации и коэффициентов весового участия выбранных трансформант в прогнозе; 3) выбрать способ увязки контактной поверхности с априорными данными, т.е. способ вычисления ΔH . Увязка контактной поверхности с априорными данными может выполняться так же, как и при прогнозе с использованием корреляционного метода разделения аномалий (см. разд. 3.2), поэтому рассмотрим только методику трансформаций и анализа корреляционных связей.

Трансформация контактной поверхности и геолого-геофизических полей

Для выделения локальных составляющих рельефа контактной поверхности и геолого-геофизических полей региональный фон определяется путем аппроксимации исходной функции полиномом координат в скользящем окне. Этот метод позволяет получить локальные и региональные аномалии на всей площади заданного исходного поля без потери зоны обрамления (В.Л. Гульницкий, 1968 г.), что имеет важное значение при объемном геологическом моделировании. Если поле задано по регулярной сети, вычисления ведутся следующим образом. По числовой матрице исходного поля перемещается палетка прямоугольной формы. При каждом положении палетки в пределах ее границ исходное поле аппроксимируется полиномом координат второй степени:

$$F_{\Phi} = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{11}xy + a_{20}x^2 + a_{02}y^2. \quad (3.28)$$

Коэффициенты фонового полинома определяются по методу наименьших квадратов. Задача сводится к решению системы линейных уравнений:

$$\begin{aligned} a_{00}n + a_{10}\sum x_i + a_{01}\sum y_i + a_{11}\sum x_i y_i + a_{20}\sum x_i^2 + a_{02}\sum y_i^2 &= \sum F_i, \\ a_{00}\sum x_i + a_{10}\sum x_i^2 + a_{01}\sum x_i y_i + a_{11}\sum x_i^2 y_i + a_{20}\sum x_i^3 + a_{02}\sum x_i y_i^2 &= \sum x_i F_i, \\ a_{00}\sum y_i + a_{10}\sum x_i y_i + a_{01}\sum y_i^2 + a_{11}\sum x_i y_i^2 + a_{20}\sum x_i^2 y_i + a_{02}\sum y_i^3 &= \sum y_i F_i, \\ a_{00}\sum x_i y_i + a_{10}\sum x_i^2 y_i + a_{01}\sum x_i y_i^2 + a_{11}\sum x_i^2 y_i^2 + a_{20}\sum x_i^3 y_i + a_{02}\sum x_i y_i^3 &= \sum x_i y_i F_i, \end{aligned} \quad (3.29)$$

$$a_{00} \Sigma x_i^2 + a_{10} \Sigma x_i^3 + a_{01} \Sigma x_i^2 y_i + a_{11} \Sigma x_i^3 y_i + a_{20} \Sigma x_i^4 + a_{02} \Sigma x_i^2 y_i^2 = \Sigma x_i^2 F_i,$$

$$a_{00} \Sigma y_i^2 + a_{10} \Sigma x_i y_i^3 + a_{01} \Sigma y_i^3 + a_{11} \Sigma x_i y_i^3 + a_{20} \Sigma x_i^2 + a_{02} \Sigma y_i^4 = \Sigma y_i^2 F_i.$$

Суммирование выполняется для всех точек исходной сети в пределах скользящего окна (палетки). Для упрощения вычислений система координат связана с палеткой, начало системы — центр палетки. В этом случае левая часть системы уравнений зависит только от размеров окна и для каждой трансформации вычисляется 1 раз. Для того чтобы максимально использовать машинную точность, за единицу измерения расстояний по осям координат принимается половина размера окна. Плавность аппроксимирующего полинома может регулироваться размером скользящего окна. Максимальный размер окна равен размеру участка. Для получения более простого фона предусмотрена аппроксимация поля одной плоскостью для всего участка. В этом случае система уравнений примет вид

$$\begin{aligned} a_{00}n + a_{10} \Sigma x_i + a_{01} \Sigma y_i &= \Sigma F_i, \\ a_{00} \Sigma x_i + a_{10} \Sigma x_i^2 + a_{01} \Sigma x_i y_i &= \Sigma x_i F_i, \\ a_{00} \Sigma y_i + a_{10} \Sigma x_i y_i + a_{01} \Sigma y_i^2 &= \Sigma y_i F_i, \end{aligned} \quad (3.30)$$

Суммирование выполняется по всем точкам участка.

При вычислении фона палетка помещается в левый верхний угол участка и перемещается по всей площади с шагом, равным шагу сети модели. При каждом положении палетки вычисляются члены правых частей уравнений, а полученная система решается с использованием стандартной программы. Определенные коэффициенты фонового полинома используются для вычисления регионального поля в одной точке или в группе точек в зависимости от взаимного расположения палетки и участка.

Если палетка расположена в одном из углов участка, то по полученным коэффициентам полинома фон вычисляется во всех точках в пределах четверти палетки, прилегающей к угловой части участка. Если палетка касается одной из границ площади, коэффициенты фонового полинома используются для вычисления регионального поля в точках, лежащих на линии, соединяющей центр палетки с границей участка. При остальных положениях палетки фон вычисляется только для ее центральной точки. Таким образом удается вычислить фон во всех узлах сети модели.

Рассмотрим способ трансформации глубин до контактной поверхности. Если эталонные данные расположены по профилям, например сейсмическим, то, как указывалось выше, можно применять профильные варианты трансформации. Сложнее эта задача решается тогда, когда эталонные точки заданы по произвольной, нерегулярной сети. Для трансформации контактной поверхности в этом случае выполняется предварительная интерполяция с целью получения значений глубин во всех точках сети модели. Для этого применяется описанная выше линейная интерполяция, заключающаяся в соединении исходных точек в систему непересе-

кающихся треугольников с последующим проведением плоскостей через заданные в вершинах треугольников глубины до контактной поверхности. Для трансформации применяется метод аппроксимации фона полиномом в скользящем окне. Такой подход дает более устойчивые результаты по сравнению с полученными при использовании для трансформации непосредственных данных в эталонных точках. Использование предварительно проинтерполированных значений глубин приводит к плавному изменению выборки при перемещении скользящего окна. Конечно, интерполированные значения являются неточными, но для вычисления фона используются достаточно большие выборки и есть основание ожидать, что на усредненных значениях эти ошибки сказываются незначительно. Что касается локальной составляющей, то при решении рассматриваемой задачи ее значения используются только в эталонных точках, где исходные глубины заданы точно.

Выбор оптимальных трансформант и составление прогнозирующего оператора

Для исследования информативности заданных геолого-геофизических полей относительно контактной поверхности выполняются трансформации этих полей и глубин с дискретным изменением скользящего окна. Максимальные пределы изменения размеров палетки — от квадрата со стороной, равной двум шагам сети, до величины изучаемого участка. При размере палетки, равном размеру участка, степень фонового полинома может меняться от нулевой до второй, а при уменьшении скользящего окна используется только полином второй степени. Практически пределы изменения параметров пересчета могут быть уменьшены. Для каждой трансформации вычисляются коэффициенты линейной регрессии

$$k = \frac{\Sigma \delta F_i \delta H_i - (\Sigma \delta H_i) / n}{\Sigma \delta F_i^2 - (\Sigma \delta F_i)^2 / n} \quad (3.31)$$

и коэффициенты корреляции

$$r(\delta \bar{F}, \delta \bar{H}) = \frac{\Sigma (\delta F_i - \delta \bar{F}) (\delta H_i - \delta \bar{H})}{\sqrt{[\Sigma (\delta F_i - \delta \bar{F})^2] [\Sigma (\delta H_i - \delta \bar{H})^2]}}, \quad (3.32)$$

где $\delta \bar{F}$ и $\delta \bar{H}$ — средние значения трансформант соответственно поля и глубин, вычисленные по эталонным точкам.

На основании анализа этих величин выбираются оптимальные для прогноза трансформанты. Положительными признаками (критериями) оптимальности признаны высокое значение абсолютной величины коэффициента корреляции и относительно стабильные значения коэффициентов регрессии при изменении параметров трансформации. Кроме того, коэффициент регрессии оценивается с учетом предполагаемой природы аномалий. Например, увеличение глубин до коренных пород должно отображаться уменьшением аномалий силы тяжести, поэтому коэффициент

регрессии должен быть отрицательным. В процессе анализа некоторые из геолого-геофизических полей могут быть исключены из прогноза.

Прогнозные значения глубин до контактной поверхности вычисляются по (3.27), если размеры скользящего окна для оптимальных трансформаций всех используемых геолого-геофизических полей одинаковы. В этом случае региональная составляющая прогнозируемого горизонта рассчитывается при тех же размерах скользящего окна. В случае применения для трансформации различных геолого-геофизических полей палеток неодинаковых размеров для прогноза следует использовать выражение

$$H = q_1(k_1\delta F_1 + H_{\Phi_1}) + q_2(k_2\delta F_2 + H_{\Phi_2}) + \dots + \Delta H, \quad (3.33)$$

где H_{Φ_1} , H_{Φ_2} — фоновые (региональные) составляющие прогнозируемого горизонта, полученные при оптимальных для соответствующих полей размерах палеток; q_2 — коэффициент весового участия соответствующей трансформанты в прогнозе.

Коэффициенты весового участия определяются на основании соответствующих коэффициентов корреляции, они могут быть пропорциональными этим коэффициентам

$$q_i = r_i / \sum r_i \quad (3.34)$$

или их квадратам

$$q_i = r_i^2 / \sum r_i^2. \quad (3.35)$$

По существу в (3.33) реализовано весовое усреднение результатов прогнозов, выполняемых по каждой выбранной трансформанте.

Увязка глубин с эталонными точками производится так же, как и в корреляционно-интерполяционном прогнозе, основанном на разделении аномалий по методу КОМР, т.е. ΔH в точках регулярной сети определяется путем интерполяции невязок, установленных в эталонных точках.

Недостаток рассмотренных корреляционно-интерполяционных методов прогноза — невозможность использования геолого-геофизических данных по детально изученным сейсморазведкой участкам для вычисления прогнозных значений глубин на площадях, где данные об изучаемой контактной поверхности заданы по относительно редкой сети точек. Для определения коэффициентов формул прогноза (3.5) и (3.11) предусматривается использовать эталонные точки, расположенные непосредственно на площади прогноза. Эти же точки являются опорными для увязки контактной поверхности с жесткими значениями. Сеть эталонных точек должна быть относительно равномерной (КОМР) и достаточно густой (прогноз с использованием трансформаций). Последнее требование связано с тем, что эталонные точки, как отмечалось выше, должны не только отображать региональную структуру контактной поверхности, но и фиксировать элементы локальных особенностей рельефа этого горизонта. Только в этом случае удается достаточно эффективно трансформировать глубины.

Достаточно часто возникает следующая ситуация: контактная поверхность относительно детально изучена на одном из участков какого-либо структурно-тектонического элемента, имеющего однородные условия интерпретации геолого-геофизических данных; прогноз глубин необходимо выполнить на других, менее изученных площадях в пределах этой же или аналогичной по геолого-геофизическим условиям тектонической зоне. Другими словами, сеть точек с известными глубинами в пределах изучаемой площади столь редка, что не обеспечивает применение для прогноза описанных выше корреляционно-интерполяционных методов, но имеется участок с аналогичными условиями, где прогнозируемая контактная поверхность изучена достаточно детально. Для решения задачи в такой постановке выражение (3.33) преобразуем к виду

$$H = q_1 k_1 \delta F_1 + q_2 k_2 \delta F_2 + \dots + H_{\text{инт}}, \quad (3.36)$$

где

$$H_{\text{инт}} = q_1 k_1 H_{\Phi_1} + q_2 k_2 H_{\Phi_2} + \dots + \Delta H.$$

Логично предположить, что сумма региональных составляющих рельефа контактной поверхности является достаточно плавной функцией и с необходимой точностью может быть описана довольно редкой сетью точек. Сгущение сети модели этой составляющей можно выполнить путем интерполяции. Величины ΔH при достаточно высоких коэффициентах корреляции $r(\delta F, \delta H)$ в общем случае значительно меньше $H_{\text{инт}}$ и существенно не исказят суммарный фон $\sum q_i k_i H_{\Phi_i}$. Из этого следует, что $H_{\text{инт}}$ при использовании для прогноза (3.36) можно получить путем интерполяции.

Существует принципиальное различие методик прогноза в зависимости от использования оператора (3.33) или (3.36). В первом случае, как и при прогнозе с использованием КОМР, эталонные точки должны располагаться непосредственно на прогнозируемой площади. Они применяются как для определения параметров разделения поля, так и для увязки прогнозной контактной поверхности с априорными данными. Использование выражения (3.36) позволяет разделить точки с известными глубинами на эталонные, используемые для определения параметров трансформаций, и опорные, служащие каркасом для увязки контактной поверхности. Если опорные точки должны располагаться на прогнозируемой площади, то выполнение такого условия для эталонных точек не обязательно. Это дает возможность использовать эталонные точки, расположенные на детально изученном участке, если этот участок и площадь, где выполняется прогноз контактной поверхности, находятся в единой по геолого-геофизическим условиям области. В пределах площади прогноза достаточно иметь относительно редкую сеть опорных точек, позволяющих описать региональную структуру контактной поверхности.

Методика прогноза сводится к следующему. Величины q и k , а также оптимальные параметры трансформаций определяются по материалам детально изученного участка (или участков). На прогнозируемой площади

выполняются трансформации геолого-геофизических полей и с использованием полученных на детальных площадях значений q и k вычисляется

$$H_{\text{л}} = q_1 k_1 \delta F_1 + q_2 k_2 \delta F_2 \quad (3.37)$$

во всех точках сети модели. В опорных точках на площади прогноза вычисляются значения

$$H_{\text{инт}} = H - H_{\text{л}}. \quad (3.38)$$

Эти величины интерполируются во все точки модели. Выполняется несколько циклов линейной интерполяции с последующим сглаживанием и увязкой. Далее для всех прогнозных точек вычисляются значения глубин

$$H = H_{\text{л}} + H_{\text{инт}}. \quad (3.39)$$

Полученная матрица глубин увязывается с априорными данными так же, как и при корреляционно-интерполяционном прогнозе с использованием КОМП.

4. РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ

Решение прямых задач гравirazведки для объемного геологического моделирования имеет важное значение. Во-первых, если объемная геологическая модель сформирована на основании геолого-геофизической информации без использования гравитационного поля, то решение прямой задачи гравirazведки позволит проанализировать соответствие этой модели результатам гравиметрической съемки. Во-вторых, при надежных данных об аномалиеобразующих объектах решение прямой задачи позволит выполнить геологическое редуцирование геофизического поля; примером может служить введение поправок за рыхлые отложения в гравитационном поле. И, наконец, в-третьих, прямая задача гравirazведки как основная составная часть входит в алгоритмы решения более сложной обратной задачи.

В практике решения прямых задач геофизики на ЭВМ применяется аппроксимация геологических тел различными геометрическими фигурами [14]: вертикальными и наклонными уступами [10], вертикальными и горизонтальными призмами [18 и др.], усеченными пирамидами, тригональными многогранниками и др. Каждая из этих форм может оказаться удобнее других для описания конкретных геологических тел минимальным числом фигур. При решении практических задач крайне неудобно использовать разные геометрические формы для геологической модели одного участка, так как трудно создать плотную упаковку моделируемой области непересекающимися телами. Достаточно легко эта задача решается при использовании для аппроксимации наиболее простых геометрических фигур, для которых контроль на непересечение относительно несложен. Для упрощения решения задачи удаленные от точки вычисления

аппроксимирующие тела заменяются другими, характеризующимися более простыми формулами. Например, удаленный параллелепипед заменяется материальным стержнем, совмещенным с осью параллелепипеда и имеющим одинаковую с ним массу. Упрощение аппроксимации удаленных масс наиболее просто выполняется в палеточных методах решения прямых задач геофизики. Правила аппроксимации в этих методах определяются палеткой (номограммой), сконструированной стандартно для данного метода или формируемой программно по некоторому правилу. В "домашинный" период интерпретации геофизических аномалий были разработаны разнообразные палетки для решения прямых задач. Принципы палеточного решения прямых задач геофизики могут эффективно применяться при разработке программ для ЭВМ.

В методике объемного геологического моделирования наиболее полно разработано решение прямой задачи гравirazведки, которое реализовано в достаточно технологичной программе для ЕС ЭВМ. На основании этой программы созданы исследовательские варианты программ решения прямых задач магниторазведки и электроразведки по методу срединных градиентов. Опыт показал перспективность программного аппарата решения прямой задачи гравirazведки для вычисления аномалий магнитного и электрического полей.

4.1. Решение прямой задачи гравirazведки для одной контактной поверхности

Разработанный алгоритм предусматривает описание модели по квадратной сети и вычисление гравитационного поля в точках, совпадающих с узлами сети. Эти точки могут находиться как на горизонтальной плоскости, так и на произвольной поверхности. Размеры объемной геологической модели в плане могут не совпадать с размерами участка, на котором вычисляется поле, т.е. геометрическая модель может не совпадать с гравиметрической. Обычно геометрическая модель бывает шире гравиметрической для того, чтобы можно было учитывать гравитационное влияние прилегающих площадей. Однако при вычислении гравитационного поля от компактных тел, описанных контактными поверхностями, предусмотрена возможность задания геометрической модели на участке, значительно меньшем площади гравиметрической модели. При вычислении поля не на горизонтальной плоскости в набор контактных поверхностей геометрической модели необходимо включить матрицу альтитуд вычисляемых точек. Если нужно учитывать не только высоты вычисляемых точек, но и гравитационное влияние рельефа, он может рассматриваться как одна из гравивтивных границ. Как глубины до контактных поверхностей, так и альтитуды рельефа задаются в километрах.

Алгоритмом предусмотрена возможность учета переменной плотности контактной поверхности, которая должна быть задана произведением двух функций, одна из которых $\sigma(H)$ зависит от глубины, а другая $\sigma(x, y)$ от положения в плане:

$$\sigma_{\text{изб}} = \sigma_{\text{н}} \cdot \sigma(x, y). \quad (4.1)$$

Предусмотрена зависимость плотности от глубины по кусочно-линейному закону, который задается вершинами ломаной линии — глубинами H и значениями $\sigma(H)$ на этих глубинах. Латеральное изменение плотности определяется числовой матрицей $\sigma(x, y)$, заданной по той же сети, что и матрица глубин, границы этих матриц могут не совпадать. Набор матриц, соответствующих всем гравиактивным границам, будем называть числовой моделью характеристик латерального изменения плотностей, или для краткости — плотностной моделью. Частными случаями используемых законов изменения избыточных плотностей могут быть:

$$\sigma_{изб} = \sigma(x, y), \quad \sigma_{изб} = \sigma(H), \quad \sigma_{изб} = \text{const.} \quad (4.2)$$

В последующих двух случаях матрицы $\sigma(x, y)$ не задаются.

Если гравитационное поле изучается не на горизонтальной плоскости, используемый алгоритм решения прямой задачи гравиразведки допускает применять плотность, зависящую только от координат x и y , или постоянную плотность, т.е. $\sigma_{изб} = \sigma(x, y)$ или $\sigma_{изб} = \text{const.}$

Вычисление гравитационного поля от одной контактной поверхности — важнейшая составная часть алгоритмов обратных задач как для одной гравиактивной границы, так и для многослойных моделей. Программу решения прямой задачи гравиразведки для многослойных сред довольно легко получить путем организации циклов обращения к вычислению поля от одной контактной поверхности с заменой исходных данных и суммированием эффектов от отдельных гравиактивных слоев. Вычисление гравитационного поля от геолого-плотностной модели — наиболее трудоемкая по затратам машинного времени задача из всех, решаемых при объемном геологическом моделировании. Программа решения прямой задачи в значительной степени определяет затраты на моделирование в целом. В оценке нескольких взаимоисключающих гипотез — одно из перспективных направлений эффективного применения объемного геологического моделирования. Поэтому затраты машинного времени имеют не только экономическое, но и принципиальное значение, так как определяют реальные возможности рассмотрения различных гипотез геологического строения участка. В связи с этим быстродействию решения прямой задачи гравиразведки уделялось особое внимание как при выборе метода, так и при разработке и программной реализации алгоритма.

Аппроксимация модели. Под гравитационным полем от контактной поверхности подразумевается поле, создаваемое телом, которое ограничено этой поверхностью и горизонтальной плоскостью, проходящей через точку вычисления. В связи с этим, говоря об аппроксимации контактной поверхности при решении прямой задачи гравиразведки, будем иметь в виду аппроксимацию этого тела. При расчете гравитационного поля телу присваивается избыточная плотность

$$\sigma_{изб} = \sigma_n - \sigma_{n+1}, \quad (4.3)$$

где σ_n и σ_{n+1} — плотность пород соответственно над контактной поверхностью и под ней. Как отмечалось выше, избыточная плотность может быть переменной.

Аппроксимация контактной поверхности при решении прямой задачи гравиразведки осуществляется вертикальными параллелепипедами, верхние грани которых находятся на уровне точки вычисления. Уровень нижней грани характеризует положение контактной поверхности в пределах аппроксимирующего параллелепипеда. Если размер параллелепипеда в плане меньше ячейки сети описания модели, то нижняя грань располагается на глубине, определяемой путем псевдолинейной интерполяции контактной поверхности. Если размер параллелепипеда в плане больше ячейки сети, то глубина нижней грани определяется как средняя арифметическая глубин в узлах сети, попадающих в границы параллелепипеда.

При расчете поля учитывается гравитационное влияние масс вокруг расчетной точки в пределах квадрата со стороной более двухсот шагов сети описания модели. Этот квадрат разделяется на три зоны: ближнюю, дальнюю и зону обрамления. Ближняя зона — это квадрат со стороной, равной сорока шагам сети. Ширина дальней зоны — 80 шагов, ширина зоны обрамления может меняться до ∞ . Область вокруг вычисляемой точки разделяется на элементарные квадраты, которые являются основаниями аппроксимирующих модель параллелепипедов. Вблизи точки вычисления стороны элементарных квадратов в 2–4 раза меньше шага сети описания модели. С удалением от точки вычисления размеры элементарных квадратов постоянно увеличиваются, и в краевой части дальней зоны при удалении от вычисляемой точки на 75–100 шагов съемки сторона квадрата достигает 30 шагов съемки. Размеры аппроксимирующих параллелепипедов в плане определяются структурой палеток для ближней и дальней зон (рис. 15). Зона обрамления аппроксимируется параллелепипедами с прямоугольниками в основании. Одна из сторон прямоугольника равна стороне крайнего квадрата дальней зоны, а вторая, как отмечалось выше, может быть переменной, но обычно принимается равной 50 шагам. Отличительной особенностью параллелепипедов зоны обрамления является то, что их высоты определяются не средним положением контактной поверхности в пределах параллелепипеда, а глубиной ее залегания на границе дальней зоны. Общее число аппроксимирующих параллелепипедов 276, в том числе в ближней зоне 168, в дальней 80, в зоне обрамления 28.

Принятая структура палеток довольно детально позволяет аппроксимировать контактную поверхность. Оценка точности аппроксимации модели точностью вычисления поля — задача сложная и неоднозначная. Результат оценки в значительной степени зависит от особенностей исходной модели. Ниже будет дана оценка точности решения прямой задачи для некоторых моделей. Здесь же отметим, что при разработке структуры палеток такие оценки не выполнялись, так как для каждой структуры приходилось бы составлять довольно сложные программы. Поэтому палетка создана на основе опыта вычисления поля по аналогичным палеткам без использования ЭВМ, а также опыта эксплуатации программы для ЭВМ "Минск-32", разработанной для вычисления гравитационного поля от соляных куполов Прикаспийской впадины. Принятая структура палеток обеспечивает более детальную аппроксимацию, чем широко приме-

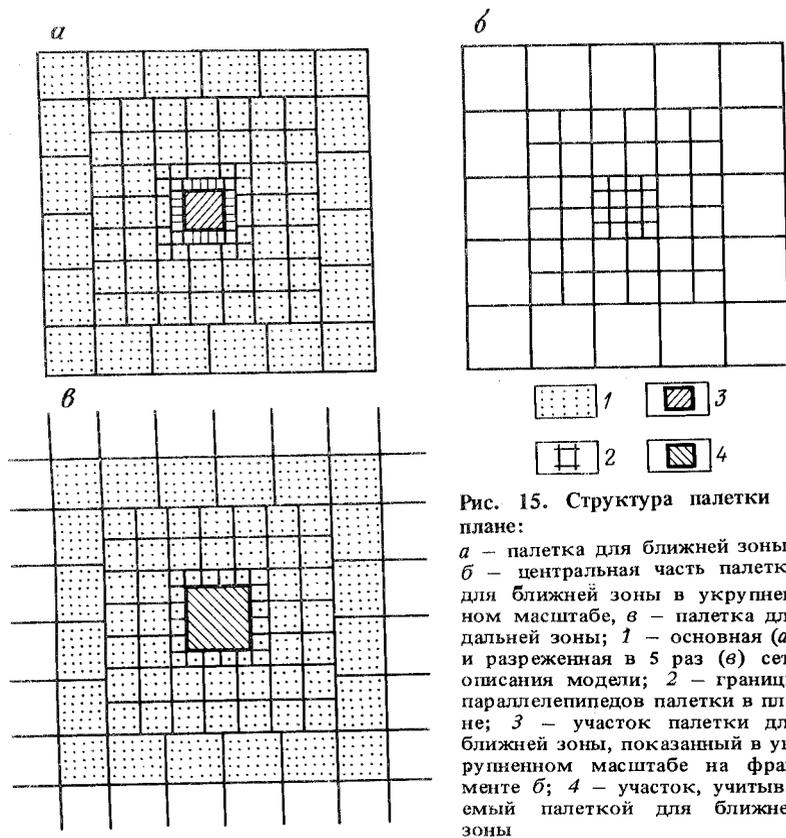


Рис. 15. Структура палетки в плане:
a – палетка для ближней зоны;
б – центральная часть палетки для ближней зоны в укрупненном масштабе, *в* – палетка для дальней зоны; 1 – основная (*a*) и разреженная в 5 раз (*в*) сеть описания модели; 2 – границы параллелепипедов палетки в плане; 3 – участок палетки для ближней зоны, показанный в укрупненном масштабе на фрагменте *б*; 4 – участок, учитываемый палеткой для ближней зоны

няемая. Например, предложенная в 1967 г. Л.Д. Немцовым палетка предусматривает аппроксимацию принятой нами ближней зоны менее чем 25-ю параллелепипедами, а ближней и дальней зон совместно – 33-мя параллелепипедами, против принятых нами 168 и 248 соответственно. Что касается упомянутой программы для ЭВМ "Минск-32", то описанные палетки обеспечивают более детальную аппроксимацию вблизи точки вычисления и позволяют учитывать более удаленные массы.

Расчет поля от элементов палеток. Повышение детальности палеток расширяет область применения программы решения прямой задачи, но одновременно, к сожалению, увеличивает затраты машинного времени. Для ускорения расчета гравитационного поля был применен принцип, использованный П.И. Лукавченко в разработанном им методе вычисления поправок за рельеф (1951 г.). Он состоит в том, что для каждого элемента палетки предварительно рассчитываются гравитационные эффекты от серии тел, основанием которых являются эти элементы, а высоты меняются в пределах реальных размеров гравитирующего тела. Дискретность изменения высот такова, что позволяет с высокой точностью исполь-

зовать для промежуточных значений линейную интерполяцию. На основании такого подхода до решения прямой задачи для контактной поверхности выполняется предварительный расчет палетки, заключающийся в следующем. Для каждого элементарного квадрата палеток строится вертикальный параллелепипед, верхней гранью которого является этот квадрат на уровне точки вычисления, а нижняя грань расположена на уровне максимальной глубины залегания контактной поверхности. Каждый такой параллелепипед делится двумя горизонтальными плоскостями на три части (рис. 16). Первая плоскость проводится на уровне минимальной глубины залегания контактной поверхности, вторая – расположена на уровне

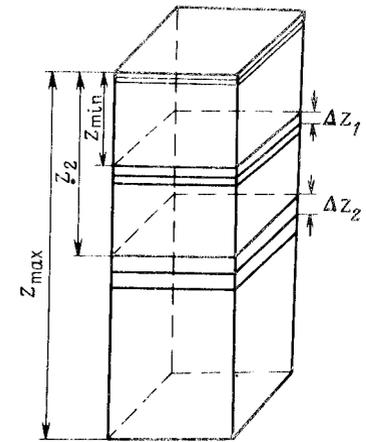


Рис. 16. Вертикальная структура палетки

$$z_2 = \frac{z_{\max} - z_{\min}}{\left(\frac{z_{\min}}{z_{\max} - z_{\min}} + 0,6\right)^{-2} + 2} \quad (4.4)$$

Это выражение подобрано таким образом, что при выходе контактной поверхности на дневную поверхность ($z_{\min} = 0$) интервал $z_{\min} - z_2$ в 4 раза меньше интервала $z_2 - z_{\max}$. При глубоком залегании контактной поверхности и небольшой амплитуде ее рельефа рассматриваемые интервалы будут примерно равными. Каждый из полученных интервалов, включая $0 - z_{\min}$, делится на двадцать равных частей. В результате образуется 60 элементарных параллелепипедов для каждой ячейки палетки, а всего 16 560 параллелепипедов. Уменьшение размеров параллелепипедов в верхней части позволяет выполнять более детальную аппроксимацию неглубоких гравитирующих масс и более точно учитывать влияние изменения плотности на небольших глубинах.

Перед решением прямой задачи гравиразведки для контактной поверхности вычисляется гравитационное влияние элементарных параллелепипедов на центр палетки. Плотность каждого элементарного параллелепипеда принимается постоянной и равной вычисленному значению для центра параллелепипеда в соответствии с заданной зависимостью плотности от глубины $\sigma(H)$. Для расчета гравитационного поля (первой вертикальной производной гравитационного потенциала) используется формула для параллелепипеда, симметричного относительно оси абсцисс:

$$U = -6,67 [x_2 \ln \frac{(\Delta y + \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_2^2})}{(-\Delta y + \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_2^2})} \frac{(\Delta y + \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_1^2})}{(\Delta y + \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_1^2})} - \dots]$$

$$\begin{aligned}
& -x \ln \frac{(\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_2^2})}{(-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_2^2})} \frac{(-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2})}{(\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2})} + \\
& + 2\Delta y \ln \frac{(x_2 + \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_2^2})}{(x_1 + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_2^2})} \frac{(x_1 + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2})}{(x_2 + \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_1^2})} + \\
& + 2z_2 \operatorname{arctg} \frac{(z_2 \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_2^2})}{x_2 \Delta y} + 2z_1 \operatorname{arctg} \frac{z_1 \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_1^2}}{x_2 \Delta y} - \\
& - 2z_2 \operatorname{arctg} \frac{z_2 \sqrt{x_2^2 + \Delta y^2 + z_2^2}}{x_1 \Delta y} - 2z_1 \operatorname{arctg} \frac{z_1 \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2}}{x_1 \Delta y}] \cdot \quad (4.5)
\end{aligned}$$

Обозначения в формуле ясны из рис. 17. Применение формулы для параллелепипеда, симметричного относительно одной из осей координат, для вычисления поля от параллелепипедов, создающих плотную упаковку палетки, сокращает время вычисления в 2 раза. Вместо вычисления, например, поля U_1, U_2, U_3 от параллелепипедов $A_1B_1B_2A_2, A_2B_2B_3A_3, A_3B_3B_4A_4$ (рис. 18) можно выполнить вычисления по более простой формуле (4.5) для параллелепипедов $A_1B_1B_7A_7, A_2B_2B_6A_6$ и $A_3B_3B_5A_5$ и, используя полученные результаты U'_1, U'_2, U'_3 , легко получить $U_1 = (U'_1 - U'_2)/2, U_2 = (U'_2 - U'_3)/2, U_3 = U'_3/2$.

В выражении (4.5) при $x = 0$ и $z_1 = 0$ при выполнении вычислений на ЭВМ может происходить сбой, связанный с делением на нуль. Во избежание сбоя обычно при $x_1 = 0$ делают замену $x_1 = \epsilon$, где ϵ — малое число. Однако такую ситуацию можно обработать на основании анализа (4.5). Сбой происходит при вычислении второго и двух последних слагаемых. В двух последних слагаемых при $x_1 = 0$ следует учесть следующее: аргумент предпоследнего arctg стремится к ∞ , а следовательно, $\operatorname{arctg} = \pi/2$; в последнем же слагаемом следует учесть, что arctg имеет конечную величину, а так как множитель перед $\operatorname{arctg} z_1 = 0$, то и все выражение следует приравнять к нулю. Второе слагаемое преобразуем к виду

$$\begin{aligned}
& x_1 \ln(-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_2^2}) + x_1 \ln(\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2}) - \\
& - x_1 \ln(\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_2^2}) - x_1 \ln(-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2}).
\end{aligned}$$

Очевидно, что все слагаемые, за исключением последнего, при $x_1 = 0$ и $z_1 = 0$ равны нулю, так как один из множителей x_1 равен нулю, а выражения под знаком логарифма конечны и не равны нулю. Последнее слагаемое является неопределенностью вида $0 \cdot (-\infty)$. Преобразуем это выражение:

$$x_1 \ln(-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2}) = \ln(-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2}) x_1.$$

Так как $\lim_{\substack{x_1 \rightarrow 0 \\ z_1 \rightarrow 0}} (-\Delta y + \sqrt{x_1^2 + \Delta y^2 + z_1^2})^x = 1, \ln 1 = 0$, рассматриваемое выражение равно нулю. Приведенный анализ включен в алгоритм подпрограммы вычисления гравитационного поля от прямоугольного параллелепипеда, в результате исключена возможность "переполнения" при расчете палетки.

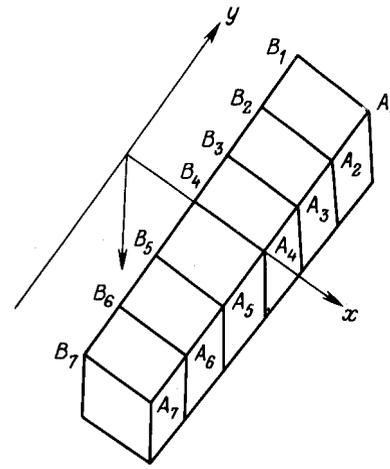
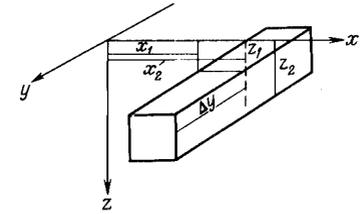


Рис. 17. Пояснение к формуле (4.5) гравитационного поля от параллелепипеда

Рис. 18. Пояснение к вычислению гравитационного поля от параллелепипедов палетки



лелепипеда, в результате исключена возможность "переполнения" при расчете палетки.

С учетом симметрии при расчете палетки гравитационный эффект вычисляется не от 16 560 параллелепипедов, а всего от 2700. Для удобства использования полученных результатов при решении прямой задачи гравитационные эффекты элементарных параллелепипедов $U_{эл}$ преобразуются в эффекты от так называемых параллелепипедов палетки $U_{п}$, т.е. таких параллелепипедов, верхние грани которых лежат на уровне точки вычисления, а нижние — на уровнях нижних граней элементарных параллелепипедов, начиная с уровня z_{min} . Вычисление это сводится к суммированию для каждой i -й ячейки палетки:

$$U_{пji} = \sum_{k=1}^{i+19} U_{элk}. \quad (4.6)$$

Рассчитанные $U_{пji}$ хранятся в оперативной памяти до конца решения прямой задачи гравитационного поля для всех точек модели. Общее число параллелепипедов палетки меньше числа элементарных параллелепипедов и составляет 1845.

Вычисление гравитационного поля от контактной поверхности с использованием результатов расчета палетки в каждой точке гравитационной модели сводится к следующим операциям: 1) определение высот аппроксимирующих параллелепипедов; 2) вычисление гравитационного поля от каждого из них; 3) суммирование гравитационных эффектов от аппроксимирующих параллелепипедов. Определение высот аппроксимирующих параллелепипедов, как отмечалось выше, выполняется путем псевдолинейной интерполяции контактной поверхности, если основные параллелепипеды меньше ячеек сети модели, и усреднением контактной поверхности, когда в пределах основания параллелепипеда располагается несколько узлов сети. Если предусматривается учет латерального

изменения избыточной плотности контактной поверхности, то для каждой ячейки палетки аналогичным приемом определяется характеристика изменения плотности в плане $\sigma(x, y)$, которая, напомним, задается в виде числовой матрицы так же, как и контактная поверхность. Для вычисления гравитационного поля выполняется линейная интерполяция гравитационных эффектов параллелепипедов палетки, ближайших по размеру к аппроксимирующим. Поле от параллелепипедов палетки рассчитано с учетом изменения плотности с глубиной. Для учета латерального изменения плотности необходимо умножить полученные значения на соответствующие характеристики изменения плотности в плане. Гравитационное поле от аппроксимирующего параллелепипеда можно записать число ячеек палетки.

$$U_{апк} = \sigma(x, y)_k (U_{пki} + (U_{пk(i+1)} - U_{пki}) \frac{z_{апк} - z_{пi}}{z_{п(i+1)} - z_{пi}}), \quad (4.7)$$

где $i = (z_{апк} - z_{мин})/\Delta z_1 + 1$, если $z_{апк} \leq z_2$;

$i = (z_{апк} - z_2)/\Delta z_2 + 21$, если $z_{апк} > z_2$;

k — номер ячейки палетки; i — номер параллелепипеда, нумерация в пределах 1—41; $z_{мин}$, z_2 , Δz_1 , Δz_2 — показаны на рис. 16; $U_{пki}$ — поле от i — го параллелепипеда k -й ячейки палетки; $z_{апк}$ — высота аппроксимирующего параллелепипеда.

После вычисления гравитационных эффектов от аппроксимирующих параллелепипедов определение поля от контактной поверхности сводится к простому суммированию $U = \sum_{k=1}^n U_{апк}$, где n — число ячеек палетки.

Простота выражения (4.7) очевидна, для его реализации требуется менее десяти машинных команд. Интересно сопоставить это выражение с (4.5). Для реализации вычислений по (4.5) требуется около 200 машинных команд, не считая значительного числа операций на вычисление арктангенсов и логарифмов.

При использовании столь простой формулы (4.7) для вычисления гравитационного поля существенными становятся затраты времени на усреднение глубин при определении высот аппроксимирующих параллелепипедов. Достаточно сказать, что в краевой части ближней зоны необходимо выполнить усреднение 36—42-х глубин. Так как при перемещении палетки усреднение одних и тех же чисел производится многократно, целесообразно эту операцию отделить от вычисления гравитационного поля и выполнить ее предварительно. Усреднение глубин выполняется с несколькими размерами скользящего окна, а полученные результаты сохраняются на внешних носителях до конца решения прямой задачи.

Преимущество ускоренного способа вычисления гравитационного поля по (4.7) может быть полностью потеряно в связи со значительными затратами на обмен информации с внешними носителями. Для вычисления гравитационного поля в одной точке без обмена информацией с внешними носителями при принятой аппроксимации необходимо, чтобы одновременно в оперативной памяти находилась числовая матрица контактной

поверхности, включающая 40401 число. Это соответствует квадрату 200 на 200 шагов сети, в пределах которого предполагается учитывать гравитирующие массы. Если еще учесть, что в оперативной памяти необходимо иметь несколько равных по размеру матриц усредненных контактных поверхностей, то становится очевидным, что на ЕС ЭВМ со стандартной оперативной памятью 512 Кбайт решение задачи следует организовать так, чтобы при вычислении поля в одной точке информации о контактной поверхности считывалась несколькими порциями. Для исключения столь большого числа обменов выполняется раздельный расчет гравитационного влияния контактной поверхности в пределах ближней и дальней зон.

Расчет гравитационного влияния ближней зоны выполняется с помощью палетки, имеющей размеры сорок на сорок шагов сети описания модели (см. рис. 15). В поле оперативной памяти размером в 15 000 слов (ячеек) можно разместить три массива (исходная и усредненные контактные поверхности) и без обмена с внешними носителями вычислить гравитационное влияние ближней зоны на 900 точек гравиметрической модели. Для унификации расчетов по квадратной палетке необходимо, чтобы матрица исходной контактной поверхности была шире гравиметрической модели по всем направлениям на полосу шириной, равной половине размера палетки. Так как это требование выполняется далеко не всегда, предусматривается специальная процедура, которая перед расчетом влияния ближней зоны переформирует матрицу до нужных размеров: лишние столбцы и строки из матрицы исключаются, а недостающие заполняются ближайшими числами. Гравитационное влияние ближней зоны рассчитывается для всех точек результирующей гравиметрической модели и хранится на внешних носителях до вычисления поля от дальней зоны.

Вычисление гравитационного влияния дальней зоны можно выполнить следующим образом. Так как линейные размеры палетки для дальней зоны в 5 раз больше размеров для ближней зоны, матрица глубин до контактной поверхности перед вычислением разрежается по столбцам и строкам в 5 раз. Чтобы в разреженную матрицу не попали нехарактерные числа, исходная матрица предварительно сглаживается путем усреднения в скользящем окне со стороны 5 шагов сети описания основной модели. Разреженная матрица преобразуется так, чтобы размеры ее по сравнению с размерами разреженной матрицы результирующего поля были больше на 20 элементов во всех направлениях (с учетом разрежения это соответствует ста элементам исходной матрицы). При преобразовании лишние элементы исходной матрицы отбрасываются, а недостающие заполняются ближайшими строками или столбцами. Полученная матрица используется в качестве исходной при расчете влияния дальней зоны. Так как разреженная матрица имеет в 25 раз меньше элементов, чем исходная, то она обычно полностью помещается в оперативную память, т.е. требуется всего одно обращение к внешней памяти. Вычисления влияния дальней зоны ведутся так же, как и ближней, но, разумеется, с учетом структуры палетки для дальней зоны. Одновременно вычисляется влия-

ние зоны обрамления. В результате по разреженной сети определяется влияние масс за пределами ближней зоны.

Поле от гравитирующих масс дальней зоны и зоны обрамления во всех точках гравиметрической модели может быть получено двумя способами. При объемном моделировании в нефтяных районах и решении структурных задач в рудных районах гравитационное поле дальней зоны имеет достаточно плавный характер, поэтому удовлетворительные результаты могут быть получены при сгущении сети путем интерполяции. В более сложных случаях влияние дальней зоны можно вычислить во всех точках гравиметрической модели тем же способом, что и для точек разреженной сети. Для этого такие расчеты повторяются 25 раз со смещением первой точки при формировании разреженной матрицы контактной поверхности на один шаг основной сети модели. Смещения эти выполняются так, что начальными точками поочередно становятся все узлы сети в пределах квадрата, расположенного в верхнем левом углу матрицы, размер стороны этого квадрата – пять элементов исходной матрицы. Кроме затрат на переформирование исходной матрицы контактной поверхности (а конкретнее – на разрежение матрицы, так как усреднение ее выполняется 1 раз) требуется всего 25 обращений к внешней памяти. Затраты процессорного времени в целом без обменов меньше затрат на вычисление влияния ближней зоны в 1,5 раза. Затраты на обмены при расчете влияния дальней зоны, если использовать описанный прием, также меньше затрат при вычислении поля от ближней зоны.

4.2. Программа решения прямой задачи гравиразведки для многослойных моделей

В основу программы решения прямой задачи гравиразведки для многослойных моделей положен описанный выше алгоритм решения задачи для одной контактной поверхности. Программа составлена для ЭВМ ЕС в системе ОС по модульному принципу. Основная исходная информация – геометрическая и плотностная модель, которым соответствуют геометрический и плотностной файлы прямого доступа. Аналогичный файл (гравиметрический) используется для записи аномалий, рассчитанных от контактных поверхностей, и для суммарного гравитационного поля модели. В гравиметрическом файле предусмотрено место для хранения наблюдаемых (интерпретируемых) аномалий, регионального фона и других составляющих гравитационного поля, которые вычисляются и используются при решении обратной задачи гравиразведки. Соответствие между числовыми матрицами контактных поверхностей (геометрический файл), характеристиками латерального изменения плотности (плотностной файл) и результативными аномалиями силы тяжести (гравиметрический файл) определяются дополнительными данными. Пример организации данных в файлах прямого доступа показан на рис. 19. Здесь четырехслойная объемная геологическая модель описывается контактными поверхностями H_1, H_2, H_3, H_4 . Три контактные поверхности являются гравиактивными (H_1, H_2, H_4), из которых у первой избыточная плот-

1	U_H	U_{T1}	U_{T2}	U_{T4}	ΣU_T	$U_H - \Sigma U_T$	U_{Φ}	U_{HCK}
2	H_1	H_2	H_3	H_4				
3	$\sigma(x, y)_1$							

Рис. 19. Организация данных в файлах числовых моделей:

1 – гравиметрическом, 2 – геометрическом, 3 – плотностном, U_H – наблюдаемые аномалии; U_{T1}, U_{T2}, U_{T4} – аномалии от контактных поверхностей H_1, H_2, H_4 ; ΣU_T – суммарное поле модели; U_{HCK} – поле, не скомпенсированное моделью; U_{Φ} – фоновая составляющая; $\sigma(x, y)_1$ – характеристика латерального изменения избыточной плотности первой контактной поверхности H_1

ность меняется по латерали. Из рисунка видно, что матрицы аномалий от контактных поверхностей могут располагаться не в том порядке, в котором располагаются контактные поверхности. Номера исходных матриц (геометрический и плотностной файлы) и номер матрицы соответствующего гравитационного поля (гравиметрический файл) задаются в дополнительной информации. Кроме того, к дополнительной информации относятся следующие данные: число обчитываемых слоев в данном шаге задания, законы изменения плотности по вертикали и др.

