

Э.С. СЕДЕЛЬНИКОВ

АНАЛИЗ И СИНТЕЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СИСТЕМ
НА ПРИМЕРЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СВЕРХДЛИННЫХ ВОЛН

Москва 2006

Седелников Эртель Сергеевич. Анализ и синтез геофизических систем на примере электроразведки с использованием сверхдлинных волн. – М., 2006. 134 с.

С позиций системного анализа рассматривается геофизическая система (ГФС), представленная процессами отображения среды в физическом поле и извлечения из поля информации о геологической среде, которые сводятся к процедурам отображения (передачи информации), измерения и управления.

Излагается методология анализа и синтеза ГФС на основе моделирования процесса отображения среды в поле и формирования подсистем измерения параметров поля, обработки и интерпретации данных измерений.

На концептуальном и системотехническом уровнях описываются свдхлинноволновые (СДВ) электроразведочные системы наземной и аэро­разведки и их использование в комплексе геофизических исследований на ранних стадиях геологоразведочного процесса применительно к поискам рудных полезных ископаемых.

Книга предназначена для научных работников, инженеров производственных организаций, преподавателей, аспирантов и студентов геофизических и геологических специальностей.

Табл. 16, ил. 68, список лит. – 125 назв.

© Э.С. Седелников. Текст, рисунки.

ВВЕДЕНИЕ

Современная разведочная геофизика изучает множество различных физических эффектов в обширных пространствах наблюдений от космоса до скважин глубокого бурения, применяя разнообразные измерительные устройства и вычислительную технику. После дивергентного развития геофизики тридцатых-шестидесятых годов, которое, с одной стороны, характеризовалось возникновением многочисленных модификаций геофизических методов разведки, с другой – глубокой специализацией таких её сторон, как теоретические исследования, аппаратные разработки, обработка данных наблюдений, их геофизическая и геологическая интерпретация, в последние два десятилетия всё больше проявляется тенденция синтеза геофизических знаний.

Конечно, такой синтез мало напоминает синтез геофизики конца XIX – начала XX веков, когда немногочисленные специалисты обладали универсальным знанием теории геофизики, культурой измерительного эксперимента, обеспеченного тщательно изготовленными приборами, а предметом изучения были сильные аномальные эффекты физических полей, связанные с крупными, контрастными по физическим свойствам геологическими образованиями.

Тенденция объединения геофизического знания в настоящее время проявляется в следующих направлениях: 1) создание комплексов взаимодополняющих, оптимально сочетающихся по физическим основам, техническим и экономическим характеристикам модификаций геофизической разведки, эффективно осуществляющих какой-либо этап геологического процесса; разработка методологии и алгоритмов совместной интерпретации данных таким комплексом исследований; 2) объединение способов обработки и интерпретации, применяемых в различных областях геофизики, в общую теорию обработки и интерпретации геофизической информации; 3) универсализация процессов геофизических исследований и разработки измерительных геофизических технологий на основе достижений кибернетики, информатики и измерительной системотехники.

Предлагаемую работу можно отнести к третьему направлению. Её отправным пунктом служит следующее положение: при всём многообразии и специфичности различного рода геофизических исследований имеется единство существенных признаков, которое позволяет сформировать понятие геофизической системы (ГФС) аналогично другим природно-техническим и техническим системам. Основанием этого положения служит общность характера и последовательности процессов отображения геологической среды в физическом поле и извлечения информации о среде из поля, а также общность методологии извлечения информации на всех этапах: измерения, обработки, интерпретации.

Работа отвечает тенденции поиска общих структур в различных областях знаний.

В системных построениях автор принимал в качестве элементов систем устоявшиеся в разведочной геофизике методы, понятия и представления.

В первой главе работы в качестве предпосылок исследования геофизических систем излагаются некоторые авторски акцентированные положения системной методологии, концепций отображения и измерения. Среди них можно отметить представления: о первичной (прото) системе с дидуальной внутренней структурой, составляемой двумя противоположными формами и двумя противоположными процессами (связями, отношениями); о двух сторонах методологии системного исследования, одна из которых связана с изучением объектов-систем, их определением и описанием, вторая – с построением (разработкой) новых систем; о процессах отображения при передаче информации; об измерительных процедурах и механизмах управления системными процессами; об универсальном характере информационных систем.

Далее в первой главе исследуется содержание и объём понятия ГФС, даётся в общем виде её функциональное и операционное описание, излагается методология разработки, оптимизации, решения проблем применения геофизических систем.

В следующих двух главах работы эта методология служит основой анализа и синтеза электроразведочных систем, использующих удалённые источники сверхдлинных волн.

Актуальность этого направления электроразведки определяется проблемой обеспечения электроразведочными данными начальных стадий геологоразведочного процесса.

Традиционное электропрофилирование методом сопротивлений слишком малопродуктивно, трудоёмко и дорого при исследовании больших площадей. Оно не может быть использовано в аэроварианте, в то время как магнито-гамма-спектрометрические съёмки масштабов 1:200 000 – 1: 25 000 осуществляются с воздуха, и всё увеличивается объём аэрогеофизических съёмок масштаба 1:10 000. Использование электромагнитных полей удалённых источников является (наряду с индуктивными методами электроразведки) решением проблемы аэроэлектроразведочных съёмок. Методы удалённых источников весьма удобны и для наземной детализации перспективных участков, выделенных при комплексных аэрогеофизических съёмках, а также для рекогносцировочных и площадных наземных работ в труднодоступных районах.

Удалёнными источниками установившихся колебаний служат передатчики сигналов радиовещания, связи и навигации.

Ещё в 1945-46 г.г. Анатолием Георгиевичем Тарховым были предложены и опробованы на практике принципы метода радиокомпарирования и пеленгации (радиокип), использующего магнитные поля радиовещательных станций длинноволнового диапазона частотой 150-450 кГц. Обладая большим техническим преимуществом перед многими методами электроразведки на ранних стадиях геофизических исследований – отсутствием собственного генераторного устройства, что существенно уменьшает стоимость работ, затраты труда и времени, – метод радиокип всё же не нашёл достаточно широкого применения в рудной разведке из-за слишком высокой частоты поля. Длинные волны (ДВ) интенсивно поглощаются верхним слоем горных пород, и глубинность исследований на этих частотах достаточна только в случае очень высокого сопротивления геологической среды, однако как раз в этих условиях невелик радиус действия радиостанций.

Естественным путём разрешения этого противоречия является уменьшение частоты электромагнитного поля.

В 1963 г. в Центральном научно-исследовательском институте цветных и благородных металлов группой сотрудников во главе с Б.В. Рогачёвым и автором этой работы были начаты исследования по использованию для целей разведочной геофизики полей систем связи и навигации на частотах сверхдлинных волн 10-30 кГц.*

При переходе на использование полей сверхдлинных волн (СДВ) с понижением частоты в 15 раз глубина проникновения электромагнитной энергии в горные породы увеличивается почти вчетверо, а волноводный характер распространения этих полей между поверхностью Земли и ионосферой обеспечивает их уверенный приём на расстояниях до 10-12 тысяч километров от радиостанции. Нужно подчеркнуть, что ограничения применению сверхдлинноволнового метода хотя и уменьшаются, но остаются всё же довольно значительными: достигнутое увеличение глубинности недостаточно для исследования участков с электропроводными покровными отложениями, и метод может использоваться только в «открытых» районах, где эти участки составляют небольшую часть исследуемых площадей. В некоторых случаях направление СДВ-полей не согласуется с простиранием геологических структур, что снижает информативность исследований. Однако успешное применение метода в рудных провинциях Востока и Севера свидетельствует о том, что в обширных регионах эти ограничения не являются решающим препятствием.

Широкое применение нашли сверхдлинноволновые аэроэлектроразведочные системы. В отличие от других вариантов электроразведки они не требуют собственных источников поля, а измерительные устройства размещаются на летательном аппарате без выпускных гондол. Таким образом осуществляются низкополётные электроразведочные съёмки в комплексе с гаммаспектрометрией и магнитометрией на одном летательном аппарате.

Во многих рудных районах используются и наземные СДВ-системы, заменяющие электропрофилирование.

В настоящей работе с позиций системного анализа обобщён опыт разработки и применения сверхдлинноволновых электроразведочных систем.

* По-видимому, в 1963 г. аналогичные исследования были начаты в Канаде. Впоследствии разработки сверхдлинноволнового метода, который за рубежом фигурирует как «метод очень низких частот» (VLF), продолжались в США, Швеции, Финляндии, Чехии и других странах.

Во второй главе согласно принятой последовательности на основе математического и физического моделирования рассматриваются особенности отображения в электромагнитном поле СДВ основных типов геологических образований.

В третьей главе эти особенности анализируются с целью определения потенциальных и реальных параметров сверхдлинноволновых электроразведочных систем. Далее следует синтез подсистем измерения параметров поля, обработки и интерпретации данных измерений для систем воздушных, наземных и подземных съёмки.

В заключительной, четвертой главе на характерных примерах оценивается эффективность СДВ-систем в комплексе с другими геофизическими методами на ранних стадиях геологоразведочного процесса.

В своей работе автор учитывал ценные сведения, которые содержатся в опубликованных трудах А.Г. Тархова, С.Г. Гордеева, И.А. Барышниковой, Б.В. Рогачёва, Л.М. Альпина, В.В. Бродового, В.Р. Бурсиана, В.И. Векслера, А.В. Вешева, В.И. Дмитриева, А.И. Заборовского, В.И. Ивочкина, А.А. Кауфмана, Л.А. Ковалева, О.М. Мясковского, А.А. Никитина, А.Д. Петровского, Б.С. Светова, Ю.С. Спасённых, В.Н. Страхова, В.М. Тимофеева, А.Н. Тихонова, Р.А. Турсунметова, Е.Л. Фейнберга, А.Д. Фролова, Ю.Б. Шауба, Ю.В. Якубовского, А. Барринджера, М. Каруса, П. Кейкконена, В. Ронка, Я. Хиба и др., а также многочисленных публикациях по системным исследованиям.

Автор признателен А.Д. Петровскому за критические замечания и советы, которые учтены в процессе работы над книгой.

1. ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

1.1. Системы и системный анализ

1.1.1. Определение системы

Наблюдения явлений, происходящих в мире, позволяют заметить две тенденции, два типа процессов: возникновение порядка из хаоса и разрушение порядка, переход вещей в хаотическое состояние. Выражением упорядоченности мира является реальное существование систем, объединяющих его различные объекты. По отношению к этим системам сам мир является суперсистемой. Системность мира находит отображение в системности человеческого мышления, которая выражается категориями и законами логики. Эти законы составляют основу методологии системного анализа, с помощью которой исследуют системы материального мира и мышления.

По определению Л.фон Бергаланфи [8] система есть совокупность элементов, находящихся в определённых отношениях друг с другом и со средой. По А.Д.Холлу и Р.Е.Фейджину [108] система есть множество объектов вместе с отношениями между объектами и их атрибутами (свойствами); система имеет свойства, цели и функции, отличные от свойств, целей и функций составляющих её объектов, отношений и атрибутов; окружающая среда есть совокупность всех объектов, изменение свойств которых влияет на систему, а также тех объектов, чьи свойства меняются в результате поведения системы; проведение границы между средой и системой, т.е. ограничение (выделение) системы зависит от цели исследователя.

Из сказанного выше вытекает, что, во-первых, система характеризуется как внутренней структурой (связями между её элементами), так и внешней структурой (связями с элементами среды), во-вторых, среди множества взаимосвязанных объектов мира можно выделять множество систем с разными границами, руководствуясь задачами исследований; при этом системы могут находиться в отношениях тождества, перекрещивания, подчинения, соподчинения. Следует отметить дуальность понятия границы: она отделяет объект (систему) от среды и связывает его с ней.

Степень изоляции и связи системы со средой определяется интенсивностью обмена между ними веществом, энергией или информацией. Очевидно, в природе не существует абсолютно изолированных от среды, закрытых систем. Пример открытой системы – преобразование вещества в организме. В результате процессов анаболизма и катаболизма получают компоненты как более высокой, так и меньшей сложности, чем поступающее в организм вещество, при этом реакция анаболизма является обратимой. В данном примере находят отражение обе тенденции движения материи: усложнение структуры вещества и его деструкция.

В наиболее общем виде полная протосистема представляет собой единство двух видов форм* и внутренних и внешних связей (отношений, процессов, переходов, границ), показанное на рис. 1. Внутренняя структура составлена двумя структурами (а и б): а) форма 1 – прямая связь – форма 2; б) форма 2 – обратная связь – форма 1. Внешняя структура (форма 2 – внешняя связь – форма 1) условно замыкается на бесконечности.

Внутренняя структура полной протосистемы построена на принципе дидуальности: она содержит две взаимодополнительные (противоположные) формы и две (два) противоположные связи (перехода, процесса). Примерами противоположных взаимодополнительных форм являются: вход – выход, материальная – идеальная, естественная – искусственная, неорганическая – органическая, теоретическая – экспериментальная, устойчивая – неустойчивая, упорядоченная – хаотическая, статическая – кинематическая, дискретная – непрерывная, электрическая – магнитная, газ – жидкость, частица – волна и т.д. Примеры взаимоположных процессов: прямой – обратный, синтез – анализ, индукция – дедукция, идентификация (опознание) – диверсификация (различение), интеграция – дифференциация, испарение – конденсация, плавление – кристаллизация и т.д.

* Под формой понимается какой-либо способ проявления (выражения) содержания, сущности объекта, его качественной определённости, способ существования субстрата реального мира или мысли

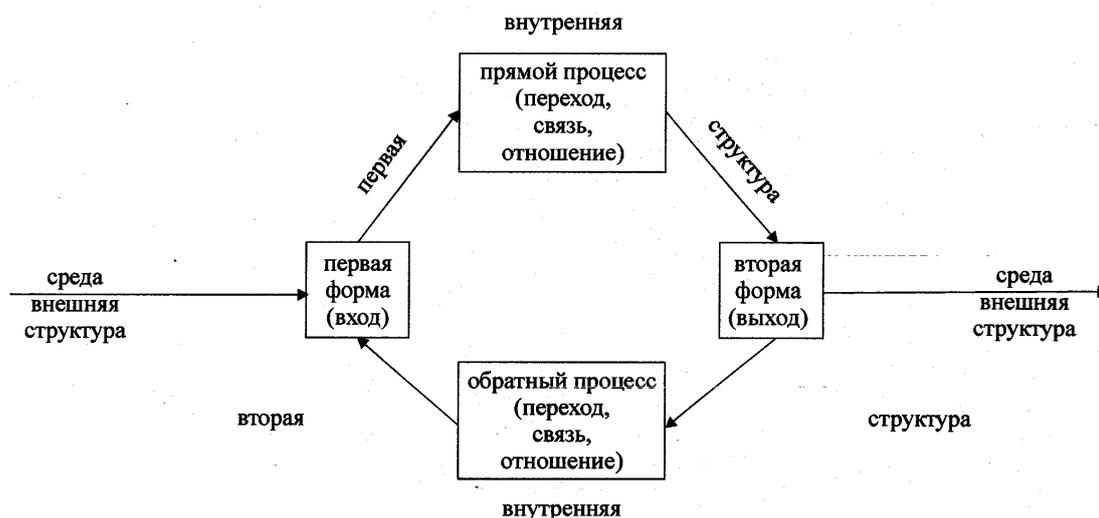


Рис. 1. Структурная формула протосистемы

Примеры полных онтологических, логических и эпистемологических (гносеологических) систем приведены в таблице 1.

Последний пример в таблице показывает, что структуры прямой и обратной связей могут быть сложными и могут содержать несколько промежуточных форм и процессов.

Онтологические системы могут различаться по характеру процессов (механические, термодинамические, электромагнитные, химические, ядерные, космические, биологические, социальные), по генезису (природные и технические). Сложные системы могут включать различные компоненты. Существуют сложные природные системы, например, космические и геологические; человеко-машинные системы, которые называют также сложными техническими системами (СТС); природно-технические системы, например, геологоразведочные, в том числе геофизические.

К. Боулинг [10] выделяет следующие уровни организации систем: 1) статические структуры, 2) простые динамические системы (уровень часового механизма), 3) кибернетические системы (передача и переработка информации, сохранение данного равновесия в некоторых пределах), 4) открытые самосохраняющиеся системы (уровень клетки – метаболический обмен), 5) генетические сообщества (уровень растения – разделение труда, запрограммированный рост), 6) животные (мобильность, телеологическое поведение, специализированные рецепторы информации, громадный объём её поглощения, создание образа, реакция не только на стимул, но и на образ), 7) человек (самосознание, самоотражение, историческое сознание), 8) социальные организации (взаимодействие личностей), 9) трансцендентные системы (не поддающиеся анализу абсолюты и неизбежные непостижимости). Он указывает, что современной наукой созданы некоторые адекватные теоретические модели не дальше четвертого уровня организации систем, при этом даже на первом уровне не решена практически проблема адекватного описания сложных структур. Теоретические схемы социальных наук начинают подниматься до третьего уровня, хотя сущность предмета соответствует восьмому уровню.

Уровни организации сложных разнородных систем могут быть подобными, т.е. такие системы могут обладать сходными атрибутами (неотъемлемыми, имманентными свойствами). Атрибутами сложных онтологических и эпистемологических систем являются: целостность и обособленность; централизация (одна из подсистем играет доминирующую роль в функционировании системы); адаптация; стабильность; подвижное равновесие; историзм, которому соответствует понятие жизненного цикла – зарождение, развитие (преобразование структуры), рост (экспоненциальный, логистический), разрушение; эквифинальность. Эти понятия приложимы не только к биологическим, социальным и сложным техническим системам, но и к сложным естественным системам косной природы. Например, И.В. Круть [52]

Таблица 1. Примеры полных систем

		Элементы системы			
		Первая форма (вход)	Прямая связь (процесс)	Вторая форма (выход)	Обратная связь (процесс)
Онтологические системы	Видовые понятия системы	дискретная (частица)	переход частицы в волну	непрерывная (волна)	переход волны в частицу
	Бозонно-фермионных взаимодействий	газ	конденсация	жидкость	испарение
	Фазовый переход вещества	вода+углекислый газ+фотоны	фотосинтез	углеводы	окисление (дыхание)
	Жизнь растения	теплота	изотермическое и адиабатическое расширение	механическая работа+рассеянное тепло	изотермическое и адиабатическое сжатие
	Паровая машина	текст	кодирование, модуляция	электромагнитное поле	демодуляция, декодирование
	Система связи	аргументы (истинные суждения)	вывод	тезис (суждение-результат вывода)	проверка истинности тезиса другими аргументами
	Система доказательства	абстрактное (свойства)	синтез (объединение)	конкретное (сущностное)	анализ (разложение)
	Восхождение от абстрактного к конкретному	свершившееся (прошное)	экстраполяция	прогноз (предполагаемое будущее)	ретроспекция
	Прогнозирование	факты и известные законы	выделение странных фактов		
	Открытие законов природы	странные факты	формулирование гипотезы	гипотеза	выведение следствий (сопоставление следствий с фактами и законами)
Логические системы					
Эпистемологические (гносеологические)					

отмечает ограниченное количество парагенезов (выходов систем образования минеральных ассоциаций) по сравнению с разнообразием природных исходных условий как типичное проявление эквивинальности этих систем (процессов).

Целеустремлённость – атрибут телеологических систем, к которым относятся биологические, социальные, сложные технические, а также гносеологические системы. Целью технических и гносеологических систем (желаемым выходом системы, исходом процесса) является получение определённой формы вещества, энергии, информации. Целями биологических и социальных систем являются самосохранение и самовоспроизведение. Кроме того, эти (а также гносеологические) системы имеют цель самосовершенствования, развития. Для эффективного функционирования системы необходим механизм сохранения цели.

Самоорганизация – атрибут так называемых диссипативных (синэргетических) систем. По И.Пригожину [73] диссипативные структуры спонтанно возникают в хаотической среде при определённых условиях, создающихся в результате макрофлуктуации состояния. Такие системы могут проявляться в косной и живой природе, а также в сфере мышления (возникновение стройной системы представлений в результате озарения).

Согласованность системы – её важнейший атрибут. Эффективность системы определяется соблюдением ограничений (условий, требований), налагаемых как структурой самой системы, так и внешними факторами. Должна соблюдаться необходимость, достаточность, непротиворечивость внутренних и внешних связей. При этом положительными факторами являются: наличие дополнительных (улучшающих действие системы) связей и минимальная избыточность (малое количество лишних связей). Если условия удовлетворяются, система внутренне и внешне согласована. Связи бывают причинно-следственные, описываемые детерминистскими законами, и вероятностные. В детерминистских системах стохастические процессы выступают как помехи. Сложные системы могут содержать как компоненты, функционирующие по детерминистским законам, так и компоненты с вероятностным поведением.

1.1.2. Методология и логико-математические основания системных теорий

В соответствии с высказыванием Б.Паскаля «познать части без знания целого так же невозможно, как познать целое без знания его частей» методология современного научного исследования предполагает сочетание двух парадигм (совокупностей основных принципов): дедуктивно-аналитической и системной. Первая из них по формулировке Л.фон Берталанфи [9] заключается в «однолинейной причинности и расчленении предмета исследования на элементарные составляющие». Она лежит в основе наук о неживой природе (XIV-XIX в.в.).

Системная парадигма обращает внимание на анализ отношений составляющих (элементов) изучаемого объекта, создающих его целостность и новое качество по отношению к элементам. Она позволяет применять «сходные и даже тождественные по своей структуре рассуждения различных видов и уровней – от сетей химических реакций в клетке до популяции животных, от электротехники до социальных наук [9]».

Элементы системного подхода имеются в философских концепциях Платона и Аристотеля. Гегель формулирует следующие системные постулаты:

- целое есть нечто большее, чем сумма вещей;
- целое определяет природу вещей;
- части не могут быть познаны при рассмотрении их вне целого;
- части находятся в постоянной взаимосвязи и взаимозависимости.

Своё дальнейшее развитие системная парадигма получила в XX веке на основе биологии и кибернетики и нашла своё выражение в ряде системных теорий.

Обобщённая системная концепция базируется на принципах целостности, иерархичности (суперсистема – система – подсистема), множественности описаний любой системы. Программа системного изучения какого-либо явления по Э.Ю. Юдину [116] включает:

- определение системного объекта (определение его границ, отделение от среды);
- выявление и анализ системообразующих связей объекта и способа их реализации;

- установление механизма жизни, динамики объекта, т.е. способа его функционирования и развития.

При изучении сложных систем необходимо рассматривать микроуровень, на котором выявляются причинно-следственные связи объясняющие работу составных частей системы (подсистем), и макроуровень, когда исследуют взаимосвязь между подсистемами.

Результатом системного исследования должны быть:

- формулировка понятия, отображающего объект-систему;
- определение содержания и объёма понятия;
- функциональное описание системы, включающее характеристику связей, логическое и математическое выражение процессов, происходящих в системе;
- операционное описание системы, содержащее изложение принципов и устройства механизмов контроля (или самоконтроля) и коррекции процессов;
- определение условий (ограничений) функционирования системы, отображающих специфику целей и отношений (связей) с окружающей средой.

Таким образом, целью изучения системы является формирование детального представления о процессах, происходящих в системе, об их конечном и промежуточных результатах (выходах), а также об условиях возбуждения процессов (входах системы).

Инструментом системного исследования служит методология системного анализа. Её основными принципами являются: всестороннее рассмотрение проблемы; декомпозиция сложных проблем; установление системных параметров (главных метризованных свойств систем и подсистем), определяющих качество (эффективность) системы; оптимизация системы на критериальной основе. Системный анализ представляет собой итерационный процесс, в котором формируются различные варианты (модели) решений проблемы и производится выбор альтернативы. Принципы системного анализа применяются при решении деловых и промышленных проблем [69] и в изобретательской деятельности [14].

Основу системного анализа составляет аппарат формальной логики: логические правила определения (дефиниции) понятия с использованием приёмов абстрагирования и сравнения при анализе признаков и последующего обобщения существенных признаков при синтезе понятия; установления причинных связей методами сходства, различия, сопутствующих изменений, остатков [24], применяющихся в сочетании; решения дилемм или полилемм с учётом законов тождества, непротиворечия, исключённого третьего, достаточного основания и правил логического вывода суждений, умозаключений, доказательств, следующих из достоверных фактов, понятий, аксиом и законов.

Системный анализ используется как при изучении существующих систем, так и при разработке новых технических и других систем.

Рассмотрим соотношение анализа и синтеза в итерационном процессе разработки, формирования новой системы.

Целью анализа является формулирование проблемы синтеза. Процесс формулирования проблем содержит следующие операции: анализ существующего состояния области исследования, выявление потребности; определение цели и критериев для желаемой системы; определение условий, устанавливающих ограничение проблемы (условия должны быть достаточными и непротиворечивыми).

Целью синтеза является решение сформулированной проблемы. Процесс решения проблемы представлен операциями конструирования, оценки и отбора альтернативных систем по критериям эффективности, стоимости, времени и риска, являющегося мерой потенциальной подверженности недостаткам. Решением должна быть оптимальная альтернатива, отвечающая критериям и согласующаяся с условиями ограничений.

Синтезируемая система подвергается анализу, по результатам которого осуществляется корректировка целей, критериев, условий и т.д. Конечный результат обычно достигается методом последовательного приближения.

Важным моментом формирования системы является оптимизация её параметров [21, 25, 35, 36, 77]. Оптимизация заключается в отыскании таких значений регулируемых параметров, которые при наложенных ограничениях дают минимум или максимум целевой функции. Ограничения выражаются в виде равенств (функциональные ограничения) и неравенств (областные ограничения). Применяются следующие математические методы оптимизации:

дифференцирования, множителей Лагранжа, вариационное исчисление, численные методы, линейное программирование и др.

Реализации системы предшествуют создание и оптимизация её модели. Метод моделирования используется при анализе как внутрисистемных функциональных связей, так и ограничений, налагаемых внешними условиями. Моделирование есть эксперимент на моделях (физических или абстрактных, в том числе математических) с целью воспроизведения параметров изучаемых или разрабатываемых систем. Главным условием (критерием) моделирования является соответствие объекта и модели, которое заключается в сходстве их физических параметров или математического описания их функционирования.

Между моделью и объектом существуют отношения гомоморфизма (неполного, приближённого отображения структуры). Одному объекту могут соответствовать множество гомоморфных ему моделей. Отношения же изоморфизма (однозначного соответствия структур) могут быть между абстрактными объектами, например, между математическими моделями различных систем.

Внешнее описание математической модели абстрактной системы в наиболее общем виде может быть выражено как отношение множеств $S \subset X \times Y$ или как информационный процессор $f: X \rightarrow Y$, где X и Y – множества допустимых входов и выходов.

Внутреннее описание системы с конечным числом состояний кроме того включает множество состояний Q , функцию перехода $\lambda: Q \times X \rightarrow Q$ и функцию выхода $v: Q \times X \rightarrow Y$ т.е. $S = (X, Y, Q, \lambda, v)$.

По существу математические (общие) теории систем являются синтезом теории множеств, теории алгебраических и топологических структур, теории функций действительного и комплексного переменного, теории вероятностей [8, 10, 44, 55, 80, 108].

Так называемые прикладные теории систем [25, 37, 39, 45, 60] охватывают широкий круг систем различных классов и включают ряд субдисциплин (системология, системотехника, исследование операций, экспертиза и диагностика, управление, планирование и т.д.). Анализу подвергаются: а) детерминированные (жесткие) системы (S_1 – системы), при исследовании которых прибегают к формализованным рассуждениям, в которых преобладают категории математической логики; получаемые данные воспроизводимы, объяснения могут быть основаны на доказанных причинных связях, доказательства обычно являются точными, а прогнозы даются с большой степенью уверенности; б) стохастические (S_2 – системы), исследуемые на основе теории вероятностей и математической статистики; в) мягкие (сложные) системы (S_0 – системы), при изучении которых используются процессы неформального мышления (интуиция); данные получаются из небольшого числа наблюдений, зачастую практически невозможных; прогнозы основываются на неточных данных, особую важность имеют необычные события.

Мягкие системы могут иметь различную природу: термодинамические неравновесные системы (вулкан, солнце), технические системы (производство), биологические и социальные системы. Для исследования мягких систем используются такие отрасли математики, как теория нелинейных уравнений, теория катастроф, теория размытых множеств.

Оригинальную систему онтологических, логических и гносеологических концепций представляет системология А.Д. Петровского [72]. Руководствуясь идеями логического позитивизма (физикализма), интуиционизма, теории множеств Кантора, конструктивного метода и конструктивной логики, он формирует понятия системологической физики, математики, логики, кибернетики и устанавливает систему мер для каждой из этих субдисциплин на основе принципа тетрадной системности. Системология выступает, с одной стороны, как модель науки, т.е. отображения реального мира в общечеловеческом разуме, с другой стороны – как модель самого реального мира.

Как видим, даже краткий обзор показывает большое разнообразие системных концепций и теорий, не укладывающиеся в единые рамки.

При рассмотрении проблем, относящихся к теме данной работы, автор следовал методологии системного анализа, изложенной в книге С.Оптера [69]. Геофизические системы являются по своей сути измерительно-информационными системами. В общем виде процессы этих систем рассмотрены в следующем разделе. Далее анализируются непосредственно геофизические системы с исходных позиций, аналогичных подходу Б.С. Светова [81].

1.2. Измерительно-информационные системы

1.2.1. Информация и информационные системы

Обобщённая структура информационной системы показана на рис. 2. Информационные системы используются практически во всех областях науки, техники и социальных сферах. Подсистема добычи информации может быть представлена, например, переписью населения, наблюдениями природных явлений, всевозможными измерительными комплексами; подсистема передачи информации – системами передачи сигналов с помощью физических процессов или транспортировки данных на других материальных носителях. Подсистема регистрации данных обеспечивает возможность фиксации данных в формах, удобных для передачи их на длительное хранение. Подсистемы хранения (библиотеки, фонды, банки и базы данных вычислительных комплексов) представляют основу сохранения и развития цивилизации.

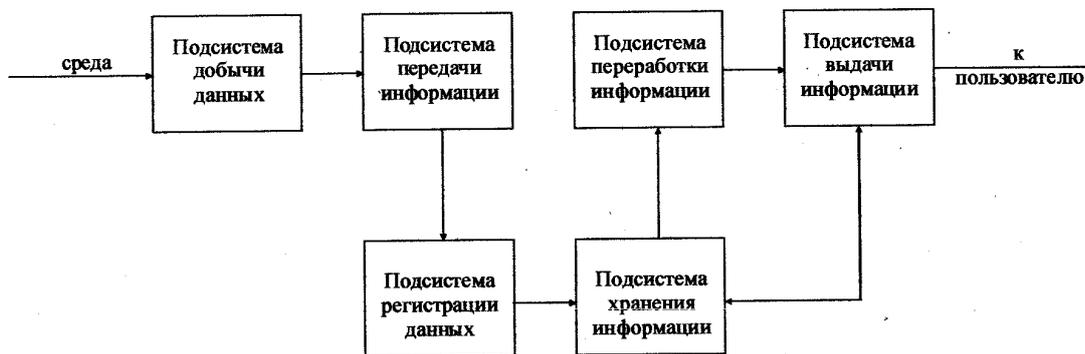


Рис. 2. Структура информационной системы

Подсистемы переработки и выдачи информации чрезвычайно разнообразны, их содержание определяется спецификой конкретной области человеческой деятельности.

Передача, обработка и хранение информации непосредственно связаны с материальными носителями сообщений (различные плёнки и краски, ферромагнетики, проводники, полупроводники и диэлектрики, электромагнитное поле, электрический ток, механические колебания, химические реакции и т.д.)

В семиотическом отношении различают синтаксическую (структурную), семантическую (смысловую) и прагматическую (ценностную) информацию.

Синтаксическая информация представляет форму знаний (формализованные записи, тексты – «сообщения»), а не содержание передаваемых сведений. Термин «количество информации» имеет точный прямой смысл относительно кодовой, языковой стороны сведений, знаний. В статистической теории информации Шеннона [112] информация определяется как снимаемая, уничтожаемая неопределённость. Согласно этой теории в работе Кульбака [54] рассматриваются три логических меры различающей информации: информация в точке, средняя информация и расхождение – с единицами, определяемыми основаниями логарифмов (бит, нит, хартли); анализируются свойства информации: аддитивность, выпуклость, инвариантность. В этой же работе рассматриваются и матричные меры средней информации и расхождения по Фишеру.

Рашевским была выдвинута топологическая теория информации, согласно которой количество информации определяется по количеству топологических различий вершин графов [103].

Комбинаторная теория (Колмогоров, Тихомиров) оценивает информацию по количеству элементов и их отношений в конечной совокупности [103].

Алгоритмическая теория Колмогорова [49] в качестве меры информации принимает минимальную длину программы, однозначно преобразующей один объект (множество) в другой, т.е. измеряющей степень тождества объектов.

Семантическая информация в [113] измеряется степенью изменения тезауруса (некоторого упорядоченного запаса знаний, фиксируемого в виде слов и смысловых связей между ними) под влиянием полученного сообщения (текста). Величина семантической информации связывается также с количеством и существенностью обусловленного им следствия.

Ценность информации [48] связывается с минимизацией потерь, максимизацией выигрыша и субъективным фактором – ценностью информации для получателя. По Майлсу [102] прагматическая информация складывается из трёх оценок информации: информирующей, инструктирующей и мотивирующей, каждая из которых имеет свою меру.

В информационных системах под информацией понимается любая совокупность сигналов, воздействий или сведений, которые система воспринимает (входная информация), выдаёт (выходная информация) или хранит в себе (внутрисистемная информация).

В измерительно-информационных системах подсистема добычи данных представлена измерительным комплексом, с помощью которого изучаются свойства некоторых природных или искусственных объектов.

Геофизические исследования, целью которых является получение сведений о физических и геометрических параметрах геологических образований, осуществляются с помощью специфических (геофизических) измерительно-информационных систем.

Содержание геофизической, как и любой другой измерительно-информационной системы, определяется процессами: передачи информации путём её отображения на различных носителях; измерения параметров носителей информации; управления процессами в системе.

1.2.2. Процессы отображения (передачи информации)

Способность отображения является атрибутом отношений, взаимодействий различных объектов. При этом одни из них выступают в роли объекта-оригинала, другие – в роли отображающего объекта (реципиента), воспринимающего структуру той или иной стороны оригинала. Форма отображения соответствует уровню организации реципиента [102].

Элементарное отображение есть проявление свойства субстрата косной (неживой) природы фиксировать следы, реакции воздействия других вещей, отображающие те или иные их особенности. В основе элементарного отображения лежат физические законы, обеспечивающие передачу количественных соотношений и преобразование структур.

Второй (кибернетический) уровень – реакции раздражимости растений и простейших животных, а также автоматических устройств. Их результат – изменение параметров процесса или состояния реципиента, способствующее самосохранению.

Третий уровень – психическое отображение, с помощью которого у животных и человека осуществляется условно-рефлекторная и психическая деятельность, обеспечивающая сложные формы поведения организма. Форма психического отображения – образ. Очевидно более сложному поведению должно соответствовать более сложное содержание образа.

Наконец, целесообразно выделить процесс изучения человеком мира с целью выявления его закономерностей. Его результат – формирование гносеологических образов (представлений, знаний, законов, теорий), выражающихся в формах различных знаковых систем и представляющих разнообразные отношения упорядоченности элементов объектов-оригиналов.

Рассмотрим шесть видов познавательных задач и соответствующих им образов (отображений) и сопоставим каждому из них геофизическую задачу.

