

Иркутский политехнический институт

Г.С.Вахромеев

А.Ю.Давыденко

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

И ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Учебное пособие

Иркутск 1989

Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Комплексование геофизических методов и физико-геологические модели: Учеб. пособие.- Иркутск: ИПИ, 1989.- 88 с.

Даны определение физико-геологической модели (ФГМ), классификация ФГМ различных рудных и геологических объектов, их иерархия, область практического использования. Раскрыты основные положения теории физико-геологического моделирования: выделение структурно-вещественных комплексов, формирование петрофизических моделей, принципы геометризации моделируемых геологических объектов, планирование эксперимента при комплексных геофизических исследованиях. Приведены многочисленные примеры использования детерминированных, статистических, стохастических, а также динамических ФГМ для описания месторождений полезных ископаемых, инженерно-сейсмического прогноза, предсказания землетрясений.

Предназначено для студентов геологических специальностей, аспирантов, геологов-производственников широкого профиля.

Библиогр. 23 назв. Ил. 33. Табл. 10.

Рекомендовано к изданию редакционно-издательским советом Иркутского политехнического института

Рецензенты: кафедра региональной геологии и геофизики Иркутского государственного университета (зав. кафедрой доктор геол.-минералог. наук, проф. М.М.Мандельбаум);

зам. директора по науке ВостСибНИИГТИМСа,
доктор геол.-минералог. наук А.С.Барышев

ВВЕДЕНИЕ

Роль моделирования как универсального средства планирования эксперимента и познания закономерностей строения материального мира постоянно возрастает во всех без исключения областях науки и техники. Например, ни одно крупное гидротехническое или инженерное сооружение не начинают строить в натуре, не проверив предварительно проектные расчеты на моделях, воспроизводящих и имитирующих отдельные узлы и элементы будущих конструкций, а также функционирование сооружения в целом.

Развитие разведочной геофизики неразрывно связано с широким использованием модельных представлений об изучаемых геологических объектах и явлениях. С помощью моделей устанавливают и изучают принципиальные связи между основными чертами аппроксимируемых геологических тел и характеристиками обусловленных ими аномалий физических полей.

При проектировании геофизических работ, анализе возможностей отдельных методов исследований в геологических условиях конкретных районов, изучении параметров геофизической аппаратуры, расчетах ожидаемых аномалий и интерпретации данных полевых геофизических измерений широко используют весьма разнообразные виды моделирования. Физическое моделирование в электролитических ваннах и на предметных моделях, имитирующих рудные и геологические образования, применяют с целью изучения распределения электромагнитных и волновых полей в условиях, максимально приближенных к природным. Примером аналогового моделирования может служить известный способ электромеханических аналогий, привлекаемый для описания колебательных процессов в тракте "сейсмоприемник-усилитель-гальванометр". Очень широко развито математическое моделирование, объединяющее многообразные приемы решения прямых и обратных задач геофизики.

Классический пример концептуального моделирования — давно и успешно эксплуатируемое в разведочной геофизике понятие возмущающего или аномалиеобразующего объекта, представляющего основу для последующих расчетов ожидаемых аномалий либо параметров тел, их генерирующих.

Традиционное представление о возмущающем объекте чрезвычайно удобно и оправдано. Его продолжают продуктивно использовать при анализе данных какого-то одного геофизического метода исследований. Проектирование комплексных геофизических работ, равно как и интерпретация их результатов, неизбежно связаны с необходимос-

тью оперирования с целым набором возмущающих объектов одновременно, поскольку любое геологическое, рудное тело или структура проявлены в разных физических полях благодаря различным аномалиеобразующим факторам. Именно это обстоятельство определяет объективную необходимость формирования и практического использования так называемой физико-геологической модели объекта геофизических исследований. Под ФГМ принято понимать систему абстрактных возмущающих тел вместе с вызываемыми ими физическими полями, обобщенные размеры, генерализованная форма и петрофизические параметры которых с заданной степенью приближения аппроксимируют реальные геологические или рудные образования, изучаемые геофизическими методами.

Разработка такого рода моделей позволяет не только получить представление об особенностях отражения изучаемого объекта в физических полях, но и решать обширный круг задач по обоснованию методики полевых геофизических работ (расчет размеров сети и точности наблюдений, выбор состава и последовательности рационального комплекса методов и т.д.) и комплексной интерпретации геофизических данных.

Концепция физико-геологической модели объекта геофизических поисков (ФГМ) впервые была сформулирована и оформилась на кафедре геофизических методов разведки Иркутского политехнического института в конце 60-х годов как естественное развитие фундаментального понятия "возмущающий объект", продуктивно используемого с момента зарождения разведочной геофизики.

В настоящее время терминология и методика физико-геологического моделирования широко используются в геологоразведочных работах, вошли в специальную и справочную литературу [2,3,4,6,14], в учебники для вузов [16,18], приняты за рубежом [22,23].

В учебном процессе кафедры геофизических методов разведки Иркутского политехнического института до недавнего времени раздел "Формирование ФГМ геологических объектов" изучался в составе курса "Общие принципы комплексирования геофизических методов". Регулярное преподавание нового спецкурса "Теория физико-геологического моделирования" начато с 1986 г. По приглашению он был прочитан на геологическом факультете МГУ весной 1987 г., студентам и аспирантам геофизического отделения Горной школы Колорадо в США в течение осеннего семестра 1987 г., а также в Монгольском политехническом институте в апреле 1988 г. и в сентябре 1989 г. специалистам Мингео КНР в Пекине.

І. МЕТОДОЛОГИИ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

І.І. Основные понятия

Объективный и комплексный характер геофизической информации, строгость традиционно используемого в разведочной геофизике количественного подхода к построению моделей и интерпретации данных, необходимость привлечения различных методов и ЭВМ для решения конкретных геологических задач определяют необходимость формализации интуитивно создаваемого образа изучаемого геологического объекта и ожидаемых аномальных эффектов в виде физико-геологической модели объекта геофизического изучения (ФГМ). Моделироваться могут блок земной коры, нефтегазоперспективная или любая иная геологическая структура, рудное поле, месторождение полезного ископаемого, отдельное рудное тело, комплекс либо разновидность горных пород, представляющие интерес при геологическом картировании, поисках и разведке.

ФГМ - это совокупность данных о комплексе геологических, геохимических и геофизических характеристик, аппроксимирующих изучаемый объект, вмещающую его среду и порождаемые ими физические поля с детальностью, соответствующей поставленным геологическим задачам.

Таким образом, с позиций теории моделирования возмущающий объект - это частная, а ФГМ - общая модели исследуемого класса геологических тел. ФГМ отражает диалектическое единство и различие всех частных возмущающих тел, которыми можно описать геологический объект, изучаемый в геомагнитном, электромагнитном, волновом, тепловом, гравитационном, радиоактивном и других физических полях Земли.

С целью иллюстрации сказанного попробуем представить несложную ФГМ залежи бокситовых руд, залегающей в карстовых известняках (рис. І.Іа). Несколько упрощая реальную геологическую ситуацию и одновременно сохраняя ее принципиальные особенности, модель такого объекта может быть аппроксимирована сочетанием следующих структурно-вещественных комплексов (СВК), под которыми принято понимать квазиоднородные в петрофизическом смысле объемы горных пород: вмещающее нижнее полупространство, представленное глинистыми сланцами; мощный, бесконечный по падению пласт известняков аномально высокого электросопротивления; вложенные в него

шары, соответствующие карстовой полости с дефицитом плотности и высокой электрической проводимостью и положительно намагниченной залежи бокситов; покрывающий геологический разрез горизонтальный пласт рыхлых электропроводных отложений. Отдельные частные модели, ограничивающие перечисленные СВК, создают специфические электрические, гравитационную, магнитную, а также полученные в натурном эксперименте радиогеохимические аномалии (рис. 1.16). Примечательно, что отдельные частные возмущающие объекты, составляющие рассматриваемую ФГМ, характеризуются совершенно несхожими между собой размерами, морфологией и аномальными физическими свойствами.

Из определения ФГМ следует, что в общем случае она включает модели объекта и поля, а также модель связи "объект - поле" и является, по существу, моделью системы "объект - поле". Основными свойствами ФГМ являются ее обобщенный и комплексный характер, а также физико-геометрическая полиморфность модели объекта [4, 6].

Обобщенный характер ФГМ обусловлен тем, что ее параметры отражают некоторые усредненные свойства множества возможных и примерно равноценных вариантов моделируемых объектов. Действительно, наделение элементов модели некоторыми типичными, например, средними значениями физических и геометрических параметров автоматически подразумевает обобщение черт совокупности реальных геологических объектов и наблюдаемых над ними физических полей. Уровень обобщения информации или, иначе, степень детализации элементов модели, зависит от ряда факторов: характера и количества априорной информации, распределения физических свойств геологических элементов модели, размеров физических неоднородностей, условий их залегания и задач исследования, а также от уровня неустранимых помех.

При прочих равных условиях чем меньшей информацией о моделируемом объекте мы располагаем, тем более обобщенной и грубой должна быть его ФГМ. В этом случае избыточная детализация модели создает только иллюзию ее точности при одновременно низкой достоверности, т.к. вероятность появления реального объекта, заведомо выходящего за рамки параметров ФГМ, становится недопустимо большой. Поэтому при формировании ФГМ предпочтительны пусть более скудные, но более разнообразные данные по серии эталонов моделируемых объектов. Это позволяет учесть изменчивость параметров ФГМ

и приводит к построению более надежных моделей, чем при использовании большого объема информации, но по единственному эталонному объекту.

Степень обобщения ФГМ сильно зависит от размеров физических неоднородностей, слагающих объект, условий его залегания и задач исследований. Действительно, одна и та же залежь магнетитовых руд для условий наземных или аэромагнитных съемок может быть аппроксимирована наклонным пластом правильной формы (рис. 1.2, а), а при решении задач магнитного опробования методом КМВ — случайно-неоднородным распределением рудного материала (рис. 1.2, б).

Комплексный характер ФГМ отличает ее от понятия "возмущающий объект". Стремление охарактеризовать ФГМ возможно большим числом признаков, выделяющих объект на фоне вмещающей среды, отражает необходимость преодоления неоднозначности, характерной для решения обратных задач геофизики.

Допустим, что ФГМ включает два геологических элемента (например, изучаемый объект и вмещающая его среда), характеризующихся физическими свойствами X_1 и X_2 , например, плотностью и магнитной восприимчивостью. Возможны три варианта распределения признаков X_1 и X_2 (рис. 1.3). В первом случае (рис. 1.3, а) комплексное описание дает более надежное разделение множеств точек объекта и среды, но различия между проекциями этих множеств на оси координат, т.е. при использовании описаний только по плотности или только по магнитной восприимчивости, также достаточно велики. В двух других вариантах (рис. 1.3, б, в) отказ от комплексного описания, т.е. рассмотрение точек не в плоскости признаков, а в проекциях на их оси, приводит к катастрофическим последствиям. В то же время при комплексном описании эти множества различимы либо с небольшой ошибкой (рис. 1.3, б), либо безошибочно (рис. 1.3, в).

Физико-геометрическая полиморфность проявляется в возможности Геометризации геологического объекта частными физическими моделями различной геометрии, размеров, физических свойств (см. рис. 1.1) и является следствием комплексного характера ФГМ [4].

Макроскопически одинаковые образцы осадочно-метаморфизованных пород, взятые на удалении и вблизи экзоконтакта ортоамфиболитов, контролирующего размещение редкометалльных пегматитов, отлича-

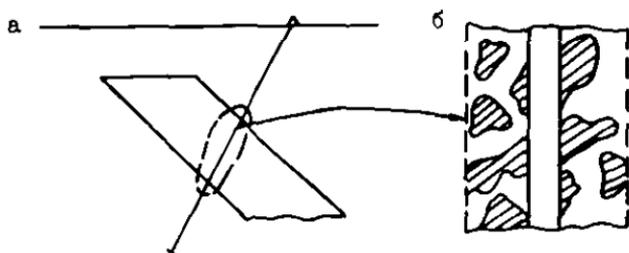


Рис. 1.2. Аппроксимация магнетитовой залежи для целей наземной магниторазведки (а) и магнитного опробования (б)

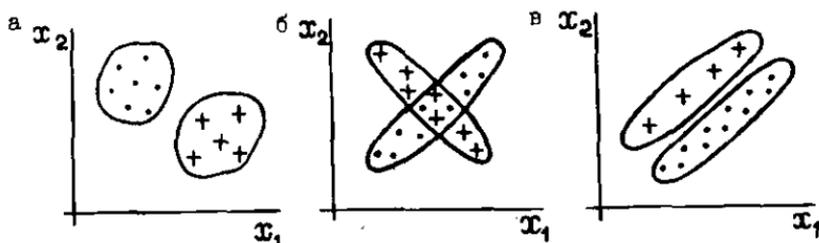


Рис. 1.3. Варианты различия изучаемого объекта (кресты) и вмещающей его среды (точки) по физическим свойствам X_1 и X_2

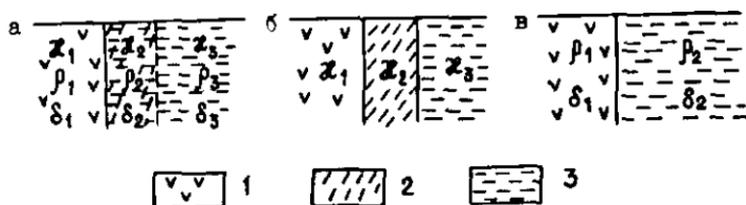


Рис. 1.4. Аппроксимация зоны контакта (а), магнитной (б), электрической и плотностной (в) моделями ($X_2 > X_1 > X_3$, $\rho_1 > \rho_2$, $\delta_1 > \delta_2$, $\delta_2 = \delta_3$): 1 - ортоамфиболиты; 2 - зона экзоконтакта; 3 - осадочно-метаморфизованные породы

ются по магнитной восприимчивости χ на два порядка при одинаковых средних значениях плотности δ и удельного электрического сопротивления ρ [8]. Этот факт определяет различие геометрических образов магнитной, плотностной и электрической моделей контакта ортоамфиболитов с вмещающими породами (рис. I.4).

I.2. Классификация ФГМ

В разведочной геофизике модель можно рассматривать либо как средство, либо как итог исследования. Поэтому по отношению к полевому и вычислительному геофизическому эксперименту целесообразно выделение соответственно априорных и апостериорных ФГМ.

На этапе проектирования геофизических работ формируют априорную ФГМ искомого объекта и с ее помощью определяют тактику и параметры полевых геофизических исследований. В ходе интерпретации результатов геофизических работ уточняют параметры априорной модели и создают апостериорную модель изучаемого геологического объекта.

По принципам описания системы "объект - поле" следует различать детерминированные и вероятностно-статистические ФГМ (рис. I.5). Последние подразделяют на статистические и стохастические.

Детерминированные ФГМ формируют исходя из предположения о том, что неслучайные величины, определяющие состояние моделей объекта, однозначно определяют соответствующие неслучайные характеристики моделей физических полей. Простейшим примером детерминированной модели может служить аппроксимация объекта некоторой правильной геометрической формой с фиксированными значениями физических свойств (например, замена кимберлитовой трубки штоком) с последующими расчетами аномальных эффектов гравитационного, магнитного и других полей (см. рис. I.1). Несмотря на определенную ограниченность такого рода предположений, связанную с наличием неучтенных в моделях неконтролируемых факторов и случайных помех, детерминированные модели традиционно и эффективно используют в разведочной геофизике благодаря развитому математическому аппарату, базирующемуся на классических представлениях математической физики.

Целесообразно различать два вида вероятностно-статистических

Виды геологических объектов

Характеристика связи "объект-поле"

Тип ФГМ

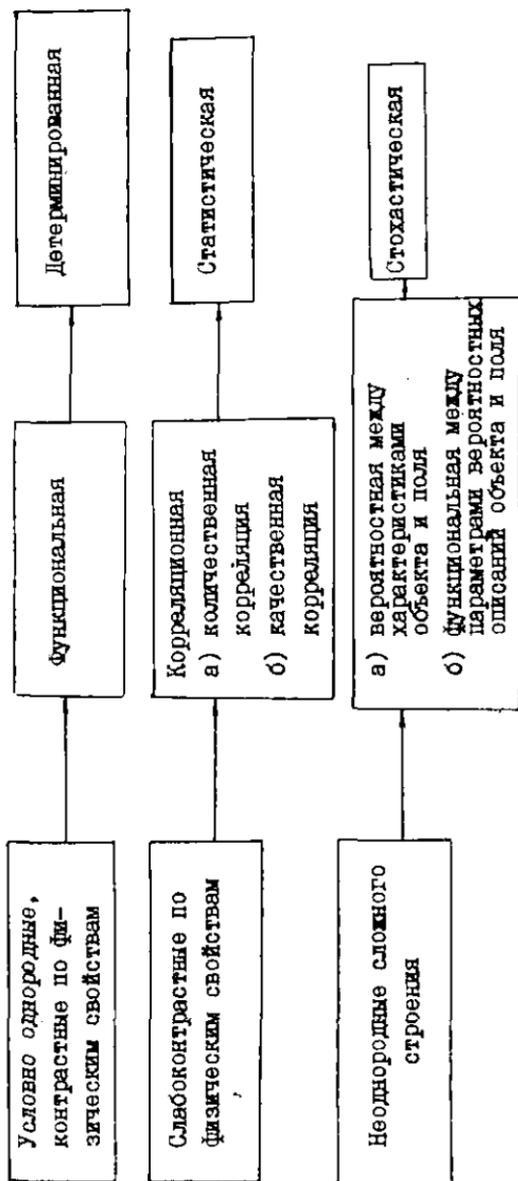


Рис. 1.5. Система связей и соотношений геологических объектов, геофизических полей и типов ФГМ

моделей: статистические и стохастические. Последний термин далее используется как синоним слов "вероятностные", "случайные".

Статистические ФГМ обычно строят для объектов, физические свойства которых мало отличаются от таковых вмещающей среды. Эти модели описывают статистические различия средних, дисперсий и корреляционных свойств физических полей над изучаемыми геологическими объектами и вмещающей средой.

Основная проблема, возникающая при использовании статистических ФГМ и не имеющая строгого решения, заключается в оценке правомерности переноса закономерностей, выявленных на эталонных выборках, на новые участки работ с возможно иной физико-геологической обстановкой.

Примерами использования стохастических моделей являются корреляционные способы интерпретации, основанные на регрессионных моделях, способы формирования и анализа моделей участков скопления редкометалльных и слюдяносных пегматитов [5, 8].

Стохастической (вероятностной) ФГМ будем называть модель, имеющую хотя бы один случайный параметр. Такую модель логично характеризовать ожидаемыми средними значениями и дисперсией параметров: глубины залегания, размеров, физических свойств и т.п. В данном случае дисперсия будет характеризовать диапазон априорной неопределенности знаний параметров искомого объекта. Случайный характер параметров модели объекта обуславливает необходимость расчета числовых характеристик аномальных эффектов в виде их математических ожиданий, дисперсий, корреляционных функций. Используя математический аппарат для анализа функций случайных величин, можно решить эту задачу, а также рассчитать взаимные корреляции случайных параметров объекта и интенсивности геофизических полей.

Особенно эффективны стохастические модели при необходимости моделирования геологических объектов со сложным внутренним строением за счет значительного сокращения числа параметров для описания модели по сравнению с детерминированным подходом.

Деление ФГМ на двух- и многоальтернативные обусловлено количеством геологических задач, для решения которых разрабатываются модели.

Двухальтернативная ФГМ обобщает информа-

цию для решения одной конкретной геологической задачи в рамках поисковой системы узконаправленного спектра действия. При этом сигналы от аномалиеобразующих объектов, не связанных непосредственно с изучаемым, рассматриваются как помехи. Этот вид моделей предназначен для решения задач типа "руда - не руда", "нефтегазо-перспективная - пустая структура"; их преимущественно используют на подстадиях детальных специализированных поисков определенного вида минерального сырья и при поисково-оценочных геофизических работах.

Многоальтернативную ФГМ создают и используют на стадиях средне- и крупномасштабных геолого-геофизических съемок широкого поискового спектра действия для параллельного решения нескольких геологических задач, характеризующихся примерно равным паритетом: при структурно-тектоническом районировании, геологическом картировании, прогнозировании, многоцелевых поисках разных видов минерального сырья, а также при разведке месторождений. При необходимости акцента на одной из нескольких альтернатив многоальтернативные ФГМ могут быть в результате обобщения трансформированы в одну или несколько двухальтернативных моделей.

Учитывая широкое проявление принципа историзма в геологии, наряду со статическими ФГМ месторождений полезных ископаемых, рудных тел и других законсервированных во времени геологических объектов правомерно создавать и использовать динамические ФГМ геологических процессов; отражающие специфику сочетания геофизических полей и их числовых характеристик на разных стадиях этих процессов в зависимости от глубины и полноты развития рудогенеза, зон окисления и вторичного сульфидного обогащения, тектогенеза и других геологических явлений. Успехи в области палеомагнетизма, изучения движения литосферных плит, геофизических предвестников землетрясений, широкое внедрение геофизического мониторинга окружающей среды, режимных наблюдений за многолетней мерзлотой, естественными фильтрационно-диффузионными и другими нестационарными электрическими полями, гидрогеохимическими параметрами подземных вод определяют насущную необходимость в использовании динамических ФГМ.

1.3. Основы методики моделирования

Априорные ФГМ должны удовлетворять определенным требованиям, к наиболее важным из которых относятся многопараметровость, адекватность поставленной геологической задаче и априорной информации, устойчивость и простота.

Многопараметровость ФГМ обусловлена ее комплексным характером, необходимостью описывать типовую геологическую ситуацию и непротиворечиво объяснять особенности строения разных физических полей.

Адекватность (соответствие модели) поставленной геологической задаче обеспечивается целенаправленным формированием ФГМ, а также степенью детализации ее элементов. Уровень обобщения информации должен обеспечивать отражение в модели геолого-геофизических элементов, выделение которых гарантирует решение поставленной задачи. Часто степень проявления интересующих элементов модели в физических полях недостаточна из-за высокого уровня помех или неблагоприятных физико-геологических предпосылок. В этом случае в корректировке нуждаются не только ФГМ, но и геологическая задача. Например, разработка и анализ ФГМ редкометального оруденения показали необходимость переориентации комплекса наземных геофизических работ на поиск не отдельных пегматитовых жил, а участков их сосредоточения [8] .

Соответствие модели априорной информации обычно достигается путем компромиссов. Причиной этого является комплексный и обобщенный характер ФГМ, описание с ее помощью большого числа возможных природных ситуаций. Разработка количественного подхода к оценке адекватности физико-геологических моделей с использованием критериев обобщенного расстояния и корреляции [10] показывает, что при прочих равных условиях могут быть предпочтительны более грубые ФГМ, наилучшим образом согласующиеся со всем комплексом геофизических признаков, чем модели, обладающие хорошим соответствием только по отдельным физическим полям.