Программа составлена таким образом, что размер обрабатываемого участка ограничивается только объемом внешней памяти (размером файлов прямого доступа) и реальностью времени решения прямой задачи. Программирование выполнено на языках Ассемблера и Фортран. Ассемблер использовался для программирования наиболее времяемких процедур, т.е. операций, непосредственно связанных с вычислением гравитационного поля. Этот язык позволяет составлять программы, быстродействие которых в 2–4 раза выше быстродействия программ, составленных на алгоритмических языках, а это полностью оправдывает трудоемкость программирования на Ассемблере. Программа решения прямой задачи гравиразведки состоит из 25 модулей, из которых 13 составлены на Ассемблере. Взаимосвязь между модулями показана на рис. 20. Перечислим функции, выполняемые программными модулями.

DGCONT – головная программа – ввод, печать, контроль дополнительной информации.

DRAZB – конструирование вертикальной структуры палеток, определение плотности элементарных параллелепипедов в соответствии с заданными законами изменения плотности с глубиной.

DMAMI – определение максимального и минимального числа в числовой матрице, хранящейся в файле прямого доступа.

DTNUL – обнуление числовой матрицы.

DGMOD1 – головная программа макромодуля решения прямой задачи гравиразведки для многослойной модели – формирование константы и передача управления подпрограммам вычисления поля от дальней и ближней зон, организация циклических переходов к решению задач от очередной поверхности, вычисление суммарного поля, печать результата.

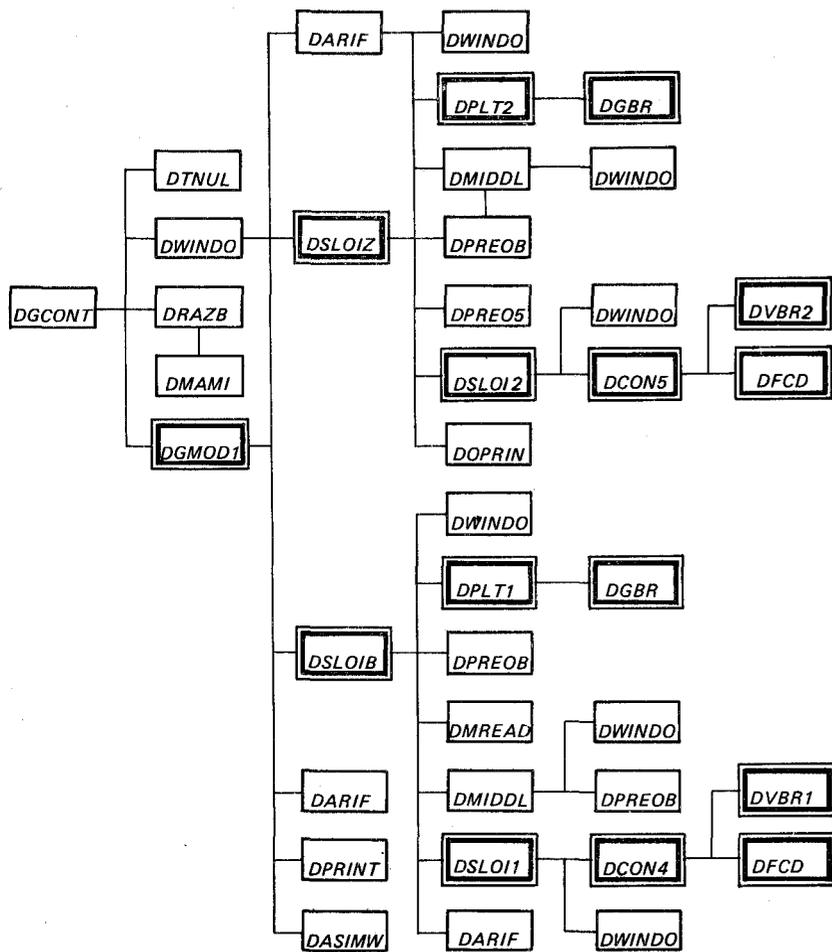


Рис. 20. Схема взаимосвязей модулей в программе решения прямой задачи гравитации. Двойным контуром показаны модули, составленные на языке Ассемблер. Язык остальных модулей Фортран

DARIF – выполнение арифметических действий с числовыми матрицами, записанными в файлы прямого доступа.

DSLOIZ – управление вычислением гравитационного поля от дальней зоны для одной контактной поверхности по разреженной сети с последующей интерполяцией и записью результата в соответствующую матрицу гравиметрического файла.

DSLOIB – управление решением прямой задачи по палетке для ближней зоны для одной контактной поверхности с последующим суммированием результата с полем от дальней зоны.

DASIMW – печать числовой матрицы на АЦПУ в символьном виде, т.е. в виде аналога карты изолиний.

DWINDO – выполнение записи в файл прямого доступа из оперативной памяти (или чтение из файла прямого доступа) прямоугольной части (окна) числовой матрицы.

DPLT2 – расчет гравитационных эффектов от параллелепипедов палетки для дальней зоны.

DMIDDL – усреднение матрицы в скользящем окне. Перед усреднением выполняется расширение исходной матрицы на половину размера окна во всех направлениях путем заполнения наращиваемых столбцов и строк ближайшими элементами исходной матрицы. В результате размер усредненной матрицы равен размеру исходной.

DPREO5 – разрежение числовой матрицы в 5 раз и расширение ее или урезание до размеров, обеспечивающих вычисление поля по палетке для дальней зоны.

DSLOI2 – организация считывания по частям числовых матриц геометрической и плотностной модели для решения прямой задачи от дальней зоны, выполнение записи полученного результата в файл прямого доступа.

DOPRIN – интерполяция поля от дальней зоны до сети, соответствующей исходной модели.

DPLT1 – модуль, аналогичный *DPLT2*, но задача решается для палетки ближней зоны.

DPREOB – преобразование матрицы глубин до размеров, позволяющих решать прямую задачу по палетке для ближней зоны.

DMREAD – чтение или запись паспорта файла прямого доступа (используется в программах, составленных на Ассемблере).

DSLOI1 – организация считывания по частям числовых матриц геометрической и плотностной моделей для решения прямой задачи от ближней зоны, выполнение записи полученного результата в файл прямого доступа и суммирование его с полем от дальней зоны.

DGBR – вычисление гравитационного поля от параллелепипеда, симметричного относительно оси x .

DVBR2 – выборка глубин до исходной и усредненных контактных поверхностей в центрах ячеек палетки для дальней зоны.

DCON5 – перевод выбранных по палетке для дальней зоны глубин в гравитационные эффекты от аппроксимирующих параллелепипедов, суммирование эффектов от всех параллелепипедов, "перемещение" палетки для дальней зоны по числовой матрице контактной поверхности (а при необходимости и по матрице плотностей), находящейся в оперативной памяти.

DVBR1 – определение глубин до контактной поверхности в центрах ячеек палетки для ближней зоны. В центре палетки, где ячейки меньше сети модели, выполняется интерполяция, в остальных частях выполняется выборка из исходной или усредненных матриц глубин.

DCON4 – то же, что *DCON5*, но для палетки ближней зоны.

DFCD – определение номера параллелепипеда палетки, ближайшего по размерам к аппроксимирующему, вычисление дробной дополнительной части аппроксимирующего параллелепипеда.

Структура программы позволяет легко выделить из нее, как это вид-

но из рис. 20, подпрограмму решения прямой задачи гравirazведки для многослойной модели, т.е. модуль *DGMOD1* со всеми входящими в него подпрограммами, и использовать этот макромодуль при программировании решения обратной задачи гравirazведки для одной контактной поверхности и для многослойных моделей. При редактировании программы решения прямой задачи гравirazведки для многослойной модели создается единый загрузочный модуль *DGCONT* в терминологии ОС "простой структуры". Для загрузки программы *DGCONT* требуется 240 Кбайт оперативной памяти.

Рациональность вычислительных приемов, предусмотренных описанным выше алгоритмом, и использование при программировании языка Ассемблера позволили достичь высокой скорости решения прямой задачи гравirazведки. Вычисление гравитационного поля в одной точке от одной контактной поверхности на ЭВМ ЕС-1035 выполняется с учетом обменов информацией с внешними носителями за 0,18 с. Для сравнения приведем данные из [15], в соответствии с которыми на вычисление гравитационного поля в одной точке от параллелепипеда с плотностью, изменяющейся с глубиной по параболическому закону, по программе, входящей в систему АСОМ-РГ, требуется на ЭВМ аналогичного быстродействия (ЕС-1033) 0,097 с. Напомним, что контактная поверхность в программе *DGCONT* аппроксимируется более чем 200 параллелепипедами, плотность которых может меняться как по вертикали, так и по латерали. По этим данным нетрудно подсчитать, что программа *DGCONT* решает прямую задачу гравirazведки приблизительно в 100 раз быстрее, чем программа из АСОМ-РГ. Если даже учесть, что при наличии оптимального алгоритма аппроксимации может потребоваться меньшее число параллелепипедов и ими можно описать одновременно две поверхности (верхнюю и нижнюю кромки тела), преимущество программы *DGCONT* по скорости решения задачи на один порядок можно считать бесспорным.

Наиболее неблагоприятным условием использования программы *DGCONT* является решение прямой задачи для компактных масс. Покажем результаты опробования программы для вычисления гравитационного поля от крутопадающего пласта. Сеть описания модели 50 x 50 м, гравитационное поле вычислялось на участке размером 1,6 x 2 км, т.е. в 1353-х точках. Пласт имеет горизонтальную мощность 150 м и падает под углом 45° (рис. 21). Такой пласт может быть описан двумя контактными поверхностями, заданными числовыми матрицами размером 19 строк на 14 столбцов, т.е. размер геометрической модели в плане меньше, чем гравиметрической. Поле вычислялось на горизонтальной плоскости и на поверхности, осложненной уступом, амплитуда которого 150 м. На решение задачи на горизонтальной плоскости было затрачено 4 мин 15 с процессорного времени. Полученная аномалия от пласта с избыточной плотностью 1 г/см³ имеет интенсивность 2,92 мГал, асимметричность аномалии подчеркивает западное падение пласта. Изолинии имеют незначительные флюктуации, что связано с приближенной аппроксимацией тела, которая меняется при изменении точки вычисления. Для оценки точности вычисления поля был выполнен расчет аномалии от наклонного пласта по

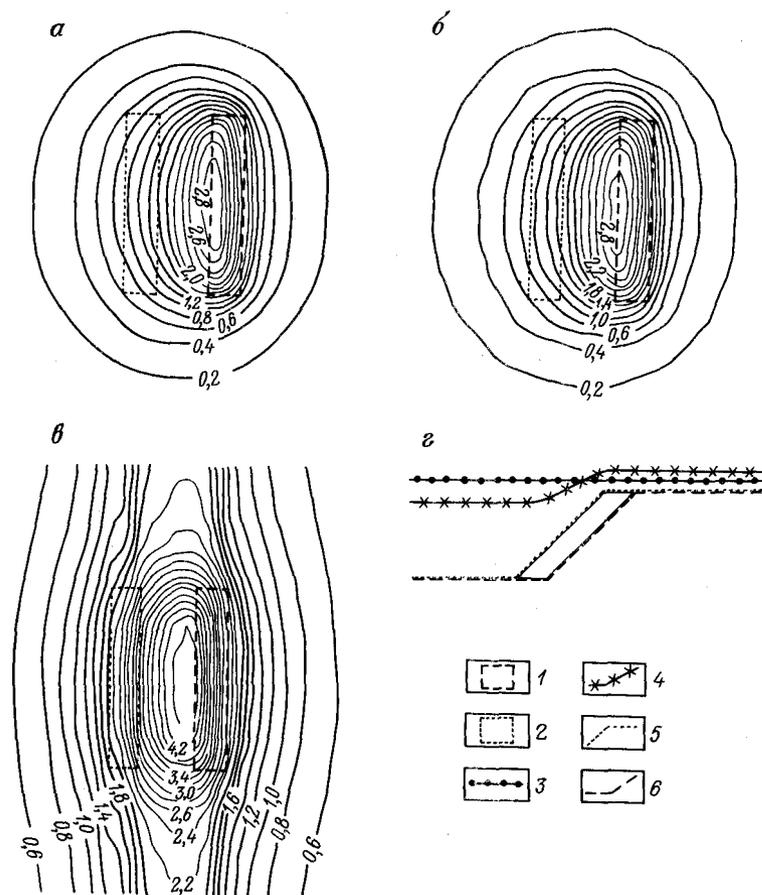


Рис. 21. Результаты опробования программы решения прямой задачи гравirazведки. Поле, рассчитанное: а - на горизонтальной плоскости по точной формуле, б - на горизонтальной плоскости по программе *DGCONT*; в - на осложненном рельефе по программе *DGCONT*; г - разрез модели, для которой рассчитывалось поле; проекции кромки пласта: 1 - верхней, 2 - нижней; дневной рельеф: 3 - плоский, 4 - осложненный; контактная поверхность: 5 - кровли пласта, 6 - подошвы пласта

точным формулам на ЭВМ БЭСМ-4. Совпадение карт изоаномал вполне удовлетворительное (рис. 21, а и б). Максимумы аномалий по положению и интенсивности практически совпадают, отклонения изолиний на всем участке не превышают в основном 0,05 мГал. Средняя квадратическая ошибка вычисления аномалий по профилю, пересекающему центр аномалии вкрест ее простирания, составляет 0,03 мГал, при максимальном отклонении 0,06 мГал. Максимальная ошибка 0,12 мГал фиксируется вблизи выклинивания пласта по простиранию.

При вычислении поля на осложненной поверхности одновременно рассчитывалось поле от рельефа поверхности земли, т.е. решалась прямая

задача для трех контактных поверхностей. Полученный результат (рис. 21, в) значительно отличается от поля на горизонтальной плоскости: интенсивность аномалии увеличилась более чем в 1,5 раза, практически исчезла асимметрия поля, аномалия вытянулась вдоль ступени, осложняющей рельеф. Затраты машинного времени ЭВМ ЕС-1050 на решение этой задачи 6 мин 10 с. Следует подчеркнуть, что время решения задачи не зависит от сложности контактных поверхностей, а только от их числа и числа точек, в которых вычисляются аномалии.

Остановимся на использовании программы *DGCONT* для вычисления гравитационного поля от слоистых сред, нарушенных интрузиями. Возможность описания подобных моделей контактными поверхностями рассмотрена выше. В таких условиях предложено три формы описания модели, основная из которых представляет совокупность модели вмещающей среды, ненарушенной интрузиями, и двух числовых матриц, включающих глубины до верхних и нижних кромок всех интрузивных тел участка. Для решения прямой задачи гравиразведки такая модель преобразуется в модель обтекания, в которой контактные поверхности вмещающей среды огибают (обтекают) интрузивные тела, а возникающие в зонах контактов несоответствия вмещающей среды исходным данным ликвидируются формированием дополнительных тел, которые также описываются контактными поверхностями. Отметим, что если исходная модель включает $n + 2$ числовых матриц, где n — число контактных поверхностей вмещающей среды, то максимальное число контактных поверхностей в модели обтекания может составить $3n + 2$, из которых от 0 до $2n$ контактных поверхностей описывают дополнительные тела. Формирование модели обтекания выполняется специальной программой *DMOBT*. Каждой границе исходной модели вмещающей среды в модели обтекания соответствуют три поверхности, две из которых являются верхней и нижней кромками дополнительных тел. В случае отсутствия дополнительных тел эти поверхности совпадают друг с другом. Такие поверхности автоматически исключаются из модели на основании анализа вычисляемой матрицы мощностей. Возможны случаи, когда дополнительные тела имеют незначительные размеры и при вычислении поля от модели влиянием их можно пренебречь. Принятие такого решения не формализовано, так как оно зависит от стоящей геологической задачи, стадии ее решения, размеров участка, быстродействия ЭВМ, дефицита машинного времени и др. В связи с этим при необходимости перед решением прямой задачи гравиразведки интерпретатор может проанализировать карты изомощностей дополнительных тел и принять решение о целесообразности учета гравитационного поля этих тел.

Избыточная плотность дополнительных тел при решении прямой задачи гравиразведки определяется по следующему правилу:

$$\Delta\sigma_j = \sigma_j + \sigma_{j+1}, \quad \text{если } j < m,$$

$$\Delta\sigma_j = \sigma_{j+1} - \sigma_j, \quad \text{если } j > m.$$

Здесь j — номер контактной поверхности исходной модели, которой

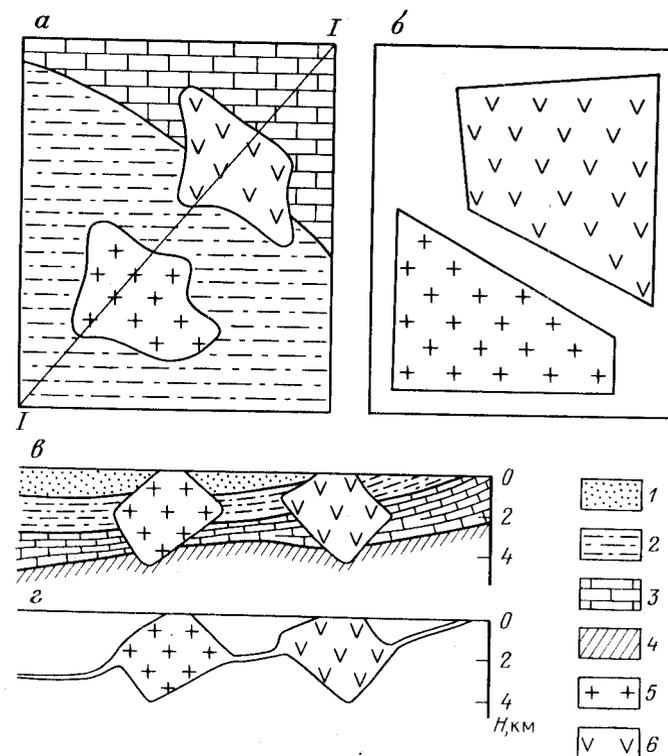


Рис. 22. Пояснение к решению прямой задачи гравиразведки для моделей, осложненных интрузиями.

a — геологическая карта горизонтального среза на уровне 2 км; *б* — схема матрицы плотностей интрузий; *в* — геологический разрез по линии I—I; *г* — разрез контактных поверхностей, описывающих интрузии; 1–6 — разновидности пород с плотностями соответственно $\sigma_1 - \sigma_6$

соответствуют дополнительные тела; m — номер контактной поверхности исходной модели, использованной в качестве фиктивной при формировании контактных поверхностей верхних и нижних кромок интрузии в модели обтекания.

Области отсутствия интрузий при формировании числовых матриц их верхних и нижних кромок заполняются фиктивными глубинами, равными глубинам одной из контактных поверхностей вмещающей среды. Если плотность вмещающей среды, расположенной ниже этой контактной поверхности, равна σ_m , а плотность интрузивных тел $\sigma_{\text{инт}}$, при решении прямой задачи гравиразведки для контактной поверхности верхних кромок интрузий задается избыточная плотность $\sigma_m - \sigma_{\text{инт}}$, а для нижних кромок $\sigma_{\text{инт}} - \sigma_m$.

Если плотности интрузий неодинаковы, формируется матрица избыточных плотностей интрузий $\sigma(x_i, y_i)$. В этом случае для верхней кромки

$\Delta\sigma(H) = -1$, а для нижней $\Delta\sigma(H) = 1$. Поясним это на примере (рис. 22). Пусть в строении участка принимают участие четыре разновидности осадочных пород различной плотности и две интрузии разного состава. Строение осадочных пород описывается тремя контактными поверхностями. Заданы глубины до верхних и нижних кромок интрузий. Числовые матрицы контактных поверхностей, описывающих интрузии, получены путем заполнения участков отсутствия интрузий элементами матрицы второй контактной поверхности осадочного комплекса. Сформирована матрица плотностей интрузий. Границы областей интрузий в этой матрице могут быть упрощены, но обязательно должны полностью включать площади развития соответствующих интрузий. За пределами областей интрузии в матрицу вписываются нули, а в областях интрузий соответственно $\Delta\sigma(x_i, y_i) = \sigma_5 - \sigma_3$ или $\Delta\sigma(x_i, y_i) = \sigma_6 - \sigma_3$. Для формирования таких матриц в системе объемного геологического моделирования имеется специальная вспомогательная программа.

Таким образом, для решения прямой задачи гравиразведки для слоистых сред, нарушенных интрузиями, исходная модель предварительно преобразуется в модель обтекания, используемую в программе *DGCONT* в качестве исходной. Следует подчеркнуть, что для формирования контактных поверхностей верхних и нижних кромок интрузий в качестве фиктивных поверхностей могут использоваться разные границы вмещающей среды. В связи с этим могут измениться в модели обтекания поверхности вмещающей среды вблизи интрузивных тел. Одновременно изменяются соответствующие дополнительные тела, но суммарное гравитационное поле модели остается неизменным.

5. РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ

К настоящему времени благодаря работам В.Н. Страхова (1972, 1974 гг.), А.В. Цирульского и Н.В. Федоровой [31] и другим достигнуты значительные успехи в разработке теории решения обратной задачи гравиразведки для контактной поверхности. В.Н. Страховым доказана "двухпараметрическая" неоднозначность этой задачи и установлены условия однозначности ее решения: известно значение скачка плотности $\Delta\sigma$ и положение асимптоты границы раздела, или известно значение скачка плотности и положение одной точки на границе раздела, или известно положение двух точек на границе раздела. Следует иметь в виду, что все эти выводы, как и большинство других теоретических разработок вопросов решения обратной задачи гравиразведки для контактной поверхности, относятся к относительно простой, редко встречающейся на практике геолого-геофизической модели. Основными упрощениями этой модели являются: а) двумерность; б) наличие горизонтальной асимптоты у контактной поверхности; в) отсутствие осложнений поля региональным фоном и другими помехами. Можно ожидать, что в реальных, более сложных геолого-геофизических условиях степень неоднозначности решения задачи возрастает и для получения надежных результатов необходимо увеличение объемов дополнительной информации.

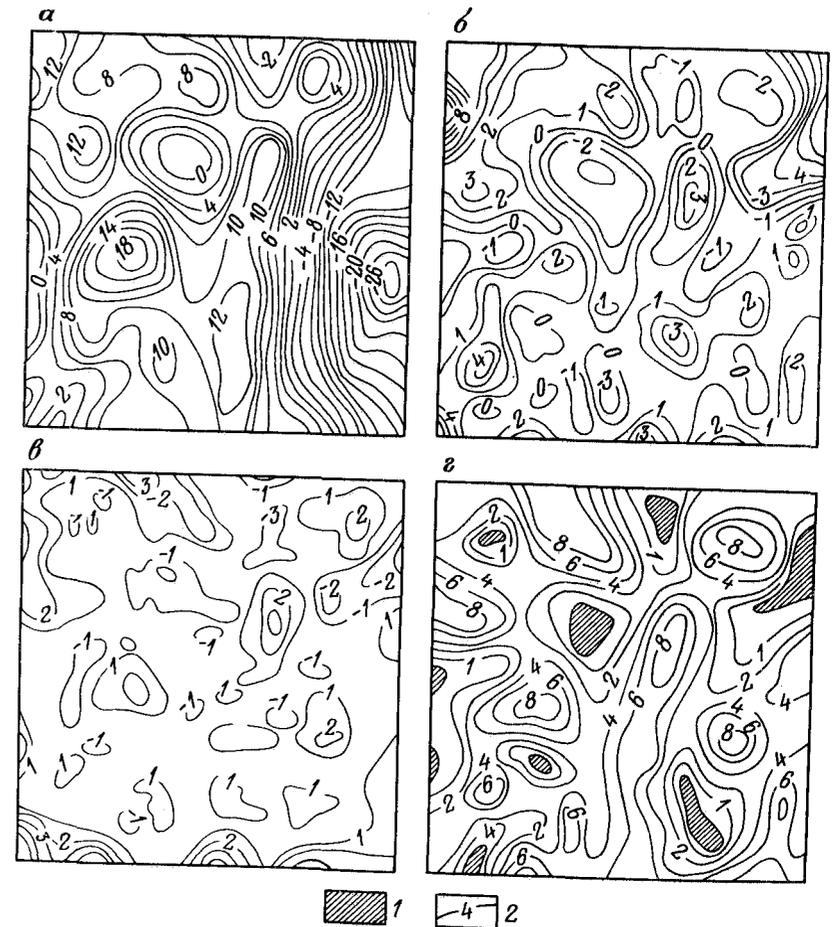


Рис. 23. Результаты решения обратной задачи гравиразведки на одном из участков Прикаспийской впадины. Карты некомпенсированных аномалий при приближении рельефа соли: а – первом, б – девятом, в – двенадцатом; г – прогнозная структурная карта кровли соли: 1 – своды соли по данным сейсморазведки, 2 – изогипсы по кровле соли (результат решения обратной задачи гравиразведки), оцифровка в км

Несмотря на отсутствие теории интерпретации гравитационных аномалий для сложных геолого-геофизических условий, на практике при решении различных геологических задач широко применяется моделирование сложных сред с использованием гравитационного поля. В основе такого моделирования обычно лежит метод подбора. Используя опыт интерпретации гравитационного поля в Прикаспийской впадине и частично в других районах, мы разработали эвристический алгоритм, реализованный в программе решения обратной задачи гравиразведки методом подбора. Первоочередное внимание было уделено определению рельефа контакт-

ных поверхностей, т.е. нелинейной обратной задаче. В то же время предусмотрена возможность уточнить плотность в процессе моделирования (линейная обратная задача).

Обычно принято выделять двухмерную и трехмерную обратные задачи гравirazведки. В первом случае рассматривается геолого-плотностная модель, состоящая из бесконечных по простиранию тел, сечения которых в параллельных разрезах модели остаются неизменными, во втором — все модели, состоящие из трехмерных тел. С нашей точки зрения для трехмерных тел следует выделять, как это сделано Е.Г. Булахом и др. [10], профильный и площадной варианты интерпретации гравитационного поля. Необходимо подчеркнуть, что задача подбора трехмерной модели, соответствующей заданному на участке гравитационному полю, неизмеримо сложнее, чем подбор трехмерных тел, удовлетворяющих графику аномалий силы тяжести по профилю. Подбор геолого-плотностной модели для участка в целом — это не простое суммирование результатов, полученных при решении обратной задачи по отдельным профилям. Опыт показывает, что увязка результатов профильной интерпретации гравитационного поля в единую объемную модель участка — довольно сложная задача. Даже многократные повторения интерпретации аномалий по отдельным профилям не всегда приводят к составлению удовлетворительной объемной модели. Совпадение графиков аномалий по профилям не гарантирует совпадения карт изоаномал по участку. Дело в том, что при решении обратной задачи одновременно определяется региональный фон или, по крайней мере, уровень фона. При этом график поля вдоль профиля анализируется изолированно, поэтому региональная составляющая обычно оказывается неувязанной.

В данной работе рассматривается решение обратной задачи гравirazведки в площадном трехмерном варианте, позволяющее получать наиболее достоверные результаты. Необходимость такого подхода при решении обратной задачи гравirazведки можно показать на примере Прикаспийской впадины. Здесь в 1966–1972 гг. была составлена схема строения кровли кунгурской соли (Ю.И. Кузьмин, А.П. Андреев) на основе решения обратной задачи гравirazведки по отдельным профилям с использованием программы, разработанной для ЭВМ "Минск-22". В программе реализован профильный трехмерный вариант решения обратной задачи. На одном из участков эта схема была взята в качестве модели первого приближения для решения задачи в площадном варианте. Оказалось, что амплитуды нескомпенсированных аномалий соизмеримы с амплитудами исходного поля, в то время как аномалии по профилям были подобраны с высокой точностью. Решение обратной задачи в площадном варианте позволило добиться по всему участку достаточно удовлетворительной компенсации поля (рис. 23).

5.1. Постановка задачи и основные принципы ее решения

В разработанном алгоритме решения обратной задачи гравirazведки для объемных геологических моделей предусматривается выполнение следующих условий интерпретации гравитационного поля: 1) задается

первое приближение объемной геологической модели, описываемой набором контактных поверхностей, в том числе гравиактивными границами; 2) известны избыточные плотности всех гравиактивных границ; 3) заданы пределы допустимых глубин всех гравиактивных границ; 4) в некоторых точках известны точные значения глубин или задан средний уровень глубин контактных поверхностей; 5) интерпретируемые аномалии силы тяжести кроме гравиактивных границ объемной геологической модели обусловлены плотностными неоднородностями, создающими региональный фон; фоновая составляющая более плавная, чем нескомпенсированные аномалии, обусловленные несоответствием объемной модели реальной среде.

Для формирования первого приближения объемной геологической модели составляется серия каркасных гипотетических геологических разрезов. Эти разрезы составляют геологи традиционными методами на основе анализа всех геолого-геофизических материалов изучаемого участка и прилегающих площадей. ЭВМ на этом этапе исследований обычно не применяется или использование ее носит вспомогательный характер: поиск исходной информации, построение карт изолиний нужного масштаба, трансформации геофизических полей — все это облегчает составление геологических разрезов. Числовые матрицы глубин до контактных поверхностей формируются путем интерполяции границ, выделенных на разрезах. В наиболее простых случаях интерполяция глубин выполняется без построения разрезов, непосредственно по данным бурения, ВЭЗ и т.п. Так может быть получена, например, модель мощностей рыхлых отложений. В слабо изученных районах первое приближение контактной поверхности может быть заменено предполагаемым средним уровнем ее залегания, т.е. горизонтальной плоскостью. Для формирования модели первого приближения контактной поверхности в благоприятных условиях может применяться корреляционно-интерполяционный метод прогноза.

Избыточные плотности контактных поверхностей, как это предусмотрено программой решения прямой задачи гравirazведки, должны описываться произведением двух функций, одна из которых определяет зависимость изменения плотности от глубины, а вторая характеризует изменение плотности в плане (4.1). Описание плотности двумя функциями не обязательно, в простейших случаях может использоваться постоянное значение избыточной плотности.

Предельно допустимые глубины до каждой гравиактивной границы задаются двумя числовыми матрицами — матрицей минимальных и матрицей максимальных глубин. Они могут специально формироваться на основании предполагаемой точности модели первого приближения. Роль матриц предельных глубин могут выполнять контактные поверхности объемной геологической модели, соответствующие выше- и нижележащим геологическим границам. Кроме границ области возможного положения гравиактивной поверхности в качестве априорных данных задаются точки с точными сведениями о глубинах.

Региональный фон предполагается вычислять путем сглаживания разностного поля, т.е. интерпретируемого поля с исключенным гравитационным влиянием первого (или очередного) приближения объемной мо-

дели. Решение задачи выбора параметров сглаживания алгоритмом не предусмотрено. Этот вопрос решается интерпретатором, он аналогичен выбору параметров трансформации гравитационного поля при выделении локальных аномалий. При решении обратной задачи гравиразведки параметры для вычисления регионального фона задаются в виде дополнительной информации.

При решении обратной задачи гравиразведки предусмотрена автоматическая корректировка гравиактивных границ, входящих в набор контактных поверхностей, описывающих объемную геологическую модель. Несмотря на наличие блока автоматической корректировки, способ решения обратной задачи гравиразведки, реализованный в рассматриваемом алгоритме, отнесен к методу подбора, так как в нем предусматривается участие геолога-интерпретатора при решении многих важных вопросов. Интерпретатор устанавливает геологическую природу каждой аномалии и на основании этого определяет, корректировкой каких гравиактивных границ должно компенсироваться поле в той или иной части участка. Если аномалию создают несколько границ, степень участия этих контактных поверхностей в компенсации поля также определяет интерпретатор.

Решение обратной задачи гравиразведки состоит из следующих основных операций: 1) решения прямой задачи гравиразведки для одной контактной поверхности; 2) вычисления разностного поля $U_p = U_n - \sum U_{Ti}$, где U_n — исходное гравитационное поле, U_{Ti} — гравитационное поле, рассчитанное от i -й контактной поверхности объемной геологической модели; 3) разделения разностного поля на фоновую U_ϕ и некомпенсированную $U_{нск}$, или локальную, составляющие; 4) корректировки контактной поверхности на основании некомпенсированного поля и дополнительной информации, заданной интерпретатором; 5) увязки контактной поверхности с априорными данными. Организуя необходимую последовательность выполнения перечисленных операций, можно реализовать разную методику подбора модели по гравитационному полю. Эта последовательность задается интерпретатором и осуществляется с помощью управляющей программы. Предполагается, что после автоматического выполнения нескольких циклов подбора (итераций) интерпретатор анализирует полученные промежуточные результаты и выбирает последующую методику и параметры решения задачи. Наиболее простым является решение обратной задачи для одной контактной поверхности, поэтому эта задача в наибольшей степени автоматизирована и требует задания относительно ограниченного объема дополнительной информации.

5.2. Решение обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности

При решении этой задачи предполагается, что интерпретируемое поле U_n полностью обусловлено влиянием одной гравиактивной границы U_k и региональным фоном U_ϕ :

$$U_n = U_\phi + U_k. \quad (5.1)$$

Необходимо подобрать такую контактную поверхность, которая, полностью соответствуя априорным геологическим данным о ее строении, создает гравитационное поле, наилучшим образом совпадающее с интерпретируемыми аномалиями, из которых исключена фоновая составляющая. Важнейшими задачами, которые приходится решать при подборе контактной поверхности, кроме рассмотренной выше прямой задачи гравиразведки, являются определение регионального фона, корректировка модели и оценка результатов подбора.

Определение регионального фона

Практически редко удается точно разделить интерпретируемое поле на фоновую составляющую и аномалию от изучаемых объектов (в нашем случае от контактной поверхности). Преобразуя исходное поле, чаще всего получаем

$$U_n = U_\phi' + U_\pi, \quad (5.2)$$

при этом

$$U_\phi' = U_\phi - \Delta U_\phi + \Delta U_k,$$

$$U_\pi = U_k + \Delta U_\phi - \Delta U_k,$$

где ΔU_ϕ , ΔU_k — части соответственно фоновой и искомой аномалий. Таким образом, при реальном разделении поля региональный фон может оказаться искаженным за счет перераспределения аномалий от глубинных неоднородностей и от изучаемой контактной поверхности. Разделение поля можно считать оптимальным при минимальных значениях величин ΔU_ϕ и ΔU_k .

При решении обратной задачи гравиразведки для определения фоновой составляющей используется не наблюдаемое U_n , а разностное поле

$$U_p = U_n - U_{ki}, \quad (5.3)$$

где U_{ki} — гравитационное поле, рассчитанное от i -го приближения контактной поверхности.

На основании (4.1) и (4.3) можно получить

$$U_p = U_\phi + (U_k - U_{ki}) \quad (5.4)$$

или

$$U_p = U_\phi + U_{\Delta ki},$$

где $U_{\Delta ki}$ — составляющая гравитационного поля, обусловленная отклонением i -го приближения контактной поверхности от ее истинной формы.

Аналогами (5.2) будут

$$U_p = U_\phi' + U_\pi', \quad U_\phi' = U_\phi - \Delta U_\phi + \Delta U_{\Delta k}, \quad (5.5)$$

$$U_\pi' = U_{\Delta k} + \Delta U_\phi - \Delta U_{\Delta k}.$$

Если первый вариант контактной поверхности хотя бы приближенно соответствует фактическому ее строению, то вполне естественно ожидать, что $\Delta U_{\Delta k} < \Delta U_k$, а следовательно, фоновая составляющая, полученная на основании разностного поля, ближе к истинному значению фона, чем выделенный фон при разделении наблюдаемых аномалий.

Разделение поля основано на частотной фильтрации, и эта задача решается тем успешнее, чем значительнее отличаются друг от друга по частотным характеристикам разделяемые аномалии. При фильтрации разностного поля U_p фоновая составляющая осложнена полем $U_{\Delta ki}$, обусловленным отклонением очередного приближения модели от истинного строения контактной поверхности. Если эти отклонения связаны в основном с деталями рельефа гравитирующей границы, поле $U_{\Delta ki}$ будет характеризоваться более высокой частотой, чем поле, связанное с общим влиянием контактной поверхности. Например, если форма основной массы соляного штока модели совпадает с реальной формой ядра солянокупольной структуры, а отклонения наблюдаются только на склонах соли, число экстремумов разностного поля по сравнению с их числом у аномалии от купола по крайней мере удвоится. Из этого следует, что различие частотных характеристик U_ϕ и $U_{\Delta ki}$ более значительно, чем разность частот U_ϕ и U_{ki} , а это создает благоприятные условия для более точного выделения фона на основе частотной фильтрации разностного поля.

Решение гравиразведкой структурных задач (для решения таких задач можно использовать моделирование одной контактной поверхностью) характеризуется важной особенностью разделения аномалий, которой не всегда уделяется должное внимание. Дело в том, что рельеф контактной поверхности чаще всего состоит из разночастотных составляющих — региональных и локальных структур. Уместно отметить, что рассматриваемая при решении ряда теоретических вопросов модель контактной поверхности, имеющая горизонтальную асимптоту, в природе встречается крайне редко. Из этого следует, что гравитационное поле, обусловленное контактной поверхностью, обычно включает составляющие низких и высоких частот, при этом низкие частоты могут быть близки к частотам региональных аномалий, связанных с глубинным строением изучаемой площади. При фильтрации наблюдаемого поля аномалий от региональной структуры контактной поверхности обычно объединяются с региональным полем, предположительно связанным с глубинным строением. Это приводит к недопустимым ошибкам, так как решаемая геологическая задача заключается в подборе реальной контактной поверхности, а не ее трансформант. В связи с этим встает задача исключения из регионального фона низкочастотной составляющей, обусловленной изучаемой контактной поверхностью. Эта задача не может быть решена при фильтрации наблюдаемых аномалий. Если же региональный фон будет определяться путем сглаживания разностного поля U_p , то рассматриваемая проблема оказывается в значительной степени решенной. Это объясняется тем, что в разностном поле полностью или почти полностью отсутствуют аномалии, обусловленные региональной структурой контактной поверхности, благодаря исключению аномалий, вычисленных от приближенной контак-

ной поверхности. Естественно ожидать, что даже первое самое грубое приближение рельефа контактной поверхности должно отражать достаточно точно ее региональную структуру, для знания которой нужна информация, полученная по довольно редкой сети. При отсутствии данных о глубинах до контактной поверхности непосредственно на площади интерпретируемого участка представления о региональной структуре этой границы могут быть сформированы на основании региональных построений. Эти представления должны быть использованы при составлении модели первого приближения, что позволит отделить фоновую составляющую от низкочастотного поля контактной поверхности.

Применение разностного поля для вычисления фоновой составляющей выдвигает дополнительное требование к применяемым методам трансформации — эти методы должны давать возможность получать преобразованные аномалии во всех точках заданного разностного поля. Большинство же методов преобразования полей предусматривают получение трансформант на участках, размеры которых по сравнению с размерами заданных моделей исходного поля уменьшены во всех направлениях на полосу шириной, равной половине размера применяемой палетки. Использование таких способов разделения поля при решении обратной задачи гравиразведки принципиально невозможно, так как приведет к сокращению размера интерпретируемой площади от итерации к итерации.

При решении обратной задачи гравиразведки предполагается использовать три способа преобразования поля: вычисление фоновой составляющей методом полиномов в скользящем окне, определение фона корреляционным методом и вычисление интерполированного поля. Вычисление фона методом полиномов в скользящем окне подробно рассмотрено в разд. 3.3. Рекомендуется аппроксимировать фон полиномом второй степени. Частотная характеристика фона может регулироваться размерами скользящего окна, которые допускается увеличивать до размеров участка. Для получения более плавного фона допускается использование первой и нулевой степеней аппроксимирующего полинома при размере окна, равном размеру участка.

Принцип выделения фона корреляционным методом заимствован из корреляционного метода разделения аномалий КОМР. Разница заключается в том, что определение фона в рассматриваемом случае аналогично определению прогнозных значений глубин до контактной поверхности в КОМР, а степень полинома всегда нулевая.

Рассмотрим этот способ подробнее. Предположим, что региональный фон обусловлен глубинной границей, например фундаментом, рельеф которой изучен столь достоверно, что в числовой геометрической модели участка можно сформировать соответствующую числовую матрицу глубин. Казалось бы, в таком случае региональное поле можно получить путем решения прямой задачи гравиразведки для этой контактной поверхности. Однако это не всегда удается из-за отсутствия достоверных данных об избыточной плотности до указанной границы. Используя корреляционный способ, можно обойтись без знания плотностей. Предлагается существование корреляционной зависимости между фоном и релье-

фом глубинного горизонта. Логично допустить, что в разностном поле при достаточно обоснованном первом приближении изучаемой контактной поверхности преобладающей является фоновая составляющая. На основании этого для каждого i -го узла сети модели можно записать приближенные равенства:

$$U_{pi} \approx U_{fi}, \quad (5.6)$$

$$U_{pi} \approx kH_i + c, \quad (5.7)$$

где k и c — коэффициенты уравнения регрессии; H_i — глубина до границы, создающей региональный фон.

Решая уравнение (5.7) по методу наименьших квадратов, можно определить значения коэффициентов k и c . Из (5.6) и (5.7) получим: $U_{fi} \approx kH_i + c$. Последнее выражение позволяет легко вычислить прогнозные значения фоновой составляющей во всех узлах сети модели. Следует подчеркнуть, что используемая для вычисления фона глубинная граница может быть негравитационной, но залегать согласно с геологическим комплексом, создающим региональный фон. Более того, она может быть лишь корреляционно связанной с этим комплексом, т.е. иметь унаследованное развитие.

Вычисление фона путем интерполяции исходного поля по заданным точкам обосновано Ф.С. Моисеенко (1961 г.). Рекомендуется выставлять точки в пределах однородных геологических объектов. Такими объектами могут быть, например, своды обширных соляных куполов Прикаспийской впадины. С помощью рассматриваемого метода можно построить региональный фон, огибающий интенсивные локальные гравитационные минимумы. Аналогичный подход реализован В.И. Сегаловичем (1973 г.) в разработанном им методе введения в гравитационное поле поправок за рыхлые отложения. Интерполяция поля выполняется по всем точкам с известными глубинами до коренных пород. В этом случае получаемое поле не следует называть не региональным фоном, а интерполированными аномалиями. Разностное поле (исходное минус интерполированное) используется для корректировки поверхности коренных пород. Опробование этого метода показало, что одним из наиболее эффективных алгоритмов интерполяции является рассмотренный выше алгоритм (см. разд. 2.3), основанный на упорядочении исходных точек в систему непересекающихся треугольников и на разложении интерполируемой функции в усредненный ряд Тейлора [13]. Отметим, что обязательным условием получения интерполированного поля на всей площади модели является использование для интерполяции угловых точек участка.

Каждый из рассмотренных методов вычисления регионального фона при решении обратной задачи гравиразведки может использоваться не только самостоятельно, что и в совокупности с другими, т.е. возможны следующие комбинации:

$$\begin{aligned} U_{\phi} &= U_{\phi.п} + U_{\phi.к} + U_{\phi.ин}, & U_{\phi} &= U_{\phi.п} + U_{\phi.к}, \\ U_{\phi} &= U_{\phi.п} + U_{\phi.ин}, & U_{\phi} &= U_{\phi.к} + U_{\phi.ин}, \end{aligned} \quad (5.8)$$

где $U_{\phi.п}$ — фон по методу полиномов в скользящем окне; $U_{\phi.к}$ — фон по корреляционному методу; $U_{\phi.ин}$ — интерполированное поле.

Вычисление фона комбинируемыми способами поясним на примере. По разностному полю U_p вычислим фон методом полиномов и исключим его: $U_{p1} = U_p - U_{\phi.п}$. Далее, используя остаточную составляющую U_{p1} в качестве исходной, корреляционным способом можно вычислить фон $U_{\phi.к}$. Исключив $U_{\phi.к}$ из исходного поля ($U_p^2 = U_{p1} - U_{\phi.к}$), можно вычислить интерполированный фон, используя соответствующую U_{p2} в качестве исходного поля. Заметим, что изменение порядка используемых способов приводит к неоднозначным результатам. Предлагаемый аппарат позволяет при выборе оптимальной методики выделения фона манипулировать не только частотной характеристикой фильтра (размером скользящего окна), но и перебором комбинаций используемых способов. Выделение регионального фона — сложная задача, методика решения которой должна отрабатываться в конкретных геолого-геофизических условиях.

Корректировка контактной поверхности

Корректировка контактной поверхности выполняется на основании сопоставления интерпретируемого поля U_n с аномалиями, рассчитанными от очередного приближения подбираемой границы U_k , с учетом регионального фона U_{ϕ} . Результатом такого сопоставления является некомпенсированное поле:

$$U_{нск} = U_n - U_k - U_{\phi}. \quad (5.9)$$

Поправка к глубинам приближенно может быть определена по формуле для плоскопараллельного слоя

$$\Delta H = U_{нск} / 2\pi G \sigma, \quad (5.10)$$

где σ — избыточная плотность; G — гравитационная постоянная.

Формула (5.10) рассчитана для бесконечного по простиранию слоя и применима лишь при пологих углах погружения границы. Так, по данным Л.В. Петрова, при наклоне уступа 11° эта формула дает ошибку до 25%. Вполне очевидно, что для трехмерных тел ошибки будут более значительными. Подчеркнем, что вычисленная по этой формуле поправка к глубине всегда будет занижена, поэтому использование ее при решении обратной задачи гравиразведки для контактной поверхности вполне допустимо, а неточность ее приводит лишь к увеличению числа циклов подбора (итераций). Опыт эксплуатации первой версии программы решения обратной задачи, в которой использовалась формула плоскопараллельного слоя, показал, что в условиях Прикаспийской впадины при изучении рельефа кровли соли для ускорения подбора контактной поверхности при ее корректировке коэффициент, получаемый по этой формуле, иногда целесообразно увеличить в 1,5–2,5 раза. Возникает необходимость разработки способа уточнения этого коэффициента. Опробование поправочного коэф-

фициента, предложенного А.Б. Андреевым и И.Г. Клушиным (1965 г.), показало, что эффективность его далеко не всегда высокая. В основе формулы, по которой определяется поправочный коэффициент, лежит среднестатистическая характеристика линейных размеров локальных осложнений контактной поверхности. На больших участках размеры структур варьируют в широких пределах и использование усредненных параметров приводит на аномально широких структурах к неудовлетворительным результатам.