Первая задача: по заданным свойствам объекта-оригинала, реципиента и условиям взаимодействия найти закон взаимодействия. Применительно к геофизике это прямая задача: по заданным параметрам модели среды и физического поля, начальным и граничным условиям найти функциональную зависимость между параметрами среды и поля. Отображение зависимости может быть получено в форме оператора поля [22].

Вторая задача: найти отображение, зная свойства оригинала, реципиента и закон их взаимодействия. Пример в геофизике – расчёт поля для модели геологического строения (объект-оригинал) и модели первичного поля (реципиент) по алгоритму решения прямой задачи (закон взаимодействия). Отображение получается в виде: численных значений поля, отнесённых к пространственным или временным координатам; графиков, изолиний, пространственных изображений поля.

Третья задача: найти функцию обратного перехода от структуры результата взаимодействия (отпечатка) к структуре какой-либо стороны оригинала по известным результату взаимодействия, свойствам реципиента и оригинала. Применительно к геофизике это обратная задача. Отображение может быть найдено в виде оператора обратной задачи [22].

Четвертая задача: найти структуру той или иной стороны оригинала (геологического объекта) по результату его взаимодействия с отображающим объектом (физическим полем), т.е. по данным о значениях поля, отнесённых к пространственным или временным координатам. При этом известен оператор обратной задачи. В целом это задача интерпретации геофизического исследования. Отображение получается в форме численных значений физических и геометрических характеристик геологических объектов или разрезов, планов, объёмных изображений геологических тел.

Пятая и шестая задачи: анализ и синтез систем–реципиентов, в том числе геофизических систем.

При анализе, зная свойства объекта-оригинала и условия взаимодействия, определяют возможные воздействия оригинала на вход системы, а также в соответствии с целью активного отображения находят форму отображения на выходе системы.

При синтезе по заданным характеристикам возможных входных воздействий, форме отображения на выходе и условиям взаимодействия находят закон взаимодействия и (или) свойства отображающей системы. Формами отображения результата анализа и синтеза могут быть различные виды математических и физических моделей системы.

В процессе передачи информации в качестве первоначального выступает элементарное отображение, с помощью него осуществляется связь рецепторов отображающего объекта с объектом-оригиналом.

Начиная с кибернетического уровня, способность к отображению как субстратное свойство косной материи переходит в функциональное свойство динамической системы, активно участвующей в процессе, т.е. извлекающей из оригинала информацию, необходимую для сохранения своих функций. При активном отображении негэнтропия (потенциальная информация), характеризующая внутреннюю упорядоченность объекта-оригинала, преобразуется в актуальную информацию, которая далее передаётся от одного материального носителя информации к другому и к сравнивающему и решающему устройству.

При передаче информации используется какое-либо свойство носителя, множество состояний которого позволяет выражать и преобразовывать упорядоченность (структуру) отображения оригинала. Это свойство, образующее внешнюю форму отображения, должно обеспечивать необходимую чувствительность, различительную способность, способность передачи и скорость передачи информации другому носителю. Внутренняя (языковая) форма должна отвечать требованиям компактности, простоты и надёжности кода.

При передаче отображения обеспечивается инвариантность структуры оригинала по отношению к проекциям его на множество объектов. Между объектом-оригиналом и его отображением существуют отношения гомоморфизма. Адекватность (гносеологическое сходство) отображения оригиналу представляет собой соответствие качественных, количественных, структурных характеристик содержания образа характеристикам оригинала.

Для активного отображения характерна также избирательность – отбор нужной и исключение ненужной информации.

1.2.3. Измерительные процессы

Если, как отмечалось выше, информация заключена в структуре отображения, то в самом процессе активного отображения важную роль играют процедуры измерения.

Измерение направлено на изучение свойств объекта-оригинала. Процедура измерения заключается в сравнении свойства оригинала с некоторой мерой (стандартом, эталоном) данного свойства. В простейшем случае мерой может быть порог чувствительности реципиента к воздействию оригинала.

Измерение связано с принятием решения, направленного на достижение поставленной цели, поскольку результат измерения вместе с критерием составляет основу заключения о качестве функционирования системы.

В сложных системах процедуры измерения происходят на разных этапах процесса, в контурах итерации, содержащих элементы принятия и проверки решений. При этом объектами измерения могут быть не только объекты реального мира, но и их отображения. В этих случаях отображение-оригинал сравнивается с моделью отображения, служащей эталоном.

В работе [78] выделяются два вида измерений.

Процесс элементарного измерения имеет результат

$$\alpha^* = \arg \min_{\alpha \in A} \rho(|\tilde{\alpha} - \alpha|),$$

где α^* – числовое значение физической величины $\tilde{\alpha}$, найденное в результате сравнения $\tilde{\alpha}$ с мерой α в пределах диапазона A .

Происходит подбор (поиск) такой величины меры $\alpha = \alpha^*$, при которой «разбаланс», выражаемый значением критерия ρ , стремится к нулю.

В геофизике примером элементарного измерения может служить определение численного значения какой-либо характеристики поля (напряжённости, энергии).

Более общий случай измерений – процесс комплексного измерения, результатом которого является

$$m^* = \arg \min_{m \in M} r(x^0, m),$$

где m^* – модель из множества M (тезауруса моделей), наиболее близкая к изучаемому объекту x^0 . Сравнивая x^0 с $m \in M$, из множества M выбирают модель m^* , наиболее близкую к x^0 в смысле критерия сравнения r .

Результатом комплексного измерения должны быть: а) выбор вида математической модели исследуемого объекта (решение задачи проверки гипотез о виде модели); б) определение числовых значений параметров этой модели; в) количественная оценка степени адекватности выбранной модели исследуемому объекту.

Геофизическое исследование в целом может быть идентифицировано как комплексное измерение, поскольку оно заключается в определении вида модели изучаемого геологического объекта и числовых значений её параметров.

Различают прямые и косвенные измерения. В первом случае непосредственно измеряют изучаемое свойство, например, напряжённость поля, во втором – измеряют воздействие, оказываемое этим свойством на какой-либо процесс, и затем вычисляют значение свойства, используя известную функциональную зависимость между свойством и измеряемым результатом процесса. Примером косвенного измерения в геофизике может быть определение физического свойства геологического объекта по измеряемым искажениям поля.

На схеме измерения (рис. 3.) значение критерия ρ или r сравнивается с некоторым порогом Δ , который задаётся с учётом требований по точности измерений для конкретных практических задач. Удовлетворительным считается результат сравнения $\tilde{\alpha}$ и α , если $\rho < \Delta$. Таким образом, в итерационной петле измерения происходят два акта сравнения: сначала изучаемый объект сравнивается с эталоном, затем результат сравнения, выраженный значением критерия сравнения, сравнивается с мерой качества измерения – пороговым, допустимым значением критерия.

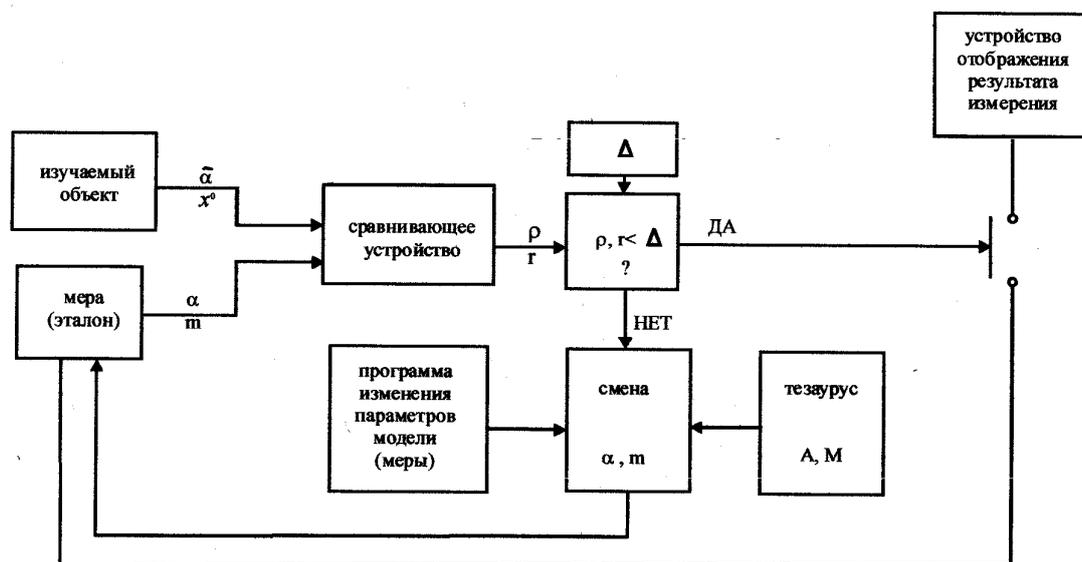


Рис. 3. Механизм измерения

Главным условием измерения является одинаковая природа измеряемой величины и меры, т.е. изучаемый объект и эталон должны обладать одинаковыми свойствами.

В современной технике преобладают измерения характеристик электрического тока: напряжения, частоты, фазы и др. Электрические устройства могут применяться для измерения как электрического тока, так и других величин, характеризующих различные свойства объектов. В таких случаях используют измерительные преобразователи, в которых происходит преобразование изучаемого свойства в электрический ток. При этом устанавливается взаимно-однозначное соответствие между размерами этих двух величин, сохраняющее для некоторого множества размеров преобразуемой величины все определённые для неё отношения и операции. Множество размеров входной величины называют диапазоном преобразования.

Измерительные преобразователи обычно содержат первичные преобразователи свойства в электрический сигнал и промежуточные преобразователи уровня сигнала, его спектра, аналого-цифровые и другие преобразователи.

В качестве меры при электрических измерениях используются, например, нормальные элементы (для воспроизведения единицы напряжения), кварцевые генераторы (для воспроизведения единицы времени или частоты) и т.п. Мерой могут служить: колебания заданной формы с известными (регулируемыми и контролируемыми) значениями параметров (амплитуды, частоты, фазы), случайные процессы с заданными параметрами (генератор гауссовского шума), образцовые аттенюаторы, интеграторы и т.д.

Устройство сравнения (рис. 3.) реализует операцию сравнения объекта с мерой, вычисляя расстояние ρ или r между сравниваемыми скалярами, векторами, функциями. В случае

статистических измерений могут реализовываться алгоритм вычисления условного риска, функции правдоподобия и т.п. В качестве устройства сравнения (компаратора) могут использоваться мостовые схемы, синхронные детекторы, нуль-индикаторы, телефоны и другие электрические устройства.

Выходное устройство (устройство отображения) фиксирует результат измерения в виде числа, совокупности чисел, графиков, таблиц и т.д. Оно выполняется в виде индикаторов (стрелочных приборов, цифровых табло и т.д.), регистраторов (самописцы, графопостроители, перфораторы, цифropечатающие устройства и т.д.) или сигнализаторов «да-нет» в форме световых, звуковых, письменных и других сигналов.

Управление подбором меры (вариацией её параметров) осуществляется в соответствии с принятым алгоритмом автоматически или с участием человека.

Шкалы измерений. Современная теория измерений [12, 25, 107] выделяет четыре типа шкалы измерений: наименований, порядка, интервалов, отношений. С возрастанием «силы» шкалы увеличивается число возможных математических и статистических операций над числами, полученными при измерениях.

Шкала наименований имеет в качестве логической основы следующие аксиомы сравнения величин (аксиомы тождества): либо $A=B$, либо $A \neq B$; если $A=B$ то $B=A$; если $A=B$ и $B=C$, то $A=C$. Шкала предназначена для установления эквивалентности между элементами и присвоенными им номерами (знаками). Шкала по своему существу качественная, однако допускает некоторые статистические операции: определение числа индивидов каждого класса и частот этих чисел, нахождение модального (наиболее многочисленного) класса.

Шкала порядка основана на аксиомах рангового порядка: если $A > B$, то $B < A$; если $B < A$ и $B > C$, то $A > C$. Шкала служит для построения упорядоченного класса, или установления соотношения неравенства между числами и элементами, которым приписаны эти числа. Шкала допускает получение частот, мод, а также медианы, центили и коэффициента ранговой корреляции.

Поскольку элементы порядка не обязательно располагаются равномерно по шкале, то арифметические и все другие статистические операции исключаются.

Шкала интервалов (равномерная шкала) характеризуется упорядоченными интервалами между точками шкалы, представленными множеством действительных чисел. Применимы операции отыскания математического ожидания, стандарта, коэффициента асимметрии и смешанных моментов.

Шкала отношений (шкала с «естественным», абсолютным нулём) основана на аксиомах аддитивности: если $A=P$ и $B > 0$, то $A+B > P$; $A+B=B+A$; если $A=P$ и $B=Q$, то $A+B=P+Q$; $(A+B)+C=A+(B+C)$. Допустимы все арифметические и статистические операции, в том числе определение коэффициента вариации.

Преобразования шкал с возрастанием порядка («силы») шкалы характеризуются уменьшением степеней свободы. Для шкалы наименований можно применять любое преобразование чисел; для шкалы порядка – любое монотонное преобразование (прибавить константу, взять логарифм, квадрат, положительный квадратный корень и т.п.); для шкалы интервалов – только линейные преобразования $y=ax+b$ ($a \neq 0$), где приемлемы любая постоянная a и любой произвольный нуль b ; преобразование шкалы отношений $y=ax$ ($a \neq 0$) имеет только одну степень свободы. Некоторые виды преобразований могут изменить уровень измерений; например, логарифм шкалы отношений переводит результат измерений в шкалу интервалов.

Первая шкала (наименований) выражается кодовыми записями и терминами. Шкалы порядка представлены уровнями классификационных графов, а также наборами предметов, расположенных по степени интенсивности какого-либо свойства, например, набором минералов с возрастающей твёрдостью. Интервальные шкалы и шкалы отношений могут быть представлены градуированными диаграммными лентами, шкалами приборов, цифровыми рядами и т.д. Эти шкалы должны регулярно калиброваться путём сравнения их отметок с образцовыми мерами.

Многомерные шкалы при измерениях задают разные компоненты рассматриваемого свойства, т.е. свойство является вектором. При транзитивности каждого признака (компонента) их объединение может оказаться нетранзитивным, если признаки не будут наделены весами, обеспечивающими ранжирование свойств. Для анализа данных многомерных измерений по

шкалам интервалов или отношений применяется множественный регрессионный анализ; если же компоненты неизвестны, их можно определить факторным анализом [64, 107].

Точность измерений. Теоретико-множественная теория измерений, в основе которой лежат аксиомы непрерывности и представление об измерении как о процессе, актуально завершающемся за бесконечно долгое время, предполагает возможность абсолютно точного измерения. Противоречие её с реальностью измерительной процедуры устраняется введением конструктивного понимания бесконечности как потенциальной, становящейся категории, обосновывающей постулат конечности, но потенциальной неограниченности числа шагов измерений. Отсюда появляется принципиально неустранимая погрешность квантования по уровню. Достижение требуемой точности измерений за наименьшее число шагов, т.е. синтез оптимальных алгоритмов измерений является главной задачей конструктивной (алгоритмической) теории измерения [93].

Погрешность квантования по уровню лежит в основе «метрического» представления о природе ошибок измерения.

Модель метрологического эксперимента характеризуется тем, что измеряемая физическая величина во время измерения не изменяет своего «действительного» (близкого к истинному) значения, а внешние условия и влияющие на результат измерения факторы точно определены; сравнение с мерой выполняются многократно. Такие условия имеют место только при специальных метрологических поверках.

На практике исследовательским измерительным процедурам отвечает вероятностная модель измерительного процесса, в которой измеряемая величина рассматривается как случайный процесс или случайная последовательность значений; время операции измерения ограничено, а непосредственное сравнение с мерой в общем случае неосуществимо. При этом свойства измерительного устройства могут изменяться под влиянием неучитываемых факторов (помех).

Характеристикой точности реальной измерительной системы служит полная погрешность измерений [78], являющаяся мерой отличия U_P от U_H , где U_P есть результат измерения исследуемого процесса $x(t)$ реальной системой, а U_H – результат измерения этого же процесса идеальной системой, определяющей его «истинное» значение. При этом необходимо, чтобы U_H и U_P были элементами одного множества Y , на котором должна быть определена операция сравнения, т.е. метрика ρ – расстояние между элементами (точками) U_H и U_P в метрическом пространстве (Y, ρ) . Расстояние ρ представляет полную погрешность измерений.

Выбор метрики (вида критерия сравнения) ρ определяется следующими условиями: 1) существования критерия на множестве Y т.е. $\rho(U_H, U_P) < \infty, \forall U_H, U_P \in Y$; 2) удобства вычисления $\rho(U_H, U_P)$; в большинстве случаев по этой причине отдаётся предпочтение среднеквадратическому критерию, что позволяет использовать эффективные методы (ряды Фурье, метод наименьших квадратов); 3) возможности реализации вычислительных устройств для определения $\rho(U_H, U_P)$.

Наряду с полной абсолютной погрешностью $\rho(U_H, U_P) = \|U_H - U_P\|$ широко используются нормируемые относительная и приведенная погрешности, не являющиеся расстоянием:

$$\varepsilon(U_H, U_P) = \frac{\|U_H - U_P\|}{\|U_H\| + \|U_P\|}; \quad \varepsilon_{пр}(U_H, U_P) = \frac{\|U_H - U_P\|}{2 \sup_{Y \in Y} \|Y\|}$$

где $2 \sup_{Y \in Y} \|Y\| = \sup_{Y_H \in Y} \|Y_H\| + \sup_{Y_P \in Y} \|Y_P\|$.

$$Y \in Y \quad Y_H \in Y \quad Y_P \in Y$$

Приведённая погрешность, т.е. погрешность, нормируемая наибольшим значением шкалы измерения, является общепризнанным показателем класса точности прибора.

Полная погрешность есть сумма систематической и случайной её составляющих, которые выражены в зависимости от условной плотности вероятности $P(U_P/U_H)$ результата измерения

в реальных системах [78]: систематическая погрешность $Y_{P0}(Y_H) = \arg \min f \rho (Y_P - Y_0) b(Y_P / Y_H) d_{Y_P}$; случайная погрешность $\Delta Y_P(Y_H) f \rho [Y_P - Y_{P0}(Y_H)] b(Y_P / Y_H) d_{Y_P}$.

Если в качестве метрики принять квадратическую функцию потерь $\rho = (Y_H - Y_P)^2$, то систематическая погрешность совпадает с условным математическим ожиданием, а случайная погрешность – с условной дисперсией.

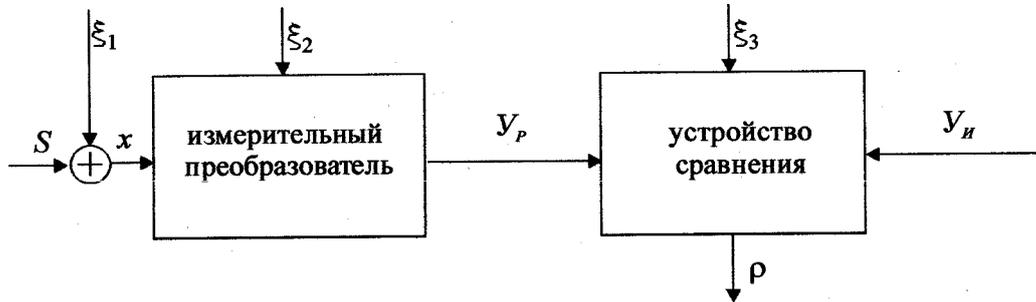


Рис. 4. Сигналы и помехи при измерениях

Помехи измерениям. Обратимся к рис. 4, на котором иллюстрируется воздействие помех на процесс измерения. Во многих случаях, в том числе при геофизических исследованиях, недостаточно измерить параметры процесса x на входе измерительного преобразователя. Необходимо из смеси сигнала S и помехи ξ_1 выделить полезный сигнал S , несущий информацию об исследуемом объекте. Отрицательное воздействие помехи ξ_1 на точность определения параметров полезного сигнала может быть значительно большим, чем помех ξ_2 и ξ_3 , влияющих на точность измерений. Поэтому параметры измерителя должны быть рассчитаны на подавление помехи ξ_1 , а процедура (методика) измерений также должна предусматривать минимизацию ξ_1 с целью повышения достоверности информации о процессе S .

1.2.4. Механизмы управления

Управление – более сложный процесс, чем передача информации. Оно осуществляет функции: а) оценки значимости результата системного процесса с точки зрения его соответствия цели системы, б) воздействия на процесс системы при неудовлетворительной оценке

Обычно управление осуществляется с помощью обратной связи. В простых системах процесс обратной связи осуществляется одной операцией – передачей части выхода системы на её вход (иногда с временной задержкой). Целью обратной связи является удержание системы в области устойчивого равновесия и предотвращение разрушительных тенденций. Такая задача обычно выполняется отрицательной обратной связью, уменьшающей в необходимых пределах интенсивность процесса системы.

В сложных системах обратную связь можно представить в виде специальной подсистемы управления (рис. 5). Процесс сравнения выхода с моделью выхода (т.е. с желаемым результатом действия системы) и формирования решения о необходимости воздействия на систему содержит ряд операций, охваченных итерационными связями [69].

Целью первой из них является определение различия выхода и эталона (модели) в степени или виде. Цель второй операции – количественно оценить и интерпретировать существенность различия путём сопоставления различия с критерием. По своему содержанию эти операции составляют измерительную процедуру.

Результатом следующих операций должно быть решение о воздействии или невоздействии на систему и определение характера воздействия, если оно необходимо. Цель воздействия – минимизировать различие между желаемым и существующим выходом.

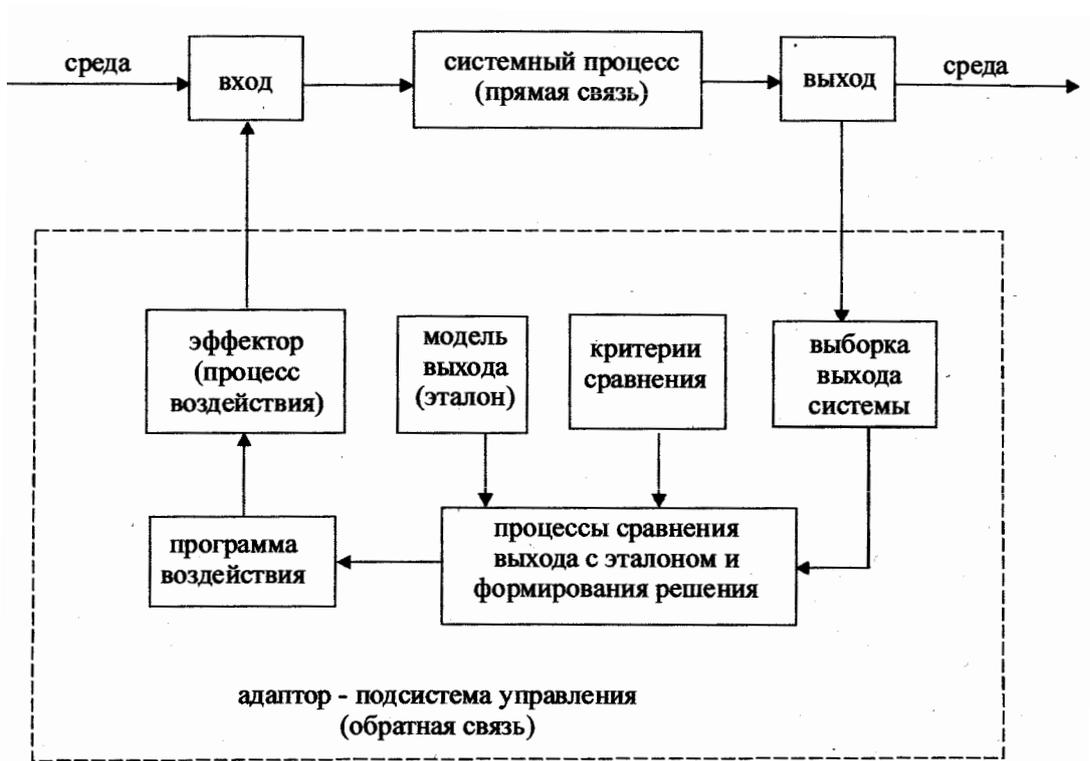


Рис. 5. Структура управляемой системы

Процедура решения содержит операции, в которых определяются альтернативы средств, позволяющих сохранить или улучшить действие системы.

Решение может быть направлено на изменение: а) входа системы, т.е. стимулов, возбуждающих процесс; б) эталонов и критериев; в) операций системного процесса; г) операций процесса управления.

Принимаемые решения имеют обратные связи с операциями сравнения, различения, интерпретации различия, отбора альтернатив.

Сложные системы управления, рассмотренные в [25] на примере мозга, характеризуются дуальностью осей управления: вертикальная ось обеспечивает иерархию управления, горизонтальная позволяет каждой ступени действовать автономно и осуществлять низший уровень руководства; вертикальная ось передаёт вверх лишь часть информации, необходимой для поддержания внутреннего равновесия (гомеостаза), а также внешнего гомеостаза путём объединения внутренних и внешних входов-выходов в целях определения стратегий. Наряду с многочисленными контурами обратной связи существуют антагонистические органы управления, одни из которых стимулируют, а другие подавляют функции организма, и параллельные системы, выполняющие одинаковые функции. Управление на низших уровнях осуществляется с помощью алгоритмов, на высоких – с помощью эвристик (использование правил общего характера для поиска не определённой заранее цели).

1.3. Геофизические системы. Определение и описание

1.3.1. Структура и процессы геофизической системы

Геофизические системы содержат элементы, показанные на рис. 6.

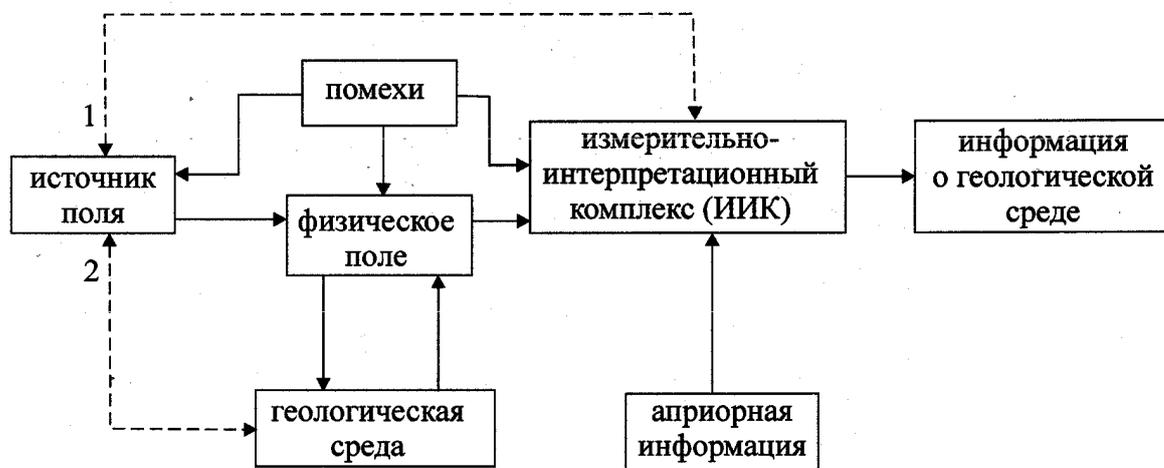


Рис. 6. Элементы и связи геофизической системы

Пунктиром обозначены случаи: 1 - источник поля искусственный и входит в состав ИИК; 2 - источник поля естественный и является частью геологической среды

Источники поля могут иметь естественное происхождение и располагаться непосредственно в геологической среде или вне её. Многие ГФС содержат искусственные источники поля. Природа источников поля может быть разнообразной: электрические токи и заряды, массы, механические воздействия, ядерные, электрохимические и другие процессы.

Физические поля, используемые в геофизических исследованиях, различают по характеру проявляющихся сил (электрические, магнитные, гравитационные) и по характеру изменений во времени и пространстве (статические, квазистатические; квазистационарные; волновые; корпускулярно-волновые). Поля бывают скалярные, векторные и тензорные. Векторные поля могут содержать потенциальную и соленоидальную части.

Под термином «геологическая среда» подразумевается Земная кора или её верхняя часть. Её можно представить множеством пространственных распределений химических элементов и соединений (минералов), минеральных ассоциаций (горных пород), а также их различных физических свойств: электромагнитных, гравитационных, упругих, радиоактивных, тепловых, электрохимических и других. Объектом монометодного геофизического исследования является распределение одного или двух физических свойств (электропроводности и диэлектрической проницаемости, электропроводности и поляризуемости и т.д.)

Измерительно-интерпретационный комплекс есть совокупность средств измерений, других технических устройств (включая ЭВМ), необходимых материальных ресурсов, персонала, руководящих идей (проектов, программ).

Информация о геологической среде является целью геофизического исследования. На ранних стадиях геологической разведки важнейшими задачами является получение информации о крупных элементах геологического строения: комплексах горных пород, геологических структурах (складчатых, купольных, разрывных и других), нарушениях «нормального» минерального состава горных пород. Эти характеристики геологической среды

часто служат признаками возможного скопления полезных ископаемых. При детальной разведке обнаружение и оконтуривание этих скоплений является основной задачей.

Априорная информация является условием геофизического исследования, необходимым: а) для определения его цели и конкретных задач, б) для правильной интерпретации результата исследования, т.е. для получения достоверной информации о геологической среде. Априорная информация должна содержать сведения о некоторых чертах геологического строения изучаемого пространства, а также и о физических параметрах геологического образований. На её основе составляется тезаурус возможных моделей геологических объектов.

На рис. 7 показано, что ГФС представлена двумя подсистемами (процессами): 1) отображения геологической среды в физическом поле, 2) извлечения из поля информации о геологической среде.

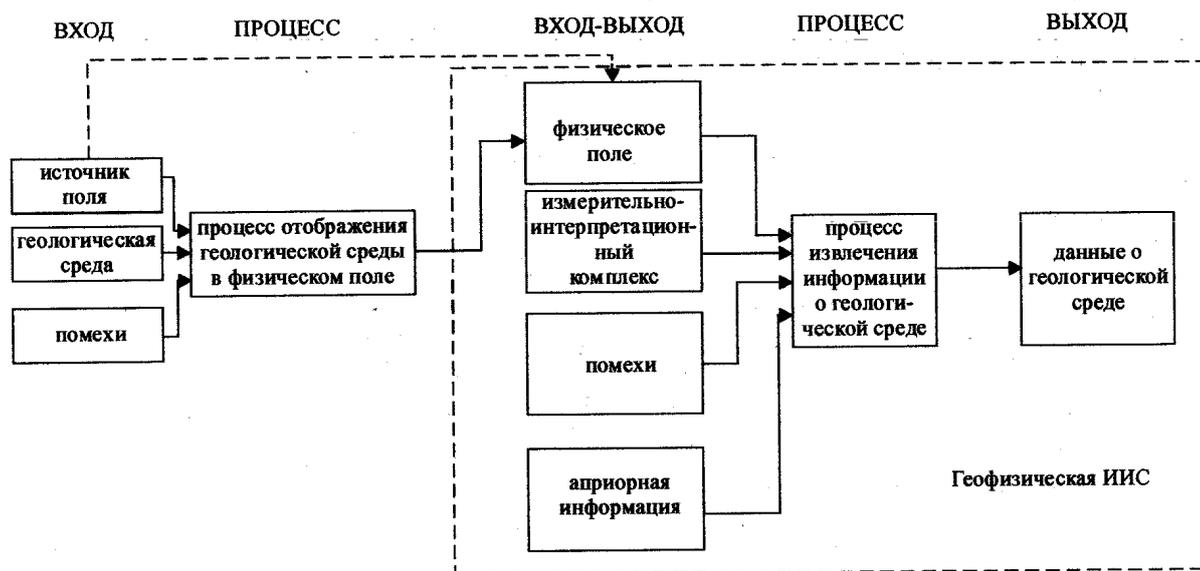


Рис. 7. Входы, процессы, выходы геофизической системы

Отображение среды в поле есть элементарное отображение. В результате взаимодействия со средой физическое поле становится отображением распределения какого-либо физического свойства в геологической среде. Отображение может происходить посредством следующих эффектов:

- 1) поле создаётся источниками, являющимися частью геологической среды (поля естественной радиации горных пород, естественного поля электрохимической природы);
- 2) поле создаётся источниками, находящимися как вне геологической среды, так и в её пределах (поле силы тяжести, тепловое, магнитное, электромагнитные поля);
- 3) на среду оказывается импульсное воздействие и изучается отклик (электрическое, магнитное, электромагнитные поля, поля упругих колебаний);
- 4) интроскопия («просвечивание») геологической среды (электромагнитные волны, упругие колебания, радиационные поля);
- 5) трансформация природы физического поля (пьезоэлектрический эффект, превращения кванты-частицы, частицы-кванты).

Во всех случаях в геологической среде существуют или образуются (в результате воздействия стороннего поля) поля, связанные с геологическими телами или ограничивающими их поверхностями.

Эти поля, которые можно представить эквивалентными источниками, содержат информацию о границах и физических свойствах геологических объектов, т.е. о распределении физических свойств.

Математическая физика даёт описание результата отображения геологической среды в физическом поле в виде математических моделей геофизического поля, являющихся решениями прямых задач геофизики. Модели отображения среды в поле рассчитываются для определённых структурных видов модели распределения физического свойства (слоистая среда, локальные неоднородности различной формы в однородной среде, анизотропные среды и т.д.) и видов источника поля (точечные, дипольные источники; сферические, плоские волны и т.д.). Математическая модель содержит уравнения поля, которыми задаётся связь между полем, моделями источника и распределения физического поля в среде.

Извлечение информации о геологической среде из поля есть процесс активного, гносеологического отображения, осуществляемого персоналом с помощью технических средств в соответствии с программами исследования. Процесс заключается в последовательном преобразовании носителей информации (поле – электрические сигналы – кодовые записи – данные в памяти ЭВМ), переработке измерительной информации и её интерпретации на основе решений обратной задачи геофизики с использованием априорной информации о структуре среды и физических свойствах горных пород.

Результатом процесса извлечения информации, который согласно разделу 1.2.3. можно охарактеризовать как косвенное комплексное измерение, является: а) модель физического строения среды, отображающая распределение физического свойства или источников аномального поля, б) физико-геологическая модель среды, в которой это распределение идентифицируется с геологическими образованиями.

Процесс извлечения информации осложняется помехами, что снижает точность результата. С целью извлечения наибольшего объёма информации и повышения её достоверности изучают не только пространственные составляющие поля, но и их временные и частотные характеристики, используют измерительные установки разных размеров, принимают всевозможные меры к ослаблению помех.

1.3.2. Измерительно-интерпретационная система (ИИС)

На рис.7 пунктиром ограничивается измерительно-интерпретационная система (ИИС), осуществляющая процесс извлечения из поля информации о геологической среде.

Являясь подсистемой ГФС, ИИС в свою очередь состоит из двух главных подсистем (рис.8): 1) подсистемы измерений параметров поля, 2) подсистемы обработки и интерпретации данных измерений параметров поля. На рисунке показаны элементы (объекты) подсистем: вход, процесс, выход, обратная связь и ограничение. С помощью обратной связи и ограничений осуществляется управление процессом. Ограничение образуется целью и принуждающими связями [69]. Цель есть результат, подлежащий достижению; принуждающие связи – условия, которые ограничивают цель и описывают, как цель может быть достигнута.

Входами подсистемы измерений поля являются: поле, геофизические приборы, вспомогательное оборудование и материалы, персонал, данные координатной и временной привязки наблюдений. Целью подсистемы являются данные о пространственном или пространственно-временном распределении параметров поля. Принуждающие связи: программы преобразования носителя информации (поле – электрические сигналы – кодовые и аналоговые записи); пространственно-временная привязка измерений; регистрация данных измерений и привязки на одном носителе информации; использование определённых видов подвижных платформ; прочие условия измерений, обычно фигурирующие как методика полевых работ (сеть наблюдений, положение пунктов измерений относительно земной поверхности или разведочных выработок, использование контрольных пунктов и т.д.).