Устойчивость подразумевает возможность использования закономерностей, отражаемых ФГМ во всем диапазоне возможных природных ситуаций. Достижение устойчивости может потребовать конкретизации или селекции первоначально поставленной задачи, совершенствования способов описания и аппроксимации модели, более детального учета мешающих факторов. Устойчивость и простота моделей тесно

взаимосвязаны, так как устойчивость ФГМ достигается, как правило, за счет ее упрощения.

Формирование ФГМ проводят способом последовательных приближений [4, 6] в ходе реализации следующих этапов: 1) формулирование геологической задачи, выбор объекта моделирования (блока земной коры, геологической структуры, месторождения, рудной залежи и т.п.); 2) выбор геолого-генетической и геолого-структурной моделей объекта; 3) сбор, анализ и систематизация геолого-геофизической информации по объектам-эталонам; 4) получение фактографической петрофизической информации по моделируемому объекту и вмещающей среде; 5) выделение СВК, их геометризация в виде частных возмущающих тел правильной формы, построение петрофизической модели; 6) обоснование типа формируемой ФГМ (детерминированной, вероятностно-статистической и т.п.); 7) параметризация модели объекта, т.е. ее описание совокупностью параметров, характеризующих особенности формы, внутренней структуры, условий залегания и физических характеристик моделируемого объекта; 8) решение прямой задачи физико-геологического моделирования, позволяющее получить полную модель системы "объект-поле"; 9) изображение априорных ФГМ при планировании геофизического эксперимента. Обычно его сводят к графическому, табличному и графоаналитическому отображениям моделей объекта и полей [3, 6]. Значение этого этапа обуславливается не только необходимостью документации результатов моделирования, но также важностью психологического аспекта и высокой информативностью зрительного восприятия.

1.4. Иерархия моделей

В соответствии с принципами системного анализа каждой стадии геологоразведочных работ отвечает вполне определенная металлогенетическая категория в качестве объекта прогнозирования, поисков или разведки. Именно по этой причине в зависимости от целей и масштаба исследований формируют соответствующие иерархически соподчиненные ФГМ блока земной коры, рудоносной провинции, пояса, рудного узла, поля, месторождения или отдельной рудной залежи. Наиболее полно системное соотношение стадий геологоразведочных работ, моделей объектов геофизического изучения и целевых рациональных комплексов методов исследований разобрано и проиллюстрировано В.В.Бродовым [3].

2. ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОБЪЕКТА

Основой для формирования ФМ служит п е т р о ф и з и - ч е с к а я м о д е л ь (ПМ), под которой понимают объемное распределение в геологическом пространстве различных физических параметров, характеризующих главные структурно-вещественные комплексы изучаемого рудного поля, месторождения полезного ископаемого или другого геологического объекта.

Петрофизические модели классифицируют аналогично физико-геологическим, т.е. выделяют априорные и апостериорные, детерминированные, статистические, стохастические и другие типы ПМ.

Сведения о форме, размерах, условиях залегания и физических свойствах моделируемого объекта получают в ходе изучения и обобщения геометрических и физических параметров выбранных заранее природных эталонов. Поскольку принципы геометризации модели объекта зависят от контраста физических свойств слагающих его геологических элементов, исследование структурных и физических факторов изменчивости геологической среды в ходе формирования ПМ приобретает принципиальное значение.

2.1. Выделение структурно-вещественных комплексов

При изучении физических свойств образцы обычно объединяют в группы в соответствии с существующими геологическими классификациями, например, по петрографическим, литологическим признакам, стратиграфической принадлежности, степени метаморфизма. Естественная эквивалентность или, наоборот, дифференциация геологически различных групп пород и руд по тем или иным физическим свойствам и их сочетаниям указывают на необходимость целенаправленного анализа петрофизической информации для выделения однородных (в смысле заданного критерия) по физическим свойствам групп геологических образований. При этом в качестве основного геолого-геофизического элемента принимают с т р у к т у р н о - в е щ е с т в е н н ы й к о м п л е к с (СВК), объединяющий совокупность геологических образований, квазиоднородных по физическим характеристикам [1, 6]. СВК - это реальная физическая неоднородность геологического разреза, которая при благоприятных условиях может быть выделена геофизическими методами исследований. Породы, объединяемые в конкретный СВК, характеризуются статистически

незначимыми различиями физических свойств. Как правило, количество СВК меньше входящих в них типов горных пород (рис. 2.1).

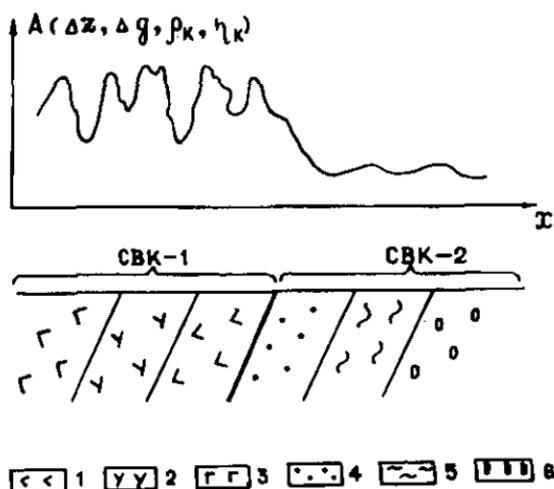


Рис. 2.1. Диабазовые порфириты (1), андезиты (2), базальты (3), слагающие эффузивный СВК-1, и песчаники (4), глины (5) и конгломераты (6), объединяемые в осадочный СВК-2 по признаку А

Выделение СВК проводят путем анализа петрофизической информации с целью объединения групп пород и руд с одинаковыми или неразличимыми по некоторому критерию физическими свойствами. Обычно эту процедуру реализуют с помощью различных методов статистического анализа исходной информации. Рассмотрим применение с этой целью метода главных компонент и способа иерархической группировки с использованием дендрограммы. Фактической основой примеров служат результаты петрофизических исследований образцов пород и руд Октябрьского скарново-магнетитового месторождения Ангарской рудной железорудной провинции, полученные В.С.Канайкиным.

Геологическая характеристика Октябрьского месторождения дана в работе [6]. Измерения плотности δ , магнитной восприимчивости χ , коэффициента пористости k_n , удельного электрического сопротивления ρ , скорости распространения продольных волн v_p образцов горных пород и руд выполнены по общепринятым

методикам [20]. Кроме того, по порошковым пробам этих же образцов рентгенорадиометрическим методом определялось содержание общего железа C_{Fe} . Статистический материал для девяти основных групп пород и руд, выделяемых на месторождении, приведен в табл. 2.1, составленной в результате обработки данных по 30-50 образцам каждой разновидности пород и руд.

Таблица 2.1
Средние значения (числитель) и стандарты S или стандартные множители ε (знаменатель) физических свойств пород и руд Октябрьского железорудного месторождения

Номера групп	Породы и типы руд	Физические параметры				
		$\delta, \text{г/см}^3$ $S, \text{г/см}^3$	$\mu, \text{ед.СИ}$ ε	$k_p, \%$ ε	$\rho, \text{Ом}\cdot\text{м}$ ε	$\sigma, \text{М}\cdot\text{с}$ $S, \text{М}\cdot\text{с}$
1	Руда, $C_{Fe} \geq 45\%$	$\frac{4,05}{0,25}$	$\frac{2,425}{1,5}$	$\frac{4,8}{2,4}$	$\frac{6,3}{2,2}$	$\frac{4900}{100}$
2	Руда, $C_{Fe} = 25+45\%$	$\frac{3,68}{0,28}$	$\frac{1,709}{1,7}$	$\frac{4,1}{3,9}$	$\frac{14,0}{3,0}$	$\frac{4600}{1000}$
3	Руда, $C_{Fe} = 18+25\%$	$\frac{3,25}{0,25}$	$\frac{1,181}{1,9}$	$\frac{3,5}{2,3}$	$\frac{20,0}{2,3}$	$\frac{4500}{900}$
4	Интенсивно оруденелый скарн, $C_{Fe} = 10+18\%$	$\frac{2,95}{0,19}$	$\frac{0,4055}{1,9}$	$\frac{5,7}{2,3}$	$\frac{50,0}{5,0}$	$\frac{4550}{850}$
5	Оруденелый скарн, $C_{Fe} = 5+10\%$	$\frac{2,75}{0,20}$	$\frac{0,0402}{3,5}$	$\frac{4,0}{3,5}$	$\frac{60,0}{3,5}$	$\frac{4500}{1000}$
6	Скарн, $C_{Fe} < 5\%$	$\frac{2,45}{0,29}$	$\frac{0,0037}{8,7}$	$\frac{8,4}{1,8}$	$\frac{55,0}{2,5}$	$\frac{4300}{700}$
7	Туфы, туффиты, туфобрекчия	$\frac{2,27}{0,25}$	$\frac{0,001663}{3,7}$	$\frac{12,0}{1,8}$	$\frac{40,0}{2,5}$	$\frac{4150}{1100}$
8	Траппы	$\frac{2,84}{0,19}$	$\frac{0,0276}{3,3}$	$\frac{2,1}{1,2}$	$\frac{1500,0}{1,4}$	$\frac{4800}{400}$
9	Вмещающие осадочные породы	$\frac{2,35}{0,18}$	$\frac{0,001}{2,1}$	$\frac{10,5}{1,5}$	$\frac{45,0}{2,5}$	$\frac{3900}{600}$

Выделение СВК методом главных компонент производят по данным измерений комплекса физических свойств непосредственно на образцах горных пород и руд. Идея МГК заключается в определении относительно небольшого числа линейных комбинаций или главных компонент исходных признаков, исчерпывающих основную долю суммарной дисперсии (изменчивости) первоначально измеренных переменных [5, 16]. Именно это свойство главных компонент позволяет наглядно отображать классифицируемые объекты. Если последние представить в виде облака точек в многомерном пространстве, то первая главная компонента Y_1 будет совпадать с направлением максимального разброса (дисперсии) признаков, вторая — Y_2 — обладать аналогичным свойством, но в направлении, ортогональном первому, и т.д. Поэтому главные компоненты некоррелированы, а их максимальное число не превышает числа исходных признаков.

Пусть исходные данные по n объектам (образцам), на которых измерено m признаков (физических характеристик), представлены $n \times m$ — матрицей B . Для преобразования данных в безразмерные величины найдем m средних значений $\bar{b}_1, \dots, \bar{b}_m$ и стандартов S_1, \dots, S_m . Каждый элемент матрицы B приведем к стандартизованной величине

$$a_{ij} = (b_{ij} - \bar{b}_j) / S_j; \quad i = 1, \dots, n; \quad j = 1, \dots, m.$$

В результате получим $n \times m$ — матрицу A , по которой можно найти несмещенную оценку корреляционной матрицы

$$R = \frac{1}{n-1} A^t A$$

Квадратную $m \times m$ — матрицу R можно представить разложением по ортонормированному базису из собственных векторов

$$R = V \lambda V^t,$$

где V — $m \times m$ — матрица, столбцами которой являются собственные векторы корреляционной матрицы R ; λ — $m \times m$ — матрица диагонального вида с упорядоченными в порядке убывания собственными значениями $\lambda_1, \dots, \lambda_m$ матрицы R на главной диагонали.

Матрица главных компонент

$$Y = A V$$

имеет размерность $n \times m$, а k — й столбец этой матрицы является

проекцией исходной выборки на ось k -ой главной компоненты y_k . Дисперсией этой компоненты является собственное значение λ_k , а направляющими косинусами оси этой главной компоненты являются элементы k -го собственного вектора.

Обычно p первых компонент ($p < m$) исчерпывают основную долю суммарной дисперсии признаков и хорошо аппроксимируют матрицу нормированных исходных данных A . При этом относительный вклад k -й компоненты в общую дисперсию таблицы A можно оценить по величине

$$d_k = \frac{\lambda_k}{t_r(R)} \cdot 100\%,$$

где $t_r(R) = \sum_{i=1}^m \lambda_i = m$ - след корреляционной матрицы R .

Основные вычислительные процедуры МГК связаны с определением собственных значений и векторов квадратной матрицы R , для чего могут быть использованы средства стандартного математического обеспечения ЭВМ. В пакете фортрановских программ кафедры геофизики ИИИ для анализа методом главных компонент можно воспользоваться подпрограммами *MGK* - для вычисления средних, стандартов и корреляционной матрицы, ее собственных значений и векторов; *PRGK* - для проектирования таблиц данных на оси главных компонент.

Результаты расчетов по этим подпрограммам приведены в табл. 2.2 и на рис. 2.1. Как следует из этой таблицы, больше 75% суммарной дисперсии исчерпывают две первые компоненты:

$$y_1 = 0,13 h' + 0,46 C_{Fe}' + 0,54 \delta' - 0,37 k_n' + 0,35 v_p' + 0,04 \rho' + 0,47 \alpha',$$

$$y_2 = -0,45 h' + 0,33 C_{Fe}' + 0,14 \delta' + 0,39 k_n' - 0,42 v_p' - 0,49 \rho' + 0,31 \alpha',$$

где "штрих" является признаком стандартизации переменной.

Нагрузки на признаки для первой главной компоненты показывают, что она отражает зависимости физических свойств от интенсивности магнетитового оруденения: увеличение содержания железа приводит к повышению плотности, магнитной восприимчивости и скорости распространения продольных волн. Компонента y_2 существенно зависит от глубины и, судя по величинам и знакам коэффициентов при признаках, отражает уменьшение с глубиной распространенности трещиноватых и пористых руд. Вид третьей и четвертой компонент в основном объясняется значительной дисперсией соответственно глубины отбора и удельного электрического сопротивления образцов.

Таблица 2.2

Собственные значения, соответствующие им собственные векторы и вклад главных компонент d_k в общую дисперсию матрицы стандартизованных петрофизических признаков

При- знаки	Собственные значения* и собственные векторы						
	3,21*	2,15	0,66	0,62	0,22	0,11	0,03
h'	0,13	-0,45	0,87	-0,14	0,02	-0,02	-0,01
c_{Fe}	0,46	0,33	0,06	-0,27	0,02	0,46	-0,62
s'_1	0,54	0,14	0,00	-0,07	-0,14	0,34	0,75
k'_n	-0,37	0,39	0,18	-0,41	0,66	0,11	0,24
v'_p	0,35	-0,42	-0,23	0,34	0,72	0,09	-0,05
ρ'_1	0,04	-0,49	-0,38	-0,78	-0,06	-0,07	0,01
α'	0,47	0,31	0,04	-0,14	0,13	-0,80	-0,02
$d_k, \%$	45,8	30,7	9,4	8,9	3,2	1,6	0,5

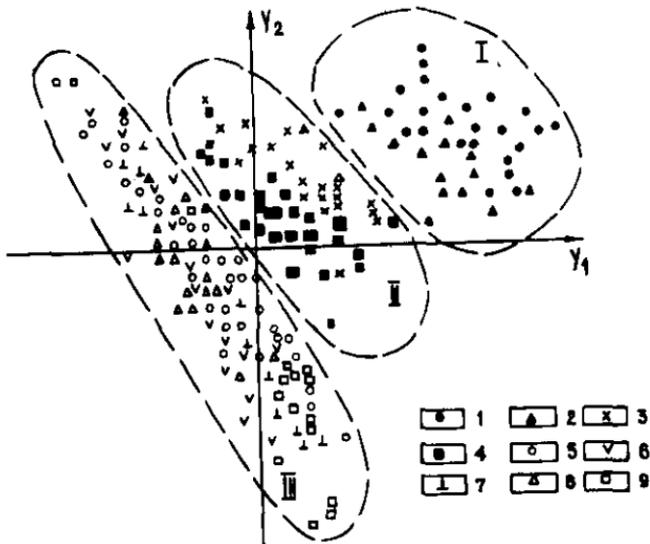


Рис. 2.2. Изображение выборки значений физических свойств образцов горных пород и руд Октябрьского железорудного месторождения в плоскости двух первых главных компонент y_1 и y_2 ; 1-9 - номера разновидностей пород и руд по табл.2.1; I, II, III - области, соответствующие рудному, рудонесущему и рудовмещающему СВК

По проекции исходной выборки на плоскость двух первых главных компонент (рис. 2.2) совершенно отчетливо выделяются три компактные группы объектов, каждую из которых логично считать самостоятельным СВК. Судя по составу, их можно назвать: I - рудным (руды с содержанием железа более 25%); II - рудонесущим (бедные руды и интенсивно оруденелые скарны) и III - рудовмещающим (слабооруденелые и безрудные скарны, траппы, вулканогенные и осадочные породы). Для совокупностей образцов, попавших в каждый из перечисленных СВК, определены обобщенные статистические характеристики (табл. 2.3).

Таблица 2.3
Средние значения (числитель) и стандарты (знаменатель) физических характеристик СВК, выделенных методом главных компонент (Октябрьское железорудное месторождение)

СВК	Физические параметры				
	$\bar{x}, \text{г/см}^3$ $s, \text{г/см}^3$	$\bar{x}, \text{ед. СИ}$ s	$k_n, \%$ s	$v_p, \text{м/с}$ $s, \text{м/с}$	$\rho, \text{Ом·м}$ s
Рудный	$\frac{3,87}{0,27}$	$\frac{2,0678}{1,7}$	$\frac{4,5}{3,0}$	$\frac{4750}{1000}$	$\frac{9,2}{3,2}$
Рудонесущий	$\frac{3,09}{0,27}$	$\frac{0,6926}{2,3}$	$\frac{5,6}{2,2}$	$\frac{4500}{900}$	$\frac{28,0}{3,3}$
Рудовмещающий	$\frac{2,58}{0,31}$	$\frac{0,0078}{10,0}$	$\frac{5,3}{2,9}$	$\frac{4400}{1050}$	$\frac{120,0}{5,4}$

Метод главных компонент применяют для выделения СВК по выборке образцов, охарактеризованных комплексом физических свойств. При этом отсутствуют четкие количественные критерии для выделения СВК, т.к. последние идентифицируются с компактными группами образцов в пространстве главных компонент визуально.

Выделение СВК способом дендрограмм целесообразно при представлении данных о физических свойствах статистическими характеристиками пород и руд в виде таблиц (см. табл. 2.1). Группировку проводят на основе некоторого статистического критерия [8, 11]. Учитывая, что основной предпосылкой для изучения геологического разреза геофизическими методами является дифференциация пород по средним значениям физических свойств, в качестве критерия при-

мом \hat{t} - статистику Стьюдента, правила вычисления которой зависят от результатов проверки гипотез о равенстве дисперсий σ_1^2 и σ_2^2 генеральных совокупностей [12].

Если справедлива гипотеза $H_0: \sigma_1^2 = \sigma_2^2$, то

$$\hat{t} = |\bar{X}_1 - \bar{X}_2| / \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2} \left[\frac{(n_1 - 1) S_1^2 + (n_2 - 1) S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right]} \quad (2.1)$$

при $\nu = (n_1 + n_2 - 2)$ степенях свободы.

При гипотезе $H_1: \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$,

$$\hat{t} = |\bar{X}_1 - \bar{X}_2| / \sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}} \quad (2.2)$$

с числом степеней свободы

$$\nu = \frac{(S_1^2/n_1 + S_2^2/n_2)^2 (n_1 + 1)(n_2 + 1)}{(S_1^2/n_1)^2 (n_2 + 1) + (S_2^2/n_2)^2 (n_1 + 1)} - 2.$$

Здесь \bar{X}_1 , \bar{X}_2 и S_1 , S_2 - оценки соответственно средних и стандартов при объемах выборок n_1 и n_2 .

Проверку гипотезы о равенстве средних значений физических свойств для сравниваемых групп пород следует проводить в два этапа. На первом, по статистике Фишера

$$\hat{F} = S_1^2 / S_2^2$$

с числом степеней свободы числителя $\nu_1 = n_1 - 1$ и знаменателя $\nu_2 = n_2 - 1$, проверяют гипотезу о равенстве дисперсий генеральных совокупностей. Затем, в зависимости от исхода проверки, для вычисления \hat{t} - статистики выбирают формулу (2.1) или (2.2). При проверке гипотез в задачах такого рода целесообразно выбирать 5%-й уровень значимости, который и использован в дальнейшем.

Процедура объединения отдельных петрофизических групп в СВК может быть представлена следующими операциями: 1) проверка гипотез о равенстве средних значений анализируемой физической характеристики для всех попарных сочетаний петрофизических групп (классов); 2) объединение групп с незначимыми и минимальными различиями по \hat{t} - статистике; 3) вычисление для объединенной группы новых средних значений и стандартных отклонений. Взвешенные параметры объединенной группы следует вычислять по формулам:

$$\bar{X}_{k\ell} = p_k \bar{X}_k + p_\ell \bar{X}_\ell;$$

$$S_{k\ell}^2 = p_k S_k^2 + p_\ell S_\ell^2 + p_k p_\ell (\bar{X}_k - \bar{X}_\ell)^2,$$

где k, ℓ - порядковые индексы объединенных групп; $p_k = n_k / (n_k + n_\ell)$ и $p_\ell = n_\ell / (n_k + n_\ell)$ - относительные частоты встречи объектов каждой группы в укрупненной.

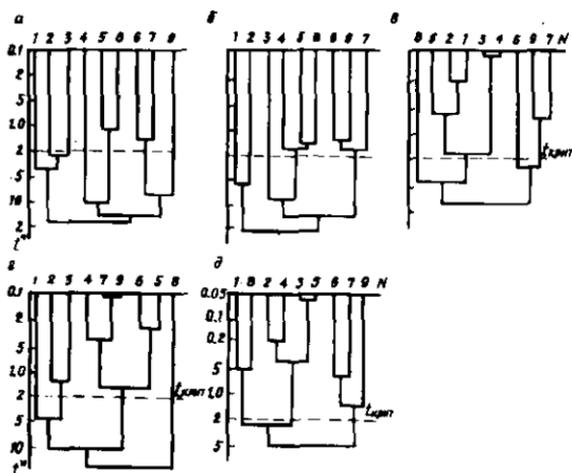


Рис. 2.3. Дендрограммы иерархической группировки петрофизических групп пород и руд Октябрьского железорудного месторождения

Последовательность слияния петрофизических групп, приведенных в табл. 2.1, может быть наглядно отражена на диаграммах их иерархической группировки по величине t -статистики (рис. 2.3). Такие диаграммы объективно характеризуют потенциальную разрешающую способность соответствующего геофизического метода. Объединение групп по магнитной восприимчивости позволило выделить семь самостоятельных СВК (рис. 2.3а), что объективно характеризует высокую дифференциацию геологического разреза по этому физическому свойству, зависящему практически только от содержания магнитного железа. Неразличимы по магнитной восприимчивости лишь оду-денелые скарны и траппы, а также безрудные скарны и туфовые образования. По плотности выделено пять СВК (рис. 2.3б), что можно объяснить тесной связью этого параметра не только с содержанием же-

леза, но и с пористостью, по значениям которой выделяются всего четыре СВК. Увеличение значений пористости от руд к рудовмещающим образованиям (см. табл. 2.1) приводит к сокращению числа СВК по удельному электрическому сопротивлению (рис. 2.3г). По скорости распространения продольных волн выделяются только три СВК.