Для ускорения процесса подбора модели в случае многократных приближений предлагается следующий способ определения коэффициентов для вычисления поправок к глубинам до контактной поверхности. На первой итерации используется приведенная выше формула плоскопараллельного слоя (5.10). На последующих итерациях коэффициенты определяются в каждой точке участка по формуле

$$k_{n+1} = (H_n - H_{n-1}) / (U_{kn} - U_{k(n-1)}), \quad (5.11)$$

где H_n – глубина до контактной поверхности на n -й итерации; U_{kn} – поле, рассчитанное от контактной поверхности на n -й итерации; k_{n+1} – коэффициент для определения поправок $(n+1)$ -й итерации.

Поправки к глубинам вычисляются аналогично (5.10):

$$\Delta H_{n+1} = k_{n+1} U_{иск}$$

Смысл приведенного выражения для определения поправок вполне очевиден. Такой способ позволяет в значительной мере учитывать особенности морфологии контактной поверхности в разных частях изучаемого участка. Проведенные эксперименты показали, что число необходимых итераций по сравнению с их числом при использовании формулы плоскопараллельного слоя в условиях Прикаспийской впадины сокращается в $2n/(n+1)$ раз, где n – число итераций с формулой для плоскопараллельного слоя.

Для того чтобы в результате корректировки глубин не возникли ложные уступы контактной поверхности на границе перехода от заданного поля к зоне обрамления, полученные в краевых частях участка поправки распространяются в зону обрамления с линейным затуханием.

Контактная поверхность после корректировки приводится в соответствие с априорными данными о ее глубинах. Способ увязки такой же, как и при корреляционно-интерполяционном прогнозе (см. разд. 3.2). Априорные данные могут быть как точными, так и приближенными. Точки с точными данными о глубинах до контактной поверхности (жесткие точки) делятся на интерполяционные и точки присвоения. Интерполяционные точки должны создавать относительно равномерную сеть (требование алгоритма интерполяции). Для этого из общего числа жестких точек исключаются точки, создающие в отдельных частях густую сеть. Эти точки включаются в группу точек присвоения. С интерполяционными точками контактная поверхность увязывается путем интерполяции невязок в этих точках и суммированием полученной матрицы невязок с матрицей глубин до контактной поверхности. Глубины в осталь-

ных "жестких" точках присваиваются соответствующим элементам матрицы глубин.

Приближенные априорные данные задаются в виде минимально и максимально допустимых глубин в каждом узле сети модели. Контактная поверхность контролируется на соответствие этим данным. Глубины заменяются на предельно допустимые в точках, где нарушаются границы заданной области.

Программа решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности

Программа решения обратной задачи гравиразведки является сложной системой, состоящей более чем из 50-ти программных модулей, составленных на языках Ассемблера и Фортран. При использовании простой структуры для редактирования программы необходим объем оперативной памяти 500 Кбайт. Для того чтобы программу можно было эксплуатировать на ЭВМ ЕС с наиболее распространенным объемом оперативной памяти 512 Кбайт, она была отредактирована с использованием сверлейной структуры (структуры с перекрытием). В результате программу разделили на семь загрузочных сегментов, каждый из которых выполняет литологически законченную функцию: 1) управление решением задачи в режиме, определяемом дополнительной информацией; 2) решение прямой задачи гравиразведки; 3) вычисление фона по методу полиномов в скользящем окне; 4) вычисление фона корреляционным методом; 5) вычисление интерполированного поля (фона); 6) корректировка контактной поверхности; 7) увязка контактной поверхности с априорными данными.

Основные исходные и результативные данные увязанной программы располагаются в файлах прямого доступа. Организация их такая же, как и в программе решения прямой задачи для многослойных моделей, т.е. обратная задача решается для одного из слоев многослойной модели, в то время как для остальных гравивитивных границ предварительно могла быть решена прямая задача и выполнено таким образом геологическое редуцирование интерпретируемого поля. К исходным данным для решения обратной задачи относятся следующие числовые матрицы: 1) интерпретируемое гравитационное поле, хранящееся в первом массиве гравиметрического файла; 2) первое приближение подбираемой контактной поверхности, находящееся в одном из массивов геометрического файла; 3) границы области подбора контактной поверхности, хранящиеся в геометрическом файле (точки, в которых известны точные значения глубин, вносятся со знаком "минус" в матрицу минимально допустимых глубин); 4) альтитуды дневного рельефа, находящиеся в первом массиве геометрического файла (при плоском рельефе амплитуды не задаются); 5) характеристики латерального изменения плотности (если оно учитывается), хранящиеся в одном из массивов плотностного файла; 6) информация об интерполяционных точках с известными глубинами до контактной поверхности предварительно записывается в специальный файл прямого доступа в виде матрицы, в которой каждой точке отведена строка: x_i, y_i ,

H_{1i}, H_{2i}, \dots , где x_i, y_i — координаты i -й точки; H_{1i}, H_{2i} — глубины до контактных поверхностей модели. Если глубины до одной (или нескольких) границ в данной точке неизвестны, соответствующий элемент строки заполняется кодом отсутствия информации. Таким образом, и данные о жестких точках организованы с расчетом на описание многослойных моделей.

Результатом работы программы является числовая матрица глубин до контактной поверхности, откорректированная в соответствии с интерпретируемым гравитационным полем. Эта матрица записывается на место исходного первого приближения рельефа изучаемой поверхности. Матрица первого приближения глубин сохраняется в последнем массиве геометрического файла. К результативным числовым матрицам, кроме того, относятся гравитационные аномалии, рассчитанные от подобранной контактной поверхности, суммарное гравитационное поле модели (напомним, что модель может быть многослойной), матрицы разностного поля, регионального фона и некомпенсированных аномалий. Анализ всех результативных матриц совместно с априорными данными о глубинах до контактной поверхности позволяет интерпретатору принимать обоснованное решение о дальнейшем режиме работы программы решения обратной задачи гравиразведки или о завершении подбора контактной поверхности.

Режим работы программы определяется дополнительной информацией, вводимой с перфокарт. К этим данным относятся число итераций, размер скользящего окна для вычисления фона, константы, определяющие способы вычисления комбинированного фона, и др. К дополнительной информации относятся данные о соответствии числовых матриц геометрического, гравиметрического и плотностного файлов, данные о необходимости вычисления поля на переменном рельефе, признак учета латерального изменения плотности и др.

С целью более полной иллюстрации программной реализации алгоритма решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности приведена блок-схема (рис. 24). Показанные на ней условные переходы позволяют выполнять на основании дополнительной информации различные варианты работы программы. Обнуление матрицы суммарного поля в гравиметрическом файле предусмотрено для первого обращения к программе, когда прямая задача не решена ни для одной гравиактивной границы. В остальных случаях вычисляемое гравитационное поле от контактной поверхности суммируется с аномалиями, предварительно рассчитанными от других границ. Если контактная поверхность изменена автономными программными средствами, а не внутренним блоком корректировки, перед решением прямой задачи из суммарного поля вычитаются аномалии, вычисленные от предыдущего варианта контактной поверхности. Подобная процедура выполняется после отработки блока корректировки контактной поверхности.

В программе предусмотрена возможность начинать работу, минуя в первом цикле блок решения прямой задачи. В таком случае вычисления начинаются с определения разностного поля и фоновой составляющей. Это позволяет организовать продолжение работы после анализа проме-

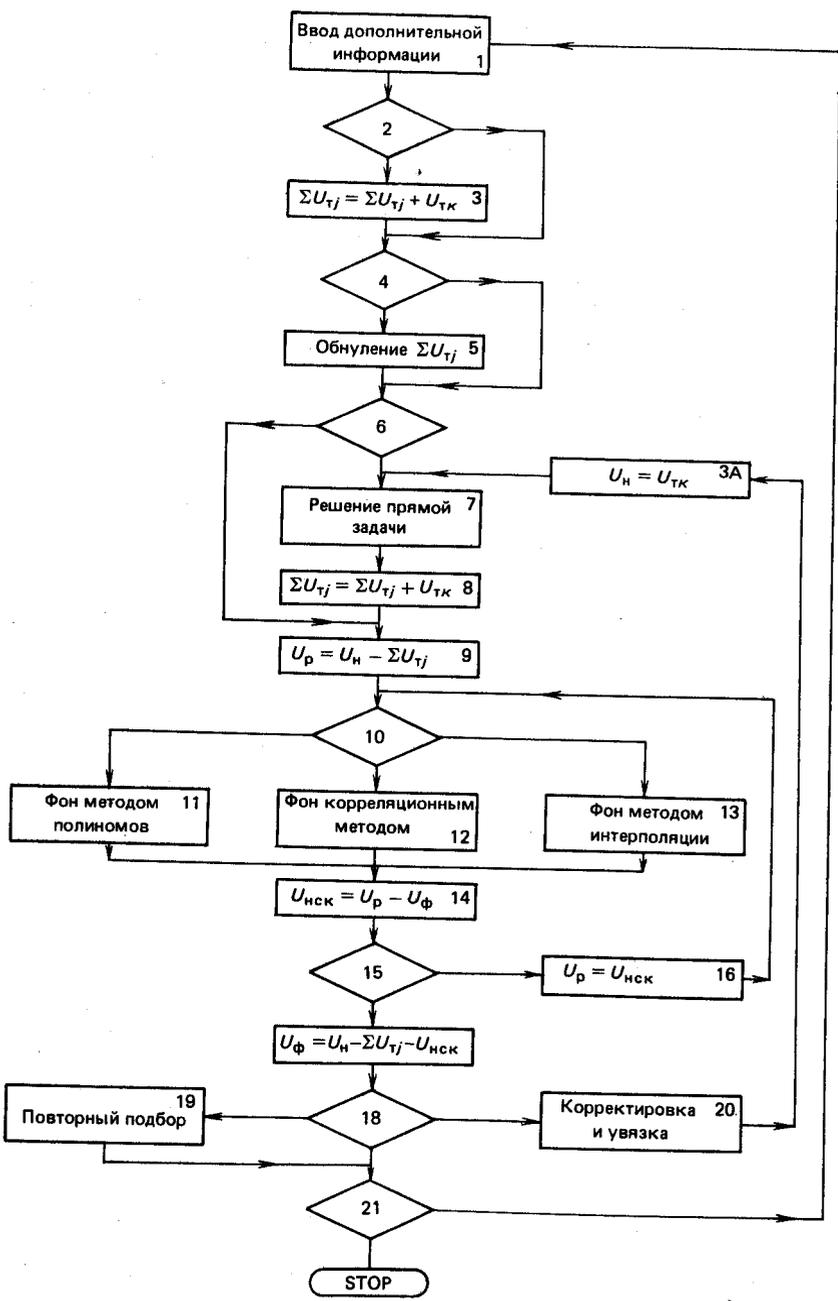


Рис. 24. Блок-схема программы решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности

жучочных результатов, а также в случае, когда выделенного машинного времени не хватает для выполнения необходимого числа итераций. Внешний цикл программы дает возможность в одном шаге задания выполнить решение задачи с изменением параметров обработки, что можно использовать, например, для оценки нескольких вариантов вычисления фона.

В программу включен специальный блок повторного подбора контактной поверхности, в котором реализовано решение обратной задачи гравirazведки с использованием в качестве исходного поля аномалий, рассчитанных от контактной поверхности, подобранной на первом этапе решения задачи. Фоновая составляющая в этом случае не вычисляется. Блок повторного подбора позволяет сгладить контактную поверхность в разумных пределах. Дело в том, что высокочастотные составляющие поля, обусловленные ошибками измерений и приповерхностными плотностными неоднородностями, при корректировке границы отображаются осложнениями ее рельефа. Однако эти осложнения при глубоком залегании подбираемой границы не могут создать аномалий, компенсирующих высокочастотную составляющую поля. При значительном числе итераций высокочастотные осложнения рельефа усиливаются до недопустимых амплитуд. Высокочастотные осложнения рельефа контактной поверхности, не находящие отображения в рассчитываемом гравитационном поле, являются необоснованными и должны быть исключены из модели. Такое исключение происходит при использовании блока повторного подбора.

5.3. Решение обратной задачи гравirazведки для многослойных моделей

Подбор сложных многослойных плотностных моделей по гравитационному полю — трудная и неоднозначная задача. Следует рассматривать два вида неоднозначности решения обратной задачи гравirazведки: 1) возможность объяснения аномалий принципиально различными геологическими моделями; 2) эквивалентность изменения количественных характеристик модели (например, локальное увеличение мощности слоя одновременно с погружением этого слоя может не привести к инструментально фиксируемому изменению силы тяжести). Достоверность общих представлений о геологическом строении площади уменьшает неоднозначность первого вида и сводит задачу к рассмотрению не более чем двух-трех альтернативных гипотез. Неоднозначность второго вида уменьшается при увеличении априорных данных о глубинах до гравиактивных границ. Здесь остро встает вопрос о разделении поля на аномалии, обусловленные теми или иными контактными поверхностями. Для сложной среды формализовать такое разделение поля в большинстве случаев, на наш взгляд, практически невозможно, поэтому выбор оптимальной корректировки модели всецело зависит от геологической интуиции интерпретатора. В связи с этим важно создать такой программный аппарат, который наиболее легко позволял бы реализовать способы корректировки модели, широко принятые в практике интерпретации. Опыт решения обратной задачи гравirazведки с помощью палеток привел в "домашинный" период

к выработке различных методических приемов подбора сложных плотностных разрезов по гравитационному полю. Эти приемы зависят не только от геолого-геофизических условий района, но и от индивидуального подхода исследователя к решению ряда сложных вопросов, возникающих при интерпретации гравитационного поля. Рассматривая значительное число приемов подбора плотностных моделей с точки зрения возможностей их программной реализации, выделили два метода решения обратной задачи гравirazведки для многослойной модели: последовательного подбора контактных поверхностей и одновременной корректировки многослойной модели.

Метод последовательного подбора контактных поверхностей

Для решения обратной задачи гравirazведки путем последовательного подбора гравиактивных поверхностей многослойной модели необходимо выполнение следующих геолого-геофизических условий: 1) подбираемые контактные поверхности четко ранжируются по своей гравиактивности; 2) разность в глубинах залегания гравиактивных поверхностей и имеющиеся априорные данные о их строении не позволяют компенсировать аномалии, создаваемые соседними поверхностями, путем подбора рельефа одной из них; 3) возможность более или менее уверенного разделения аномалий, обусловленных разными контактными поверхностями, на основе способов выделения фона, предусмотренных в программе решения обратной задачи гравirazведки для одной контактной поверхности.

Если аномалии, создаваемые подбираемыми контактными поверхностями существенно, например на порядок, отличаются друг от друга по интенсивности, наиболее гравиактивную поверхность вполне допустимо подбирать по суммарному полю. При этом выполнение второго из перечисленных условий не приведет к компенсации аномалий от других гравиактивных границ. Препятствовать такой компенсации можно путем изменения способов и параметров вычисления фоновой составляющей при подборе разных контактных поверхностей. Эффективность такого приема гарантируется выполнением третьего из перечисленных условий применения рассматриваемого метода решения обратной задачи гравirazведки.

Полностью перечисленные условия могут выполняться в исключительных случаях. Нарушение в той или иной степени этих требований уменьшает надежность и увеличивает неоднозначность решения задачи. Это необходимо иметь в виду при оценке объемной геологической модели, полученной в результате решения обратной задачи гравirazведки рассматриваемым методом. Можно предложить несколько вариантов технологии решения обратной задачи гравirazведки последовательным подбором контактных поверхностей многослойной модели. Выбор варианта зависит от степени выполнения перечисленных требований к геолого-геофизическим условиям интерпретации гравитационного поля. Наиболее простой вариант технологии можно применить, если способы вычисления фона, предусмотренные в программе решения обратной задачи гравirazведки

для одной контактной поверхности, позволяют выделять составляющие поля, обусловленные подбираемыми контактными поверхностями.

Методика решения задачи предусматривает предварительное формирование приближенных моделей всех гравиактивных поверхностей. Эти модели должны отражать, по крайней мере, региональные структуры соответствующих геологических границ, что необходимо для расширения возможностей разделения поля методами частотной фильтрации, так как задача выделения поля, обусловленного влиянием контактной поверхности в целом, заменяется задачей определения аномалий, создаваемых локальными осложнениями этой поверхности. Данные о региональной структуре геологического комплекса обычно имеются даже при отсутствии сведений о его глубинах непосредственно на исследуемом участке. Источником информации о региональной структуре горизонта могут быть мелкомасштабные структурно-тектонические карты. Фактические данные на исследуемом участке о глубинах до контактной поверхности (полученные бурением, сейсморазведкой и т.д.) при формировании модели первого приближения должны использоваться полностью.

Следующим этапом моделирования является решение прямой задачи гравиразведки для первого приближения многослойной модели, а затем последовательный подбор контактных поверхностей с помощью программы решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности. Подбор следует начинать с границ, создающих наиболее высокочастотные составляющие гравитационного поля. Такими границами чаще всего являются ближайшие к дневной поверхности горизонты. Конечно, глубинные границы обычно более дислоцированы, следовательно, их рельеф осложнен высокочастотными составляющими, однако эти осложнения из-за больших глубин слабо проявляются в гравитационном поле и для их прогноза не всегда имеются достаточные основания. Кроме того, следует подчеркнуть, что локальные осложнения глубоких горизонтов могут создавать значительные по площади аномалии, т.е. более низкочастотные составляющие суммарного поля. Неглубокие горизонты чаще всего обеспечены наиболее полной априорной информацией о их строении, поэтому корректировка таких границ по гравитационному полю может выполняться в ограниченных пределах. Все это может создать благоприятные условия интерпретации, которые в той или иной степени гарантируют, что аномалии от глубинных границ не будут скомпенсированы ложными осложнениями неглубоких горизонтов.

При подборе границы, создающей высокочастотную составляющую поля, для вычисления фона методом полиномов применяется скользящее окно небольшого размера. Если объем априорной информации о неглубокой контактной поверхности (например, о рельефе коренных пород) достаточен для применения метода, предложенного В.И. Сегаловичем (1973 г.), вычисление фоновой составляющей заменяется определением интерполированного поля. Подбор более погруженных горизонтов выполняется с использованием для вычисления фона скользящего окна увеличенных размеров, а для наиболее глубинной контактной поверхности вместо регионального фона может быть учтен только уровень. В таком

случае при успешном решении задачи подобранной многослойной моделью будет скомпенсировано все гравитационное поле с точностью до постоянной.

Второй вариант технологии последовательного подбора контактных поверхностей многослойной модели базируется главным образом на выполнении первых двух условий применения описываемого метода. Как и в первом случае, предварительно составляется первое приближение многослойной модели, и для него решается прямая задача гравиразведки. Корректировка модели начинается с наиболее гравиактивной границы. Считается, что все поле, некомпенсированное моделью, обусловлено фоном и неточностью подбираемой контактной поверхности. С помощью программы решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности выполняется несколько циклов корректировки рельефа подбираемой границы до стабилизации некомпенсированного поля. Затем предполагается, что некомпенсированные аномалии связаны с влиянием других контактных поверхностей модели, наиболее гравиактивная из которых подбирается на следующем этапе. В такой последовательности решается задача для всех границ, четко ранжируемых по гравиактивности.

В процессе такого подбора контактных поверхностей многослойной модели происходит своеобразное разделение интерпретируемого поля. При рассмотрении решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности отмечалось, что осложнения поля, связанные с поверхностными неоднородностями и ошибками измерений, не могут компенсироваться рельефом глубоко залегающей гравиактивной границы, но вносят ложные осложнения в него. В общем виде это явление можно сформулировать так: если гравитационное поле обусловлено двумя контактными поверхностями, из которых нижняя наиболее гравиактивна, то аномалии, создаваемые локальными осложнениями этих границ, при значительной разности их глубин и достаточной априорной информации, могут быть разделены путем подбора более глубокой границы по суммарному полю. Для исключения высокочастотных осложнений этой границы подбор ее повторяется по полю, вычисленному от границы, полученной на первом этапе решения задачи. Поясним практическую реализацию такого подбора контактных поверхностей. Пусть задано первое приближение двух гравиактивных границ $H_1^{(1)} \ll H_2^{(1)}$, которое отражает, по крайней мере, их региональную структуру. Выполним несколько итераций решения обратной задачи, полагая, что некомпенсированное поле $U_{\text{нск}} = U_n - U_{T1}^1 - U_{T2}^1 - U_{\phi}$ полностью обусловлено влиянием глубокой контактной поверхности H_2 . Стабилизация некомпенсированного поля после n итераций может наступить по двум причинам: заданные границы области подбора не позволяют корректировать контактную поверхность и (или) глубина до границы H_2 столь велика, что некоторые высокочастотные аномалии не могут компенсироваться ее рельефом. При очередных циклах подбора в контактную поверхность вносятся локальные поправки, но они практически не отображаются в вычисляемом поле. Будем считать, что $U_{T2}^{(n)}$ обусловлена влиянием границы H_2 , но подобранный вариант

H_2^j имеет ложные осложнения, связанные с влиянием относительно неглубоко залегающих неоднородностей, например с влиянием рельефа H_1 . Для получения более достоверного рельефа H_2 повторим подбор этой границы начиная с первого приближения, заменяя U_n на $U_{T_2}^{(n)}$ и рассматривая модель как однослойную. Интерпретируемое поле не осложнено фоном, поэтому корректировка поверхности $H_2^{(1)}$ будет выполняться по нескомпенсированному полю

$$U'_{\text{НСК}} = U_{T_2}^{(n)} - U_{T_2}^{(1)}.$$

После стабилизации нескомпенсированного поля $U'_{\text{НСК}}$ на m -м цикле решения задачи полученную контактную поверхность $H_2^{(m)}$ можно принять за окончательный вариант. Следующим этапом решения обратной задачи будет корректировка вышележащей границы H_1 .

В описанных вариантах технологии последовательного подбора контактных поверхностей многослойной модели показаны принципы подхода к решению обратной задачи гравиразведки. Последовательность подбора контактных поверхностей может определяться не только их частотными характеристиками и степенью гравиактивности, но объемом априорной информации о их строении. В конкретных геолого-геофизических условиях необходимо выполнять специальные исследования по выработке оптимальной методики подбора многослойной модели, в которой должны рационально комбинироваться описанные выше варианты технологии решения обратной задачи гравиразведки методом подбора.

В заключение подчеркнем некоторые особенности программы решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности, которые позволяют технологично реализовать описанные варианты последовательного подбора гравиактивных границ многослойной модели. Исходная и результативная информация этой программы может быть частью числовой многослойной модели. Это дает возможность подбирать различные контактные поверхности, использовать информацию из одних и тех же файлов, в которых хранится единая числовая многослойная модель. Корректировка контактных поверхностей выполняется по нескомпенсированному полю, которое определяется с учетом аномалий от всех гравиактивных границ многослойной модели. Блок повторного подбора (см. рис. 24) дает возможность исключать из контактной поверхности ложные осложнения, обусловленные влиянием аномалий, связанных с другими границами. Организованный в программе внешний цикл позволяет многократно вводить дополнительную информацию. В результате прямая задача гравиразведки для первого приближения многослойной модели и подбор всех или нескольких контактных поверхностей по заданной методике могут быть выполнены автоматически при одном вызове программы.

Метод одновременной корректировки многослойной модели

Обратная задача гравиразведки методом одновременной корректировки всех или нескольких гравиактивных границ решается в следующей постановке. На основании сопоставления интерпретируемых аномалий

с полем от очередного приближения модели необходимо выполнить корректировку нескольких контактных гравиактивных поверхностей с учетом заданного для каждой из них весового участия в компенсации поля. Аналогичный подход к исключению неоднозначности решения задачи путем использования весовых коэффициентов рассмотрен И.Л. Пруткиным [29]. В разработанном нами алгоритме предусматривается, что корректировка границы может выполняться не на всем участке, а в пределах отдельных замкнутых контуров произвольной формы. Для каждого из таких контуров коэффициенты весового участия границ в компенсации поля могут быть разными. Глубины залегания контактных поверхностей не должны выходить за пределы заданной области подбора, а в некоторых опорных точках точно или практически точно совпадать с заданными значениями.

С помощью программы, реализующей решение задачи в такой постановке, интерпретатор получает довольно широкие возможности технологичного исправления отдельных элементов многослойной модели. Решение о форме контуров, в пределах которых необходима корректировка, и о значениях коэффициентов весового участия контактных поверхностей в компенсации поля интерпретатор определяет на основе анализа нескомпенсированного поля и сопоставления его с имеющейся геолого-геофизической информацией. Из этого ясно, что результаты подбора в значительной степени зависят от неформализуемых опыта и интуиции интерпретатора, базирующихся на знании особенностей строения изучаемого района.

Такой метод решения задачи рационально применять в следующих двух случаях: 1) исходная объемная модель в основном соответствует гравитационному полю, а по отдельным нескомпенсированным аномалиям требуется лишь уточнить некоторые ее детали; 2) на участке имеются достаточно разобщенные по площади локальные аномалии, связанные с разными гравиактивными границами. При соблюдении этих условий с наибольшим эффектом используется возможность корректировки контактных поверхностей в пределах отдельных контуров.

Решение обратной задачи гравиразведки для многослойной модели по методике одновременной корректировки нескольких контактных поверхностей состоит из следующих частей: 1) решение прямой задачи для многослойной модели; 2) вычисление фоновой составляющей и нескомпенсированного поля; 3) введение поправок в контактные поверхности; 4) увязка контактных поверхностей с априорными данными. Вычисление фоновой составляющей и увязка контактных поверхностей выполняются так же, как в программе решения обратной задачи для одной контактной поверхности. Для реализации этих процедур использованы те же программные модули. С целью решения прямой задачи гравиразведки для многослойной модели выполнена простая организация циклов, включающих работу программы решения задачи для одной контактной поверхности. Для введения поправок в контактные поверхности по методике одновременной корректировки нескольких гравиактивных границ составлена специальная программа, на алгоритме которой остановимся подробнее.

Корректировка контактных поверхностей выполняется в пределах отдельных частей участка, ограниченных многоугольниками (окнами). Для каждой контактной поверхности может задаваться несколько окон, каждому из которых соответствует свой коэффициент весового участия контактной поверхности в компенсации поля. Специальный программный модуль формирует для всех корректируемых границ так называемые матрицы-маски. В этих матрицах точкам участка, где не следует вводить поправку, соответствуют нули, а в корректируемых частях участка – коэффициенты весового участия. Матрицы-маски формируются 1 раз для заданного числа итераций, а могут использоваться и при продолжении счета в последующих шагах задания. Допускается формирование матриц-масок вне программы решения обратной задачи гравиразведки. Для этого удобно использовать автономную программу арифметических и логических действий с информацией матричного вида, позволяющую выполнять различные преобразования числовых матриц.

Поправки вычисляются по формуле плоскопараллельного слоя с учетом переменной избыточной плотности контактной поверхности и весового коэффициента:

$$\Delta H_i = 0,025 S_i / \sigma(H_i) \cdot \sigma(x_i, y_i) U_{\text{нск}i},$$

где ΔH_i – поправки в глубины в i -й точке; S_i – весовой коэффициент; $U_{\text{нск}i}$ – некомпенсированное поле; $\sigma(H_i)$ – характеристика изменения плотности по вертикали на глубине H_i ; H_i – глубина до контактной поверхности, полученная в предыдущей итерации в i -й точке; $\sigma(x_i, y_i)$ – характеристика изменения плотности в плане в i -й точке.

Величина S_i считывается из массива матрицы-маски, хранящейся в файле прямого доступа. Некомпенсированное поле, как и при решении задачи для одной контактной поверхности, хранится в гравиметрическом файле, а $\sigma(x_i, y_i)$ в плотностном файле. Если изменение плотности в плане не учитывается, то величина $\sigma(x_i, y_i)$ из формулы исключается. Глубины до контактной поверхности, полученные в предыдущей итерации или сформированные как модель первого приближения, считаются из указанного в дополнительной информации массива геометрического файла. Характеристика изменения плотности по вертикали определяется на основании заданного кусочно-линейного закона. Вычисление поправок выполняется в точках, где $S_i \neq 0$. В результате формируется матрица поправок.

Матрица поправок имеет размеры, равные размеру матриц гравиметрической модели. Перед суммированием поправок с глубинами до контактной поверхности матрица поправок приводится в соответствие с размерами геометрической модели. При наращивании строк и столбцов значения поправок на границе участка уменьшаются до нуля по линейному закону в пределах десяти элементов:

$$\Delta H_j = \Delta H_0 (10 - j) / 10,$$

где ΔH_j – поправка в j -м наращиваемом столбце (строке); ΔH_0 – поправка в крайнем столбце (строке).

За пределами десяти наращиваемых элементов поправкам присваивается значение нуль. После наращивания элементы матрицы поправок суммируются с глубинами до контактной поверхности.

Управление решением обратной задачи гравиразведки выполняется головной программой. Режим работы программы (граф обработки) определяется дополнительной информацией, которая вводится с перфокарт, логически контролируется и распечатывается специальным программным модулем. К дополнительной информации относятся номера контактных поверхностей, для которых решается прямая задача гравиразведки и которые предусматривается корректировать в данном шаге задания, плотностные характеристики контактных поверхностей, код метода и необходимые параметры для определения фона, константы, определяющие соответствие матриц в геометрическом, плотностном и гравиметрическом файлах, информация для формирования матриц-масок, коэффициенты весового участия границ в компенсации поля и ряд других данных. В случае обнаружения ошибок в дополнительной информации вырабатывается специальный код, на основании которого головная программа прекращает решение задачи. В структуре программы решения обратной задачи можно выделить две основные части – решение прямой задачи для многослойной модели и корректировку контактных поверхностей с повторным решением прямой задачи. Такое построение программы позволяет легко разделить решение задачи на несколько частей, что необходимо, например, при ограниченном выделении машинного времени. Это же дает возможность организовать продолжение счета в случае машинных сбоях, что имеет большое значение, так как затраты машинного времени при решении задачи для многослойных моделей с выполнением нескольких итераций становятся весьма значительными.

Остановившись на решении обратной задачи гравиразведки методом подбора для слоистых сред, нарушенных интрузиями, когда модель обтекания не может быть сформирована без дополнительных тел. Особенность решения этой задачи связана со сложностью введения поправок в модель обтекания, обусловленной необходимостью одновременной корректировки поверхностей, огибающих интрузии, и соответствующих им дополнительных тел с тем, чтобы дополнительные тела были увязаны со слоистой средой и интрузивными телами. Гораздо проще корректировать исходную модель. Отсюда следует, что прямая задача гравиразведки может решаться для модели "обтекания", а поправки на основании некомпенсированного поля должны вводиться в исходную модель.

Так как преобразование исходной модели в модель обтекания выполняется автономной программой, для рассматриваемых моделей программой решения обратной задачи гравиразведки нельзя выполнить в автоматизированном режиме несколько итераций. Технология решения обратной задачи гравиразведки в рассматриваемом случае может состоять из трех основных операций: 1) преобразование исходной модели в модель обтекания (программа *DMOBT*); 2) решение прямой задачи гравиразведки для модели обтекания (программа *DMUCON*); 3) введение поправок в исходную модель (программа *DMUCON*). Во второй операции не только

решается прямая задача, но и вычисляются фон и нескомпенсированное поле. Два вызова программы *DMUCON* требуется для замены описания геометрического файла (модель обтекания) во второй операции на файл исходной модели в третьей операции.

5.4. Корректировка избыточной плотности

В зависимости от геолого-геофизических условий интерпретации гравитационного поля необходимость корректировки избыточной плотности может возникнуть на разных стадиях объемного геологического моделирования. На этапе детальных геологических исследований, когда имеющаяся информация о геометрии аномалиеобразующих тел позволяет достаточно точно описать объемную модель участка, а данные о плотностях пород дают основание допускать существенные отклонения фактических плотностей от принятых значений, решение обратной задачи гравиразведки рационально начинать с уточнения избыточных плотностей на основе наблюдаемых аномалий гравитационного поля. Если имеющаяся априорная информация позволяет лишь определить области возможного положения гравитирующих тел, ограничив их в довольно широких пределах, решение обратной задачи гравиразведки следует начинать с подбора геометрии этих тел в соответствии с гравитационным полем, используя при этом априорные значения плотностей. Корректировку плотностей в таких случаях обычно выполняют, когда наблюдаемые аномалии не удается удовлетворительно скомпенсировать изменением геометрии тел без нарушения данных о границах областей, в которых эти тела могут располагаться.

Задача уточнения плотностей является линейной обратной задачей гравиразведки, так как сводится к решению систем линейных уравнений. Она формулируется следующим образом. В узлах регулярной сети задано гравитационное поле, обусловленное гравитирующими телами с известными границами и осложненное низкочастотной (региональный фон) и высокочастотными помехами. Необходимо в заданных пределах изменить избыточные плотности так, чтобы улучшилось соответствие объемной геологической модели гравитационному полю. Алгоритм решения этой задачи включает три части: решение прямой задачи гравиразведки для тел заданной формы с использованием подлежащих корректировке приближенных значений плотности; разделение поля редуцированного за известные гравитирующие тела, на фоновую и нескомпенсированную составляющие; корректировку плотностей. Первые две операции полностью совпадают с рассмотренными в алгоритме решения нелинейной обратной задачи гравиразведки, выполняющем подбор рельефа контактных поверхностей многослойной объемной модели.

Остановимся непосредственно на корректировке избыточных плотностей. Если рассматриваемая модель включает k гравитирующих контактных поверхностей (или компактных тел), то для каждой i -гравиметрической точки можно записать

$$\alpha_1 U_{1i} + \alpha_2 U_{2i} + \dots + \alpha_j U_{ji} + \dots + \alpha_k U_{ki} = U_{ni} - U_{\Phi i} - U_{\text{нски}}, \quad (5.12)$$

где U_{ji} – гравитационное поле от j -го тела в i -й точке, рассчитанное с использованием избыточной плотности, подлежащей уточнению; α_j – ископаемые поправочные коэффициенты к избыточным плотностям (если поле V_j рассчитано с плотностью 1 г/см^3 , то α_j – избыточная плотность j -го тела); U_i – интерпретируемое поле; $U_{\Phi i}$ – фоновая составляющая; $U_{\text{нски}}$ – нескомпенсированное поле.

Выражение (5.12) преобразуем к виду

$$\sum_{j=1}^k \alpha_j U_{ji} - (U_i - U_{\Phi i}) = -U_{\text{нски}}. \quad (5.13)$$

Необходимо найти решение системы (5.13), при котором среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля

$$\delta = \sqrt{\sum U_{\text{нски}}^2 / n} \quad (5.14)$$

будет минимальным. При этом следует учитывать, что искомые значения избыточных плотностей, а следовательно, и поправочных коэффициентов должны находиться в заданных пределах:

$$\alpha_{\text{min}j} \leq \alpha_j \leq \alpha_{\text{max}i}. \quad (5.15)$$

В рассматриваемом алгоритме корректировки плотностей применен подход, используемый в методе наименьших квадратов, при этом система линейных уравнений решается методом итераций. В каждом цикле приближений контролируется соответствие полученных результатов априорным данным. При нарушении условия (5.15) искомым α_j присваивается предельное значение. Возведем обе части (5.13) в квадрат и просуммируем:

$$\sum_{i=1}^n \left(\sum_{j=1}^k \alpha_j U_{ji} - (U_i - U_{\Phi i}) \right)^2 = \sum_{i=1}^n (U_{\text{нски}})^2. \quad (5.16)$$

Для определения значений α_1 , при котором δ примет минимальное значение, продифференцируем левую часть (5.16) по α_1 и приравняем к нулю. Из полученного выражения найдем новое значение α'_1 :

$$\alpha'_1 = \sum_{i=1}^n (U_i - U_{\Phi i}) U_{1i} - \sum_{i=1}^n \sum_{j=2}^k \alpha_j U_{ji} U_{1i} / \sum_{i=1}^n U_{1i}^2. \quad (5.17)$$

В правой части (5.17) используются значения α_j из предыдущей итерации. Если U_j вычислены с априорными значениями избыточных плотностей, то в первом цикле решения задачи принимается $\alpha_j = 1$. Если полученное значение α'_1 не удовлетворяет условию (5.15), то оно заменяется на соответствующее предельно допустимое. Подставляя принятое α'_j в (5.13) и используя (5.14), вычислим δ_1 . Аналогичные вычисления выполняются для всех коэффициентов α , для этого (5.17) преобразуется к виду

$$\alpha'_i = \sum_{i=1}^n (U_i - U_{\Phi i}) V_{ti} - \left(\sum_{i=j=1}^n \sum_{j=2}^k \alpha_{ji} U_{ti} - \sum_{i=1}^n \alpha_i U_{ti}^2 \right) / \sum_{i=1}^n U_{ti}^2. \quad (5.18)$$

Подчеркнем, что для всех α' в данном цикле вычислений значения α в правой части (5.18) остаются неизменными. Для всех предварительно вычисленных α'_i определяются соответствующие δ'_i . Для очередной итерации производится замена плотности только одной контактной поверхности (или одного компактного тела), номер которой соответствует минимальному δ'_i . С использованием исправленного значения избыточной плотности уточняется фоновая составляющая гравитационного поля. Для этого вычисляется уточненное редуцированное (разностное) поле

$$U_{pi} = U_i - \sum_{j=1}^k \alpha_{(l)j} U_{ji} + (\alpha_{(l+1)t} - \alpha_{(l)t}) U_{ti}. \quad (5.19)$$

Здесь l – номер итерации.

По разностному полю уточняются фон и нескомпенсированные аномалии, и корректировка плотности может быть продолжена.

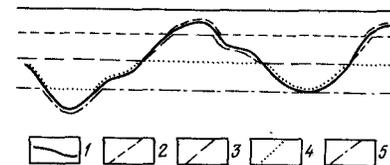
Описанный алгоритм может применяться не только для однородных тел, но и при изменении плотности с глубиной. Рассмотрим такую задачу для одной контактной поверхности, она имеет практическое значение, например, в Прикаспийской впадине, где основная гравитационная поверхность – кровля соли – характеризуется меняющейся с глубиной избыточной плотностью. Результаты измерений плотности ядра обычно имеют значительную дисперсию, поэтому для получения зависимости плотности от глубины выполняется усреднение. Анализ усредненной кривой на фоне точек фактических данных позволяет провести графики максимально и минимально возможных плотностей.

Наименее стабильна избыточная плотность обычно в верхней части разреза, где нередко наблюдаются интервалы надсолевого разреза с плотностью, равной плотности соли. Нулевая избыточная плотность не может быть исправлена поправочным коэффициентом. Отклонения уточненных графиков изменения плотностей на конкретных площадях от обобщенных удовлетворительно аппроксимируются параллельными отрезками, из чего следует, что поправки к плотностям рационально определять в виде слагаемых.

Для корректировки закона изменения плотностей с глубиной контактную поверхность необходимо разделить горизонтальными плоскостями на несколько составляющих (рис. 25). Суммарное гравитационное поле от этих составляющих равно аномальному полю от исходной контактной поверхности. Для каждого интервала глубин, делящего контактную поверхность, поправки к априорным избыточным плотностям принимаются постоянными. В условиях Прикаспийской впадины при корректировке избыточной плотности кровли соли обычно достаточно разделить эту поверхность на пять – семь составляющих. Горизонтальные плоскости проводятся через равные промежутки или с учетом интервалов глубин, характеризующихся наибольшим непостоянством плотности надсолевых отложений.

В связи с особенностями корректировки закона изменения избыточной плотности с глубиной для одной контактной поверхности вместо

Рис. 25. Деление контактной поверхности на составляющие части (разрез):
1 – исходная контактная поверхность;
2–5 – составляющие части контактной поверхности



(5.13) используется выражение

$$\sum_{j=1}^k \alpha_j U_{ji} + U_{0i} - (U_i - U_{\Phi i}) = -U_{\text{нск}i}, \quad (5.20)$$

где U_{0i} – гравитационное поле, рассчитанное от контактной поверхности с использованием априорного закона изменения плотности с глубиной; U_{ji} – аномалии от составляющих контактной поверхности, рассчитанные с избыточной плотностью, равной единице; α_j – искомые поправки к избыточным плотностям в интервалах глубин, соответствующих выделенным составляющим контактной поверхности.

С учетом (5.20) выражение (5.18) примет вид

$$\alpha'_i = \left[\sum_{i=1}^n (U_i - U_{\Phi i} - U_{0i}) U_{ti} - \left(\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^k \alpha_j U_{ji} U_{ti} - \sum_{i=1}^n \alpha_i U_{ti}^2 \right) \right] / \sum_{i=1}^n U_{ti}^2. \quad (5.21)$$

Значения α'_i в правой части (5.22) в первой итерации принимаются равными нулю.

Описанный алгоритм корректировки избыточных плотностей реализован в автономной программе, входящей в комплекс объемного геологического моделирования. При корректировке закона изменения плотностей с глубиной для одной контактной поверхности матрицы глубин составляющих контактной поверхности формируются с помощью специальной программы логических и арифметических действий над числовыми матрицами. Используется следующая функция этой программы: $H_{si} = H_i$, если $H_{\min} < H_i < H_{\max}$, $H_{si} = H_{\min}$, если $H_i \leq H_{\min}$, $H_{si} = H_{\max}$, если $H_i \geq H_{\max}$. Здесь H_{si} – i -й элемент матрицы составляющей контактной поверхности; H_i – i -й элемент матрицы исходной контактной поверхности; H_{\min} , H_{\max} – уровни горизонтальных плоскостей, делящих контактную поверхность.

6. ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ОБЪЕМНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Комплекс программ, или автоматизированная система объемного геологического моделирования контактными поверхностями (АСОГМ-К), разработан в Казахстанской опытно-методической экспедиции (КОМЭ). Кроме автора в программировании принимали участие К.К. Токтыбаев, Л.А. Мельникова, А.Н. Глушков. В реализации ряда задач использованы

программные модули интерполяции В.К. Глаума. В программу корреляционно-интерполяционного прогноза включены модули корреляционного разделения аномалий Московского института нефти и газа (В.И. Шрайбман). В комплекс входят ряд программ, разработанных в КОМЭ без участия автора. Это программы рисовки карт изолиний (Л.Г. Перфильев), интерполяции полиномами Лагранжа (О.Х. Семенов) и усредненными рядами Тейлора (В.К. Глаум).

Комплекс программ объемного геологического моделирования представляет собой пакет автономных программ для ЕС ЭВМ в системе ОС, увязанных едиными форматами хранения числовой информации матричного вида. Хранение числовых матриц предусмотрено на пакетах магнитных дисков в файлах прямого доступа. В одном файле помещается несколько равных по размеру матриц, несущих информацию об одном участке по одинаковой сети. Число матриц ограничивается только объемом свободного места на пакете магнитных дисков. Размер блоков в файлах прямого доступа 280 слов. Первый блок отведен для общей информации о модели, включающей число массивов (матриц), число строк и столбцов в матрицах, расстояния между точками сети описания модели, координаты первой точки участка. Для названия участка и другой текстовой информации отведено 80 символов. Хранение сведений о стратиграфическом положении контактных поверхностей, о типах полей и т.п. на носителях форматами не предусмотрено. Эти данные в процессе моделирования следует заносить в рукописный каталог. При необходимости они учитываются в дополнительной информации к программам, подготавливаемой на перфокартах. Элементы числовых матриц в файле прямого доступа располагаются с первого слова второго блока строка за строкой, матрица за матрицей без разделителей. Такая плотная форма хранения информации — наиболее экономична. Она используется для хранения как объемной геологической модели, так и геофизических полей, которые задаются в узлах прямоугольной сети. Кроме того, в форме числовых матриц представляются некоторые данные по нерегулярной сети, например глубины до контактных поверхностей в опорных (эталонных) точках (скважины ВЭЗ и т.п.). В этом случае строка матрицы несет информацию об одной точке в упорядоченном виде: первые два элемента — координаты точки, в остальных столбцах хранятся глубины до одной или нескольких контактных поверхностей в одинаковой последовательности во всех строках. Отсутствие информации в отдельных точках о тех или иных контактных поверхностях помечается специальным числовым кодом. В файл прямого доступа числовые матрицы вводятся с перфокарт специальной программой или формируются в результате вычислений (преобразований), выполненных различными программами комплекса.

Файл, где хранится объемная геологическая модель, принято называть геометрическим, так как он несет информацию о геометрических формах геологических тел. Файлы с геофизическими полями называют по наименованиям этих полей. В гравиметрическом файле, кроме матрицы наблюденного поля могут храниться аномалии, рассчитанные от гравитивных контактных поверхностей, региональное поле и другие трансформанты.

Некоторыми программами предусматривается (или допускается) хранение в одном файле числовых матриц различных геолого-геофизических параметров. Совокупность файлов прямого доступа с информацией об объемной геологической модели и о геофизических полях одного участка можно называть числовой геолого-геофизической моделью.

В программах комплекса объемного геологического моделирования имеется некоторая общность в правилах подготовки дополнительных данных. Они готовятся на перфокартах и вводятся средствами Фортрана по списку *NAMELIST*. Для большинства параметров дополнительной информации предусмотрены стандартные значения (по умолчанию), что позволяет в наиболее распространенных случаях свести к минимуму подготовку дополнительной информации.