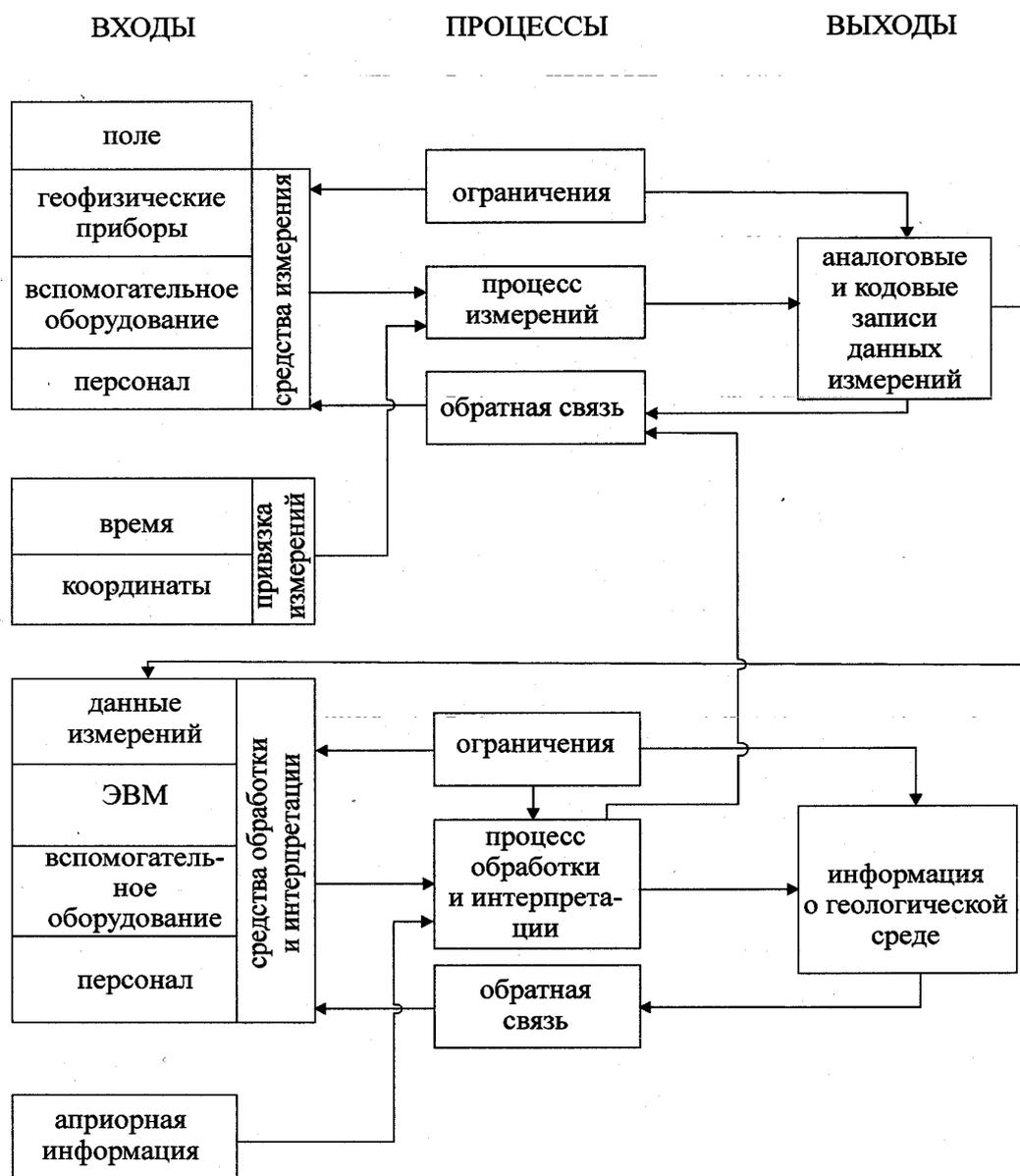


Рис. 8. Функциональная схема геофизической ИИС

Входами подсистемы обработки и интерпретации являются: данные измерений, ЭВМ, вспомогательное оборудование и материалы, персонал, априорная информация. Цель подсистемы – информация о физических свойствах и границах геологических образований. Принуждающие связи: программы обработки и интерпретации; обусловленность характера извлекаемой информации задачами стадии геологоразведочного процесса; учёт априорной информации о геологической среде; соответствие типа ЭВМ объёму данных, поступающих с выхода подсистемы измерений поля; соответствие сложности программ характеру извлекаемой информации.

Может быть выделена подсистема обработки данных измерений, осуществляющая их приведение к виду, удобному для извлечения информации (т.е. для интерпретации).

Геофизическая монометодная ИИС обычно является частью геофизического комплекса, который содержит несколько ИИС (разной физической основы с одинаковыми условиями измерений) и системы временной и координатной пространственной привязки геофизических наблюдений.

1.3.3. Принципы классификации систем

В подразделах 1.3.1 и 1.3.2 представлена первая сторона внешнего описания понятия геофизической системы, определяющая содержание понятия.

Вторая сторона внешнего описания заключается в установлении объёма понятия, т.е. класса обозначаемых в нём предметов.

Классифицирование является измерительным процессом, соответствующим шкалам наименований и порядка. Его цель – представление знаний в виде некоторой классификационной системы (структуры, схемы), в которой объекты группируются в таксоны (классы) на основе сравнения их свойств с целесообразно выбранными существенными отличительными признаками – меронами, являющимися основанием классификации [24, 113]. Минимальные таксоны суть виды. Множество видов образуют класс-таксон (род).

В процессе классификации осуществляются операции ограничения понятий (переход от родового понятия к виду добавлением признака) и обобщения (операция, обратная ограничению) [24].

С точки зрения теории множеств классификацией (или конечным разбиением) полного множества $M = \{m\}$ называется конечное семейство $\{M_1 \dots M_L\}$ его непустых попарно непересекающихся подмножеств $M_i \neq \emptyset, M_i \subset M, i = \overline{1, L}$, в объединении дающих всё M . Подмножества M_i называются классами эквивалентности (таксонами), выделяются путём сравнения свойства элемента m с характеристическим признаком i (мероном), так что $M_i = \{m: m \text{ имеет свойство } i\}, i = \overline{1, L}$. Качественные свойства (признаки) – такие, в отношении которых можно высказать лишь суждение «да-нет», – дают основание для дихотомического разбиения. Количественные свойства (параметры) характеризуются числовыми значениями. Если разбить на интервалы область значений параметра, можно получить мероны-интервалы, и классы будут представлять параметрические семейства.

Классификации по нескольким признакам имеют вид «дерева классов». Поскольку число существенных признаков конечно, могут быть созданы классификационные системы, содержащие конечное число иерархических уровней и конечное число классов на каждом уровне. В целом такая полная классификационная система образует тезаурус. Конкретную модель, входящую в тезаурус, можно определить, перечислив последовательность качественных свойств (значений признаков), отличающих её класс от других классов, и указав совокупность количественных свойств (значений параметров), отличающих её от других моделей данного класса. Таким образом, определяется архетип, характеризующий содержание видового понятия (элемента класса).

По отношению к конкретным ГФС основаниями классификации могут служить: физическая природа, особенности источника поля и структуры поля; изучаемое физическое свойство; пространство измерений; особенности измерительной установки; виды измерений (непрерывный, дискретный); виды исследований (профилирование, зондирование, разноуровневные разнопространственные съёмки); способы осуществления вида исследования, например, зондирование изменением частоты или (и) размера установки и т.д.

Классификационные системы могут быть мощным инструментом прогноза (пример тому – периодическая система элементов Менделеева). По-видимому, возможно создание полных геофизических классификаций, которые могли бы использоваться для выявления новых видов геофизических исследований. Эта грандиозная проблема требует специального рассмотрения и выходит за рамки данной работы.

В качестве примеров частной вертикальной (иерархической) классификационной структуры и класса-таксона приводятся таблицы 2 и 3, имеющие отношение к сверхдлинноволновым электроразведочным системам, которые будут рассмотрены в Главе 3.

Таблица 2. Иерархия таксонов ГФС на примере электроразведки

Таксоны	Мероны
Класс электроразведочных систем (ЭРС)	Природа физического поля – электромагнитная
Подкласс ЭРС, использующих удалённые источники поля	Структура физического поля – структура плоской волны
Подподкласс сверхдлинноволновых ЭРС (СДВ ЭРС)	Частота физического поля – ультразвуковые частоты (10-30 кГц)
Вид: аэроэлектроразведочная сверхдлинноволновая система	Пространство измерений – воздух

1.3.4. Внутреннее описание ИИС

В разделе 1.3.2 ИИС рассмотрена с внешней позиции (как «чёрный ящик») и описана в терминах входа, процесса, выхода и ограничений. Внутреннее описание должно раскрыть содержание системы с двух точек зрения: 1) определить её внутреннюю структуру, т.е. изложить характер и смысл преобразований измерительной информации, осуществляемых на всех этапах процессов системы; 2) проанализировать механизм контроля и управления с помощью обратной связи. Изложение содержания системы в первом плане представляет функциональное, а во втором – операционное описание. Поскольку мы пока рассматриваем геофизические системы с общих позиций, то и внутреннее описание «абстрактной» ИИС будет основано на общих, типичных этапах процесса извлечения информации о геологической среде из физического поля. Содержание этих этапов будет конкретизировано на примерах сверхдлинноволновых ГФС в третьей главе работы.

Функциональное описание ИИС. Рассмотрим технологию (т.е. логически и процедурно организованную последовательность операций) извлечения информации о геологической среде подсистемами ИИС (рис. 9).

Подсистема измерений поля осуществляет поэтапное преобразование параметров поля в множество цифровых отсчётов, сопоставленных с временем и координатами. В чувствительных элементах современных измерительных устройств поле как правило преобразуется в непрерывные или дискретные электрические сигналы, которые после обработки (фильтрация, интегрирование, преобразование аналог-код) регистрируется в виде аналоговых и кодовых записей совместно с данными привязки на бумажных, магнитных или твердотельных носителях информации.

Данные измерений вводятся в память ЭВМ и подвергаются обработке. На этапе первичной обработки выполняются операции: устранения сбоев в цифровых записях; предварительной фильтрации; нормирования, в том числе учёта нестабильностей поля и измерительного устройства, пересчёта на заданную сетку и т.п. На этапе преобразования измеренных параметров поля проводятся: вычисления производных поля, эффективного физического параметра, частотных и временных характеристик поля; времени запаздывания сигнала (временных разрезов); аналитическое продолжение или разделение полей; вычисление статистических характеристик и т.д.

Интерпретация имеет два этапа, которые можно рассматривать как подсистемы физической и геологической интерпретации.

Физическая интерпретация на ранних стадиях геологоразведочного процесса может проводиться непосредственно по изображениям силовых, эквипотенциальных линий и поверхностей, изолиний статистических характеристик поля и т.п. Результатом такой

«качественной» интерпретации является приближённое оконтуривание (разграничение) геологических образований, различающихся по физическому свойству.

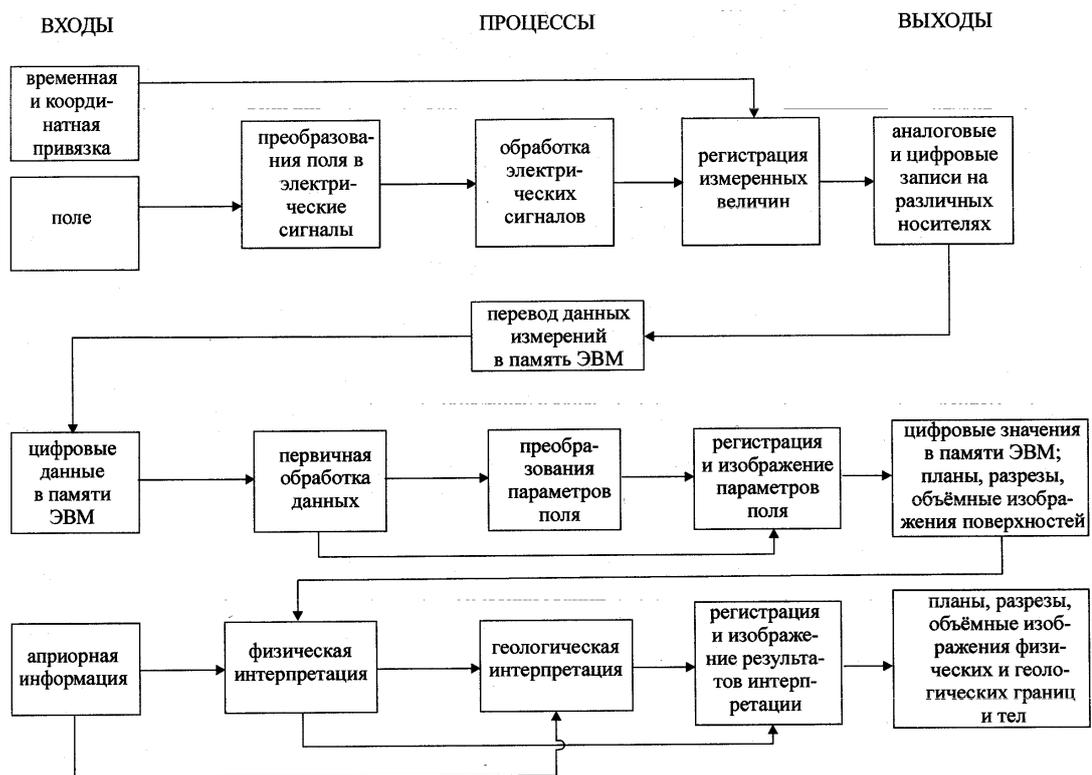


Рис. 9. Последовательность операций процесса извлечения информации из поля

Количественная интерпретация заключается в определении параметров среды по преобразованным параметрам поля. Результатом интерпретации является модель физического строения среды. Класс модели (детерминистская или вероятностная) зависит как от природы среды, так и от соотношения сигнал/помеха на входе подсистемы физической интерпретации. Вид модели определяется задачей стадии геологоразведочного процесса, природой физического поля и полнотой его параметров.

Наибольшая информация содержится в моделях, параметрами которых являются границы объёмов и данные о физических свойствах заключённых в них пород.

Другие виды моделей могут содержать следующие параметры:

- положение центра объекта и его обобщённый параметр, представляющий в неразделённом виде размер объекта и значение физического свойства;
- положение и силовую характеристику источника поля, соответствующего аномалии, выделенной в результате обработки данных измерений поля;
- эффективное значение физического свойства среды в предположении, что она представляет однородное пространство или полупространства.

Наименее информативные модели дают положение центра или контакта объекта, отличающегося по физическому свойству от окружающей среды.

Геологическая интерпретация (построение физико-геологической модели среды) заключается в идентификации объектов, имеющих определённые значения или статистические характеристики физического свойства, по отношению к конкретным геологическим образованиям. Этап геологической интерпретации в большинстве случаев относится к выходу более широкой системы – системы комплексных геофизических исследований, в которую,

Таблица 3. Геофизические электромагнитные дистанционные (аэрокосмические) системы

ВИДЫ СИСТЕМ	ПАРАМЕТРЫ СИСТЕМ			
	Частота, Гц (вид поля)	Высота съёмки, м (вид подвижной платформы)	Масштабы съёмок	Глубинность исследований, м (геологические задачи)
1	2	3	4	5
Фотосъёмки и телесъёмки (чёрно-белые, цветные, спектрзональные, спектральные)	$0.3 \cdot 10^{13} - 10^{15}$ (отражённая солнечная радиация)	10^6 (ИСЗ) от 10^4 до 10^3 (самолёт)	Глобальные от 1:500 000 до 1:10 000	Выявление уступов рельефа глубинных слоёв (до 10^4) путём генерализации особенностей поверхности Земли (структурное картирование)
Фотосъёмки и телесъёмки (2)	$5 \cdot 10^{12} - 10^{14}$ (собственная радиация земной поверхности)	10^6 (ИСЗ) от 10^4 до 10^3 (самолёт)	1:500 000 от 1:200 000 до 1:10 000	Первые метры (изучение вулканической деятельности) (изучение проявлений термальных вод, зон окисления рудных месторождений)
Радио-тепловая съёмка	$10^9 - 10^{11}$ (собственное излучение Земли)	10^6 (ИСЗ) 10^3 (самолёт)	Глобальные от 1:200 000 до 1:10 000	Первые метры (измерение температуры суши и акватории) (определение увлажнённости поверхностного слоя)
Радиолокация	$3 \cdot 10^7 - 10^9$ (отражение импульсного излучения)	10^3 (самолёт)	от 1:200 000 до 1:10 000	До 10-20 (определение мощности льда, мерзлых пород, глубины водоносного горизонта)
Электроразведка методом радиокип	$10^5 - 3 \cdot 10^6$ (поля широковещательных радиостанций)	до 10^3 (самолёт, вертолёт)	от 1:200 000 до 1:10 000	До 10-20 (поиски пресных вод среди засоленных, инженерно-геологические изыскания)

кроме комплекса монометодных ГФС, входит изучение физических свойств горных пород, анализ всех данных о геологическом строении изучаемого района, сопоставление этих данных с особенностями геофизических полей и т.п. На такой основе возможно получение физико-геологической комплексной модели, адекватной реальной геологической обстановке.

Операционное описание ИИС. Основой ИИС как кибернетической системы является управление с помощью обратной связи. Контроль и коррекция процессов ГФС осуществляется

ВИДЫ СИСТЕМ	ПАРАМЕТРЫ СИСТЕМ			
	Частота, Гц (вид поля)	Высота съёмки, м (вид подвижной платформы)	Масштабы съёмок	Глубинность исследований, м (геологические задачи)
1	2	3	4	5
Электроразведка СДВ-радиокип	10^4 - $3 \cdot 10^4$ (поля систем связи и навигации)	50-150 (самолёт, вертолёт)	от 1:200 000 до 1:10 000	Десятки метров (поисково- картировочные съёмки рудных районов, полей, месторождений)
Электроразведка ДИП (дипольное индукционное профилирование)	78-5000 (переменное магнитное поле)	100-150 (самолёт с гондолой) до 50 (жёсткий вариант)	от 1:200 000 до 1:25 000	Около 100 (поисково- картировочные съёмки рудных полей)
Электроразведка МПП (метод переходных процессов)	125-500 (импульсное магнитное поле)	70-150 (вертолёт, самолёт)	от 1:200 000 до 1:25 000	До 50 (поиски электропроводных объектов)
Электроразведка ПЕМП (переменное естественное магнитное поле)	100-150 (магнитное поле грозовых разрядов)	200-500 (самолёт)	1:500 000, 1:200 000	Сотни метров (структурное картирование)
Электроразведка БДК (метод длинного кабеля)	100-500 (магнитное поле наземного кабеля)	50-100 (самолёт, вертолёт)	от 1:200 000 до 1:50 000	Сотни метров (структурное картирование)
Магниторазведка	Постоянное магнитное поле Земли	10^6 (ИСЗ) 500-2000 50-200 (самолёт, вертолёт)	Глобальные 1:500 000 от 1:200 000 до 1:10 000	Сотни метров (глобальные и региональные исследования) (поисково- картировочные съёмки рудных районов, полей, месторождений)
Гамма- спектрометрия	Гамма-излучение с энергией квантов 1.12 и 1.76 МэВ (уран); 1.46 МэВ (калий); 2.62 МэВ (торий)	50-70 м (самолёт, вертолёт)	от 1:50 000 до 1:10 000	0.3 метра (поисково- картировочные съёмки рудных районов, полей, месторождений)

персоналом с использованием различных технических средств, включая ЭВМ. Механизм обратной связи [69] описывается операциями: проверки соответствия выборки выхода и модели выхода; оценки результата сравнения; принятия решения о воздействии и выбора его способа; осуществления воздействия.

По существу управление заключается в оптимизации функционирования ГФС, качество которого определяется серией измерительных контрольных процедур на всех этапах процесса извлечения информации о геологической среде из физического поля.

Критериями для оценки действия технических систем являются: эффективность, время, стоимость.

Критерии времени и стоимости задаются нормами выработки и расходов на проведение геофизической съёмки. Несоответствие этим нормам устраняется в основном улучшением организации работ.

При измерении эффективности различных систем и подсистем критерий и мера эффективности имеют свои конкретные выражения.

В подсистеме измерений поля контролю подлежат преобразование параметров поля в цифровые отчёты и регистрация данных измерений.

Контроль эффективности преобразования осуществляется эталонировкой средств измерений при метрологических поверках, а также в процессе измерений, между их отдельными сериями. Во многих случаях при геофизических съёмках калибровка измерителей поля осуществляется не созданием поля специальными образцовыми источниками, а подачей электрического сигнала известной величины на измерительное устройство вместо сигнала, поступающего с чувствительного элемента измерительного преобразователя поля.

Критерием эффективности измерения поля служит погрешность измерительного устройства, т.е. отклонение отчёта от ожидаемого. Воздействие осуществляется регулировкой измерителя, которая уменьшает отклонение отчёта до контрольной меры, т.е. до величины, установленной принуждающей связью (инструкцией или методическими указаниями).

Контроль регистрации данных производится сравнением кодовых и масштабированных аналоговых записей. Критерием является среднеквадратическое расхождение данных в цифровой и аналоговой форме (последние являются моделью выхода). Воздействие, если оно необходимо, заключается в регулировке и замене регистрирующих устройств или носителей данных.

В целом эффективность измерений поля оценивается с помощью критерия среднеквадратического расхождения данных повторных и первичных измерений, служащих моделью выхода. Данные сравниваются после первичной обработки (фильтрации, нормирования). По результатам сравнения может быть определено отношение сигнал/помеха на выходе первичной обработки, которое также может служить критерием.

Воздействие на процессы измерений и первичной обработки параметров поля с целью их оптимизации обычно осуществляется в форме борьбы с помехами, которые могут вызываться: естественными и искусственными источниками электромагнитных полей, механических воздействий, метеорологических явлений; нестабильностью и внутренними шумами геофизических приборов; нарушениями методики полевых работ; несовершенством программ обработки данных.

Применяются следующие способы подавления помех: электростатическое и электромагнитное экранирование, демпфирование, герметизация геофизических приборов, удаление их от источников помех; оперативный контроль за соблюдением условий измерений; улучшение фильтрации электрических сигналов в измерительных устройствах и фильтрации данных при первичной обработке и т.д.

При обработке осуществляется также устранение изменений поля, вызываемых объектами следующей природы: неровностями рельефа местности; искусственными сооружениями (линиями электропередач, трубопроводами и т.п.); не представляющими интереса элементами геологической среды. Для этого применяются операции разделения полей, вычисления корреляционных связей объектов и поля и других способов распознавания образов, а также вычисление аномалий поля, вызываемых этими объектами, после чего эти аномалии исключаются.

Эффективность устранения помех этого рода оценивается по критерию «остаточного» поля на эталонных участках, где изменения поля обусловлены объектами-помехами. Обратная связь (коррекция процесса обработки) осуществляется подбором операторов обработки.

Процесс физической интерпретации, заключающийся в подборе модели физического строения среды, является итерационным. Измерительная процедура подбора показана на

рис. 10. Она заключается в том, что производится расчёт поля с помощью оператора прямой задачи для гипотетической модели физического строения среды, и расчётные параметры поля сравниваются с данными, поступающими из подсистемы обработки, т.е. измеряется расхождение расчётных и экспериментальных данных. Далее выносится суждение о соответствии расхождения установленной мере. При отрицательном ответе опробуется модель среды с другими значениями параметров (границ и физических свойств). В итерационном процессе могут применяться разные классы и виды моделей среды, при этом используются соответствующие им операторы прямой задачи.

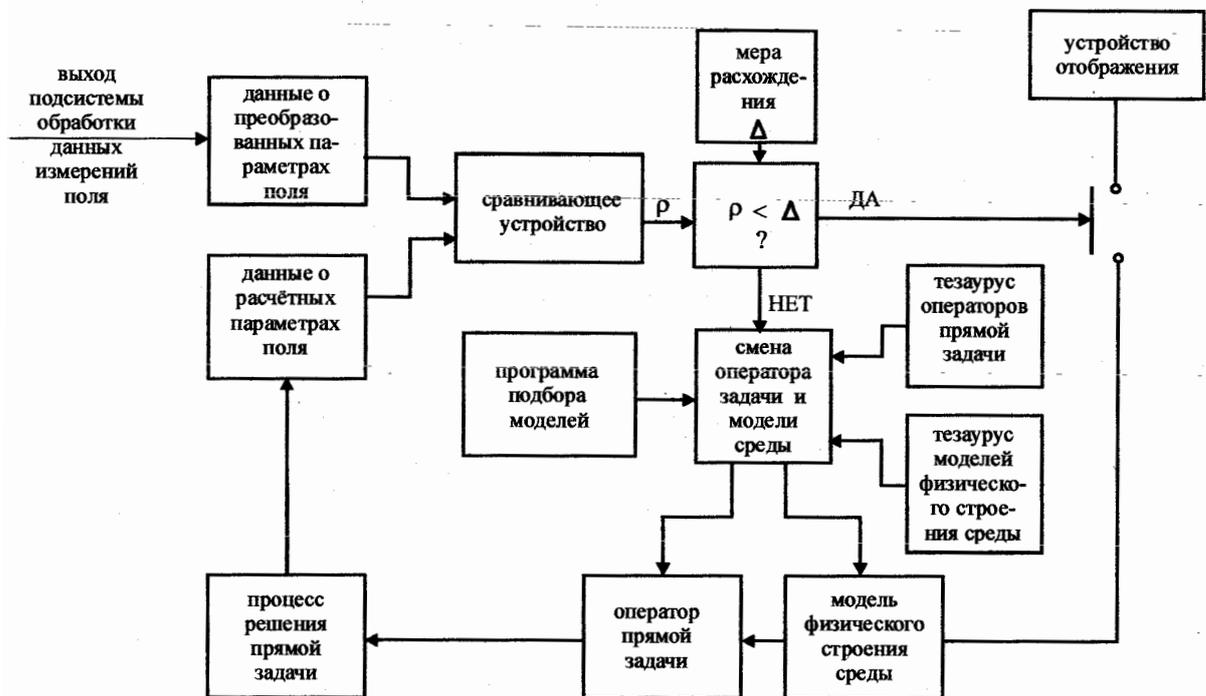


Рис. 10. Схема решения обратной задачи методом подбора

Выходом физической интерпретации могут быть несколько моделей среды, укладывающихся в заданные рамки среднеквадратического отклонения расчётных параметров поля от измеренных. Из этих моделей при геологической интерпретации выбираются модели, наиболее соответствующие априорной информации о строении среды.

Результат интерпретации данных, получаемых монометодными ГФС, часто бывает предварительным и уточняется при интерпретации данных геофизических комплексов. Если имеется уверенность, что аномалии полей разной физической природы вызываются одним геологическим объектом, в качестве критерия комплексной интерпретации используют среднеквадратическую меру близости между экспериментальными и расчётными модельными полями в пространстве исследуемых признаков (данных различных геофизических методов) [64].

Итак, рассмотрена геофизическая система – система добычи информации о геологической среде. Оценка эффективности системы в целом как степени достижения цели может быть получена путём сравнения выходной информации с моделью выхода. Для этого проводят опробование системы на эталонном участке, достаточно изученном в геофизическом отношении и соответствующем природным условиям применения и целевому назначению данной ГФС.

Выходной информацией является модель физического строения эталонного участка, полученная как результат применения ГФС, эффективность которой оценивается.

Модель выхода строится на основе предыдущих геофизических и геологоразведочных работ.

Оценка эффективности измерений параметров геологической среды с помощью ГФС даётся на основе заключения о том, обеспечивает ли система получение:

а) заданного вида выходной модели физического строения среды, определяющего уровень информативности исследования;

б) заданной точности определения параметров модели физического строения среды.

Улучшение действия системы достигается коррекцией процессов подсистем, рассмотренной выше.

1.4. Геофизические системы. Анализ и синтез

1.4.1. Жизненный цикл. Начальные этапы разработки ГФС

Как отмечалось в разделе 1.1.2, анализ и синтез представляют две стороны итерационного процесса разработки системы. К этому следует добавить два положения. Первое из них состоит в том, что для синтеза геофизической ИИС необходим анализ полной ГФС, включая процесс отображения геологической среды в физическом поле. Второе положение заключается в близости понятий синтеза и оптимизации: оптимизация по существу является содержанием синтеза, что будет показано в разделе 1.4.4.

Как любая система реального мира, ГФС имеет начало, время существования и конец. Можно выделить следующие этапы её развития: зарождение идеи новой ГФС; научно-исследовательские работы (моделирование, формирование подсистем); опытно-конструкторские работы и реализация ГФС; опробование на практике; усовершенствование (конструкторские доработки технических средств, уточнение системных программ); массовое применение на стадиях геологоразведочных работ; модернизация (использование новых материалов при изготовлении технических средств, новых ЭВМ и программ или новых принципов построения технических средств, новой технологии извлечения информации при сохранении физической основы и области применения системы); использование модернизированной системы; прекращение применения системы (ликвидация).

Схема жизненного цикла ГФС показана на рис. 11. В системе цикла действует механизм обратной связи, основанный на проверке соответствия критериям эффективности, стоимости, времени.

При отрицательном результате проверки возникает дилемма, решением которой является усовершенствование (модернизация) системы или её ликвидация. Причиной прекращения использования ГФС может также послужить появление новой, более совершенной системы. Возможно возрождение ликвидированной системы на качественно новом уровне.

Реализации системы предшествует создание и оптимизация её модели.

Применительно к разработке ГФС моделирование является средством достижения целей:

1) определения закономерностей процесса отображения геологической среды в физическом поле, 2) синтеза технологии извлечения информации о среде из поля, т.е. формирования подсистем ИИС. Вторая цель реализуется на основе анализа результата достижения первой цели.

С учётом итерационного характера разработки ГФС можно условно выделить три её стадии: а) начальные этапы, б) моделирование процесса отображения геологической среды в физическом поле, в) формирование подсистем ИИС.

Начальные этапы разработки ГФС. Появление новых технических систем, в том числе геофизических, часто трудно предусмотреть заранее. В начале разработки возможности новой системы обычно представляются в самом общем виде, поэтому далеко не всегда можно сразу

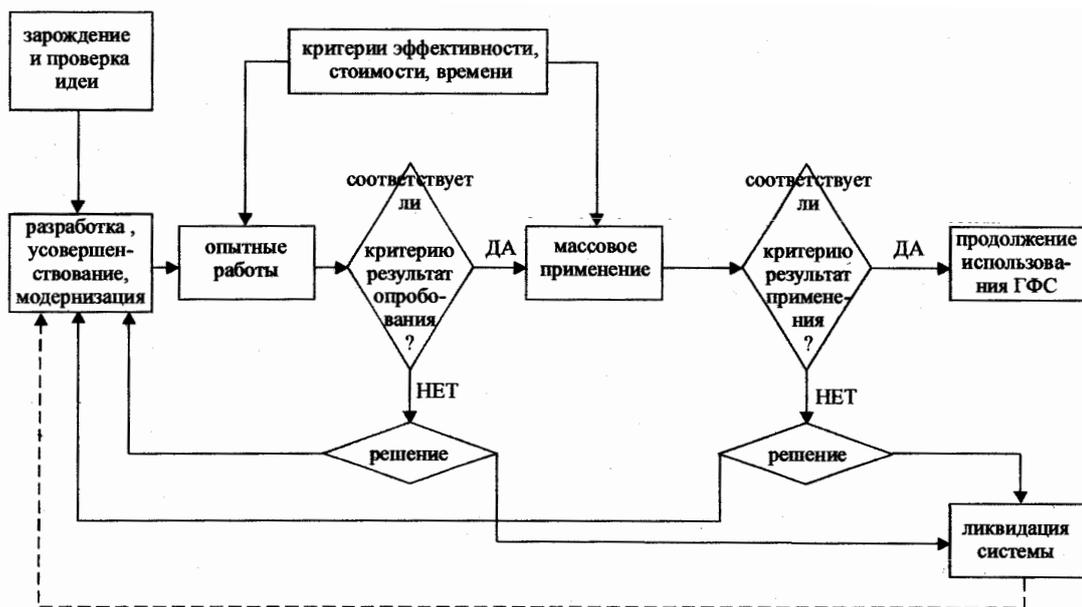


Рис. 11. Жизненный цикл ГФС

определить, на какой стадии геологоразведочного процесса будет применяться новая система, какую проблему она может решать. Причиной начала разработки обычно является любознательность исследователя, задающего вопросы: можно ли реализовать возникшую идею создания системы и в какой области человеческой деятельности её можно опробовать?

Стимулом возникновения идеи новой ГФС могут быть: 1) открытие ранее неизвестного природного явления или физического свойства горных пород, 2) появление технических устройств, позволяющих существенно преобразовать средства измерений или использовать их в новых условиях. Примерами стимула первого вида являются: а) открытие проникающей космической радиации и её использование в методе подземной регистрации космического излучения; б) обнаружение пьезоэлектрического эффекта горных пород, на основе чего разработаны системы пьезоэлектрической разведки. Стимулом второго типа было, например, создание ядерных магнитометров, что позволило осуществить системы высокоточной магниторазведки.

Первым этапом разработки является конкретизация идеи ГФС. Она заключается в анализе физических зависимостей с точки зрения разведочной геофизики, предварительной оценке области применения и геологических возможностей новой ГФС, рассмотрении возможных вариантов измерительных систем.

Далее следует проверка идеи ГФС. Обычно исследователь сразу приступает к созданию первого измерительного (и при необходимости – генераторного) устройства или поиску подходящих существующих приборов. Пробные измерения проводят в лабораторных или полевых условиях. В результате, во-первых, получают подтверждение или отрицание возможности использования нового физического эффекта или измерительного устройства для геофизической разведки, во-вторых, определяют специфику измерений и формируют представления о будущей специальной геофизической измерительной системе. Эти представления включают данные об условиях измерений, основных параметрах новой ГФС, а также о примерной стоимости системы и её разработки. Оцениваются также возможные преимущества новой системы перед аналогичными существующими ГФС.

Главными этапами разработки ГФС являются:

- моделирование процесса отображения геологической среды в физическом поле,
- формирование подсистем ГФС.

1.4.2. Моделирование процесса отображения геологической среды в физическом поле

Моделирование процесса отображения и анализ результатов моделирования являются основой формирования ГФС.

Основными принципами моделирования являются: а) комбинирование математического и физического моделирования, б) сочетание строгих и приближённых решений, в) множественность моделей, отображающих различные стороны процесса и возможные реальные ситуации, г) итерационный характер моделирования, использование вновь появляющихся возможностей приближения модели к объекту.

Моделирование имеет этапы: 1) формирования средств моделирования, 2) осуществления моделирования, 3) анализа результатов.

Средства моделирования и критерии их оценки представлены в таблице 4. В третьей строке таблицы под общей рубрикой «операторы поля» фигурируют уравнения поля (математическое моделирование) и измерители поля. Основанием такого объединения служит одинаковый результат операций, выполняемых путём расчёта поля и путём измерений: данные о распределении параметров поля.