Рассмотренный способ иерархической группировки может быть обобщен на случай сравнения петрофизических групп по комплексу физических характеристик. Для этого необходимо применение критериев, используемых в многомерном статистическом анализе [11]. Примеры такой группировки объектов по комплексу геофизических полей приведены в работе [8].

2.2. Геометризация модели объекта

Основная задача геометризации заключается в обосновании геометрических параметров модели объекта и вмещающей его среды. Для этого необходимо: а) изучение размеров и других геометрических параметров физических неоднородностей в конкретных геолого-геофизических разрезах или объемах геологического пространства; б) выбор геометрического образа и условий залегания изучаемого объекта в целом, а также сопоставимых по размерам физических неоднородностей вмещающей среды; в) обоснование формы, размеров, пространственных взаимоотношений и числа физических неоднородностей более высокого порядка, отражающих сложность внутренней структуры моделируемого объекта и вмещающей среды.

При определении геометрических характеристик моделей используют СВК, выделенные в конкретных геолого-геофизических разрезах и особенности их геологического строения. В этом отношении показателен пример формирования обобщающих ФГМ для целей прогнозирования и поисков магнетитового оруденения ангаро-илимского типа [6, 22].

П р и м е р 2.1. В строении Ангарской железорудной провинции участвуют разновозрастные, от кембрия до юры, геологические образования осадочного чехла Сибирской платформы, а также породы трапповой формации. Месторождения пространственно размещаются по периферии куполов, вероятно, гранито-гнейсового состава, приурочены к вулкано-тектоническим структурам и непосредственно локализируются в вулканических трубах взрыва. Морфологически оруде-

нение представлено крутопадающими рудными телами стволообразной и жильной форм, субгоризонтальными и чашеобразными рудными залежами, которым отвечают определенные структуры локализации: чашеобразным - овалы оседания, кратеры палеовулканов; стволообразным - вулканические трубки взрыва, узлы пересечения разломов различных направлений; жильным - крутопадающие тектонические зоны; пологим пластообразным - субгоризонтальные зоны дробления, экранированные трапповыми силлами.

Учитывая иерархическую соподчиненность стадий геологоразведочных работ вполне определенным прогнозно-металлогеническим категориям, логично принять в рассматриваемом примере в качестве главного объекта подстадий общих поисков железорудные узлы, подстадии детальных поисков - рудные поля, подстадии поисково-оценочных работ - собственно скарново-магнетитовые месторождения, стадии разведки - отдельные рудные тела.

Для построения ФГМ выбраны следующие системные соотношения геологических структур и их элементов с железорудными узлами, полями и месторождениями: купольная структура отвечает рудному узлу; вулкано-тектоническая структура - рудному полю; трубка взрыва - системе стволообразных метасоматических рудных залежей; субвертикальные разрывные нарушения - жильным телам; пологие разрывные нарушения, межструктурные плоскости отслоения - субгоризонтальным линзообразным рудным залежам; овалы оседания, кратеры палеовулканов, маары - чашеобразным рудным телам.

В зависимости от морфологии рудные залежи при построении ФГМ аппроксимировались следующими геометрическими фигурами: стволообразные в трубках взрыва - эллиптическими цилиндрами, усеченными конусами, жильные - пластинами и параллелепипедами, субгоризонтальные рудные тела - дисками, чашеобразные - шаровыми сегментами.

При построении ФГМ из всего разнообразия геологических образований геофизически надежно обосновываются лишь следующие структурно-вещественные комплексы: рудный (собственно рудные залежи), скарново-рудный (рудные тела, вмещающие их скарны и скарнированные породы), трапповый (покровы, силлы, штоки и дайки траппов); СВК тектонически нарушенных гидротермально измененных пород в зонах разломов.

Для реальных условий Ангарской железорудной провинции построена серия ПММ (рис. 2.4). Типовая ПММ железорудного месторождения может быть представлена как сочетание четырех частных моделей (см. рис. 2.4а), аппроксимирующих маар, трубку взрыва, вертикальные пласты сплошных магнетитовых руд и субгоризонтальные рудные залежи под экраном силла трапшов. Физико-геологическая модель железорудного поля иллюстрируется рис. 2.4 б, на котором показано абстрагированное, но приближенное к реальности расположение месторождений и рудных тел. По сравнению с моделью месторождения в качестве главного вещественного элемента в ПММ рудного поля выступает скарново-рудный комплекс.

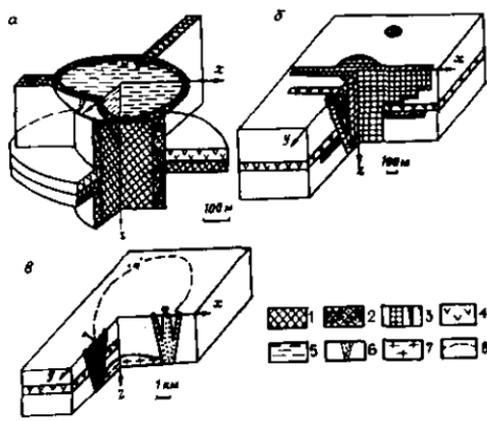


Рис. 2.4. Обобщенные петрофизические модели магнетитового месторождения (а), рудного поля (б) и рудного узла (в) ангаро-ильмского типа.

1 - руды ($\gamma = 70$, $\varepsilon = 0,5027$, $\delta = 3000$, $\rho_k = 20$); 2 - скарны ($\varepsilon = 0,0188$, $\delta = 2800$, $\rho_k = 5$); 3 - скарново-рудный комплекс ($\gamma = 50$, $\varepsilon = 0,2513$, $\delta = 2900$, $\rho_k = 20$); 4 - трапшы ($\varepsilon = 0,01257$, $\delta = 2900$, $\rho_k = 2$); 5 - отложения мааров ($\varepsilon = 25 \cdot 10^{-5}$, $\delta = 2110$, $\rho_k = 2$); 6 - туфы ($\varepsilon = 38 \cdot 10^{-5}$, $\delta = 2110$, $\rho_k = 2$); 7 - гранитоиднейсы; 8 - геоморфологический контур купола. Для вмещающих пород осадочного чехла и платформы $\varepsilon = 38 \cdot 10^{-5}$, $\gamma = 2300$, $\rho_k = 2$. В скобках приведены значения намагниченности γ в А/м, магнитной восприимчивости ε в ед. СИ, плотности δ в кг/м³, поляризуемости в %

Петрофизическая модель железорудного узла (см. рис. 2.4в) включает не только рудные поля, но и безрудные вулканические трубки взрыва. В качестве главных вещественных элементов здесь выступают скарново-рудный и туфовый СВК.

Для формирования более детальных ПМ рудных зон и рудных тел особенно важно изучение размеров физических неоднородностей их внутренней структуры, поскольку это определяет тип разрабатываемых ФГМ. При существенно неоднородном строении объекта более адекватным будет стохастическое описание его модели.

Пример 2.2. Рассмотрим результаты вычисления энергетического спектра кривой КМВ для скважины 265 в интервале глубин 670–1000 м рудной зоны Рудногорского скарново-магнетитового месторождения. Вычисление энергетического спектра проводилось по программе **FABNE**, реализующей алгоритм спектрального анализа методом максимальной энтропии на основе оценки коэффициентов автокорреляции [21]. Для расчетов использованы значения магнитной восприимчивости χ , дискретизированные с шагом 0,2 м по глубине (1 мм в масштабе диаграммы), общим числом $n = 1680$.

Расчеты выполнены при двух значениях авторегрессионного полуокна $m = 31$ и $m = 97$, причем в последнем случае спектр имеет лучшее разрешение (рис. 2.5). В начале энергетического спектра четко выделяются шесть групп магнитных неоднородностей, отмеченных на рисунке римскими цифрами. За одну оценку среднего размера группы неоднородностей можно принять половину периода гармоники для соответствующего пика спектра. Поэтому на рис. 2.5 приведена также шкала $L/2$, позволявшая оценить размеры для выделенных групп неоднородностей: I – 5–7, II – 3–4, III – 2,4–2,6, IV – 1,9–2,0, V – 1,6–1,7, VI – 1,3–1,4 м.

Спектральный анализ позволяет выяснить закономерности распределения преобладающих размеров неоднородностей, но об их природе судить без дополнительных данных нельзя. Например, для неоднородностей группы II (см. рис. 2.5) нельзя сказать, являются ли они маломощными рудными телами в безрудной толще или безрудными прослоями таких же размеров в богатых рудах.

В то же время принципиальная возможность установления природы неоднородностей при формировании математической модели объекта вполне очевидна. Для решения этой задачи можно предложить способ,

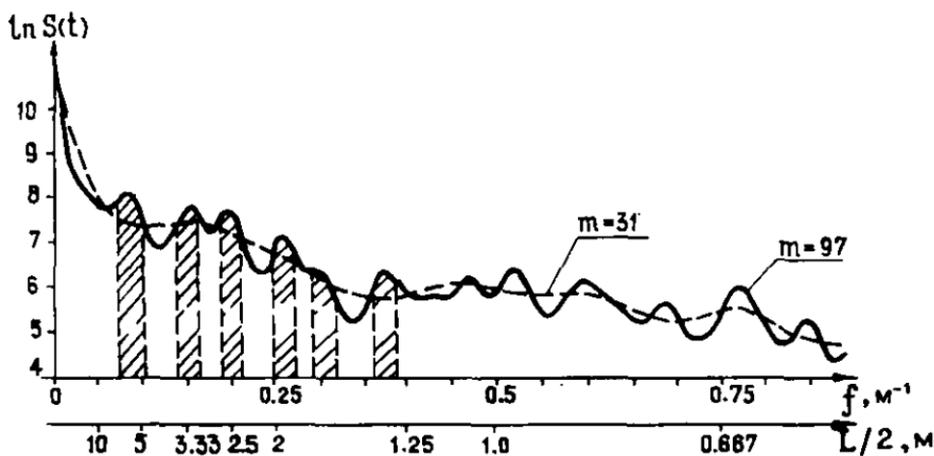


Рис. 2.5. Энергетические спектры для кривой КМБ при двух размерах авторегрессионного полуокна m . I-VI - группы неоднородностей

пригодный для анализа исходных данных, представленных как в цифровой, так и в символьной форме.

Пример 2.3. Не сужая общности предлагаемого способа, рассмотрим одномерный случай. Пусть вдоль некоторой линии, например, оси скважины, известно распределение неоднородностей, например, в виде рудных подсечений (рис. 2.6, а). Отообразим каждое рудное подсечение в плоскость признаков l_p и l_m , где l_p - мощность рудного интервала, l_m - расстояние, определяемое по принципу "ближайшего соседа", то есть

$$l_m = \min(l^+, l^-).$$

Здесь l^+ и l^- - расстояния соответственно от подошвы рудного подсечения до кровли ближайшего нижележащего и от кровли рудного подсечения до подошвы ближайшего вышележащего (см. рис. 2.6, а).

Изображение пересечения рудной зоны в плоскости новых признаков позволяет выделить области А, Б, В, Г (рис. 2.6), каждая из которых соответствует определенному классу неоднородностей. Так, область А включает рудные неоднородности большого размера с маломощными безрудными прослоями, область Б соответствует чередо-

вание маломощных рудных и безрудных прослоев примерно одинаковой мощности и т.д. Изображение в плоскости $l_p \text{ } l_m$ облегчает принятие решения о типе стохастической модели неоднородной среды: при попадании интервалов в области А или В необходимо использовать модели сред с неоднородностями малых размеров, если же интервалы попадают в области В или Г, то справедливы модели сред с неоднородностями конечных размеров. Способ может быть обобщен для анализа двух- и трехмерных неоднородных сред. В этом случае необходимо зафиксировать несколько направлений в пространстве и для каждого из них снимать и анализировать аналогичные характеристики неоднородностей.

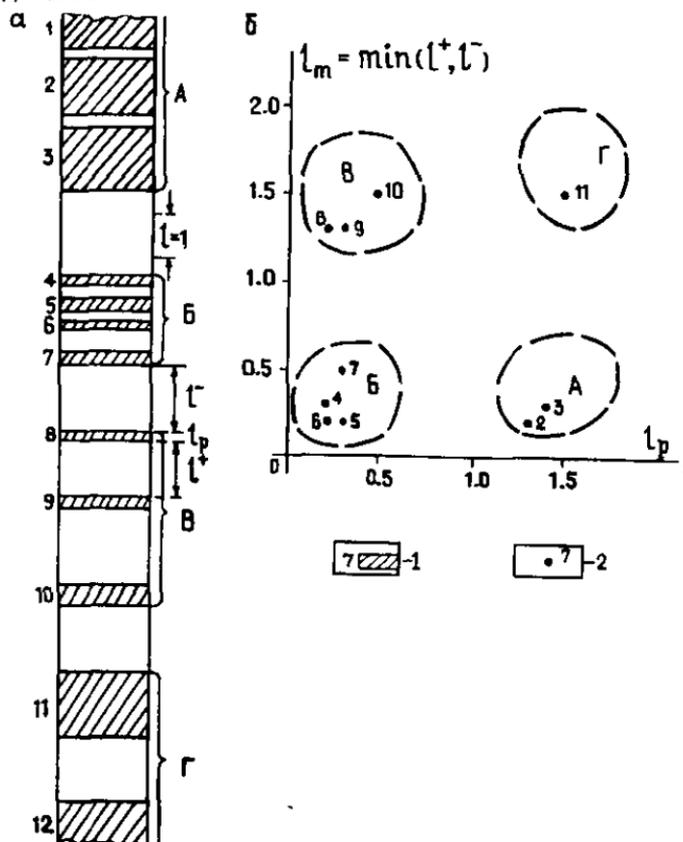


Рис. 2.6. Неоднородное строение рудной зоны вдоль оси скважины (а) и его изображение в плоскости признаков l_p и l_m (б). 1 - рудное подсечение и его номер; 2 - изображение рудного подсечения в плоскости признаков l_p и l_m

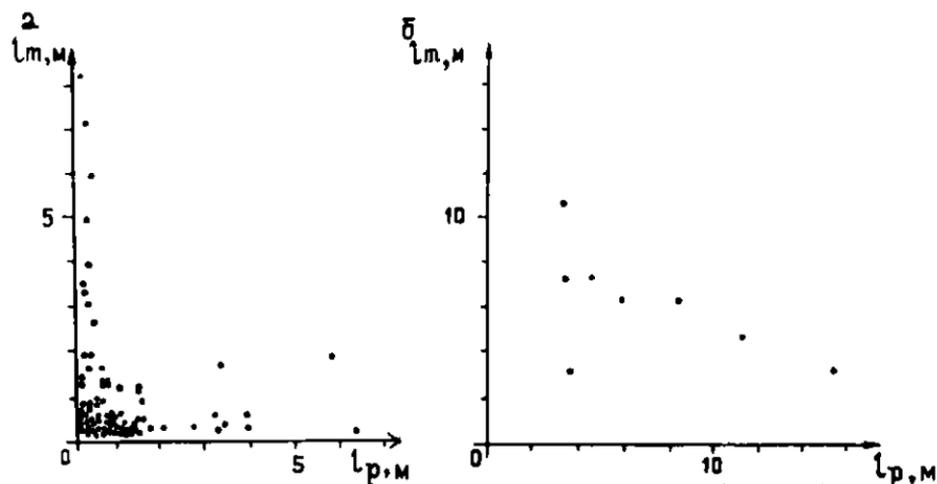
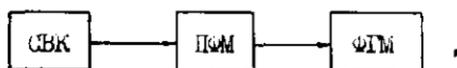


Рис. 2.7. Изображение в плоскости признаков l_p и l_m подсечений рудной зоны (скв. 265), полученное по исходной кривой КМВ (а) и после объединения рудных интервалов (б)

На рис. 2.7 изображены результаты обработки по данному способу графика КМВ по скважине 265. Границы рудных интервалов определены на уровне среднего значения \bar{x} . Положение рудных подсечений в плоскости l_p, l_m (рис. 2.7, а) показывает, что для рудной зоны в целом наиболее типичны безрудные прослои мощностью до 2 м. Мощность рудных подсечений изменяется в весьма широких пределах, что отражает наличие в рудной зоне неоднородностей различных иерархических уровней. Если в исходной колонке объединить подсечения, разделенные безрудными прослоями мощностью менее 2 м, то картина распределения неоднородностей существенно упрощается (рис. 2.6, б) и становится очевидным явное преобладание рудных неоднородностей мощностью 4–5 м, разделенных безрудными прослоями мощностью 3–8 м. Отсюда следует вывод о необходимости использования для аппроксимации внутреннего строения рудной зоны стохастической модели с неоднородностями конечных размеров. Учитывая отсутствие выраженной анизотропии во внутреннем строении рудных зон скарново-магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа, ячейки для двух- и трехмерных моделей могут иметь соответственно форму квадрата или куба с длиной ребра около 5 м.

Итак, общая схема формирования ФГМ любого геологического объекта такова:



т.е. вначале путем обобщения информации о его физических свойствах выделяют основные СВК, затем геометризуют их в ПГМ, рассчитав для которой ожидаемые физические поля, получают представление о ФГМ.

3. ПРЯМЫЕ ЗАДАЧИ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Под прямой задачей физико-геологического моделирования в широком смысле следует понимать процедуру получения количественных параметров физических полей над сконструированными ПГМ. При этом для детерминированных ФГМ используют классические способы решения прямой задачи геофизики в общепринятом смысле, а для статистических и стохастических ФГМ применяют нетрадиционные приемы расчета и оценок числовых характеристик аномальных эффектов, которые будут рассмотрены специально.

3.1. Детерминированные ФГМ

При построении детерминированной ФГМ изучаемый геологический объект аппроксимируют набором тел правильной геометрической формы с экстремальными или средними значениями эффективных петрофизических характеристик. Таким образом, понятие детерминированной ФГМ по принципам ее формирования и математического описания тесно смыкается с представлением о возмущающем объекте, которое широко применяют для решения прямых и обратных задач геофизики.

Традиционный характер детерминированных ФГМ — главная причина, по которой иллюстрация этого понятия дается на ограниченном количестве примеров. При необходимости расширения их числа можно обратиться к многочисленным учебникам и монографиям [2, 3, 6, 14, 18].

П р и м е р 3.1. Модель глубинного разреза земной коры [6] Выявление закономерностей размещения и формирования месторождений полезных ископаемых прямо зависит от корректности наших представлений о глубинном строении земной коры и верхней мантии Земли.

Глубинные магнитотеллурические и сейсмические зондирования, проведенные на континентах, позволили выявить наряду с астеносфер-

ным проводящим "термическим" слоем в верхней мантии крупные по размерам, преимущественно субгоризонтальные неоднородности в разрезе земной коры, характеризующиеся аномально высокой электропроводностью и пониженной скоростью распространения упругих колебаний. Этот промежуточный, так называемый коровый, проводящий слой в настоящее время зафиксирован в районе Байкальской рифтовой зоны, в Патомском нагорье и Якутской алмазоносной провинции Восточной Сибири, на Камчатке, Сахалине, в Армении, Исландии, на западе Северной Америки, на юге Канады, Австралии и в других регионах земного шара. Существуют различные точки зрения на природу промежуточного проводящего слоя. Прикладное значение исследований коровых проводящих слоев определяется перспективной возможностью прогнозирования рудных полезных ископаемых, нефти, алмазов.

Накопленные к настоящему времени фактические данные о форме, условиях локализации и петрофизических параметрах коровых проводящих слоев позволяют предложить ФГМ земной коры на примере глубинного строения одного из районов проявления кимберлитового магнетизма Сибирской платформы. В обобщенном виде ФГМ земной коры представляет собой чередование следующих СВК (рис. 3.1).

Геологические образования осадочного чехла суммарной мощностью около 2,0 км расчленяется на три структурно-вещественных комплекса (сверху вниз): надсолевой, солевой и подсолевой. СВК-I представлен карбонатно-терригенными отложениями палеозойско-мезозойского возраста мощностью до 800 м с низкими, порядка 10-100 Ом·м, значениями среднего продольного электрического сопротивления. Гетерогенность этой части разреза обусловлена силами грашпов, играющими роль высокоомных экранов. Карбонатно-галогеенные образования повышенного сопротивления ($\rho_l = 100-2000$ Ом·м) объединены в СВК-II. Они подстилаются осадками СВК-III преимущественно терригенного состава с электросопротивлением около 40 Ом·м. Средняя плотность пород осадочного платформенного чехла составляет $2,55$ г/см³, скорость распространения продольных сейсмических волн $4,6$ км/с.

СВК-IV и СВК-V отвечают соответственно "гранитно-гнейсовому" и "гранулит-базитовому" слоям консолидированной коры. Их суммарная мощность достигает 39 км. По величине продольного электрического сопротивления 600-1000 Ом·м они практически не различаются. Средняя плотность геологических образований СВК-IV составляет

2,7 г/см³, скорость продольных сейсмических волн 6,2–6,3 км/с; для СВК-У эти параметры равны 3,0 г/см³ и 6,5 км/с.

Ниже располагается коровый проводящий слой (СВК-VI) мощностью 40–45 км (см. рис. 3.1). Он характеризуется продольным сопротивлением не выше десятков Ом-м и недостатком плотности $\Delta \delta = -0,1$ г/см³. По данным ГСЗ верхняя часть этого слоя мощностью около 5 км между поверхностью Мохо и его кровлей проявляет свойства корового волновода и имеет пониженную до 6 км/с скорость продольных упругих колебаний.

На глубинах около 80 км породы корового проводящего слоя переходят в мантийный субстрат (СВК-VII) высокого электросопротивления ($\rho_e = 1000$ Ом м), повышенной до 3,3 г/см³ плотности и скоростью продольных упругих колебаний 8–8,2 км/с.

В районах кимберлитовых проявлений описанный стандартный разрез земной коры осложнен наличием высокоомных базитовых образований промежуточного магматического очага и субвертикальных подводящих зон аномальной электропроводности. Вертикальная мощность промежуточной магматической камеры достигает 70 км при ширине 200 км, среднее продольное сопротивление 2–5 тыс. Ом-м, избыточная плотность +0,2 г/см³.

Подводящие зоны, судя по близким значениям электросопротивлений, в нижней своей части смыкаются с коровым проводящим слоем (см. рис. 3.1). Граничная скорость на подошве земной коры в объеме промежуточного магматического очага возрастает с 8,2 до 8,5–8,8 км/с.