Все программы имеют модульную структуру. Даже простейшие из них состоят по крайней мере из двух программных модулей. В этом случае головная программа выполняет ввод, контроль и печать дополнительной информации и выдает сообщения о ходе решения задачи. Головная программа передает управление работой и необходимые параметры основной подпрограмме, выполняющей решение задачи чаще всего с использованием подпрограмм последующих вложенностей. Обмен информации с внешними носителями организуется основной подпрограммой. Такая структура позволяет решаемую автономной программой задачу легко включить в виде составной части (программного модуля) в программы, решающие более сложные задачи. Все головные программы написаны на языке Фортран. Многие операции, особенно времяемкие, реализованы в подпрограммах, составленных на языке Ассемблер, что позволило значительно увеличить скорость решения задач. В программах, составленных на Ассемблере, соблюдены все соглашения, предусмотренные языком Фортран. Обмен информации с внешними носителями осуществляется подпрограммами, составленными на языке Фортран, что упрощает адаптацию комплекса программ в разных системах.

Комплекс программ объемного геологического моделирования не имеет единой управляющей программы. Сложные графы обработки могут выполняться в одном задании под управлением ОС, для чего формируется пакет управляющих операторов. Если этот пакет оказывается громоздким, а граф обработки часто используемым, то можно воспользоваться весьма удобным средством ОС — каталогизированными процедурами. Создание каталогизированных процедур для наиболее часто применяемых графов обработки на порядок уменьшает пакет управляющих операторов и значительно облегчает подготовительные к обработке материалов работы. Составление процедур не требует сколько-нибудь существенных затрат. Даже наиболее сложные процедуры программируются в течение нескольких часов и практически не требуют отладок. Специалист, знакомый с языком управления заданиями ОС ЕС, легко осваивает программирование процедур. Это делает нецелесообразным разработку сложных управляющих программ для комплексов, предназначенных для решения проблемных задач.

Программы, входящие в автоматизированную систему объемного

геологического моделирования, по выполняемым ими функциям условно можно разделить на три группы: ввода-вывода, преобразования числовых матриц и прогноза геологических границ.

6.1. Программы ввода-вывода

Программы ввода-вывода выполняют запись с перфокарт в файл прямого доступа информации матричного вида, печать этой информации в числовом и символьном виде, рисовку карт изолиний и геолого-геофизических разрезов на графопостроителе "Атлас". Программа записи числовых матриц организует на пакете магнитных дисков МД файл прямого доступа заданных размеров, в соответствии с принятыми форматами записывает в первый блок файла общую информацию о числовых матрицах (паспорт файла), вводит числовые данные. В процессе ввода выполняется контроль информации, что позволяет легко обнаружить типичные ошибки на перфокартах. Числовые матрицы могут вводиться целиком и по частям (вплоть до одного числа), это делает возможным выполнение корректировки введенных данных.

В программах печати предусмотрен вывод на печать всей числовой матрицы или ее фрагментов. При печати матриц в символьном виде заданным интервалам чисел ставятся в соответствие различные символы АЦПУ. В результате матрица печатается в компактном виде и может использоваться для экспресс-анализа. Особыми символами помечаются минимальные и максимальные значения элементов числовой матрицы. Если в дополнительной информации задать минимально и максимально допустимые значения, то все элементы числовой матрицы, нарушающие эти пределы, будут помечены особыми символами. Эту возможность программы можно использовать для оперативного обнаружения грубых ошибок в числовом материале. Предусмотрена возможность печати числовых матриц в символьном виде с разрежением ее элементов, что удобно для предварительного просмотра числовых матриц особенно больших размеров.

Для графического вывода информации предусмотрено использование графопостроителя "Атлас" [19]. Рисовка карт изолиний выполняется с помощью известной программы Л.Г. Перфильева (1972 г.), дополненной интерфейсом для использования принятых в АСОГМ-К форматов числовой информации матричного вида. В программе рисовки изолиний применена интерполяция с помощью многочлена Лагранжа третьего порядка. Следует отметить высокую технологичность этой программы. В ней предусмотрены варьирование масштабом, дополнительное сглаживание изолиний, проведение их линиями различного вида (сплошные, утолщенные, штриховые), различным цветом, разбивка координатной сетки, выноска на карту точек с подписью на них значений поля. Карта изолиний может рисоваться в случае отсутствия информации в отдельных частях числовой модели, если соответствующие элементы матрицы заполнены кодом отсутствия информации. Эти участки на карте остаются белыми пятнами.

При рисовке геолого-геофизических разрезов вдоль профиля с заданными координатами его концов программой предусмотрено использова-

ние исходной информации из двух файлов. При этом предполагается, что в одном из файлов хранятся геофизические поля, а в другом — контактные поверхности. Интерполяционные точки на профиле располагаются равномерно через любой заданный интервал. В этих точках значения геофизических полей определяются интерполяцией, основанной на описании интерполируемого поля гармонической функцией [5], при этом в качестве исходных используются точки модели в пределах квадрата со стороной, равной трем шагам сети описания модели. Глубины в программе рисовки разрезов определяются псевдолинейной интерполяцией. Кроме геофизических полей и глубин, заданных числовыми матрицами, программа предусматривает вывод годографа t_0 для одной или нескольких контактных поверхностей. Для этого в программу рисовки разрезов включена программа решения прямой задачи сейсморазведки. Графический вывод годографа t_0 необходим для сопоставления результатов объемного геологического моделирования непосредственно с временными сейсмическими разрезами МОВ или ОГТ.

Прямая кинематическая задача сейсморазведки решается в плоском варианте. Пусть имеется N границ, задаваемых глубинами H_{ji} в точках с координатами x_{ji} . Здесь индекс j обозначает номер границы ($j = 0$ — дневная поверхность), а i — номер точки по профилю. Обозначим через k_j число точек с заданными глубинами до j -й границы. Между каждой парой соседних точек i и $(i + 1)$ граница будет описываться уравнением прямой

$$H(x) = p_{ji}x + c_{ji}, \quad (6.1)$$

где

$$p_{ji} = (H_{j(i+1)} - H_{ji}) / (x_{j(i+1)} - x_{ji}); c_{ji} = H_{ji} + [(H_{j(i+1)} - H_{ji}) / (x_{j(i+1)} - x_{ji})] x_{ji}.$$

Будем рассматривать отражения от точек j -й границы, расположенных через равные интервалы по координате x . Глубины в этих точках определяются из (6.1). Известно, что центральный луч перпендикулярен к отражающей границе. Обозначив координаты точки отражения через $x_{от}$ и $H_{от}$, можем записать уравнение отраженного луча:

$$H(x) = [-(x_{j(i+1)} - x_{ji}) / (H_{j(i+1)} - H_{ji})] (x - x_{от}) + H_{от}, \quad (6.2)$$

здесь $j = N$.

Применение этого выражения приводит к нежелательному скачкообразному изменению направления отраженного луча при переходе от одного прямолинейного отрезка границы к другому. Во избежание этого будем применять (6.2) только для центральных точек прямолинейных отрезков, в остальных же точках первый коэффициент уравнения отраженного луча будем интерполировать между центрами соседних отрезков. Тогда уравнение отраженного луча примет вид

$$H(x) = tx + d, \quad (6.3)$$

где для точек, удовлетворяющих условию $x - x_i < x_{i+1} - x$,

$$t = 2 \cdot \frac{x_{j(i+1)} - x_{ji} - \frac{x_{ji} - x_{j(i-1)}}{H_{ji} - H_{j(i+1)}}}{x_{i+1} - x_{i-1}} (x_{от} - \frac{x_i - x_{i-1}}{2}) + \frac{x_{ji} - x_{j(i-1)}}{H_{ji} - H_{j(i-1)}}, \quad (6.4)$$

$$d = H_{от} - tx_{от}.$$

Если $x - x_i > x_{i+1} - x$, то при определении значений t и d в (6.4) индексацию по i необходимо увеличить на единицу. Таким образом, границы раздела рассматриваются как псевдолинии, координаты которых определяются уравнением (6.1), а производные по x приравняются к обратной величине (6.4), взятой с обратным знаком. Такая нестрогость не приводит к заметным ошибкам в определении времени прохождения сейсмического луча, если границы заданы через равные интервалы по оси x , и в то же время исключает возможные ошибочные отклонения границ, характерные для описания их полиномами высоких степеней, кубическими сплайнами и другими относительно сложными функциями. Кроме того, такой подход упрощает решение задачи.

При прослеживании траектории луча с учетом преломлений требуется выполнить две основные операции: вычисление координат точек пересечения луча с преломляющими границами; определение уравнения преломленного луча. Координаты точки пересечения определяются совместным решением уравнений луча и отрезка $[x_{(j-1)i}, x_{(j-1)(i+1)}]$ $(j-1)$ -й границы, на котором происходит пересечение. Для нахождения i последовательно подставляются значения $H_{(j-1)i}$ в (6.2) или (6.3) и вычисляются значения x . Если $x = x_{(j-1)i}$, точка пересечения найдена. Если $x < x_{(j-1)i}$, то луч выходит за границу профиля. Если $x > x_{(j-1)i}$, следует увеличить i и повторить анализ. Если $x < x_{(j-1)i}$, при $i > 1$, искомый отрезок $[x_{i-1}, x_i]$. Если $x > x_{(j-1)k}$, луч выходит за границу профиля. После нахождения координат точки пересечения $x_{п}$, $H_{п}$ луча с границей вычисляется время прохождения луча между границами j и $(j-1)$:

$$\Delta t_j = \sqrt{(x_{п} - x_{от})^2 - (H_{п} - H_{от})^2} / v_j, \quad (6.5)$$

где v_j — пластовая скорость между j и $(j-1)$ -й границами.

Исходными данными для вычисления уравнения преломленного луча являются: 1) координаты точки пересечения $x_{п}$ и $H_{п}$; 2) первый коэффициент уравнения падающего луча t_j из выражения (6.2) или (6.3); 3) первый коэффициент уравнения перпендикуляра к границе раздела в точке преломления (t_{j-1}) ; 4) пластовые скорости v_j и $v_{(j-1)}$. Уравнение преломленного луча имеет вид

$$H = t_{j-1}x + c_{(j-1)}, \quad (6.6)$$

где $c_{j-1} = H_{п} - t_{(j-1)}x_{п}$.

Коэффициент $q_{(j-1)}$ уравнения перпендикуляра к точке преломления определяется таким же способом, как и при определении уравнения центрального луча, отраженного от N -й границы. После нахождения уравнения преломленного луча повторяется операция определения пересечения этого луча с границей, номер которой уменьшен на единицу. Циклы повторяются до пересечения луча с дневной поверхностью ($j = 0$). Получаемые значения Δt_j из (6.5) в каждом цикле суммируются. В результате определяются в время t_0 и координаты выхода на поверхность центрального луча.

6.2. Программы преобразования матриц

К этой группе отнесены автономные программы, выполняющие следующие функции: расширение и выделение числовых матриц, разрежение матриц, перезапись прямоугольного фрагмента, усреднение в скользящем окне, вычисление фона методом полиномов, трансформации потенциальных полей, арифметические и логические действия, увязка с опорными точками.

Программа расширения и выделения матриц решает задачу в следующей постановке. Задан геолого-геофизический параметр на прямоугольном участке по прямоугольной сети. Необходимо сформировать числовую модель этого параметра на участке, имеющем другие границы. Результативный участок частично или полностью включает площадь исходного участка. Элементы результативной матрицы, соответствующие нарастающей площади, заполняются значениями параметра, заданными на исходном участке в ближайших граничных точках. Элементы матрицы, которые соответствуют точкам, находящимся за пределами результативного участка, из результативной матрицы исключаются. При объемном геологическом моделировании программа расширения и выделения матрицы может применяться для решения ряда частных задач, повышая технологичность моделирования. Например, при описании компактного тела, входящего в объемную многослойную модель, его верхняя и нижняя кромки могут быть закодированы на ограниченном участке, включающем контур тела, а затем расширены и вписаны в геометрический файл с помощью рассматриваемой программы. Эта программа может также использоваться для формирования матрицы, являющейся частью ранее подготовленной матрицы, для перезаписи матрицы из одного массива в другой.

Программа перезаписи прямоугольного фрагмента позволяет перенести числовую информацию из любой прямоугольной части исходной матрицы в заданное место результативной матрицы. Эта операция применяется для формирования числовой модели геолого-геофизических параметров для прямоугольного участка по имеющимся числовым моделям других участков, частично или полностью охватывающих площадь формируемого участка.

Усреднение матрицы в скользящем окне выполняется путем вычисления средних значений по элементам матрицы, входящим в границы прямоугольника заданных размеров. Результат относится к центру этого прямоугольника (окна). Окно перемещается по исходной матрице. Размеры

результативной матрицы равны размерам исходной, что достигается благодаря предварительному расширению исходной матрицы во всех направлениях на половину размеров окна. Усреднение используется для сглаживания исходных значений параметра, например, с целью исключения изрезанности контактной поверхности, полученной при решении обратной задачи гравиразведки. Эта изрезанность может возникнуть при значительном числе итераций в результате влияния ошибок измерений исходного поля или осложнений поля поверхностными неоднородностями.

Программы вычисления фона методом полиномов и трансформаций потенциальных полей используются для разделения аномалий. Если геолого-геофизические условия позволяют путем таких преобразований выделять аномалии от различных объектов (контактных поверхностей), для формирования многослойной модели может использоваться программа решения обратной задачи для одной контактной поверхности. Вычисление фона методом полиномов включено в программу решения обратной задачи гравиразведки, задача эта может решаться и автономной программой. В программе трансформаций потенциальных полей предусмотрены вычисления аномалий Саксова – Нигарда, высших производных, пересчет поля в нижнее и верхнее полупространства, усреднение поля по круговой палетке и другие широко применяемые методы трансформаций.

В программе арифметических и логических действий над числовыми матрицами реализованы поэлементные операции, широко применяемые при объемном геологическом моделировании и повышающие его технологичность. Для описания этих операций введем обозначения: S_1, S_2 – операнды, участвующие в действиях, каждый из операндов может быть матрицей или константой; S_M – числовая матрица, так называемая матрица-маска, определяющая необходимость действия над элементами исходных матриц-операндов; S_p – результирующая матрица; C_1, C_2, C_3, C_4 – константы.

Программой предусмотрены арифметические действия: $S_p = S_1 + S_2$, $S_p = S_1 - S_2$, $S_p = S_1 S_2$, $S_p = S_1 / S_2$; контроль на минимум: $S_p = S_1$, если $S_p > S_2$; $S_p = S_2$, если $S_1 \leq S_2$; контроль на максимум: $S_p = S_1$, если $S_1 < S_2$, $S_p = S_2$, если $S_1 \geq S_2$; оконтуривание компактных тел: $S_p = S_1$, если $|S_1 - S_2| \leq C_1$, иначе $S_p = C_4$; формирование матриц-масок: $S_p = C_1$, если $C_2 > S_1 > C_3$, иначе $S_p = C_4$.

Действия могут выполняться не над всеми элементами исходных матриц-операндов. Предусмотрены два варианта работы программы: действия выполняются над элементами матриц, соответствующими узлам сети модели, расположенным в пределах заданных контуров; при заданной матрице-маске действия выполняются над элементами матриц-операндов, которым в матрице-маске соответствуют числа, удовлетворяющие условию $C_2 > S_M > C_3$. Остальные элементы результирующей матрицы могут быть заполнены в зависимости от заданного режима работы программы значениями одного из операндов S_1, S_2, S_R или заданной константой C_4 .

Арифметическими действиями можно загрузить контактную поверхность (суммирование с константой), по гилсометрическим отметкам

сформировать матрицу глубин, если задана матрица дневного рельефа (суммирование двух матриц), сформировать матрицу мощностей геологического комплекса по матрицам глубин до подошвы и кровли его, пересчитать аномалии Буге для измененной плотности промежуточного слоя и выполнить другие преобразования, необходимость которых возникает при объемном геологическом моделировании.

Операция оконтуривания компактных тел необходима для выделения участков контактной поверхности, в пределах которых лежащие выше (или ниже) геологические тела по результатам моделирования имеют достаточно большую мощность, превышающую предполагаемые ошибки прогноза. Напомним, что участки отсутствия каких-либо слоев многослойной модели фиксируются равными глубинами до их кровли и подошвы. Задав параметр C_4 равным коду отсутствия информации (10^7), при выполнении рассматриваемой операции получают результирующую матрицу, рисовка которой на графопостроителе "Атлас" позволяет получить изолинии только в пределах существования вышележащего (или нижележащего) слоя.

Операция формирования матриц-масок позволяет создать матрицы, состоящие из двух констант, например 1 и 0, одна из которых соответствует некоторому интервалу значений в исходной матрице. Такие матрицы-маски используются для выделения из геофизических полей и контактных поверхностей фрагментов, соответствующих некоторым геолого-геофизическим условиям.

Весьма важно, что предусмотренные программой операции можно выполнять в отдельных частях площади участка, например в пределах локальной геофизической аномалии. Для этого иногда достаточно использовать числовую модель соответствующего поля в качестве матрицы-маски, задав C_2 и C_3 равными предельным значениям этой аномалии. Если на участке имеются другие аномалии такой же интенсивности, для выполнения действия в пределах одной из них следует использовать другой режим работы программы, задав контур аномалии в виде замкнутого многоугольника. За контуром ограниченных по площади геологических тел необходимо, чтобы верхняя и нижняя кромки его совпадали с выше- или нижележащей контактной поверхностью. Решению этой задачи способствуют предусмотренные программой варианты заполнения результирующей матрицы за пределами участков, где выполнены заданные операции.

Специфические процедуры по переформированию числовых матриц возникают при моделировании многослойных сред, осложненных интрузивными телами. Как было показано выше, в таких условиях возникает необходимость в трех формах описания объемной геологической модели: модель с ненарушенной вмещающей средой, визуализационная модель и модель обтекания. Основной формой хранения информации является модель с ненарушенной вмещающей средой: контактные поверхности вмещающей слоистой среды формально заданы, и на участках, прорванных интрузиями, они как бы проинтерполированы сквозь интрузивные тела; информация о всех интрузиях хранится в двух числовых матри-

цах — матрицах верхних и нижних кромок, элементы матриц, соответствующие областям отсутствия интрузий, заполнены кодами отсутствия информации. Специальная программа модифицирования числовых матриц позволяет по первой форме описания моделей получить вторую или третью. Модель визуализации необходима для рисовки разрезов и карт изолиний. Для ее получения в контактных поверхностях вмещающей среды формируются окна, заполненные кодами отсутствия информации на участках пересечения с интрузивными телами. Модель обтекания используется для решения прямой задачи гравиразведки. Ее формирование включает три основные операции: а) заполнение областей отсутствия интрузий в матрицах верхних и нижних кромок элементами одной из контактных поверхностей вмещающей среды; б) преобразование ненарушенных контактных поверхностей в поверхности обтекания верхней или нижней кромок интрузий; в) формирование дополнительных тел, обеспечивающих полное совпадение гравитационного поля от модели обтекания с полем от исходной модели.

К группе программ преобразований числовых матриц следует отнести увязку числовых моделей с опорными точками. Необходимость в такой процедуре нередко возникает при подготовке исходных геофизических полей к решению задач объемного геологического моделирования. Если на изучаемой площади геофизические съемки проведены в разные годы, на границах их иногда наблюдаются невязки, для исключения которых необходимо ликвидировать перекосы. Для этого по границе съемки следует выставить условные точки со значениями поля без перекосов и использовать эти точки для увязки числовой матрицы поля по алгоритму, описанному для увязки контактных поверхностей при рассмотрении корреляционно-интерполяционного прогноза. В программе корреляционно-интерполяционного прогноза предусмотрен режим, позволяющий автономно выполнять процедуру увязки. Обнаружение перекоса съемок и установление их величин выполняется интерпретатором традиционными способами. Использование для увязки ЭВМ исключает громоздкую вычислительную работу.

6.3. Программы прогноза контактных поверхностей

В предыдущих главах подробно рассмотрены вопросы методики интерполяции, корреляционно-интерполяционного прогноза и решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности и для многослойных моделей. Все эти задачи в итоге решают проблему прогноза рельефа контактной поверхности. При интерполяции прогноз выполняется исходя из общих закономерностей изменения глубин до контактной поверхности, устанавливаемых по опорным точкам, в которых глубины эти известны. Корреляционно-интерполяционный прогноз основан на использовании корреляционной связи глубин до контактной поверхности с каким-либо одним или несколькими геолого-геофизическими параметрами. Прогнозные значения вычисляются по уравнению регрессии и точно увязываются с эталонными опорными значениями с помощью интерполя-

ции. Чем менее тесная корреляционная связь глубин с прогнозирующими параметрами, тем меньше величины соответствующих коэффициентов регрессии, а следовательно, и меньший вклад этих параметров в вычисляемые значения глубин. Одновременно увеличивается вклад в прогнозируемые значения, вносимый процедурой интерполяции. Из этого следует, что интерполяционный прогноз можно рассматривать как частный случай корреляционно-интерполяционного прогноза. Аппарат корреляционного прогноза не использует геолого-геофизическую природу связи глубин с прогнозирующими параметрами, хотя для достоверного прогноза эта связь должна быть обоснована. Определение глубин до контактной поверхности путем решения обратной задачи гравиразведки основано на точном знании физико-геологической природы интерпретируемых гравитационных аномалий, подтверждаемой математическими расчетами, использующими сведения о плотностях пород, принимающих участие в геологическом строении изучаемой площади. Так прослеживается логическая связь между рассматриваемыми методами прогноза.

Для формирования матриц глубин контактных поверхностей из рассмотренных алгоритмов интерполяции реализованы в виде автономных программ три метода: 1) псевдоплощадной интерполяции, функции, заданной по регулярной сети, использующий многочлены Лагранжа [30]; 2) усредненных рядов Тейлора для производных неравномерных сетей исходных точек [13]; 3) эвристический, имитирующий приемы графической интерполяции (метод ИПГИ). Метод псевдоплощадной интерполяции широко используется при формировании плавных геологических границ или первых приближений поверхностей, которые должны отображать лишь региональные структуры. В этих случаях целесообразно выполнить кодирование по разреженной сети, а результат проинтерполировать до принятой сети описания модели. Методы усредненных рядов Тейлора и имитации графической интерполяции могут применяться приблизительно в равных условиях. В настоящее время еще не накоплен в достаточном объеме фактический материал для относительной оценки этих методов. Следует отметить, что если структура исходной сети и характер интерполируемого поля делают вероятным получение ложных экстремумов и осложнений, то более надежным можно считать итерационный подход (ИПГИ), который в целом более обоснован для интерполяции контактных поверхностей, в то время как для потенциальных полей предпочтительней метод усредненных рядов Тейлора. Интерполяция при объемном геологическом моделировании может применяться для формирования как первого приближения модели, используемой при решении обратной задачи гравиразведки, так и окончательного варианта контактной поверхности, например рельефа коренных пород при достаточном объеме исходных данных.

В комплекс программ объемного геологического моделирования включены программы корреляционно-интерполяционного прогноза, основанные на корреляционном методе разделения аномалий и использующие трансформанты глубин и прогнозирующих полей. Эти методы, как и интерполяция, могут применяться в зависимости от геолого-геофизичес-

ких условий как для формирования окончательных на данном этапе исследований вариантов контактной поверхности, так и для первого приближения модели при решении обратной задачи гравиразведки. Следует иметь в виду, что в качестве опорных эталонных точек в этих методах могут использоваться точки не только с точными данными глубин, но и с предположительными глубинами. Такой подход используется, например, при формировании модели первого приближения рельефа кровли соли в Прикаспийской впадине.

Программы решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности и многослойных моделей подробно рассмотрены в разд. 5.2 и 5.3. Описанная там же программа решения прямой задачи для многослойных моделей может быть исключена из комплекса, так как эта задача решается программой обратной задачи гравиразведки для многослойной модели.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МЕТОДИКА И ПРАКТИЧЕСКИЙ ОПЫТ ОБЪЕМНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

7. ЭЛЕМЕНТЫ МЕТОДИКИ И ТЕХНОЛОГИИ ОБЪЕМНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

7.1. Подготовка исходных данных

От качества подготовки исходных данных в значительной степени зависит достоверность результатов объемного геологического моделирования. Подготовка числовых матриц геофизических полей и геологических параметров для обработки на ЭВМ – работа весьма трудоемкая, так как число элементов каждой матрицы нередко достигает многих десятков тысяч. В этой работе можно выделить следующие этапы: 1) составление сводных карт изолиний для изучаемой площади; 2) кодирование поля по регулярной сети; 3) перфорация числовых матриц; 4) запись массивов в файлы прямого доступа; 5) контроль и корректировка числовых массивов. Современные системы первичной подготовки геофизических материалов на ЭВМ предусматривают автоматизированное получение числовых матриц поля, однако подготовку этих матриц по картографическому материалу приходится по-прежнему применять довольно широко по двум основным причинам. Во-первых, огромное количество геофизических материалов обработано до внедрения этих систем, да и к настоящему времени они внедрены не повсеместно. Во-вторых, результативные (отчетные) карты изолиний нередко составляются вручную даже при обработке геофизических данных на ЭВМ, так как съемки редко выполняются по строго регулярной сети, а удовлетворительные програм-

мы интерполяции имеются не для всех ситуаций. В связи с этим рассмотрим технологию подготовки числовых матриц для обработки на ЭВМ. Несмотря на то что эта работа при всей своей громоздкости проста, использование ряда технологических приемов значительно упрощает ее и позволяет повысить оперативность интерпретации геолого-геофизических данных с использованием ЭВМ.

Если на площади объемного геологического моделирования проведено обобщение геофизических материалов в нужном масштабе или всю площадь охватывает единая съемка, необходимость в составлении сводных карт изолиний отпадает. При использовании для обработки на ЭВМ материалов нескольких, в том числе разномасштабных, съемок подготовка исходных данных может быть облегчена рядом технологических приемов с использованием некоторых программ комплекса.

В первую очередь необходимо выбрать сеть описания модели, с которой должна совпадать сеть подготовки матриц геофизических полей. Если допускается возможность наращивания площади объемного геологического моделирования или выполнения моделирования соседних участков, целесообразно определить сеть кодирования материалов для всего района. Это важно не только для объемного геологического моделирования, но и для любых видов обработки геолого-геофизических материалов на ЭВМ. Удобно сеть описания модели совместить с системой координат, в которой проводятся геолого-геофизические исследования, при этом узлы кодирования должны иметь координаты, кратные шагу сети. Например, если сеть описания модели 2×2 км, то координаты узлов кратны 2 км, при сети $0,5 \times 0,5$ км – кратны 0,5 км. Это гарантирует стыковку сетей сопредельных моделей (стыковку числовых матриц), облегчает кодировку материалов разрозненных съемок, обеспечивает вписываемость числовых матриц полей, закодированных в разных масштабах, в единую числовую модель. При соблюдении этого правила становится возможным использовать числовые матрицы полей, подготовленные в разные годы, для решения различных геологических задач, если эти матрицы сохранены на машинных носителях. Соблюдение подобного общего правила имеет огромное значение для создания архивов геолого-геофизической информации с целью многократного использования этих материалов. Даже при разных форматах хранения информации матричного вида такие архивы могут служить основой для создания банков геолого-геофизической информации, так как разработка переформативания (интерфайсов) является несложной задачей.

После выбора сети описания модели в пределах площади исследования геофизические поля по картам изолиний кодируются по сети, соответствующей масштабу отчетных карт и сложности полей, но не гуще сети, принятой для моделирования. Числовые матрицы каждой съемки перфорируются и с помощью программы ввода записываются на магнитный диск, при этом на первой стадии подготовки материалов для каждой съемки целесообразно выделить отдельный файл. Грубые ошибки кодирования и перфорации, такие, как пропуск элементов матрицы, превышение предельно допустимых значений и некоторые другие, обнаруживаются программой

ввода и с помощью символьной печати. Числовые матрицы с исправленными грубыми ошибками рисуются в виде карт изолиний на графопостроителе "Атлас" в масштабе съемок. Сопоставление этих карт с отчетными позволяет обнаруживать менее грубые ошибки. Отредактированные числовые матрицы всех съемок с помощью интерполяции сгущаются до сети описания модели, после чего рисовка карт повторяется, но уже в одном для всех съемок масштабе. Путем сопоставления карт изолиний в зонах перекрытий устанавливаются отклонения уровней съемок и перекосы. Для анализа расхождений уровней целесообразно вычислить разности полей в точках перекрытий с помощью программы арифметических действий над информацией матричного вида и сгладить их по программе усреднений матриц в скользящем окне. На основе изучения методики полевых работ и результативных материалов выделяют наиболее надежные съемки, к уровню которых следует привести менее качественные съемки. Если уровень съемки следует изменить на постоянную величину, с помощью программы арифметических действий числовая матрица поля суммируется с поправкой. Для устранения перекосов съемок на их площади выставляются точки, в которых задаются исправленные за перекося значения поля. Количество таких равномерно расположенных точек обычно не превышает 10–20. Используя программу корреляционно-интерполяционного прогноза, в которой предусмотрена работа в режиме "увязка", числовая матрица поля увязывается с заданными точками.

Из числовых матриц увязанных полей с помощью программы перезаписи прямоугольных фрагментов формируется общая матрица для всей площади моделирования. Качество сведения съемок проверяется рисовкой карт изолиний и графиков на графопостроителе "Атлас".

7.2. Методические приемы объемного геологического моделирования и технология их выполнения на ЭВМ

Объемное геологическое моделирование с помощью рассмотренного комплекса программ сводится к формированию на машинных носителях набора числовых матриц глубин до контактных поверхностей, которыми описывается строение изучаемой площади. Эти матрицы могут быть получены одним или комбинацией нескольких способов: 1) кодированием карты изолиний, составленной геологом на основе фактических материалов традиционными методами без использования ЭВМ, результаты перфорируются и с помощью специальной программы записываются на машинные носители; 2) интерполяцией на ЭВМ известных глубин залегания контактной поверхности; 3) корреляционно-интерполяционным прогнозом глубин по геолого-геофизическим полям; 4) решением прямых и обратных геофизических задач; 5) путем арифметических и логических преобразований числовых матриц. Допустимы различные последовательности применения перечисленных процедур (рис. 26). Приведем несколько примеров возможных технологических цепочек получения числовых матриц глубин до контактных поверхностей. Если коренные породы вскрыты скважинами или мощность рыхлых отложений определена с помо-

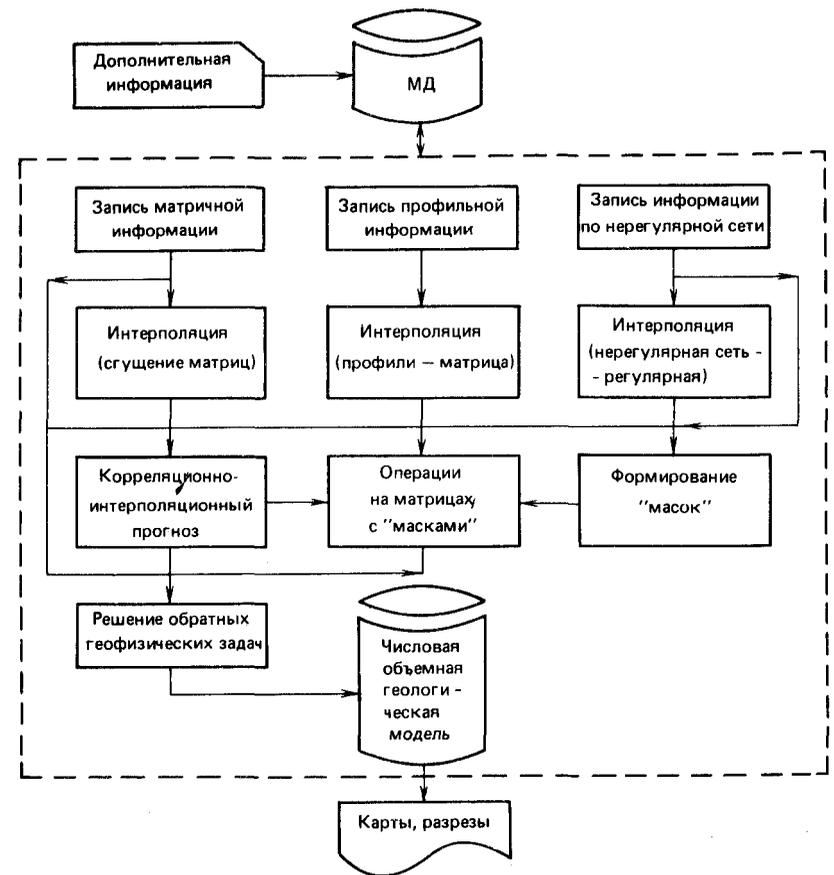


Рис. 26. Блок-схема комплекса (системы) программ объемного геологического моделирования контактными поверхностями

щью ВЭЗ и других относительно достоверных методов по достаточно густой, но не регулярной сети, матрицу глубин до коренных пород можно получить путем интерполяции. Глубины до границы в слабо дислоцированном комплексе пород, по которой составлена ранее структурная карта без использования ЭВМ, например по материалам МОВ, целесообразно закодировать по разреженной сети, записать в файл прямого доступа по программе ввода и проинтерполировать до сети, принятой для описания объемной геологической модели. Такой же прием может быть применен для формирования первого приближения регионально изученной границы, морфологии которой предполагается уточнять путем решения обратной задачи гравиразведки. Иногда первое приближение гравиактивной границы рационально сформировать корреляционно-интерполяционным методом. Для некоторых комплексов на начальном этапе путем интерполяции данных бурения формируется числовая матрица мощностей, кото-

рая суммируется с матрицей глубин более изученной кровли этой толщи. Возможны другие многочисленные комбинации способов формирования контактных поверхностей.

Методические приемы конструирования объемных геологических моделей зависят не только от особенностей строения изучаемого участка, физических свойств пород, слагающих его, комплекса геолого-геофизических исследований и эффективности отдельных методов, но и от степени геологической изученности, от конкретной задачи, решаемой моделированием, от требуемой детальности прогноза и от других факторов. Широкое разнообразие условий интерпретации геолого-геофизической информации в различных частях даже одного региона не позволяет разработать универсальную методику объемного геологического моделирования. Практика показала, что в конкретных геолого-геофизических условиях необходимо выполнение специальных исследований по выработке методики применения рассмотренного комплекса программ.

На первом этапе этих исследований выполняется изучение геолого-геофизических материалов с целью составления принципиальной геологической модели участка. На основании анализа фактического материала составляется серия геолого-геофизических разрезов, являющихся основой будущей объемной модели участка. На этих разрезах не столь важно определить количественные характеристики геологических тел, а необходимо отразить взаимосвязь между различными комплексами, чтобы выделить набор контактных поверхностей, которыми будет описана объемная геологическая модель участка. В результате анализа физических свойств пород и сопоставления геофизических полей с фактическими геологическими материалами необходимо установить основные аномалиеобразующие границы. Одновременно с этим решается вопрос о методах уточнения формы контактных поверхностей и о густоте сети описания модели. После этого необходимо отработать методические приемы моделирования на небольшом участке изучаемой площади или на специально сформированной модели, имитирующей геологические условия района. Разработка методики моделирования требует творческого подхода и не поддается формализации, но опыт, полученный в конкретных районах, по возможности, будет полезным для освоения принципиального подхода к решению задач объемного геологического моделирования.

За время эксплуатации АСОГМ-К накоплен положительный опыт конструирования моделей в Прикаспийской впадине при изучении солянокупольных структур [6, 7, 20, 24], в Северо-Устьюртском прогибе, где изучалось строение мезозойского и пермо-триасового комплексов отложений [21 и др.], в Северном Прибалхашье и других рудных районах [23, 28], где в основном прогнозировались объемные модели интрузивных образований. На примере Прикаспийской впадины, где комплекс программ используется наиболее широко, покажем не только технологию конструирования моделей кунгура соли, но и методику анализа промежуточных результатов моделирования с привлечением всей полезной геолого-геофизической информации.

8. МОДЕЛИРОВАНИЕ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Для разработки эффективной методики объемного геологического моделирования в конкретном районе необходимо изучение имеющихся сведений о его геологическом строении, физических свойствах пород, характере проявления геологических объектов в геофизических полях. Остановимся в связи с этим на геолого-геофизических условиях интерпретации фактических материалов в Прикаспийской впадине.

8.1. Краткая геолого-геофизическая характеристика региона

Геологическое строение Прикаспийской впадины освещено в многочисленных работах П.Я. Аврова, Г.Е. — А. Айзенштадта, Ю.М. Васильева, Р.Г. Гарецкого, Н.В. Неволлина, М.М. Чарыгина, А.Л. Яншина и др. Здесь мы кратко остановимся на особенностях строения региона, имеющих непосредственное отношение к обоснованию методики объемного моделирования кунгурской соли, занимающей особое положение в структуре осадочного чехла. При составлении геолого-геофизической характеристики Прикаспийской впадины использованы данные из работ [1, 2] и материалы геофизических исследований Гурьевской геофизической экспедиции, часть из которых получена с участием автора.

Прикаспийская впадина, расположенная на юго-востоке Русской платформы, является наиболее погруженной ее частью с максимальной глубиной залегания докембрийского фундамента более 20 км. Поверхность фундамента впадины имеет асимметричную форму. С севера и запада по разломам фундамент ступенчато погружается с глубины 4 до 23 км. На юге и востоке он образует крупные выступы, поднимаясь до глубины 7–9 км. Эти выступы с востока и юго-востока ограничены относительно узким, предположительно перикратонным прогибом, расположенным в прибортовой части впадины. Здесь по тектоническому шву Прикаспийская впадина сочленяется со складчатыми сооружениями Урала. Представления о кристаллическом фундаменте Прикаспийской впадины базируются на материалах относительно редкой сети региональных сейсмических исследований; материалы эти интерпретируются далеко не однозначно. При составлении структурных карт кровли фундамента в межпрофильных пространствах используются обычно корреляционные связи глубин с усредненным гравитационным полем.

Характерной особенностью осадочного чехла Прикаспийской впадины является наличие в его разрезе мощной толщи галогенных образований. Соленосные осадки, накопившиеся в кунгурское время, в последующих эпохах привели к развитию интенсивной соляной тектоники. Деление осадочного чехла Прикаспийской впадины на структурные этажи в значительной степени обусловлено соляной тектоникой. При нефтепоисковых работах геологи и геофизики широко оперируют понятиями "подсолевые" и "надсолевые" отложения. Это объясняется как резким различием строе-

ния этих комплексов и неодинаковыми перспективами на нефть и газ, так и необходимостью специфических методических приемов при их изучении.

В подсолевых отложениях выделяют два структурных яруса: нижне-среднепалеозойский и верхнепалеозойский. Нижне-среднепалеозойский структурный ярус включает отложения девона и турне нижнего карбона. Строение этого комплекса отображает отражающий горизонт P_3 , стратифицируемый как подошва терригенных отложений девона. В верхнепалеозойском структурном ярусе прослеживаются два отражающих горизонта P_2 и P_1 . Горизонт P_2 , стратифицируемый как кровля известняков верхнего-среднего карбона, наиболее полно отображает структуру этого комплекса. Горизонт P_1 приурочен к верхней кромке подсолевых отложений, точнее, докунгурских отложений и нередко характеризует размытую их поверхность. Прикаспийская впадина по горизонту P_1 представляет собой глубокопогруженную структуру с относительно крутыми северным и западным бортами и более пологими восточным и юго-восточным склонами. Максимальная глубина залегания этого горизонта в центральной части впадины 9–10 км, в то время как в прибортовых частях 2–4 км. Такое строение впадины фиксируется и по другим подсолевым горизонтам. Этой структуре свойственны различные осложнения, из которых локальные поднятия на доступных для бурения глубинах имеют важное нефтепоисковое значение.

В осадочном комплексе, перекрывающем подсолевые отложения, как уже отмечалось, особое положение занимают галогенные образования кунгура. Рядом исследователей они объединяются в один структурный пояс с верхнепермскими отложениями, однако при решении многих геологических задач, в том числе при объемном геологическом моделировании, кунгурская галогенная толща требует специального рассмотрения. В период накопления кунгурских осадков размеры Прикаспийской впадины были несколько меньше ее границ при формировании фундамента и накоплении подсолевых осадков. В основании кунгурских отложений залегает терригенно-карбонатная пачка, максимальная мощность которой измеряется первыми сотнями метров. На ней залегает галогенная толща с относительно редкими и маломощными пропластками ангидритов и терригенных пород. Первоначальная мощность кунгурских отложений увеличивается от восточной прибортовой зоны на запад к центру Прикаспийской впадины от 0 до 4 км. При этом вблизи зоны выклинивания кунгур представлен нижней терригенно-карбонатной пачкой. Так как соляная тектоника может развиваться при значительной первоначальной мощности соли, границы области развития солянокупольных структур заметно смещаются от зоны выклинивания соли во внутреннюю часть впадины. Современный рельеф кровли соли отражает развитие соляной тектоники, определяющей структуру надсолевых отложений. Соль слагает ядра солянокупольных структур, имеющих сложные разнообразные формы. Погружение соли в межкупольные зоны обычно столь крутое, что принципиально невозможно получить отражения от этих склонов при сейсмических исследованиях. Склоны соли нередко бывают почти вертикальными и даже имеют опрокинутое падение, создавая так называемые со-

ляные карнизы. В сводовых частях куполов кровля кунгурских отложений сложена маломощной пачкой сульфат-терригенных пород, так называемым кепроком. Мощность кедрока не более 50–200 м.

К кровли соли приурочен отражающий горизонт VI, который прослеживается в основном в сводовых частях куполов. При столбообразных сводах соляных штоков кровля соли может фиксироваться как преломляющий горизонт с $v_T = 4500$ м/с. Комплексование МОВ или ОГТ с МПВ позволяет уверенно опознавать отражения от кровли соли. Отражения от горизонта VI удается получать и в межкупольных зонах, однако в связи с перерывами корреляции на участках крутых склонов соли опознавание отражений за пределами сводов куполов весьма затруднено, что нередко приводит к грубым ошибкам. Следует отметить, что соляные штоки куполов фиксируются в сейсморазведке не только отражениями от кровли соли, но и характерными особенностями волнового поля: отсутствием регулярных волн, вплоть до подсолевых горизонтов, прекращением корреляции отражений от надсолевых горизонтов, вздыманием подсолевых отложений на временных разрезах, связанным с высокой скоростью распространения сейсмических волн в соленосной толще. В результате на временных разрезах контур соляного штока обрисовывается даже при отсутствии отражений от кровли соли. Такие данные о штоках дают лишь качественные представления о них и не удовлетворяют решению многих геологических задач, возникающих при нефтепоисковых работах.

Современный структурный план верхней перми и вышележащих в основном терригенных пород триас-палеогенового структурного яруса в результате соляного тектогенеза разобиден на отдельные локальные мульды. В верхнепермских и триасовых отложениях нет регионально прослеживаемых отражающих горизонтов, хотя с внедрением метода ОГТ во многих мульдах удается получать отражения от довольно протяженных площадок. Размытая доюрская поверхность является опорным отражающим горизонтом, V, прослеживаемым в большинстве межкупольных мульд. Другим опорным горизонтом является подошва меловых отложений (горизонт III). В юрско-меловое время Прикаспийская впадина представляла собой бассейн, раскрытый к юго-востоку. В результате отражающий горизонт III непрерывно прослеживается в направлении Северо-Устьюртского прогиба. В верхней части триас-палеогенового структурного яруса выделяется отражающий горизонт I, который следует как в межкупольных зонах с развитым покровным неоген-четвертичным комплексом, так и в надсводовых грабенах и мульдах проседания, характерных для куполов восточной и юго-восточной частей впадины.

Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины связываются в первую очередь с подсолевым комплексом, хотя и не снимаются с повестки дня поисковые работы в надсолевых отложениях, из которых более полувека ведется промышленная добыча нефти. Нефтепоисковые работы в подсолевом комплексе ориентируются на выявление сейсморазведкой антиклинальных структур по горизонтам P_2 и P_3 . Горизонт P_1 приурочен к размытой поверхности и часто не отражает внутреннюю структуру подсолевых отложений. Трудности картирования подсолевых

горизонтов и частые ошибки в структурных построениях связаны с рядом геолого-геофизических особенностей региона, из которых отметим две основные.

1. Невозможность выполнения непрерывной фазовой корреляции этих горизонтов из-за обширных зон отсутствия отражений. Одной из основных причин потерь корреляции является осложнение волновой картины искажающим влиянием вышележащей соли, особенно ее крутыми склонами.

2. Трудность учета изменения средних скоростей, что приводит к ошибкам определения глубин, а следовательно, и к ошибкам структурных построений. Превалирующее влияние на изменение средней скорости оказывает изменение мощности кунгурской соли, для которой характерна аномально повышенная пластовая скорость 4500 м/с. Это подтверждается повсеместно наблюдаемым уменьшением времени регистрации отражений от подсолевых горизонтов при приближении к сводам куполов.

В надсолевых отложениях залежи нефти связаны со структурами, образовавшимися в результате соляного тектогенеза. Для куполов, рост которых завершился в юрский период, характерны надсводовые ловушки, являющиеся замкнутыми в плане антиклинальными поднятиями. С такими структурами связаны более крупные залежи нефти. Они обычно приурочены к отложениям средней юры. В отложениях триаса и верхней перми нефтяные залежи формируются в опущенных крыльях куполов, где они экранируются крутыми склонами соли. Благоприятные структурные условия для формирования нефтяных залежей могут создаваться в надсолевых отложениях под соляными карнизами.