Таблица 4. Средства моделирования процесса отображения среды в физическом поле

Средство моделирования	Математическое моделирование		Физическое моделирование	
	Содержание модели	Критерии соответствия	Содержание модели	Критерии соответствия
Модели среды	Параметры: геометрические, физические	Идентичность параметров геологических объектов и моделей	Физические модели с заданными физическими свойствами	Сохранение значения характеристического параметра
Модели источника поля	Аппроксимация, удобная для расчёта поля	Близость к структуре поля реального источника	Источник физического поля	Идентичность: а) силового воздействия на среду, б) структуры модельного и реального поля
Операторы поля	Уравнения поля	Условия: начальные, граничные	Измеритель поля	Точность измерений
Программы моделирования	Программа расчёта поля	Точность вычислений	Программы измерений	Точность установки моделей и чувствительных элементов

Точности вычислений, измерений, установки моделей должны удовлетворять условию $\delta < A_{min}$, где δ – погрешность результата моделирования (расчёта или измерения), A_{min} – заданная величина минимальной аномалии, представляющей практический интерес.

При формировании средств математического моделирования основное значение имеет вывод формул для расчёта поля, которые обычно являются решением дифференциальных или интегральных уравнений. Наряду с трудностями математического характера при решении уравнений часто возникает вопрос о правомерности идеализации, упрощения сложных структур физического поля, которые не могут быть реализованы существующими теоретическим средствами. Приближение к реальности возможно конструированием решений из строгих идеализированных и приближённых эвристических решений. Такие конструкции осуществляются с использованием методов аналогии, интерполяции, экстраполяции и

основываются на интуиции и опыте исследователя. Достоверность как идеализированных, так и конструированных зависимостей поля от параметров среды определяется путём сравнения с данными физического моделирования и полевых экспериментов.

При физическом моделировании соблюдение требований подобия реальным условиям сопряжено с преодолением технических трудностей. В простом случае должно быть сохранено значение характеристического параметра – некоторой функции, связывающей линейные размеры, физические свойства среды и параметр поля. Однако в случаях сложных сред и полей требования дифференцируются и становятся более определёнными. Например, при моделировании высокочастотных электромагнитных полей в двух полупространствах (верхнее полупространство – воздух, нижнее обладает свойствами проводника и диэлектрика) требуется, чтобы частота поля и электропроводность полупространства были увеличены в M раз (M – масштаб моделирования), а диэлектрическая проницаемость сохранена [33]. Поэтому на практике соблюдение условий соответствия не всегда возможно или ограничено некоторым диапазоном параметров среды и поля.

В результате синтеза данных математического и физического моделирования получают зависимости параметров поля от параметров геологической среды. Анализ таких зависимостей позволяет:

- 1) найти потенциальные (предельно достижимые) информационные характеристики ГФС (диапазоны изменений физических свойств и геометрических параметров объектов, которые могут быть определены с помощью ГФС; разрешающая способность ГФС при выявлении этих изменений; глубинность исследований),
- 2) обосновать способ измерения поля,
- 3) определить потенциальные параметры подсистемы измерений поля,
- 4) обосновать способы извлечения информации о геологической среде из физического поля.

Потенциальные параметры ГФС в целом и подсистемы измерений поля по своему существу являются характеристиками идеальной ГФС и идеальной измерительной подсистемы. Они могут использоваться для оценки потерь информации и погрешностей реальных систем, являющихся результатом синтеза.

1.4.3. Формирование подсистем ИИС

Синтез каждой подсистемы включает три вида научного исследования: а) разработку концепции технологии подсистемы, т.е. представление её в виде последовательности операций преобразования информации; б) разработку математической модели подсистемы, выражающей эти операции в виде операторов преобразования информации; в) реализацию подсистемы, т.е. переход от моделей к средствам измерений параметров поля, их обработки и интерпретации.

Как показано в разделе 1.2.4, технология извлечения информации о среде из поля содержит сходные по своим задачам для разных ГФС операции: преобразований носителей информации (поле – электрические сигналы – цифровые данные в памяти ЭВМ), преобразования данных (фильтрация, трансформация полей) и нахождения параметров физического строения геологической среды.

При разработке концепции конкретной ГФС эти операции детализируются и образуют логически связанную цепь. При этом обосновывается способ осуществления каждой операции, что, в свою очередь, обуславливает выбор математического выражения соответствующего оператора. Совокупность операторов образует математическую модель ИИС. Стандартный набор операторов ИИС приводится в таблице 5.

Таблица 5. Математические модели подсистем ИИС

Название	Содержание	Назначение
Модель подсистемы измерений поля	<ol style="list-style-type: none"> 1. Измеряемые параметры поля 2. Операторы преобразования поля в электрические сигналы 3. Операторы обработки электрических сигналов 4. Операторы кодирования 5. Операторы регистрации 6. Операторы оценки эффективности измерений 	Основа для создания средств измерений и регистрации параметров поля
Модель подсистемы обработки данных измерений	<ol style="list-style-type: none"> 1. Операторы первичной обработки 2. Операторы трансформации поля 3. Операторы оценки эффективности обработки 	Основа для создания программ преобразований измеренных параметров поля
Модель подсистемы физической интерпретации	<ol style="list-style-type: none"> 1. Модель физического строения среды 2. Операторы прямой задачи 3. Операторы обратной задачи 4. Операторы оценки эффективности интерпретации 	Основа для создания программ извлечения информации

Рассмотрим процесс формирования подсистем ИИС.

Подсистема измерений параметров поля. Операторы преобразования поля в сигналы, обработки сигналов находят на основании решения уравнений математической физики, операторы кодирования и регистрации на основе теории алгоритмов. Вместе с оператором оценки эффективности измерений, который формируется с учётом условий измерений, они составляют содержание модели подсистемы измерений поля.

Далее рассчитывают узлы измерительных устройств.

Средства измерений обычно содержат первичные преобразователи поля в электрические сигналы и узлы обработки сигналов (усилители, фильтры, интеграторы, аналого-цифровые преобразователи, аналоговые и цифровые регистраторы и др.). Опираясь на данные о диапазоне значений параметров поля, полученные при проверке идеи ГФС и моделировании процесса отображения геологической среды в физическом поле, рассчитывают с помощью операторов преобразования поля в сигналы характеристики первичного преобразователя. Далее, используя требования к выходным потенциальным параметрам подсистемы измерений поля, производят расчёт характеристик промежуточных преобразователей сигналов (коэффициентов усиления, частотных характеристик, ступеней квантования и др.). Кроме того, если ГФС имеет искусственный источник поля, рассчитывают мощность генератора.

На этой основе строят научно-исследовательский образец измерительных устройств. В результате его испытаний в лабораторных и полевых условиях получают реальные параметры: диапазон измеряемых величин поля, погрешности измерений, скорость съёмки, трудозатраты и т.д. Формируют ограничения (условия измерений, методика полевых работ, предельные размеры и масса устройств и т.д.), после чего создают техническое задание на опытно-конструкторскую разработку серийной аппаратуры.

Результатом ОКР является образец устройства, предназначенного для серийного выпуска, и документация, необходимая для изготовления аппаратуры и её эксплуатации.

После приёмочных испытаний принимается решение о выпуске геофизической аппаратуры.

Подсистема обработки данных измерений. Формирование этой подсистемы начинается после получения данных полевых измерений и их анализа, т.е. на основе знания реальных параметров измерительных устройств и отношения сигнал/помеха. Содержание

математической модели подсистемы обработки показано в Таблице 5. Основой операторов предварительной обработки служат методы математической статистики, её цель – минимизация помех. Если в процессе предварительной обработки удастся добиться достаточно большой величины отношения сигнал/помеха, операторы последующей обработки и интерпретации являются детерминистскими, в противном случае – статистическими.

Реализация подсистемы обработки заключается в создании комплекса программ, последовательность которых образует граф обработки данных измерений поля.

Подсистему интерпретации начинают с разработки потенциальных (теоретически предельно достижимых) операторов интерпретации на основе данных моделирования процесса отображения среды в поле.

Операторы уточняются после получения данных о реальных ошибках измерения и об эффективности системы предварительной обработки.

Операторы интерпретации осуществляют методы подбора или палеточной интерпретации по характерным особенностям пространственных распределений параметров поля (методы особых точек, касательных и т.п.)

1.4.4. Оптимизация ГФС

Задача оптимизации (задача оптимального управления) имеет следующее выражение [78]:

$$V_{\text{opt}} = \arg \min_{u \in V} r [Y_H, Y_P(u)],$$

где V – множество управлений u , Y_H и Y_P – выходы идеальной и реальной систем, r – критерий оптимизации (погрешность реальной системы).

Оптимизация связана с выбором управлений (технических решений), обеспечивающих минимальное значение полной погрешности измерительной системы в рамках ограничений на множество допустимых управлений. Погрешность системы характеризует её эффективность. Ограничениями являются требования по стоимости системы и гарантированному времени её работоспособности. В другом выражении оптимизация – это задача управления качеством, т.е. степенью соответствия своему назначению.

Различают две стороны оптимизации при синтезе систем: субоптимизацию (оптимизацию подсистем и подподсистем) и оптимизацию системы в целом. Эта работа имеет итерационный характер и проводится на всех этапах НИР и ОКР. Субоптимизация направлена на ликвидацию «узких мест», выявляющихся при опытных работах, на поиск лучших схмотехнических решений, оптимизация системы в целом – на лучшее согласование параметров подсистем, создание единой технологии извлечения информации.

Применительно к геофизическим системам можно выделить следующие основные направления оптимизации.

Выбор измеряемых параметров поля. Анализ структуры аномального поля на основе моделирования процесса отображения среды в поле имеет целью уменьшить число исследуемых компонент или характеристик поля, сохранив лишь те, которые в наибольшей степени связаны с исследуемым явлением. При этом решаются вопросы: а) какие параметры поля наиболее информативны; б) сколько компонент необходимо учесть, чтобы сложность измерительной системы, а, следовательно, её стоимость и надёжность (время безотказной работы) не выходили за установленные пределы.

Выбор оптимального способа измерений является второй стороной анализа данных моделирования, которые рассматриваются в единстве с данными анализа источников помех. Естественно, в первую очередь следует минимизировать ту слагаемую погрешности, которая имеет наибольшую величину по сравнению с другими. На этой основе находят оптимальный способ измерений, который по существу является системной доминантой, главной особенностью ГФС. Удачный принцип измерений может служить доминантой для нескольких родственных систем. В качестве примера можно привести принцип инвариантных измерений в индуктивной разведке [81]. Измерения полуосей эллипса поляризации переменного магнитного поля позволяет свести к минимуму погрешность измерений, связанную с неточной

ориентировкой чувствительных элементов первичных преобразователей. Другим примером может служить использование фазы сигнала вертикального электрического поля в качестве опорной фазы для аэроизмерений компонент поля сверхдлинных волн. Как будет показано ниже, фаза вертикального поля подвержена наименьшим влияниям со стороны неоднородностей геологического строения и рельефа поверхности местности.

Минимизация габаритов, веса, расхода энергии, числа отказов и т.д. осуществляется на разных этапах разработки измерительных устройств. Измерительное устройство характеризуется совокупным показателем качества [35], в который входят свойства (диапазон измеряемых значений параметра, помехоустойчивость, надёжность, масса, стоимость и другие), характеризующиеся числовыми показателями качества. Вектор совокупного показателя качества должен иметь безразмерные составляющие, поэтому показатели качества нормируются некоторыми опорными значениями исходных показателей. При оптимизации качества измерительной системы с использованием условного критерия предпочтения [35] находится минимум функции потерь, получаемой путём трансформации и объединения составляющих вектора показателя качества. Автоматизация процессов измерения поля, обработки и интерпретации имеет целью уменьшение доли ручного труда персонала при выполнении рутинных операций, что позволяет сократить время и стоимость геофизического исследования, а иногда и повысить его эффективность. Геофизические системы как правило являются эргатическими *, и речь идёт о введении автоматизированных узлов, которые минимизировали бы непосредственное участие человека в контурах управления функционированием подсистем.

В подсистемах измерений поля проявляется тенденция перехода к съёмкам в движении с автоматической регистрацией параметров поля. При этом всё больше применяются автоматические способы контроля качества измерений и корректировки параметров измерительных систем в процессе измерения. Для этих целей используются микропроцессоры, действующие по специально разработанным программам, учитывающим специфику конкретных измерительных систем.

Подсистемы обработки и интерпретации данных измерений автоматизируются по двум направлениям. Одно из них – создание полевых вычислительных комплексов, обеспечивающих оперативную обработку данных с помощью миниЭВМ. Второе направление – обработка и интерпретация крупных массивов данных на средних и больших машинах с помощью систем автоматизированной обработки [22, 47], в которых человеку принадлежат не только контрольные функции, но и активное воздействие на качество обработки данных путём выбора оптимальных параметров программ. С появлением быстродействующих машин с большой памятью приобретает всё большее значение интерпретация методом подбора в диалоговом режиме, поскольку возникает возможность использовать программы расчёта параметров поля, требующие очень большого объёма вычислений.

Оптимизация способов обработки и интерпретации наряду с методом подбора включает также выбор параметров регуляризации решения обратных задач [100], способов трансформации полей (разделения, продолжения полей, вычисления характеристик поля, отображающих основные особенности характеристик среды), статистических методов обработки и интерпретации, отвечающих специфическим условиям использования геофизических систем [22, 63, 64].

1.4.5. Организация разработки ГФС

Впечатляющие достижения радиоэлектроники: создание и массовое производство чрезвычайно разнообразных в функциональном отношении интегральных микросхем, микропроцессоров, миниЭВМ, а также разработка унифицированных (стандартных) интерфейсов устройств обработки и регистрации информации – иногда порождают иллюзию того, что разработки геофизических систем можно организовать директивными методами, поставив сформулированную в общем виде цель разработки перед командой квалифицированных специалистов в области радиоэлектроники и программирования. Такая

* В эргатических системах человек осуществляет постоянный контроль функционирования элементов системы и при необходимости корректирует процесс

организация оборачивается большими затратами материальных средств и труда, а результатом её бывает непригодная для использования или неоптимальная система. В частности, возможны следующие ошибки: 1) ставится задача создания измерительных средств недостаточной или более высокой точности, чем это необходимо для конкретного вида исследования; во втором случае могут быть чрезмерными стоимость и время разработки, стоимость, габариты, вес системы; 2) не учитываются особенности условий измерений, в результате чего система оказывается неэффективной; 3) виды и число измеряемых параметров поля могут не соответствовать информационным требованиям (недостаточность важной для геофизики или большая избыточность малозначимой информации); 4) программы обработки и интерпретации могут оказаться неэффективными из-за неучёта закономерностей отображения среды в физическом поле.

Административный стиль руководства научными разработками находит своё выражение и в попытках реализации проектов неоправданной (при внимательном рассмотрении существа проблемы) универсализации геофизических измерительных устройств (например, в создании всеобъемлющих агрегатированных комплексов электроразведочной техники), в основе чего лежит стремление организовать крупносерийное долговременное производство геофизической техники. Такой подход приводит к следующим результатам: 1) время разработки чрезмерно растягивается и средства измерения устаревают; 2) отдельные узлы, разрабатываемые различными организациями, недостаточно согласуются и могут быть выполнены на различных технических уровнях; 3) противоречивость требований унификации и специализации приводит к недопустимому ухудшению качества (эффективности) конкретных видов геофизических исследований; 4) крупносерийное производство затрудняет возможность быстрой замены выпускаемых изделий более совершенными.

Центральной фигурой в разработке геофизической системы должен быть не научный администратор (даже обладающий обширными познаниями в области геофизической разведки и информацией об уровне развития смежных областей науки и техники), а конкретный Научный руководитель разработки ГФС, глубоко понимающий специфику геофизических исследований и разрабатываемой системы, обладающий необходимыми познаниями в теоретической области и радиоэлектронике, а также способностями организатора.

Научный руководитель разработки ГФС определяет содержание и последовательность научного исследования, генерирует новые и оценивает имеющиеся идеи, которые могут быть положены в основу системы, направляет и координирует усилия специалистов, участвующих в разработке системы, а также осуществляет связь с руководящим сектором инфраструктуры. Он принимает участие во всех направлениях работы до момента изготовления, успешного опробования и завершения этапа пробной эксплуатации экспериментального образца, а также программ обработки и интерпретации данных измерений. Его обязанностью является подготовка инструкции, отображающей все существенные стороны и условия эксплуатации системы.

В дальнейшем руководитель разработки ГФС выполняет функции консультанта, способствуя решению проблем, возникающих при изготовлении и усовершенствовании измерительных устройств, программ обработки и интерпретации данных, а также при производственных геофизических съёмках.

Процесс разработки ГФС выполняется ансамблем специалистов, главные действующие лица которого показаны на рис. 12.

Время, стоимость, эффективность разработки в значительной степени определяется прочностью и эластичностью прямых и обратных связей между этими лицами. Связи должны быть оперативными, что обуславливает вред административных барьеров и пользу близкого размещения основных работников.

Значительное (вероятно, преобладающее) количество ГФС имеет малосерийный характер, а сами системы в высокой степени специфичны. Эти особенности ГФС находятся в резком противоречии с требованиями обязательного обеспечения ГФС средствами метрологической поверки, утверждённой государством, а также конструкторской документацией по ЕСКД.

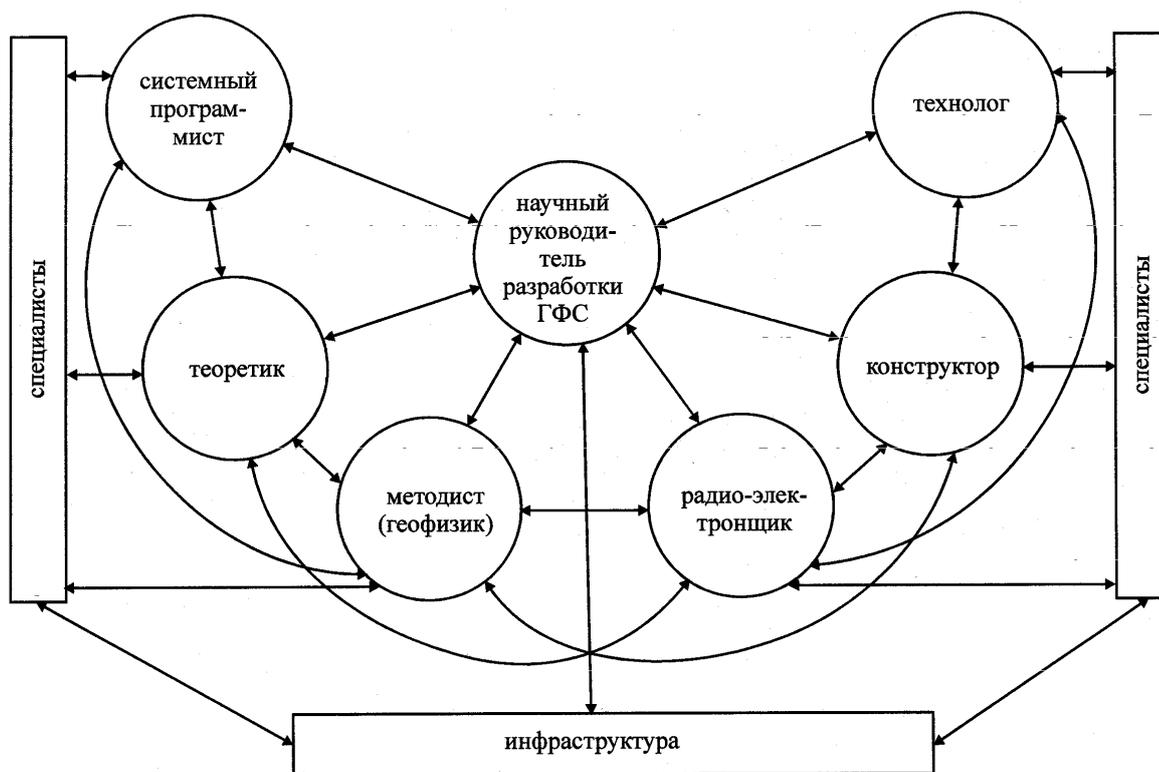


Рис. 12. Организация разработки ГФС

Иногда бывает трудно определить уровень минимально необходимой (оптимальной) регламентации и контроля. Однако очевидно, что настойчивая реализации идеи тотальной регламентации и контроля приводит к недопустимому замедлению жизненного процесса.

Применительно к системам разработки ГФС указанное противоречие будет снято, если руководитель разработки будет решать вопрос о средствах и порядке поверки, а необходимая документация будет согласовываться разработчиками и изготовителями. Контроль со стороны государства должен быть минимальным.

В этом отношении показательна и безуспешность попыток директивными методами приблизить качество приборов к уровню, существующему в развитых странах. По-видимому, только прямая заинтересованность предприятий в зарубежных рынках поможет разрешить эту проблему.

1.4.6. Проблема использования ГФС

Перспектива широкого использования новой ГФС зависит от того, существует ли на какой-либо стадии геологоразведочного процесса проблема, которая может быть решена с помощью новой ГФС.

Возможны две исходных ситуации: а) появление новой проблемы, б) появление новой возможности (новой системы), найденной независимо.

Формулирование и решение проблемы позволяет обеспечить встречу потребности и новой возможности, сделать возможность актуальной и превратить её в действительность (реализовать).

Согласно методологии системного анализа (раздел 1.1.2) должны быть определены условия, устанавливающие ограничение проблемы, и произведена оценка альтернатив систем по критериям эффективности, стоимости, времени, риска.

В качестве примера рассмотрим ситуацию, существовавшую в семидесятых годах и связанную с недостаточной обеспеченностью геофизической информацией ранних стадий

процесса рудной разведки. Основным источником такой информации является аэрогеофизический комплекс из магниторазведочной и гаммаспектрометрической систем, использующих один летательный аппарат.

Хотя была показана высокая эффективность электроразведки в выявлении потенциально рудоносных электропроводных тектонических зон, картировании интрузий и т.д., наземное электропрофилирование на ранних стадиях разведки не применялось широко, поскольку не удовлетворяло критериям стоимости и времени.

Отсюда возникла проблема, цель которой определяется так: дополнить двухметодный аэрогеофизический комплекс адекватным электроразведочным каналом. Достаточные и непротиворечивые условия проблемы формулируются следующим образом: 1) использование третьего (т.е. электроразведочного) канала не должно существенно сказываться на времени и стоимости работ (аэрогеофизические работы являются дорогим видом геологической разведки); 2) аэрогеофизические съёмки должны проводиться с соответствием критерию эффективности всех трёх каналов и критерию безопасности полёта; 3) область применения («экологическая ниша») трёхканального комплекса не должна существенно сократиться; 4) риск неудачи разработки новой или усовершенствования существующей аэроэлектроразведочной системы, а также время и стоимость разработки не должны быть чрезмерными.

Необходимость соблюдения этих условий приводит к соответствующим требованиям: 1) измерительные устройства всех трёх каналов должны размещаться на одном летательном аппарате; аэросъёмки должны осуществляться путём однократных полётов по рядовым маршрутам; не должно быть громоздких наземных устройств, эксплуатация которых замедляла бы процесс аэросъёмки; 2) высота полёта не должна быть менее 50-75 м (в зависимости от рельефа местности) для соблюдения правил безопасности полёта и не должна превышать 80 м для эффективного использования гаммаспектрометрического канала; 3) комплексная трёхметодная станция должна быть пригодна для применения в равнинных, холмистых и среднегорных районах; при этом мощность покровных отложений на исследуемой территории должна быть незначительной, поскольку гамма-поле создаётся источниками на глубинах до 0.5 м; 4) при выборе электроразведочного канала должны рассматриваться в первую очередь опробованные аэроэлектроразведочные системы, удовлетворяющие трём требованиям

В качестве альтернатив рассматривались аэроэлектроразведочные системы, показанные в Таблице 3. Из них все, кроме одной (сверхдлинноволновой) содержат элементы, противоречащие условиям и требованиям. Так, отечественная жёсткая индуктивная система не удовлетворяла требованию минимальной безопасности высоты полёта, поскольку дальность её действия не превышала 50 м; при этом не намечалось конкретных путей усовершенствования системы с целью ликвидации этого недостатка, что не оправдывало риска в пользу этой системы. Индуктивные системы с выпускной гондолой имеют слишком большую высоту полёта и неприменимы в среднегорных районах. Система длинного кабеля не удовлетворяла требованию 1, поскольку раскладка и сохранение многокилометрового кабеля требовали больших ресурсов труда и времени.

Сверхдлинноволновая система отвечает первым трём требованиям, а риск, заключавшийся в том, что возможность аэросъёмки зависит от регулярности работы СДВ-станций и от достаточной (относительно помех) напряжённости их полей, был оправдан тем, что в течение ряда лет в разных районах СССР уже проводились аэрогеофизические работы со сверхдлинноволновой системой, и указанные факторы не послужили серьёзным препятствием.

Результатом решения проблемы явилось создание трёхканального аэрокомплекса СКАТ-77, содержащего сверхдлинноволновую систему наряду с магниторазведочным и гаммаспектрометрическим каналами.

2. МОДЕЛЬНЫЕ ОТОБРАЖЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ПОЛЕ

Переходя от предельно общего рассмотрения абстрактной геофизической системы к вопросам разработки систем сверхдлинноволновой электроразведки, напомним, что основой для анализа и синтеза геофизических систем являются результаты математического и физического моделирования процесса отображения объектов геологической среды в физическом поле.

В случае электроразведки с использованием сверхдлинных волн электромагнитное поле удаленной радиостанции, установленной на поверхности земли, в каждой точке изучаемого пространства является суммой нормального поля источника в дальней зоне и вторичных полей, возникающих как результат взаимодействия нормального поля с объектами геологической среды.

В этой главе рассматриваются данные моделирования с адекватными моделями нормального поля в виде плоских электромагнитных волн и наиболее важными для практики моделями горизонтальнослоистых сред и локальных объектов с повышенной или пониженной относительно окружающей среды электропроводностью, а также неровностей рельефа дневной поверхности.

2.1. Особенности излучения, распространения и структуры поля сверхдлинных волн

Генераторы поля систем связи в диапазоне 15-30 кГц и систем навигации в диапазоне 10-15 кГц обычно представляют собой вертикальные электрические вибраторы, устанавливаемые на поверхности земли. Мощность излучения находится в пределах от нескольких десятков киловатт до одного мегаватта. Антенные системы генераторов поля СДВ являются крупными инженерными сооружениями.

Напряженность электромагнитного поля в воздухе на поверхности земли может быть представлена в следующем виде:

$$V(E,H) \approx C(\omega,P) \cdot F(\omega,r,R,h,G,Q) \cdot e^{-ik_0 r} \cdot e^{i\omega t} \quad (1)$$

где: C – множитель, определяемый круговой частотой ω и мощностью P генератора;

F – функция ослабления, зависящая от частоты, расстояния r по поверхности земли от генератора до точки наблюдения, радиуса Земли R и высоты волновода h , электромагнитных свойств G и Q земли и ионосферы; k_0 – волновое число для воздуха.

Первый экспоненциальный множитель характеризует изменение фазы по трассе распространения волны, второй – гармонические колебания поля.

Ослабление напряженности поля с удалением от генератора вызывается как увеличением протяженности фронта волны, так и оттоком энергии в ионосферу и в землю, интенсивность которого определяется частотой поля и электромагнитными свойствами нижних слоёв ионосферы и верхних слоёв земли. Отражающая способность этих слоёв довольно высока, поэтому ослабление в среднем составляет лишь несколько дБ на 1000 км, и поля, создаваемые мощными генераторами, можно использовать для целей разведочной геофизики на расстояниях до 10-12 тысяч километров.

Примерно до 500 км от генератора поле у поверхности земли определяется практически только земной волной; на больших удалениях основную роль играют ионосферные волны, огибающие земной шар в результате однократного или многократного отражения от ионосферы и от поверхности земли, образующих сферический волновод. В каждой точке волновода поле является результатом интерференции нескольких волн, пришедших под разными углами. Поэтому кривые затухания имеют волнистый характер, и на отдельных участках при удалении от станции поле может несколько возрасть.

Как показывают расчёты [17], структура поля, характерная для дальней зоны вертикального электрического диполя, устанавливается у поверхности земли на расстоянии, равном половине длины волны в воздухе, т.е. в диапазоне СДВ примерно с 10 км. Начиная с

этого расстояния, структура поля представлена тремя взаимоперпендикулярными составляющими. В полярных координатах (источник поля расположен на сфере и направлен по оси z) в каждой точке земной поверхности существуют: вертикальная (перпендикулярная к поверхности) составляющая электрического поля E_p ; азимутальная горизонтальная (касательная к поверхности) составляющая магнитного поля H_ϕ ; меридиональная горизонтальная (касательная к поверхности) составляющая электрического поля E_θ , совпадающая с направлением распространения фронта волны.

Составляющие электромагнитного поля в воздухе у поверхности земли связаны следующими отношениями:

$$E_p / H_\phi \approx 120\pi; \quad E_\theta / E_p \approx \sqrt{\varepsilon_0 / \varepsilon_k} \cdot \sqrt{\mu_a / \mu_0}; \quad (2; 3)$$

где: $\varepsilon_0 = 10^9 / 36\pi$ Ф/м и $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – диэлектрическая и магнитная проницаемости воздуха; $\varepsilon_k = \varepsilon_a - i/\rho\omega$ – комплексная диэлектрическая проницаемость земли; ε_a и μ_a – абсолютная диэлектрическая и магнитная проницаемости земли; ρ – удельное сопротивление земли.

Следует обратить внимание на то, что отношение (2) практически не зависит, а отношение (3) определяется электромагнитными свойствами земли. При этом μ_a лишь в редких случаях заметно отличается от μ_0 , и относительная величина горизонтальной электрической составляющей определяется обычно удельным сопротивлением участка земли и в меньшей степени – его диэлектрической проницаемостью.

Для аэросъёмки представляет интерес изменение напряжённости и структуры поля с удалением вверх от поверхности земли. С увеличением высоты напряжённость составляющих поля земной волны постепенно несколько ослабевает, а затем при переходе к зоне пространственной волны начинает возрастать. При этом уменьшается до нуля отношение (3), т.е. фронт волны становится перпендикулярным земной поверхности. Приземная зона, где отношение (3) действительно, продолжается в диапазоне СДВ до высоты не менее 10-20 км.

2.2. Отображения горизонтально-слоистых сред в поле плоских волн

Геофизические исследования с использованием сверхдлинных волн обычно проводятся на поверхности земли, а также в воздухе или под землёй на расстоянии от поверхности не более 1 км. При этом сферичность поверхности земли практически не сказывается, а фронт волны на значительном удалении от радиостанции и в пределах исследуемой площади можно принять плоским. Таким образом, в качестве моделей нормального поля могут рассматриваться плоские электромагнитные волны вблизи плоской границы земля-воздух.

Наиболее близкой к реальности является модель плоской неоднородной волны, скользящей вдоль плоскости раздела земля-воздух.

Для расчётов аномальных полей, возникающих вблизи локальных геологических объектов, используют также упрощённые модели нормального поля – плоскую однородную волну, распространяющуюся в безграничном пространстве или падающую сверху на границу полупространств воздух-земля.

2.2.1. Поле волны, скользящей вдоль поверхности раздела двух сред

Среда представлена двумя полупространствами, разделёнными плоской границей. Верхнее, диэлектрическое полупространство обладает параметрами воздуха: диэлектрической проницаемостью ε_0 и магнитной проницаемостью μ_0 . Нижнее полупространство характеризуется удельным сопротивлением ρ , диэлектрической проницаемостью ε_a , магнитной проницаемостью μ_a .

Электромагнитные колебания вида $e^{i\omega t}$ создаются неким абстрактным источником, находящимся в верхнем полупространстве вблизи поверхности раздела на большом расстоянии от рассматриваемого объёма.

Волновые числа (коэффициенты распространения поля) имеют следующие выражения: $k_0 = \omega \sqrt{\mu_0 \epsilon_0}$ для диэлектрика, $k = \omega \sqrt{\mu_a \epsilon_k}$ для полупроводника.

В декартовой системе координат поле волны, скользящей вдоль границы по направлению y , в верхнем полупространстве (рис. 13) представлено составляющими: E_{z0} (перпендикулярна границе), H_{x0} и E_{y0} (параллельны границе).

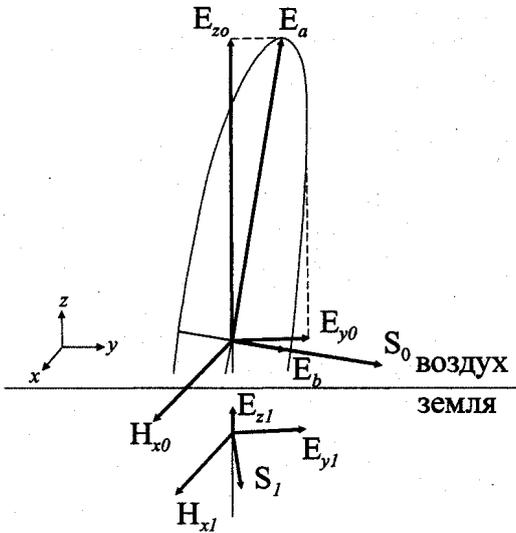


Рис. 13. Структура нормального поля СДВ
 S_0 и S_1 - векторы Пойнтинга в воздухе и земле

Решение волнового уравнения $\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} + k^2 H_x = 0$ при учёте граничных условий ($H_{x0} = H_{x1}$ и $E_{y0} = E_{y1}$ при $z=0$) и условий на бесконечности ($H_{x0} \neq \infty$ при $z \rightarrow \infty$ и $H_{x1} \neq \infty$ при $-z \rightarrow \infty$) для верхнего полупространства может быть получено в виде

$$H_{x0} = C \cdot e^{-i\sqrt{v^2 + k_0^2} \cdot z} \cdot e^{(i\omega t - \nu y)} \quad (4)$$

Для нижнего полупространства

$$H_{x1} = C \cdot e^{i\sqrt{v^2 + k^2} \cdot z} \cdot e^{(i\omega t - \nu y)} \quad (5)$$

где: C – коэффициент, характеризующий уровень напряжённости поля на линии $z=0$, $y=0$;

ν – комплексная постоянная – коэффициент распространения поля по оси y , выражаемая через электромагнитные параметры полупространств:

$$\nu = \sqrt{\frac{\epsilon_k^2 k_0^2 - \epsilon_0^2 k^2}{\epsilon_0^2 - \epsilon_k^2}}; \quad (6)$$

Используя уравнения Максвелла $rot \vec{H}_0 = i\omega \epsilon_0 \vec{E}$ и $rot \vec{H}_1 = i\omega \epsilon_k \vec{E}$, можно найти выражения для составляющих электрического поля в воздухе и в земле:

$$E_{z0} = (\nu / i\omega \epsilon_0) \cdot H_{x0} \quad (7)$$

$$E_{z1} = (\nu / i\omega \epsilon_k) \cdot H_{x1} \quad (8)$$

$$E_{y0} = -[\sqrt{v^2 + k_0^2} / \omega \epsilon_0] \cdot H_{x0} \quad (9)$$

$$E_{y1} = [\sqrt{v^2 + k^2} / \omega \epsilon_k] \cdot H_{x1} \quad (10)$$

Отсюда получаем соотношения, аналогичные (2) и (3):

$$E_{z0} / H_{x0} \approx 120\pi; \quad E_{y0} / E_{z0} \approx \sqrt{\epsilon_0 / \epsilon_k} \cdot \sqrt{\mu_a / \mu_0} \quad (11; 12)$$

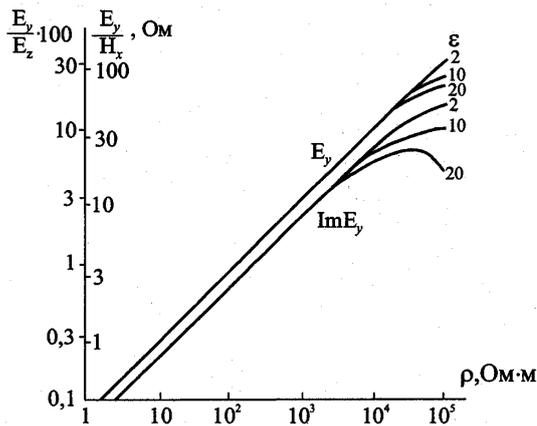


Рис. 14. Зависимость E_y/E_z и E_y/H_x от удельного сопротивления полупространства ρ для частоты 18 кГц

Для слабомагнитных пород ($\mu_a \approx \mu_0$) зависимость отношения E_{y0}/E_{z0} и E_{y0}/H_{x0} от конкретных значений удельного сопротивления проводящего полупространства показана на рис. 14. До значений ρ в несколько десятков тысяч омметров токи проводимости преобладают над токами смещения, и отношения составляющих поля имеют следующие выражения:

$$E_{y0}/E_{z0} = \sqrt{\omega \epsilon_0 \rho} \cdot e^{i\pi/4} \quad (13)$$

$$E_{y0}/H_{x0} = E_{y1}/H_{x1} = \sqrt{\omega \mu_0 \rho} \cdot e^{i\pi/4} \quad (14)$$

$$E_{z1}/E_{y1} = -\sqrt{\omega \epsilon_0 \rho} \cdot e^{i\pi/4} \quad (15)$$

Отношение (14) численно равно комплексному волновому сопротивлению (импедансу) единичного квадрата нижнего полупространства. Сдвиг фаз между составляющими равен 45° , т.е. активная (синфазная с E_z и H_x) компонента E_y равна реактивной (квадратурной) компоненте.