Изложенные закономерности отражает обобщенная схематизированная ФГМ (см. рис. 3.1), для конкретных значений параметров которой построены теоретические кривые электромагнитных зондирований ЭСБ и МТЗ. На этом же рисунке приведена построенная по экспериментальным данным глобальная кривая МТЗ. Близость теоретических кривых ЭСБ и МТЗ, экспериментально наблюдаемых в этом районе, свидетельствует об удовлетворительном описании реального разреза земной коры принятой ФГМ.

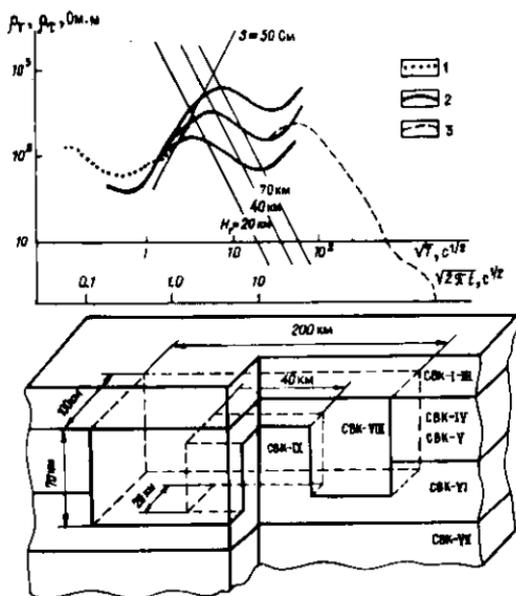


Рис. 3.1. Физико-геологическая модель аномального глубинного разреза земной коры Якутии.

1 - расчетная кривая ρ_T над осадочным чехлом; 2 - кривые ρ_T над промежуточным магматическим очагом (СВК-VIII) и проводящей электропроводной зоной (СВК-IX), рассчитанные для условий одномерной модели при глубине залегания кровли корового проводящего слоя 20, 40 и 70 км соответственно; 3 - глобальная кривая СВТЗ

Пример 3.2. ФГМ скарново-магнетитового месторождения, перекрытого траппами (рис. 3.2), может быть построена, если принять за основу ПМ ангаро-илимского железорудного месторождения открытого типа (см. рис. 2.4, а).

Примем вертикальную мощность траппового экрана 100 м, горизонтальную мощность вертикальной магнетитовой залежи 130 м, что соответствует модели объекта, минимального по промышленным запасам [6]. Опираясь на эти параметры ФГМ min , решим прямую задачу физико-геологического моделирования для грави- и магниторазведки (см. рис. 3.2). Для учета влияния траппов на правые ветви теоретических графиков Δg и ΔZ были наложены случайные,

нормально распределенные помехи. Стандартное отклонение помех взято в соответствии с фактическим средним уровнем изрезанности гравитационных и магнитных полей над трапшами. Анализ полученных теоретических графиков (см. рис. 3.2) показывает, что амплитуды гравитационных аномалий соизмеримы или даже меньше среднего уровня помех. Магнитные аномалии значительно превышают уровень помех. Основной вклад в интегральные гравитационные эффекты от рассмотренных моделей дают пластовые интрузии трапш. В магнитном поле, наоборот, отражается в основном влияние субвертикальных скарново-рудных зон.

Пример 3.3. ФГМ шеелитового месторождения

В качестве эталонов при построении ФГМ выбраны месторождения Лермонтовское, Восток-2, рудопоявления Олимпийское, Домашнее в западных отрогах Сихота-Алиня, в Приморском крае.

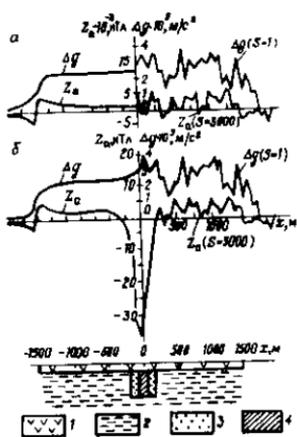


Рис. 3.2. Гравитационные и магнитные поля: а - над моделью покрова трапш; б - для ФГМ скарво-магнетитового месторождения, скрытого под покровом трапш. 1-трапши; 2-эффузивно-осадочные породы; 3-туфы жерловой фации; 4-магнетитовые руды. Слева от вертикальных осей показаны расчетные графики, не искаженные помехами, справа - с наложенной случайной помехой

Редкометальное оруденение пространственно и парагенетически связано с гранитоидами и локализуется в экзо-контакте с кремнисто-карбонатными отложениями верхнепермского возраста. Морфологически оно представлено изометрическими гнездообразными, либо линзообразными залежами с постепенными переходами от массивных руд через прожилковые к вкрапленным. Одновременно наблюдается зональность в распределении различных типов руд: локализующиеся в ближайшем экзо- и частично эндо-контакте с гранитами богатые шеелит-грейзеновые руды сменяются в известняках существенно скарново-сульфидной минерализацией. Минералогически руды представлены шеелитом, кварцем, в меньшей степени вольфрамитом, магнетитом, пирротинном, халькопиритом, пиритом и другими сульфидами.

Физические свойства вольфрамоносных рудных тел контрастно отличаются от таковых вмещающей среды (рис. 3.3), что предопределяет возможность и целе-

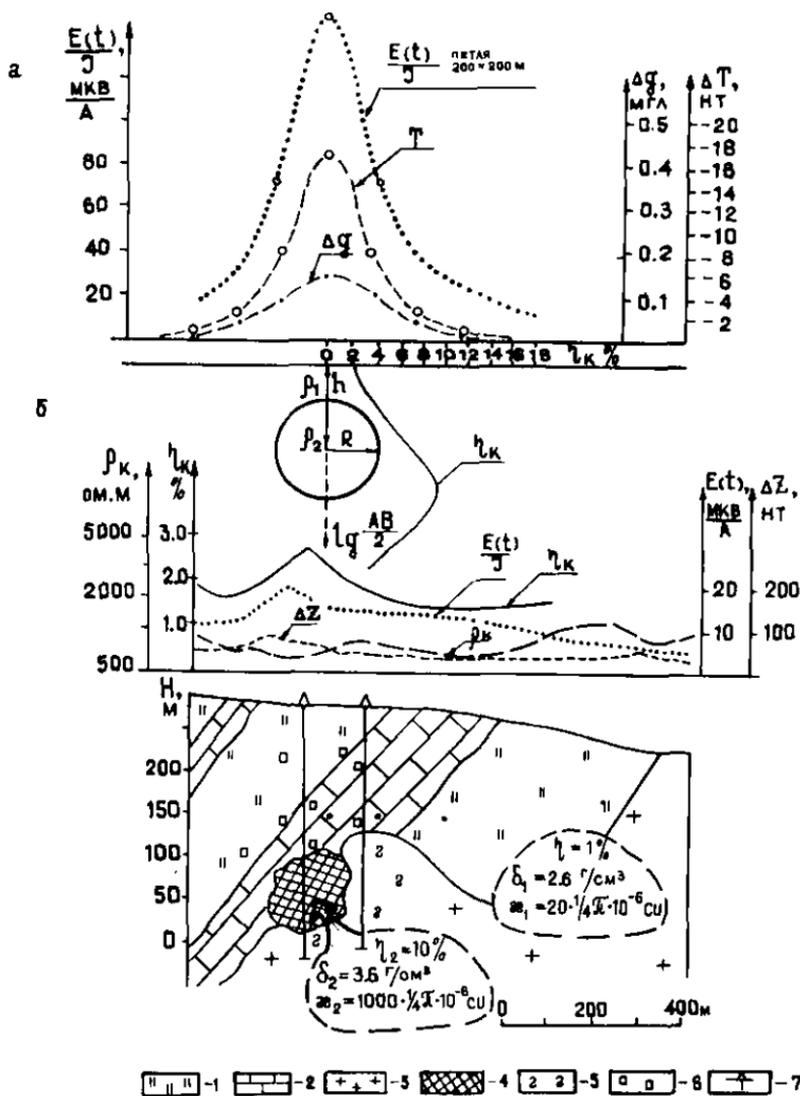


Рис. 3.3. ФГМ (а) и опорный геолого-геофизический разрез (б) шеелит-скарнового месторождения.
 1 - кремний с прослоями алевролитов; 2 - известняки; 3 - гранитоиды; 4 - шеелитовый скарн; 5 - грейзенизация; 6 - прожилково-вкрашенная сульфидизация; 7 - скважины

сообразность формирования ФГМ детерминированного типа. Шеелит-сульфидную рудную залежь логично аппроксимировать шаром радиусом 50 м, залегающим на глубине 150 м и характеризующимся по сравнению с несущей его средой резко пониженным удельным электрическим сопротивлением, аномальной поляризуемостью, повышенной магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью, положительной избыточной плотностью.

Обобщенная детерминированная ФГМ типичного вольфрамового месторождения Лермонтовского рудного узла и результаты натурального моделирования над опорным разрезом одного из эталонных природных объектов представлены на рис. 3.3. Отчетливо видно, что шеелит-скарново-грейзеновая залежь контрастно проявлена в магнитном, нестационарном электромагнитном полях, а также в полях сопротивлений и наведенной поляризуемости.

3.2. Статистические ФГМ

Статистические ФГМ формируют и используют, когда месторождение полезного ископаемого или другой геологический объект, изучаемый средствами разведочной геофизики, слабо проявлены в физических полях. Это может быть следствием минимальной разницы петрофизических свойств возмущающего объекта и несущей его среды, высокого уровня помех либо одновременного проявления обоих этих неблагоприятных факторов. Подобные ситуации встречаются достаточно часто, например, при поисках золоторудных, сульфидно-касситеритовых, вольфрамитовых и других кварцевых жил, слюдоносных, редкометалльных и керамических пегматитов, рудных зон, обогащенных редкими и рассеянными элементами, присутствующими обычно в столь низких концентрациях, что почти не меняют физические характеристики геологических объектов, имеющих промышленное значение.

Статистические ФГМ незаменимы при построении многосальтернативных моделей при геокартировании, каротаже скважин и т.п., когда для большинства СВК характерны высокие значения дисперсий измеренных параметров.

Общая схема формирования статистических ФГМ сводится к следующим последовательным операциям: I) изучаемое геологическое пространство условно разделяют на ограниченное число объектов, включая главный поисковый, например, "руда - не руда", "аномалия типа

"нефтяная залежь" - несущая ее среда", "вмещающий - рудонесущий - рудный СВК" и т.п.; 2) для каждого из таких объектов выбирают эталонные участки; 3) по эталонным участкам рассчитывают статистические характеристики физических полей: средние значения, дисперсии, корреляционные функции, розы-диаграммы направленности изолиний и т.д.; 4) представляют полученный материал в таблицах и графиках, т.е. строят статистическую ФГМ.

Пример 3.4. Кварц-вольфрамитовые жилы гидротермально-го генезиса приурочены к зонам дробления гранитоидного массива в одном из районов Восточного Саяна. Они слабо различаются по физическим свойствам от вмещающей среды. Анализ физических свойств пород и руд, выполненный С.В.Снопковым, позволил выделить три вложенных один в другой структурно-вещественных комплекса: СВК-1 - гранитоиды; СВК-2 - породы зоны дробления в гранитоидах; СВК-3 - вольфрамитовые жилы (табл. 3.1). Изучение распределений значений геофизических и геохимических полей, петрофизических данных, формы и размеров рудных и геологических тел позволило сформировать детерминированную ФГМ. Гранитоидный массив аппроксимирован однородным полупространством; зона дробления в гранитах - мощным вертикальным пластом; рудные тела - субвертикальными пластинами малой мощности в пределах зоны дробления.

Таблица 3.1
Обобщенная петрофизическая характеристика СВК
вольфрамитовых проявлений жильного типа

Структурно-вещественные комплексы	Физические параметры				
	$\frac{\rho}{\rho_s} (\text{г/см}^3)$	$\frac{\rho}{\rho_s} \text{ Ом м}$	$\frac{\epsilon}{\epsilon_s} \%$	$\frac{\alpha}{\epsilon_s} \text{ СИ}$	$\frac{C_w}{S_s} \%$
Вмещающий	<u>2,58</u>	<u>1000</u>	<u>0,35</u>	<u>5</u>	<u>0,0011</u>
СВК-1	0,03	1,5	3,5	4	0,0004
Рудонесущий	<u>2,6</u>	<u>250</u>	<u>1,32</u>	<u>7</u>	<u>0,005</u>
СВК-2	0,06	2,1	3,3	3,3	0,003
Рудный	<u>2,66</u>	<u>640</u>	<u>1,4</u>	<u>7</u>	<u>0,67</u>
СВК-3	0,04	1,8	4,1	4,1	0,13

Примечание. Символами обозначены: ρ - плотность, ρ_s - удельное электрическое сопротивление; ϵ - поляризуемость; α - магнитная восприимчивость; C_w - содержание вольфрама; S_s - стандарт; ϵ_s - стандартный множитель

Расчет прямых задач геофизики от рудных тел показал, что они не проявляются в магнитном и электрическом полях на фоне помех. Детерминированная ФГМ доказывает достаточную надежность геофизических методов при выделении потенциально вольфрамоносных зон дробления, но не позволяет классифицировать их на рудные и безрудные.

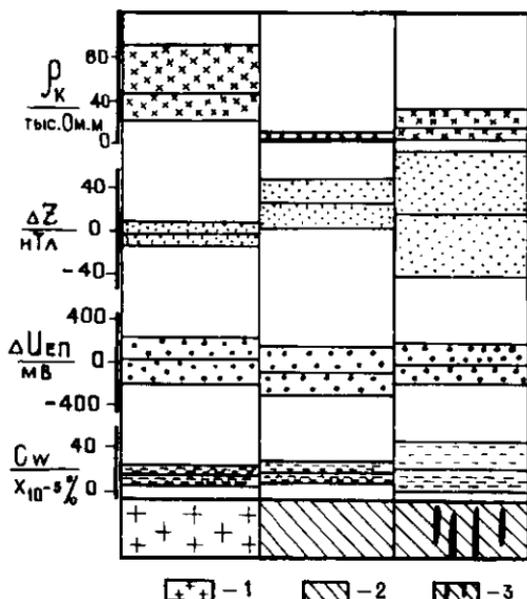


Рис. 3.4. Статистическая ФГМ кварц-вольфрамитового оруденения в гранитоидах. Для каждого геофизического параметра приведены среднее значение и крайние в диапазоне одного стандарта (см. табл.4.5). 1 - вмещающие граниты; 2 - "безрудная" зона дробления; 3 - промышленная рудная зона

В ходе формирования статистической ФГМ взяты выборки значений кажущихся сопротивлений ρ_k , естественного электрического $\Delta U_{ел}$ и магнитного ΔZ полей, концентраций вольфрама C_w во вторичных ореолах рассеяния. По ним рассчитывались средние значения и стандарты S (стандартные множители ϵ) для трех типов геологических объектов: "рудная" зона, "безрудная" зона, вмещающие породы (табл. 3.2, рис. 3.4). Оценка по t -критерию

Стюдента показала отсутствие значимых различий средних значений проанализированных полей над "рудными" и "безрудными" зонами. По величине дисперсии эти объекты различаются в полях ρ_k , ΔZ и C_w . Значения F - критерия Фишера при сравнении их дисперсий равны соответственно 7,2; 7,9; 6,5 при критическом значении $F_{0,96}$.

Таблица 3.2

Параметры статистической ФГМ вольфрамового месторождения

Геологический объект	Статистики физических полей			
	$\bar{\rho}_k \times \varepsilon \pm \gamma$ тыс. Ом м	$\Delta Z \pm \beta_{\Delta}$ нТл	$\bar{u}_{El} \pm s_u$ мВ	$\bar{C}_w \pm \beta_{C_w}$ х 10^{-3} %
Зоны промышленной минерализации	7,2х4,5 ^{±I}	17±59	-20±180	21±25
"Безрудная" зона	4,5х1,8 ^{±I}	25±21	-90±230	18±9
Вмещающие породы	45х2,2 ^{±I}	-3±11	20±210	15±8

Следовательно, с помощью статистической ФГМ возможна надежная классификация зон дробления в гранитах по степени их перспективности на вольфрамовое оруденение.

Пример 3.5. Редкометалльные пегматиты локализованы в пределах рудного поля, которое расположено в гребене, сложенном протерозойскими метаморфическими породами: конгломератами, кристаллическими сланцами, а также пластообразными телами ортоамфиболитов. Осадочно-метаморфизованные породы залегают моноклиinally с углами падения 50-70°. Наибольшее промышленное значение имеют микроклин-альбитовые пегматиты с танталом, литием, цезием, бериллием, ниобием, оловом и рубидием, в экзоконтакте которых встречаются цезиевые метасоматиты. Рудоконтролирующими служат сбросо-сдвиги северо-западного, а также разрывные нарушения северо-восточного и субширотного направлений.

Многолетний опыт геофизических работ доказал целесообразность ориентировки поисков не на отдельные пегматитовые жилы, а на участки их сосредоточения в виде жильных серий, главным образом в ортоамфиболитах: подобные участки содержат до 30-40% пегматитового материала на объем породы и служат самостоятельными геологическими объектами, имеющими промышленное значение.

Ввиду слабых контрастов в физических свойствах основных СВК пегматитового поля была построена его статистическая ФМ (табл.3.3). Параметры модели показывают, что для всех трех СВК существуют статистические значимые различия одномерных (средние, дисперсии) и многомерных (корреляционные матрицы) статистик. По t -критерию Стьюдента незначимые различия средних наблюдаются только для магнитного поля над редкометалльными пегматитами и рудонесущими ортоамфиболитами. Дисперсия магнитного поля над этими же СВК существенно различна, что устанавливается в результате проверки гипотезы о равенстве дисперсий с помощью F -критерия Фишера. Результаты попарного сравнения корреляционных матриц по M -статистике, аппроксимированной χ^2 -распределением, указывают на различия в характере корреляционных связей между значениями физических полей. Минимальная эмпирическая величина $\chi^2 = 14,6$ отмечена при сравнении матриц для серий редкометалльных пегматитов и ортоамфиболитов при критическом значении $\chi^2_{0,05,6} = 12,6$.

Изучение анизотропии физических полей выполнено способом построения роз-диаграмм направленности изолиний. Розы-диаграммы построены по участкам размером 1×1 км, выбранным над известным редкометалльным пегматитовым месторождением и над безрудной площадью (рис. 3.5).

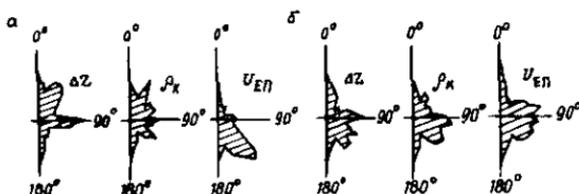


Рис. 3.5. Розы-диаграммы направлений изолиний физических полей над участками сосредоточения редкометалльных пегматитов (а) и безрудных (б)

Над пегматитами с промышленным оруденением в магнитном и электрическом полях более ярко, чем над безрудными породами, выражено северо-восточное и относительно слабо северо-западное направление изолиний, что свидетельствует о влиянии тектонической обстановки на рудогенез.

Пр и м е р 3.6.6. Слюдоносные пегматиты Мамско-Чуйского

Таблица 3.3

Параметры статистической ФПМ поля редкометалльных пегматитов

Главные СВК	Физические поля			Статистики		
	Средние значения	Стандарты	Корреляционные матрицы	ρ_k	Δz	U_{EP}
Кельные сери редкометалльных пегматитов	ρ_k , Ом м	4200	1,70	1,00	0,06	0,14
	Δz , нГл	94	70	0,06	1,00	-0,02
	U_{EP} , мВ	-144	72	0,14	-0,02	1,00
Рудонесущие ортоамфиболиты	ρ_k , Ом м	3500	2,24	1,00	-0,10	-0,18
	Δz , нГл	61	61	-0,10	1,00	-0,38
	U_{EP} , мВ	-214	145	-0,18	-0,38	1,00
Вмещающие кварц-сикотитовые	ρ_k , Ом м	4900	2,63	1,00	0,19	0,08
	Δz , нГл	36	21	0,19	1,00	0,34
	U_{EP} , мВ	-154	63	0,08	0,34	1,00

Примечание. Для ρ_k даны значения стандартных множителей.

района разрабатываются уже много лет. Наиболее продуктивны слюдяная и соглиондонская свиты метаморфической толщи верхнего протерозоя. Пегматитовые тела отличаются большим разнообразием форм и размеров. Скопления пегматитовых тел может занимать площадь до одного и более квадратных километров при насыщенности пегматитовым материалом от 40 до 70%. Зоны промышленного ослюденения имеют мощность 2–20 м и протяженность от 5 до 100 м.

При геофизических поисках слюдоносных пегматитов важной задачей является не только выделение участков скопления пегматитового материала, но и разделение их на потенциально слюдоносные и непромышленные. Поэтому при формировании статистической ФГМ целесообразно рассматривать и характеризовать три СВК: вмещающие породы, непромышленные и слюдоносные пегматиты. В табл. 3.4 приведены результаты статистической обработки гравитационного, магнитного и электрических полей по четырем эталонным площадкам одного из участков Витимского поля слюдоносных пегматитов. Минимальный объем выборки составил 110 точек.

Из табл. 3.4 видно, что значимые различия между средними физическими полями выделенных СВК фиксируются для всех геофизических методов. Над мусковитовыми пегматитами наблюдается понижение амплитуды геофизических полей Δg , ΔZ , ρ_k по сравнению с непромышленными пегматитами. По-видимому, промышленное ослюденение приурочено к тектонически ослабленным зонам.

Пример 3.7. Нефтегазоносный пласт-коллектор по данным комплекса каротажных методов может быть эффективно описан именно статистической ФГМ, ввиду того что отдельные продуктивные интервалы такого пласта, равно как и вмещающая среда, как правило, отличаются небольшими изменениями физических параметров и одновременно характеризуются высокими значениями дисперсий.

Рис. 3.6 иллюстрирует типичную ситуацию. На нем приведены практические кривые каротажа и обобщенный статистический портрет пласта-коллектора, графически отражающий средние значения и пределы изменения каждого измеренного параметра в диапазоне трех стандартных отклонений. Эти материалы получены по продуктивному интервалу скважины 69, пробуренной и изученной каротажными методами в северной части Средне-Ботубинского нефтегазового месторождения в ЯАССР. Роль пласта-коллектора играет ботубинский

Статистические параметры ФМ при поисках сланцевоносных пегматитов

Физические поля	Структурно-вещественные комплексы		Различия средних значений физических полей по t -статистике для пегматитов	
	Промышленные пегматиты	Непромышленные пегматиты	Непромышленные вмещающие породы	Промышленные на фоне вмещающих пород
$\Delta \rho \cdot 10^5, \text{ м/с}^2$	$-4,7 \pm 0,2$	$-4,1 \pm 0,1$	$-4,2 \pm 0,2$	$11,0$
$\Delta Z, \text{ мТл}$	-25 ± 82	80 ± 67	55 ± 47	$13,2$
$U_{\text{ен}}, \text{ мВ}$	-17 ± 25	-36 ± 28	-5 ± 17	$4,5$
$\rho_k, \text{ Ом м}$	$33000 \pm 1,7$	$63000 \pm 1,9$	$22000 \pm 2,0$	$5,6$
				$22,2$
				$15,0$
				$5,6$
				$8,6$

Примечание. Критическое значение t -статистики составляет 2,0 при уровне значимости 0,05.