Таким образом, исследование структуры кунгурской соли необходимо для решения широкого круга задач, возникающих при работах на нефть и газ в Прикаспийской впадине. К этим задачам относятся изучение галогенной толщи как регионального нефтеупора с целью выявления зон возможностей вертикальной миграции подсолевой нефти в надсолевых отложениях, определение природы потерь корреляции подсолевых отражающих горизонтов, учет преломления сейсмических волн при построении подсолевых горизонтов, определение крутых уступов соли для оконтуривания ловушек нефти в надсолевых отложениях, выявление и детальное изучение слаборазвитых соляных куполов, перспективных на надсводовые залежи. Кроме того, определение положения кровли соли позволяет обоснованно стратифицировать сейсмические горизонты в межкупольных зонах. В связи с этим объемное моделирование кунгурской соли имеет важное геологическое значение.

Выше уже отмечалось, что сейсмические материалы не позволяют получать достаточно полную информацию о поведении кровли соли, поэтому задача моделирования галогенной толщи решается путем комплексного использования данных сейсмо- и гравиразведки. Возможность использования гравитационного поля для изучения структуры кунгурской соли обусловлена аномально пониженной плотностью этих отложений; плотностной разрез Прикаспийской впадины четко разделяется на три толщи: надсолевою, соленосную и подсолевою. Соленосная

(галогенная) толща в плотностном отношении является наиболее однородной. Плотность образцов каменной соли (галит, сильвин) варьирует в пределах 2,13–2,17 г/см³ и в среднем составляет 2,15 г/см³. Влияние на среднюю плотность галогенной толщи могут оказывать пропластки ангидридов и терригенных пород. Содержание этих пород (в процентах) в кунгурской соленосной толще наиболее значительно в прибортовых частях впадины. Однако при удалении от зоны выклинивания соли к площадям развития соляной тектоники содержание этих пропластков становится малосущественным. Так, на куполе Кенкияк сульфат-терригенные породы в соленосной толще составляют 4–7 %, что может повысить среднюю плотность не более чем на 0,02–0,03 г/см³. Во внутренних частях Прикаспийской впадины по данным исследований, выполненных в 50-е гг. Л.С. Полаком и Л.Я. Тушкановым, плотность кунгурской соли 2,2 г/см³. В дальнейшем эти данные многократно подтверждались. В 1972 г. работами кафедры геофизики Казахского политехнического института (Д.В. Цветков) было установлено, что в центральной части впадины плотность галогенной толщи может быть пониженной до 2,15 г/см. Эти данные базируются на недостаточно представительном числе образцов, поэтому при решении обратной задачи гравиразведки более обоснована, на наш взгляд, плотность 2,2 г/см³, но в то же время при подборе плотностной модели в случае необходимости имеются основания корректировать плотность соли в сторону понижения.

Л.С. Полак и Л.Я. Тушканов обратили внимание на то, что в разрезе надсолевых отложений преобладают породы песчано-глинистого состава, которым свойственно увеличение плотности с глубиной. Исследования, выполненные на фактическом материале, показали, что плотность надсолевых отложений в большей степени определяется глубиной залегания, а не возрастом пород. Для районов Южной Эмбы установлен линейный закон увеличения плотности от 2,2 у дневной поверхности до 2,7 г/см³ на глубине около 5 км. Последующими исследованиями было показано, что закономерность изменения плотности с глубиной для различных частей впадины существенно различается. Если в центральной части впадины (скважина СГ-1) плотность надсолевых отложений достигает 2,65–2,69 г/см³ на глубине около 6 км, на восточном борту впадины примерно такой же величины плотность достигает уже на глубине 3000 м. Характерно, что выше 2,7 г/см³ плотность надсолевых отложений практически не поднимается. Исключение составляют отдельные пропластки известняков и мергелей. По-видимому, 2,7 г/см³ является предельной величиной уплотнения пород этого комплекса. На основании анализа плотности образцов керн установлены закономерности изменения плотности надсолевых отложений для различных частей Прикаспийской впадины. Эти закономерности (рис. 27) нужно считать приближенными, так как при детальном анализе фактического материала удалось заметить, что плотность надсолевых отложений зависит не только от глубины, но и от возраста, хотя превалирующей является зависимость от глубины. Ограниченный объем фактических данных в настоящее время позволяет применять при интерпретации гравитационного поля на относительно небольших площадях упрощен-

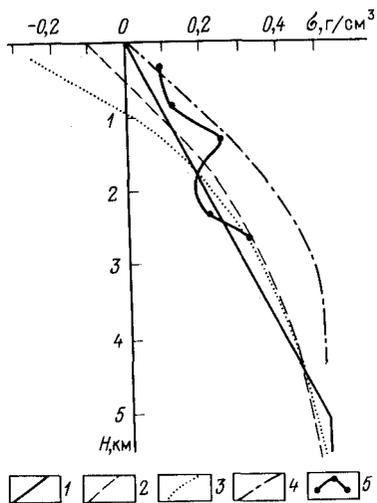


Рис. 27. Избыточная плотность надсолевых отложений Прикаспийской впадины.

Зоны: 1 — Эмбинская (Л.Я. Тушканов), 2 — центральная (Ю.И. Кузьмин), 3 — центральная (А.П. Андреев), 4 — восточный борт (Е. Емельянов), 5 — южная часть (А.В. Матусевич)

ную плотностную модель надсолевых отложений, учитывающую лишь зависимость плотности от глубины. При выполнении интерпретации гравитационного поля на значительных площадях такая модель становится недопустимо грубой.

Для восточной части Прикаспийской впадины (левобережье реки Урал) на основании анализа общих тенденций изменения зависимостей

плотности надсолевых отложений от глубины предложено для решения прямой задачи гравиразведки использовать несколько усложненный закон распределения избыточной кровли соли:

$$\Delta\sigma = (0,5/H_{уп})H, \quad \text{если } H \leq H_{уп}, \quad (8.1)$$

$$\Delta\sigma = 0,5, \quad \text{если } H \geq H_{уп}.$$

Здесь $H_{уп}$ — глубина начала предельного уплотнения надсолевых отложений, $\Delta\sigma$ — в $г/см^3$.

Непостоянство глубины предельного уплотнения $H_{уп}$ связано в первую очередь, по-видимому, с длительностью катагенеза на фиксированной глубине, а следовательно, с возрастом пород, который контролируется глубиной первого подсолевого горизонта. Если рассматривать региональную структуру надсолевых отложений, то на фиксированной глубине тем длительнее катагенез, чем меньше глубина подсолевых отложений. В соответствии с этим, основываясь на ограниченном количестве фактического материала, была предложена приближенная зависимость глубины предельного уплотнения от глубины залегания первого подсолевого горизонта: $H_{уп} = H_{п1} - 1$, если $4 \leq H_{п1} \leq 7$; $H_{уп} = 3$, если $H_{п1} \leq 4$; $H_{уп} = 6$, если $H_{п1} \geq 7$, где глубины в км.

При использовании этих выражений с помощью программы логических и арифметических действий контактная поверхность первого подсолевого горизонта легко преобразуется в матрицу $H_{уп}(x_i, y_i)$. С ее помощью можно вычислить характеристики латерального изменения плотности

$$\Delta\sigma(x_i, y_i) = 5/H_{уп}(x_i, y_i)$$

и, приняв $\sigma_H = 0,1H$ в выражении (8.1), преобразовать последнее к виду (4.1), предусмотренному в программе решения прямой задачи гравираз-

ведки для контактной поверхности. Однако воспользоваться полученными результатами для решений прямой задачи гравиразведки можно только в случае, когда глубина залегания кровли соли на участке не превышает $H_{уп}$. Для вычисления гравитационного поля в реальных условиях из кровли соли H_c необходимо сформировать две контактные поверхности, т.е. разделить соль на две части. Первая поверхность: $H_1 = H_c$, если $H_c \leq H_{уп}$; $H_1 = H_{уп}$, если $H_c \geq H_{уп}$. Вторая поверхность: $H_2 = H_c$, если $H_c > H_{уп}$; $H_2 = H_{уп}$, если $H_c \leq H_{уп}$. От первой поверхности поле вычисляется с переменной плотностью, а для второй $\Delta\sigma = 0,5 г/см^3$. Суммарное поле будет соответствовать описанным закономерностям распределения плотности.

Анализ геолого-геофизических условий Прикаспийской впадины позволяет выделить наиболее важные особенности решения обратной задачи гравиразведки при изучении морфологии галогенной толщи. Трудность интерпретации гравитационного поля в первую очередь связана со следующими геолого-геофизическими условиями: 1) постоянное чередование куполов и соизмеримых с ними межкупольных зон не позволяет рассматривать гравитационный минимум над соляным куполом как изолированную аномалию; 2) значительное уплотнение надсолевых отложений с глубиной делает недопустимым применение способов интерпретации, разработанных для тел с постоянной избыточной плотностью; 3) незначительная разность плотностей надсолевых отложений и соли при ее неглубоком залегании приводит к неуверенному определению положения кровли соли в интервале глубин 0–1 км; 4) сложная форма соляных куполов в плане затрудняет и даже делает невозможным выбор оптимального положения интерпретационного профиля; в связи с этим целесообразно применять методы интерпретации, позволяющие прогнозировать изучаемую поверхность не по отдельным профилям, а по площади в целом. Степень однозначности интерпретации гравитационного поля Прикаспийской впадины значительно повышается рядом геолого-геофизических факторов.

Во-первых, наблюдаемые гравитационные аномалии, если рассматривать внутренние, относительно небольшие участки региона, в значительной степени обусловлены одной гравиактивной границей — кровлей кунгурской соли. Ее рельеф создает аномалии до десяти, а зачастую и до нескольких десятков миллигал. Геологическая природа этих аномалий определяется практически однозначно. Гравитационное влияние подсолевого ложа в связи с его спокойным рельефом и большой глубиной залегания в центральной части Прикаспийской впадины может рассматриваться как региональный фон. В прибортовых частях впадины гравитационное влияние подсолевого ложа следует учитывать, для чего вполне достаточно данных рекогносцировочных сейсмических исследований, позволяющих определять глубины до подсолевых отложений с точностью 2–5 %.

Во-вторых, на большей части территории Прикаспийской впадины выполнены сейсмические работы, которыми прослежена кровля соли в сводовых частях куполов, что позволяет при решении обратной задачи

гравиразведки закреплять изучаемый горизонт на многих участках интерпретируемой площади. Кроме того, хотя сейсморазведка обычно и не дает сведений о погружении соли на крыльях куполов и о глубинах до ее кровли в межкупольных зонах, ее материалы позволяют ограничить область возможного расположения кровли кунгурских отложений. Так, эта плотностная граница не может находиться глубже первого подсолевого горизонта. Сверху область подбора кровли соли может быть ограничена наиболее погруженными отражающими горизонтами, уверенно стратифицируемыми как надсолевые.

Эффективную методику объемного моделирования галогенных отложений удалось разработать благодаря учету рассмотренных геолого-геофизических условий интерпретации гравитационного поля Прикаспийской впадины.

8.2. Методика объемного моделирования кунгурской соли

Основными элементами объемной модели галогенных отложений является кровля соли и подсолевое ложе, которое в первом приближении отождествляется с первым подсолевым отражающим горизонтом Π_1 . Наиболее сложным является формирование числовой матрицы глубин до кровли соли. Для прогнозирования рельефа кровли соли выполняется решение обратной задачи гравиразведки методом подбора, заключающееся в том, чтобы подобрать контактную поверхность, полностью соответствующую достоверным данным сейсморазведки и бурения и создающую гравитационное поле, наилучшим образом совпадающее с наблюдаемым.

Разработанная в результате многолетнего опыта интерпретации геолого-геофизических материалов Прикаспийской впадины методика объемного моделирования кровли соли включает несколько довольно сложных этапов.

1. Изучение плотностей пород по материалам глубокого бурения на используемом участке и прилегающих площадях с целью корректировки обобщенных данных о плотностях. В процессе этих исследований уточняется закон изменения плотности надсолевых отложений с глубиной, плотность подсолевых отложений, устанавливаются мощность нижней сульфатно-терригенной пачки кунгура и ее плотность, изучается степень развития кепрока в сводах куполов, анализируется однородность галогенной толщи, определяется число прослоев в ней пород ангидрит-терригенного состава.

2. Создание модели первого приближения рельефа кровли соли на основе данных сейсморазведки с учетом характера гравитационного поля и общих представлений о строении соленосной толщи кунгура.

3. На основании сейсмических материалов формирование контактных поверхностей, ограничивающих область подбора кровли соли.

4. Решение обратной задачи гравиразведки с автоматической корректировкой рельефа кровли соли в нескольких циклах.

5. Анализ результатов, полученных при решении обратной задачи гравиразведки, корректировка исходных данных. Решение обратной

задачи гравиразведки и анализ получаемых результатов выполняются многократно. Рассмотрим подробнее методику выполнения перечисленных этапов интерпретации геофизических материалов.

Формирование модели первого приближения

На временных сейсмических разрезах толщина соли имеет разнообразное отображение. При столбовидных сводах соляных штоков кровля соли является хорошим отражающим горизонтом VI. Стратификация этого горизонта при отсутствии скважин довольно надежно выполняется по материалам МПВ, где кровля соли фиксируется как преломляющий горизонт с $v_r = 4,4 \div 4,7$ км/с. Если сейсмические исследования МПВ не проводились, в благоприятных условиях отражающий горизонт VI в сводах куполов опознается по своей динамической выраженности и по характерному "немому" волновому полю толщи соли. Однако эти критерии становятся ненадежными при глубокопогруженных небольших в плане соляных штоках, соляных отрогах и перешейках. Если глубокопогруженное поднятие соли в основном завершило свое развитие в доюрское время, над сводом соли прослеживаются четкие отражающие горизонты, которые могут создавать серии кратких волн, не всегда подавляемых при обработке материалов по методу ОГТ и особенно четко следящихся при исследованиях по методике однократного профилирования МОВ. В таких случаях "немая" толщина соли, по крайней мере в верхней своей части, на временных сейсмических разрезах может не проявляться. Это приводит к завышенным глубинам до кровли соли вплоть до пропуска существующего поднятия. Если поднятие соли в виде узкого штока происходило на значительной глубине в юрско-меловое время, могла образоваться зона сбросов, нарушивших прослеживаемость надсолевых горизонтов. Зона потери корреляции надсолевых горизонтов, обусловленная сбросами, иногда сливается с "немой" толщиной, связанной с соляным штоком. Это приводит к ошибкам при оценках глубин до соли в сторону занижения. Узкие глубокопогруженные поднятия соли трудно зафиксировать с помощью сейсморазведки МПВ. Следует отметить, что такие структуры вносят относительно небольшие искажения в волновое поле подсолевых отложений, но представляют определенный интерес при поисках нефти и газа в надсолевой толще.

Выше уже отмечалось, что изрезанный рельеф кровли соли оказывает искажающее влияние на подсолевые отражения. Эти искажения столь велики, что их проявление на временных сейсмических разрезах в виде воздыманий отражающих горизонтов под сводами куполов служит дополнительным признаком выявления поднятий соли. Эти аномалии подсолевых отражений фиксируются, несмотря на зоны потерь корреляции на участках крутых уступов соли. В некоторых случаях ориентировочное положение кровли соли в сводах относительно неглубоко залегающих куполов можно получить по поведению отражающего горизонта Π_1 на временных разрезах. Делается допущение (верное только в первом приближении), что подсолевой горизонт под куполом залегает без осложнений,

а наблюдаемая аномалия времен регистрации подсолевого горизонта практически полностью объясняется повышенной пластовой скоростью соли. В первом приближении глубины до подсолевого горизонта в межкупольных зонах могут быть определены без учета влияния соли на среднюю скорость упругих волн до подсолевого горизонта. Это обосновывается, с одной стороны, относительно небольшими мощностями соли, а с другой — повышением с глубиной пластовых скоростей в надсолевых отложениях, что приводит к уменьшению разностей скорости в соли и надсолевых отложениях. Используя глубины до надсолевых отложений в межкупольных зонах, путем линейной интерполяции можно определить в первом приближении глубину до этого горизонта под сводом купола $H_{п.ин}$. В то же время для глубины до подсолевых отложений

$$H_{п} = H_c + (t_{п} - t_c) v_c, \quad (8.2)$$

где H_c — глубина до кровли соли; t_c — время прохождения волны до кровли соли; v_c — пластовая скорость в соли; $t_{п}$ — время прохождения волны до подсолевых отложений. Используя вертикальный годограф

$$H = f(t) \quad (8.3)$$

для надсолевых отложений, который известен по сейсмокаротажным данным, можно преобразовать выражение (8.2) к виду

$$H_{п.ин} = f(t_c) - v_c t_c + t_{п} v_c. \quad (8.4)$$

В уравнении (8.4) одно неизвестное — t_c , однако в связи с тем, что зависимость (8.3) обычно задается в виде таблиц или графиков, аналитическое решение этого уравнения затруднено. Задача может решаться графически (рис. 28). Для этого на плоскость $ТОН$ выносятся годограф (8.3) и точка с координатами $t_{п}$ и $H_{п}$. Через эту точку проводится прямая линия, направление которой определяется пластовой скоростью соли:

$$H = v_c t + c, \quad (8.5)$$

где $c = H_{п} - v_c t_{п}$.

Точка пересечения вертикального годографа для надсолевой толщи и линии (8.5) имеет искомые координаты t_c, H_c . Действительно, в результате описанных построений получен вертикальный годограф, который до точки t_c, H_c совпадает с годографом для надсолевых отложений, а глубже соответствует пластовой скорости в соли и проходит через точку $t_{п}, H_{п}$, характеризующую положение подсолевого горизонта и время регистрации от него отражений. Этот метод определения глубины весьма груб и может использоваться при уверенной корреляции подсолевого горизонта для оценки положения кровли соли.

Рассмотрим еще один способ оценки глубины до кровли соли по отражениям от подсолевого горизонта, когда отражения от соли не прослеживаются или не могут быть однозначно опознаны в связи со сложной волновой картиной. Решение задачи, как и в описанном выше методе, основано на аномально повышенной пластовой скорости в соли по срав-

нению с надсолевыми отложениями. Здесь не требуется непрерывной корреляции подсолевого горизонта за пределы купола, но необходимо высокое качество подсолевых отражений под сводом купола.

Задачу будем решать в следующей постановке. Имеется горизонтально-слоистая среда с постоянными пластовыми скоростями в слоях. Рассмотрим годограф МОВ (или ОГТ), полученный на некотором удалении от глубоких скважин, исследованных сейсмокаротажем, материалы которого приближенно характеризуют скоростной разрез в изучаемой точке. Разделим разрез на N горизонтальных слоев с детальностью, достаточной для использования постоянной скорости в каждом слое. Присвоим этим слоям значения пластовых скоростей, равных интервальным скоростям, определенным по вертикальному годографу. По времени t_0 на годографе МОВ легко определить глубину H отражающей площадки, используя вертикальный годограф. Далее на основании параметров h_i и v_i горизонтально-слоистой среды можно рассчитать годограф МОВ. Рассчитанный годограф, совпадая в точке t_0 с исходным, может отклониться от него в остальных точках. За меру отклонения можно принять среднюю арифметическую разность исходного и рассчитанного времен. Если эта разность положительная (рассчитанный годограф круче исходного), для совпадения этих данных необходимо среднюю скорость увеличить по сравнению с данными сейсмокаротажа. Задача эта неоднозначна, так как модель описывается большим числом параметров h_i и v_i . На основании анализа сейсмогеологических условий исследуемого района иногда удаётся ранжировать параметры среды по их влиянию на среднюю скорость. Например, первостепенное значение может иметь изменение скорости в верхней части разреза и мощности пластов с аномально повышенной или пониженной скоростью. Анализ материалов сейсмокаротажа и других геолого-геофизических данных по Прикаспийской впадине позволяет утверждать, что максимальное влияние на изменение средней скорости до подсолевых отложений оказывают резкие перепады мощности кунгурской соли, обладающей аномально повышенной скоростью по сравнению с надсолевыми отложениями.

Исходя из этого, будем добиваться соответствия расчетного годографа наблюдаемому путем изменения мощности надсолевых отложений, а следовательно, и соли, заполняющей нижнюю часть разреза. Процесс подбора глубины до соли можно построить следующим образом. В модели первого приближения предполагаем отсутствие соли в разрезе. Если соль в разрезе фактически имеется, то ветви рассчитанного годографа будут

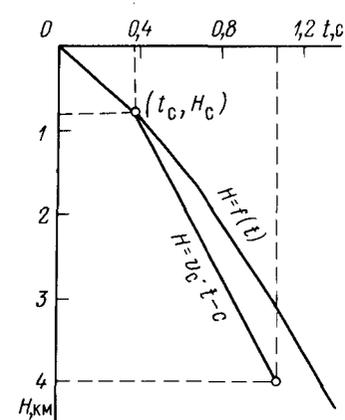


Рис. 28. Геофизическая оценка глубины до кровли соли по отражениям от подсолевого горизонта

круче, чем наблюдаемого, а глубина до подсолевого горизонта H_{Π} будет заниженной. Формально глубина до соли H_c в этой модели равна глубине до подсолевых отложений. В последующих итерациях глубина до кровли соли определяется по общим правилам. Если среднюю скорость необходимо повысить, то

$$H_{c(n+1)} = (H_{cn} + H_{cp})/2,$$

где $H_{c,n}$, $H_{c(n+1)}$ – глубина до кровли соли в n -й и $(n+1)$ -й итерациях; $H_{c,p}$ – глубина до соли в ближайшей из предыдущих итераций, в которой средняя скорость была завышена; если такого случая не было, то $H_{c,p} = 0$.

Если среднюю скорость нужно уменьшить, то

$$H_{c(n+1)} = (H_{cn} + H_{cq})/2,$$

где H_{cq} – глубина до кровли соли в ближайшей из предыдущих итераций, в которой скорость была занижена; если такого случая не было, то $H_{cq} = H_{nn}$.

Рассмотренный алгоритм реализован в исследовательском варианте программы и опробован в условиях юго-восточного борта Прикаспийской впадины на площади Табынай, где глубокой скважиной установлены значительные неточности данных сейсморазведки. Так, на глубине 1805 м (подошва мела) ошибка составила 150 м, на глубине 2673 м (кровля соли) – 517 м, а на глубине 3450 м (подсоловая горизонт Π_1) – 250 м. Последующий анализ сейсмических материалов и данных сейсмокаротажа Табынайской скважины позволил установить, что полученные ошибки обусловлены в основном отклонением использованных скоростей (южно-эмбинской кривой) от фактических скоростей на площади Табынай. Отклонение в глубине до кровли соли связано с неверным выделением этого горизонта в волновом поле. На участке выполнено массовое определение эффективных скоростей с помощью программы энергетического анализа кинематики (ЗНАК-П). После статистической обработки этих данных как по вертикали, так и по площади, в районе глубокой скважины для времени, соответствующего подсоловому горизонту, получена эффективная скорость 3320 м/с. По эффективной скорости и времени регистрации подсолевого горизонта t_0 рассчитан годограф, отраженной волны, который использовался для определения средней скорости и глубины до подсолевого горизонта, а также глубины до кровли соли. Для надсолевых отложений, как и при первичной интерпретации сейсмических материалов, использовался южно-эмбинский закон изменения скоростей (вертикальный годограф). Отклонение полученной средней скорости до подсолевых отложений от истинной составило 3 %, ошибка в определении глубин до подсолевого горизонта 73 м, а до кровли соли 200 м. Рассмотренный метод опробован на ограниченном объеме фактического материала и для определения области его применения необходимы специальные дополнительные исследования.

Прослеживание отражающего горизонта VI сейсморазведкой на склонах куполов затруднительно. Отражения от склонов с крутизной более

45 ° уверенно фиксировать удается довольно редко. После первого крутого уступа соли, часто наблюдаемого в присводовых частях куполов, происходит потеря корреляции отражающего горизонта VI. В результате становится сложным не только получить отражения от горизонта VI в периферийных частях куполов, но и опознать эти отражения на временных разрезах. Основным признаком отождествления отражений с кровлей соли на участках, удаленных от сводов куполов, является резкое угловое несогласие с вышележащими более пологими горизонтами – подошвой неокома III и размытой поверхностью пермо-триаса V. Однако в ряде межкупольных зон методом ОГТ глубже горизонта V получены серии круто наклоненных горизонтов в пермо-триасовой толще. Этот факт говорит о возможности ошибочного отождествления пермо-триасовых отражений с VI отражающим горизонтом.

Общий контур соляных штоков в волновом поле проявляется областью отсутствия регулярных отражений, ограниченной межкупольными зонами, насыщенными отражениями от надсолевых горизонтов. По прекращением корреляции надсолевых отложений можно провести минимую линию, которая в первом приближении характеризует крутой склон соли. В центральных частях межкупольных зон приближенную оценку глубины до соли можно дать на основе временных сейсмических разрезов и анализа материалов глубокого бурения в межкупольных зонах на изучаемом участке и прилегающих территориях. Приближенную глубину до кровли соли в центральных частях межкупольных зон, фиксируемых интенсивными гравитационными максимумами, можно определить по формулам

$$H_c = (H_{\Pi} + H_{нс \max} - z_k)/2,$$

$$H_c = H_{\Pi} - (z_k + z_c),$$

где H_{Π} – глубина до подсолевого горизонта; $H_{нс \max}$ – глубина до наиболее погруженного горизонта, надежно относимого к надсолевой толще; z_k – мощность нижней сульфат-терригенной пачки кунгура, определенная бурением ближайших глубоких скважин; z_c – мощность соли в межкупольных зонах по данным бурения.

Перечисленные данные сейсморазведки используются для составления первого приближения объемной модели галогенных отложений, главной составной частью которой является контактная поверхность, описывающая кровлю соли. Отметим, что при стандартной обработке материалов сейсмических съемок составляется структурная карта по VI отражающему горизонту, на которой строение кровли соли отображается фрагментарно, в основном в сводовых частях куполов. Числовая модель кровли соли должна отображать положение кровли соли во всех точках изучаемого участка. Для формирования матрицы глубин до кровли соли используются как достаточно достоверные, так и приближенные данные сейсморазведки. Они выносятся на топооснову с сетью сейсмических профилей. По этим данным, с учетом поведения поведения изоаномал силы тяжести, проводятся изоглубины кровли соли. После этого по принятой сети (обычно 1 x 1

км) глубины до соли кодируются, перфорируются и с помощью специальной программы записываются на магнитный диск в файл прямого доступа в принятых форматах.

Задача формирования числовой матрицы первого приближения глубин до кровли соли после выноски на топооснову всех данных сейсморазведки может решаться автоматически с помощью программы корреляционно-интерполяционного прогноза. Для этого кодируются и перфорируются глубины в исходных точках и их координаты и готовится матрица Δg_n наблюдаемых аномалий силы тяжести. С помощью программы корреляционно-интерполяционного прогноза выполняется разделение поля на фоновую и локальную составляющие, устанавливается корреляционная связь между локальным полем и глубинами до кровли соли, которая обычно бывает достаточно тесной, и с помощью вычисленного уравнения регрессии прогнозируются глубины до кровли соли во всех точках принятой сети описания модели. Программа позволяет увязывать прогнозные глубины с исходными и контролировать полученную поверхность на принадлежность к заданной области. Методика формирования контактных поверхностей, описывающих предельно допустимые глубины до кровли соли, будет описана ниже.

Рассмотренная методика позволяет составить вполне обоснованное первое приближение модели кровли соли. Известно, что наиболее надежные результаты решения обратной задачи гравиразведки можно получить при использовании достаточно достоверного первого приближения модели гравиактивных границ, поэтому затраты на тщательный анализ геолого-геофизических материалов при составлении модели первого приближения кровли соли вполне оправданы. Для реализации предложенной методики в полном объеме требуются временные сейсмические разрезы и высокая квалификация интерпретатора, который должен иметь опыт интерпретации как сейсмических, так и гравиметрических материалов Прикаспийской впадины. Однако объемное моделирование часто необходимо проводить перед постановкой сейсмических исследований по методу ОГТ, а материалы ранее выполненных работ МОВ не позволяют провести глубокий анализ волнового поля. Более того, в таких случаях интерпретатор обычно располагает лишь структурной картой VI отражающего горизонта, отображающей строение соли в сводах куполов, и глубинными разрезами, по которым нельзя оценить достоверность выделенных отражающих горизонтов и площадок. В этих случаях формирование числовой матрицы первого приближения кровли соли можно выполнить по несколько упрощенной методике.

В качестве исходных данных для программы корреляционно-интерполяционного прогноза используются глубины в сводах куполов и приближенные значения их в межкупольных зонах. Глубина до поверхности соли на склонах куполов определяется в результате корреляционно-интерполяционного прогноза. Если на многих куполах сейсмические исследования вообще не проводились, в центральных частях соответствующих минимумов выставляются условные точки с характерными для данного района глубинами соли в сводах куполов. В слабо изученных районах на участ-

ках, не освещенных сейсмическими исследованиями, исходными данными для формирования первого приближения рельефа кровли соли по программе корреляционно-интерполяционного прогноза могут быть общие представления о строении солянокупольных структур в данной структурно-тектонической зоне. Например, в Эмбинской зоне соляных куполов в центральных частях интенсивных гравитационных минимумов соль обычно залегает не глубже 0,5 км. В центральных частях обширных межкупольных зон, отображаемых значительными по амплитуде максимумами силы тяжести, мощность соли измеряется первыми сотнями метров и, по крайней мере, не превышает 1 км. На основании таких представлений на изучаемой площади можно создать сеть условных опорных эталонных точек, совместив их с интенсивными максимумами и минимумами силы тяжести. В минимумах глубина может быть задана 0,3–0,5 км, а глубина до соли в максимумах определяется на основании региональных карт первого подсолевого горизонта.

Программой решения обратной задачи гравиразведки предусмотрена возможность вместо первого приближения контактной поверхности задавать предполагаемый средний уровень глубины ее залегания. Это тождественно использованию горизонтальной плоскости на заданном уровне в качестве приближенной модели контактной поверхности. Такой подход рекомендуется применять лишь в исключительных случаях при полном отсутствии данных о глубине до кровли соли на небольших участках практически горизонтального залегания подсолевого ложа. В прибортовых частях впадины простейшей исходной моделью кровли соли при решении обратной задачи гравиразведки может быть числовая матрица, полученная путем поэлементного умножения глубин первого подсолевого горизонта на понижающий коэффициент, близкий к 0,5. Это дает возможность более обоснованно выделять фоновую составляющую интерпретируемого поля и сохранять в рельефе кровли соли ее региональную структуру.

Формирование матриц глубин, ограничивающих область подбора кровли соли

Числовые матрицы максимально и минимально допустимых глубин залегания кровли соли обеспечивают при решении обратной задачи гравиразведки соответствие результативной контактной поверхности априорным данным о строении подсолевых и надсолевых отложений. Поверхность, ограничивающая снизу область возможного положения кровли соли, может быть получена на основании данных сейсморазведки о первом подсолевого горизонте. Точность картирования подсолевых горизонтов сейсморазведкой в целом невелика и зачастую не обеспечивает надежного решения нефтепоисковых задач. Однако с точки зрения прогнозирования рельефа кровли соли ошибки определения глубин до подсолевых отложений (0,05–0,2 км) можно считать вполне допустимыми. Роль нижней границы области подбора кровли соли может выполнять первый подсоловый горизонт. Более точно эту поверхность можно получить путем

поэлементного вычитания мощности сульфат-терригенной пачки кунгура из матрицы глубин горизонта Π_1 .

Числовая матрица глубин, ограничивающих область подбора кровли соли сверху (верхний ограничитель), должна описывать условную контактную поверхность, выше которой по достаточно достоверным данным залегают только надсолевые отложения. Надсолевой комплекс пород по волновому полю на временных разрезах МОВ и ОГТ можно разделить на две части: юрско-палеогеновую и нижележащую пермо-триасовую. Юрско-палеогеновая толща насыщена отражениями от субсогласных протяженных отражающих площадок и опорных сейсмических горизонтов, слагающих межкупольные мульды и крылья куполов. Углы падения этих горизонтов невелики, обычно $3-5^\circ$ и редко достигают 10° . Нижней границей этого комплекса служит размытая поверхность пермо-триаса, являющаяся опорным отражающим горизонтом V. Этот горизонт опознается по динамической выраженности, по положению в разрезе относительно III отражающего горизонта, надежно опознаваемого и стратифицируемого как подошва неокома, по характерному для эрозийных срезов подклиниванию нижележащих фаз. Предъюрский размыв в сводах крупных куполов охватил кунгурские отложения. Последующий рост соляных штоков иногда проходил на меньшей площади и в него не вовлекались краевые части древнего свода. В результате в пределах склона соли образовались два крутых уступа, разделенных участком относительно пологого ее залегания. При фазовой корреляции отражений возможны ошибочные переходы с поверхности пермо-триаса на погруженные выположенные участки кровли соли. Такие ошибки, имеющие принципиальное значение при решении нефтепоисковых задач, не столь опасны при формировании верхнего ограничителя при подборе кровли соли, так как и VI, и V отражающие горизонты формально могут ограничивать сверху область подбора. Нижняя пермо-триасовая часть надсолевых отложений в волновом поле отображается по-разному, что, по-видимому, связано с неодинаковым ее строением в различных межкупольных зонах. Иногда пермо-триасу соответствует сейсмически немая толща с полным отсутствием сколько-нибудь протяженных отражающих площадок (рис. 29). В волновом поле эта толща напоминает соленосные отложения кунгура. Известны межкупольные мульды, в которых в пермо-триасовой толще прослеживаются протяженные оси синфазности, субсогласные с вышележащими юрско-палеогеновыми отложениями. Такие отражения вполне могут быть кратными, но обработка сейсмических материалов по методу ОГТ позволила установить наличие реальных отражений такого рода. На сейсмических разрезах многих межкупольных зон пермо-триас представлен серией протяженных крутых субпараллельных осей синфазности, падение которых согласуется со склоном одного из ограничивающих мульду куполов (рис. 30).

В мульдах с "немым" пермо-триасом верхний ограничитель в центральных частях межкупольных зон отождествляется с отражающим горизонтом V, а на участках вблизи соляных штоков строится как поверхность, огибающая начало зон потери корреляции отражений от надсолевых го-

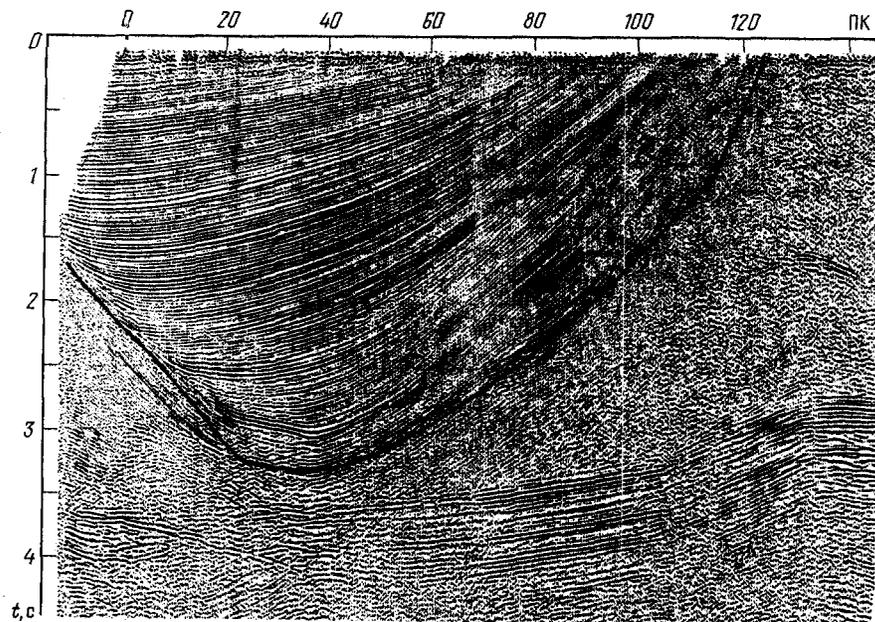


Рис. 29. Профиль ОГТ, купол Камынин (по В.П. Николенко, Б.Б. Нуралиеву).
Сплошная линия – "верхний ограничитель" области подбора кровли соли

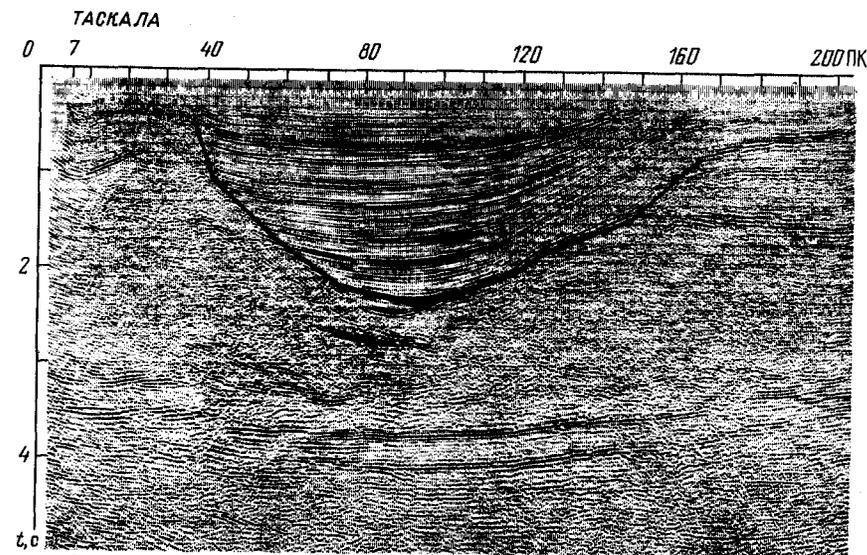


Рис. 30. Профиль ОГТ, участок Таскала (по В.П. Николенко, Б.Б. Нуралиеву).
Сплошная линия – "верхний ограничитель" области подбора кровли соли

ризонтов. В сводовых и присводовых частях куполов эта поверхность выводится на отражающий горизонт VI, если последний надежно стратифицирован как кровля кунгурской соли. Опыт показывает, что в первом варианте верхний ограничитель не следует отождествлять с отражающим горизонтом VI на глубинах, больших 1–1,5 км, так как опознавание отражений от кровли соли на таких глубинах обычно недостаточно надежное. В межкупольных зонах с субсогласным залеганием пермо-триаса в центральных частях мульд верхний ограничитель может совмещаться с отражениями, расположенными глубже горизонта V, если нет опасения считать их кратными. В мульдах с крутым падением внутри пермо-триасовых горизонтов в центральных частях межкупольных зон верхний ограничитель формируется как поверхность, огибающая эти горизонты снизу. Эта поверхность должна проводиться не на временных, а на глубинных разрезах, где учтен сейсмический снос.

При значительной мощности юрско-палеогенового комплекса отложений и высоком качестве сейсмических материалов иногда удается в такой степени ограничить область возможного положения кровли соли, что при решении обратной задачи гравиразведки остается лишь уточнить форму склонов соли при известном положении ее сводов и узком интервале допустимых глубин до этого горизонта в центрах межкупольных зон. Примером может служить площадь купола Камынин (см. рис. 29), где в погруженной части, прилегающей к куполу мульды, надсолевые отложения прослежены почти до уровня первого подсолевого горизонта (ПК 40), что позволяет определить глубину до кровли кунгура с ошибкой не более 0,4 км. Обычно диапазон глубин возможного залегания кровли соли в межкупольных зонах более широкий. Так, на площади Таскала (см. рис. 30) временной интервал "немой" толщи в центре мульды (ПК 80–100) достигает 1,5 с. На этом профиле весьма неопределенное положение кровли соли в своде купола (ПК 170–200) – отражения, характерные по динамической выразительности для кровли соли, получены на временах, близких к 0,5 и 1,5 с. Еще более неопределенные сведения о положении соли дают материалы сейсморазведки, когда в межкупольных зонах юрско-палеогеновая толща имеет относительно небольшую мощность. В межкупольной зоне на площади Жанатока (рис. 31) субгоризонтальные горизонты этой толщи фиксируются до времени 1,2 с. До времени 1,4–1,6 с прослежен еще один отражающий горизонт, отнесенный к пермо-триасу (ПК 25–80). Любое положение кровли соли ниже этого горизонта вплоть до первого подсолевого горизонта (3,3 с) не будет противоречить сейсмическим данным. В восточной части Прикаспийской впадины, где зачастую межкупольные зоны сложены почти исключительно пермо-триасовыми отложениями, по сейсмическим материалам иногда вообще не удается сделать какие-либо выводы о положении кровли соли. Примером может служить профиль Кумсай–Бозоба (рис. 32), где "немая" толща пермо-триаса, волновое поле которой аналогично волновому полю соляных штоков, по данным глубокого бурения, заполняет практически весь надсолевой разрез вплоть до первого подсолевого горизонта.

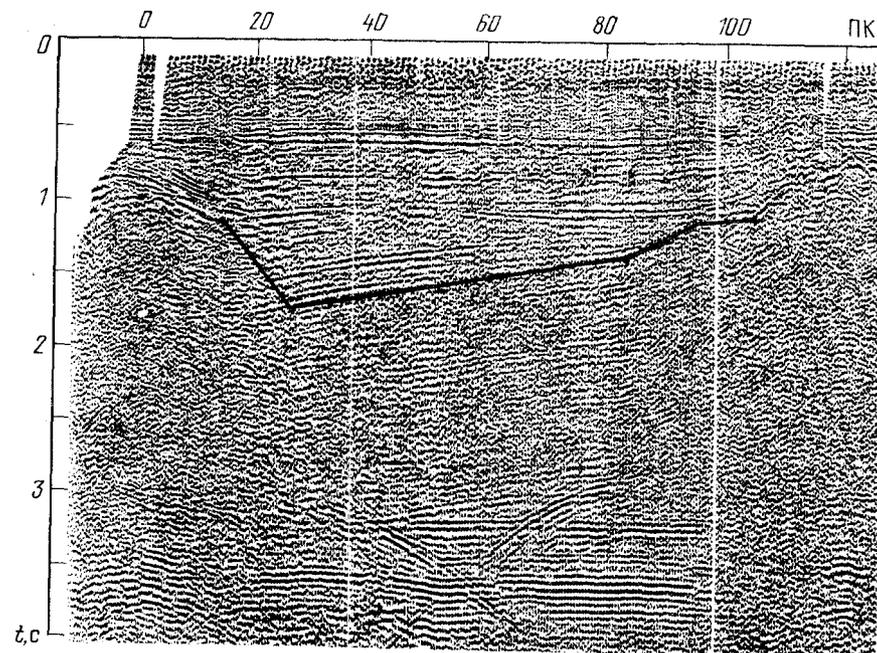


Рис. 31. Профиль ОГТ, участок Жанатока (по В.П. Николенко, Б.Б. Нуралиеву). Сплошная линия – "верхний ограничитель" области подбора кровли соли

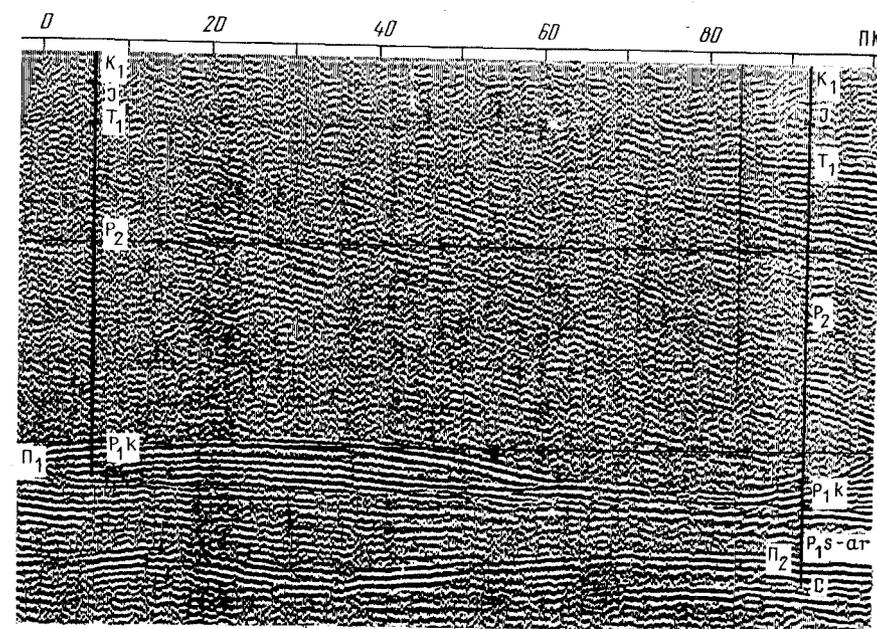


Рис. 32. Профиль ОГТ Кумсай – Бозоба (по В.М. Пилифосову)

Используя описанные выше принципы, на сейсмических разрезах проводят линии верхнего ограничителя. Далее традиционными методами (без ЭВМ) составляют карту изоглубин этой поверхности. Для получения числовой матрицы верхнего ограничителя на карте изоглубин выставляют характерные точки, расположенные преимущественно на сейсмических профилях, которые используются для интерполяции методом усредненных рядов Тейлора или методом имитации графических приемов интерполяции.

В случае отсутствия временных сейсмических разрезов матрицу глубин, ограничивающих область подбора соли сверху, можно сформировать по структурным картам кровли соли VI и вышележащих отражающих горизонтов V, III—I. На этих картах отражающие горизонты в связи с их неповсеместным прослеживанием отображаются в виде разрозненных фрагментов. Для получения матрицы глубин верхнего ограничителя подготавливается на кальке сеть кодирования. Сеть кодирования накладывается на карту отражающего горизонта VI и в узлы сети выписываются глубины до соли в сводовых частях куполов, где они определены наиболее надежно до глубин не более 1–1,5 км. Затем такая операция выполняется по картам V и вышележащих горизонтов. Глубины по каждой из последующих карт выписываются только в узлы сети, незаполненные по предыдущим картам. В оставшиеся неопределенными точки выписываются минимально возможные глубины залегания соли в данном регионе, обычно эта величина лежит в интервале 0–1 км. Полученная таким образом матрица верхнего ограничителя перфорируется и с помощью специальной программы записывается в файл прямого доступа.