Сдвиг фаз между E_y и E_z означает, что электрическое поле эллиптически поляризовано в вертикальной плоскости (рис. 13).

С учётом преобладания токов проводимости выражение (4) приобретает вид (временный множитель $e^{i\omega t}$ опускается):

$$H_{x0} = C \cdot e^{-k_0[\sqrt{\omega \epsilon_0 \rho/2} \cdot z + (\omega \epsilon_0 \rho/2) \cdot y]} \cdot e^{-ik_0[y - \sqrt{(\omega \epsilon_0 \rho/2)} \cdot z]} \quad (16)$$

На поверхности земли ($z=0$) получаем аналогию выражению (1), при этом функция ослабления $F = e^{-k_0 \cdot (\omega \epsilon_0 \rho/2) \cdot y}$.

Можно подсчитать, что ослабление поля при распространении вдоль поверхности раздела сред составляет несколько дБ на 1000 км, что соответствует реальному затуханию поля сверхдлинных волн.

Плоскости постоянной амплитуды в воздухе согласно выражению (16) характеризуются уравнением

$$\sqrt{\frac{\omega \epsilon_0 \rho}{2}} \cdot z + \frac{\omega \epsilon_0 \rho}{2} \cdot y = Const$$

и составляют с горизонтом угол $\theta = \arctg \sqrt{\omega \epsilon_0 \rho/2}$, который в диапазоне СДВ обычно не превышает нескольких градусов, т.е. плоскости одинаковых амплитуд почти параллельны земной поверхности. С удалением от неё поле в воздухе медленно убывает по экспоненте, что удовлетворительно описывает реальные изменения поля СДВ до высоты несколько километров.

Плоскости постоянной фазы, как следует из уравнения

$$y - \sqrt{\frac{\omega \epsilon_0 \rho}{2}} \cdot z = Const$$

образуют с вертикалью угол θ . Плоскости равных фаз и равных амплитуд взаимоперпендикулярны, т.е. волна в воздухе является неоднородной (рис. 15).

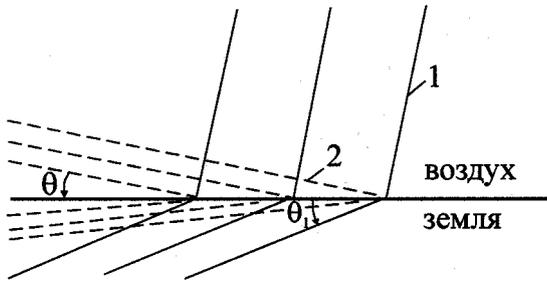


Рис. 15. Плоскости равных фаз (1) и равных амплитуд (2)

Используя выражение (5), можно найти положение плоскостей одинаковых фаз и одинаковых амплитуд в земле. Последние оказываются практически параллельны поверхности, а плоскости равных фаз образуют с ней угол $\theta_1 = \arctg \sqrt{2\omega\epsilon_0\rho}$. Таким образом, преломленная волна также неоднородна и распространяется по направлению, несколько отличному от вертикали.

Однако преломленную неоднородную волну можно с небольшой погрешностью заменить более простой моделью однородной волны, представленной составляющими E_{y1} и H_{x1} и распространяющейся вертикально вниз. Таким образом, мы пренебрегаем составляющей E_{z1} и распространением по оси y . Тогда выражение (5) можно записать в следующем виде:

$$H_{x1} = C \cdot e^{ikz} = |H_{x1}|_{z=0} \cdot e^{\alpha z} \cdot e^{i\beta z} \quad (17)$$

где: β – фазовая постоянная, α – коэффициент поглощения (затухания) на единицу длины.

Фазовая скорость распространения волны $v = \omega / \beta$, а длина волны $\lambda = 2\pi / \beta$.

При значительном преобладании токов проводимости над токами смещения $\beta \approx \alpha = 1/\delta$, где δ – толщина скинслоя, равная $\sqrt{2\rho/\omega\mu_a}$. На глубине $z = -\delta$ поле отстаёт по фазе от поля на поверхности на 1 радиан, а его напряжённость уменьшается в e раз.

Таким образом, рассматриваемая модель нормального поля представлена двумя волнами. В воздухе неоднородная волна скользит со слабым затуханием вдоль поверхности раздела, при этом горизонтальная составляющая электрического поля, нормированная уровнем напряжённости вертикального электрического или горизонтального магнитного поля, отображает электрические свойства горных пород.

В земле волна может рассматриваться как однородная, распространяющаяся вниз по вертикали. Её поглощение происходит по экспоненциальному закону тем интенсивней, чем выше электропроводность среды.

Такая модель поля удовлетворительно соответствует реальному полю сверхдлинных волн вблизи поверхности земли в верхнем и нижнем полупространствах.

2.2.2. Поле волны, падающей нормально к поверхности раздела сред

Плоская волна $V_0' \cdot e^{(i\omega t + k_0 z)}$ падает нормально на пограничную плоскость $z=0$ (ось z направлена вверх) со стороны диэлектрика, обладающего свойствами воздуха.

Отражённая от границы волна $V_0'' \cdot e^{(i\omega t - k_0 z)}$ интерферирует с падающей и даёт с ней в сумме поле $V_0 = V_0' + V_0''$.

В проводящей среде нижнего полупространства распространяется волна $V_1 \cdot e^{(i\omega t + kz)}$, прошедшая сквозь границу.

В том случае, если нижнее полупространство можно уподобить идеальному проводнику (в реальных условиях близкими свойствами обладает морская поверхность) отношение (14) стремится к нулю, и скользящая волна представлена составляющими E_{z0} и H_{x0} , при этом угол наклона фронта волны $\theta \rightarrow 0$.

Рассмотрим структуру и особенности распространения поля сверхдлинных волн в земле. Структура поля преломленной волны описывается выражениями (14) и (15). Заметим, что если в воздухе вертикальная составляющая электрического поля значительно превосходит горизонтальную, то в земле соотношение обратное: $E_{y1} \gg E_{z1}$.

Все волны представлены составляющими E_y и H_x , параллельными плоскости раздела.

В нижнем полупространстве магнитное поле соответствует выражению (17), а отношение составляющих, равное волновому сопротивлению (импедансу) Z , описывается формулой (14).

В верхнем полупространстве волновое сопротивление Z_0 представлено выражением (11).

Представляет интерес изменение отношения составляющих E_{y0} и H_{x0} с удалением от поверхности раздела. Оно описывается выражением

$$\frac{E_{y0}}{E_{x0}} = Z_i = Z_0 \left[\frac{Z \cos \beta l + iZ_0 \sin \beta l}{Z_0 \cos \beta l + iZ \sin \beta l} \right] \quad (18)$$

где: l – расстояние от поверхности, $\beta = \omega \sqrt{\mu_0 \varepsilon_0}$ – фазовая постоянная.

На поверхности земли ($l = 0$) $Z_i = Z$.

На высоте $l = \lambda/8$ (например, при $\lambda = 16$ км, $l = 2$ км), $Z_i \approx iZ_0$ т.е. между E_y и H_x существует сдвиг фаз 90° , а $|Z_i| \approx 120\pi \gg Z$.

Можно подсчитать, что уже на высоте в первые сотни метров Z_i в несколько раз превышает Z .

Как видим, даже на сравнительно небольшом удалении от плоскости раздела сред отношение E_y / H_x резко возрастает, т.е. структура поля рассмотренной модели волны в воздухе не соответствует структуре реального поля СДВ и модели, рассмотренной в предыдущем разделе.

В то же время на поверхности земли и в земле такое соответствие имеет место.

2.2.3 Поле на поверхности двуслойной среды

В электроразведке под термином «нормальное поле» обычно подразумевают поле вблизи плоской поверхности раздела двух полупространств (воздух-земля). Поэтому в случае двуслойного нижнего полупространства поле является аномальным. Однако здесь, как и в предыдущем разделе, рассмотрению подлежат плоские волны, распространяющиеся перпендикулярно плоскостям раздела сред.

В верхнем слое земли магнитное поле имеет выражение (временной множитель $e^{i\omega t}$ опущен):

$$H_{x1} = A \cdot e^{ik_1 z} + B \cdot e^{-ik_1 z}, \quad (19)$$

где k_1 – волновое число для верхнего слоя.

Первое слагаемое соответствует однородной волне, распространяющейся вниз по направлению $-z$, а второе – волне, отражённой от границы между слоями и распространяющейся вверх.

Во второй (подстилающей) среде существует волна только первого типа, и

$$H_{x2} = C \cdot e^{ik_2 z} \quad (20)$$

Электрическое поле в верхнем слое и подстилающей толще:

$$E_{y1} = (k_1 / \omega \varepsilon_{k_1}) \cdot (A \cdot e^{ik_1 z} - B \cdot e^{-ik_1 z}) \quad (21)$$

$$E_{y2} = (k_2 / \omega \varepsilon_{k_2}) \cdot C \cdot e^{ik_2 z} \quad (22)$$

После некоторых преобразований можно найти импеданс двуслойной среды, равный отношению E_{y1}/H_{x1} на поверхности земли ($z=0$):

$$Z_d = Z_1 \cdot \operatorname{cth}(ik_1 h_1 + \operatorname{arcth}(k_1/k_2)), \quad (23)$$

где: Z_1 – импеданс однородного полупространства с электромагнитными параметрами верхнего слоя, h_1 – мощность верхнего слоя.

Входной импеданс двуслойной среды отображает электрические свойства слоёв и мощность верхнего слоя, которые влияют не только на модуль, но и на фазу импеданса. Зависимость модуля и фазы импеданса от толщины верхнего слоя, выраженной в долях его скинслоя, показана на рис. 16.

2.3. Структура поля в присутствии локальных неоднородностей геологической среды

Поле электромагнитной волны искажается локальными объектами естественного и искусственного происхождения: геологическими образованиями, отличающимися по электрическим свойствам от окружающих пород, неровностями рельефа местности, искусственными сооружениями из проводящего материала (линии электропередач, трубопроводы и т.п.)

Неоднородности геологического строения (зоны трещиноватости, дробления, графитизированные или сульфидизированные породы, пласты угля, мрамора, песчаника, сульфидные и кварцевые жилы и т.д.) могут обладать повышенным или пониженным сопротивлением. Вблизи таких тел и в самих телах происходят сложные процессы концентрации или вытеснения тока, образования зарядов на поверхностях раздела сред, индуктивного возбуждения тока. Большую роль играет явление скин-эффекта, т.е. затухания поля в локальных объектах и вмещающей среде.

Возникающие вблизи или внутри тел неоднородности плотности тока, а также заряды на контактах тел и среды вызывают вторичные поля, которые накладываются на нормальное поле, в результате чего возникает отображающее геологический объект аномальное поле, структура которого может существенно отличаться от структуры нормального поля. Искажения магнитного поля, вызываемые аномальным линейным током J в земле, показаны на рис. 17.

Вектор вторичного поля H^B , создаваемого током J , имеет как горизонтальную, так и вертикальную составляющие, при этом поле H^B сдвинуто по фазе на некоторый угол ψ^B относительно нормального поля, а между H_z и H_x существует сдвиг фаз $\Delta\psi$. Суммарное поле становится эллиптически поляризованным. Эллипс поляризации характеризуется большой H_a и малой H_b полуосями и углом α – отклонением H_b от вертикали. Слева и справа от тока составляющая H_z имеет противоположные направления, а пространственный угол α имеет противоположные знаки. Непосредственно над аномальным током поле горизонтально, линейно поляризовано и сдвинуто по фазе относительно нормального. Заметим, что в реальных условиях, как показано на рис. 17, само вторичное поле тоже эллиптически поляризовано.

Элементы магнитного поля связаны между собой соотношениями:

$$\frac{|H_z|}{|H_x|} = \frac{\sqrt{\sin^2 \alpha + (H_b^2 / H_a^2) \cdot \cos^2 \alpha}}{\sqrt{\cos^2 \alpha + (H_b^2 / H_a^2) \cdot \sin^2 \alpha}} = \frac{\sqrt{(\operatorname{Re} H_z)^2 + (\operatorname{Im} H_z)^2}}{|H_x|} \quad (24)$$

где: $\operatorname{Re} H_z$ и $\operatorname{Im} H_z$ – активная и реактивная (относительно H_x) компоненты.

$$\Delta\psi = \operatorname{arctg} \frac{H_b}{H_a} \cdot \frac{\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{ctg} \alpha}{1 - \frac{H_b^2}{H_a^2}} = \frac{\operatorname{Im} H_z}{\operatorname{Re} H_z} \quad (25)$$

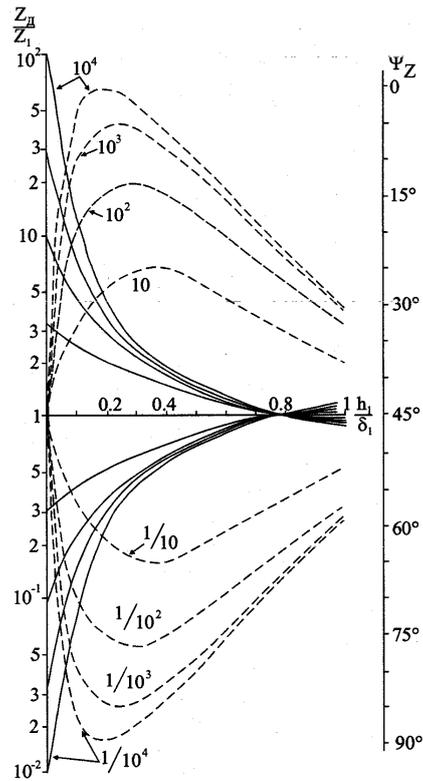


Рис. 16. Зависимости амплитуды (сплошные линии) и фазы (пунктир) импеданса двухслойной среды от мощности верхнего слоя, нормированной толщиной скин-слоя

Индексы кривых - отношение ρ_2/ρ_1

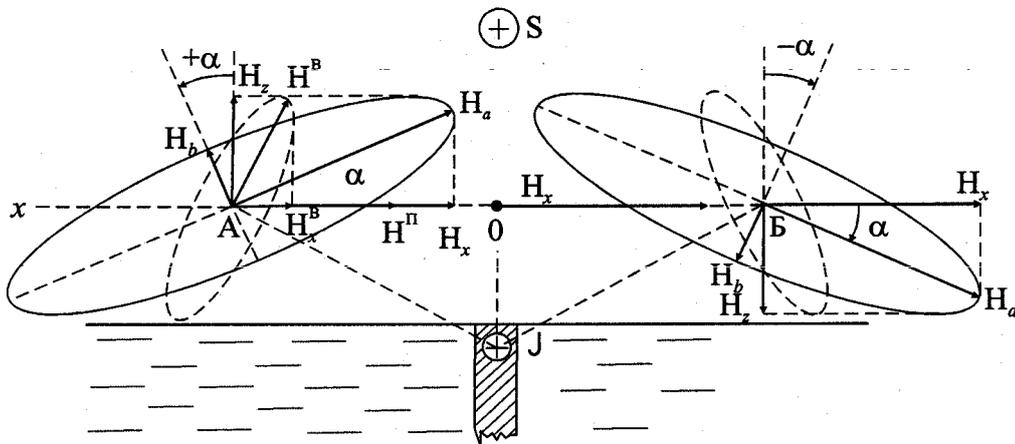


Рис. 17. Структура аномального магнитного поля в вертикальной плоскости

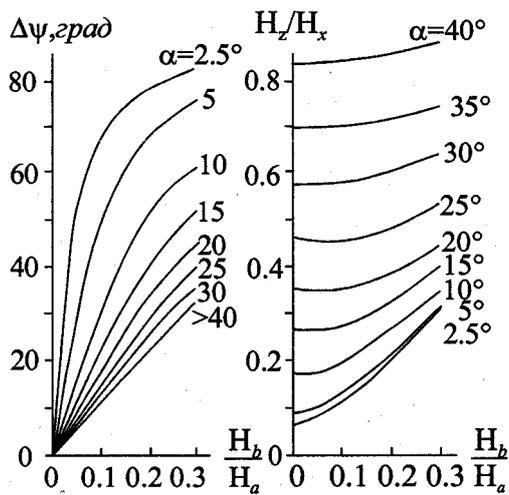


Рис. 18. Связь между элементами магнитного поля

Переход от одних величин к другим может быть произведён с помощью рис. 18.

Поскольку в общем случае горизонтальная составляющая вторичного магнитного поля не совпадает по направлению с нормальным полем, то поле оказывается эллиптически поляризованным не только в вертикальной, но и в горизонтальной плоскости. Следовательно, плоскость эллипса поляризации наклонна по отношению к поверхности земли. Проекция большой полуоси на горизонтальную поверхность составляет некоторый угол с направлением нормального поля. Этот угол является местной аномалией пеленга.

Электрическое поле в горизонтальной плоскости вблизи тела с повышенной или пониженной электропроводностью также оказывается в общем случае эллиптически поляризованным и отклонённым по направлению от нормального поля, причём нарушается перпендикулярность горизонтальных составляющих магнитного и электрического полей (или горизонтальных проекций больших осей эллипсов поляризации).

2.4. Дифракция плоской волны на электропроводных объектах

2.4.1. Электромагнитное поле вблизи сферы и цилиндра

Анализ картины дифракции волны на сфере и цилиндре позволяет выяснить особенности отображения в электромагнитном поле: а) локальных геологических объектов изометрических и вытянутых форм; б) выступов рельефа земной поверхности в виде одиночной горы и хребта (раздел 2.6.1).

Рассмотрим первую задачу.

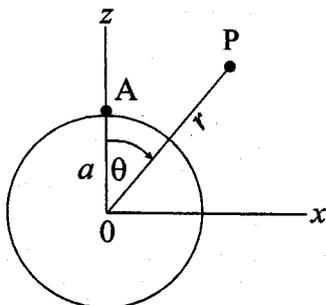


Рис. 19. Системы координат

На рис. 19 показаны системы цилиндрических и декартовых координат в сечении сферы или цилиндра радиуса a .

Нормальное поле представлено плоской однородной электромагнитной волной, распространяющейся в электропроводной среде по направлению $-z$ и содержащей составляющие E_y^H и H_x^H (или E_x^H и H_y^H), отношение которых соответствует выражению (14). Нас интересует, как параметры тел отображаются в аномальном электромагнитном поле в их окрестности, когда электропроводность тел σ_T превышает электропроводность σ_c вмещающей их среды.

Классическое решение дифракционной задачи приводит к тому, что вторичное поле, возникающее в результате взаимодействия волны со сферой (цилиндром), выражается в виде рядов, содержащих сферические и цилиндрические функции [65].

Как показано в работе [81], в области малых параметров (т.е. в случае $a \ll \lambda$, где λ – длина волны во вмещающей среде) члены рядов быстро убывают при возрастании их порядка, и можно ограничиться анализом двух членов, один из которых характеризует вторичное поле, которое возникало бы под действием однородного квазистационарного и независимого нормального поля E_y^H (или E_x^H), а другой – вторичное поле, возникающее в результате действия аналогичного поля H_x^H (или H_y^H). Такое представление существенно упрощает расчёты и анализ их результатов.

Сначала рассмотрим вариант нормального поля E_x^H и H_y^H (для цилиндра это так называемый случай H -поляризации).

Следуя [46, 81] получаем выражения составляющих вторичного поля в плоскости $y=0$, в точке p (рис. 19).

Для сферы	Для цилиндра	
$\frac{E_r^B}{E_x^H} = \frac{2a^3}{r^3} \cdot \sin \theta ;$	$\frac{E_r^B}{E_x^H} = \frac{a^2}{r^2} \cdot \sin \theta ;$	(26)

$\frac{E_0^B}{E_x^H} = -\frac{a^3}{r^3} - \frac{ik_c a^3}{2r^2} \cdot D ;$	$\frac{E_0^B}{E_x^H} = -\frac{a^2}{r^2} \cdot \cos \theta - \frac{ik_c a^2}{2r} \cdot T ;$	(27)
--	--	------

$\frac{H_y^B}{H_y^H} = \frac{ik_c a^3}{r^2} \cos \theta + \frac{a^3}{2r^3} \cdot D ;$	$\frac{H_y^B}{H_y^H} = \frac{ik_c a^2}{r} \cos \theta + \frac{i\pi k_c a^2}{4} \cdot \left(1 - \frac{2i}{\pi} \ln \frac{1.78 \cdot k_c r}{2}\right) \cdot T ;$	(28)
---	--	------

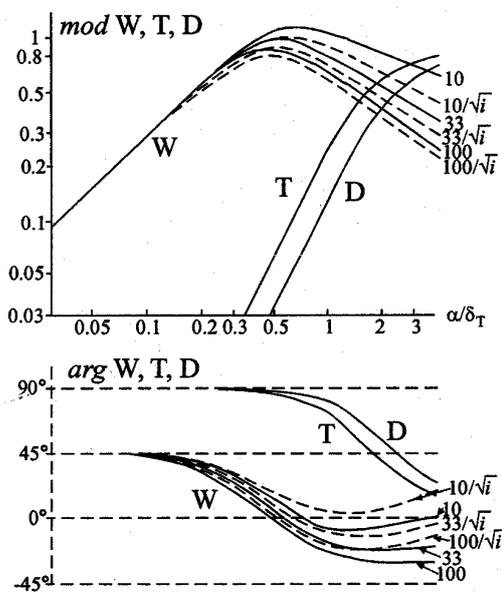


Рис. 20. Графики функций D, T, W

Индексы кривых: k_T/k_C
 Сплошные линии – вмещающая среда электропроводна,
 Пунктир – для тел в воздухе

Функции D и T согласно [46] имеют следующие выражения:

$$D = 1 - \frac{3}{k_T a^2} - \frac{3ctg(ik_T a)}{ik_T a};$$

$$T = -\frac{J_2(k_T a)}{J_0(k_T a)};$$

где: k_c и k_T – волновые числа для среды и тел, J_0 и J_2 – функции Бесселя первого рода нулевого и второго порядков.

Значения модулей функций D и T изменяются в пределах от 0 до 1, а их аргументов – от $\pi/2$ до 0 (рис. 20).

Для сферы первые члены выражений (26)-(28) эквивалентны полю электрического диполя, расположенного в центре сферы и ориентированного по оси x . Для цилиндра эти же члены аналогичны полю линейного электрического диполя, расположенного на оси y .

Эти поля образуются под действием составляющей E_x^H , которая вызывает электрическую поляризацию тел. Вторичные электрические поля в точке A (рис. 19) имеют противоположное направление по отношению к нормальному полю и почти полностью его компенсируют.

Вторые члены выражений (27) и (28) – следствие индуктивного возбуждения тел полем H_y^H . В точке A сферы максимальное значение второго члена, который представляет поле магнитного диполя, ориентированного по оси y , может составлять около $0.5 H_y^H$ (при $D \rightarrow 1$). Для цилиндра второй член (28) аналогичен полю бесконечного соленоида и не превышает нескольких процентов. Первый член выражения (28) также невелик. Поэтому в случае H -поляризации аномалии магнитного поля незначительны.

Перейдём к модели нормального поля E_y^H и H_x^H (для цилиндра это случай E -поляризации). В плоскости $y=0$ вторичные поля вне тел представлены следующими составляющими:

для сферы	для цилиндра
$\frac{E_y^B}{E_y^H} = -\frac{a^3}{r^3} - \frac{ik_c a^3}{2r^2} \cdot D \cdot \cos \theta;$	$\frac{E_y^B}{E_y^H} = -\frac{ik_c a^2}{r} \cdot T \cdot \cos \theta - \frac{k_T a}{2\sqrt{2}} \cdot \left(1 - \frac{2i}{\pi} \ln \frac{1.78 \cdot k_c r}{2}\right) \cdot W;$ (29)
$\frac{H_\theta^B}{H_x^H} = \frac{ik_c a^3}{r^2} + \frac{a^3}{2r^3} \cdot D \cdot \cos \theta;$	$\frac{H_\theta^B}{H_x^H} = \frac{a^2}{r^2} \cdot T \cdot \cos \theta - \sqrt{2} \cdot \frac{k_T}{k_c} \cdot \frac{a}{\pi \cdot r} \cdot W;$ (30)
$\frac{H_r^B}{H_x^H} = -\frac{a^3}{r^3} \cdot D \cdot \sin \theta;$	$\frac{H_r^B}{H_x^H} = -\frac{a^2}{r^2} \cdot \sin \theta \cdot T;$ (31)

где $W = \frac{1}{\frac{k_T a}{2\sqrt{2}} \left\{ 1 - \frac{2i}{\pi} \left[\frac{2}{k_T^2 a^2 (1-T)} + \ln \frac{1.78 k_c a}{2} \right] \right\}};$ (32)

Для цилиндра первые члены выражений (2.29)-(2.31) соответствуют полю линейного магнитного диполя, а вторые члены – полю линейного тока по оси цилиндра.

На рис. 20 показана зависимость модуля и аргумента функции W от величины электромагнитного параметра a/δ_T , где δ_T – толщина скин-слоя для вещества цилиндра.

Если функции D и T известны как частотные характеристики индуктивных процессов, возникающих в сфере (цилиндре) под действием однородного нормального магнитного поля H_x^H , то функция W является обобщённой частотной характеристикой магнитного поля линейных токов, возбуждаемых в цилиндре нормальным однородным электрическим полем E_y^H .

Сравним функции T и W , а также первый и второй члены формулы (30). На графике T (рис. 20) можно выделить зону малых параметров ($a/\delta_T < 1$), где

$$T = i \cdot \frac{\pi}{\sqrt{2}} \cdot \left(\frac{a}{\delta_T}\right)^2; \quad \left(\frac{H_\theta^B}{H_y^H}\right)_1 = \frac{i\pi}{2\sqrt{2}} \cdot \mu_0 \omega \sigma_T \cdot \frac{a^4}{r^2} \cdot \cos \theta; \quad (33)$$

Для функции W и второго члена формулы (30) в зоне малых параметров ($a/\delta_T < 0.2$) имеют место выражения:

$$W = \pi \frac{a}{\delta_T} \cdot e^{i\pi/4}; \quad \left(\frac{H_\theta^B}{H_x^H} \right)_2 = \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{\sigma_c}} \cdot \sigma_T \cdot \frac{a^2}{2r} \cdot e^{i\pi/4}; \quad (34)$$

т.е. вторичное поле сдвинуто по фазе относительно нормального поля на $\pi/4$. Его амплитуда, как и амплитуда поля вихревых токов (первый член формулы (30)) пропорциональна электропроводности цилиндра, однако зависимость от частоты выражается в пропорции $\sqrt{\omega}$.

Следует обратить внимание на следующее различие между членами формулы (30). Величина первого члена вблизи поверхности цилиндра ($a=r, \cos\theta=1$) целиком определяется функцией T , которая является одновременно как частотной характеристикой поля, так и характеристикой его зависимости от электропроводности цилиндра. В отличие от этого величина второго члена определяется не только функцией W , но и отношением k_T/k_c , равным $\sqrt{\sigma_T/\sigma_c}$. Это приводит к тому, что при большой контрастности сопротивлений среды и цилиндра амплитуда вторичного поля, обусловленного линейными токами в цилиндре, может значительно превышать величину нормального поля (в то время как максимальная величина первого члена составляет 1). К тому же с удалением от цилиндрического тела второй член убывает пропорционально расстоянию, а первый – квадрату расстояния. Поэтому, как правило, второй член доминирует.

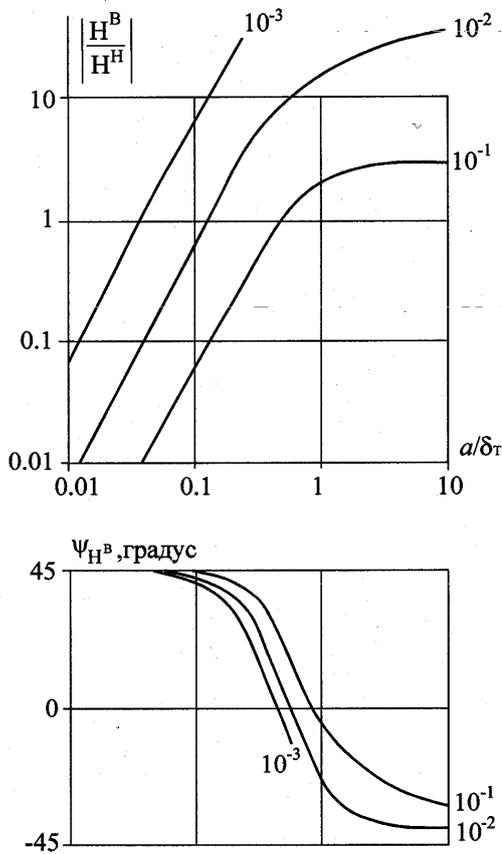


Рис. 21. Зависимость аномального поля от электропроводности цилиндра

Индексы кривых: a/δ_c

Представляют интерес зависимости амплитуды и фазы линейных токов от электропроводности цилиндра для фиксированных значений параметра a/δ_c (δ_c – толщина скин-слоя для вмещающей среды)*, показанные на рис. 21. Примечательно, что по своему виду они напоминают функцию T . Таким образом, зависимости от электропроводности цилиндра вторичных полей, создаваемых линейными и вихревыми токами, имеют сходный характер. Различие имеется в границах зон малых, средних и больших параметров: для полей линейных токов значения a/δ_T на границах в несколько раз меньше, чем для полей вихревых токов.

При рассмотрении графиков рис. 21 следует обратить внимание на амплитудно-фазовые соотношения. Фазовые измерения позволяют увеличить разрешающую способность по величине σ_T в зоне средних параметров: хотя амплитудная аномалия насыщается, можно по фазе вторичного поля оценивать величину электромагнитного параметра a/δ_T и разделять объекты с различной электропроводностью.

* – впервые этот вопрос рассмотрел Ю.С. Спасённых [92].

Роль вмещающей среды, как указывалось выше, заключается в том, что с уменьшением её электропроводности аномалия амплитуды увеличивается.

Представляет интерес сравнение характеристик аномального магнитного поля, создаваемого электропроводным цилиндром в безграничной менее проводящей среде (формула 30), с более близким для практики геофизических исследований случаем, когда цилиндр залегает под поверхностью раздела земля-воздух [46]. Такое сравнение частотных характеристик приводится на рис. 22. Как видим, влияние границы полупространств проявляется только в зоне больших параметров в виде увеличения как наклона амплитудной кривой, так и отрицательных значений фазы вторичного поля.

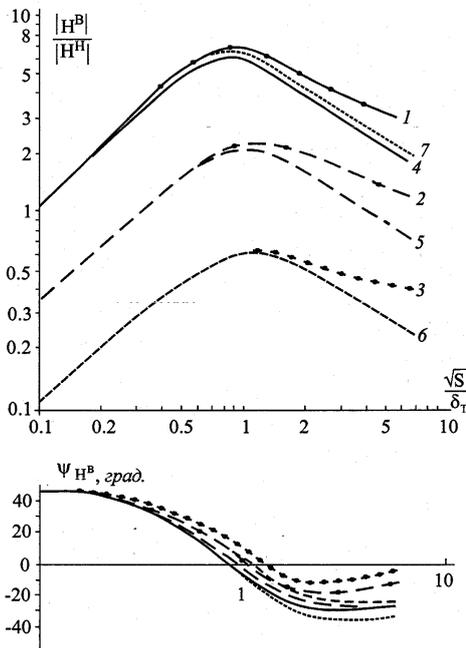


Рис. 22. Сравнение частотных характеристик

1,2,3 – цилиндр в однородном пространстве, контрастности σ_T/σ_C равны соответственно 10^3 , 10^2 , 10 ;
4,5,6 – пластины квадратного сечения в однородном полупространстве с аналогичными значениями σ_T/σ_C [38];

7 – цилиндр в полупространстве, $\sigma_T/\sigma_C=10^3$ [46]

На рис. 22 приводятся также данные для тел квадратного сечения, а в качестве электромагнитного параметра выбрано отношение \sqrt{s}/δ_T , где s – площадь сечения изометрического цилиндрического тела, что позволяет показать идентичность частотных характеристик тел с круговым и квадратным сечением с учётом того, что больший наклон кривых во втором случае вызван влиянием границы полупространств. Максимум частотной характеристики амплитуды и смена знака фазы имеют место при $\sqrt{s}/\delta_T \approx 1$.

Следует подчеркнуть, что форма частотных характеристик поля повторяет форму функции W , что свидетельствует о преобладании влияния линейных токов по сравнению с вихревыми.

Подытожим особенности отображения сферических и цилиндрических тел в поле плоской волны.

1. В присутствии электропроводной сферы возникают вторичные электромагнитные поля, которые в первом приближении можно уподобить полям горизонтальных электрического и магнитного диполей с взаимоперпендикулярными моментами, расположенных в центре сферы. В результате векторного сложения нормального и вторичного полей над сферой электрическое

поле волны ослабевает, а магнитное – возрастает. Максимальная аномалия магнитного поля вблизи поверхности сферы составляет 50% от величины нормального поля. С удалением от сферы аномалии электромагнитного поля убывают пропорционально кубу расстояния до центра сферы.

2. Аномалии поля над электропроводным бесконечным по протяжённости цилиндром существенно зависят от направления нормального поля относительно оси цилиндра. Можно выделить два предельных случая: H -поляризацию (вектор E^H перпендикулярен оси цилиндра) и E -поляризацию (вектор E^H направлен по его оси).

В первом случае вторичные поля уподобляются полям линейного электрического диполя и соленоида. Аномалия электрического поля с удалением от оси цилиндра убывает пропорционально квадрату расстояния. Аномалия магнитного поля не превышает нескольких процентов.