Горизонт пористых песчаников, в кровле которого залегают доломиты, а в подошве – аргиллиты. Литологические разновидности пород статистически значимо различаются между собой по значениям параметров, измеренным в ходе индукционного, гамма-, нейтронного гамма-, импульсного нейтрон-нейтронного и других видов каротажа (см. рис. 3.6). Некоторые из перечисленных каротажных методов позволяют также достаточно надежно фиксировать и проследивать газонефтяной и водонефтяной контакты залежи углеводородов.

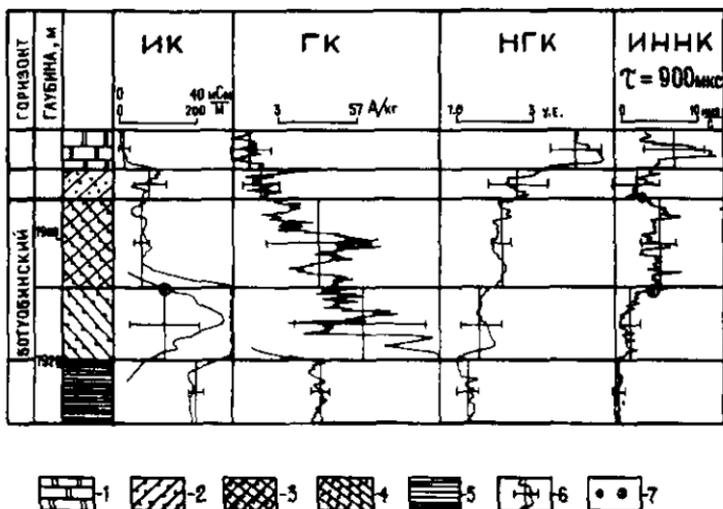


Рис. 3.6. Экспериментальные каротажные кривые и многоальтернативная статистическая ФИМ пласта-коллектора Верхне-Ботуобинского нефтегазового месторождения.

1 – доломиты; 2,3,4 – газо-, нефте- и водонасыщенные песчаники; 5 – аргиллиты; 6 – среднее значение параметра и интервал его изменения в пределах трех стандартов; 7 – положение ГНК и ВНК по каротажным кривым

3.3. Стохастические ФИМ

Существенной чертой реальных геологических тел является неоднородность их строения, которая обычно отражается в многообразии возможных реализаций моделей подобных объектов. При этом практи-

чески невозможно задать огромное число параметров для описания положения, геометрии и физических свойств каждой неоднородности, что определяет целесообразность разработки стохастических (или вероятностных) моделей, позволяющих охарактеризовать все возможные состояния моделируемого объекта относительно небольшим числом параметров. Для формирования стохастической модели необходимо дать в вероятностных терминах математическое описание ПКМ объекта и решить прямую стохастическую задачу.

3.3.1. Вероятностное описание моделируемых объектов

Вероятностный характер априорных моделей неоднородных геологических объектов определяется невозможностью предсказания точных значений координат, формы, размеров и числа неоднородностей (пространственный фактор неоднородности), а также их физических характеристик (амплитудный фактор неоднородности). Можно предложить две основные модели, позволяющие аппроксимировать сложные объекты случайно-неоднородными средами: с неоднородностями малых (рис. 3.7 а, б), либо конечных размеров (рис. 3.7 в, г). В основу такого разделения положены соотношения между размерами самих неоднородностей и средним расстоянием между ними.

Модели сред с неоднородностями малых размеров, равномерно и случайным образом распределенных в пространстве (на плоскости или вдоль линии), аппроксимируют пуассоновским полем случайных точек.

Для модели Пуассона необходимо задать функцию интенсивности $\nu(\rho)$, характеризующую среднее число неоднородностей на единицу объема (площади или длины) в точке ρ с координатами $[\xi, \eta, \zeta]$ и полностью определяющую особенности распределения плотности точек в объеме модели объекта. В простейшем случае, соответствующем равномерному распределению точек, $\nu(\rho) = const$.

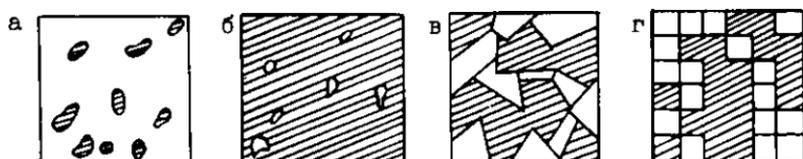


Рис. 3.7. Реализация двухкомпонентных случайных сред с неоднородностями малых (а, б) и конечных (в, г) размеров

Для учета в модели амплитудного фактора изменчивости введем понятие веса неоднородности, вкладывая в каждом конкретном случае в это понятие интересующий нас физический параметр. Например, под весом W можно понимать массу частицы или ее магнитный момент и т.п. В общем случае вес частицы является случайной величиной, для характеристики которой обычно достаточно задания его математического ожидания μ_W и стандартного отклонения σ_W .

Пример 3.8. Рассмотрим стохастическую модель рудной зоны, представленной серией субпараллельных маломощных пластов, отличающихся по плотности от вмещающей среды (рис. 3.8). В этом случае можно использовать одномерную пуассоновскую модель в предположении, что координаты ξ_1, \dots, ξ_m , фиксирующие позицию m тонких пластов внутри зоны на интервале a, b , независимы и одинаково случайно распределены с плотностью вероятности $f(\xi)$.

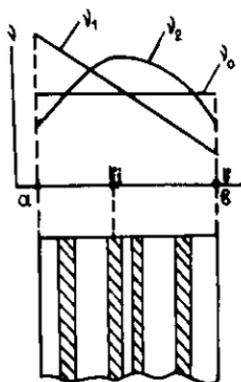


Рис. 3.8. Возможная реализация серии маломощных рудных пластов и варианты функций интенсивности v для стохастической модели

Пространственный фактор изменчивости определяет функция интенсивности пуассоновского потока $v(\xi)$. При отсутствии явно выраженной зональности оруденения распределение пластов внутри зоны допустимо считать равномерным. В этом случае функция интенсивности постоянна и отлична от нуля только на интервале a, b :

$$v_0 = v(\xi) = \mu_m / (b - a).$$

Амплитудный фактор изменчивости определяется законом распределения поверхностей плотности тонких пластов $W = \delta \cdot c$, где δ - средняя избыточная плотность рудного пласта; c - его мощность. В общем случае обе эти величины случайны. Если δ и c полагать независимыми случайными величинами, то

$$\mu_w = \mu_\delta \mu_c,$$

$$\sigma_w^2 = \sigma_\delta^2 \mu_c^2 + \mu_\delta^2 \sigma_c^2 + \sigma_c^2 \sigma_\delta^2.$$

Выбор конкретного вида функции интенсивности зависит от характера априорной информации и целей исследования. Например, можно выбрать функцию ν_1 , указывающую на убывание интенсивности оруденения в направлении к правой границе зоны, или ν_2 , указывающую на ее возрастание к центру серии (см. рис. 3.8).

Модель ячеистого беспорядка (см. рис. 3.7 г) представлена некоторой сеткой с закрепленной геометрией ячеек, для которых значения исследуемой характеристики предполагаются случайными величинами. Такое представление удобно использовать для моделирования сред с неоднородностями конечных размеров, хотя нет никаких принципиальных ограничений на ее применение для аппроксимации объектов с неоднородностями малых размеров.

Пространственный фактор изменчивости для подобных моделей определяется формой, размерами и пространственным размещением ячеек. Для задания амплитудного фактора моделируемой характеристики U достаточно определить m -мерный вектор математических ожиданий:

$$\vec{\mu}_U = [\mu_{u_1}, \dots, \mu_{u_m}]^t$$

и $m \times m$ - матрицу ковариаций,

$$C_U = \begin{bmatrix} \sigma_{u_1}^2 & \dots & \dots & cov(u_1, u_m) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ cov(u_m, u_1) & \dots & \dots & \sigma_{u_m}^2 \end{bmatrix},$$

где μ_{u_i} и $\sigma_{u_i}^2$ - математическое ожидание и дисперсия i -й ячейки; $cov(u_i, u_j)$ - ковариация амплитуд i и j -й ячеек.

Как правило, пространственный и амплитудный факторы в рам-

как каждой конкретной модели оказываются неявным образом связанными с более фундаментальными характеристиками неоднородной среды.

Пример 3.9. Модель двухфазной среды Изинга [6, 23] Аппроксимируем объект совокупностью m ячеек одинаковой геометрии с независимыми значениями их физических характеристик. При этом любая ячейка может принимать одно из двух состояний, например, "рудное" или "безрудное" (см. рис. 3.7 г), причем значение физического признака для ячейки определяется формулой Изинга:

$$U = \frac{1}{2}(1+k)A + \frac{1}{2}(1-k)B, \quad (3.1)$$

где A и B - случайные амплитуды физического признака (плотность, намагниченность и т.п.) соответственно при "рудном" и "безрудном" состояниях ячейки; k - индикатор, принимающий с вероятностью p значение $+1$ и с вероятностью $q = 1 - p$ значение -1 . Очевидно, что при $k = 1$ реализуется "рудное" состояние ячейки ($U = A$), а при $k = -1$ - "безрудное" ($U = B$).

Амплитудный фактор изменчивости для модели Изинга должен быть задан математическими ожиданиями μ_A, μ_B и дисперсиями σ_A^2 и σ_B^2 . Пространственный фактор полностью определяется геометрией ячеек и вероятностью $p = V_r / V$, отражающей относительную частоту появления "рудных" ячеек и имеющей смысл коэффициента рудоносности (V_r - объем "рудных" ячеек, V - общий объем m ячеек).

Учитывая известные соотношения теории вероятностей, можно найти математическое ожидание μ_U и дисперсию σ_U^2 амплитудной характеристики U для модели Изинга (3.1) [6, 23]:

$$\mu_U = M[U] = p\mu_A + q\mu_B; \quad (3.2)$$

$$\sigma_U^2 = M[U^2] - \mu_U^2 = p\sigma_A^2 + q\sigma_B^2 + pq(\mu_A - \mu_B)^2. \quad (3.3)$$

Математическое ожидание (3.2) является теоретическим аналогом средневзвешенной оценки характеристики U , а дисперсия (3.3) зависит не только от дисперсии свойств "рудных" σ_A^2 и "безрудных" σ_B^2 ячеек, но и от контраста средних значений этих свойств $|\mu_A - \mu_B|$.

Вероятностное описание объекта возможно также по комплексу

физических характеристик. Так, например, ячейку комплексной стационарной модели ячеистого беспорядка можно охарактеризовать вектором математических ожиданий признаков U и V :

$$\vec{\mu} = [\mu_U, \mu_V]^t \quad (3.4)$$

и ковариационной матрицей

$$C = \begin{bmatrix} \sigma_U^2 & \text{cov}(U, V) \\ \text{cov}(U, V) & \sigma_V^2 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

Если в основу модели ячеистого беспорядка положена модель Изинга (3.1), то

$$\begin{aligned} U &= \frac{1}{2}(1+k)A + \frac{1}{2}(1-k)B, \\ V &= \frac{1}{2}(1+k)D + \frac{1}{2}(1-k)E, \end{aligned} \quad (3.6)$$

где A и D - значения признаков U и V для "рудного" состояния ячейки; B и E - для "безрудного".

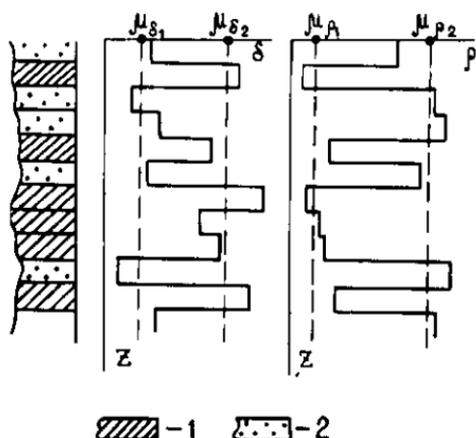
По формулам (3.2) и (3.3) можно определить составляющие вектора $\vec{\mu}$ (3.4) и диагональные элементы матрицы C (3.5), а также ковариацию системы признаков (3.6):

$$\begin{aligned} \text{cov}(U, V) &= M[U, V] - \mu_U \mu_V = \\ &= p \text{cov}(A, D) + q \text{cov}(B, E) + pq(\mu_A - \mu_B)(\mu_D - \mu_E). \end{aligned} \quad (3.7)$$

В частном случае, при $V = U$, $\mu_A = \mu_D$, $\mu_B = \mu_E$, $\text{cov}(A, D) = \sigma_A^2$, $\text{cov}(B, E) = \sigma_B^2$, получаем выражение для дисперсии (3.3).

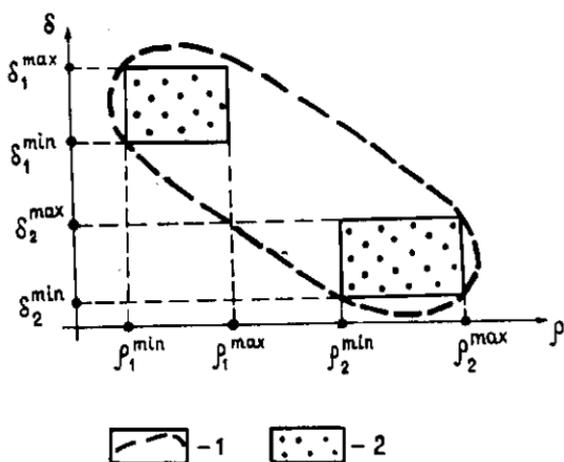
Пример 3.10. Рассмотрим комплексную стохастическую модель горизонтально слоистого пласта, представленного переслаиванием двух разновидностей пород, отличающихся по плотности δ и по удельному электрическому сопротивлению ρ (рис. 3.9, табл. 3.5).

Обозначим относительную долю мощности пород первой разновидности через p , так как она характеризует вероятность появления этих пород в неоднородном пласте. Тогда для второй разновидности доля мощности $q = 1 - p$.



▨ - 1 ••• - 2

Рис. 3.9. Распределение плотности δ и удельного электрического сопротивления ρ в неоднородном пласте, аппроксимированном моделью ячеистого беспорядка Изинга: 1 и 2 - разновидности пород



▭ - 1 ••• - 2

Рис. 3.10. Природа корреляционных связей на примере комплексной модели Изинга: 1 - эллипс рассеивания, соответствующий ковариации плотности и удельного сопротивления; 2 - распределение физических свойств для руды и вмещающих пород

Используя формулы (3.2), (3.3), (3.7), получаем все необходимые параметры комплексной модели Изинга:

$$\begin{aligned} \mu_{\delta} &= p \mu_{\delta_1} + q \mu_{\delta_2}; \\ \mu_{\rho} &= p \mu_{\rho_1} + q \mu_{\rho_2}; \\ \sigma_{\delta}^2 &= p \sigma_{\delta_1}^2 + q \sigma_{\delta_2}^2 + pq (\mu_{\delta_1} - \mu_{\delta_2})^2; \\ \sigma_{\rho}^2 &= p \sigma_{\rho_1}^2 + q \sigma_{\rho_2}^2 + pq (\mu_{\rho_1} - \mu_{\rho_2})^2; \\ \text{cov}(\delta, \rho) &= p \text{cov}(\delta_1, \rho_1) + q \text{cov}(\delta_2, \rho_2) + pq (\mu_{\delta_1} - \mu_{\delta_2})(\mu_{\rho_1} - \mu_{\rho_2}). \end{aligned} \quad (3.8)$$

Таблица 3.5

Комплексное описание пород, слагающих неоднородный пласт

Характеристика	Разновидность пород			
	Первая		Вторая	
	δ	ρ	δ	ρ
Математическое ожидание	μ_{δ_1}	μ_{ρ_1}	μ_{δ_2}	μ_{ρ_2}
Стандартное отклонение	σ_{δ_1}	σ_{ρ_1}	σ_{δ_2}	σ_{ρ_2}
Ковариация	$\text{cov}(\delta_1, \rho_1)$		$\text{cov}(\delta_2, \rho_2)$	

Формулы (3.8) показывают, что дисперсия и ковариация геофизических характеристик зависят не только от этих же характеристик отдельных компонентов системы, но также от контрастов (разницы математических ожиданий) физических свойств и относительной распространенности тех или иных физических неоднородностей. Соотношения (3.8), полученные для модели Изинга, с предельной ясностью высвечивают природу и причины возникновения корреляционных связей между физическими свойствами неоднородных объектов (рис. 3.10).

3.3.2. Решение прямой задачи геофизики в вероятностной постановке

Главной особенностью такой задачи является необходимость расчета не отдельных аномалий физических полей, а числовых характеристик ансамбля случайных реализаций аномальных эффектов, соответствующих множеству возможных случайных состояний модели сложного объекта. Иными словами, цель сводится к установлению функциональных связей между параметрами вероятностного описания объекта и моментными характеристиками (математическое ожидание, дисперсия и ковариационная функция) случайного аномального эффекта. Для сто-

хастических моделей эти характеристики могут быть получены аналитическими или вычислительными методами.

Опуская подробные выводы, имеющиеся в работах [6, 23], приведем основные выражения, позволяющие решать прямую стохастическую задачу для рассмотренных выше типовых моделей случайно-неоднородных сред.

Во многих случаях, особенно в грави- и магниторазведке, аномальный эффект элементарной неоднородности (элементарного источника поля) можно записать в виде

$$U(\gamma) = A \varphi(\vec{b}; \gamma), \quad (3.9)$$

где A — амплитудный случайный множитель при координатной (базисной) функции φ , зависящей только от геометрических параметров объекта и его положения относительно расчетной точки γ ; $\vec{b} = [b_1, \dots, b_n]^T$ — вектор случайных геометрических параметров элементарной неоднородности. Случайность компонентов этого вектора связана с неопределенностью положения элементарного источника в объеме модели объекта, а также с возможными вариациями формы и размеров этого источника.

Рассматривая формулу (3.9) как функцию случайного вектора \vec{b} и используя известные в теории вероятностей приемы, можно найти математическое ожидание $\mu_U(\gamma)$ и ковариационную функцию $K_U(\gamma_1, \gamma_2)$ аномального эффекта элементарного источника:

$$\mu_U(\gamma) = \mu_A \mu_\varphi(\gamma); \quad (3.10)$$

$$K_U(\gamma_1, \gamma_2) = M[A^2] \mu_{\varphi\varphi}(\gamma_1, \gamma_2) - \mu_A^2 \mu_\varphi(\gamma_1) \mu_\varphi(\gamma_2), \quad (3.11)$$

где $M[A^2] = \mu_A^2 + \sigma_A^2$, а начальные моменты $\mu_\varphi(\gamma) = M[\varphi(\vec{b}; \gamma)]$, $\mu_{\varphi\varphi}(\gamma_1, \gamma_2) = M[\varphi(\vec{b}; \gamma_1) \varphi(\vec{b}; \gamma_2)]$.

Имея выражения для расчета стохастических эффектов элементарных источников, можно найти аномальный эффект модели сложного объекта. Так, при суперпозиции эффектов элементарных источников значение поля модели в точке γ

$$U(\gamma) = \sum_{i=1}^m u_i(\gamma),$$

где m — случайное число элементарных неоднородностей в объеме модели.

Можно показать, что в этом случае математическое ожидание аномального эффекта

$$\mu_U(\tau) = \mu_m \mu_u(\tau), \quad (3.12)$$

а ковариационная функция

$$K_U(\tau_1, \tau_2) = \mu_m [K_u(\tau_1, \tau_2) + \mu_U(\tau_1) \mu_U(\tau_2)]. \quad (3.13)$$

В частном случае, при $\tau_1 = \tau_2 = \tau$ из формулы (3.13) получаем выражение для дисперсии случайного аномального эффекта модели

$$\sigma_U^2(\tau) = \mu_m [\sigma_u^2(\tau) + \mu_u^2(\tau)], \quad (3.14)$$

где $\sigma_u^2(\tau) = K_u(\tau, \tau)$ - дисперсия эффекта элементарного источника.

П р и м е р 3.II. Найдем математическое ожидание и дисперсию гравитационных стохастических эффектов для моделей, представленных двумерными горизонтальными прямоугольными призмами с различными по форме плотностными неоднородностями малых размеров: горизонтальными цилиндрами (модель 1), тонкими горизонтальными (модель 2) и вертикальными (модель 3) пластинами (рис. 3.II). Горизонтальные размеры призм $2a$, вертикальные - $(h_2 - h_1)$. Неоднородности имеют размеры R , Δl и Δh , являющиеся соответственно радиусом цилиндра, мощностью вертикального и горизонтального пласта, причем соблюдаются условия

$$R \ll \min(2a, h_2 - h_1); \quad \Delta l \ll 2a; \quad \Delta h \ll h_2 - h_1,$$

позволяющие использовать модели с неоднородностями малых размеров.

Для неоднородностей в виде цилиндра, вертикального и горизонтального пласта координатные функции и амплитудные множители, фигурирующие в выражении (3.9), соответственно имеют вид:

$$\begin{aligned} \varphi_1(\xi, h; x) &= \frac{2h}{h^2 + (x - \xi)^2}, & A_1 &= k \delta \pi R^2; \\ \varphi_2(\xi; x) &= \ln \frac{(x - \xi)^2 + h_2^2}{(x - \xi)^2 + h_1^2}, & A_2 &= k \delta \Delta l; \\ \varphi_3(h; x) &= 2(\arctg \frac{x+a}{h} - \arctg \frac{x-a}{h}), & A_3 &= k \delta \Delta h, \end{aligned}$$

где δ - избыточная плотность; k - универсальная гравитационная постоянная.