Поверхности, ограничивающие область подбора, отражают приближенные представления о положении кровли соли. Точные данные о глубинах до этого горизонта готовятся в виде числовой матрицы точек присвоения и массива опорных интерполяционных точек. Матрица точек присвоения имеет размеры, одинаковые с размерами геометрической модели. В ней точкам с точными данными о глубине до кровли соли соответствуют значения -1 , все остальные элементы заполнены величиной 1 . При этом предполагается, что известные глубины до кровли соли заданы в верхнем ограничителе. Матрицу точек присвоения можно не готовить, если при формировании верхнего ограничителя точные значения до кровли соли задать со знаком "минус". В массиве опорных точек задаются глубины и координаты центров сводов соли. На площади крупных куполов выставляются 2–4 такие точки.

Решение обратной задачи гравиразведки

Кроме первого приближения рельефа кровли соли, границ области подбора, точных данных о глубинах залегания соли и закона изменения избыточной плотности надсолевых отложений с глубиной, исходной информацией для решения обратной задачи гравиразведки являются константы, задающие размеры и взаимное расположение геометрической и гравиметрической моделей, и параметры режима работы программы. Этими параметрами определяют метод вычисления регионального фона

и размеры применяемой палетки, необходимость и методику увязки контактной поверхности с априорными данными, необходимость выполнения программы с разных точек входа. В соответствии с принятой структурой палетки при решении прямой задачи гравиразведки учитывается влияние ближней зоны в квадрате со стороной, равной 40 шагам сети модели, и дальней зоны шириной 80 шагов. В условиях Прикаспийской впадины при изучении строения соли влияние дальней зоны невелико. В зависимости от глубины залегания подсолевого ложа реальный гравитационный эффект может быть заменен влиянием плоскопараллельного слоя с расстояния 10–20 км. Исходя из этого, геометрическая модель по своим размерам должна превышать гравиметрическую на соответствующую полосу обрамления. Так как первое приближение рельефа кровли соли составляется с использованием гравитационного поля, целесообразно размеры гравиметрической модели расширить до размеров геометрической модели. Тогда в процессе обратной задачи гравиразведки рельеф соли в зоне обрамления будет уточняться с неполным учетом трехмерности модели — модель будет приближаться к двумерной. Результирующая числовая матрица прогнозных глубин до кровли соли должна быть уменьшена на полосу обрамления. Выделение числовой матрицы нужных размеров из исходной модели выполняется с помощью специальной программы.

Опыт интерпретации гравитационного поля Прикаспийской впадины показывает, что исключение регионального фона выполняется вполне удовлетворительно при применении метода полиномов. Важным является выбор оптимальных размеров скользящего окна, в котором вычисляется аппроксимирующий полином. Эта задача аналогична выбору параметров при разделении поля различными методами трансформаций. Особенностью является то, что фоновая составляющая вычисляется по полю с исключенным влиянием приближенной модели соли — подсолевого ложа и первого или очередного приближения рельефа кровли соли. Если модель соли реально отражает основные особенности ее строения, то есть основание ожидать, что в разностном поле составляющие, обусловленные недоучтенным рельефом кровли соли, будут состоять из более высокочастотных аномалий, чем поле, создаваемое кунгурской солью в целом. Следовательно, разница в частотных характеристиках разделяемых аномалий увеличивается, чем облегчается выбор оптимальных размеров скользящего окна.

Выбор оптимальных размеров скользящего окна базируется на следующих критериях: 1) региональный фон должен быть максимально плавным; 2) в фоновой составляющей не должны проявляться элементы соляной тектоники; 3) величины нескомпенсированных аномалий должны быть минимальными. Третий критерий в общем случае противоречит первым двум. Если путем корректировки рельефа кровли соли не удастся добиться уменьшения нескомпенсированных аномалий до удовлетворительных величин, размеры скользящего окна могут быть уменьшены до пределов, при которых в региональном поле не проявляются аномалии, соизмеримые по площади с соляными куполами. Практический выбор

оптимальных размеров скользящего окна выполняется следующим образом. В качестве исходного размера на основании опыта можно рекомендовать квадрат со стороной от 40 до 80 км (степень фонового полинома вторая). Выполняются две-три итерации решения обратной задачи гравиразведки, после чего разделение разностного поля без решения обратной задачи проводится с изменением размеров скользящего окна в 1,5–2 раза в сторону увеличения и уменьшения. Затраты машинного времени на последние операции незначительны. На графопостроителе рисуются карты регионального фона с целью визуального контроля отсутствия аномалий, соизмеримых с соляными куполами исследуемой площади. Если локальные аномалии в региональных полях не проявляются, а увеличение размеров скользящего окна не приводит к существенному увеличению среднего квадратического значения нескомпенсированного поля, оптимальными признаются увеличенные размеры окна. Уменьшать размер скользящего окна следует только в случае резкого уменьшения среднего квадратического значения нескомпенсированного поля. На этом предварительный выбор параметров разделения поля можно считать закономерным. При небольшой площади участка, когда размер скользящего окна близок к размеру участка, необходимо не только увеличивать скользящее окно, но и уменьшать степень фонового полинома. В простейшем случае учитывается только уровень поля, для этого используется нулевая степень фонового полинома при размере скользящего окна, равном размеру участка.

Технология подбора рельефа кровли соли по программе решения обратной задачи гравиразведки зависит от методики составления первого приближения числовой модели глубин. Если в качестве модели первого приближения используется структурная карта кровли соли, составленная опытным интерпретатором с тщательным использованием всех имеющихся сейсмических материалов, корректировку этой модели с помощью решения обратной задачи гравиразведки можно начинать в режиме, предусматривающем учет границ области подбора и заданных глубин в точках присвоения. Опорные (интерполяционные) точки в первых циклах приближения в этом случае не используются. В одном шаге здания рекомендуется выполнять не более двух-трех итераций (циклов корректировок). Если средняя квадратическая величина нескомпенсированных аномалий (ошибка подбора поля) заметно уменьшается, то выполняются новые серии приближений до тех пор, пока уменьшение ошибки подбора не станет несущественным, т.е. менее 10–20 %. После этого на графопостроителе рисуются карты изолиний контактной поверхности, нескомпенсированного поля, разрезы кровли соли с графиками наблюдаемого и подобранного полей по сейсмическим профилям или другим важным направлениям. При необходимости может быть построена карта изомощностей соли, для чего выполняется поэлементное вычитание матриц глубин кровли соли из матрицы подсолевого горизонта. Решение о необходимом наборе выводимого графического материала в каждом конкретном случае принимает интерпретатор. Полученный графический материал используется для совместного анализа с данными сейсморазведки.

Если модель первого приближения получена по программе корреляционно-интерполяционного прогноза с использованием всех сейсмических материалов и увязкой результатов с поверхностями, ограничивающими область подбора, методика решения обратной задачи аналогична описанной выше. Однако чаще при корреляционно-интерполяционном прогнозе используются сейсмические данные по разреженной сети. В этом случае первые циклы подбора рекомендуется выполнять без использования опорных точек и точек присвоения.

Применение упрощенных моделей первого приближения, например преобразованных глубин до первого подсолевого горизонта в прибортовых зонах впадины или горизонтальной плоскости в центральных частях региона, требует специальных приемов при использовании программы решений обратной задачи гравиразведки на первом этапе моделирования. В этом случае выполняется несколько серий решений обратной задачи гравиразведки без полного использования априорной информации о кровле соли: верхняя граница области подбора задается в виде горизонтальной плоскости на уровне 0,2–0,5 км, контактная поверхность не увязывается с точными глубинами до кровли соли. В таком режиме обычно удается подобрать контактную поверхность, поле от которой совпадает с исходным с средней квадратической ошибкой, меньшей $\pm (0,8-1,0)$ мГал. Затем выполняются две-три итерации с увязкой контактной поверхности с опорными интерполяционными точками, и только после этого можно использовать верхний ограничитель и увязывать поверхность с глубинами до соли в точках присвоения.

Анализ результатов решения обратной задачи гравиразведки

Анализ начинается с изучения нескомпенсированного поля и сопоставления его с картами изомощностей соли и изолиний разностей глубин, соли и верхнего ограничителя области подбора. В первую очередь изучаются участки наиболее интенсивных аномалий нескомпенсированного поля. Ниже рассматриваются некоторые наиболее типичные ситуации на участках аномалий нескомпенсированного поля и приводятся приемы моделирования в этих условиях.

1. Если положительная аномалия нескомпенсированного поля совпадает с участком ненулевой мощности соли, где не заданы точки с известными глубинами, поле можно скомпенсировать частично или полностью, выполнив несколько дополнительных итераций без изменения какой-либо исходной информации.

2. В результате продолжения решения обратной задачи гравиразведки в прежнем режиме выполнения программы могут скомпенсироваться отрицательные аномалии на участках ненулевой разности глубин кровли соли и верхнего ограничителя области подбора.

3. С минимумами интерпретируемого поля совпадают отрицательные нескомпенсированные аномалии, имеющие достаточно большие амплитуды, а в зонах максимумов – малоинтенсивные положительные нескомпенсированные поля. Такая ситуация может возникнуть, когда площадь

межкуполных зон значительно больше площади сводов куполов. Региональный фон, определяемый методом наименьших квадратов, смещается в этих случаях в сторону положительных полей, охватывающих большие площади. Совершенно очевидно, что амплитуды поднятий соли недостаточны для компенсации поля. Однако если своды поднятий соли модели, подобранной в процессе предыдущих итераций, совпали с верхней границей области подбора или на данном участке заданы точные значения глубин, автоматическое исправление модели практически приостанавливается, так как увеличение амплитуды куполов может происходить за счет углубления соли в межкуполных зонах, а используемый алгоритм корректировки предусматривает в соответствии с отрицательными нескомпенсированными аномалиями повышение уровня соли в сводах куполов. Подбор рельефа соли может быть продолжен одним из приемов: использованием в программе решения обратной задачи гравиразведки увязки контактной поверхности по опорным интерполяционным точкам, выставленным в сводах куполов, или комбинированием двух способов вычисления фона — метода полиномов в скользящем окне с интерполяцией поля по точкам, расположенным в минимумах нескомпенсированного поля.

Так как увязка контактной поверхности по опорным точкам производится до процедуры присвоения априорных глубин и контроля на принадлежность области подбора, в результате погружения сводов соли до заданного уровня в процессе интерполяционной увязки произойдет заглупление этого горизонта и в межкуполных зонах, хотя нескомпенсированное поле на этих участках близко к нулевым значениям. Аналогичный эффект можно получить, если региональный фон, вычисленный по методу полиномов, будет подкорректирован интерполяционной составляющей, полученной по значениям нескомпенсированного поля в его минимумах. В этом случае нулевые значения нескомпенсированного поля совпадут с его минимумами, а на межкуполных зонах будут относительно интенсивные положительные нескомпенсированные аномалии и кровля соли в мульдах будет заглуплена.

4. В межкуполных зонах наблюдаются максимумы, а над куполами — минимумы нескомпенсированного поля, при этом кровля соли в мульдах выходит на уровень подсолевого ложа, а в сводах куполов совпадает с наиболее глубокими надсолевыми отражающими горизонтами или с отражениями от кровли соли. Другими словами, максимально возможные по данным сейсморазведки амплитуды поднятий оказываются недостаточными для компенсации наблюдаемых аномалий. В этих условиях, если данные сейсморазведки о границах области подбора верны, компенсация локальных аномалий может быть достигнута при увеличении избыточной плотности надсолевых отложений.

5. Аномалии нескомпенсированного поля слабо коррелируются с локальными максимумами интерпретируемого поля, площади нескомпенсированных аномалий превышают размеры солянокупольных структур. В этих условиях рекомендуется уменьшить размеры скользящего окна, используемого при вычислении фона по методу полиномов. Тогда без

изменения модели рельефа кровли соли уменьшится уровень нескомпенсированного поля.

6. Над сводами отдельных куполов с заданными глубинами до кровли соли наблюдаются максимумы нескомпенсированного поля, в то время как на площадях окружающих межкуполных зон и ближайших куполов нескомпенсированные аномалии близки к нулю. Аналогичная ситуация создается, если в окружающих максимум нескомпенсированного поля межкуполных зонах полученная модель кровли соли выведена на уровень поверхности, ограничивающей области подбора сверху. Для компенсации максимумов рассматриваемого вида необходимо увеличить глубину до свода соли, что недопустимо в связи с заданным положением этого горизонта. Амплитуда минимума, отображающего соляной купол, может быть подобрана, если уменьшить глубину до соли в окружающих мульдах. Однако такое изменение модели недопустимо, так как возникает несовпадение амплитуд гравитационных минимумов, отражающих ближайшие соляные купола, или нарушаются данные о минимальной мощности надсолевых отложений. В таких случаях необходимо проанализировать сеть сейсмических профилей, по которым составлена карта по отражающему горизонту VI, использованная при увязке прогнозируемой кровли соли с заданными глубинами. Практикой установлено, что нередко подобные максимумы нескомпенсированного поля располагаются на участках отсутствия сейсмических профилей и обусловлены ошибками интерполяции при проведении изолиний по кровле соли в межпрофильных интервалах.

Анализ структуры сети сейсмических профилей позволяет оценивать надежность построения карт изогипс, если допускать, что сейсмические разрезы точно отображают строение отражающих горизонтов. Это особенно необходимо, если выполнение перечисленных рекомендаций в рассмотренных ситуациях не приводит к удовлетворительному совпадению исходного поля с аномалиями, рассчитанными от подобранной модели. Если экстремумы нескомпенсированного поля совпадают с межпрофильными интервалами, делается попытка изменения рисовки изолиний на карте сейсмического горизонта таким образом, чтобы расширить в нужном направлении область подбора без нарушения данных о глубинах непосредственно на сейсмических профилях. После исправления изолиний выполняется корректировка соответствующей числовой матрицы.

Описанные приемы изучения промежуточных результатов моделирования основаны на использовании структурных карт отражающих горизонтов и составленных по ним границ области подбора кровли соли. Более тщательный анализ можно провести, привлекая глубинные и временные сейсмические разрезы. Сопоставление полученных данных с сейсмическими разрезами требует значительных затрат времени и высокой квалификации геофизика в области интерпретации сейсмических материалов. В связи с этим тщательное рассмотрение результатов решения обратной задачи гравиразведки по сейсмическим профилям следует выполнять на значительном этапе моделирования, когда возможности необходимой корректировки исходных данных по картам исчерпаны. Даже если в це-

лом по площади достигнуто удовлетворительное совпадение исходного поля с подобранной моделью, все-таки полезно рассмотреть полученные результаты по всем сейсмическим профилям. В этом случае, с одной стороны, выполняется последняя корректировка пространственной модели кровли соли, а с другой — при необходимости вносятся исправления в интерпретацию сейсмических материалов.

В комплекс программ объемного геологического моделирования входит программа рисовки на графопостроителе геолого-геофизических разрезов, на которые выносятся подобранная контактная поверхность и необходимый набор графиков гравитационных аномалий. Для анализа эти разрезы совмещаются с глубинными сейсмическими. Важный дополнительный материал можно получить, если после подбора кровли соли в пределах заданной области выполнить несколько циклов решения обратной задачи гравиразведки, расширив область подбора и не используя при этом точные данные о глубинах до кровли соли. В результате можно добиться почти полной компенсации интерпретируемых аномалий. Совмещение с сейсмическим разрезом двух вариантов кровли соли позволяет оценивать степень нарушения кровлей соли границ области подбора при полной или почти полной компенсации гравитационного поля. Одновременно по графику нескомпенсированного поля видно, насколько модель, соответствующая данным сейсморазведки, противоречит гравитационно-полю.

На основании указанных материалов требуется выполнить наиболее ответственный этап интерпретации — принять компромиссное решение о положении кровли соли, в наименьшей степени противоречащем волновому и гравитационному полям. Формализация этой задачи с целью создания алгоритма и программы ее решения вряд ли возможна. Здесь необходима тщательная оценка надежности данных сейсморазведки и гравиразведки. Отдавая предпочтение сейсморазведочной информации, следует учитывать возможные грубые ошибки этого метода: структурные построения по кратным отражениям, неверная стратификация отражающих горизонтов, построение боковых отражений в плоскости разреза, недоучет влияния соли при построении подсолевых горизонтов. Интерпретация временных разрезов иногда затруднена сложноотраженными волнами, формирующимися вдоль плоскости крутого уступа соли. Относительно непротяженные оси синфазности могут возникать случайно в результате сложных преобразований исходных данных на ЭВМ. По этой же причине возможны "затяжки" наблюдаемых на временных разрезах волн за пределы отражающей границы в направлении сброса или крутого уступа соли. Выше уже отмечалась возможность при корреляции ошибочного перехода с VI на V отражающий горизонт в зоне второго крутого уступа соли, что обусловлено предъюрским размывом кунгурской соли в сводах куполов. При сопоставлении результатов интерпретации гравитационного поля с временными разрезами особое внимание следует уделять положению сейсмического профиля относительно поднятий соли в плане. Сложные конфигурации соляного штока могут создать условия, когда даже профили, проложенные перпендикулярно к основному направ-

лению простирания поднятия, на отдельных участках проходят параллельно некоторым осложнениям крутых склонов соли. В результате фиксируются волны, отраженные от кровли соли не в плоскости разреза по профилю (боковые волны). Ошибочная интерпретация таких осей синфазности может привести к сложным затяжкам кровли соли в сторону мульд, сложенных надсолевыми отложениями. Все эти сейсмогеологические особенности Прикаспийской впадины должны учитываться при изучении противоречий гравитационного поля структурным построением по сейсмическим материалам.

Комплексная интерпретация гравиразведочных и сейсморазведочных материалов не ограничивается отбраковкой отражений, ошибочно отождествленных с кровлей кунгурской соли. Следующим этапом анализа результатов решения обратной задачи гравиразведки является изучение волнового поля на участках сейсмических профилей, где ранее отражения от кровли соли не выделялись. Для этого кровля соли, полученная при решении обратной задачи гравиразведки, совмещается с волновым полем на временных разрезах и вблизи нее, в интервале времен, соответствующем мощности 0,5–1 км, делается попытка выделить характерные для VI отражающего горизонта оси синфазности. Если такие волны удастся выделить, построенная по ним граница принимается за окончательное положение кровли соли на соответствующих участках разреза.

Измененные в результате комплексной интерпретации глубины до кровли соли вносятся в соответствующие числовые матрицы геометрической модели. При значительном количестве таких изменений числовая матрица глубин до кровли соли может быть сформирована заново с использованием программы интерполяции. После внесения исправлений в геометрическую модель следует выполнить две-три итерации решения обратной задачи гравиразведки.

8.3. Возможность выделения и моделирования соляных карнизов

Соляные купола, осложненные карнизами, нельзя описать одной контактной поверхностью, поэтому без специальных методических приемов не представляется возможным использовать программу решения обратной задачи гравиразведки для моделирования таких куполов. Прежде чем выработать методику моделирования соляных карнизов, необходимо оценить принципиальные возможности гравиразведки решать такую задачу — возможность выделения локальных аномалий, обусловленных соляными карнизами. С этой целью выполнены специальные исследования на модели, имитирующей поднятие соли, осложненное карнизом (рис. 33, а и б). Для этого тела решена прямая задача гравиразведки, и полученная аномалия использована в качестве исходного поля при исследовании возможности изучения гравиразведкой соляных куполов, осложненных карнизами. При решении прямой задачи гравиразведки соляной шток купола был разделен на три тела, каждое из которых можно описать одной контактной поверхностью — это кровля соли в своде куполов, по-

верхность нижней кромки карниза и глубокопогруженная часть купола. При решении прямой задачи учтено уплотнение надсолевых отложений с глубиной от 2,2 до 2,7 г/см³ с градиентом 0,1 г/см³ на 1 км, плотность соли принята 2,2 г/см³.

Выполнены три варианта решения обратной задачи гравirazведки. Во всех случаях принималось, что избыточная плотность надсолевых отложений точно известна. При первом варианте решения обратной задачи предполагалось, что о соляном штоке кроме плотности известны лишь пределы глубин залегания кровли соли — от 0,5 до 5 км. Обратная задача решалась для одной контактной поверхности, модель первого приближения заменена плоскостью на глубине 3 км. Выполнены всего пять итераций, и среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля уменьшилось от ± 14 до $\pm 0,4$ мГал. Сопоставление гравитационного поля, рассчитанного от подобранной модели, с исходным говорит о высокой точности их совпадения (рис. 33, *з*). Соответствие полученной контактной поверхности глубокопогруженной части купола удовлетворительное, однако в сводовой части купола наблюдаются недопустимые отклонения подобранной модели от исходной (рис. 33, *а* и *в*). Таким образом, найдена модель купола без карниза, поле от которой практически точно совпадает с полем, созданным куполом, осложненным соляным карнизом. Из этого становится совершенно очевидным, что без дополнительной информации невозможно какими-либо методами по гравитационному полю установить осложнение купола соляным карнизом.

При втором варианте интерпретации предполагалось, что в сводовой части купола имеются точные данные о положении кровли соли до глубины 0,8 км. Отметим, что такие условия вполне отвечают реальным, так как именно в сводах куполов до глубин 1 км наиболее надежные данные сейсморазведки о строении кровли свода. При решении обратной задачи гравirazведки глубины до кровли соли в своде купола считались известными и в процессе подбора контактной поверхности на этом участке не менялись. Были выполнены шесть итераций, но среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля не стало меньше $\pm 2,5$ мГал и в двух последних итерациях практически не менялось. В западной части площади модели выделяется локальный максимум нескомпенсированного поля (рис. 34, *б*), в плане совпадающий с участком соляного карниза. Интенсивность этого максимума достигает 10 мГал, в то время как при подборе соли без "закрепления" свода максимальные значения нескомпенсированного поля едва превышали 1 мГал (см. рис. 33, *з*). Локализованный максимум нескомпенсированного поля обусловлен гравитационным влиянием надсолевых отложений, залегающих под соляным карнизом, и является признаком существования такого осложнения склона соли. Надежность этого признака тем выше, чем достовернее данные о строении свода соли на участке карниза; интенсивность максимума зависит от объема масс надсолевых отложений, залегающих под прослеженной сейсморазведкой верхней кромки карниза. Отметим, что подобранная контактная поверхность удовлетворительно характеризует строение под-

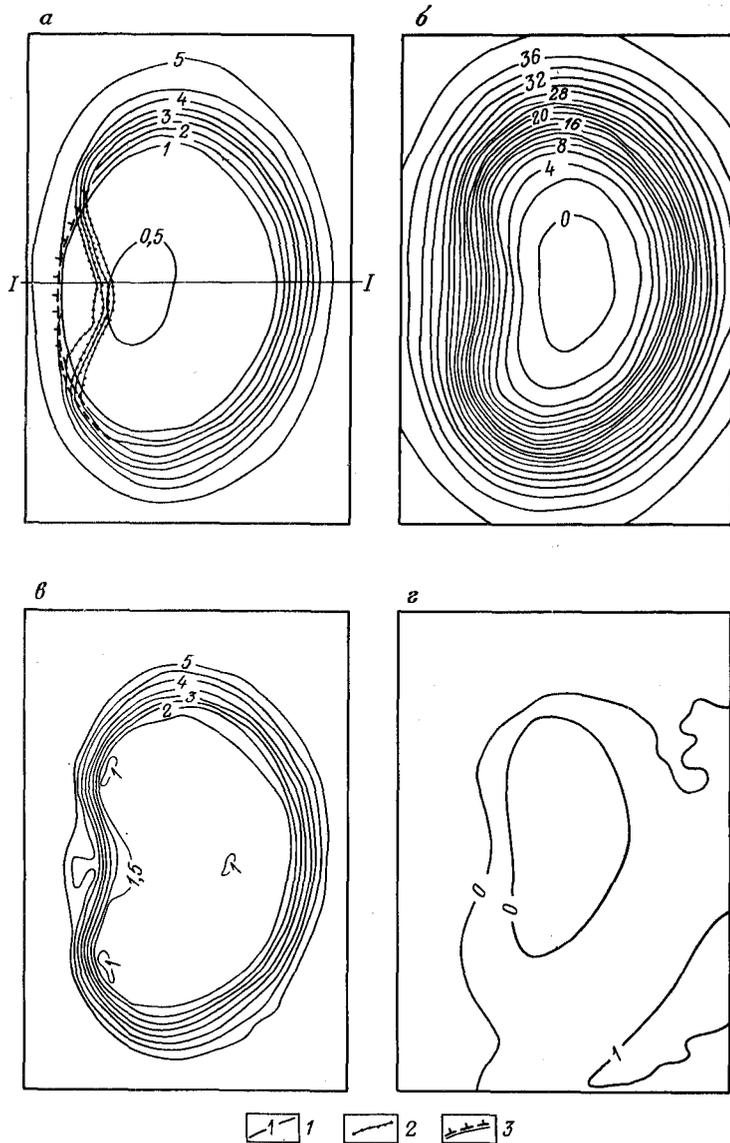


Рис. 33. Результаты моделирования купола с соляным карнизом без использования данных о строении свода.

а — исходная модель: 1 — изогипсы по кровле соли, 2 — то же, под соляным карнизом, 3 — крутой уступ соли; *б* — гравитационное поле от исходной модели; *в* — подобранная модель; *з* — нескомпенсированное поле

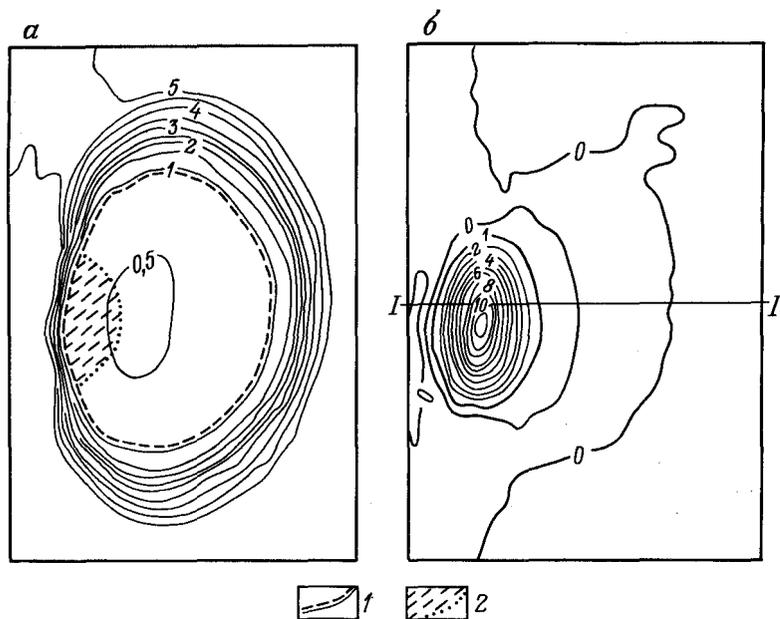


Рис. 34. Результаты моделирования купола одной контактной поверхностью с учетом данных о строении свода соли.

a — структурная карта кровли соли: 1 — контур свода соли, 2 — предполагаемая площадь карниза; *б* — нескомпенсированное поле

нятия соли, за исключением его сложного западного склона (см. рис. 33, *a* и рис. 34, *a*).

На основании выявленного максимума нескомпенсированного поля в западной части свода выдвинуто предположение о существовании карниза и сделана попытка его моделирования. Модель купола, полученная в результате второго варианта решения обратной задачи гравirazведки, была разделена на две контактные поверхности горизонтальной плоскостью на уровне 1,5 км. Формирование числовых матриц, описывающих эти контактные поверхности, осуществлено с помощью программы логических и арифметических действий над матрицами. Выполнены две операции: контроль на максимальное и минимальное значения, при этом в качестве предельного значения в обоих случаях использована величина 1,5 км. Далее обратная задача решалась по программе для многослойных моделей. Верхняя контактная поверхность корректировалась лишь в полосе склонов, в пределах глубин 0,8–1,5 км. Это достигалось закреплением глубин в своде купола и ограничением области подбора снизу глубиной 1,5 км. При корректировке второго слоя поправки в срез купола на уровне 1,5 км не вносились, за исключением участка предполагаемого карниза, контур которого определялся максимумом нескомпенсированного поля (см. рис. 34, *a*). Для этого в соответствии с требованиями программы был задан контур корректировки. После трех итераций среднее

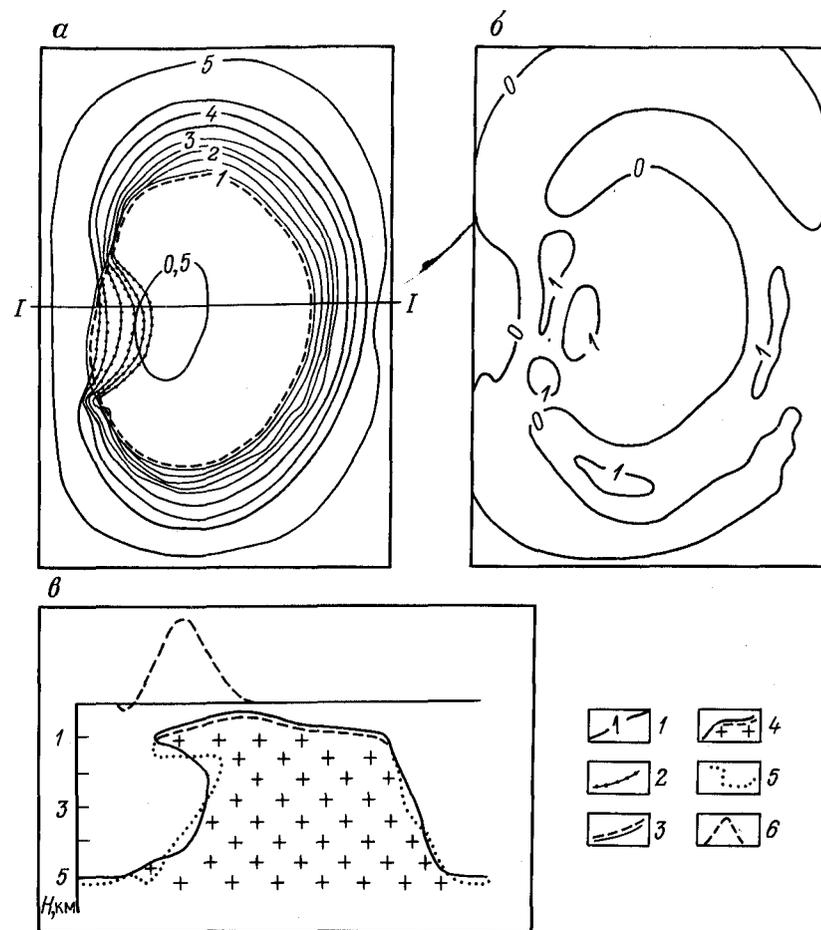


Рис. 35. Результаты моделирования купола двумя контактными поверхностями с учетом данных о строении свода соли.

a — структурная карта кровли соли: 1 — изогонсы по кровле соли, 2 — то же, под соляным карнизом, 3 — контур свода соли; *б* — нескомпенсированное поле; *в* — разрез по линии I—I: 4 — соляной шток исходной модели, 5 — подобранная граница соли, 6 — график нескомпенсированного поля для одной контактной поверхности

квадратическое значение нескомпенсированного поля уменьшалось до $\pm 0,55$ мГал, при этом максимальная ошибка подбора поля не превышала 1,5 мГал (рис. 35, *a* и *б*). Полученная модель купола удовлетворительно совпадает с исходной и отражает соляной карниз на западном склоне (рис. 35, *в*). Столь удовлетворительный результат объясняется правильным выбором уровня нижней кромки карниза, для чего на практике обычно нет априорных данных. Поэтому можно считать, что установление факта существования карниза может быть достаточно достоверным, но определение его формы в большинстве случаев вряд ли надежно.

8.4. Примеры объемного моделирования кунгурской соли

Уральский участок

Уральский участок расположен вблизи северной внутренней прибортовой части Прикаспийской впадины. Подсолевые отложения P_1 погружаются здесь в южном направлении от 4,5 до 7 км. На этой площади интенсивно развита соляная тектоника — в пределах участка расположены более десяти солянокупольных структур и приблизительно столько же межкупольных мульд. Перед интерпретацией гравитационного поля из него было исключено влияние подсолевого ложа. Данными сейсморазведки МОВ освещено строение сводовых частей большинства куполов. Сведений о глубинах до кровли соли в межкупольных зонах, на склонах куполов и даже в сводовых частях некоторых поднятий нет.

Для решения обратной задачи гравиразведки первое приближение рельефа кровли соли сформировано с помощью программы корреляционно-интерполяционного прогноза. Прогноз выполнялся по гравитационному полю. В качестве эталонных использовались точки, выставленные в центральных частях интенсивных минимумов и максимумов. В пределах гравитационных минимумов, освещенных сейсморазведкой, соль залегает на глубине 0,3–0,7 км. Там, где сейсмические работы не проведены, глубина до кровли соли в центральных частях минимумов задана предположительно равной 0,4 км. В центрах межкупольных зон глубина до кровли соли определялась на основании результатов бурения в различных частях Прикаспийской впадины. По этим данным мощность соли в межкупольных зонах, отображаемых интенсивными максимумами силы тяжести, измеряется первыми сотнями метров. На основании этого глубина до кровли соли предположительно определена по данным о первом подсолевом горизонте с учетом его стратиграфической привязки и мощности соли, равной 0,5 км. Всего выставлены 23 эталонные точки. Разделение гравитационного поля по методу КОМР и прогноз рельефа кровли соли корреляционно-интерполяционным способом выполнялись с аппроксимацией фоновой составляющей полиномами первой–четвертой степеней. Коэффициент корреляции остаточной составляющей и глубин был соответственно 0,92; 0,95; 0,96; 0,98, а средняя квадратическая ошибка прогноза глубин — 1,4; 1,1; 1,0; 0,42 км. Интересно, что карты изоглубин кровли соли, полученные с использованием блока увязки при первой–третьей степенях фонового полинома, различаются незначительно. При четвертой степени фонового полинома в северной части участка получена сплошная полоса неглубокого залегания соли, качественно не соответствующая характеру интерпретируемого поля, что объясняется "завалом" фонового полинома. Прогнозирование соли без блока интерполяции в данном случае совершенно неприемлемо, так как отклонения от заданных глубин нередко превышают 2 км, а в пределах гравитационных минимумов глубины принимают иногда отрицательные значения.

Можно предположить, что значительные отклонения прогнозных глубин от эталонных связаны с неточными данными об этих глубинах. Для проверки этого предположения выполнен специальный эксперимент.

От кровли соли, полученной корреляционно-интерполяционным способом, рассчитано аномальное поле силы тяжести с учетом переменной плотности надсолевых отложений. По полученному полю проведено исследование точности прогноза глубин до соли с помощью КОМРа. Использованы те же эталонные точки, что и при интерпретации наблюдаемого поля, но глубины до соли при эксперименте на модели были точными. Так как фоновая составляющая в рассчитанном поле отсутствовала, использовался фон не сложнее полинома первой степени. Ошибка прогноза в эталонных точках оказалась равной 1,2 км. Сопоставляя этот результат с данными, полученными на практическом материале, можно сделать вывод, что ошибка прогноза на участке обусловлена в основном не точностью данных в эталонных точках, а сложностью рельефа кровли соли и переменной плотностью надсолевых отложений.

При решении обратной задачи гравиразведки за первое приближение рельефа кровли соли взята модель, полученная корреляционно-интерполяционным способом с аппроксимацией фона полиномом второй степени (рис. 36). На первом этапе решения обратной задачи область подбора кровли соли ограничивалась сверху глубиной 0,2 км, а снизу — поверхностью первого подсолевого горизонта. Фон определялся методом полиномов в скользящем окне размером 40 x 40 км. Степень полинома вторая. После пяти итераций среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля снизилось от $\pm 3,3$ до 0,7 мГал. После этого подбор кровли соли был продолжен с использованием данных сейсморазведки о глубинах до кровли соли. Выполнены две итерации. Среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля сначала увеличилось до 1,3

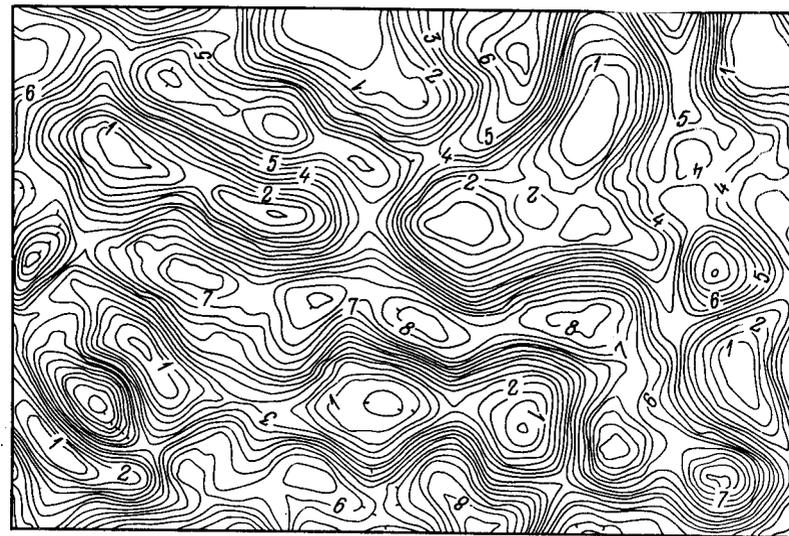


Рис. 36. Результаты корреляционно-интерполяционного прогноза кровли соли участка Уральский

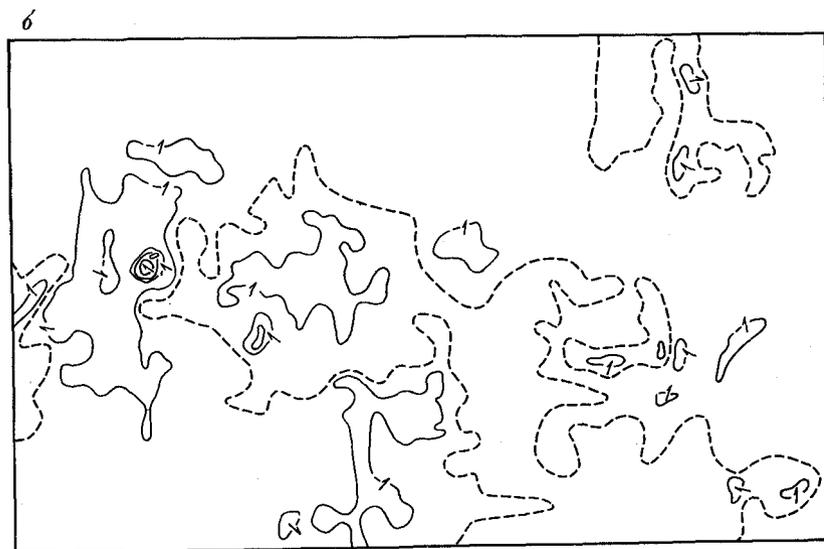
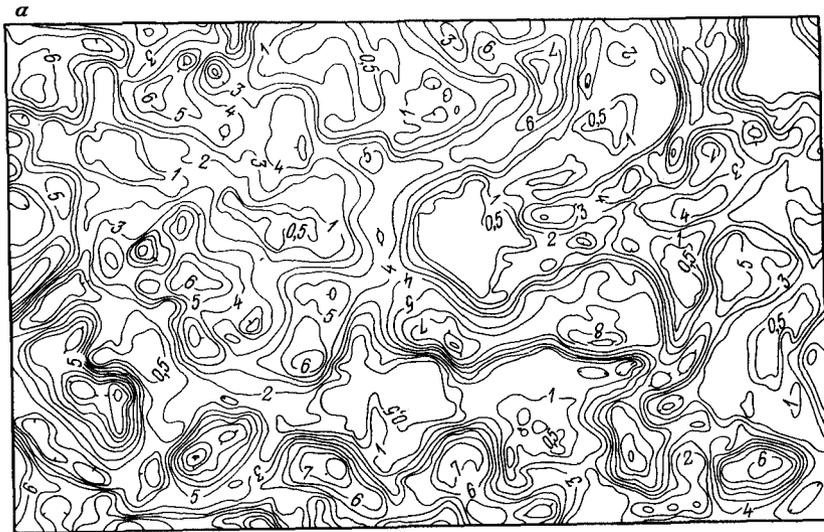


Рис. 37. Результаты решения обратной задачи гравirazведки участка Уральский.
 а – рельеф кровли соли, б – некомпенсированное поле

мГал, а на следующей итерации снизилось до 0,8 мГал. Полученный вариант структурной карты принят как окончательный на данном этапе исследований (рис. 37).

Сопоставляя структурные карты, полученные путем решения обратной задачи гравirazведки и корреляционно-интерполяционным способом,

нетрудно заметить, что по данным решения обратной задачи склоны соли более крутые (иногда крутизна максимально возможная для описания модели принятой густой сети), межкупольные зоны осложнены несколькими прогибами, соляные отроги имеют более рельефную форму, в некоторых мульдах выделяются небольшие глубокопогруженные поднятия, конфигурация сводов куполов в плане изрезанная. Все это характерно для морфологии соли Прикаспийской впадины. На структурной карте по кровле соли, составленной по результатам решения обратной задачи гравirazведки, выделены два участка, осложненные глубокопогруженными поднятиями, которые рекомендованы для детальных сейсмических исследований как перспективные на поиски залежей нефти и газа в надсолевых отложениях. Эти поднятия слабо проявляются в наблюдаемом поле и не локализовались при трансформациях исходных аномалий.

Актюбинский участок

Актюбинский участок расположен в восточной части Прикаспийской впадины. Анализ наблюдаемых аномалий совместно с картами регионального поля и локальных составляющих, а также сопоставление их с данными сейсморазведки и геологического картирования позволяет разделить рассматриваемый участок на три области с нечеткими границами: 1) относительно спокойного поля, расположенную в восточной окраинной части участка; 2) линейно-вытянутых меридиональных аномалий; 3) сложного поля, охватывающую западную часть площади.

В пределах области относительно спокойного гравитационного поля аномалии расположены без заметных закономерностей, амплитуды их небольшие, форма в плане изрезанная. Подсолевые отложения залегают здесь на небольших глубинах (2–2,5 км), соляная тектоника проявляется слабо. Западнее этой области подсолевые отложения погружаются от 2,5 до 4–4,5 км. Преобладающее число аномалий группируются в линейно-вытянутые протяженные зоны, простирающиеся в субмеридиональном направлении. Максимумы и минимумы простираются вдоль этих зон, редкие изометричные аномалии, не нарушая закономерностей поля, располагаются на продолжении осей линейно-вытянутых зон. Характер гравитационного поля согласуется с закартированными геологической съемкой линейными складками в мезозойском комплексе и соответствует соляным грядам, фиксируемым сейсморазведкой зонами потери корреляции надсолевых отложений. Своды гряд осложнены отдельными поднятиями соли, в пределах которых прослеживаются отражения от кровли соли. Для западной части участка, где подсолевые отложения залегают на глубине 4,5–5,5 км, характерно хаотическое простирание аномалий и наличие максимумов и минимумов, элементы которых меняют простирание от меридионального до широтного. Нарастание интенсивности соляной тектоники в западном направлении отражается в гравитационном поле увеличением амплитуд локальных максимумов и минимумов.

Решение обратной задачи гравirazведки выполнялось в несколько этапов. Так как исследованная площадь охватывает области с различной интенсивностью проявления соляной тектоники, корреляционно-

интерполяционный прогноз для формирования первого приближения рельефа кровли соли оказался неэффективным. В связи с этим первое приближение числовой модели глубин до кровли соли было сформировано путем деления на две глубины до подсолевого ложа. Столь упрощенная модель отражает лишь региональную структуру соли, и ее использование способствует более правильному разделению интерпретируемого поля — низкочастотная составляющая поля, обусловленного кунгурской солью, при решении обратной задачи гравиразведки не будет включена в исключаемый региональный фон.

На первом этапе решения обратной задачи область подбора кровли соли ограничивалась дневной поверхностью и первым подсолевым горизонтом. Было выполнено пять итераций, в результате чего средняя квадратическая ошибка приближения поля уменьшилась от 4,8 до 1,1 мГал. На втором этапе было введено дополнительное ограничение области подбора сверху. Карта минимально допустимых глубин была составлена по материалам сейсморазведки, как поверхность наиболее глубоких из прослеживаемых надсолевых горизонтов. С использованием этого ограничителя были выполнены две итерации. Ошибка подбора поля вначале увеличилась до 1,28, но затем уменьшилась до 1,1 мГал. Таким образом, в пределах заданной области подбора можно получить форму кровли соли, достаточно точно соответствующую гравитационному полю. Однако после увязки контактной поверхности с картой кровли соли, составленной по данным сейсморазведки, несоответствие расчетного поля исходному резко увеличилось — среднее квадратическое значение некомпенсированных аномалий составило 1,4 мГал, при этом отдельные экстремумы достигли 8–10 мГал.