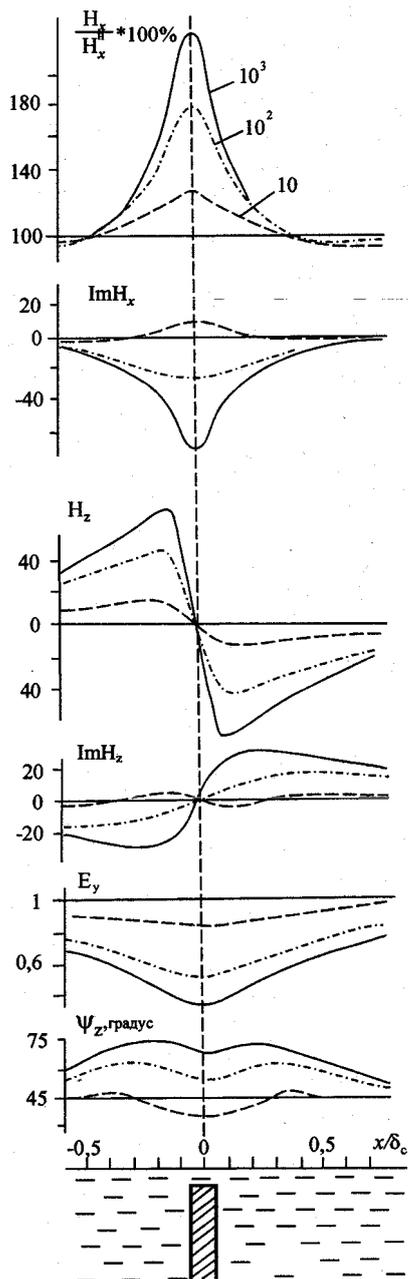


Рис. 23. Графики составляющих электромагнитного поля над тонким проводящим пластом при E -поляризации.

(Данные численных расчетов по В.И.Дмитриеву)

Шифр кривых - σ_T/σ_C
 Мощность пластины $0,11\delta_C$
 глубина верхней кромки $0,07\delta_C$

В случае E -поляризации можно представить, что вторичные поля создаются в основном линейным магнитным диполем и линейным током по оси цилиндра. Аномалии магнитного поля тока доминируют и зависят от контрастности сопротивлений среды и цилиндра. Они убывают пропорционально расстоянию от его оси. Вблизи цилиндра они могут значительно превышать нормальное поле.

3. Существенной особенностью отображения цилиндра в магнитном поле является возможность оценки электромагнитного параметра цилиндра (отношения его радиуса к толщине скин-слоя) по аномалиям амплитуды и фазы магнитного поля, что позволяет классифицировать природные объекты цилиндрического типа по их электропроводности.

2.4.2. Поле над вертикально падающей бесконечно протяженной пластиной

Многие геологические объекты в пределах рудных полей и месторождений (непосредственно сульфидные жилы, рудовмещающие зоны, разрывные тектонические нарушения с перетертым увлажненным материалом и т. д.) могут быть аппроксимированы электропроводными пластинами, протяженность которых по простиранию и падению во много раз больше их толщины.

Крутопадающее электропроводное тело представляется в виде вертикальной пластины, залегающей в проводящем полупространстве. Протяженность пластины по простиранию принимается бесконечной. Используется модель нормального поля в виде плоской однородной волны, падающей сверху на границу полупространств.

Математическое моделирование этой двумерной задачи осуществляется с помощью метода интегральных уравнений или разностных методов. Приводимый ниже анализ данных численных расчетов электромагнитного поля в основном использует материалы работ [38,120].

По виду графиков аномального поля различаются тонкие и мощные пластины. Аномалии поля над тонкой пластиной в случае E -поляризации показаны на рис.23.

Расстояния выражены в долях толщины скин-слоя вмещающей среды. Компоненты магнитного поля нормированы нормальным полем горизонтальной составляющей H_x , которое направлено по расчетному профилю. Горизонтальное электрическое поле E_y направлено по простиранию пласта. Контрастность (отношение) удельных сопротивлений среды и пластины изменяется от 10 до 10^3 .

По составляющей H_x в указанном диапазоне сопротивлений наблюдается увеличение аномалии от 25 до 130%. По реактивной компоненте ($\text{Im}H_x$) при малой контрастности сопротивлений отмечается аномалия около +10%, а при больших контрастностях знак аномального поля изменяется на отрицательный, и аномалия достигает -70%. Аналогичная картина имеет место и для вертикальной составляющей магнитного поля, значения которой на рис.23 изображены с разными знаками, поскольку вектор H_z по обе стороны от пластины имеет противоположные направления.

Электрическое поле E_y над пластиной ослабевает при большой контрастности сопротивлений в несколько раз. Форма кривой и знак фазы импеданса ψ_Z различны для слабо- и сильно контрастных по сопротивлению пластин. При этом над пластиной сохраняется характерный прогиб графика фазы.

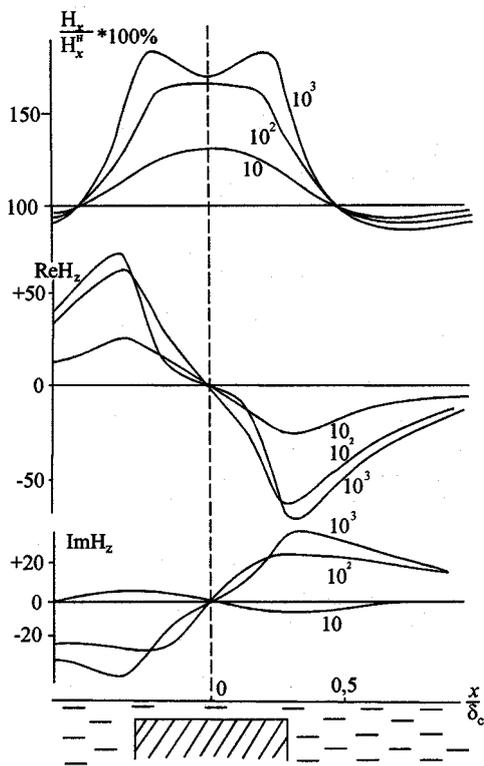


Рис. 24. Поле над мощной проводящей пластиной
(данные расчетов по В.И.Дмитриеву)

Шифр кривых σ_1/σ_c

Над мощной пластиной (рис.24) форма графиков магнитного поля существенно зависит от контрастности сопротивлений. При слабой контрастности признаком «мощного» пласта может служить приплюснутость максимума графика H_x . При большой контрастности вершина графика H_x выполаживается или на ней появляется прогиб, появляются дополнительные точки перегиба графика H_x .

При еще большей мощности или контрастности над средней частью сечения пластины аномальное поле уменьшается, и аномалия магнитного поля наблюдается лишь у контактов сред. При этом максимум H_x значительно уменьшается, а боковой минимум увеличивается; кривая H_z имеет экстремум вблизи контакта с внешней стороны проводящего пласта (рис.25).

Форма графиков магнитного поля над мощной пластиной зависит от глубины ее залегания. С погружением пласта, имеющего высокую электропроводность, прогиб графика H_x в максимуме исчезает, аномалия уменьшается, расплывается по профилю, при этом расстояние между экстремумами H_z увеличивается. Таким образом, различие модулей составляющих магнитного поля над залегающим близко к поверхности слабоконтрастным проводником и глубинным телом с очень высокой электропроводностью практически отсутствует.

Однако по реактивной компоненте такое отличие имеется: над слабо контрастным близповерхностным проводником она имеет положительный знак, а над глубинным проводником – отрицательный.

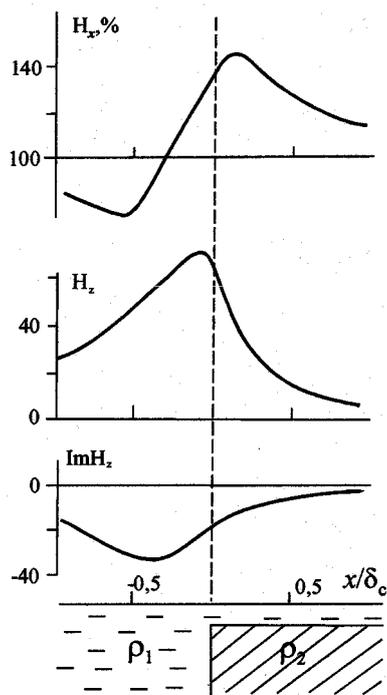


Рис. 25. Поле над контактом ($\rho_1 \gg \rho_2$)

Представляют интерес зависимости амплитуды и фазы аномального магнитного поля от электромагнитного параметра пласта. Как показывают численные расчеты, частотные характеристики, приведенные на рис.22, одинаковы для пластин как квадратного, так и прямоугольного сечений, если их размеры по горизонтали и вертикали различаются не более чем в 3-4 раза. Анализ имеющихся данных для пластин, более протяженных на глубину, в том числе полубесконечных, показывает, что для них следует применять параметр m/δ_T , где m – мощность пластины. Максимум амплитуды и перемена знака фазы происходит при значениях m/δ_T от 0.5 до 0.7 при контрастности удельных сопротивлений среды и пласта более 100 или от 1 до 1.2 при контрастности менее 10.

Такие зависимости имеют место для пластин, выходящих на поверхность. Для погруженных пластов максимум амплитудно-частотной характеристики сдвигается в сторону больших параметров (при этом величины аномалий уменьшаются), а фазовая характеристика смещается вниз, нулевые значения фазы сдвигаются в сторону малых параметров.

При изменении угла φ' между направлением вектора горизонтального электрического поля и простиранием пласта, т.е. при переходе от случая E -поляризации к H -поляризации, аномальные эффекты магнитного поля уменьшаются пропорционально $\cos \varphi'$.

Зависимости напряженности электрического поля от мощности пластины для указанных двух видов поляризации показаны на рис.26. Контрастность удельных сопротивлений принята равной 100.

При малой мощности пластины ($m < 0.1\delta_T$) или на очень низкой частоте в случае E -поляризации аномалия отсутствует. При увеличении мощности пластины или частоты поля появляется заметное вторичное поле E_y , имеющее вихревой характер и вызываемое вторичным магнитным полем. Фазовый сдвиг между нормальным и вторичным полями E_y достигает 180° , что определяет понижение суммарного поля. При больших значениях параметра m/δ_T составляющая E_y уменьшается до асимптотического значения, соответствующего полю над однородным полупространством с сопротивлением ρ_T . Для контрастности удельных

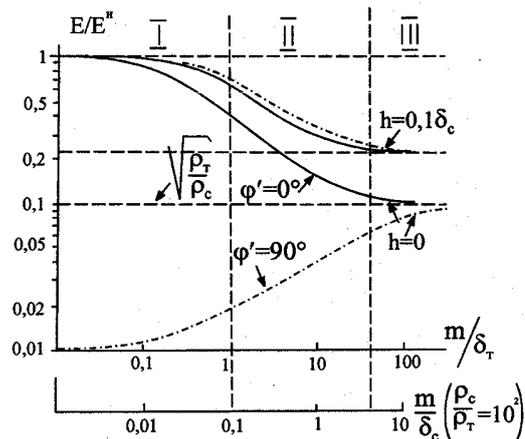


Рис. 26. Зависимость значений электрического поля от мощности электропроводной пластины для случаев E -поляризации ($\varphi'=0^\circ$) и H -поляризации ($\varphi'=90^\circ$) и глубин залегания $h=0$ и $h=0.1 \delta_c$

I – тонкий пласт, II – мощный пласт, III - контакт

сопротивлений 100 это значение 0.1, поскольку при изменении сопротивления среды поле E меняется в $\sqrt{\rho_c / \rho_T}$ раз (раздел 2.2.1).

Если пластина залегает на некоторой глубине, то асимптотическое значение E_y будет соответствовать случаю двуслойной среды (раздел 2.2.3). Так, для $\rho_c / \rho_T = 100$ при $h = 0.1 \delta_c$ оно составляет $0.23 E_y^H$, как это показано на рис.26.

В случае H -поляризации на гранях тонкой пластины образуются заряды, вызывающие вторичное поле E_x . Для пласта, выходящего на поверхность, влияние поверхности земли можно учесть зеркальным отображением заряженных полуплоскостей в верхнем полупространстве. Тогда можно согласно [1] записать значение поля над серединой пласта:

$$E_x = E_x^H + E_x^B = E_x^H \left(1 + \frac{\rho_T - \rho_c}{\rho_c}\right) = E_x^H \cdot \frac{\rho_T}{\rho_c}$$

Таким образом, поле ослабляется пропорционально отношению $\frac{\rho_T}{\rho_c}$, и при $\rho_c / \rho_T = 100$ над пластиной малой мощности $E_x = 0.01 E_x^H$.

Этот чрезвычайно сильный аномальный эффект снижается, если пласт перекрыт отложениями даже небольшой мощности; при глубине пластины $h > 2m$ аномалия становится практически незаметной. Поэтому, как показано на рис.26, при $h = 0.1 \delta_c$ кривые для H и E – поляризации практически совпадают.

Таким образом, при H -поляризации заметными аномалиями поля E_x будут отмечаться лишь электропроводные пластины, мощность которых превышает глубину залегания. В тех же условиях при E -поляризации по аномалиям магнитного поля могут быть обнаружены пластины в 5-10 раз меньшей мощности.

2.4.3. Анализ данных физического моделирования

Физическое моделирование в электрическом баке использовалось для исследования зависимостей аномального поля от размеров пластин по падению и простираению, от глубины их погружения и высоты съемки над поверхностью земли, от угла наклона пластины, а также для оценки экранирующего влияния поверхностного электропроводного слоя [32,33].

При моделировании необходимо соблюдение электродинамических критериев соответствия для обоих полупространств – воздуха и горных пород.

Критерии записываются следующим образом:

$$(k_0)_M^2 \cdot l^2_M = (k_0)_H^2 \cdot l_H; \tag{35}$$

$$(k)_M^2 \cdot l^2_M = (k)_H^2 \cdot l_H, \tag{36}$$

где k_0 и k – волновые числа для воздуха и земли, l – линейный размер объекта моделирования, знак “ M ” относится к модельным условиям, “ H ” – к натуральным.

Для немагнитных пород ($\mu_a = \mu_0$) уравнения совместимы только при следующих условиях:

$$\frac{\rho_M}{\rho_H} = \frac{f_H}{f_M} = M; \quad \varepsilon_H = \varepsilon_M, \tag{37}$$

где $M = l_M / l_H$ – масштаб моделирования.

Условие $\varepsilon_H = \varepsilon_M$ может быть снято, если токи проводимости преобладают над токами смещения. Для воспроизведения натуральных условий $f_H < 20$ кГц и $\rho_H < 10^4$ Ом·м применялись водные растворы $NaCl$ с $\varepsilon = 81$ (вместо $2 \div 50$) и $\rho_M < 10$ Ом·м без заметных искажений структуры нормального поля.

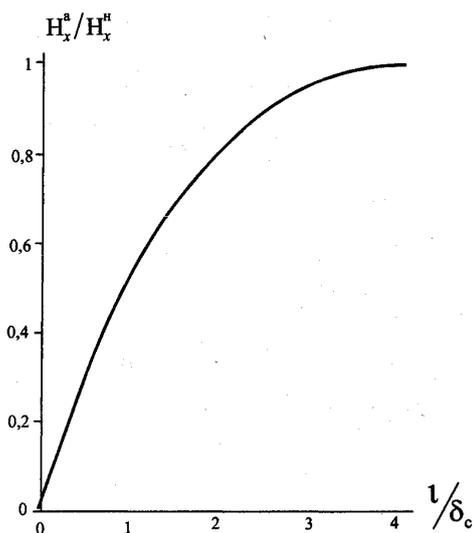


Рис. 27. Зависимость величины аномалии пластины от размера пластины по простираанию

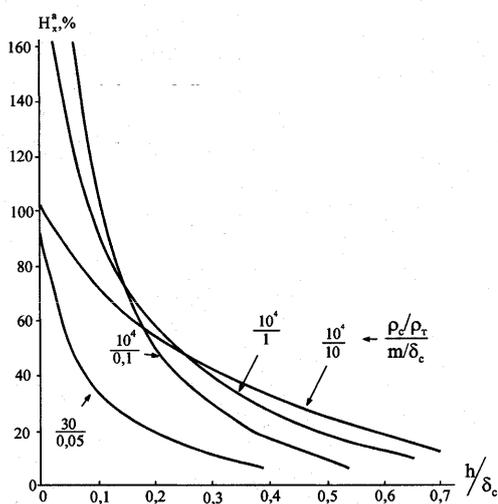


Рис. 28. Затухание аномального поля с погружением пластин различной мощности и электропроводности

Модели (электропроводные пластины) изготавливались из графита, а модели поверхностного экранирующего слоя – в виде форм из неискажающих перегородок (ионообменная смола на капроновой основе), заполняемых раствором $NaCl$.

Модели пластин подвешивались на нужной глубине в центре бака.

Масштаб моделирования был выбран 1:1000.

Источником поля служил генератор с вертикальной штырьевой антенной, работающей на частоте 15 МГц и расположенный на расстоянии более длины волны.

Измерения осуществлялись с помощью миниатюрной приемной рамки с ферритовым сердечником диаметром 2 мм. Рамка и антенный усилитель были размещены на каретке, передвигающейся по координатной системе, и соединены кабелем с измерительным приемником.

Зависимость величины аномалии от размеров пластины по падению и простираанию. Рост величины аномалии магнитного поля при увеличении размера пластины по падению наблюдается до тех пор, пока он не достигает величины, близкой к толщине скин-слоя вмещающей среды. Таким образом, пластины, размер которых по вертикали превышает толщину скин-слоя среды, можно считать бесконечными.

Величина аномалии над серединой пластины увеличивается по мере увеличения ее размера по простираанию примерно до половины длины волны в среде (рис.27). Более длинные пластины создают такой же аномальный эффект, как и бесконечно протяженные.

Над концами длинной пластины интенсивность аномалии магнитного поля составляет примерно 40% от аномального значения поля над ее серединой. Аномальный эффект наблюдается и за краем пластины.

Зависимость величины аномалии от глубины погружения пластины и от высоты съемки. При погружении пластины затухание аномалии на поверхности земли в большой степени определяется удельным сопротивлением вмещающей среды. Поэтому на рис.28 глубина выражается в долях толщины скин-слоя среды. Кроме того, скорость затухания существенно зависит от мощности пластины. При большой контрастности сопротивлений среды и пластин и их неглубоком залегании аномалия над тонким пластом, характеризующимся, однако, достаточно большой величиной электромагнитного параметра ($m/\delta_r > 0.5$), может значительно превосходить по интенсивности аномалию над мощной пластиной. По мере погружения

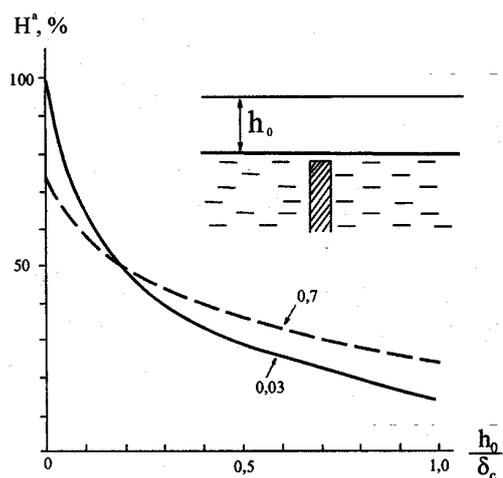


Рис. 29. Затухание аномального магнитного поля при фиксированном положении пластин мощностью $0.03\delta_c$ и $0.7\delta_c$ и увеличении расстояния от поверхности земли до линии измерений в воздухе (по материалам С.Г. Гордеева)

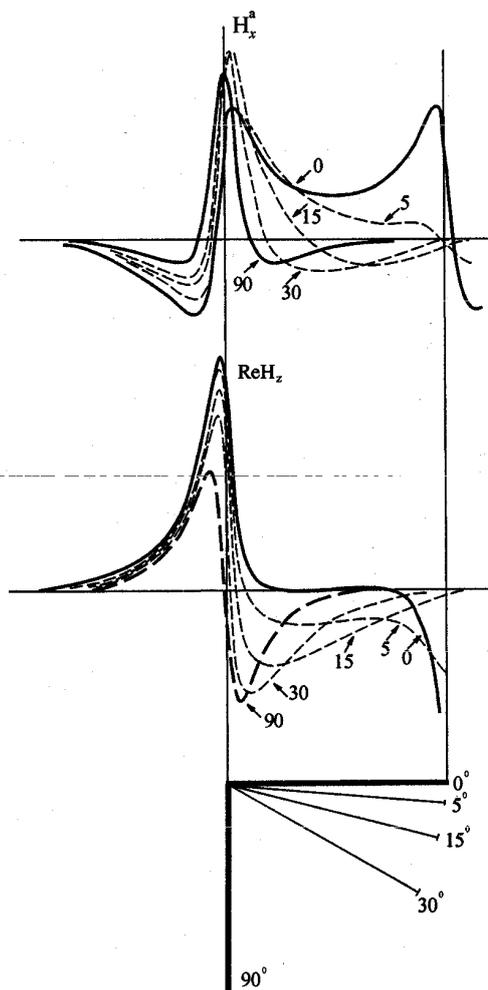


Рис. 30. Аномальное магнитное поле над наклонным пластом (по С.Г. Гордееву)

пластин аномалия над тонкой пластиной затухает более резко, чем над мощной (рис.28), и одинаковые по интенсивности аномалии над пластинами получаются при значительно более глубоком залегании мощной пластины.

При фиксированной глубине верхних кромок пластин и удалении линии наблюдения от поверхности земли аномалии в воздухе над тонкой пластиной также затухают быстрее, чем над мощной (рис.29).

Тонкий наклонный пласт (рис.30). Заметная асимметрия графиков горизонтальной и вертикальной составляющих магнитного поля наблюдается только при пологом залегании пластины (угол падения $\beta < 30^\circ$). Максимум H_x несколько смещается в сторону падения пласта, боковой минимум углубляется. Крутизна ветви кривой H_x над пластом уменьшается, а с внешней стороны увеличивается. Экстремум H_z с внешней стороны значительно возрастает и сдвигается в сторону падения пласта; второй экстремум (над пластом) уменьшается и становится более плавным.

Симметрия кривых вновь восстанавливается только при строго горизонтальном залегании пластины. Аномалия над горизонтальной пластиной напоминает аномалию над мощным пластом. При небольшой контрастности сопротивлений пластины и среды провал кривой над серединой пластины превращается в плато.

Влияние слоя рыхлых отложений. На практике бывают часты случаи, когда электропроводной объект перекрыт слоем рыхлых отложений, удельное сопротивление

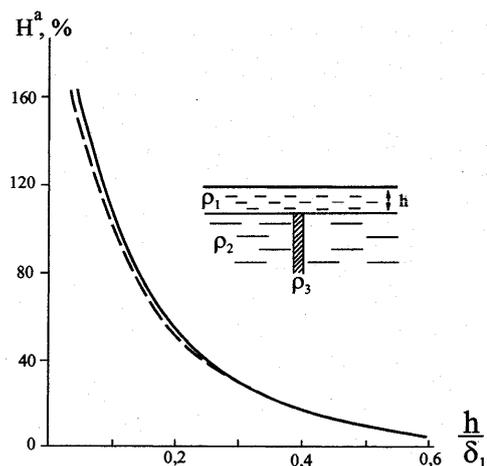


Рис. 31. Сопоставления кривых затухания поля на поверхности земли при погружении электропроводящей пластины в случаях:
а) полупространства с удельным сопротивлением ρ_1 (сплошная линия),
б) двуслойной среды с отношением $\rho_1/\rho_2=0,1$ (пунктир).

Данные С.Г.Гордеева

2.5. Поле над объектами с высоким сопротивлением

2.5.1. Бесконечно протяженная пластина в поле плоской волны

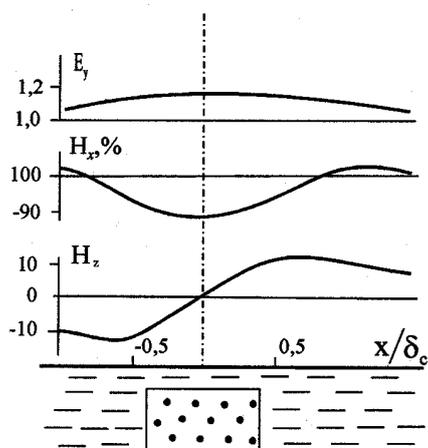


Рис. 32. Аномалии электромагнитного поля над пластом высокого сопротивления при E – поляризации (по данным расчетов В.И. Дмитриева)

которых отличается от сопротивления среды, вмещающей объект. Такая модель показана на рис.31. Серьезным ограничением для электроразведки сверхдлинноволновым методом являются поверхностные отложения с низким удельным сопротивлением. Для выявления степени влияния электропроводных поверхностных отложений при моделировании изменялась мощность верхнего слоя, а, следовательно, и глубина залегания верхней кромки электропроводной пластины.

Кривая затухания аномалии с увеличением глубины пластины сравнивалась с данными моделирования в однородной среде с удельным сопротивлением верхнего слоя. Идентичность полученных кривых позволяет сделать вывод, что влияние проводящего верхнего слоя таково, как если бы объект залегал в однородной среде с удельным сопротивлением верхнего слоя.

Согласно данным численных расчетов [38] в случае E -поляризации аномалии электромагнитного поля над тонкими пластинами незначительны.

Над мощной пластиной аномалии магнитного поля не превышают нескольких десятков процентов (рис.32 и 33). Зависимость величины аномалий магнитного поля от контрастности проявляется при $\rho_T/\rho_c < 10$, дальнейшее увеличение ρ_T не оказывает заметного влияния.

Электрическое поле при E -поляризации с увеличением мощности пласта достигает значений, характерных для однородного полупространства (при отсутствии перекрывающих отложений) или двуслойной среды.

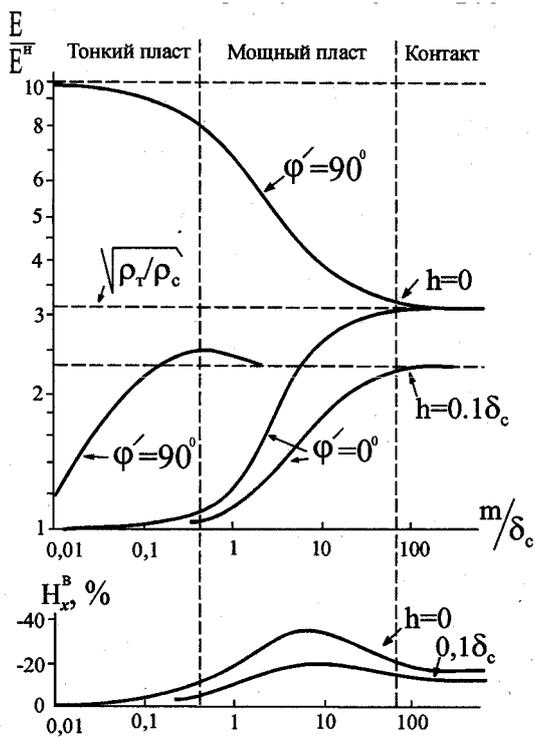


Рис. 33. Зависимость значений поля от мощности пласта высокого сопротивления. Условные обозначения как на рис. 26

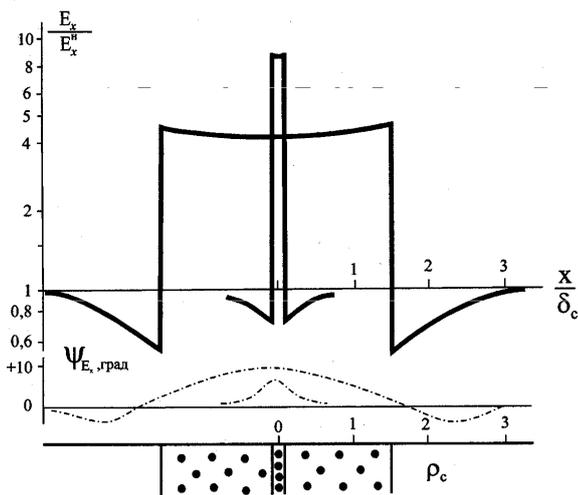


Рис. 34. Графики амплитуды и фазы горизонтального электрического поля при H -поляризации над тонким и мощным пластами высокого сопротивления ($\rho_T/\rho_c=10$)
По Р.А.Турсунметову

Иной характер имеют аномалии E_x при H -поляризации (рис.34).

Над тонким высокоомным пластом, выходящим на поверхность, согласно [1]

$$E_x = E_x^H \left(1 + \frac{\rho_T}{\rho_c}\right), \quad (38)$$

т.е. вторичное поле пропорционально контрастности сопротивлений среды и пласта.

При увеличении мощности перекрывающих отложений вторичное электрическое поле на поверхности земли резко уменьшается (как и для тонкого проводящего пласта). Однако вторичное поле на поверхности высокоомного объекта может во много раз превышать нормальное поле в отличие от проводящего пласта, когда $E_x^B < E_x^H$. Поэтому, как следует из рис.33, значительные аномальные эффекты наблюдаются даже над тонкими пластами высокого сопротивления, перекрытыми поверхностными отложениями.

При увеличении толщины пластины (рис.33) в случае H -поляризации аномалии постепенно уменьшаются до асимптотических значений поля над однородным полупространством или двуслойной средой.

2.5.2. Эллиптический цилиндр в однородном электрическом поле

Для анализа зависимости аномалии электрического поля над крутопадающим маломощным объектом высокого сопротивления от протяженности объекта по простиранию можно воспользоваться решением для поля в присутствии эллиптического цилиндра с полуосями b и c в бесконечной среде, пронизываемой током плотности j [40].

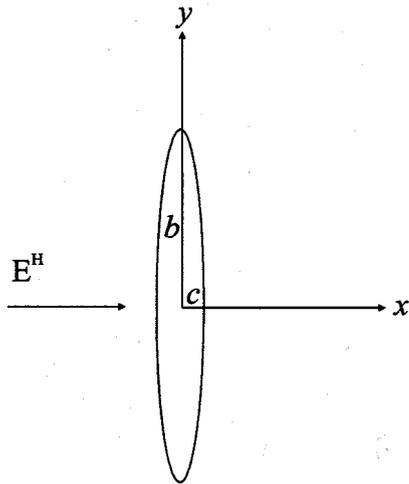


Рис. 35. Сечение эллиптического цилиндра земной поверхностью

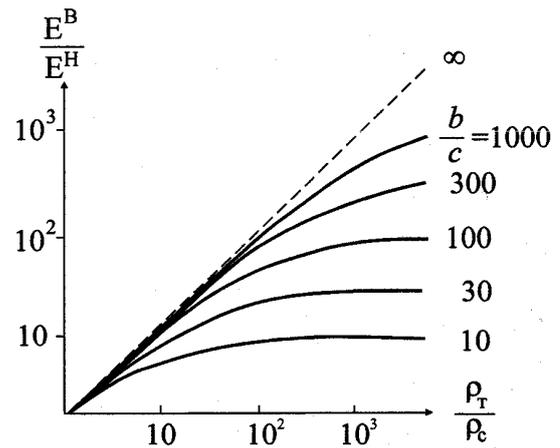


Рис. 36. Зависимость аномального поля от соотношения полуосей цилиндра и контрастности сопротивлений цилиндра и среды

Аппроксимируем объект высокого сопротивления полубесконечным вертикальным эллиптическим цилиндром, выходящим на поверхность. Сечение цилиндра земной поверхностью показано на рис.35. Для учета влияния поверхности раздела земля-воздух необходимо ввести зеркальное отражение полубесконечного цилиндра в верхнем полупространстве. Тогда поле вне полуцилиндра и над полуцилиндром на поверхности земли аналогично полю в случае бесконечно протяженного цилиндра в бесконечной среде. Учитывая, что нормальное поле $E_x^H = j\rho_c$, для поля по оси x вне тела E_1 и над телом E_2 можно следуя [40] получить следующие выражения:

$$E_1 = E_x^H \left[1 - \frac{(\rho_c - \rho_T)bc}{(\rho_T c + \rho_c b)(c - b)} \left(1 - \frac{x}{b^2 - c^2 + x^2} \right) \right]; \quad (39)$$

$$E_2 = E_x^H \left[1 - \frac{(\rho_c - \rho_T)b}{\rho_T c + \rho_c b} \right], \quad (40)$$

Для бесконечно вытянутых тел ($b \rightarrow \infty$)

$$E_1 = E_x^H; E_2 = E_x^H \left(1 + \frac{\rho_T}{\rho_c} \right),$$

что совпадает с формулой (38).

Графики на рис.36 иллюстрируют зависимость аномального поля над полубесконечным эллиптическим цилиндром от соотношения его полуосей и контрастности сопротивлений среды и цилиндра. Интересно, что максимальная величина E^B/E^H не превышает отношения b/c . Так, для мало вытянутых тел ($b/c \approx 10$) поле E^B почти не зависит от ρ_T/ρ_c и не превышает нормальное поле более чем в 10 раз. Для жильных образований при отношении полуосей от 100 до 300 проявляется большая зависимость от ρ_T/ρ_c . Вторичное поле при отсутствии покровных отложений может превышать нормальное в десятки раз.

2.6. Поле над неровностями земной поверхности

Аномалии электромагнитного поля, вызываемые неровностями рельефа местности, не поддаются строгому теоретическому расчету. Поэтому анализируются следующие упрощенные математические и физические модели:

1. В качестве первой и второй моделей нормального поля принимается плоская волна, представленная вертикальной электрической и горизонтальной магнитной составляющей E_z и H_y или E_z и H_x , скользящая вдоль идеально отражающей границы воздух-земля и встречающаяся полусферический или полуцилиндрический выступ земной поверхности, сложенный горными породами с конечной электропроводностью.

2. В решение, полученное с использованием второй модели нормального поля, вводятся дополнительные члены, полученные при вычислении поля, создаваемого полуцилиндрическим выступом при воздействии на него горизонтальной составляющей электрического поля (третья модель поля), которая существовала бы при конечной электропроводности полупространства, одинаковой с электропроводностью выступа. При этом принимаются некоторые интуитивные представления о характере аномального поля. Таким образом, в целом эта модель является эвристической.

3. Физическая модель выступа в виде трехгранной призмы, заполненной электролитом и выступающей над поверхностью электролита в ванне. Нормальное поле создается генератором с вертикальной электрической антенной, расположенным на расстоянии более длины волны.

2.6.1. Полусферический и полуцилиндрический выступы. Первая и вторая модели поля

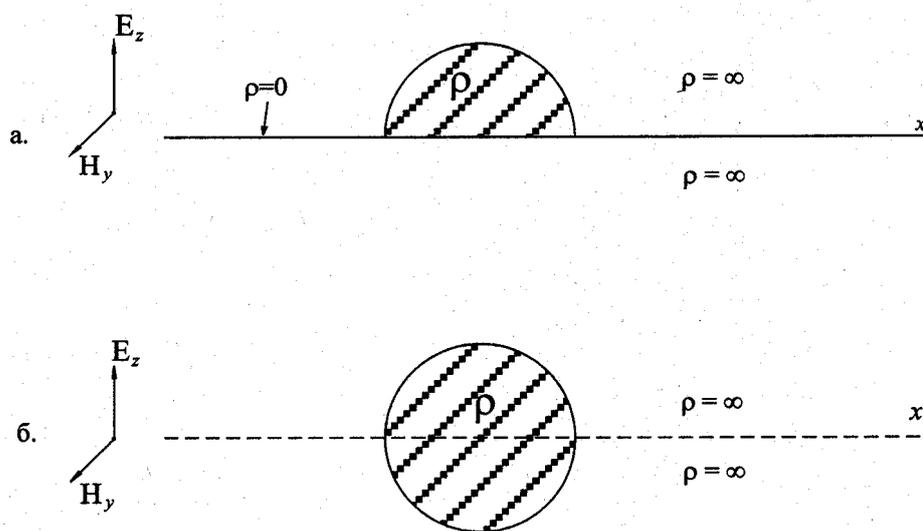


Рис. 37. Модель возвышенности рельефа

Пусть на идеально проводящей плоскости xy , разделяющей два полупространства со свойствами воздуха (волновое число k_0) находится полусфера и полуцилиндр радиуса a и осью x , сложенные материалом с удельным сопротивлением ρ (рис.37). Волновое число для материала выступа $k \gg k_0$.