Использование пуассоновской модели предполагает, что неоднородности равномерно и случайно распределены в объеме призм с плотностями вероятностей соответственно:

$$f_1(\xi, h) = \frac{1}{2a(h_2 - h_1)}; \quad f_2(\xi) = \frac{1}{2a}; \quad f_3(h) = \frac{1}{h_2 - h_1}.$$

Учитывая известное правило вычисления математического ожидания функции случайных величин [7], запишем выражения для начальных моментов в виде интегралов. Например, для первой модели

$$\mu_{\varphi_1}(x) = \frac{1}{2a(h_2 - h_1)} \int_{-a}^a \int_{h_1}^{h_2} \varphi_1(\xi, h; x) d\xi dh;$$

$$\mu_{\varphi_1 \varphi_1}(x_1, x_2) = \frac{1}{2a(h_2 - h_1)} \int_{-a}^a \int_{h_1}^{h_2} \varphi_1(\xi, h; x_1) \varphi_1(\xi, h; x_2) d\xi dh,$$

вычисление которых позволяет найти математическое ожидание (3.10) и ковариационную функцию эффекта элементарного источника (3.11), а затем стохастические эффекты всего ансамбля источников (3.12) и (3.13).

Результаты вычисления математических ожиданий $\mu_{\Delta g}$ и дисперсий $\sigma_{\Delta g}^2 = K_{\Delta g}(x, x)$ при значениях параметров моделей: $a = 1$; $h_1 = 1$; $h_2 = 2$; $\mu_m = 1$; $\sigma_m = 0$; $\sigma_A = 0$ показаны на рис. 3.11. Значения μ_A выбраны таким образом, чтобы математические ожидания всех трех моделей были одинаковы, то есть $\mu_{A_1} = \mu_{A_2}$; $\mu_{A_3} = \mu_{A_2}/2$. По графикам стандартных отклонений видно, что особенно резко должны отличаться ожидаемые аномальные эффекты объектов с горизонтально залегающими неоднородностями от точечных и вертикально залегающих неоднородностей. На изменение внутренней структуры объекта в большей степени реагируют точки, соответствующие максимумам графиков стандартных отклонений (см. рис. 3.11).

Прямая задача для модели ячеистого беспорядка

Для этой модели суммарный аномальный эффект

$$U(\tau) = \sum_{i=1}^m A_i \varphi_i(\tau),$$

где $\varphi_i(\tau)$ — координатная функция i -й ячейки, A_i — случайное значение амплитуды поля; m — количество ячеек модели.

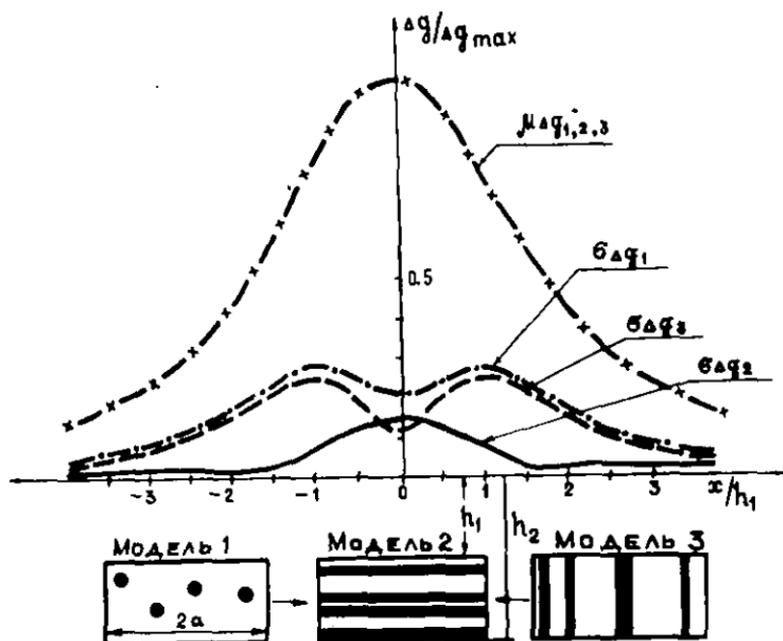


Рис. 3.11. Графики математического ожидания $\mu_{\Delta g}$ и стандартных отклонений $\sigma_{\Delta g}$ гравитационного эффекта призмы с неоднородностями различного характера

Сначала рассмотрим модель с независимыми амплитудами для различных ячеек, полагая, что эти амплитуды принадлежат генеральной совокупности с параметрами μ_A и σ_A^2 .

Используя известные теоремы о свойствах математических ожиданий, можно получить математическое ожидание

$$\mu_U(\gamma) = \mu_A \sum_{i=1}^m \varphi_i(\gamma), \quad (3.15)$$

ковариационную функцию аномального эффекта

$$K_U(\gamma_1, \gamma_2) = \sigma_A^2 \sum_{i=1}^m \varphi_i(\gamma_1) \varphi_i(\gamma_2) \quad (3.16)$$

и взаимную ковариационную функцию амплитудного множителя A_i , i -й ячейки с аномальным эффектом $U(\gamma)$:

$$K_{AU}(i, \gamma) = \sigma_A^2 \varphi_i(\gamma). \quad (3.17)$$

Частным случаем (3.16) является формула для расчета дисперсии аномального эффекта

$$\sigma_U^2(\gamma) = \sigma_A^2 \sum_{i=1}^m \varphi_i^2(\gamma).$$

Если в качестве модели ячеистого беспорядка принята модель Изинга, то математическое ожидание μ_A и дисперсию σ_A^2 следует определять соответственно по формулам (3.2) и (3.3).

Более общее решение прямой стохастической задачи для модели ячеистого беспорядка учитывает возможные различия математических ожиданий амплитудного фактора в ячейках и корреляцию его значений между различными ячейками. Такое решение удобно представлять в матричном виде.

Введем m -мерный вектор математических ожиданий

$$\vec{\mu}_A = [\mu_{A_1}, \dots, \mu_{A_m}]^t$$

и ковариационную матрицу амплитуд

$$C_A = \begin{bmatrix} \sigma_{A_1}^2 & \text{cov}(A_1, A_2) & \dots & \text{cov}(A_1, A_m) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \text{cov}(A_m, A_1) & \text{cov}(A_m, A_2) & \dots & \text{cov}(A_m, A_m) \end{bmatrix}.$$

Значения координатных функций m ячеек в n точках базы расчета представим $n \times m$ -матрицей:

$$F = \begin{bmatrix} \varphi_1(\gamma_1) & \dots & \varphi_m(\gamma_1) \\ \dots & \dots & \dots \\ \varphi_1(\gamma_n) & \dots & \varphi_m(\gamma_n) \end{bmatrix}.$$

Тогда n -мерный вектор математического ожидания аномального эффекта, а также $n \times n$ и $m \times n$ -матрицы, составленные соответственно из значений авто- и взаимных ковариационных функций, могут быть представлены в следующем виде:

$$\vec{\mu}_V = F \vec{\mu}_A; \quad (3.18)$$

$$C_V = F C_A F^t; \quad (3.19)$$

$$C_{AV} = C_A F^t. \quad (3.20)$$

Легко проверить, что для диагональной матрицы C_A при $\sigma_A^2 = \sigma_{A_1}^2 = \dots = \sigma_{A_m}^2$ и $\mu_A = \mu_{A_1} = \dots = \mu_{A_m}$ элементы вектора $\vec{\mu}_V$ (3.18), матриц C_V (3.19) и C_{AV} (3.20) соответствуют полученным ранее выражениям (3.15), (3.16) и (3.17).

Наличие корреляционных зависимостей между различными физическими характеристиками модели, например, между плотностью и намагниченностью, должно проявляться в характере взаимосвязей соответствующих аномальных эффектов. В этом случае количественные характеристики физических полей могут быть определены путем решения прямой стохастической задачи в комплексной постановке. Рассмотрим такое решение прямой задачи для комплексной модели ячеистого беспорядка.

Пусть по физическому свойству A модель представлена m_A ячейками, а по другой физической характеристике B — m_B ячейками. Используя вероятностное описание модели объекта, сформируем составной $(m_A + m_B)$ -мерный вектор математических ожиданий физических свойств

$$\vec{\mu}_0 = [\vec{\mu}_A, \vec{\mu}_B]^t, \quad (3.21)$$

где $\vec{\mu}_A$ — имеет размерность m_A ; $\vec{\mu}_B$ — m_B , а также блочную $(m_A + m_B) \times (m_A + m_B)$ -матрицу ковариаций.

$$C_0 = \begin{bmatrix} C_A & | & C_{AB} \\ \hline C_{AB}^t & | & C_B \end{bmatrix}, \quad (3.22)$$

где C_A и C_B — соответственно $m_A \times m_A$ — и $m_B \times m_B$ — матрицы ковариаций амплитуд A и B ; C_{AB} — $m_A \times m_B$ — матрица взаимных ковариаций амплитуд A и B . Элементы матрицы C_{AB} , соответствующие совпадающим в пространстве ячейкам, должны быть заданы ковариациями комплексного описания модели (3.7). Остальные элементы, соответствующие неперекрывающимся ячейкам, приравниваются к нулю.

Сформируем также блочную $(n + \ell) \times (m_A + m_B)$ -матрицу координатных функций:

$$F = \begin{bmatrix} F_{\varphi} & 0 \\ 0 & F_{\psi} \end{bmatrix}, \quad (3.23)$$

где n и m_A -матрица

$$F_{\varphi} = \begin{bmatrix} \varphi_1(z_1) & \dots & \varphi_{m_A}(z_1) \\ \dots & \dots & \dots \\ \varphi_1(z_n) & \dots & \varphi_{m_A}(z_n) \end{bmatrix} \quad (3.24)$$

и $\ell \times m_B$ -матрица

$$F_{\psi} = \begin{bmatrix} \psi_1(z'_1) & \dots & \psi_{m_B}(z'_1) \\ \dots & \dots & \dots \\ \psi_1(z'_\ell) & \dots & \psi_{m_B}(z'_\ell) \end{bmatrix}. \quad (3.25)$$

Здесь n - количество точек базы расчета поля U , являющегося функцией свойства A и матрицы F_{φ} , а ℓ - количество точек базы расчета поля V , зависящего от свойства B и матрицы F_{ψ} . В частном случае, при совпадении точек расчета обоих полей $n = \ell$ и текущие координаты расчетных точек $z = z'$!

Используя векторы и матрицы (3.21) - (3.23) и аналогию с выражениями (3.18) - (3.20), можно определить комплексные характеристики в виде следующих выражений:

$$\vec{\mu}_n = F \vec{\mu}_0 = [F_{\varphi} \vec{\mu}_A, F_{\psi} \vec{\mu}_B]^t; \quad (3.26)$$

$$C_{on} = C_0 F^t = \begin{bmatrix} C_A F_{\varphi}^t & C_{AB} F_{\psi}^t \\ C_{AB} F_{\varphi}^t & C_B F_{\psi}^t \end{bmatrix}; \quad (3.27)$$

$$C_n = F C_0 F^t = \begin{bmatrix} F_{\varphi} C_A F_{\varphi}^t & F_{\varphi} C_{AB} F_{\psi}^t \\ F_{\psi} C_{AB} F_{\varphi}^t & F_{\psi} C_B F_{\psi}^t \end{bmatrix}. \quad (3.28)$$

Пример 3.12. Расчет комплексного стохастического эффекта для модели неоднородного горизонтального пласта.

Взяв за основу пример 3.10, рассмотрим решение прямой зада-

чи, включающее совместное определение числовых характеристик поля Δg и суммарной продольной проводимости S_z неоднородного пласта, представленного моделью ячеистого беспорядка. Гравитационный эффект горизонтального пласта, состоящего из m_A элементарных слоев,

$$\Delta g = \sum_{i=1}^m 2 \pi f h_i \delta_i = \sum_{i=1}^{m_A} d_i \delta_i = F_g \vec{\delta},$$

где $d_i = 2 \pi f h_i$; h_i - мощность i -го слоя; f - гравитационная постоянная; $F_g = [d_1, d_2, \dots, d_{m_A}]$ - матрица координатных функций вида (3.24) при $n = 1$; $\vec{\delta} = [\delta_1, \dots, \delta_m]^t$ - вектор случайных значений плотности слоев.

Суммарная продольная проводимость этого же пласта

$$S_z = \sum_{i=1}^m \frac{h_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^m h_i \gamma_i = F_\gamma \vec{\gamma},$$

где $\vec{\gamma} = [\gamma_1, \dots, \gamma_m]^t$ - вектор суммарных значений удельной проводимости слоев; $F_\gamma = [h_1, \dots, h_m]$ - матрица координатных функций вида (3.25) при $\ell = 1$.

Для наглядности возьмем только три слоя ($m = 3$) и предположим, что заданы составной вектор математических ожиданий (3.21) и ковариационная матрица (3.22):

$$\vec{\mu}_0 = \begin{bmatrix} \mu_{\delta_1} \\ \mu_{\delta_2} \\ \mu_{\delta_3} \\ \mu_{\gamma_1} \\ \mu_{\gamma_2} \\ \mu_{\gamma_3} \end{bmatrix}, \quad C_0 = \begin{bmatrix} \sigma_{\delta_1}^2 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{\delta_2}^2 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{\delta_3}^2 & 0 & 0 & 0 \\ \hline 0 & 0 & 0 & \sigma_{\gamma_1}^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \sigma_{\gamma_2}^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \sigma_{\gamma_3}^2 \end{bmatrix},$$

где ковариации $C_1 = \text{cov}(\delta_1, \gamma_1)$; $C_2 = \text{cov}(\delta_2, \gamma_2)$; $C_3 = \text{cov}(\delta_3, \gamma_3)$. Элементы $\vec{\mu}_0$ и C_0 могут быть определены способами, аналогичными изложенным в примере 3.10.

Учитывая, что в данном случае матрица F (3.23) имеет вид

$$F = \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & h_1 & h_2 & h_3 \end{bmatrix},$$

по формулам (3.26) - (3.28) определяем стохастические эффекты

$$\bar{\mu}_n = \left[\frac{\sum_{i=1}^3 \mu_{\delta_i} d_i}{\sum_{i=1}^3 \mu_{\gamma_i} d_i} \right] = \left[\frac{\mu_{\Delta g}}{\mu_{S_z}} \right];$$

$$C_{nn} = \begin{bmatrix} \sigma_{\delta_1}^2 d_1 & c_1 h_1 \\ \sigma_{\delta_2}^2 d_2 & c_2 h_2 \\ \sigma_{\delta_3}^2 d_3 & c_3 h_3 \\ \hline c_1 d_1 & \sigma_{\gamma_1}^2 h_1 \\ c_2 d_2 & \sigma_{\gamma_2}^2 h_2 \\ c_3 d_3 & \sigma_{\gamma_3}^2 h_3 \end{bmatrix}; \quad C_n = \left[\frac{\sum_{i=1}^3 \sigma_{\delta_i}^2 d_i^2}{\sum_{i=1}^3 c_i d_i h_i} \mid \frac{\sum_{i=1}^3 c_i h_i d_i}{\sum_{i=1}^3 \sigma_{\gamma_i}^2 h_i^2} \right].$$

Таким образом, диагональные клетки матрицы C_n дают дисперсии аномальных эффектов:

$$\sigma_{\Delta g}^2 = \sum_{i=1}^3 \sigma_{\delta_i}^2 (2\pi f h_i)^2; \quad \sigma_{S_z}^2 = \sum_{i=1}^3 \sigma_{\gamma_i}^2 h_i^2,$$

а ковариация Δg и S_z

$$\text{cov}(\Delta g, S_z) = \sum_{i=1}^3 c_i d_i h_i = 2\pi f \sum_{i=1}^3 \text{cov}(\delta_i, \gamma_i) h_i^2.$$

Если $h_1 = h_2 = h_3 = h$ и модель стационарна, т.е. $\sigma_{\delta_1}^2 = \sigma_{\delta_2}^2 = \sigma_{\delta_3}^2 = \sigma_{\delta}^2$, $\sigma_{\gamma_1}^2 = \sigma_{\gamma_2}^2 = \sigma_{\gamma_3}^2 = \sigma_{\gamma}^2$ и $c_1 = c_2 = c_3 = \text{cov}(\delta, \gamma)$, то полученные выражения существенно упрощаются:

$$\sigma_{\Delta g}^2 = 3\sigma_{\delta}^2 (2\pi f)^2 h^2; \quad \sigma_{S_z}^2 = 3\sigma_{\gamma}^2 h^2; \quad \text{cov}(\Delta g, S_z) = 6\pi f h^2 \text{cov}(\delta, \gamma).$$

В этом случае коэффициент корреляции между полем Δg и S_z

$$\tau_{\Delta g S_z} = \frac{\text{cov}(\Delta g, S_z)}{\sigma_{\Delta g} \sigma_{S_z}} = \frac{\text{cov}(\delta, \gamma)}{\sigma_{\delta} \sigma_{\gamma}} = \tau_{\delta \gamma},$$

т.е. равен коэффициенту корреляции плотности и удельной проводимости.

Решение прямой комплексной стохастической задачи позволяет определить теоретическое уравнение регрессии, например, значений поля Δg на суммарную продольную проводимость:

$$\Delta g = \mu_{\Delta g} + \tau_{\Delta g S_z} \frac{\sigma_{\Delta g}}{\sigma_{S_z}} (S_z - \mu_{S_z}),$$

позволяющее прогнозировать гравитационное поле по обобщенной характеристике геоэлектрического разреза.

4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФГМ ПРИ ПЛАНИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Основная цель планирования полевого или вычислительного геофизического эксперимента заключается в разработке методов повышения эффективности экспериментальных исследований за счет обеспечения надежности решения проектных геологических задач, необходимых точности и достоверности получаемых данных. В основу планирования геофизических экспериментов положена теория и практика комплексирования геофизических методов [4,18]. Выбор комплекса геофизических методов, параметров систем наблюдения и условий регистрации измеряемых физических характеристик, обоснование методики интерпретации данных и оптимальной детальности аппроксимации объекта базируются на исследовании ФГМ, позволяющих изучать особенности проявления свойств объекта в физических полях. Модельные представления весьма полезны для строгого количественного решения таких задач, как расчет параметров ФГМ месторождения, минимального по промышленным запасам, оценка аналогии схожих геологических объектов, обоснование корректных условий предметного (физического) моделирования геофизического эксперимента в лабораторных условиях и др. [6].

Приводимые ниже примеры иллюстрируют нестандартные задачи планирования геофизического эксперимента. Особый интерес представляют разработки так называемых динамических ФГМ [6], отражающих проявление отдельных стадий геологических процессов в геофизических полях и тем самым позволяющих прогнозировать их развитие и последствия.

4.1. Динамические ФГМ

Все типы моделей, рассмотренные в предыдущих разделах, относятся к статическим ФГМ, поскольку описывают геологические структуры, месторождения полезных ископаемых или рудные тела как итог происшедших ранее геологических процессов, отражаемый современным распределением физических полей. В то же время геофизические поля несут информацию о самих геологических процессах, их характере, смене одного другим, глубине протекания каждого из них.

Динамические ФГМ формируют с прогнозными целями. Они призваны отражать направленность и степень развития глобальных геодинами-

ческих перестроек, процессов тектогенеза, подготовки землетрясений, рудообразования, гидротермально-метасоматических преобразований несущих оруденение сред, метаморфизма.

Рассмотрим принципы построения динамических моделей на нескольких примерах из разных областей геодинамики, сейсмологии и рудогенеза.

П р и м е р 4.1. Движение континентов, точнее литосферических плит, направление и скорость их перемещения могут быть реконструированы с помощью динамических ФМ, построенных по палеомагнитным данным. Как известно, остаточная намагниченность I_n формируется одновременно с образованием горной породы, а следовательно, запечатлевает величину и направление именно того магнитного поля, которое существовало на нашей планете в ту эпоху. Систематическое изучение ориентированных образцов пород позволило доказать факт и установить особенности миграций магнитных полюсов по поверхности Земли в различные геологические эпохи, а также открыть явление инверсий магнитных полюсов, т.е. сравнительно быстрой смены полярности геомагнитного поля. Например, протекающая сейчас эпоха Бруннеса положительного магнитного поля, существующая около 0,7 млн. лет, сменила эпоху Матюяма отрицательной полярности, длившуюся 1 млн. лет и т.д.

Одним из доказательств гипотезы Вегенера о плавающих материках было обнаружение полного несовпадения траекторий перемещения палеомагнитных полюсов, построенных для разных континентов или их крупных структурно-тектонических единиц (Сибирская, Индостанская платформы и др.). Достаточно близкого совмещения положений магнитных полюсов в разные геологические эпохи можно достичь, если принять впервые сформулированную С. Ранкорном гипотезу формирования континентов из одного праматерика Пангеи, существовавшего в пермское время. Начиная по крайней мере с этого геологического периода, появляется возможность реконструировать миграцию литосферных плит на базе геодинамических палеомагнитных моделей. К сожалению, движение плит по параллелям приходится экстраполировать, т.к. информация о палеодолготе не может быть получена по палеомагнитным данным.

На основе этих фундаментальных закономерностей для каждого континента или крупного региона составлены палеомагнитные гео-

хронологические шкалы, которые можно использовать для оценки относительного возраста геологических образований.



Рис. 4.I. Динамическая ФПМ миграции палеомагнитных полюсов, реконструированных для Сибирской платформы (по А.Я.Кравчинскому): 1-4 - области локализации палеомагнитных полюсов соответственно в мезо-кайнозойское, позднепалеозой-раннетриасовое, средне-палеозойское и позднекембрий-ордовикское время; 5 - положения полюсов, рассчитанные по рудным образованиям с целью оценки возраста; 6,7,8 - слюдоносных пегматитов, метаморфических пород и метасоматитов Мамско-Чуйского района; 9 - Коршуновского, 10 - Сухоложского, 11 - Норильского месторождений

На рис. 4.I показаны области, в пределах которых, судя по палеомагнитным измерениям ориентированных образцов траптов и других пород Сибирской платформы, находился северный магнитный полюс Земли в разные геологические эпохи. Видно, что за 500 млн. лет он переместился на 100 с лишним градусов по меридиану. Пользуясь

этой моделью, можно оценивать возраст геологических и рудных образований в пределах Восточной Сибири. Например, координаты полюса, определенные по остаточной намагниченности руд Кордуновского магнетитового, Сухоложского золоторудного и Норильского медно-никелевого месторождений, свидетельствуют в пользу их близкого по времени формирования в среднем палеозое, а пегматиты и метасоматиты слюдоносной Мамы характеризуются более древним, примерно силурийским возрастом (см. рис. 4.1).

Пример 4.2. Спрединг, т.е. раздвижение земной коры в районе срединно-океанических хребтов современных океанов, несмотря на исключительную сложность, многостадийность и длительное геологическое время протекания этого процесса достаточно строго описывается динамической ФГМ, предложенной Ф.Вайном и Д.Мэтьюзом. Эти исследователи обратили внимание на поразительное сходство конфигурации знакопеременных симметричных полосовидных магнитных аномалий, снятых над гребневыми зонами океанических рифтовых хребтов в различных участках Тихого, Атлантического и Индийского океанов (рис. 4.2). Анализ этих материалов позволил связать полосовидные магнитные аномалии со спредингом океанической коры и ее одновременным наращиванием за счет подводных излияний базальтовых лав. Внедряясь в приоткрывающуюся в ходе раздвига литосферных плит трещину, базальтовая лава остывала и после падения температуры ниже точки Кюри намагничивалась тем магнитным полем Земли и по тому направлению, которое существовало в данную геологическую эпоху. Таким образом, смена полярности полосовидных аномалий, которые протягиваются параллельно оси океанического хребта, отражает прошлые инверсии геомагнитного поля.