Интенсивные максимумы некомпенсированных аномалий расположены в пределах контуров сводов поднятий соли, выделенных на структурных картах по отражающему горизонту VI. Анализ сети сейсмических профилей показал, что многие из таких максимумов совпадают с межпрофильными интервалами, что дает основание считать недостаточно обоснованной межпрофильную интерполяцию данных сейсморазведки. Примером может служить структура Ирмамбет, где максимум некомпенсированного поля интенсивностью до 7 мГал расположен на участке отсутствия сейсмических профилей (рис. 38, а). Корреляция поднятий соли между сейсмическими разрезами из-за редкой сети профилей на этом участке неоднозначна. Выделенный на структурной карте по отражающему горизонту VI узкий свод соли, приуроченный к максимуму некомпенсированного поля, нельзя считать достоверным. Поэтому из массива жестких точек были исключены точки, описывающие этот свод в удалении от сейсмических профилей. При повторном решении обратной задачи гравиразведки была получена модель рельефа кровли соли, не противоречащая данным сейсморазведки по отработанным профилям, при этом некомпенсированное поле не превышает 1,5 мГал (рис. 38, б). Новый вариант модели рельефа соли весьма существенно отличается от структурных построений, выполненных только по сейсмическим материалам. Так, на площади ошибочно закартированного свода поднятия соли фикси-

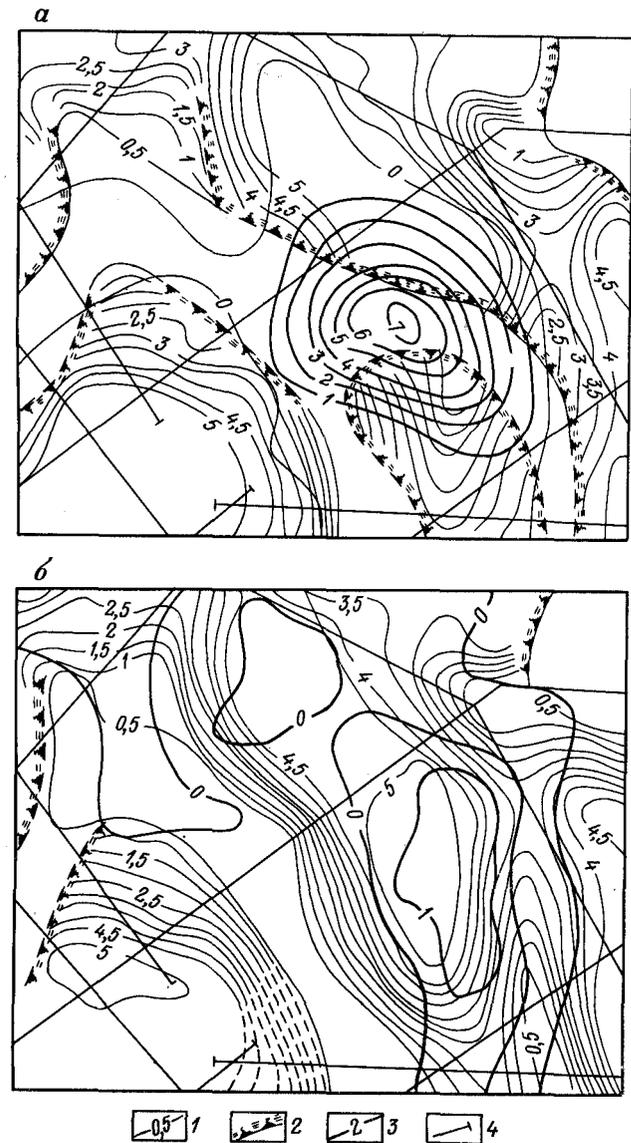


Рис. 38. Результаты моделирования кровли соли структуры Ирмамбет. а — при ошибочной межпрофильной интерполяции данных сейсморазведки, б — после исключения ошибки в межпрофильной интерполяции, 1 — изогипсы по кровле соли, 2 — крутые уступы соли, 3 — изоаномалы некомпенсированного поля, 4 — сейсмические профили

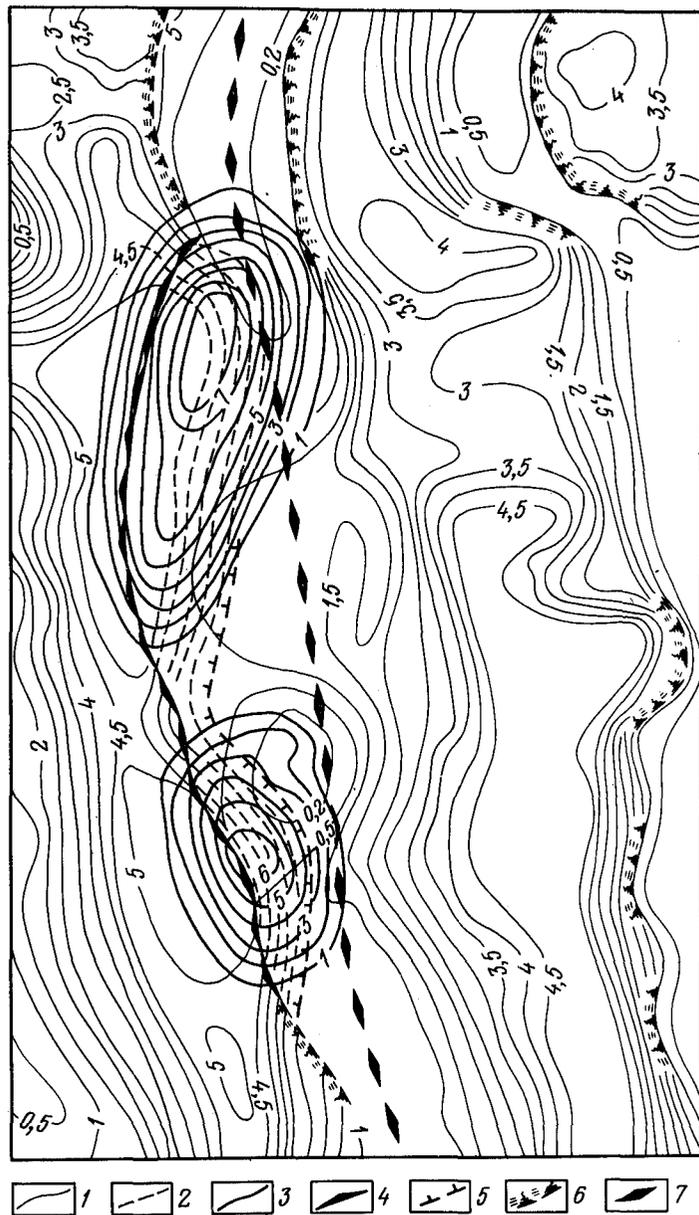


Рис. 39. Результаты моделирования кровли соли структуры Кундактакыр. Изогипсы: 1 — по кровле соли, 2 — под соляным карнизом; 3 — изоаномалы некомпенсированного поля; 4 — кромка карниза; 5 — внутренняя граница карниза; 6 — крутые уступы соли; 7 — ось линейно-вытянутой отрицательной аномалии

руется глубокий прогиб, в котором мощность соли не превышает первых сотен метров.

Некоторые из максимумов некомпенсированного поля тяготеют к краевым частям соляных гряд. Наблюдается смещение сводовых частей куполов относительно оснований поднятий соли. Густая сеть сейсмических профилей и уверенное прослеживание отражающего горизонта VI в сводах куполов дают возможность объяснить такие максимумы некомпенсированного поля только наличием соляных карнизов.

Наиболее уверенно соляные карнизы выделены на структуре Кундактакыр (рис. 39), расположенной в пределах протяженной линейно-вытянутой отрицательной аномалии, обусловленной соляной грядой. Два интенсивных максимума некомпенсированного поля локализовались здесь западнее осевой линии этой аномалии. Неглубоко залегающий свод соли на этом участке, изгибаясь в западном направлении, смещается относительно осевой части гравитационного минимума. От смещенного свода соль в восточном направлении погружается полого до глубины 1,5 км, образуя террасу, которой в надсолевых отложениях соответствует мульда, сложенная палеогеновыми породами. Такие мульды, называемые мульдами проседания, характерны для сводовых частей солянокупольных структур, они, как и в данном случае, обычно приурочены к центральным частям гравитационных минимумов, отображающих поднятия соли. Можно предположить, что палеогеновая мульда сформировалась в результате оттока соли в западном направлении, где в результате образовался соляной карниз. В плане карниз разделяется узким пережимом на две части, которым соответствуют максимумы некомпенсированного поля. Для доказательства связи этих максимумов с соляным карнизом сделаны дополнительные вычисления.

На глубине 1,5 км соляное тело разделено горизонтальной плоскостью на две части. Вычислений от верхней части соли гравитационный эффект исключен из гравитационного поля. По остаточному полю выполнено несколько циклов решения обратной задачи гравиразведки для нижней части соли. В результате получена форма поверхности соли под карнизом, при этом интерпретируемое поле удовлетворительно совпало с расчетным ($\pm 0,9$ мГал), а интенсивные максимумы практически полностью скомпенсировались. Полученный рельеф кровли соли под карнизом вряд ли можно считать достаточно достоверным, так как он соответствует малообоснованной глубине нижней кромки карниза, равной 1,5 км.

Эмбинский участок

Эмбинский участок расположен в юго-восточной части Прикаспийской впадины, в зоне интенсивного развития соляной тектоники. Подсолевые отложения залегают на глубине около 5,5 км, полого погружаясь в северо-западном направлении. Моделирование рельефа кровли соли на этом участке выполнялось одновременно с интерпретацией материалов поисковых и детальных сейсмических исследований методом ОГТ. Гравитационное поле использовалось не только для составления структурной карты по кровле соли, увязанной с данными сейсморазведки,

но и для получения дополнительной информации при интерпретации сейсмических разрезов. В связи с этим решение обратной задачи гравиразведки на первом этапе выполнялось с ограниченным использованием данных сейсморазведки.

Моделью первого приближения кровли соли была горизонтальная плотность, расположенная на глубине 2,5 км. После пяти итераций среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля снизилось до 0,99 мГал. С использованием предварительных данных сейсморазведки о глубинах до кровли соли в сводах куполов был сформирован массив опорных (интерполяционных) точек. Увязка модели с опорными точками привела к увеличению средней квадратической ошибки подбора до 1,35 мГал. В результате трех итераций эту ошибку удалось уменьшить до 0,76 мГал. Полученная модель тщательно сопоставлялась с сейсмическими разрезами. Анализ сейсмических материалов позволил на некоторых крыльях куполов и в межкупольных мульдах вблизи прогнозного положения кровли соли выделить в волновом поле оси синфазности, которые предположительно отождествлены с отражающим горизонтом VI. Так, на профиле 30 (рис. 40) в интервале ПК 360–460 отражающий горизонт VI на первом этапе интерпретации сейсмических материалов выделен не был. При тщательном анализе волнового поля совместно с годографом t_0 , вычисленным в результате решения прямой задачи сейсморазведки для прогнозной кровли соли, полученной по гравиметрическим данным, выделены протяженные соли синфазности, отождествленные с VI отражающим горизонтом. Время регистрации этих отражений хорошо совпадает с расчетным. Даже "петля", полученная на расчетном годографе, проявляется в волновом поле. На многих сейсмических профилях ряд непротяженных отражающих площадок, стратифицированных на предварительном этапе интерпретации как кровля соли, были отбракованы на основании значительных отклонений от глубин, полученных при решении обратной задачи гравиразведки. Результатами интерпретации гравитационного поля подтверждено отождествление с кровлей соли многих отражающих площадок, которые недостаточно надежно увязывались со сводами куполов из-за зон потерь корреляции.

После совместного анализа результатов решения обратной задачи гравиразведки с волновым полем по сейсморазведочным профилям ОГТ были построены окончательные сейсмические разрезы и на их основе составлена карта рельефа кровли соли, которая использовалась для формирования массива жестких точек (точек присвоения). Решение обратной задачи гравиразведки продолжено с использованием этих данных. Минимальное среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля, которое удалось получить, 0,9 мГал. Необходимо отметить, что полученная структурная карта кровли соли из-за относительно редкой сети описания модели не отражает некоторые детали рельефа этого горизонта, зафиксированные сейсморазведкой. Для исключения этого недостатка карта отредактирована с использованием данных сейсморазведки.

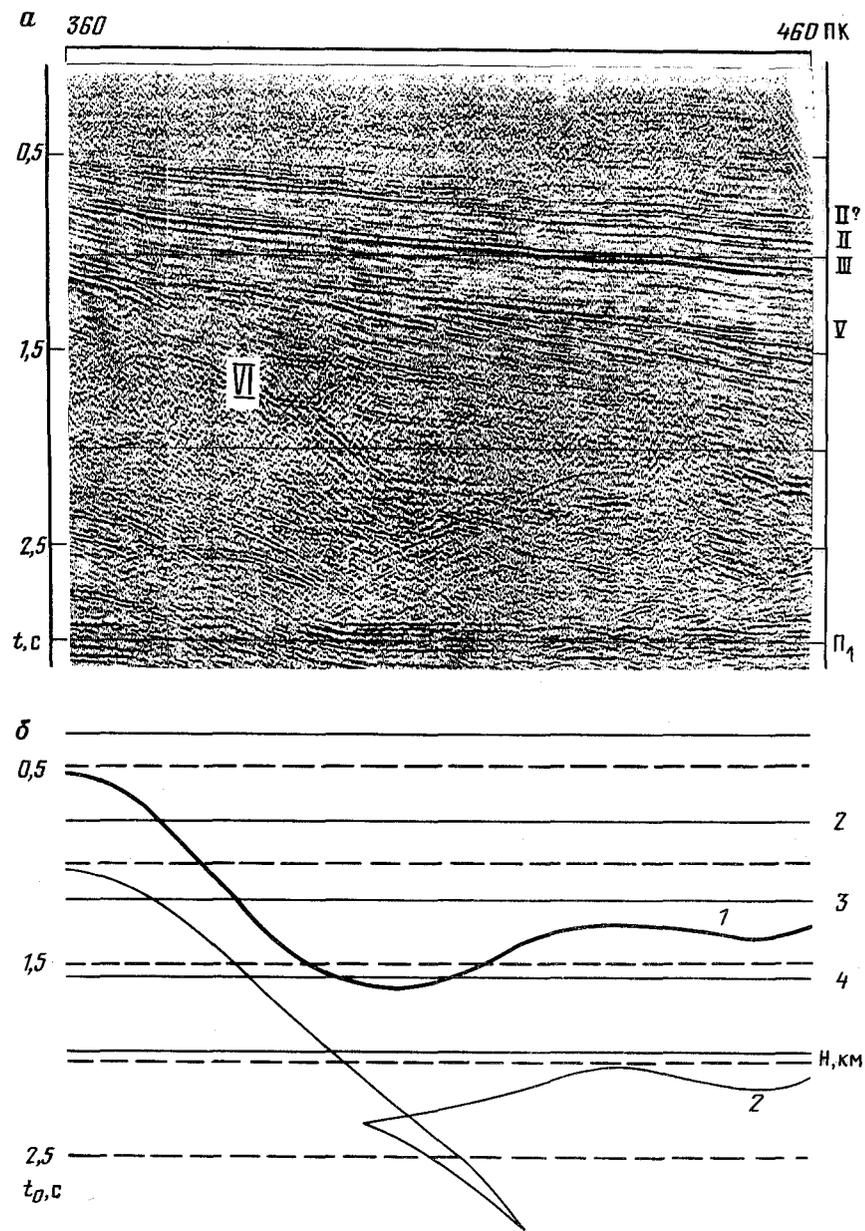


Рис. 40. Результаты комплексной интерпретации материалов сейсморазведки и гравиразведки по профилю 30.

a — временной разрез ОГТ, VI — отражения от кровли соли, выделенные после совместного анализа сейсмических и гравиметрических материалов; *b* — кровля соли по результатам решения обратной задачи гравиразведки (разрез): 1 — поверхность кровли соли, 2 — годограф t_0

Жаназолский участок расположен в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины. Эффективность гравirazведки в прибортовых зонах впадины невысока из-за сложности геолого-геофизических условий этих районов. Затухание соляной тектоники приводит к значительному уменьшению амплитуд локальных аномалий, однако интенсивность их остается достаточной для надежного детального изучения гравиметрическими съемками. Неглубокое залегание подсолевых отложений при невысокой интенсивности аномалий, обусловленных солью, казалось бы, создает предпосылки для использования гравirazведки с целью изучения подсолевых структур, однако выклинивание галогенных отложений, замещение их терригенными и особенно высокоплотными сульфатными образованиями приводит к неоднозначному определению природы наблюдаемых аномалий. В таких случаях детерминированные способы интерпретации гравитационного поля могут дать ложную геологическую информацию. Более обоснованные результаты можно ожидать от статистических методов, в частности от корреляционно-интерполяционного прогноза, который не требует знания физических свойств пород, а предполагает использование конкретных данных о глубинах до изучаемого горизонта непосредственно на интерпретируемом участке. Этот метод был опробован на Жаназолском участке для моделирования рельефа подсолевых отложений на стадии разведки структуры.

На выявленной сейсморазведкой подсолевой структуре Жаназол установлена промышленная нефтеносность. Здесь к моменту проведения эксперимента было пробурено 20 глубоких скважин, вскрывших продуктивную толщу на глубинах 2,4 км и более. В процессе бурения были установлены существенные отклонения структурного плана поднятия от данных сейсморазведки. Трудность изучения подсолевых отложений сейсморазведкой связана с непостоянством средних скоростей и практической невозможностью непрерывной уверенной корреляции отражений. Так как средняя скорость в значительной степени зависит от мощности кунгурской соли, а последняя отражается в гравитационном поле, можно ожидать, что аномалии силы тяжести несут информацию об изменении средней скорости. На основании этого при корреляционно-интерполяционном прогнозе рельефа подсолевых отложений в качестве прогнозирующих параметров использовались времена регистрации отражений t_0 от горизонта Π_2 и гравитационное поле. С помощью этих данных выполнялся прогноз глубин нефтесодержащего коллектора, вскрытого двадцатью глубокими скважинами.

В процессе эксперимента (рис. 41) имитировался прогноз глубин вскрытия коллектора разведочными скважинами в порядке их фактического бурения. Прогноз начат с десятой бурившейся скважины (скв. 26), при этом в качестве эталонных использован девять скважин, т.е. практически минимальное число для описания фона полиномом второй степени. Прогноз глубины в следующей бурившейся скв. 22 выполнен с включением в эталонную выборку результатов бурения скв. 26. Таким

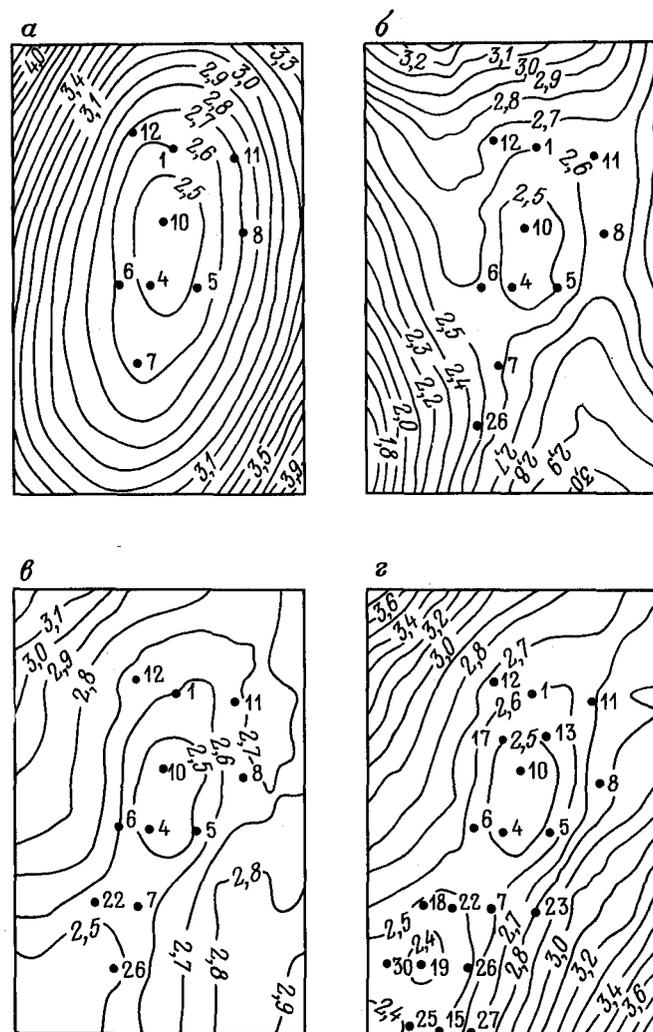


Рис. 41. Результаты прогнозирования подсолевых отложений корреляционно-интерполяционным методом.

Прогнозные карты, полученные с использованием эталонных скважин (точки с цифрами): а – 9-ти, 10-ти, б – 11-ти, г – 20-ти

образом, выполнен прогноз глубин для 11 скважин. Средняя квадратическая ошибка прогноза оказалась равной 110 м.

Принципиальное расхождение данных бурения с результатами интерпретации сейсмических материалов заключается в том, что в южной части участка фактическое положение свода поднятия оказалось существенно смещенным на юго-запад. Даже после установления этого расхождения не удалось по данным сейсморазведки получить вариант структурной

карты, соответствующий данным бурения. На рис. 41 показаны результаты нескольких этапов корреляционно-интерполяционного прогноза. Уже при использовании 10-ти эталонных скважин (второй шаг прогноза) получена структурная карта, указывающая на смещение южного свода в западном направлении. Эта качественная характеристика осталась неизменной до конца эксперимента. Анализ прогнозных карт показывает, что при использовании такой информации 11-ю разведочную скважину следовало бы заложить не в точке скв. 22, как это было сделано фактически, а сместить ее в направлении прогнозируемого поднятия на запад, что приблизительно соответствует положению скв. 30. Был выполнен экспериментальный прогноз с использованием 11-ти эталонных скважин, при этом скв. 22 была заменена на скв. 30. Полученная прогнозная структурная карта качественно полностью отражает морфологию структуры по данным 20-ти глубоких скважин.

9. ОБЪЕМНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В РУДНЫХ РАЙОНАХ

К настоящему времени практически исчерпан фонд рудных месторождений, выходящих на поверхность современного эрозионного среза. В связи с этим встала задача изучения глубинного строения рудных районов, для решения которой развивается новое направление геолого-поисковых работ — объемное геологическое картирование, включающее основные этапы: 1) подготовительный; 2) полевой; 3) моделирование; 4) проверка моделей бурением и их уточнение [28]. В подготовительный период выполняется сбор и изучение геолого-геофизических материалов предшествующих работ с целью выбора видов и определения объемов полевых исследований. В период проведения этих работ целесообразно начать накопление на машинных носителях исходной геолого-геофизической информации для последующего ее использования при конструировании объемной геологической модели с помощью ЭВМ. На этом этапе следует проводить исследовательские работы по выработке основных элементов методики объемного геологического моделирования. Это облегчит и сократит календарные сроки выполнения работ третьего этапа объемного геологического картирования.

В комплекс полевых работ входят обычно поверхностная геологическая съемка (или ревизия такой съемки, если она проведена ранее), детальные геофизические исследования и значительный объем бурения глубоких картировочных скважин, вскрывающих коренные породы на многие сотни метров (при обычном геологическом картировании бурение скважин по коренным породам ограничивается первыми десятками метров).

Конечной целью объемного геологического картирования является обособленный прогноз положения геологических тел в каждой точке изучаемого пространства. Эта задача решается на этапе моделирования и уточнения модели бурением. В первую очередь составляются модели объемного строения рудоконтролирующих геологических объектов, создаю-

щих аномалии физических полей. Такие модели должны составляться на глубины, значительно большие глубин рентабельного промышленного освоения месторождений (10–15 км). Понятно, что столь глубинная модель не может быть сконструирована без интерпретации геофизических материалов. Да и на глубинах, освещенных скважинами, в связи с их редкой сетью составить объемную геологическую модель без геофизических данных невозможно.

Необходимо отметить, что рудоконтролирующими объектами для многих типов месторождений являются интрузивные тела различного состава. Так, для большинства типов редкометалльных месторождений основной структурой, определяющей закономерности их размещения, является значительное по размеру интрузивное тело гранитоидного состава. Поэтому главной задачей объемного геологического картирования редкометалльных рудных районов является изучение морфологии кровли, боковых контактов, подошвы и корневых частей редкометаллоносных гранитоидных массивов [28]. Прожилково-вкрапленные руды золото-кварцевой формации могут быть приурочены к локальным валообразным поднятиям кровли гранитоидных интрузий [28]. К апикальным частям гранитных и гранодиоритовых тел тяготеют штокверковые месторождения меди Северного Прибалхашья. Комперсайское месторождение хромитов связано с массивом ультрабазитов [12]. Перечень подобных примеров можно продолжить, однако практическое значение изучения строения интрузивных тел при геологических исследованиях в рудных районах достаточно широко известно. В связи с этим основное внимание здесь уделяется объемному геологическому моделированию интрузивных тел. Для оценки возможности использования комплекса программ объемного геологического моделирования при изучении морфологии интрузивных тел рассматривается объемная модель, имитирующая интрузию гранитоидного состава.

9.1. Опробование комплекса программ на модели

Модель, использованная для отработки методики и технологии применения комплекса программ объемного геологического моделирования для изучения интрузивных тел, представляет собой лакколитообразную гранитную интрузию, описанную двумя контактными поверхностями (рис. 42). Нижняя кромка имеет относительно плавную форму, она погружается от 1,5 км в краевых частях интрузии до 6,25 км — в ее центре. Северный выступ тела осложнен локальным погружением нижней кромки. Контактная поверхность, описывающая верхнюю кромку интрузии, за пределами лакколита совпадает с нижней поверхностью на уровне глубин 1,5 км. Верхняя кромка осложнена локальными поднятиями, где глубина до интрузии 0,5 км и менее. Размер интрузива до длинной оси — 50 км, по короткой 35 км. Избыточная плотность принята равной $-0,15 \text{ г/см}^3$, что характерно для гранитоидов, залегающих среди карбонатно-терригенных пород. Модель описана по сети $2 \times 2 \text{ км}$.

С помощью программы решения прямой задачи гравиразведки вы-

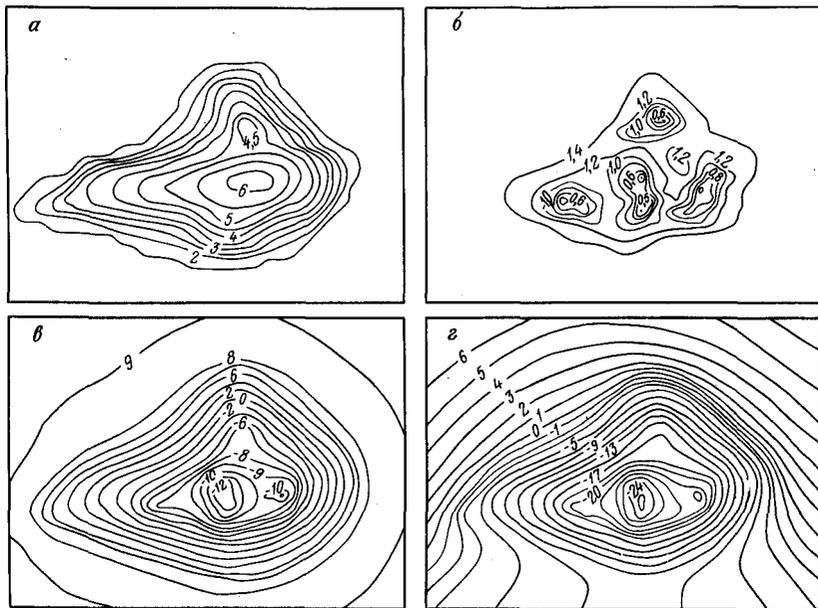


Рис. 42. Исходная модель интрузии. Изоглубины кромки массива: а — нижней, б — верхней; в — гравитационное поле от массива; г — поле, осложненное фоном

числено гравитационное поле, обусловленное интрузивным телом. В аномальном поле наиболее четко проявляется влияние нижней кромки интрузии; аномалии, связанные с локальными осложнениями верхней кромки, в значительной степени затушеваны. Так как в природе редко встречаются изолированные аномалии, поле от лакколита было просуммировано с региональным фоном, имеющим относительно плавную форму. Гравитационное поле, осложненное фоном, и изолированная аномалия, обусловленная лакколитом, были использованы в качестве исходных полей для отработки методики решения обратной задачи гравиразведки при моделировании интрузий. Для опробования методики имитировались различные геолого-геофизические условия интерпретации гравитационного поля. Рассмотрим некоторые из них.

Пример первый. Наиболее благоприятны для интерпретации гравитационного поля следующие условия: 1) гравитационное поле участка обусловлено только изучаемым объектом; 2) известна глубина краевой части тела (1,5 км); 3) известна избыточная плотность гранитов ($-0,15 \text{ г/см}^3$).

На первом этапе решения обратной задачи гравиразведки подбиралась нижняя кромка тела как наиболее гравиактивная. В качестве исходного использовалось суммарное поле от двух границ. За первое приближение контактной поверхности принята горизонтальная плоскость, расположен-

ная на глубине 1,5 км. Область подбора ограничивалась интервалом глубин 1,5–8 км. Степень фонового полинома нулевая. Выполнено семь итераций, в результате чего среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля уменьшилось от 5,76 до 0,33 мГал. В подобранной модели нижней кромки нашли отражение все особенности поля, в том числе аномалии, обусловленные верхней кромкой интрузива. Однако локальные аномалии, связанные с неглубоко залегающими осложнениями лакколита, полем от подобранной нижней границы не скомпенсировались в связи с глубоким ее залеганием. Таким образом, ложные осложнения нижней границы в гравитационном поле от нее не проявились. Из этого следует, что в процессе подбора нижней кромки тела произошло своеобразное разделение поля — в нескомпенсированных аномалиях оказался гравитационный эффект от верхней границы гранитоидов.

Для исключения ложных осложнений рельефа нижней границы решение обратной задачи гравиразведки на ЭВМ было повторено, при этом в качестве исходного поля использовались аномалии, рассчитанные от контактной поверхности, подобранной на первом этапе решения обратной задачи. Полученная в результате повторного подбора контактная поверхность удовлетворительно совпадает с исходной (рис. 42, а и 43, б) — одинакова максимальная глубина, близкая крутизна погружения, совпадающий в плане контур интрузива, но центр прогиба несколько смещен в восточном направлении, сгладилось локальное осложнение нижней кромки на северном выступе интрузии. Такие несоответствия можно объяснить некоторым влиянием аномалий, обусловленных верхней кромкой лакколита.

Гравитационные аномалии, рассчитанные от подобранной поверхности, исключены из исходного интерпретируемого поля, а по остаточным (нескомпенсированным) аномалиям выполнен подбор верхней кромки лакколита. В качестве первого приближения подбираемой поверхности использовалась горизонтальная плоскость, расположенная на глубине 1,5 км, область подбора ограничивалась интервалом глубин 0–1,5 км. Выполнено семь итераций, в результате чего среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля уменьшилось от 0,6 до 0,08 мГал. Последняя величина характеризует точность подбора модели в целом. Полученная форма верхней кромки лакколита (рис. 43, а) хорошо совпадает с исходной моделью (рис. 42, б). Средняя квадратическая ошибка определения глубин 0,03 км при общем их перепаде от 0,15 до 1,5 км. Максимальное отклонение 0,1 км.

Таким образом, в рассмотренном случае формирование объемной числовой модели интрузива состояло из следующих этапов: 1) подбор нижней кромки тела путем решения обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности с использованием в качестве исходного поля суммарных аномалий от модели; 2) повторный подбор нижней кромки по полю, рассчитанному от модели, подобранной на первом этапе; 3) определение нескомпенсированных аномалий — вычитание поля от подобранной нижней кромки из суммарного поля модели; 4) подбор верхней кромки тела по нескомпенсированным аномалиям. Подчеркнем,

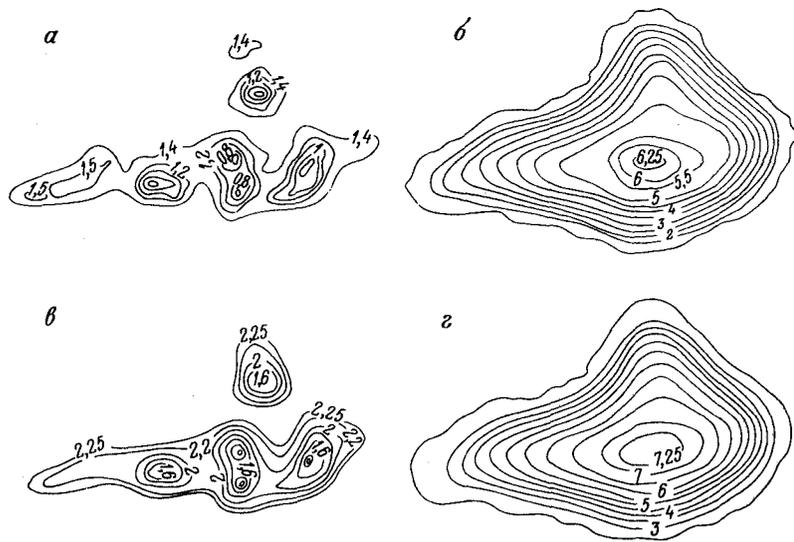


Рис. 43. Результаты подбора гранитоидного массива. Первый вариант задачи, кромки массива: а – верхняя, б – нижняя; второй вариант задачи, кромки массива: в – верхняя, г – нижняя

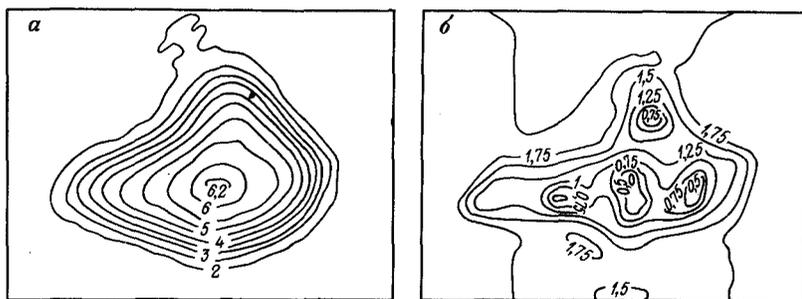


Рис. 44. Результаты подбора гранитоидного массива (третий вариант задачи). Кромки массива: а – нижняя, б – верхняя

что в программе обратной задачи гравirazведки реализована возможность автоматического выполнения всех перечисленных этапов моделирования в одном шаге задания.

Пример второй. Условия интерпретации были осложнены – подбор выполнялся без точного знания глубины залегания краевой части тела. Использована ошибочная глубина – 2,5 вместо 1,5 км. Задача решалась по той же методике, что и в описанном выше случае. Гравитационное поле от подобранной модели совпало с исходным со средней квадратической ошибкой 0,36 мГал, т.е. в 4 раза грубее, чем в первом случае. Однако

такая точность подбора вполне удовлетворительна для гравиметрических съемок масштаба 1:100 000 и даже 1:50 000. Полученные глубины до верхней и нижней кромок тела оказались завышенными приблизительно на 1 км, т.е. на величину, близкую к ошибке исходной глубины (рис. 43, в и г). Отсюда следует, что получить удовлетворительные данные о глубинах можно только при точной привязке тела в нескольких точках. Естественно предположить, что глубины до интрузива в первую очередь могут быть известны на участках наиболее близкого его залегания к дневной поверхности. В шести сводах поднятий верхней кромки отклонения исходной модели от подобранной варьируют в пределах от 1,01 до 1,10 км, т.е. ошибка в исходной глубине подбора контактных поверхностей определяется с достаточно высокой точностью. На основании этого можно рекомендовать выполнение решения обратной задачи гравirazведки методом подбора в последовательности: 1 – подбор тела по описанной в первом примере методике от произвольного уровня; 2 – сопоставление результатов подбора с априорными данными; 3 – изменение исходного уровня подбора на невязку модели в пунктах с заданными глубинами и повторение процедур, начиная с первой. В рассмотренном случае решение задачи по такой методике не продолжено, так как практически следовало бы повторить расчеты, выполненные в первом примере интерпретации.

Пример третий. Следующим осложнением условий интерпретации было наложение на исходное поле регионального фона (рис. 42, г). Как и в предыдущем случае, исходный уровень подбора взят с ошибкой, т.е. 2,5 км. Подбор нижней кромки выполнялся по суммарному полю, при этом фоновая составляющая аппроксимировалась полиномом второй степени. Далее подбор повторялся по полю, рассчитанному от подобранной нижней кромки, для того чтобы освободиться от осложнений поверхности, связанных с влиянием аномалий от неглубоких масс (верхняя кромка массива). Гравитационный эффект от подобранной нижней кромки исключался из исходного поля, и по нескомпенсированным аномалиям подбиралась верхняя кромка массива. Глубины до нее в сводах поднятий массива оказались завышенными в среднем на 500 м. В связи с этим весь процесс подбора был выполнен заново с исправленным исходным уровнем подбираемой поверхности 1,93 км. Полученная модель интрузива удовлетворительно согласуется с исходной (рис. 44), отклонения глубины верхней кромки в сводовых частях поднятий не превышают 80 м, а среднее квадратическое их значение составляет 56 м.

9.2. Золоторудный участок

Объемное геологическое моделирование на рассматриваемой площади выполнялось с целью изучения закономерностей размещения месторождений прожилково-крашенистых руд золото-кварцевой формации в углистых терригенных толщах герцинид [28]. Участок сложен породами фундамента, перекрытыми мезо-кайнозойскими отложениями мощностью

от 0 до 500 м. Породы фундамента разделяются на два комплекса: рифей-палеозойский и архей-среднепротерозойский. Рифей-палеозойский комплекс представлен доломитами, кварцитами и другими разновидностями осадочно-метаморфизованных пород, средняя плотность которых $2,67 \text{ г/см}^3$. Архей-среднепротерозойский комплекс, сложенный метаморфизованными осадочными и эффузивными породами основного состава, служит основанием геосинклинали и характеризуется повышенной плотностью $2,77 \text{ г/см}^3$. В районе известны интрузии гранитоидного состава, средняя плотность которых $2,6 \text{ г/см}^3$.

Основным элементом гравитационного поля рассматриваемого участка является интенсивный минимум широтного простирания, ограниченный на северо-востоке локальной положительной аномалией северо-западного простирания. Здесь наблюдаются наивысшие градиенты аномалий силы тяжести. Гравитационные ступени, ограничивающие минимум на юге и северо-востоке, характеризуются относительно невысокими градиентами аномалий силы тяжести. В средней части минимума под мезо-кайнозойским чехлом скважинами вскрыты породы гранитоидного состава. В связи с этим минимумом связывается с гранитной интрузией. Положительная аномалия по аналогии с подобными максимумами на соседних площадях интерпретируется как сквозная структура, сложенная породами офиолитовой ассоциации, плотность которых выше плотности пород основания геосинклинали и принята равной $2,9 \text{ г/см}^3$. Основной задачей интерпретации гравитационного поля было изучение объемного строения гранитной интрузии.

Для интерпретации использовалось гравитационное поле с внесенными поправками за влияние мезо-кайнозойского комплекса. При решении обратной задачи гравиразведки на основании геологических представлений о строении района предполагалось, что породы архей-протерозойского комплекса залегают на глубине около 1 км, а интрузия гранитов имеет лакколитообразную форму. Ее эффективная плотность отрицательная и до глубины 1 км составляет $-0,07 \text{ г/см}^3$, а глубже $-0,17 \text{ г/см}^3$. В качестве модели первого приближения использовалась горизонтальная плоскость на глубине 2,5 км. Решение обратной задачи начато с нижней кромки гранитов. Область подбора ограничивалась сверху глубиной 1,5 км. Благодаря такому ограничителю, на площади гравитационного максимума контактная поверхность не корректировалась. После шести итераций среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля уменьшилось с 6,8 до 2,1 мГал. На карте нескомпенсированного поля преобладающим стал северо-восточный максимум, обусловленный сквозной структурой. Поэтому на следующем этапе была подобрана контактная поверхность, компенсирующая этот максимум. Подбор данной контактной поверхности выполнялся не для изучения сквозной структуры, которую вряд ли можно описать одной контактной поверхностью, а для исключения ее гравитационного влияния на аномалию, обусловленную гранитами. В результате решения обратной задачи гравиразведки максимум силы тяжести над сквозной структурой скомпенсировался практически полностью, а среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля

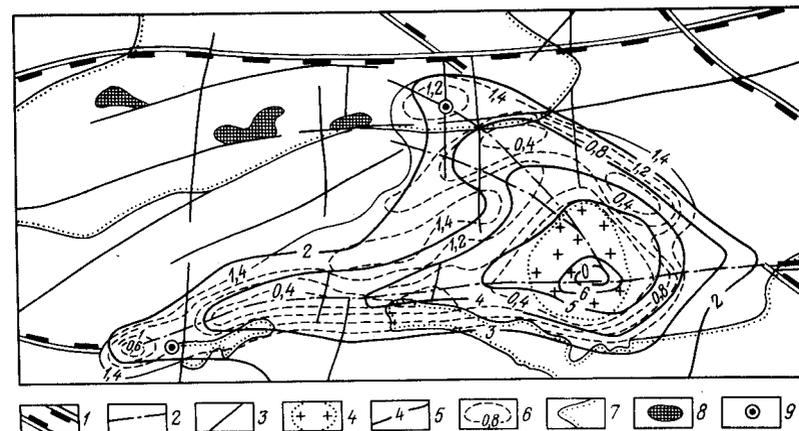


Рис. 45. Схема глубинного строения рудного узла:

1 – скрытые сквозные структуры (линейные системы блоков, ограниченные глубинными разломами); 2 – магмоконтролирующие разломы орогенного этапа развития; 3 – прочие разломы; 4 – гранитоиды палеозоя, вскрытые буровыми скважинами под отложениями мезо-кайнозоя; 5 – изоглубины подошвы скрытого гранитного массива (в км); 6 – изоглубины кровли скрытого гранитоидного массива; 7 – контуры выходов палеозойских пород среди эпигерцидского платформенного чехла; 8 – выходы пород основания геосинклинали; 9 – рудные поля

в целом по участку уменьшилось до 1 мГал. На следующем этапе интерпретации подбор нижней кромки гранитов был повторен с использованием в качестве исходных аномалий наблюдаемого поля, исправленного за гравитационное влияние сквозной структуры. В результате получена уточненная карта изогипс нижней кромки интрузии. Далее по нескомпенсированному полю подбирался рельеф верхней кромки интрузии. В качестве модели первого приближения использовалась плоскость, расположенная на глубине 1 км. Область подбора ограничивалась снизу глубиной 1,5 км. Среднее квадратическое значение нескомпенсированных аномалий после пяти итераций приблизилось к 0,5 мГал.

Полученные карты изогипс по нижней и верхней кромкам гранитов дают довольно полное представление о пространственной форме интрузива (рис. 45). На юго-востоке, где фиксируется наибольшее погружение нижней кромки гранитов, расположена корневая часть интрузии, которая имеет форму конуса с вершиной, направленной вниз. Северо-западная и западная периферические части интрузии наиболее удалены от корневой. В рельефе верхней кромки гранитов наиболее характерными элементами являются узкие валообразные выступы в северо-западной и южной частях интрузии.

Анализ результатов объемного моделирования с учетом других геолого-геофизических материалов, в том числе данных об известных рудных полях, позволил сделать ряд важных выводов. Глубинная геологическая граница рудного узла проходит по внешнему контуру гранитного массива. Рудные поля расположены в наиболее удаленных от корня пери-

ферических частях гранитного массива. Участки, благоприятные для размещения месторождений, приурочены к валлообразным поднятиям кровли гранитного интрузива. Эти выводы легли в основу обоснования направления детальных поисковых геолого-геофизических и геохимических работ.

9.3. Участок Борлы (Северное Прибалхашье)

На участке площадью 400 км², в центральной части которого расположено разведанное месторождение медных руд, проведено объемное геологическое картирование с целью прогнозирования глубокозалегающих меднорудных месторождений. Полевые работы включали геологическую съемку масштаба 1 : 25 000, бурение скважин глубиной до 500 м, детальные геофизические и геохимические исследования. Перед гравиметрической съемкой стояла задача создания объемной плотностной модели, которая должна лечь в основу прогнозирования на глубину геологических структур, изученных с поверхности.

Участок сложен гранодиоритами с плотностью 2,7 г/см³, гранитами – 2,55 г/см³, эффузивами кислого состава – 2,59 г/см³. Весь этот комплекс пород предположительно залегает на древнем фундаменте гранитогнейсового состава. Гранитогнейсы, выходящие на дневную поверхность на значительном удалении от участка, имеют плотность 2,59 г/см³. Качественное сопоставление гравитационного поля с геологической картой участка показывает, что четкими минимумами силы тяжести отмечают области развития гранитов на севере и юго-востоке участка. Повышение поля в юго-западном направлении соответствует площади преобладающего развития гранодиоритов. Значительная часть участка перекрыта покровом кислых эффузивов с предположительной максимальной мощностью до 300–500 м. Рельеф участка равнинный, рыхлые отложения развиты слабо.

Плотностная модель участка на первом этапе интерпретации описывалась тремя контактными поверхностями – поверхностями гранитогнейсового фундамента, нижней кромкой гранитоидов и подошвы эффузивов. На гранитогнейсовом фундаменте помимо гранодиоритов залегают отложения среднепалеозойского структурного этажа, а возможно, и отложения венда. Так как среднепалеозойские отложения по своим плотностным свойствам (2,68 г/см³) близки к гранодиоритам, при интерпретации гравитационного поля они были объединены в один плотностной комплекс, с которым сверху контактируют лакколитообразные тела гранитоидов, частично перекрытых кислыми эффузивами. На основании изложенного избыточные плотности перечисленных контактных поверхностей приняты равными соответственно 0,11 – 0,15 и 0,04 г/см³. Напомним, что избыточная плотность в используемом методе решения прямой задачи гравиразведки определяется как разность плотностей вышележащих и подстилающих отложений.