Нормальное поле представлено составляющими E_z и H_y (первая модель) или E_z и H_x (вторая модель). Их отношение соответствует формуле (11).

Если предположить, что однородная волна распространяется и в нижнем полупространстве, и дополнить полусферу и полуцилиндр симметричными телами (рис.37 б), получим картину, аналогичную дифракции плоской однородной волны на сфере или цилиндре,

находящихся в свободном пространстве, поскольку имеет место совпадение граничных условий.

На частотах СДВ (в области малых параметров k_0a) можно, как и в разделе 2.4.1, ограничиться анализом первых двух членов решений дифракционных задач.

Тогда для волны, имеющей составляющие E_z и H_y (первая модель), получаются следующие отношения составляющих вторичного поля к нормальному (в плоскости $y=0$, для точки p в системе координат рис.19):

для полусферы

для полуцилиндра

$$\frac{E_r^B}{E_z^H} = \frac{2a^3}{r^3} \cdot \text{Cos}\theta ; \quad \frac{E_r^B}{E_z^H} = \frac{a^2}{r^2} \cdot \text{Cos}\theta ; \quad (41)$$

$$\frac{E_\theta^B}{E_z^H} = \frac{a^3}{r^3} \text{Sin}\theta - \frac{ik_0a^3}{2r^2} \cdot D ; \quad \frac{E_\theta^B}{E_z^H} = \frac{a^2}{r^2} \text{Sin}\theta - \frac{ik_0a^2}{2r} \cdot T ; \quad (42)$$

$$\frac{H_y^B}{H_y^H} = \frac{ik_0a^3}{r^2} \text{Sin}\theta + \frac{a^3}{2r^3} \cdot D ; \quad \frac{H_y^B}{H_y^H} = \frac{ik_0a^2}{r} \text{Sin}\theta + \frac{i\pi k_0a^2}{4} \left(1 - \frac{2i}{\pi} \ln \frac{1,78k_0r}{2} \right) \cdot T ; \quad (43)$$

Для второй модели нормального поля (E_z и H_x) вторичные поля в плоскости $y=0$ представлены следующими составляющими:

для полусферы

для полуцилиндра

$$\frac{E_r^B}{E_z^H} = \frac{2a^3}{r^3} \text{Cos}\theta ; \quad \frac{E_r^B}{E_z^H} = \frac{2a^2}{r^2} \text{Cos}\theta ; \quad (44)$$

$$\frac{E_\theta^B}{E_z^H} = \frac{a^3}{r^3} \text{Sin}\theta ; \quad \frac{E_\theta^B}{E_z^H} = \frac{a^2}{r^2} \text{Sin}\theta ; \quad (45)$$

$$\frac{E_y^B}{E_z^H} = -\frac{ik_0a^3}{2r^2} \cdot D \cdot \text{Cos}\theta ; \quad \frac{E_y^B}{E_z^H} = -\frac{ik_0a^2}{r} \cdot T \cdot \text{Cos}\theta ; \quad (46)$$

$$\frac{H_\theta^B}{H_x^H} = \frac{a^3}{2r^3} \cdot D \cdot \text{Cos}\theta ; \quad \frac{H_\theta^B}{H_x^H} = \frac{a^2}{r^2} \cdot T \cdot \text{Cos}\theta ; \quad (47)$$

$$\frac{H_r^B}{H_x^H} = -\frac{a^3}{r^3} \cdot D \cdot \text{Sin}\theta ; \quad \frac{H_r^B}{H_x^H} = -\frac{a^2}{r^2} \cdot T \cdot \text{Sin}\theta ; \quad (48)$$

$$\frac{H_y^B}{H_x^H} = \frac{ik_0a^3}{r^2} \cdot \text{Sin}\theta ; \quad \frac{H_y^B}{H_x^H} = \frac{ik_0a^2}{r} \cdot \text{Sin}\theta ; \quad (49)$$

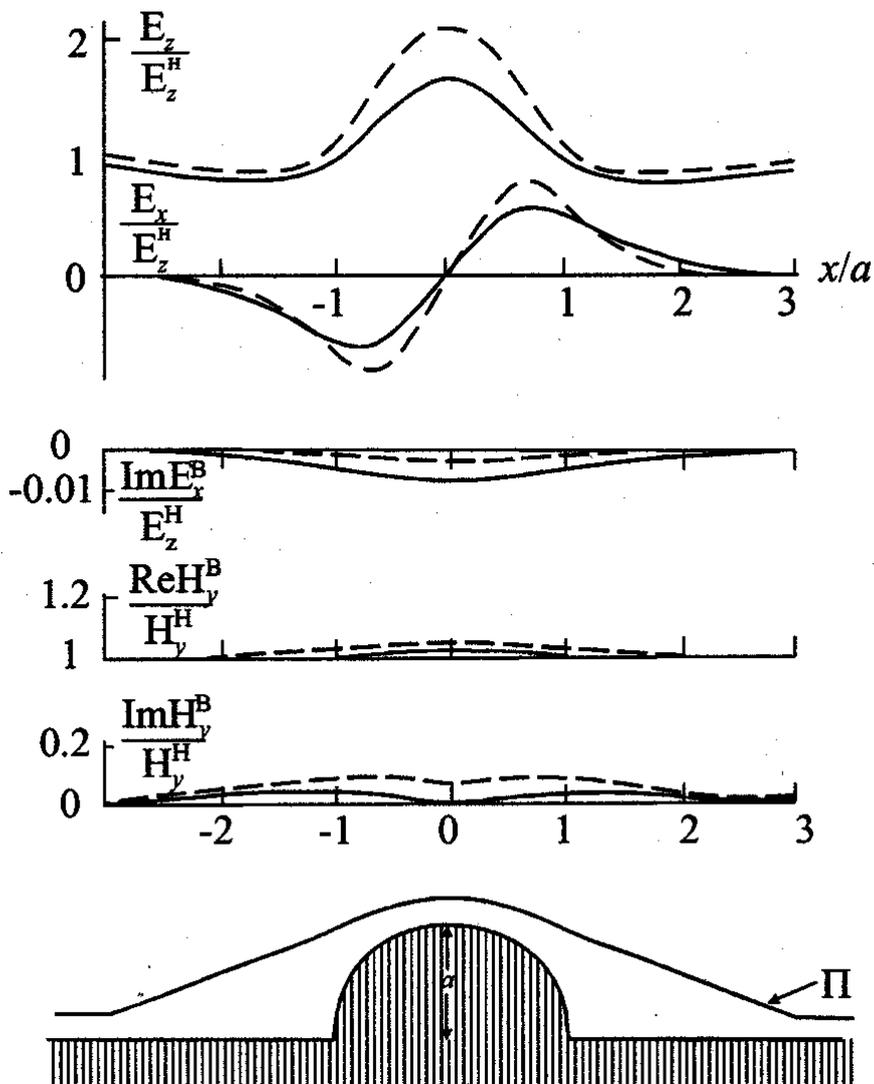


Рис. 38. Графики электромагнитного поля в плоскости $y=0$ по профилю Π над полуцилиндрическим (сплошные линии) и полусферическим (пунктир) выступами

Нормальное поле E_z , H_y , $\alpha/\delta=1.6$

На рис.38 и 39 показаны профильные кривые для первой и второй моделей нормального поля.

Графики составляющих E_z и H_x одинаковы для обоих случаев. Вторичные магнитные поля, возбуждаемые вектором H_y^H , представлены в плоскости $y=0$ только горизонтальной составляющей и имеют заметную величину для одиночной горы (полусферы), а для протяженного хребта (полуцилиндра) пренебрежимо малы. Если нормальное магнитное поле направлено по оси x (рис.39), наблюдается аномалия H в несколько десятков процентов. При этом на склонах гор возникают экстремумы вертикального магнитного поля.

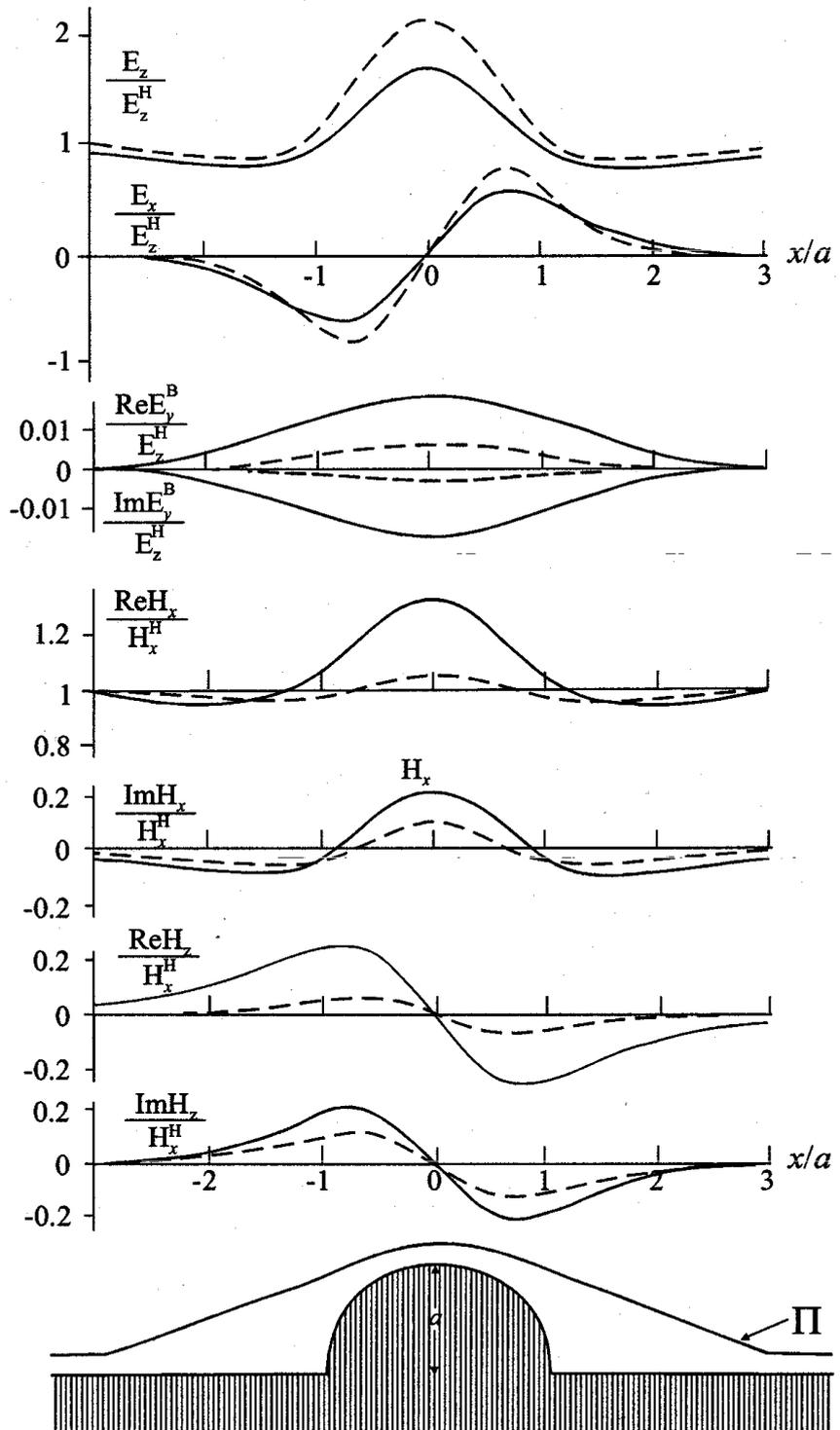


Рис. 39. То же, что на рис.38 для нормального поля E_z, H_x

2.6.2. Полуцилиндрический выступ. Третья модель поля

Дополним нормальное поле, представленное составляющими E_z^H и H_x^H , вектором E_y^H и приближенно определим дополнительные вторичные поля, возникающие при воздействии поля E_y^H на полуцилиндрический выступ. Отношения составляющих отвечают формулам (13)-(14).

Сначала запишем выражения для аномального поля, создаваемого круговым цилиндром в поле E_y^H при соблюдении условия $k_0 a \ll 1$:

$$\frac{E_{y1}^B}{E_y^H} = -\frac{ka}{2\sqrt{2}} \left(1 - \frac{2i}{\pi} \ln \frac{1,78k_0 r}{2} \right) \cdot W; \quad (50)$$

$$\frac{H_{\theta 1}^B}{H_x^H} = \frac{1}{\sqrt{2}\pi} \cdot \frac{a}{r} \cdot W, \quad (51)$$

Пользуясь законом Био-Саварра $H_{\theta 1}^B = I/2\pi r$, можно определить эквивалентный ток I , протекающий по оси цилиндра, который создавал бы поле $H_{\theta 1}^B$:

$$I = \sqrt{2} \cdot a \cdot W \cdot H_x^H = -\frac{\sqrt{2}ka}{\mu_0 \omega} \cdot W \cdot E_y^H,$$

Далее выдвигается такое предположение: в полуцилиндрическом выступе земной поверхности полем E_y^H возбуждаются линейные токи, которые создают такое же вторичное поле, как кабель с током $I/2$, лежащий на поверхности плоской земли. Такой эквивалентный кабель создаст поля:

$$\frac{H_{x1}^B}{H_x^H} = \frac{\sqrt{2}a}{4\pi r} \cdot W \cdot h_x; \quad \frac{H_{z1}^B}{H_z^H} = \frac{\sqrt{2}a}{4\pi r} \cdot W \cdot h_z; \quad (52)$$

$$\frac{E_{y1}^B}{E_y^H} = i \frac{\sqrt{2}ka}{4\pi r} \cdot W \cdot e_y, \quad (53)$$

где h_x, h_z, e_y – так называемые магнитное и электрическое числа, выражающиеся через спецфункции [23].

После подстановки в отношении E_y^B / E_z^H формулы (46) значения $E_z^H = E_y^H \cdot \frac{k}{k_0}$, действительного для немагнитных пород при преобладании токов проводимости, получается:

$$\frac{E_y^B}{E_y^H} = -\frac{ika^2}{r} \cdot T \cdot \text{Cos} \theta, \quad (54)$$

Сумма (53) и (54) дает выражение для вторичного поля:

$$\left(\frac{E_y^B}{E_y^H} \right)_{\Sigma} = \frac{ika}{r} \left(\frac{\sqrt{2}}{4\pi} \cdot W \cdot e_y - a \cdot T \cdot \text{Cos} \theta \right), \quad (55)$$

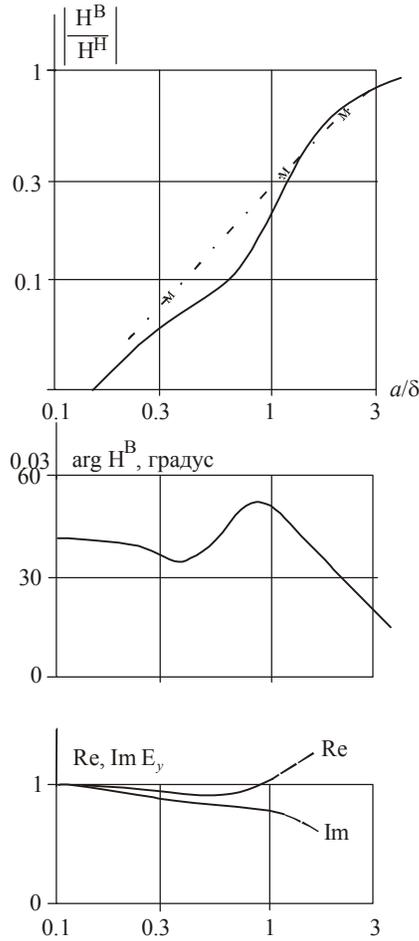


Рис. 40. Зависимость характеристик электромагнитного поля от параметра a/δ для верхней точки выступа цилиндрической формы. Нормальное поле E_z, H_x, E_y

Буквой “м” отмечены результаты физического моделирования для выступа в виде трёхгранной призмы высотой a (по С.Г.Гордееву)

Разложив отношения H_θ^B / H_x^H и H_r^B / H_x^H в формулах (47) и (48) на составляющие H_x^B и H_z^B можно получить:

$$\left(\frac{H_x^B}{H_x^H} \right)_\Sigma = \frac{a}{r} \left[\frac{\sqrt{2}}{4\pi} \cdot W \cdot h_x + \frac{a}{r} \cdot T (\cos^2 \theta - \sin^2 \theta) \right], \quad (56)$$

$$\left(\frac{H_z^B}{H_x^H} \right)_\Sigma = \frac{a}{r} \left(\frac{\sqrt{2}}{4\pi} \cdot W \cdot h_z - \frac{2a}{r} \cdot T \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta \right). \quad (57)$$

Представляет интерес рассчитанная по формуле (56) зависимость аномального поля на вершине полуцилиндрического выступа от высоты выступа a , выраженной в долях толщины скин-слоя горных пород δ (рис.40). Аномалия амплитуды и фазы магнитного поля при высотах хребта до 0.5δ практически полностью определяется взаимодействием выступа с нормальным полем E_y , т.е. первым членом выражения (56), а при больших значениях a/δ - индуктивным процессом, возникающим в породах, слагающих хребет, под действием нормального поля H_x . Максимальная величина амплитуды аномалии магнитного поля примерно равна амплитуде нормального поля. Фаза вторичного поля при малых высотах хребта близка к 45° относительно нормального поля, а при больших - приближается к нулю, сохраняя положительный знак. Прогибы в кривых амплитуды и фазы, вероятно, объясняются приближенным характером решения задачи для плоской неоднородной волны.

2.6.3. Выступ в виде трёхгранной призмы (физическое моделирование)

В горной местности возвышенности рельефа обычно представляют собой множество хребтов, которые имеют довольно резкие перегибы в своих верхних частях. Такой хребет может быть уподоблен трёхгранной призме, одна из граней которой совпадает с плоской (в отсутствии хребта) поверхностью земли.

Магнитное поле удаленного источника электромагнитных волн над таким выступом поверхности было исследовано путем физического моделирования [29,33].

Модель была изготовлена из тонкого листа органического стекла, имела две боковые и две торцевые грани. Она погружалась в ванну, заполненную водным раствором $NaCl$, и затем поднималась над поверхностью раствора. При этом пространство между гранями модели заполнялось раствором под действием атмосферного давления (рис.41). С помощью такой модели имитировались выступы различной высоты с симметричными и несимметричными склонами.

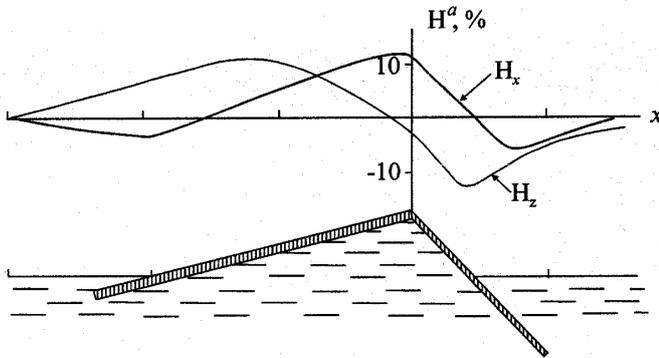


Рис. 41. Аномалии магнитного поля над выступом рельефа

Физическое моделирование (по С.Г.Гордееву)

Максимум горизонтальной составляющей находится вблизи вершины хребта (при несимметричном склоне он немного сдвинут); спад значений более быстрый над крутым склоном и медленный над пологим.

График вертикальной составляющей имеет экстремумы на склонах хребта, причём на крутом склоне экстремум выражен более резко. У вершины хребта вертикальная составляющая близка к нулю.

Была исследована зависимость величины аномалии магнитного поля на вершине хребта от его высоты, выраженной в долях толщины скин-слоя материала, слагающего хребет. Она показана на рис.40 в сравнении с данными расчетов. Эта зависимость является линейной в пределах изученных значений высоты хребта до трех толщин скин-слоя, что согласуется с расчетными данными.

Изучалась также зависимость интенсивности аномального поля от угла между простиранием хребта и направлением на радиостанцию. В том случае, когда хребет простирается перпендикулярно направлению на станцию, аномалия оказалась близкой к нулю, а угловая зависимость является косинусоидальной.

2.6.4. Анализ натуральных измерений

Приближенный характер моделей влияния неровностей рельефа на электромагнитное поле обуславливает необходимость сравнения данных моделирования и натуральных измерений.

На основании большего объема площадных аэрогеофизических измерений можно выделить следующие основные особенности влияния неровностей рельефа на поле сверхдлинноволновых удаленных радиостанций.

Хребты вызывают повышения, а ложбины – понижения напряженности вертикальной составляющей электрического E_z и горизонтальной составляющей магнитного H_x полей. При

Использовалось поле широкоэвещательной радиостанции длинноволнового диапазона, а измерения осуществлялись с помощью миниатюрных катушек с ферритовыми сердечниками, оси которых устанавливались горизонтально или вертикально. С учетом критерия соответствия (раздел 2.4.3) моделировались следующие натурные условия: частота поля 9 кГц, удельное сопротивление среды от 100 до 1000 Ом-м, высота хребта от 25 до 150 м.

Особенности магнитного поля показаны на рис.41.

этом аномалия H_x не превышает 100% относительно нормального поля, а по составляющей E_z иногда наблюдаются аномалии большей величины.

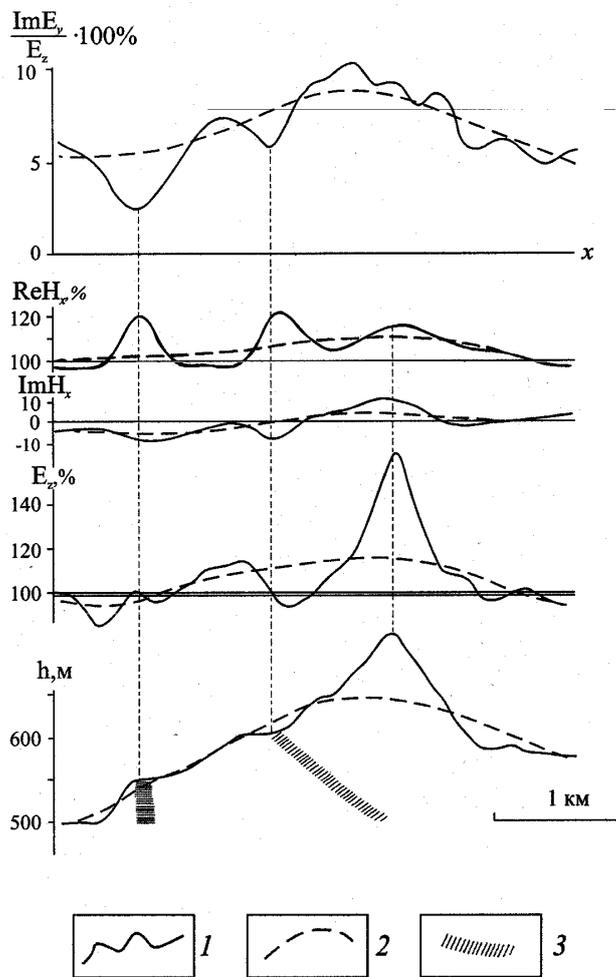


Рис. 42. Натурные измерения компонент электромагнитного поля СДВ над возвышенностью рельефа

1 – измеренные значения поля, 2 – фоновые значения измеренных величин и генеральная форма рельефа, 3 – тектонические электропроводные зоны

Такой пример приводится на рис.42.

По компоненте ImH_x над вершиной хребта (рис.42) отмечается локальная аномалия положительного знака. В отличие от этого, над электропроводными тектоническими зонами зарегистрированы отрицательные значения ImH_x , что говорит о большом значении электромагнитного параметра данных геологических объектов.

Что касается влияния рельефа на компоненту ImE_z , анализ данных натурных измерений показывает, что оно характеризуется увеличением поля над выступами и уменьшением над впадинами.

Другая особенность аномалий E_z – их независимость от направления хребта относительно пеленга. Таким образом, график E_z может служить индикатором локальных повышений и понижений рельефа местности. При этом составляющая E_z не реагирует на электропроводные геологические объекты в отличие от составляющей H_x (рис.42).

В случае очень высоких хребтов с резкими перегибами в верхней части и протяженными склонами аномалии E_z и H_x приурочены к их вершинам, а на склонах наблюдается уровень нормального поля.

Если рельеф имеет форму уступа, вид аномалий H_x при переходе от долины к плато напоминает аномалию у контакта: минимум у подножия и максимум наверху. Такие же аномалии по составляющей E_z . Над широкими (соизмеримыми с длиной волны в воздухе) долинами и плато уровни поля практически одинаковы.

Аномалии поля над возвышенностями рельефа с закругленными вершинами, которые в разделах 2.6.1. и 2.6.2. аппроксимировались полуцилиндрическими выступами, при больших, чем 3δ , радиусах закруглений уменьшаются, и поэтому иногда при анализе данных измерений удается выделить два типа аномалий поля: значительные локальные аномалии, связанные с местными повышениями и понижениями рельефа, и небольшие плавные изменения напряженности поля, обусловленные генеральными формами рельефа, которые можно уподобить полуцилиндрическим выступам с большими радиусами закруглений

В заключение раздела 2 приводим итоговую таблицу 6, в которой сравниваются аномалии электромагнитного поля над локальными формами рельефа и над геологическими образованиями с повышенной или пониженной относительно вмещающей среды электропроводностью.

Таблица 6. Особенности электромагнитного поля над локальными объектами

Составляющая, компонента	Выступ рельефа	Впадина рельефа	Тело с повышенной электропроводностью	Тело с пониженной электропроводностью
E_z	Повышенные значения	Пониженные значения	Отсутствие заметных аномалий	Аномалии небольшой величины, плохо различимые среди помех
	Аномалии амплитуды до 300% при стабильной фазе не зависят от пеленга поля и от сопротивления пород			
H_x	Повышенные значения	Пониженные значения	Повышенные значения, максимальные величины аномалий – сотни процентов	Пониженные значения, величины аномалий до нескольких десятков процентов
	Аномалии амплитуды до 100% зависят от пеленга поля и от сопротивления пород		Зависят от пеленга поля и контрастности удельного сопротивления объекта относительно вмещающих пород	
ImH_x	Положительные значения	Отрицательные значения	Положительные значения для «слабых» и отрицательные для «сильных» проводников	Аномалии практически не проявляются
	до нескольких десятков процентов относительно нормального поля			
E_y	Повышенные значения	Пониженные значения	Уменьшение амплитуды при неглубоком залегании и высокой электропроводности и до значений, близких к нулю	Увеличение амплитуды, возможно многократное, при неглубоком залегании и большой контрастности сопротивлений тела и среды
	На компоненте ImE_y			

3. СВЕРХДЛИННОВОЛНОВЫЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ

В этой главе на основе анализа данных моделирования, изложенных выше, а также характеристик сигналов и помех определяются потенциальные и реальные параметры сверхдлинноволновых электроразведочных систем и решаются проблемы синтеза моделей подсистем.

3.1. Сигналы и помехи

Диапазон СДВ можно разбить на два поддиапазона: от 10 до 15 и от 15 до 30 кГц.

В первом из них работают навигационные системы [75], которые для определения координат используют фазовый метод. Радионавигационные поля создаются сетью опорных наземных передающих станций, расположенных в пунктах с известными координатами. Для разрешения многозначности измерений поля СДВ каждая из станций излучает сигналы группы рабочих частот, при этом применяется частотно-временное разделение сигналов. Обычно в каждый момент времени станции излучают сигнал определенной частоты.

В системе ОМЕГА продолжительность цикла 10с с длительностью сигналов от 0,9 до 1,2с и паузами 0,2с. Имеется 8 станций, каждая из которых излучает в течение цикла 8 импульсов: по одному импульсу основных частот (10,2; 11,05; 11 1/3; 13,6 кГц) и четыре импульса собственной частоты.

В качестве передающих антенн используют зонтичные антенны высотой 400м и долинные антенны. Мощность излучения – десятки киловатт.

В Европейской части страны отчетливо фиксируются сигналы станции А, расположенной в Норвегии (собственная частота 12,1 кГц), а на Дальнем Востоке – Японской станции Н (собственная частота 12,8 кГц).

Отечественная навигационная система, состоящая из трех станций, расположенных в Европейской части, Сибири и на Дальнем Востоке, излучает частоты 11,85; 12,65; 14,90 кГц. Продолжительность цикла 3 с. Цикл разбит на 6 тактов, каждый из которых содержит импульс 0,3 и паузу 0,2 с.

Сигналы навигационных систем для геофизической разведки пока не используются, поскольку не разработаны специфические средства измерений, которые требуются для этой цели.

Существующие сверхдлинноволновые электроразведочные системы используют поля систем связи с подводными кораблями, работающих в диапазоне 15-30 кГц.

В настоящее время для передачи сообщений редко применяются серии радиоимпульсов с паузами на основе азбуки Морзе. Наиболее распространенный тип передачи – частотная манипуляция с использованием двух рабочих частот, различающихся обычно на 50 Гц и соответствующих символам 0 и 1. Переход с одной частоты на другую осуществляется в момент максимума амплитуды электромагнитного колебания, что обеспечивает фазовую непрерывность сигнала. Такой режим передачи обозначается аббревиатурой MSK. Частота переключений порядка 10 раз в секунду.

Передающие антенны систем связи на СДВ обеспечивают большую мощность излучения – до 1000 киловатт.

Ряд зарубежных радиостанций работает практически в режиме непрерывного излучения с редкими непродолжительными паузами. Наиболее стабильные поля достаточной для геофизических измерений напряженности на территории страны создаются радиостанциями, расположенными в Великобритании (частоты 16,0; 19,0; 19,6 кГц), Франции (15,1; 16,8 кГц), Норвегии (16,4 кГц), Японии (17,425 кГц), США (18,6; 23,425 кГц), Австралии (22,3 кГц).

Другие станции работают с перерывами или нерегулярно.

Наименьший разнос между частотами станций СДВ-диапазона – 0,2 кГц.

Обобщенные данные о напряженности поля СДВ приводятся в таблице 7. Нижние пределы обеспечиваются параметрами средств измерений сверхдлинноволновой электроразведки.

Как уже упоминалось, информационным параметром систем связи на СДВ является частота электромагнитного поля. Однако для геофизической разведки информация,

передаваемая по каналу связи, не представляет интереса, а сам факт поочередного излучения двух частот служит ограничением при конструировании средств измерений поля, поскольку ставит предел сужению полосы измерительного канала.

Таблица 7. Характеристики регулярных полей СДВ на территории страны

№ Составляющая поля	Единица измерений	Пределы значений и характерное значение
1. Горизонтальная магнитная	А/м	$(0,4 - 3,2) \cdot 10^{-6}$ $1 \cdot 10^{-6}$
2. Вертикальная электрическая	В/м	$(150 - 1200) \cdot 10^{-6}$ $377 \cdot 10^{-6}$
3. Горизонтальная электрическая (максимальная величина)	В/м	$(20 - 160) \cdot 10^{-6}$ $50 \cdot 10^{-6}$

При электроразведке информационными параметрами служат напряженность составляющих электромагнитного поля и фазовые сдвиги между составляющими.

Для извлечения информации о геологической среде необходимы данные о пространственном распределении этих параметров, которые добываются путем их измерений на множестве точек по некоторой линии, поверхности или объеме и которые являются отображением геологических объектов.

Совокупность этих данных можно рассматривать как полезный сигнал, на который накладываются помехи различного рода.

Можно выделить следующие основные источники помех:

1. Сигналы других связанных СДВ-станций, поля навигационных систем, а также электромагнитные поля источников, представленных в таблице 8.

2. Внутренние электрические (тепловые) шумы средств измерений. Их мощность пропорциональна полосе пропускания измерителя, амплитуда э.д.с. пропорциональна корню квадратному из входного сопротивления и полосы пропускания.

3. Методические помехи измерения поля, вызываемые неточностями ориентировки приемных рамок и линий, плохими условиями заземлений, вибрацией носителей средств измерений и т.д.

4. Временные вариации поля, обусловленные изменениями высоты и концентрации электронов отражающего слоя ионосферы.

Различают случайные, суточные и сезонные вариации. Случайные флуктуации (продолжительностью до нескольких минут), как правило, не превышают нескольких процентов и лишь в редких случаях заметно влияют на результаты измерений. Суточные вариации заключаются обычно в том, что в течение дня напряженность поля сначала возрастает, а к вечеру уменьшается. В моменты восхода и захода солнца отмечаются минимумы приема поля. Ночью поле обычно в 1,5 – 2 раза больше дневного. Характер вариационных кривых зависит от расстояния между пунктами передачи и приема и от направления радиотрассы. Существуют пункты аномальных вариаций, в которых моменты восхода или захода солнца отмечаются максимумом приема, а дневное поле одинаково по величине с ночным или превосходит его. Однако и в этих пунктах вариации изо дня в день повторяют свою форму. Сезонные вариации отображают изменение продолжительности дня и ночи.

5. Поля, создаваемые электрическими токами в искусственных проводниках. Металлические трубы, линии электропередач, линии связи, словом, протяженные проводники могут создавать интенсивные аномалии поля, которые накладываются на пространственные

изменения электромагнитного поля, создаваемые геологическими объектами, т.е. на полезный сигнал.

Таблица 8. Электромагнитные помехи

Источники	Параметры поля		
	Спектр частот	Напряженность вертикального электрич. поля	Вид колебаний
Удаленные грозы	0,01 – 2 кГц, 6 – 30 кГц в полосе 0,2 кГц	$(20 - 200) \cdot 10^{-6}$ В/м	1) – одиночные импульсы (миллисекунды) 2) – серии импульсов (первые секунды) 3) – непрерывный шум
Ближние грозы	То же	Более $500 \cdot 10^{-6}$ В/м	Серии импульсов продолжительностью до нескольких секунд
Промышленные установки, линии электропередач	0 – 50 Гц	До $10 \cdot 10^{-3}$ В/м	Импульсные и непрерывные поля
Радиовещательные станции	100 кГц – 50 МГц	До 0,3 В/м	Излучение с различными видами модуляции
Другая геофизическая аппаратура, силовые установки летательного аппарата	Частоты всевозможных диапазонов	До 3 В/м	Непрерывное излучение, импульсы

6. Аномалии поля, создаваемые локальными формами рельефа (рассмотрены в разделе 2.6.).

7. Так называемые “геологические помехи”, вызываемые неоднородностями геологического строения, которые не являются объектами исследования, но искажают электромагнитное поле.

8. При обработке и интерпретации данных измерений – несовершенства программ, по которым производятся операции над данными.

3.2. Потенциальные и реальные параметры СДВ-систем

На основе разделов 2.2. – 2.5. и 3.1 могут быть определены потенциальные и реальные параметры сверхдлинноволновых электроразведочных систем.

Целесообразно рассмотреть эти параметры применительно к четырем задачам электроразведочных исследований.

Приводимый ниже анализ параметров СДВ-систем показывает, что из-за неопределенности значений таких “нерегулярных” помех, как электромагнитные поля посторонних электросиловых установок, влияние искусственных проводников, локальных форм рельефа, геологических объектов, не представляющих интереса, определение реальных параметров систем как правило затруднено. Поэтому приходится ограничиваться учетом внутренних шумов и методических погрешностей измерений параметров поля. Получаемые при этом значения параметров сверхдлинноволновых электроразведочных систем можно условно характеризовать термином “квазиреальные параметры”.

3.2.1. Картирование кусочно-однородных участков

Согласно выражениям (11)-(14) отношения E_{y0}/E_{z0} и E_{y0}/H_{x0} определяются электромагнитными свойствами полупространства. На этой основе возможно картирование горных пород, различающихся по данным свойствам.