Сформированная динамическая ФГМ базальтового магматизма срединно-океанических хребтов (см. рис. 4.2) позволяет рассчитывать возраст базальтовых излияний на любом удалении от оси океанического хребта и среднюю скорость спрединга литосферных плит, которая составляет несколько сантиметров в год.

Пример 4.3. Динамические ФГМ сейсмоактивных зон отражают закономерное изменение физических параметров геологического разреза в ходе подготовки землетрясений.

Модель для сейсмоактивного разлома Байкальской рифтовой зоны [6] показана на рис. 4.3 . Режимными наблюдениями методом ДЭЗ,

выполненными ЦГО Иркутскгеофизика, подтверждены вариации кажущегося удельного сопротивления во времени, установленные ранее на Гармском полигоне, на разломе Сан-Андреас в Калифорнии, в провинции Ганьсу (КНР), в районе Газли в Узбекистане и других местах. Понижения значений ρ_k в период подготовки землетрясения достигают 20 % и более от среднего. Длительность аномальных вариаций ρ_k перед сейсмическими точками зависит от силы готовящегося землетрясения: перед двухбалльными толчками она обычно не превышает 10-15 дней, а перед четырехбалльными достигает 30-35 дней. Экспериментально полученные эволюции поля кажущихся сопротивлений хорошо согласуются с изменениями физико-механических параметров геологического разреза.

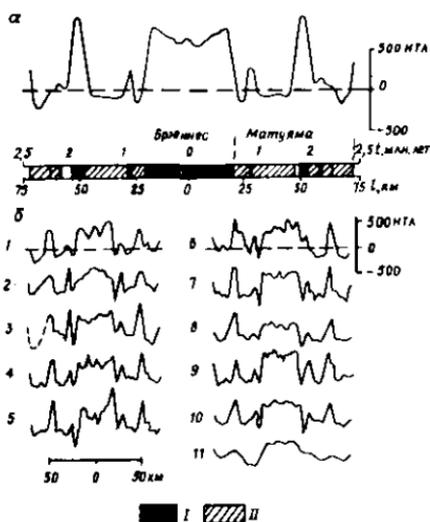


Рис. 4.2. Динамическая модель базальтового магматизма срединно-океанических хребтов: теоретически рассчитанная (а) и практически полученные в разных районах океанов по данным гидромагнитных съемок магнитные аномалии (б) (по А.Эмилия и Г.Хенрике).
 ℓ - расстояние от оси срединного океанического хребта до базальтов с возрастом t . Базальты с намагниченностью:
 I - положительной, II - отрицательной

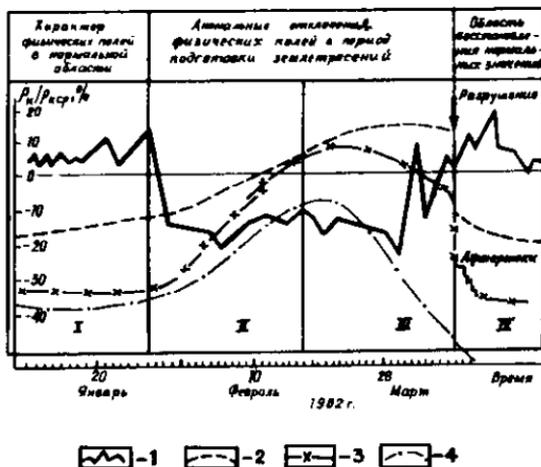


Рис. 4.3. Динамическая ФГМ тектонически ослабленной электропроводящей зоны сейсмоопасного блока земной коры в Северо-Муйском районе БАМ.

Графики: 1 - относительных значений кажущихся электрических сопротивлений (по Н.Ф.Зыковой); 2,3,4 - средних значений суммарной площади поверхностей разрывов, упругой потенциальной энергии, скорости деформации (по В.И.Мячкину), I-IV - стадии подготовки землетрясений

Для ФГМ подготовки землетрясения характерны четыре стадии (рис. 4.3). Первая стадия регулярного состояния характеризуется нормальными значениями петрофизических и физико-механических характеристик. На второй стадии консолидации наблюдается нарастание скорости деформации пород и упругой потенциальной энергии. За счет этого увеличивается суммарный объем трещин сейсмоактивной зоны, что приводит к понижению электросопротивлений. На третьей стадии неустойчивой деформации указанные тенденции сохраняются вплоть до начала проявления форшоков и момента самого землетрясения, когда напряжения в зоне разлома полностью снимаются, скорость деформации падает до нуля, а все остальные физические поля вначале резко, а затем постепенно за счет афтершоков четвертой стадии выравниваются до нормальных значений (см. рис. 4.3).

Пример 4.4. Динамические ФГМ грунтов позволяют по электрическим, сейсмическим и другим физическим характеристикам

прогнозировать их литологический, гранулометрический составы и агрегатное состояние в зависимости от эволюции многолетней мерзлоты.

Изменение физико-механических свойств грунтов в ходе строительства и последующей эксплуатации зданий и сооружений происходит в основном в верхней части геологического разреза (ВЧР) глубиной до 20–30 м. Особенно важно обеспечивать прогноз скоростей продольных V_p и поперечных V_s сейсмических волн.

Для трех главных типов грунтов (скальных, грубообломочных и песчаных) изменения скоростей с глубиной подвержены следующим закономерностям (рис. 4.4). Во всех типах грунтов значения скоростей V_p и V_s уменьшаются при переходе от мерзлого к водонасыщенному и воздушно-сухому состояниям, причем с глубиной эти различия снижаются. Наибольшим градиентом изменения V_p и V_s по вертикали обладают воздушно-сухие и наименьшим – мерзлые грунты. Отношение скоростей продольных и поперечных волн V_p / V_s увеличивается при переходе от скальных грунтов к грубообломочным и песчаным. Указанные закономерности изменения скоростей и их отношений определяют характер эволюции таких важных параметров, как коэффициент Пуассона, который в соответствии с понижением отношения V_p / V_s с глубиной уменьшается, и динамические модули упругости, которые с глубиной возрастают в связи с увеличением скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн.

Частные сейсмические модели строят по изменениям Р- и S – волн по вертикали. Мерзлые скальные грунты аппроксимируются двухслойной сейсмической моделью, водонасыщенные – трехслойной и воздушно-сухие – четырехслойной (см. рис. 4.4). Для мерзлых рыхлых грунтов характерны три слоя. При оттаивании, т.е. в водонасыщенном состоянии, их число сохраняется. Подстилающим слоем для всех частных ФМ выбраны мерзлые грунты с наиболее вероятными значениями скоростей сейсмических волн на глубине 30 м (см. рис. 4.4). Для всех перечисленных слоев получены также значения объемных весов.

Теоретические спектральные характеристики, рассчитанные для сильного землетрясения с магнитудой 7,7 и удаления эпицентра 126 км, показывают, что при угле подхода сейсмического луча 30° мерзлые скальные грунты по характеру колебаний близки к монолитным. Преобладающие частоты их колебаний превышают 50 Гц, максималь-

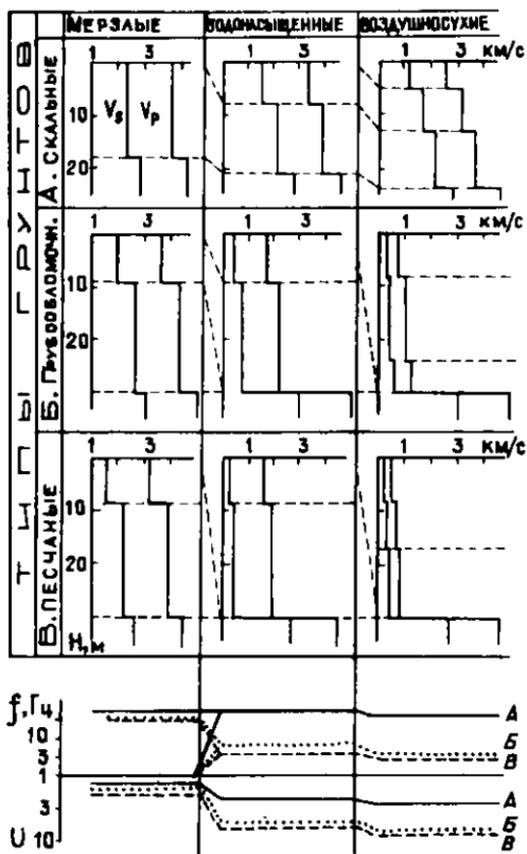
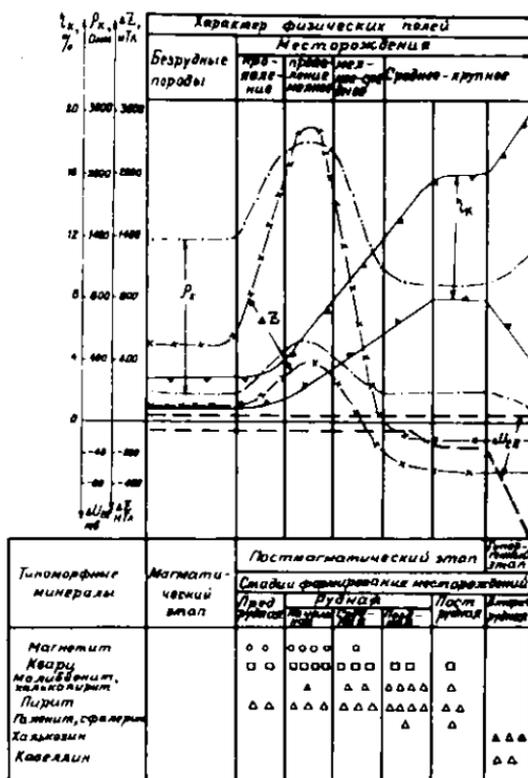


Рис. 4.4. Динамические вероятностно-статистические ω_{TM} грунтов в условиях многолетней мерзлоты, частоты f основных максимумов их собственных колебаний и уровни спектральных характеристик U



o 1 □ 2 Δ 3 \square 4

Рис. 4.5. Динамическая ФГМ медно-порфирового месторождения для условий Монголии.

Минералы: 1 - ферромагнитные; 2 - изоляторы; 3 - сульфидные электронно-проводящие; 4 - диапазон изменения физических полей

ный уровень спектральной характеристики равен 1,35. Водонасыщенные грунты, представленные трехслойной моделью, имеют максимум спектральной характеристики 2,2 на частоте 45 Гц. Для четырехслойной модели воздушно-сухих грунтов максимальный уровень спектральной характеристики 2,8 наблюдается на частоте 32 Гц. Спектральные характеристики мерзлых песчаных и грубообломочных грунтов в диапазоне частот от 0 до 25 Гц не имеют резонансных максимумов, их уровень меняется в пределах 1,6-1,8 (см. рис. 4.4). При оттаивании и переходе в водонасыщенное состояние основные максимумы спектральных характеристик проявляются на частотах 3,5 и 5,5 Гц при уровнях, соответственно, 5,8 и 5,2. При переходе в воздушно-сухое состояние частоты основных максимумов равны 2,5 и 3,7 Гц при уровнях спектральных характеристик 7,7 и 7,2 (см. рис. 4.4).

Изложенные закономерности могут и должны уточняться в конкретных сейсмологических условиях. Однако их полезность для прогнозных оценок приращений балльности землетрясений, изменений частотного и амплитудного состава колебаний оттаивающих грунтов оспаривать трудно.

Пример 4.5. Динамическая ФТМ процесса рудогенеза может быть рассмотрена на примере медно-порфировых месторождений Монгольской Народной Республики. В пределах Эрдэнэтской и Цаган-Субургинской металлогенических зон Б.Дэндэвгулуном установлена связь интенсивности гидротермально-метасоматических проявлений и масштабов молибденово-медной минерализации с характером физических полей (рис. 4.5).

Предрудная стадия отмечается незначительными повышениями магнитного поля ΔZ и значений кажущихся сопротивлений за счет небольших выделений ферромагнитных минералов и слабого окварцевания.

В начальную рудную стадию формируются слотит-хлорит-магнетитовые метасоматиты, отлагаются пирит, халькопирит, молибденит и другие сульфиды первой генерации. На этой стадии возможно формирование рудопроявлений или мелких месторождений, для которых характерно пространственное совмещение аномалий ΔZ амплитудой до 1000 нТл, повышение поляризуемости до 4-6% и аномалии электросопротивлений до 2000 Ом м, поскольку окварцевание существенно превалирует над масштабами сульфидизации (см. рис. 4.5).

В среднюю рудную стадию за счет интенсивных процессов калишпатазации, серицитизации и сульфидизации идет активное замещение темноцветных минералов и магнетита. В итоге магнитная восприимчивость оруденелых зон снижается, поляризуемость продолжает расти до 8-10%, а электрическое сопротивление начинает падать. В ходе этой стадии обычно образуются мелкие или средние месторождения.

Мощное нарастание гидротермально-метасоматических процессов и активное выделение конечных генераций сульфидов на поздней рудной стадии нередко приводят к формированию крупных медно-порфировых месторождений. Для них типично сочетание слабых отрицательных магнитных аномалий порядка - 50 нТл, невысокого поля кажущихся сопротивлений 140-200 Ом·м, аномальных значений наведенной поляризуемости до 12-14%, а также вторичных ореолов рассеяния меди, свинца и цинка.

Из рассмотренных примеров, взятых из весьма отдаленных областей геологии, следует общая закономерность: любая динамическая ФГМ стоит в соответствие наблюдаемые геофизические характеристики с развернутыми в относительном или абсолютном времени последовательно проявляющимися стадиями изучаемого геологического процесса, обеспечивая тем самым его реконструкцию либо прогнозирование.

4.2. Решение задач планирования геофизического эксперимента

Состав рационального комплекса геофизических методов определяется в ходе анализа возможностей частных методов при решении конкретных геологических задач.

Пример 4.6. Модель ячеистого беспорядка помогает оценивать представительность геологического и магнитного опробования железных руд.

Пусть для рудного тела неоднородного внутреннего строения распределение содержания железа C_{Fe} в ячейках аппроксимируется двухфазной моделью Изинга (3.1). Если проба захватывает m ячеек, то содержание железа в пробе

$$C_{Fe} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m C_i .$$

Учитывая принятую для модели Изинга независимость содержаний в различных ячейках, определим дисперсию содержания железа в пробе, связанную с неоднородностью опробуемого материала:

$$\sigma_{Fe}^2 = D \left[\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c_i \right] = \frac{1}{m} \sigma_c^2, \quad (4.1)$$

где σ_c^2 - дисперсия содержания железа в ячейке, определяемая выражением (3.3) и зависящая от параметров случайной среды.

На самых крупных скарно-магнетитовых месторождениях ангаро-илемского типа (Кордуновском и Рудногорском) 80% рудной массы представлено рудами брекчиевой и пятнистой текстур. Поэтому целесообразно ячейки модели выбирать в форме куба. Учитывая практически линейную зависимость содержаний магнитного железа и магнитной восприимчивости, измеряемой при каротаже магнитной восприимчивости (КМВ), в дальнейшем вместо магнитной восприимчивости будем анализировать распределение содержаний железа в пробах керна и зоне исследования КМВ.

Для расчетов примем содержания железа в рудных и безрудных ячейках соответственно $c_p = 55\%$ и $c_f = 5\%$ (абс. Fe), дисперсии этих же содержаний $\sigma_p^2 = \sigma_f^2 = 0$. Согласно выражениям (3.2), (3.3) математическое ожидание и дисперсия содержания железа в ячейке

$$\begin{aligned} \mu_c &= \rho c_p + (1-\rho) c_f, \\ \sigma_c^2 &= \rho(1-\rho)(c_p - c_f)^2, \end{aligned} \quad (4.2)$$

где ρ - коэффициент рудоносности, изменением которого от 0 до 1 можно моделировать средние содержания железа в руде $\mu_{Fe} = \mu_c$ от 5 до 55%.

Рассмотрим представительность сравниваемых видов опробования для рудных интервалов, пройденных скважиной диаметром 92 мм с номинальным диаметром керна 70 мм. При расчетах учтем, что обычно на химический анализ отбирается половина распиленного вдоль длинной оси керна, имеющая в данном случае площадь поперечного сечения $S_k \approx 19 \text{ см}^2$. Радиус исследования по КМВ примем равным 10 см, то есть минимальный для однокатушечных зондов. За вычетом номинального сечения скважины площадь поперечного сечения цилиндрической зоны исследования по КМВ $S_x \approx 250 \text{ см}^2$. Примем длину интервала опробования керна $L = 400 \text{ см}$. По формулам (4.1) и (4.2) при различных размерах ячеек рассчитаем дисперсии содержаний железа в пробах керна и зоне исследования КМВ в зависимости от среднего содержания железа μ_c (рис. 4.6).

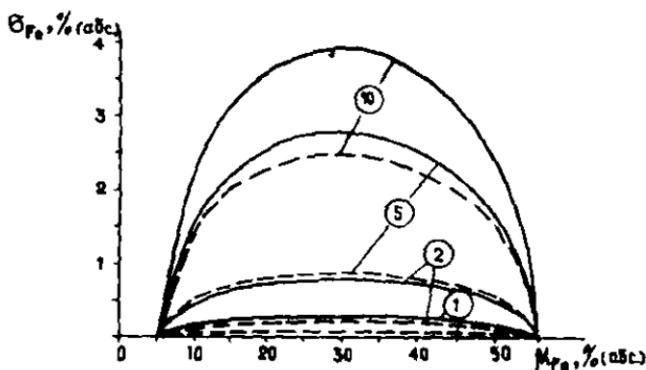


Рис. 4.6. Стандартные отклонения содержаний железа в пробах керна (сплошные кривые) и в зоне исследования зонда КМВ (штриховые кривые). Параметр кривых – размер ячейки неоднородной среды в сантиметрах

Результаты расчетов показывают значительно большую представительность магнитного опробования по сравнению с геологическим опробованием керна, особенно в интервале средних содержаний (20–40%). Еще более существенный выигрыш в представительности опробования должно давать использование двухкатодных зондов КМВ, обладающих большими радиусами зоны исследования.

Аппарат стохастического моделирования позволяет количественно изучать степень проявления неоднородностей внутреннего строения объекта в физических полях, что позволяет выяснять возможности аппроксимации сложного объекта более простыми моделями. Основная идея заключается в анализе соотношений между величиной дисперсии аномального эффекта σ_a^2 , обусловленной неоднородностью внутреннего строения объекта, и величиной дисперсии помехи σ_n^2 .

Учитывая практические возможности современных способов выделения слабых аномалий [16], условие возможности упрощения модели запишем в виде

$$\sigma_a^2 < \sigma_n^2. \quad (4.3)$$

Пример 4.7. Можно показать, что для квадратных призм максимумы стандартных отклонений гравитационного и магнитного по-

лей соответствуют значению $x = 0$. Поэтому имеет смысл рассчитать номограммы, отражающие зависимость стандартов в этой точке от размеров и глубин залегания призм и количества ячеек. Совместно с В.С.Канайкиным построены зависимости

$$\sigma'_{\Delta g} = \frac{\sigma_{\Delta g}}{\sigma_y \ell} = f_1(t_h; m; x=0), \quad \sigma'_z = \frac{\sigma_z}{\sigma_y} = f_2(t_h; m; x=0),$$

где ℓ - горизонтальная мощность призмы; $t_h = h_1/\ell$ - нормированная глубина залегания; m - число ячеек модели, являющееся параметром номограммы (рис. 4.7, 4.8).

Допустим, что для моделирования крутопадающей скарново-магнетитовой зоны сложного строения планируется ее аппроксимация набором квадратных призм размером $\ell = 100$ м. Необходимо установить, начиная с какой глубины и при каком размере неоднородностей возможна замена реально неоднородного объекта однородным, если известны следующие характеристики.

Уровень случайных помех для гравитационного поля $S_{\Delta g} = 03 \cdot 10^{-5}$ м/с², для магнитного поля $S_z = 100$ нТ. Рудная зона представлена оруденелыми скарнами с плотностью 2,4 - 3,5 г/см³, намагниченностью 1-3 А/м и магнетитовыми рудами плотностью 3,4-3,9 г/см³, намагниченностью 5-10 А/м. Направление намагниченности принято вертикальным, коэффициент рудоносности зоны $\rho = 0,7$.

Используя известные формулы для вычисления математических ожиданий и дисперсий при условии равномерного распределения физических свойств скарнов и руд в указанных интервалах, а также выражения (3.2) и (3.3), определим среднее значение и стандартные отклонения физических свойств ячеек неоднородной призмы: $\mu_g = 3,395$ г/см³; $\sigma_g = 427$ г/см³; $\mu_y = 5,85$ А/м; $\sigma_y = 2,8$ А/м.

Из условия замены неоднородного объекта однородным (4.3) вычисляем $\sigma'_{\Delta g} < S_{\Delta g}/\ell = 0,007 \cdot 10^{-5}$ и $\sigma'_z < S_z/\sigma_y = 0,036$.

По номограммам (см. рис. 4.7) определяем, что плотностная модель может быть принята практически однородной со средневзвешенной плотностью $\mu_g = 3,395$ г/см³ при среднем размере неоднородностей меньшим или равным 20 м ($m = 5$), начиная с глубины $h_1 = 0,32 \ell = 32$ м. Для магнитного поля при этих же размерах неоднородностей подобная замена возможна лишь начиная с глубины $h_1 = 4,5 \ell = 450$ м (см. рис. 4.8). Естественно, что увеличение

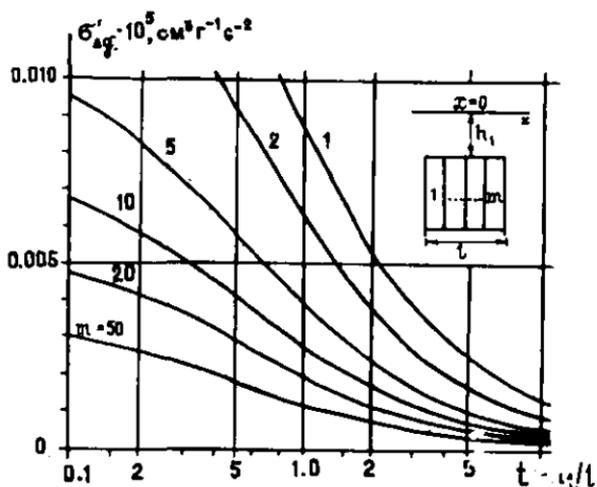


Рис. 4.7. Номограмма для определения стандартных отклонений гравитационного эффекта над центром квадратной неоднородной призмы. Параметр кривых - число ячеек модели

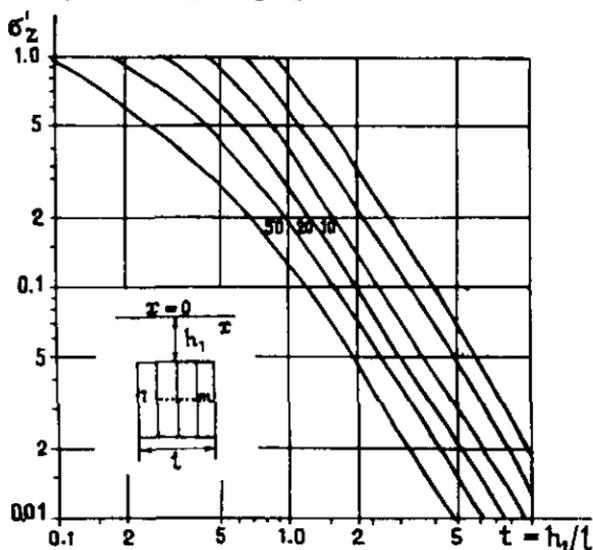


Рис. 4.8. Номограмма для определения стандартных отклонений магнитного эффекта над центром квадратной неоднородной призмы при вертикальном намагничивании. Параметр кривых - число ячеек модели

уровня помех, например, при залегании рудной зоны под трапами, существенно уменьшает глубину, начиная с которой модель может быть принята условно однородной. Например, при $S_z = 1000$ нТ, $h_i = 1,1 \times 10^3$ м ($m = 5$).