Решение обратной задачи гравиразведки начато с подбора верхней кромки гранитогнейсов. С учетом глубокого залегания этой контактной поверхности модель описывалась по сети 2 x 2 км, при этом интерпретируемая площадь была значительно расширена по сравнению с участком Бор-

лы. Кроме избыточной плотности в качестве априорной информации использованы данные сейсморазведки и результаты регионального изучения тектоники, позволяющие предположить, что глубина залегания гранитогнейсов как на участке Борлы, так и на расширенной площади интерпретации не может быть менее 1,5–2 км. В качестве модели первого приближения выбрана плоскость, залегающая на глубине 2,5 км. Область подбора ограничивалась только сверху ($H = 1,5$ км). Фоновая составляющая аппроксимировалась горизонтальной плоскостью, так как наблюдаемые региональные аномалии связывались с поведением гранитогнейсов.

Для того чтобы в подобранной поверхности гранитогнейсов не отображались локальные аномалии, связанные с неглубоко залегающими массивами, обратная задача решалась дважды. Вначале в качестве исходного использовалось поле наблюдаемых аномалий, а затем – поле, рассчитанное от поверхности, подобранной на первом этапе. Полученная матрица глубин гранитогнейсов была проинтерполирована до сети 1 x 1 км и по этой сети решение обратной задачи продолжено на участке уменьшенных на величину палетки размеров. Далее выполнен аналогичный переход к сети 0,5 x 0,5 км. По этой сети решение обратной задачи гравиразведки выполнялось уже в рамках участка Борлы. По полученным результатам определено, что поверхность гранитогнейсов на изучаемой площади залегает на глубинах 3–8 км. Минимальные глубины – на севере и юго-востоке участка, а максимальные – в его юго-западной части (рис. 46, а). По полю с исключенным влиянием рельефа фундамента выполнялся подбор остальных гравиактивных контактных поверхностей.

При решении обратной задачи гравиразведки для нижней кромки гранитов и подошвы кислых эффузивов в качестве априорной информации использовались материалы геологической съемки и данные бурения. Задачей объемного моделирования является формирование такой модели, которая не только соответствовала бы гравитационному полю, но и полностью согласовывалась бы с геологическими данными. Так, области развития гранодиоритов должны совпадать с нулевыми значениями глубин до нижней кромки гранитных лакколитов. В то же время глубины до этой контактной поверхности не должны равняться нулю на закартированных обнажениях гранитов. Другими словами, прослеженный геологической съемкой контакт гранитов и гранодиоритов должен находить точное отображение в сформированной объемной геологической модели. Это требование относится и к контакту гранитов с перекрывающими их кислыми эффузивами. Для выполнения этих требований были сформированы матрицы глубин, ограничивающих область подбора и массивы "жестких точек". Нижняя граница области подбора гранитов описана матрицей, сформированной из нулей на площади развития гранодиоритов, и глубинами до гранитогнейсов на остальной части участка. Жесткие точки равномерно размещены вблизи контакта гранитов и гранодиоритов. В качестве первого приближения нижней кромки гранитов использована горизонтальная плоскость с нулевой глубиной залегания. Решение обратной задачи гравиразведки, как и для фундамента, выполнялось в два этапа: на первом – по полю, не скомпенсированному фунда-

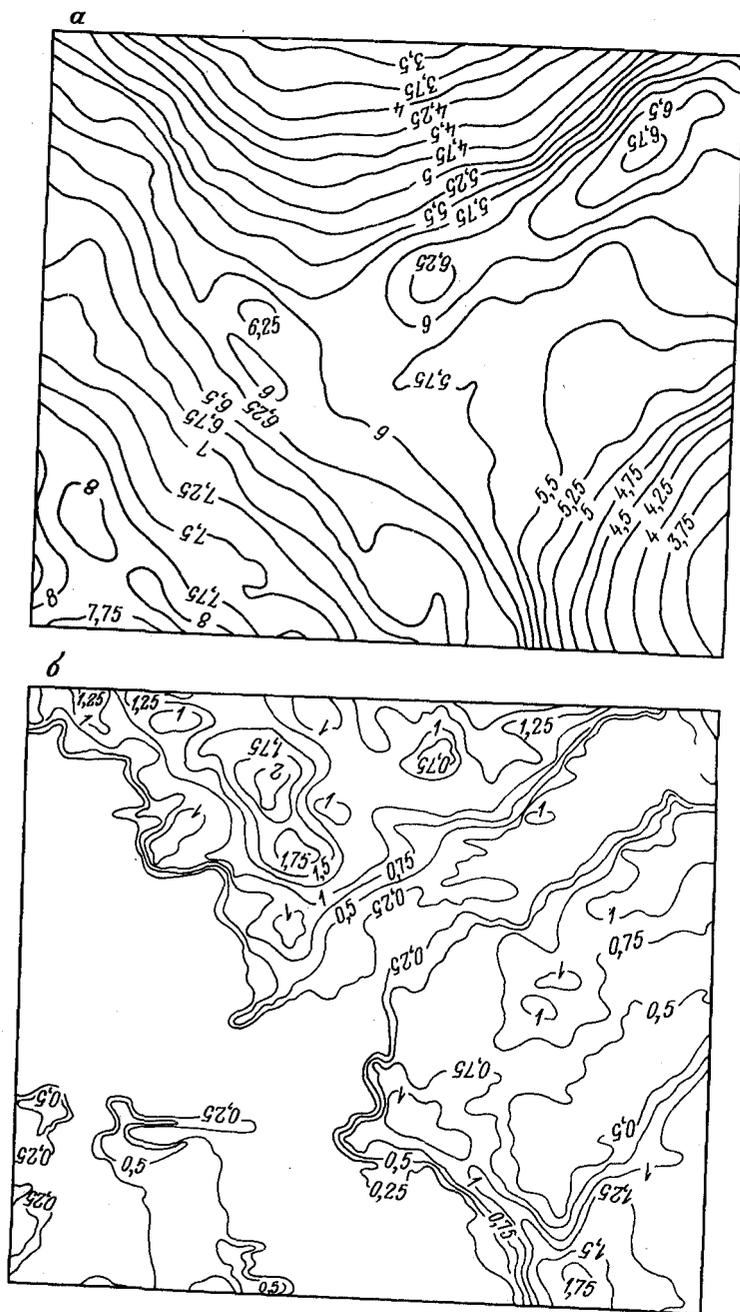


Рис. 46. Карты изоглубин участка Борлы:
 а – фундамента, б – нижней кромки гранитоидов

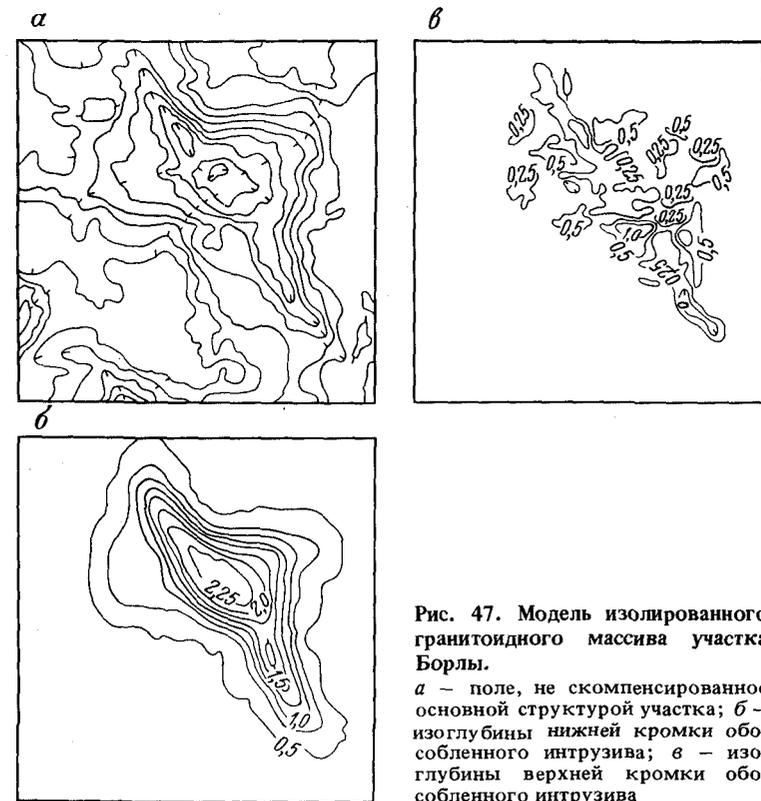


Рис. 47. Модель изолированного гранитоидного массива участка Борлы.

а – поле, не скомпенсированное основной структурой участка; б – изоглубины нижней кромки обособленного интрузива; в – изоглубины верхней кромки обособленного интрузива

ментом, а на втором – по полю, рассчитанному от нижней кромки гранитов, подобранной на первом этапе.

Первое приближение контактной поверхности, описывающей нижнюю кромку кислых эффузивов, было получено путем интерполяции в основном гипотетических глубин. Массив исходных для интерполяции данных сформирован из точек, расположенных на закартированном контуре эффузивов и в центральной части развития этих пород. В контурных точках заданы глубины, равные нулю, а во внутренних – 0,5 км, т.е. максимальные известные мощности. Подбор нижней кромки кислых эффузивов выполнялся по полю, нескомпенсированному рельефом фундамента и нижней кромкой гранитов.

Следующий этап интерпретации осуществлялся в масштабе выполненных полевых исследований, т.е. по сети 0,25 x 0,25 км. Сеть описания контактных поверхностей нижней кромки гранитов и подошвы эффузивов сгущена до такой сети путем интерполяции. Проведена интерполяция поля, рассчитанного от фундамента. Это поле исключено из наблюдаемых аномалий, закодированных по сети 0,25 x 0,25 км. В таком масштабе решена прямая задача гравиразведки для нижней кромки гранитов и по-

дошвы кислых эффузивов, после чего выполнено несколько циклов решения обратной задачи. Построение по результатам этих расчетов карты изоглубин показаны на рис. 46, б.

Подобранной моделью наблюденное поле компенсируется вполне удовлетворительно, разность между ними в основном не превышает 0,5 мГал. Исключение составляет минимум нескомпенсированного поля интенсивностью до 2 мГал, вытянутый вдоль регионального разлома северо-западного простирания. Минимум имеет сложное строение: в осевой части он разделен на ряд экстремумов, по северо-восточной границе вырисовывается обширный гравитационный выступ (рис. 47, а). На площади аномалии развиты однородные по плотности гранодиориты. Здесь закартировано несколько выходов малых интрузий гранитоидного состава. При анализе керн скважин замечены зональные переходы гранодиоритов в граниты. Все это дало основание предположить, что гравитационный минимум обусловлен интрузией гранитов, апофизы которой зафиксированы геологической съемкой. При интерпретации этой аномалии сделано предположение о лакколитообразной форме создающей ее интрузии. Решение обратной задачи выполнялось по методике, отобранной на модели (см. разд. 8.1). В качестве первого приближения верхней и нижней кромок гранитов использовались горизонтальные плоскости. При уровне этих плоскостей 0,5 км полученная модель интрузии оказалась выходящей на дневную поверхность на большой площади, что не подтверждается фактическими данными. Кроме того, в этом случае не удалось компенсировать детали локальной аномалии. При углублении исходных плоскостей до 1 км полученная модель, хорошо соответствуя исходному полю, не противоречит данным геологического картирования (рис. 47, б и в). Последующим бурением подтверждено существование данной интрузии.

9.4. Участок Прибалхашский

Участок покрыт рыхлыми отложениями мощностью до 100 м. При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 кроме картировочного бурения выполнены гравиразведочные, магниторазведочные и электроразведочные работы методом переходных процессов. По материалам бурения и электроразведки составлена достаточно детальная карта мощностей рыхлых отложений. Магниторазведка оказалась эффективным методом оконтуривания интрузивных тел в плане. Перед гравиразведкой стояла задача изучения глубинного строения основных структур участка. В связи с этим выполнено объемное моделирование с помощью программы решения обратной задачи гравиразведки.

Основными элементами гравитационного поля участка являются две положительные аномалии: изометричный максимум, расположенный на юго-западе, и линейно-вытянутая аномалия меридионального простирания, охватывающая восточную часть площади. Восточная аномалия обусловлена диоритовым массивом, который под покровом рыхлых отложений вскрыт картировочными скважинами. Юго-западный максимум

предположительно связан с интрузией габбро. К небольшому ослаблению максимума приурочен выход под эрозионный срез диоритов, аналогичных развитым в пределах восточной аномалии. Основную часть участка под рыхлыми отложениями слагают гранодиориты с останцами вулканогенных и карбонатно-терригенных пород. Среди этих образований встречаются небольшие тела гранитов, которые предположительно являются апофизами крупного батолита, развитого на значительной глубине.

На основании фактических геолого-геофизических материалов и общих представлений о строении района был составлен принципиальный геолого-плотностной разрез участка (рис. 48, в), который лег в основу решения обратной задачи гравиразведки с целью получения объемной геологической модели. Подчеркнем, что этот разрез показывает лишь взаимосвязь между разноплотностными породами участка, но не дает количественных характеристик геологических границ и тел. На плотностном разрезе выделяются следующие разновидности пород: 1) рыхлые отложения, плотность 2,0 г/см³; 2) комплекс вулканогенных и карбонатно-терригенных пород, объединенный по плотности с гранодиоритами, 2,63 г/см³; 3) диориты, 2,71 г/см³; 4) граниты, 2,59 г/см³; 5) габбро, 2,83 г/см³. Для описания такой модели использовались шесть контактных поверхностей: 1) рельеф коренных пород с избыточной плотностью -0,63 г/см³; 2) верхняя кромка диоритов, -0,08 г/см³; 3) нижняя кромка диоритов, 0,08 г/см³; 4) верхняя кромка гранитов, 0,04 г/см³; 5) верхняя кромка габбро, -0,24 г/см³; 6) нижняя кромка габбро, 0,024 г/см³.

Корректировка рельефа коренных пород при решении обратной задачи гравиразведки не выполнялась, так как использованы достаточно надежные и детальные данные о мощности рыхлых отложений. Влияние рыхлых отложений было исключено из наблюденного поля путем решения прямой задачи гравиразведки. На первом этапе решения обратной задачи верхняя кромка гранитного батолита не включалась в набор контактных поверхностей в связи с небольшой ее избыточной плотностью и трудностью формирования первого приближения этой контактной поверхности, связанной с тем, что она как бы пересекает другие границы. В то же время контакт гранитов и гранодиоритов создает довольно плавную аномалию, которую на первом этапе интерпретации можно отождествлять с региональным фоном. Используя переменную с глубиной плотность для интрузий габбро и диоритов, которая претерпевает скачок на глубине 1,7 км, на первом этапе интерпретации предполагали, что на этой глубине вмещающая среда меняет плотность от гранодиоритов к гранитам.

Интрузия габбро в первом приближении была задана двумя горизонтальными плоскостями на глубине 1,7 км, а интрузия диоритов — двумя плоскостями на глубине 0,3 км. Были заданы контуры, ограничивающие область подбора этих интрузий в плане. Весовое участие границ в компенсации поля было принято для габбро: 0,7 — верхняя кромка, 0,3 — нижняя; для диоритов: 0,3 — верхняя кромка, 0,7 — нижняя. Весовые коэффициенты и уровни исходных плоскостей были выбраны на основе анализа нескольких вариантов решения обратной задачи на предварительном

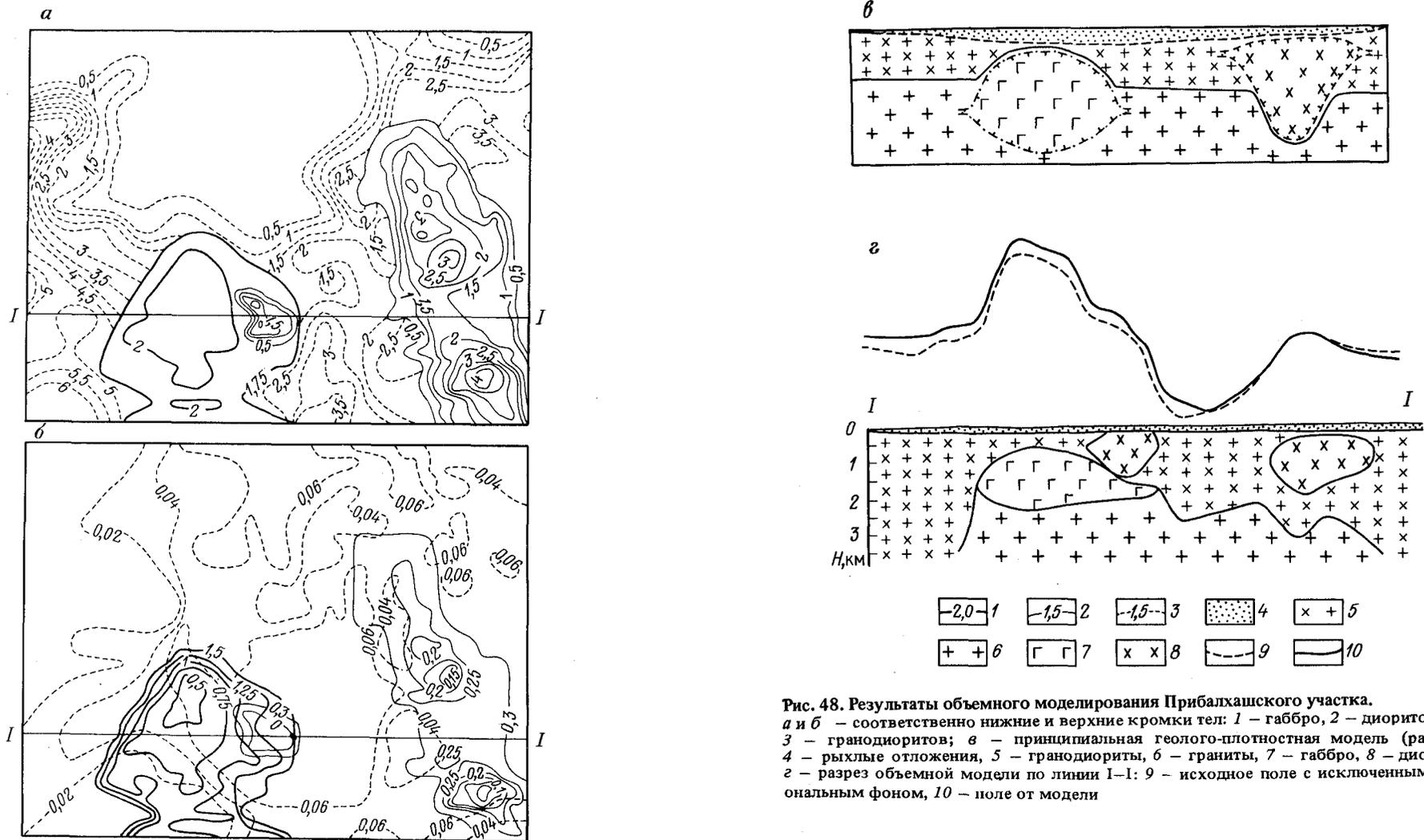


Рис. 48. Результаты объемного моделирования Прибалтийского участка. *a* и *б* – соответственно нижние и верхние кромки тел: 1 – габбро, 2 – диоритов, 3 – гранодиоритов; *в* – принципиальная геолого-плотностная модель (разрез): 4 – рыхлые отложения, 5 – гранодиориты, 6 – граниты, 7 – габбро, 8 – диориты; *z* – разрез объемной модели по линии I–I: 9 – исходное поле с исключенным региональным фоном, 10 – поле от модели

этапе интерпретации. Например, было установлено, что при глубине исходных плоскостей для подбора интрузий габбро на уровне 2 км верхняя кромка этой интрузии оказалась на глубине 0,8 км, что противоречит выходам апофиз на эрозионный срез. Если весовое участие верхней кромки диоритов в компенсации поля увеличить, под рыхлыми отложениями выходы верхней кромки подобранной интрузии будут охватывать гораздо большие площади, чем по фактическим данным.

Региональный фон на первом этапе интерпретации аппроксимировался полиномом второй степени в скользящем окне, размеры которого значительно превышали площадь интрузии. Корректировка контактных поверх-

ностей выполнялась одновременно. После трех итераций среднее квадратическое значение нескомпенсированных аномалий уменьшилось от 4 до 0,8 мГал. Далее выполнялся повторный подбор всех контактных поверхностей с использованием в качестве исходных полей аномалий, рассчитанных от соответствующих контактных поверхностей, подобранных на первом этапе решения обратной задачи. После этого было сформировано первое приближение контакта гранодиоритов и гранитов, на большей части участка представляющее собой горизонтальную плоскость, расположенную на глубине 1,7 км и облегающую верхнюю кромку габбро и нижнюю кромку диоритов (на рис. 48, б). Формирование такой

числовой матрицы выполнялось автоматически с помощью специальной программы. При корректировке контакта гранитов и гранодиоритов фоновая составляющая в пределах участка считалась постоянной. После трех итераций среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля уменьшилось от 2,5 до 1,2 мГал.

В результате решения обратной задачи гравиразведки установлены форма и размеры интрузивных тел (рис. 48, *a* и *б*). Интрузия габбро развита на глубину до 2 км, а диоритов – более чем 4 км. Кроме крупного диоритового массива подобрано небольшое тело диоритов в районе развития габбро. Эти диориты выведены на эрозионный срез и зафиксированы картировочным бурением. В нескомпенсированном поле наблюдаются интенсивные аномалии, имеющие столь локальный характер, что не вызывает сомнения в их связи с неглубоко залегающими массами. Для установления геологической природы этих аномалий необходимы дополнительные данные, которые не могут быть получены без полевых исследований.

9.5. Участок Хантауский

Участок расположен в Южном Казахстане в пределах юго-западных предгорий Чу-Илийских гор, где развит мощный (100–300 м) покров рыхлых отложений. В процессе глубинного геологического картирования здесь выполнен значительный объем картировочного бурения, позволившего получить представления о геологическом строении участка. Юго-западная часть площади под покровом рыхлых отложений сложена в основном базальтовыми порфиридами нижнего кембрия, средняя плотность которых 2,88 г/см³. По региональному Чу-Сункаринскому разлому северо-западного простирания нижний кембрий контактирует с красноцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами верхнего девона – нижнего карбона со средней плотностью 2,61 г/см³. Эта красноцветная толща заполняет грабен-синклинали, ограниченную на северо-востоке Жиландинским разломом. Северо-восточная часть участка сложена кварцевыми песчаниками и алевролитами джамбулской свиты верхнего кембрия. Предположительно джамбульская свита залегает и под красноцветами в грабен-синклинали. Породы джамбулской свиты прорываются гранитными интрузиями, которые известны и среди пород нижнего кембрия. Джамбульская свита характеризуется средней плотностью 2,7 г/см³, а гранитоиды – 2,58 г/см³. Практически все перечисленные структурные элементы нашли отображение в гравитационном поле. Интенсивная гравитационная ступень следует вдоль Чу-Сункаринского разлома, севернее которого локализуется четкий минимум, связанный с Кумичинской гранитной интрузией, повышенные значения поля наблюдаются в северо-восточном углу участка, где бурением вскрыты породы джамбулской свиты. Слабое отображение в гравитационном поле нашли красноцветы верхнего девона – нижнего карбона, особенно северо-восточная их граница. Гравиактивность границ основных геологических комплексов позволила для изучения их пространственного строения выполнить объемное геологи-

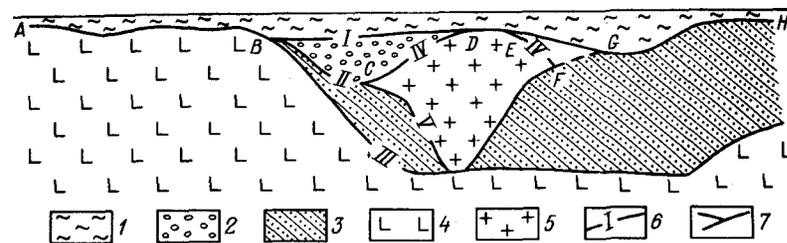


Рис. 49. Принципиальная модель Хантауского участка (разрез):

1 – рыхлые отложения; 2 – красноцветы нижнего карбона – верхнего девона; 3 – джамбульская свита; 4 – нижний кембрий; 5 – граниты; 6 – контактная поверхность и ее номер; 7 – узлы совмещения контактных поверхностей; I – контакт рыхлых отложений и коренных пород красноцветов; II – подошва красноцветов; III – контакт джамбулской свиты с нижним кембрием; IV – верхняя кромка гранитов; V – нижняя кромка гранитов; AB – участок совмещения всех контактных поверхностей, совпадение поверхностей: BC – II, IV, V, CD – II и IV, DE – I, II, IV, EC – I, II, FG – IV, V, GH – I, II, IV, V

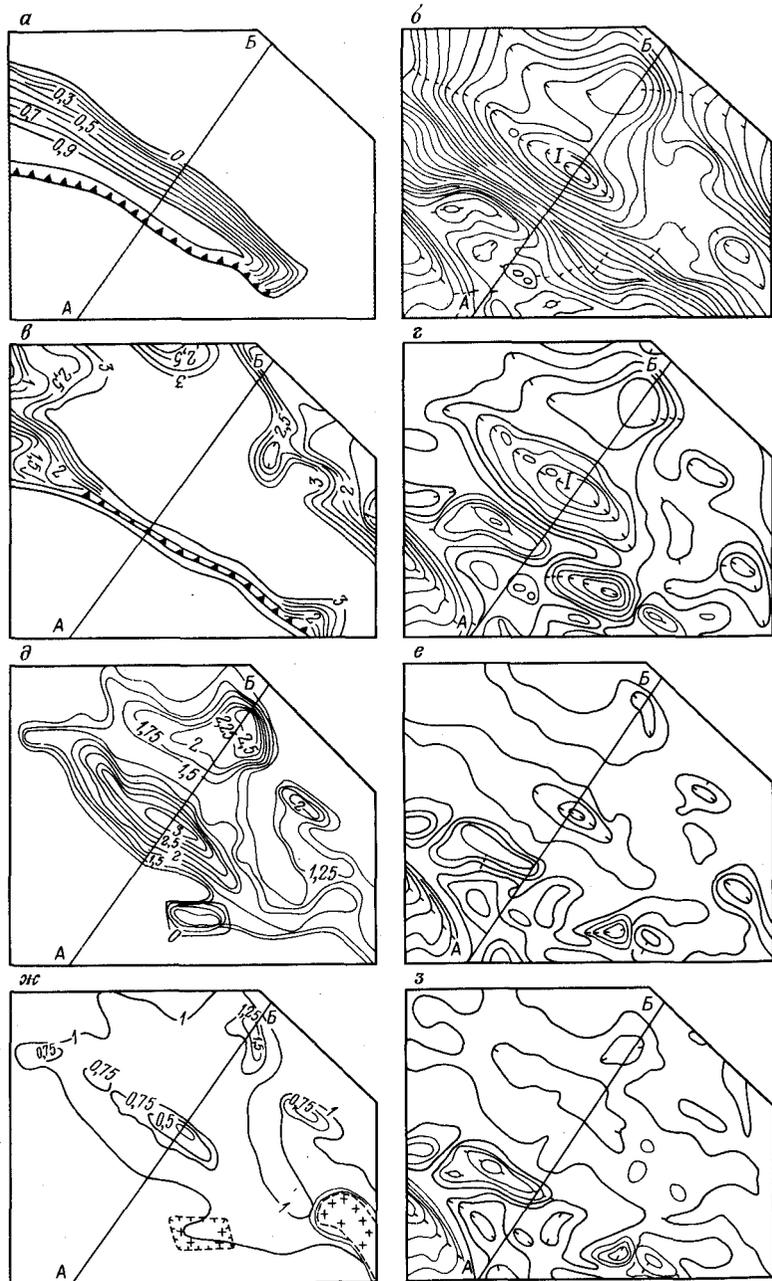
ческое моделирование Хантауского участка по гравитационному полю [23].

Объемная геологическая модель описывалась пятью контактными поверхностями: границей рыхлых образований и коренных пород, подошвой красноцветов верхнего девона – нижнего карбона, контактом нижнего и верхнего кембрия, верхней и нижней кромками гранитов (рис. 49).

Рыхлые образования представлены отложениями от четвертичного до юрского возраста, плотности которых варьируют от 1,93 до 2,15 г/см³ и достаточно точно описываются кусочно-линейной зависимостью от глубин. Избыточная плотность рыхлых образований рассматривалась относительно красноцветов верхнего девона – нижнего карбона и задавалась функцией глубин, меняющейся от –0,68 до –0,46 г/см³. Избыточная плотность красноцветов относительно пород джамбулской свиты –0,09, а джамбулской свиты относительно пород нижнего кембрия –0,18 г/см³. Плотность гранитов рассматривалась относительно джамбулской свиты и составила для верхней кромки 0,12, а для нижней –0,12 г/см³.

Числовая модель глубин до коренных пород была сформирована на основании материалов картировочного бурения путем интерполяции этих данных в узлы регулярной сети методом усредненных рядов Тейлора [13]. Густота сети картировочных скважин оказалась достаточной для вполне однозначного описания рельефа коренных пород. Решение прямой задачи гравиразведки для рыхлых отложений позволило исключить их влияние на гравитационное поле.

Рельеф подошвы красноцветов был закодирован по регулярной сети карты изоглубин, весьма условно составленной на основании данных: о контуре выходов этих отложений на эрозионный срез, приблизительной максимальной мощности красноцветов (до 1000 м), крутизне юго-западного и северо-восточного крыльев грабен-синклинали. Для полученной гипотетической площади красноцветов (рис. 50, *a*) решена прямая задача. Аномалия, обусловленная этой границей, имеет весьма расплывчатый контур и небольшую амплитуду.



По аномальному полю (рис. 50, б), исправленному за влияние рыхлых отложений и красноцветов верхнего девона – нижнего карбона, выполнено моделирование контакта джамбулской свиты с породами нижнего кембрия. В качестве модели первого приближения при решении обратной задачи гравirazведки использована горизонтальная плоскость. Верхней ограничивающей поверхностью был рельеф коренных пород, а нижней – горизонтальная плоскость. Решение обратной задачи выполнялось многократно с изменением исходного уровня подбираемой поверхности и максимально допустимой ее глубины (нижняя ограничивающая плоскость). Исходный уровень подбираемой поверхности принимался равным половине максимально допустимой глубины. В качестве критерия при выборе оптимального решения использовалось минимальное среднее квадратическое значение нескомпенсированного поля при отсутствии каких-либо осложнений подбираемой поверхности на площади локального минимума, обусловленного гранитоидной интрузией. Оптимальным оказался уровень максимально допустимых глубин, равный 3,1 км. После трех итераций уменьшение среднеквадратического значения нескомпенсированных аномалий замедлилось и решение задачи было приостановлено.

К юго-западу от Чу-Сункаринского разлома подбираемая поверхность вышла в основном на уровень коренных пород. После этого был сформирован массив жестких глубин до коренных пород во всех узлах сети юго-западнее Чу-Сункаринского разлома и выполнен один цикл решения обратной задачи. На карте изоглубин нижнекембрийских пород четко фиксируется разлом, по которому эти породы опущены на северо-востоке (рис. 50, в). В нескомпенсированном поле, в отличие от исходного, отсутствует гравитационная ступень северо-западного простирания, аномалия от Кумичинского гранитоидной интрузии существенно очищается от помех (рис. 50, г, I). Подобное разделение поля, когда исключается аномалия одного типа (гравитационная ступень) и остаются аномалии других типов (максимумы и минимумы), формальными методами трансформаций достигнуть не удастся.

В нескомпенсированном поле кроме минимума, связанного с Кумичинским интрузивным массивом, выделяется отрицательная аномалия в северной части участка, интенсивный небольшой по площади изометрический минимум к югу от юго-восточной оконечности Кумичинской аномалии. Этот изометрический минимум расположен юго-западнее Чу-Сункаринского разлома на площади развития базальтовых порфиров нижнего кембрия. Картировочными скважинами под рыхлыми образованиями вскрыт небольшой по площади выход гранитов, названный Таскудукским массивом. По гравитационному полю была смоделирована нижняя кромка этого массива. Так как граниты здесь залегают среди пород нижнего

Рис. 50. Результаты объемного геологического моделирования участка Хантауский. а, в, д, ж – карты изоглубин гравитационных поверхностей соответственно подошвы верхнего девона, контакта джамбулской свиты с нижним кембрием, нижней и верхней кромок гранитов; б, г, е, з – структура полей (без регионального фона) с последовательно исключенным влиянием соответствующих поверхностей

кембрия, избыточная плотность подбираемой поверхности была принята равной $-0,3 \text{ г/см}^3$. За модель первого приближения был принят рельеф коренных пород. При решении обратной задачи гравиразведки корректировка выполнялась только в пределах контура интрузива, выходящего на погребенную поверхность коренных пород. Подобранная форма представляет собой перевернутую усеченную пирамиду, нижнее основание которой залегает на глубине 1 км.

Следующим этапом моделирования было определение формы нижней кромки Кумичинского массива. За начальный уровень подбора была принята глубина 1 км. Подбор выполнялся к северо-востоку от Чу-Сункаринского разлома. Так как здесь граниты прорывают породы джамбулской свиты, избыточная плотность их $-0,12 \text{ г/см}^3$. Критерием окончания решения обратной задачи гравиразведки было замедление уменьшения среднего квадратического значения некомпенсированного поля. По некомпенсированному полю аналогичным примером был подобран рельеф верхней кромки гранитоидов. При подборе интрузии область ее расположения ограничивалась сверху подошвой красноцветов, а в зоне ее отсутствия — глубинами до коренных пород. В соответствии с полученной моделью установлена связь Кумичинского массива с Северо-Кумичинским (рис. 50, д-з). По-видимому, это единая интрузия сложной формы, корневая часть которой расположена в наиболее погруженной части нижней кромки, определенной при моделировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный аппарат объемного геологического моделирования контактными поверхностями позволяет с помощью ЭВМ конструировать и изучать пространственные геологические модели в довольно разнообразных геолого-геофизических условиях. Возможности моделирования контактными поверхностями в значительной степени расширены благодаря разработанному способу вписания компактных тел (интрузий) в слоистую среду. Числовые геологические модели предусмотрено формировать различными методическими приемами, важнейшие из которых интерполяция, корреляционно-интерполяционный прогноз и решение прямых и обратных задач геофизики. При разработке объемного геологического моделирования использованы как известные методы и алгоритмы решения геолого-геофизических задач, так и вновь предложенные. К последним относится программно реализованный алгоритм, воспроизводящий выработанные в "домашинный" период приемы ручной интерполяции. В этом алгоритме предусмотрен контроль точности восстановления исходных данных по результатам, полученным в узлах регулярной сети. Кроме того, поле в узлах регулярной сети контролируется на предельно допустимые отклонения от результатов линейной интерполяции, что исключает возможность получения необоснованных осложнений интерполируемой функции.

Корреляционно-интерполяционный прогноз является развитием корреляционных методов интерпретации геолого-геофизических полей. На основе корреляционных связей он позволяет получать модель геологической границы, точно соответствующей глубинам в опорных точках. Предложены две модификации корреляционно-интерполяционного прогноза. Первая, основанная на корреляционном методе разделения аномалий, предполагает наличие на изучаемой площади достаточного числа опорных (эталонных) точек для установления корреляционных связей глубин с используемыми геолого-геофизическими полями. Вторая модификация допускает ограниченное число опорных точек на площади прогноза при наличии обособленного достаточно изученного участка, расположенного в аналогичных геолого-геофизических условиях. В этой модификации используются корреляционные связи между трансформантами глубин и прогнозирующих полей. Для трансформации глубин, заданных по нерегулярной сети, применяется предварительная линейная интерполяция. Такой подход к сглаживанию функций дает более качественные результаты, чем усреднение в скользящем окне исходных данных в точках, расположенных неравномерно по площади, поэтому этот прием может найти применение не только при объемном геологическом моделировании.

Чем теснее корреляционная связь глубин с полями, используемыми для прогноза, тем меньше отличаются друг от друга результаты, полученные корреляционным и корреляционно-интерполяционным методами.

При слабой коррелируемости вклад полей в результаты прогноза уменьшается и преобладающей становится интерполяционная составляющая. Следовательно, интерполяция и корреляционный метод являются как бы частными предельными случаями корреляционно-интерполяционного прогноза.

Использование приемов, разработанных в "домашний" период для ускоренного определения гравитационного поля, привело к созданию алгоритма решения прямой задачи гравиразведки и программы для ЭВМ, характеризующейся высокой скоростью вычисления аномалий. Это делает реальным выполнение значительного числа итераций при решении обратной задачи гравиразведки и позволяет рассматривать несколько гипотез строения изучаемой площади. В программе решения обратной задачи гравиразведки предусмотрена возможность широкого использования как точных, так и приближенных априорных данных о глубинах до гравитационных контактных поверхностей. Программно реализована автоматическая корректировка как глубин, так и избыточных плотностей.

Кроме основных программ, используемых непосредственно для конструирования объемных геологических моделей, комплекс снабжен пакетом вспомогательных программ, делающих моделирование достаточно технологичным. В то же время практический опыт эксплуатации рассматриваемого комплекса программ говорит о необходимости его дальнейшего совершенствования. В первую очередь это относится к разработкам программ интерпретации материалов магниторазведки и электроразведки. Выполнены эксперименты по использованию технологии решения прямой задачи гравиразведки для вычисления поля вызванной поляризации методом срединных градиентов. Разработанный исследовательский вариант программы опробован для моделирования рудных полей [17]. Даже без программы автоматической корректировки поляризуемых тел эффективность моделирования оказалась бесспорной. Подобные работы необходимы и по использованию магнитного поля для объемного моделирования. Для расширения перспектив применения объемного моделирования в рудных районах требуется программное обеспечение конструирования геологических тел по материалам геологической съемки с использованием приближенных представлений о строении участка на глубине. Актуальна разработка более совершенных программ интерполяции магнитного поля с межпрофильной корреляцией. Ведутся работы по расширению пакета программ, повышающих технологичность моделирования. Значительное ускорение подготовки данных связывается с использованием шифратора.

Хотя необходимость развития программного обеспечения очевидна, в современном состоянии комплекс программ объемного геологического моделирования может широко использоваться в разнообразных геологических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А.* Геология Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1981.
2. *Азизбаев Э.К.* Условия формирования месторождений нефти и газа Прикаспийской впадины. – Алма-Ата: Наука, 1978.
3. *Алгоритм* интерполяции геофизических полей на основе использования параметров их статистической структуры/П.Н. Горбунов, А.Н. Кленчин, В.М. Попов, К.Б. Бекшарипов. – В кн.: Вопросы нефтяной и рудной геофизики. – Алма-Ата: КазПТИ, вып. 1, 1974, с. 5–8.
4. *Аронов В.И.* Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. – М.: Недра, 1977.
5. *Аронов В.И.* Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. – М.: Недра, 1976.
6. *Боброва Г.В., Матусевич А.В.* Прогнозирование рельефа поверхности соли юго-западной части Прикаспийской впадины по гравитационному полю с помощью программы СОЛЬО (ЭВМ "Минск-32"). – В кн.: Повышение геологической эффективности и практические способы интерпретации гравиразведочных работ. – М.: изд. ВНИИГеофизика, 1982, с. 98–104.
7. *Боброва Г.В.* Интерпретация гравитационного поля юго-западной части Прикаспийской впадины с целью построения рельефа поверхности соли. Материалы всесоюз. школы-семинара "Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий". – Алма-Ата, 1984, с.114–115.
8. *Боровко Н.Н.* Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. – Л.: Недра, 1979.
9. *Бродовой В.В.* Геофизические исследования в рудных провинциях. – М.: Недра, 1984.
10. *Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наукова думка, 1976.
11. *Волков А.М.* Решение практических задач геологии на ЭВМ. – М.: Недра, 1980.
12. *Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования.* – М.: Наука, 1982.
13. *Глаум В.К.* Интерполирование гравитационного поля на основе разложения в ряд Тейлора. Материалы всесоюз. школы-семинара "Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий". – Алма-Ата, 1984, с. 88–91.
14. *Голиздра Г.Я.* Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ. – Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. – М., 1977. (ОНТИ.ВИЭМС.)
15. *Гольдшмидт В.И.* Оптимизация процесса количественной интерпретации данных гравиразведки. – М.: Недра, 1984.
16. *Евтифеев Л.Д., Матусевич А.В., Петровский В.Б.* Вычисление аномалий ВП от трехмерных тел неправильной формы. – Изв. АН КавССР. Сер. геологическая, 1984, № 6. (Депонир. КазНИИТИ 28.08.84, № 749.)
17. *Кивелиди В.Х., Старобинец М.Е., Эскин В.М.* Вероятностные методы в сейсморазведке. – М.: Недра, 1982.
18. *Кравцов Г.Г., Сегалович В.И.* Интерпретационные алгоритмы подбора геологической модели по гравитационным наблюдениям и их практическое приложение. – В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. – Л., 1976, с. 17–35.
19. *Кривулин Г.С., Пустовотов П.П.* Устройство "Атлас-3" для графического вывода на ЭВМ. – Экспресс-информация. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. – М., 1973, № 7. (ОНТИ. ВИЭМ)
20. *Матусевич А.В.* Применение гравиразведки для выявления соляных карни-

зов на куполах Прикаспийской впадины. — Разведочная геофизика, 1978, вып. 83, с. 65–71.

21. *Матусевич А.В.* Прогнозирование пермотриасовых структур Северо-Устьюртского прогиба по гравитационному полю и другим геолого-геофизическим данным. — Геология нефти и газа, 1976, № 5, с. 39–42.

22. *Матусевич А.В.* Методика и комплекс программ объемного геологического моделирования многослойных сред по гравитационному полю. Материалы всесоюз. школы-семинара "Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий". — Алма-Ата, 1984, с. 79–81.

23. *Матусевич А.В., Греско Н.С., Шевчук С.И.* Объемное моделирование гранитоидных интрузий по гравитационному полю. — Разведочная геофизика, 1985, вып. 100, с. 90–94.

24. *Матусевич А.В., Николенко В.П., Осинсков Е.К.* Комплексирование сейсмо-разведки и гравиразведки при детальных геолого-геофизических исследованиях в Прикаспийской впадине. — Разведочная геофизика, 1979, вып. 87, с. 87–92.

25. *Методические* рекомендации по комплексированию геофизических методов при крупномасштабных геологосъемочных работах и поисках месторождений твердых полезных ископаемых. — Л.: НПО "Рудгеофизика", 1982.

26. *Никитин А.А.* Статистические методы выделения геофизических аномалий. — М.: Недра, 1979.

27. *Объемное* геологическое картирование редкометалльных рудных районов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. — Л.: Недра, 1981.

28. *Объемное* геологическое строение одного из рудных узлов с месторождениями прожилково-вкрапленных руд золото-кварцевой формации в углистых терригенных толщах герцинид (по результатам моделирования геолого-геофизических данных на ЭВМ)/А.А. Фельдман, В.В. Ищутин, А.В. Матусевич, А.М. Суслик. — Тр. ЦНИГРИ, 1980, вып. 152, с. 8–16.

29. *Пруткин И.Л.* О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1986, № 1, с. 67–77.

30. *Семенов О.Х.* Интерполирование функций, заданных в узлах регулярной сети, на ЭВМ "Минск-32". — Алма-Ата, ротاپринт КОМЭ, 1975.

31. *Федорова Н.В., Цирульский А.В.* К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 10, с. 61–72.

32. *Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В.* Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. — М.: Недра, 1977.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Часть первая. Алгоритмы и комплекс программ объемного геологического моделирования	5
1. Числовое описание модели	5
2. Интерполяция при объемном геологическом моделировании	17
2.1. Классификация условий интерполяции	18
2.2. Регулярная и субрегулярная изотропные сети	21
2.3. Нерегулярные неравномерные сети	25
2.4. Профильно-площадные сети	33
3. Корреляционно-интерполяционный прогноз	39
3.1. Корреляционный метод разделения аномалий	41
3.2. Увязка контактной поверхности	47
3.3. Корреляционно-интерполяционный прогноз с использованием трансформаций	50
4. Решение прямой задачи гравиразведки	58
4.1. Решение прямой задачи гравиразведки для одной контактной поверхности	59
4.2. Программа решения прямой задачи гравиразведки для многослойных моделей	68
5. Решение обратной задачи гравиразведки	76
5.1. Постановка задачи и основные принципы ее решения	78
5.2. Решение обратной задачи гравиразведки для одной контактной поверхности	80
5.3. Решение обратной задачи гравиразведки для многослойных моделей	90
5.4. Корректировка избыточной плотности	98
6. Программное обеспечение объемного геологического моделирования	101
6.1. Программы ввода-вывода	104
6.2. Программы преобразования матриц	107
6.3. Программы прогноза контактных поверхностей	110
Часть вторая. Методика и практический опыт объемного геологического моделирования	112
7. Элементы методики и технологии объемного геологического моделирования	112
7.1. Подготовка исходных данных	112
7.2. Методические приемы объемного геологического моделирования и технология их выполнения на ЭВМ	114
8. Моделирование солянокупольных структур Прикаспийской впадины	117
8.1. Краткая геолого-геофизическая характеристика района	117
8.2. Методика объемного моделирования кунгурской соли	124
8.3. Возможность выделения и моделирования соляных карнизов	143
8.4. Примеры объемного моделирования кунгурской соли	148
9. Объемное геологическое моделирование в рудных районах	160
9.1. Опробование комплекса программ на модели	161
9.2. Золоторудный участок	165
9.3. Участок Борлы (Северное Прибалхашье)	168
9.4. Участок Прибалхашский	172
9.5. Участок Хантауский	176
Заключение	181
Список литературы	183