В разведочной геофизике достаточно глубоко разработан вопрос о выборе сети наблюдений, удовлетворяющей заданной надежности обнаружения аномалий [4, 16]. Основные оптимальные условия регистрации аномальных эффектов объектов отличаются своеобразием. Рассмотрим выбор шага дискретизации сложнодифференцированного аномального поля, исходя из заданной точности линейной интерполяции значений между точками наблюдений [23].

Стохастический эффект можно представить в виде совокупности случайных реализаций аномального эффекта, отвечающей множеству возможных состояний модели сложного объекта. Так как любые способы регистрации или вычислений физических полей в конце концов сводятся к представлению их рядом дискретных значений, о качестве дискретизации поля можно судить по величине ошибки Δ линейной интерполяции зарегистрированных или вычисленных (при моделировании эффекта) значений. Если величина Δ гарантирует для всех реализаций восстановление поля в интервале между точками наблюдений (вычислений) с заданной точностью, то шаг дискретизации поля можно считать достаточным. Действительно, сгущение шага наблюдений уже не будет приводить к приросту информации о регистрируемом поле.

Допустим, что наблюдения некоторого геофизического поля Z проводятся с шагом Δx . Тогда погрешность линейной интерполяции в точке $\Delta x / 2$ можно определить в виде (рис. 4.9):

$$\Delta^2 = M \left[\left(Z_2 - \frac{Z_1 + Z_3}{2} \right)^2 \right],$$

где $Z_1 = Z(x)$; $Z_3 = Z(x, +\Delta x)$; $Z_2 = Z(x, +\Delta x / 2)$ являются случайными величинами (значениями случайного процесса $Z(x)$ в соответствующих точках).

Раскрывая квадрат разности под знаком математического ожидания и используя известные правила определения дисперсий и ковариаций, а также учитывая почти линейный характер графиков $\mu_z(x)$ и $\sigma_z^2(x)$ на расстоянии Δx при детальных наблюдениях, можно получить выражение для ошибки линейной интерполяции в виде [23]:

$$\Delta = k_n \sigma_z, \quad (4.4)$$

где множитель

$$k_n = \left(\frac{3 + \rho_{\Delta x} - 4\rho_{\Delta x/2}}{2} \right)^{1/2} \quad (4.5)$$

является показателем относительной точности линейной интерполяции отражающим долю ошибки интерполяции по отношению к стандартному отклонению ожидаемого эффекта; $\rho_{\Delta x} = \rho_{13}$, $\rho_{\Delta x/2} = \rho_{12} = \rho_{23}$ - значения нормированной корреляционной функции, то есть

$$\rho_{\Delta x} = R(x_1, x_3); \quad \rho_{\Delta x/2} = R(x_1, x_1 + \Delta x/2).$$

Из выражения (4.5) следует вполне очевидный вывод о том, что при прочих равных условиях погрешность линейной интерполяции (4.4) тем меньше, чем сильнее автокорреляция аномальных значений.

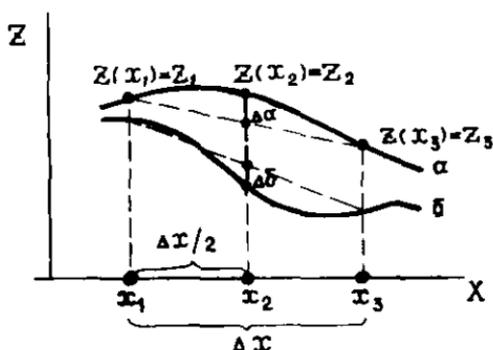


Рис. 4.9. Ошибки линейной интерполяции значений поля Z , фиксируемых в точках профиля x_1 и x_3 , на примере двух случайных реализаций аномального эффекта. для реализации α ошибка $\Delta\alpha$, для реализации β - $\Delta\beta$

Пример 4.8. Одним из морфологических типов магнетитового оруденения скарново-магнетитовых месторождений Ангарской железорудной провинции являются субвертикальные зоны, представленные скоплениями крутопадающих магнетитовых пластов небольшой мощности. Магнитные аномалии над такими объектами изменяются в преде-

лах, что объясняется вариациями намагниченности рудных тел (от прямой до обратной), их мощности и количества в пределах рудной серии. Аппроксимируем такую зону оруденения ансамблем тонких протяженных вертикальных пластов с постоянной глубиной залегания верхней кромки h и случайным расположением (координата ξ) пластов внутри серии (рис. 4.10 а). Из выражений (3.12) и (3.13) следует, что для моделей с неоднородностями малых размеров математическое ожидание и корреляционную функцию аномального эффекта можно найти, зная соответствующие характеристики одиночного элементарного источника поля.

Аномальный эффект i -го тонкого пласта запишем в виде

$$z_i(x) = q_i \varphi(\xi_i; x),$$

где $q_i = \gamma_i v_i$, γ_i и v_i — соответственно намагниченность и мощность пласта; координатная функция

$$\varphi(\xi_i; x) = 2 \frac{h}{h^2 + (x - \xi_i)^2}.$$

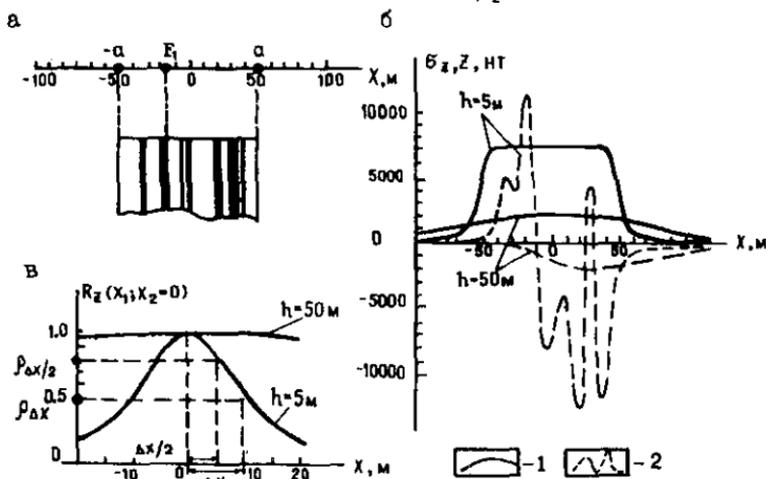


Рис. 4.10. Стохастическая модель серии тонких магнетитовых пластов: а — случайная реализация объекта; б — графики стандартных отклонений σ_z (1) и случайных реализаций магнитного поля Z (2) для двух глубин залегания серии $h = 5$ и 50 м; в — сечение нормированной корреляционной функции с обозначением параметров, необходимых для выбора шага наблюдений

Полагая абсциссу ξ распределенной в пределах мощности серии $2a$ по равномерному закону, найдем математические ожидания $\mu_y(x)$ и $\mu_{yy}(x_1, x_2)$, фигурирующие в формулах (3.10), (3.11). Учитывая, что в данном случае плотность распределения $f(\xi) = 1/2a$ при $\xi \in (-a, a)$,

$$\mu_y(x) = \int_{-a}^a \frac{2h}{h^2 + (x - \xi)^2} \cdot \frac{1}{2a} d\xi = \frac{1}{a} F(x), \quad (4.6)$$

где

$$F(x) = \operatorname{arctg} \frac{x+a}{h} - \operatorname{arctg} \frac{x-a}{h}.$$

Для определения начального момента

$$\mu_{yy}(x_1, x_2) = \int_{-a}^a \frac{4h^2}{[h^2 + (x_1 - \xi)]^2 [h^2 + (x_2 - \xi)]^2} \cdot \frac{1}{2a} d\xi \quad (4.7)$$

разложим подынтегральное выражение на простейшие дроби и в результате интегрирования получим

$$\begin{aligned} \mu_{yy}(x_1, x_2) = \frac{2h^2}{a[4h^2 + (x_2 - x_1)^2]} \left\{ \frac{1}{x_2 - x_1} [T(x_1) - T(x_2)] + \right. \\ \left. + \frac{1}{h} [F(x_1) + F(x_2)] \right\}, \quad (4.8) \end{aligned}$$

где

$$T(x) = \ln \frac{h^2 + (x - a)^2}{h^2 + (x + a)^2}.$$

Неопределенность, получающаяся в выражении (4.8) при $x_1 = x_2$, осложняет вычисление дисперсии. Однако интеграл (4.7) при значении $x = x_1 = x_2$ выражается через табличный и может быть записан в виде

$$\mu_{yy}(x, x) = \frac{h^2}{a} \left[S(x) + \frac{1}{h} F(x) \right], \quad (4.9)$$

где

$$S(x) = \frac{x+a}{h^2 + (x+a)^2} - \frac{x-a}{h^2 + (x-a)^2}.$$

Полагая намагниченность пласта y и его мощность l величинами независимыми и используя теоремы теории вероятностей, найдем

$$\begin{aligned} \mu_y = \mu_y \mu_l, \\ \sigma_y^2 = M[y^2 l^2] - (M[yl])^2 = \sigma_y^2 \sigma_l^2 + \mu_y^2 \sigma_l^2 + \mu_l^2 \sigma_y^2. \quad (4.10) \end{aligned}$$

Таким образом, формулы (4.6) - (4.10) позволяют вычислить математическое ожидание и корреляционную функцию аномального эффекта одиночного пласта. Для вычисления этих же характеристик для ансамбля из m источников поля следует воспользоваться полученными ранее формулами (3.12), (3.13), (3.14).

В качестве числового примера рассмотрим серии магнетитовых пластов, количество которых m распределено по закону Пуассона с математическим ожиданием числа пластов $\mu_m = 10$ и дисперсией $\sigma_m^2 = \mu_m = 10$. Намагниченность пластов вертикальная и изменяется от -10 до 10 А/м⁻¹, мощность пластов изменяется в пределах от 2 до 5 м. Оба этих параметра будем полагать распределенными по равномерному закону, что позволяет легко вычислить их математические ожидания и дисперсии.

Результаты расчета стандартных отклонений при глубинах залегания верхней кромки h , равной 5 и 50 м, показаны на рис. 4.10 б. Здесь же приведены случайные реализации поля ΔZ_a для этих двух глубин, рассчитанные для сгенерированного случайного расположения пластов в серии (рис. 4.10 а). Так как в данном случае $\mu_y = 0$, математическое ожидание аномального эффекта $\mu_z(x) = 0$. Анализируя данные расчета стандартных отклонений, следует отметить значительное уменьшение величины этой характеристики с увеличением глубины залегания, сопровождающееся резким уменьшением дифференцированности аномалии над ансамблем источников. Последний факт наглядно отражен в графиках нормированных корреляционных функций $R_z(x_1, x_2)$ (рис. 4.10 в).

Используем результаты решения прямой стохастической задачи для выбора шага наблюдений, обеспечивающего относительную точность линейной интерполяции не менее 5%. По табл. 4.1, построенной по результатам расчета нормированной корреляционной функции $R_z(x, 0)$, видно (см. рис. 4.10 в), что шаг наблюдений 2 и 20 м при глубине залегания серии магнетитовых пластов соответственно составляет 5 и 50 м, удовлетворяет выдвинутому условию точности линейной интерполяции.

Чтобы пояснить, каким образом, опираясь на детерминированные ФМ, можно анализировать объективные возможности и разрешающую способность геофизических методов при решении конкретной геологической задачи, рассмотрим надежность и информативность гравираз-

ведки, магниторазведки и электроразведки при поисках магнетитовых месторождений в областях широкого развития трапшвого магматизма. Эффективность этого комплекса при поисках Ангаро-Илимских железорудных месторождений открытого типа доказана многолетним успешным опытом геофизических исследований на юге Сибирской платформы.

Таблица 4.1

Относительная точность линейной интерполяции для двух вариантов глубины залегания рудной серии

Параметры модели и системы наблюдений		Характеристики нормированных АКФ и относительной точности		
h , м	Δx , м	$\beta_{\Delta x}$	$\beta_{\Delta x/2}$	k_n
5	5	0,7999	0,9412	0,1325
	2	0,9615	0,9902	0,0187
50	50	0,8712	0,9518	0,1789
	20	0,9679	0,9915	0,0308

Пример 4.9. Оценка конкурентоспособности геофизических методов при поисках скарново-магнетитовых месторождений, перекрытых траппами

В качестве исходных возьмем результаты построения ΦM_{min} железорудного месторождения из примера 3.2. При этом для расчетов показателей эффективности средние значения полей Δg (остаточных), ΔU , ΔZ и h_k над траппами приняты по результатам статистической обработки выборок, равными соответственно $3 \cdot 10^{-5}$ м/с², 10 000 нТ, - 18 мВ и 4%, а стандартные отклонения $1 \cdot 10^{-5}$ м/с², +3000 нТ, 12 мВ, 2,5%. Результаты расчетов параметров аномалий магнетитового месторождения в траппах и перекрытых траппами (см. рис. 3.2) со средними значениями параметров аномалий для известных промышленных объектов открытого типа приведены в табл. 4.2. В ней для каждого из обсуждаемых типов месторождений приведены длина l и ширина m отвечающих ему аномалий, а также показатель контрастности аномалии γ и так называемый информационный вклад ϵ_j соответствующего геофизического метода в общий поисковый комплекс. Показатель контрастности рассчитывают по формуле [4]

$$\gamma = (A_{max} - A_{\Phi})/S,$$

Таблица 4.2

Конкурентоспособность геофизических методов поисков магнетитовых месторождений
ангаро-элимского типа

Геофизический метод, измеряемый параметр	Открытие	Тип месторождений	В трапях	Перекрытые трапями								
	Параметры аномалий и критерий сравнения полевых методов	Размеры аномалий на уровне	Размеры аномалий на уровне	Размеры аномалий на уровне								
	N	A_c	N	A_c								
	δ	ρ	δ	ρ								
	м.км	м.км	м.км	м.км								
Гравиразведка, Δg	2,9	1,7	6,0	0,07	1,9	0,08	-	-	$3 \cdot 10^5$ м/с ²	0,6		
Магниторазведка, ΔZ	1,9	0,6	-89,0	0,93	1,5	0,5	-13,2	0,59	0,8	0,2	-3700 нТ	-12,7
Метод ЕП, ΔU	2,5	0,9	-21,0	0,23	2,2	0,8	-12,6	0,56	-	-	-	-
Метод ВП-СТ, ρ_k	2,2	0,3	18,0	0,24	2,0	0,3	12,9	0,58	-	-	-	-
Аэромагнитная съемка, ΔT_a	2,3	0,8	-120,0	-	1,9	0,6	-12,0	-	1,0	0,3	-10000 нТ	-11,0

где A_{max} , A_{σ} и S - соответственно экстремальное, среднее значение и стандарт поля A . Параметр γ служит критерием сравнительной эффективности двух или более конкурирующих методов, так как характеризует надежность выделения полезного сигнала на фоне помех. Информационный вес C_j любого j -го метода в составе комплекса из m методов определяется его относительным вкладом γ в надежность, характеризующую поисковый комплекс в целом. Параметр C_j вычисляется по формуле [6]

$$C_j = \gamma_j / \sqrt{\sum_{i=1}^m \gamma_i^2}$$

Из полученных результатов (см. табл. 4.2) следует, что эффективность геофизических методов в областях интенсивного развития траппового магматизма снижается. Это уменьшение для различных геофизических методов неодинаково. Наиболее значительно падает надежность гравиметрической съемки, так как аномалии Δg становятся соизмеримыми с уровнем флуктуаций фоновых значений ($\gamma = 1,9$), резко снижается контрастность магнитных аномалий, однако надежность магнитной съемки достаточно высокая. Над железорудными месторождениями, вскрытыми эрозией, магнитные аномалии по крайней мере на порядок должны превышать уровень помех от траппов. Показатели контрастности аномалий естественного электрического поля и кажущейся поляризуемости уменьшаются незначительно, что объясняется низкими значениями поляризуемости траппов. Заметим, что контрастность аномалий в методе сопротивлений должна возрасти, поскольку разница в удельном электрическом сопротивлении магнетитовых рудных тел заметно увеличивается по сравнению с таковой для эффузивно-осадочных пород.

Информационные веса геофизических методов C_j также изменяются. При незначительном сокращении вклада гравиразведки в надежность общего комплекса относительные эффективности магниторазведки, методов ЕП и ВП-СГ становятся практически одинаковыми.

Сделаем аналогичные оценки для аэромагнитных аномалий ΔT_a . Примем оценку стандарта поля ΔT_a над областями развития траппов ± 1000 нТ, т.е. заведомо несколько завышенной. Тогда для месторождений в траппах получим $\gamma = -12$, размер аэромагнитной ано-

малии 1,9x0,6 км (см. табл. 4.2). Таким образом, для аэромагнито-разведки остаются в силе выводы, полученные для наземной магнитной съемки.

Итак, при поисках скарново-магнетитовых месторождений в области развития трашвого магматизма перспективно применение магниторазведки как в наземном, так и в аэровариантах, электроразведочных методов ЕП и ВП-СГ.

Список литературы

1. Барышев А.С. Методология применения геофизических критериев при крупномасштабном прогнозировании месторождений твердых полезных ископаемых // Геофизические исследования при поисках и разведке полезных ископаемых в Восточной Сибири. — Новосибирск: СНИИГГИМС, 1985. — С. 3-13.
2. Боровко Н.Н. Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. — Л.: Недра. — 1979. 230 с.
3. Бродовой В.В. Геофизические исследования в рудных провинциях. — М.: Недра, 1984. — 269 с.
4. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. — М.: Недра, 1978. — 152 с.
5. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Сравнение многомерных способов комплексной интерпретации геофизических данных: функции комплексного показателя и метода главных компонент // Геология и геофизика. — 1978, № 6. — С. 77-85.
6. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. — М.: Недра, 1987. — 192 с.
7. Вентцель Е.С., Овчаров А.А. Прикладные задачи теории вероятностей. — М.: Радио и связь. — 1983. — 416 с.
8. Геофизические и геохимические методы поисков редкометалльных пегматитов / Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю., Загорский В.Е., Макагон В.М. — Новосибирск: Наука, 1983. — 120 с.
9. Гольцман Ф.М., Калинина Т.Б. Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий. — Л.: Недра, 1983. — 248 с.
10. Демура Г.В. Пути повышения эффективности и разрешающей способности геофизических методов при исследованиях рудных полей // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1986, № 10. — С. 63-70.

- II. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных.- М.: Мир, 1977.- 572 с.
12. Закс Л. Статистическое оценивание.- М.: Статистика, 1976.- 598 с.
13. Комплексование геофизических методов при решении геологических задач /Под ред. В.Е.Никитского, В.В.Бродового.- 2-е изд., перераб. и доп.- М.: Недра, 1987.- 471 с.
14. Комплексование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика /Под ред. В.В.Бродового, А.А.Никитина.- М.: Недра, 1984.- 384 с.
15. Ломтадзе В.В. Программное обеспечение обработки геофизических данных.- Л.: Недра, 1982.- 280 с.
16. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации.- М.: Недра, 1986.- 342 с.
17. Серкерев С.А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке.- М.: Недра, 1986.- 247 с.
18. Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Никитин А.А. Комплексование геофизических методов.- М.: Недра, 1982.- 295 с.
19. Трошков Г.А., Грознова А.А. Математические методы интерпретации магнитных аномалий.- М.: Недра, 1985.- 152 с.
20. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика /Под ред. Н.Б.Дортман.- 2-е изд.перераб. и доп.- М.: Недра, 1984.- 455 с.
21. Barrodale I., Erikson R.E. Algorithms for least-squares linear prediction and maximum entropy spectral analysis // *Geophysics*.- 1980,-Vol.45,-N3;- Part 1: Theory.- P.420-432, Part 2: Fortran program.- P.433-446.
22. Vakhromeyev G.S., Barishev A.S. The Classification of Physico-Geological Models of Mineral Deposits // *Geophysical Prospecting* 32.-N1.-1984;-P.63-78.
23. Vakhromeyev G.S., Davydenko A.Y. Calculation of potential fields for stochastic models of heterogeneous geological objects// *Geophysical Prospecting*.- 1987.-Vol.35.-N3.-P. 288 - 311.

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1. МЕТОДОЛОГИЯ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	5
1.1. Основные понятия	5
1.2. Классификация ФГМ	10
1.3. Основы методики моделирования	14
1.4. Иерархия моделей	15
2. ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОБЪЕКТА	16
2.1. Выделение структурно-вещественных комплексов	16
2.2. Геометризация модели объекта	25
3. ПРЯМЫЕ ЗАДАЧИ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	32
3.1. Детерминированные ФГМ	32
3.2. Статистические ФГМ	38
3.3. Стохастические ФГМ	46
4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФГМ ПРИ ПЛАНИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА	63
4.1. Динамические ФГМ	63
4.2. Решение задач планирования геофизического эксперимента	73
Список литературы	86

Гелий Сергеевич Вахромеев
Александр Юрьевич Давыденко

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Учебное пособие

Подготовила к печати О.А.Басюк

Подписано в печать 28.09.89. НЕ 07627. Формат 60x84 1/16.

Бумага типографская. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5,0.

Уч.-изд. л. 5,5. Тираж 500 экз. Заказ 1611

План 1989. Поз. 312. Цена 20 к.

Иркутский политехнический институт

664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83

Тип. изд-ва "Вост.Сиб. правда"

Советская, 109