На практике изменение магнитных свойств мало сказывается на величине отношения (12). Действительно, поскольку $\mu = 1 + \alpha_M$, величина μ будет заметно отличаться от единицы лишь у пород с магнитной восприимчивостью $\alpha_M > 200 \cdot 10^{-3}$ СГСМ, а столь магнитные породы встречаются очень редко. Заметного увеличения отношения E_y/E_z или E_y/H_x можно ожидать только над магнетитовыми рудами, но они обычно обладают низким удельным сопротивлением ($\rho \approx 10^{-3}$ Ом·м), вызывающим уменьшение отношения составляющих.

Диэлектрическая проницаемость пород согласно рис.14. заметно влияет на величину отношений составляющих поля только в случае очень высокого сопротивления пород (десятки тысяч ом-метров), причем это влияние сказывается главным образом на реактивной компоненте горизонтального электрического поля.

Итак, при измерениях на частотах СДВ величина отношений E_y/E_z и E_y/H_x обычно определяется удельным сопротивлением пород.

Поскольку в пределах ограниченных площадей составляющие E_z и H_x претерпевают незначительные изменения, на соседних (кусочно-однородных) участках I и II с разными значениями ρ величина E_y будет меняться в пропорции:

$$\frac{(E_y)_I}{(E_y)_{II}} = \sqrt{\frac{\rho_I}{\rho_{II}}} \quad (58)$$

Согласно формулам (13) и (14) по результатам измерений может быть вычислена величина удельного сопротивления:

$$\rho = \frac{1}{i\omega\epsilon_0} \left(\frac{E_y}{E_z} \right)^2; \quad |\rho| = \frac{1,8 \cdot 10^{10}}{f} \left| \frac{E_y}{E_z} \right|^2; \quad (59)$$

$$\rho = \frac{1}{i\omega\mu_0} \left(\frac{E_y}{H_x} \right)^2; \quad |\rho| = \frac{1,27 \cdot 10^5}{f} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2. \quad (60)$$

Пределы измеряемых значений удельного сопротивления. Для характерных значений диэлектрической проницаемости горных пород $5 \div 20 \epsilon_0$ верхней границей диапазона удельных сопротивлений, которые можно определить по измерениям модуля составляющей E_y поля СДВ, можно принять $30 \div 50$ тысяч ом-метров (рис.14), а по измерениям реактивной компоненты – $20 \div 30$ тыс.Ом·м (при этом у верхнего предела пропорциональность $\sqrt{\rho}$ несколько нарушается).

Потенциальный нижний предел: $\rho = 0$ при $E_y \rightarrow 0$.

В реальных условиях нижний предел определяется уровнем помех. При отсутствии заметного влияния внешних источников помех ограничением служат внутренние шумы средства измерений.

Ниже приводится оценка квазиреального нижнего предела определяемых значений ρ .

При входном сопротивлении измерительного устройства 1 Мом и полосе 100 Гц шумы составляют около 1 мкВ.

Характерное максимальное значение E_y , соответствующее $\rho = 30$ тыс.Ом·м, принимаем согласно таблице 7 равным 50 мкВ/м.

При измерениях на земле с помощью антенны, имеющей действующую длину 10 м, получаем на входе измерительного устройства сигнал 500 мкВ. Тогда уровень шума 1 мкВ будет соответствовать 0,1 Ом·м, что и составляет квазиреальный нижний предел измерений удельного сопротивления.

При аэроизмерениях реактивной компоненты E_y , действующая длина горизонтальной антенны 1 м, характерное максимальное значение $\text{Im}E_y = 0,7 E_y = 35$ мкВ/м, а уровень шумов при суженной полосе 10 Гц, обеспечиваемой фазочувствительным детектированием, составляет около 0,3 мкВ. Отсюда квазиреальная нижняя граница $\approx 1,5$ Ом·м. При максимальном сигнале $E_y = 20$ мкВ/м (таблица 7) нижняя граница будет около 10 Ом·м.

Разрешающая способность измерений ρ определяется зависимостью $E_y = k\sqrt{\rho}$ и характерной величиной относительной погрешности измерений E_y , которую можно принять равной $\pm 7\%$.

Заметное различие в уровнях E_y над разными породами прием равным двойной погрешности, что составляет около $\pm 15\%$ или $\pm 1,2$ дБ. Различие в уровнях ρ в этом случае должно быть $\pm 2,4$ дБ. Эту величину можно принять в качестве квазиреальной оценки разрешающей способности картирования по сопротивлению горных пород с помощью измерений E_y .

Для сравнения можно отметить, что при картировании классическим методом сопротивлений зависимость E от ρ прямо пропорциональная, и разрешающая способность таких измерений теоретически лучше (около ± 1 дБ при ошибке измерений $\pm 5\%$).

Это преимущество, однако, обычно не реализуется на практике, поскольку реальная разрешающая способность определяется особенностями физического строения геологической среды, определяющими уровень “геологических помех”. Среди них можно выделить такие факторы, как дисперсия удельного сопротивления пород определенного состава, наличие мелких включений других пород с отличающимся удельным сопротивлением, а также участков с покровными отложениями.

3.2.2. Изучение двуслойной среды

В исследованиях рудных районов с использованием СДВ-систем поверхностные отложения являются геологической помехой. Однако в инженерно-геологических изысканиях или при изучении россыпей они являются объектом исследования. Измерения импеданса могут использоваться для определения рельефа коренных пород, а также для картирования контактов пород различного сопротивления под поверхностным слоем.

На графиках рис.16 можно выделить четыре интервала значений мощности поверхностного слоя: $h_1 < 0,03 \delta_1$; $0,03 \delta_1 < h_1 < 0,2 \delta_1$; $0,2 \delta_1 < h_1 < 0,5 \delta_1$; $0,5 \delta_1 < h_1 < 1 \delta_1$.

Таблица 9. Глубины интервалов мощности верхнего слоя, м

Интервал h_1/δ_1	$\rho_1 = 10$ Ом·м	$\rho_1 = 50000$ Ом·м
<0,03	0,4	30
0,03 – 0,2	0,4 – 2,5	30 – 200
0,2 – 0,5	2,5 – 6	200 – 500
0,5 - 1	6 - 12	500 - 1000

В первом интервале значения импеданса двуслойной среды близки к импедансу коренной породы, аномалия фазы не превышает 15° ; во втором – модуль и фаза импеданса могут служить для определения мощности верхнего слоя и удельного сопротивления коренной породы (при известном удельном сопротивлении верхнего слоя); в третьем – значения импеданса близки к импедансу верхнего слоя, но по аномалиям фазы еще можно различать контрастные по сопротивлению коренные породы; в четвертом – по наблюдаемому аномальному фазовому сдвигу можно лишь сделать вывод о наличии двуслойной среды.

В таблице 9 расшифровываются значения интервалов в метрах для случаев пониженного и повышенного удельного сопротивления верхнего слоя, для которых приняты характерные значения $\rho_1 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (глинистые осадки) и $\rho_1 = 50000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (рыхлые отложения в районах многолетней мерзлоты). Частота поля 18 кГц.

3.2.3. Исследование электропроводных объектов

Как следует из раздела 2.4., аномальные эффекты электромагнитного поля наиболее сильно проявляются над цилиндрическими проводниками при E -поляризации. По измерениям магнитного поля СДВ возможны определения электромагнитных и геометрических параметров объектов.

Возможности обнаружения протяженных проводников определяются электропроводностями среды и объектов, мощностью и глубиной их залегания, точностью измерений. Для проводников, залегающих непосредственно у поверхности земли, задавая относительной погрешностью измерений 3% и минимальной надежно выделяемой аномалией 10%, можно по формуле (34) найти значения минимальных мощностей ($m = 2a$) объектов, которые отображаются в магнитном поле. При этом протяженность объекта должна быть не менее половины длины волны в среде.

Таблица 10. Минимальные мощности протяженных электропроводных объектов, обнаруживаемых измерениями магнитного поля СДВ, м

ρ_c	$\rho_T, \text{ Ом}\cdot\text{м}$					Примечание: при протяженности объектов, м
	10^{-1}	1	10	10^2	10^3	
10	0,03	0,3	-	-	-	>40
10^2	0,01	0,1	1	-	-	>130
10^3	0,003	0,03	0,3	3	-	>400
10^4	0,001	0,01	0,1	1	10	>1300

Напомним, что ρ_c и ρ_T – удельные сопротивления среды и объекта.

Данные таблицы 10 можно считать квазиреальными, поскольку они предполагают измерения непосредственно на поверхности проводника при полном отсутствии покровных отложений, а эти условия не соблюдаются в реальности.

Оценку глубинности обнаружения протяженных проводников можно дать на основе результатов физического моделирования (рис.28). Глубинность главным образом определяется электропроводностью среды, перекрывающей объект. Она также зависит от мощности проводника и контрастности сопротивлений среды и проводника.

Маломощные и слабоконтрастные проводники могут быть обнаружены только при их залегании вблизи поверхности земли. Достаточно мощные и контрастные по сопротивлению электропроводные объекты создают на поверхности земли заметные аномалии магнитного поля, залегаая на глубинах 0,3 – 0,8 толщины скин-слоя среды. Для таких объектов можно условно принять глубинность обнаружения $\approx 0,5\delta_c$, т.е. в диапазоне ρ_c от 10 до $10^4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ глубинность изменяется от 5 до 200 м.

При аэросъемках линия измерений удаляется от объекта, и глубинность исследований заметно уменьшается по сравнению со съемками на поверхности земли. Затухание аномального поля определяется не только геометрическими факторами (высота полета и мощность объекта), но и электропроводностью среды. На высоте, равной скин-слою среды, величина аномалии значительно уменьшается (рис.29). Поэтому при аэрогеофизических съемках площадей с электропроводными средами могут исчезать аномалии, получаемые наземными измерениями над проводниками, залегающими у поверхности земли. При рабочей высоте полета от 50 до 75

м и удельном сопротивлении среды менее 100 Ом·м аэропоиски электропроводных объектов неэффективны.

Разрешающая способность при оценке электромагнитного параметра протяженного проводника, залегающего вблизи поверхности земли, (рис.22), может быть выражена в форме определения интервалов значений параметра, для которых характерны специфические особенности аномального магнитного поля.

Первый интервал, когда проявляются небольшие аномалии амплитуды поля, а фаза вторичного поля близка к 45° , включает значения параметра до 0,3. На втором интервале (значения параметра от 0,3 до 0,8) имеют место положительные значения фазы. Третий интервал (параметр от 0,8 до 1,5) – значения фазы близки к нулю, аномалии амплитуды максимальные. Четвертый интервал (параметр от 1,5 до 2,5) – отрицательные аномалии фазы, большие значения амплитуды аномалии. Пятый интервал (параметр более 2,5) – большие отрицательные аномалии фазы при небольших амплитудных аномалиях.

Границы интервалов параметра условны, поскольку они зависят от формы сечения тела, контрастности сопротивлений и от глубины залегания объекта.

3.2.4. Изучение объектов высокого сопротивления

При поисках и прослеживании жильных тел с повышенным относительно вмещающей среды удельным сопротивлением, как показано в разделе 2.5., наиболее эффективны измерения горизонтального электрического поля и случай H – поляризации.

Для оценки возможностей обнаружения исследуем модель жилы с соотношением длины и мощности 100/1.

В случае выхода жилы на поверхность и размера приемной линии, равного мощности жилы, измерения E_x согласно формуле (38) дадут заметный аномальный эффект в 20% при различии сопротивлений объекта и среды всего в 1,2 раза.

Эта квазиреальная оценка непригодна при наличии перекрывающих отложений. В этом случае для обнаружения объекта контрастность сопротивлений должна быть большей, а заметный аномальный эффект также следует принять более значительным из-за геологических помех, создаваемых неоднородностями сопротивления верхнего слоя.

Предположим, что верхняя кромка жилы залегает на глубине h , равной ее мощности m .

Тогда согласно [1] вторичное поле, пропорциональное телесному углу $\Omega = 2 \arctg \frac{m}{2h}$ будет ослаблено в Ω/π раз по сравнению с полем над телом, выходящим на поверхность, т.е. примерно в 3,5 раза. Необходимый аномальный эффект принимаем равным 50%. Для его достижения контрастность сопротивлений должна быть $1,5 \times 3,5 \approx 5$.

Подобным образом можно определить, что при большой контрастности сопротивлений, например, равной 30, предельная глубина обнаружения жилы будет $h \approx 20m$.

Нужно, однако, иметь в виду, что эти оценки предполагают бесконечно большое сопротивление перекрывающих отложений. Электропроводные покровы значительно снижают аномальные эффекты, а, следовательно, и глубину поиска.

3.3. Подсистемы измерений параметров поля

Сверхдлинноволновые электроразведочные системы можно разделить на три класса: аэроэлектроразведочные, наземные и подземные. Рассмотрение подсистем каждого класса целесообразно предварить анализом и синтезом оптимального измерительного канала.

3.3.1. Оптимальный измерительный канал

Измерительный канал должен содержать узлы, показанные на рис.43. Каждый узел выполняет определенную функцию. Как правило, существуют по крайней мере два технических решения конкретного узла, причем каждое из них обладает как преимуществами,

так и недостатками по сравнению с другими решениями. Задача состоит в том, чтобы выбрать наиболее выгодный вариант.



Рис. 43. Оптимальный измерительный канал

Первичный преобразователь (рис.43) состоит из чувствительного элемента, фильтра и усилителя. Чувствительным элементом служит приемная линия или электрическая антенна, воздушная приемная рамка из необходимого количества витков провода или магнитная антенна с ферритовым сердечником.

При наземных измерениях применяют приемные линии двух типов: заземляемые на концах несимметричные (гальванический прием) и стелющиеся симметричные (емкостной прием). Для того, чтобы осуществлялся прием только гальванического типа, заземляемая антенна не должна быть длиннее 10 м. Стелющаяся линия должна обладать достаточно большой емкостью, что обеспечивается при ее длине более 10 м [33]. Действующая длина такой антенны равна половине ее физической длины, т.е. одному плечу линии.

При аэроизмерениях используют короткие (не длиннее 1 м) штырьевые антенны для соблюдения требований жесткости антенного устройства.

Магнитоприемники для наземных и аэроизмерений практически одинаковы и представляют собой катушку с симметричной намоткой. Катушка имеет электростатический проволочный экран.

Фильтр первичного преобразователя предназначен для подавления электромагнитных помех на входе канала. Наибольшую величину обычно имеют высокочастотные помехи от радиопередающих устройств на длинных и средних волнах. Поэтому сразу за чувствительным элементом должен следовать фильтр нижних частот с небольшим усилением частот СДВ, а затем фильтр верхних частот. В магнитоприемниках роль фильтра может выполнять резонансный контур, содержащий приемную катушку.

Усилитель первичного преобразователя должен иметь небольшой коэффициент усиления (в 10-20 раз) во избежание нелинейных искажений при большом уровне помех.

Избирательный усилитель обеспечивает фильтрацию полезного сигнала и его усиление до уровня порядка 1В.

Можно использовать два принципа усиления и фильтрации. Первый основан на прямом резонансном усилении сигнала рабочей частоты, второй – на преобразовании частоты с помощью собственного генератора-гетеродина (синтезатора частот). Второй принцип имеет ряд существенных преимуществ, среди которых нужно выделить большую стабильность коэффициента усиления и частотной характеристики, поскольку на низкой преобразованной частоте возможно использование малодобротных избирательных узлов, обеспечивающих достаточно узкую (относительно входной частоты) полосу. При этом необходимо подавление зеркального канала. Оптимальным способом подавления является фазовый метод с использованием симметричной схемы смесителя (перемножителя сигналов входной частоты и гетеродина).

Поскольку входной сигнал характеризуется переходами с одной частоты на другую, отстоящую от первой обычно на 50 Гц, возможны два варианта работы усилителя. В первом из

них с помощью генератора, управляемого напряжением, производится синхронное изменение центральной частоты фильтра, во втором – полоса пропускания остается неизменной и вмещает в себя обе рабочие частоты, находящиеся на плоской вершине амплитудно-частотной характеристики фильтра. В первом случае для пропускания основной части энергии сигнала необходима полоса 50 Гц, во втором – ширина полосы около 100 Гц. В первом варианте получается выигрыш в подавлении э.д.с. помехи в $\sqrt{2}$ раза по сравнению со вторым, однако при этом приходится использовать более сложное устройство и вероятно ухудшение стабильности канала. Поэтому средства измерений конструировались на основе второго варианта работы избирательного усилителя.

Выпрямление напряжения может быть амплитудным или фазочувствительным, при котором измеряются активная и реактивная компоненты. Для управления работой фазочувствительного (синхронного) детектора необходимо опорное напряжение, в качестве которого обычно используют сигнал, поступающий с другого канала, предназначенного для приема и измерения другой составляющей электромагнитного поля. Фазочувствительное детектирование обеспечивает дополнительное подавление помех вследствие сужения полосы, а также двуполярность помехи на выходе, что облегчает последующую фильтрацию при обработке данных измерений.

Аналого-цифровой преобразователь должен выдавать достаточно дробные данные для обеспечения нужной точности регистрации измеряемых величин. При аналоговом сигнале 1В, который характеризует средний уровень измеряемой величины, квант преобразования должен быть 5 мВ, т.е. 0,5% среднего уровня.

В многоканальных измерительных устройствах один АЦП обычно используется для всех каналов путем переключения.

Выходные данные канала передаются на цифровой, а иногда и на аналоговый регистраторы и (или) индикаторы. Перед аналоговым регистратором целесообразно поставить фильтр нижних частот для гладкой записи, удобной к восприятию человеком.

Для обеспечения необходимой чувствительности канала магнитного поля при коэффициенте преобразования магнитоприемника $10 \frac{B \cdot m}{A}$ общий коэффициент усиления канала должен быть 10^5 , что дает на выходе усилителя 1В при напряженности поля 1 мкА/м.

Коэффициент усиления каналов составляющих электрического поля в конкретных типах измерительных устройств определяется действующей длиной приемной линии или штыря.

При аэросъемках действующая высота вертикальной антенны составляет 0,2 м, и для получения сигнала 1В при напряженности поля 377 мкВ/м (что соответствует магнитному полю 1 мкА/м) требуется коэффициент усиления $3 \cdot 10^4$ с учетом падения напряжения на высоком внутреннем сопротивлении антенны, соизмеримом с входным сопротивлением канала.

Для горизонтальной составляющей электрического поля действующая длина антенной системы составляет 1 м, а характерное максимальное значение напряженности поля 50 мкВ/м (Таблица 7). Выходной сигнал 1В достигается при коэффициенте усиления $5 \cdot 10^4$.

При наземных амплитудных измерениях для горизонтальной электрической составляющей используется канал магнитной составляющей, и при больших напряженностях электрического поля вводится аттенюация.

В современных устройствах входная частота преобразуется в частоту 500 Гц, а требуемая полоса 100 Гц обеспечивается трехзвенными активными RC – фильтрами на интегральных микросхемах. В максимуме амплитудно-частотной характеристики имеется плато шириной 50 Гц. Входной сигнал, отличающийся по частоте от используемого на 200 Гц, подавляется в канале не менее чем на 35 дБ.

Канал сохраняет свои характеристики в диапазоне температур от минус 10 до +50°C, а работа внефюзеляжных устройств предусматривается и при более низких температурах.

3.3.2. Проблемы аэроизмерений

Одной из основных проблем является такое размещение чувствительных элементов, чтобы корпус летательного аппарата не вносил существенных искажений в результаты измерений электромагнитного поля. Правильное расположение электрических и магнитных антенн показано на рис.44. Корпус летательного аппарата аппроксимирован электропроводным цилиндром, что позволяет использовать результаты расчетов в разделах 2.4.1. и 2.6.1. При этом следует учитывать, что на рис.44 ось цилиндра совпадает с координатной осью x , а не y , как на рис.19.

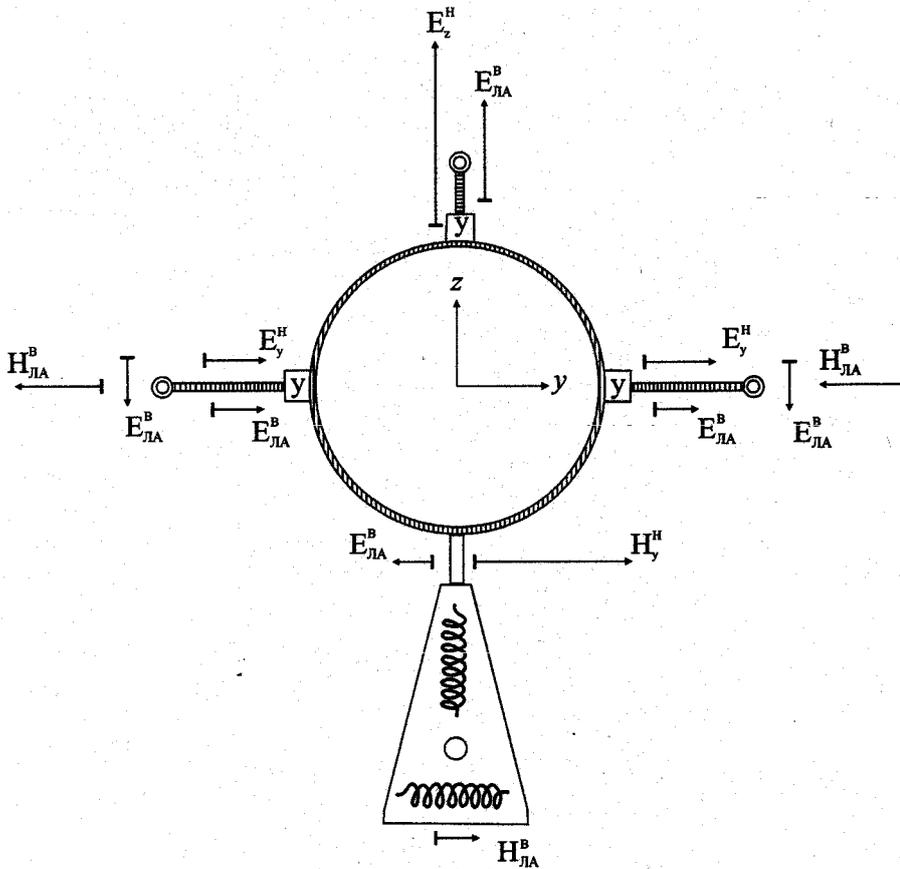


Рис. 44. Модель расположения чувствительных элементов на летательном аппарате (ЛА)

Предположим, что направление распространения волны составляет некоторый угол с осью цилиндрического корпуса. Тогда векторы нормального и вторичного электромагнитного поля в плоскости $x=0$ будут соответствовать картине, изображенной на рис.44.

Вторичное поле E_z соответствует полю линейного вертикального диполя, расположенного по оси x . Если вертикальную антенну с усилителем (V) укрепить на корпусе сверху так, как показано на рис.44 (или внизу симметрично относительно плоскости $z=0$), то на нее будет действовать не только нормальное, но и вторичное поле E_z , суммирующееся с ним. Таким образом, корпус аппарата служит усилителем сигнала в вертикальной антенне. Заметим, что если вертикальную антенну укрепить возле боковой стенки корпуса, то прием вертикальной составляющей значительно ослабнет, поскольку здесь вектор вторичного вертикального поля направлен противоположно нормальному.

Аналогичная картина наблюдается для горизонтальной составляющей (E_y). Если горизонтальная антенна крепится к боковой стенке, то эффективность приема поля увеличивается. Установка ее сверху или внизу привела бы к резкому ослаблению сигнала. Иначе говоря, в этом случае корпус шунтирует антенну.

На рис.44 показаны две горизонтальные антенны, расположенные симметрично относительно плоскости $y = 0$. При этом предполагается, что усиленные противофазные сигналы с этих антенн подаются на входы дифференциального усилителя, который осуществляет их суммирование и подавление синфазной помехи, создаваемой наводкой вертикального поля на корпус, который служит противовесом для горизонтальных антенн.

Следует обратить внимание на то, что в данном случае под векторами E_z^H и E_y^H подразумевается по существу суммарное поле (нормальное поле плюс вторичное поле от геологических объектов), и правильное расположение антенн позволяет увеличить эффективность приема без искажения структуры принимаемого поля, поскольку вторичное поле, создаваемое корпусом аппарата, синфазно с указанным суммарным полем.

При установке горизонтальных электрических антенн на самолете возникает проблема шунтирующего действия крыльев на антенны E_y . Для его уменьшения антенны следует крепить к боковым стенкам фюзеляжа ближе к хвостовому оперению.

Иначе обстоит дело для магнитной составляющей. Индуктивное возбуждение токов в корпусе аппарата нормальным полем H_y приводит к возникновению вторичного магнитного поля, сдвинутого по фазе относительно нормального поля. Таким образом, искажаются данные об одном из информационных параметров – фазе аномального поля, создаваемого геологическим электропроводным объектом.

Поэтому магнитные антенны следует устанавливать с таким расчетом, чтобы вторичное поле от корпуса аппарата в месте их расположения было минимальным. Поскольку его можно уподобить полю линейного горизонтального магнитного диполя, магнитные антенны лучше устанавливать на возможно большем расстоянии под или над корпусом, где вторичное поле вдвое слабее, чем у боковых стенок. Вариант установки антенного блока из трех взаимноперпендикулярных приемных рамок, обеспечивающих всенаправленный прием, показан на рис.44. В жестко прикрепляемой к корпусу капсуле ближе к корпусу расположены рамки для приема поля H_z и H_x , на которые вторичное поле от корпуса не влияет, а рамка H_y удалена. Такую антенную систему следует устанавливать в хвостовой части аппарата, где наименьшее сечение корпуса, а следовательно и величина a/r , от которой зависит вторичное поле согласно формуле (47).

Например, было установлено, что под хвостовой балкой вертолета МИ-8 влияние корпуса на расстоянии от нее 1м составляет лишь несколько процентов нормального поля H_y (измерения проводились с помощью наземной аппаратуры СДВР-4 на стоянке вертолета).

Второй важной проблемой является выбор оптимального источника опорной фазы при измерениях активных и реактивных компонент электромагнитного поля. При аэросъемках в качестве такого источника лучше всего использовать вектор напряженности вертикальной составляющей электрического поля [122].

Действительно, в формулах (41), (44), (45) составляющие E_r^B и E_θ^B , которые представляют вторичное поле E_z , не содержат множителей или слагаемых, которые свидетельствовали бы о фазовом сдвиге, хотя аномалия амплитуды E_z может превышать нормальное поле в 2 раза (для полусферического выступа).

Над подземными проводниками согласно формулам (26) и (27) аномалии фазы E_z незначительны, поскольку второй член (27) во много раз меньше первого. При этом невелики и аномалии амплитуды.

Для аномалий электрического поля над объектами с высоким сопротивлением согласно разделу 2.5. применимо квазистационарное приближение, т.е. заметные фазовые сдвиги отсутствуют.

Таким образом, поле составляющей E_z может служить источником стабильной фазы.

Важно, что при перемещениях в пространстве фаза E_z изменяется синхронно с фазой поля скользящей волны, и результаты измерений активной и реактивной компонент составляющих электромагнитного поля не нуждаются в поправках за “набег фазы”. Не сказываются также и переключения частоты передающей станции. Использование какого-либо другого, автономного источника фазы привело бы к возникновению проблем учета этих двух факторов, а также

фазовой синхронизации с передающей станцией, что вызвало бы неоправданное усложнение измерительной системы.

Следующая проблема также связана с измерениями активных и реактивных компонент поля. Она создается не учитываемыми фазовыми сдвигами, возникающими в первичных преобразователях электрического поля из-за того, что короткие штырьевые антенны характеризуются высоким внутренним реактивным сопротивлением, соизмеримым с входным сопротивлением усилителей.

Для уменьшения внутреннего сопротивления путем увеличения собственной емкости антенн на их концах укрепляются специальные емкостные усилители, например, в виде труб, параллельных стенке летательного аппарата. Такие дополнительные емкости увеличивают действующую длину антенны, улучшают стабильность входного каскада усилителя первичного преобразователя и уменьшают фазовый сдвиг при приеме сигнала.

Однако из-за разброса параметров входных усилителей и неодинаковой емкости вертикальной и горизонтальной антенн все же существует некоторый не учитываемый фазовый сдвиг между принимаемыми сигналами E_y и E_z . На фазовой диаграмме (рис.45) вектор E_z соответствует опорному сигналу на фазочувствительном детекторе, а вектор E_y'' - идеальному каналу горизонтальной составляющей, у которого отсутствуют фазовые сдвиги по отношению к каналу E_z (сдвиг по фазе 45° заложен в структуре поля плоской волны над однородным полупространством).

Обнаружить наличие не учитываемого фазового сдвига φ можно, задавая качку летательного аппарата, с тем, чтобы в горизонтальной антенне возникла наводка вертикального поля. Векторы $(\pm E'_{zy})_{max}$ на фазовой диаграмме означают максимальные амплитуды этой наводки в канале E_y при правом и левом кренах. Им соответствуют дополнительные напряжения $(\pm \Delta Im)$ на выходе фазочувствительного детектора реактивной компоненты. Таким образом, при качке на выходе фазочувствительного детектора получается изменяющееся во времени напряжение постоянного тока

$$v'_y(t) = k_1 \cdot E_y \cdot \sin(45^\circ + \varphi) + k_1 \cdot E_{zy} \cdot \sin \alpha(t) \cdot \sin \varphi \quad (61)$$

где k_1 – коэффициент передачи канала E_y , α - угол крена летательного аппарата.

Чтобы ликвидировать фазовое рассогласование каналов E_z и E_y нужно минимизировать угол φ или пропорциональную ему величину ΔIm путем введения в канал E_y (или в канал E_z) фазового сдвига $-\varphi$ (или $+\varphi$). В результате векторы E_y' и E'_{zy} займут на диаграмме положения E_y'' и E''_{zy} . В этом случае на выходе детектора канала E_y будет регистрироваться напряжение $v''_y(t) = k_1 \cdot E_y \cdot \sin 45^\circ$, пропорциональное истинному значению реактивной компоненты Im'' , а влияние качки на этой компоненте не будет сказываться.

Процесс регулировки фазы, который можно осуществить вручную или автоматически в течение времени нескольких кренов летательного аппарата, графически представлен в нижней части рис.45. При изменении угла фазовой коррекции изменяется не только вторая (переменная) составляющая выражения (61), но и ее первая (фоновая) составляющая. Регулировка прекращается, когда переменная составляющая уменьшается до некоторой допустимой величины $(\Delta Im)_{max}$.

В процессе аэросъемок после ликвидации (минимизации) не учитываемого фазового сдвига в каналах E_y и E_z случайные отклонения антенны E_y от горизонтального положения практически не сказываются на величине регистрируемого сигнала ImE_y , однако, как показано на рис.45, они приводят к появлению на выходе фазочувствительного детектора ReE_y напряжения, пропорционального $\pm E''_{zy}$. Эта методическая помеха в сильной степени уменьшает достоверность измерений ReE_y . Для ее ликвидации можно использовать напряжение, поступающее с датчика крена, входящего в комплект штатного оборудования летательного аппарата. Необходимая величина этого компенсирующего напряжения может быть

отрегулирована в процессе настройки аппаратуры путем задания качки. При этом величина наводки должна быть уменьшена до некоторой приемлемой величины таким же образом, как это показано на рис.45 для компоненты ImE_y .

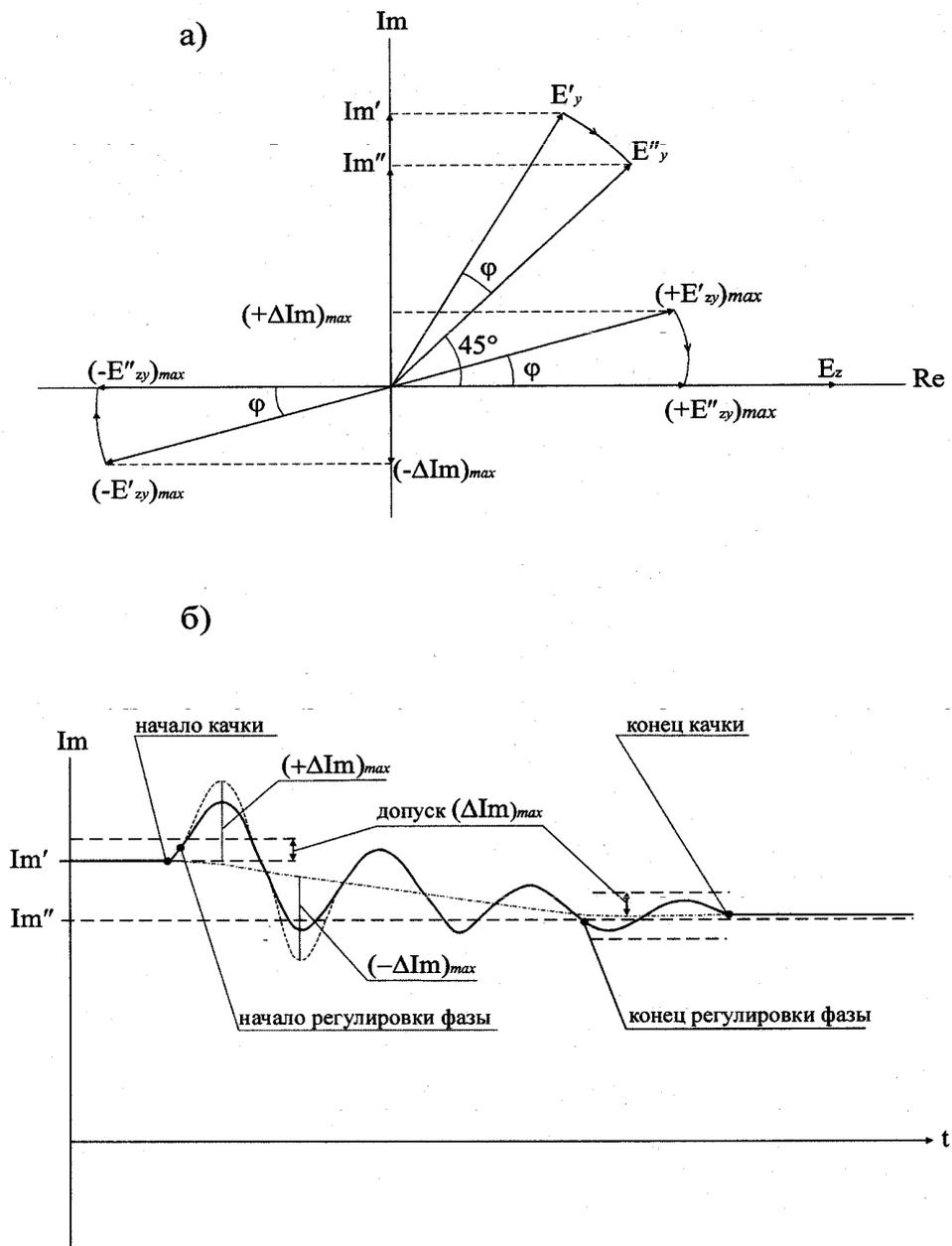


Рис. 45. К установке квадратуры канала горизонтальной электрической составляющей

а) – фазовая диаграмма, б) – процесс регулировки фазы

Существует также проблема согласования фазы сигналов в каналах составляющих магнитного поля с фазой опорного канала E_z (т.е. проблема установки квадратуры для измерений реактивной компоненты магнитного поля). Согласование фаз каналов H и E_z путем регулировки фазы можно производить при полете на большой высоте, где не сказываются аномалии магнитного поля, и величина реактивной компоненты должна быть близкой к нулю.

Важнейшей проблемой является обеспечение «чистого» приема и измерения составляющих поля СДВ в условиях полета с действующими силовыми установками,

переговорными устройствами, другой геофизической аппаратурой. Создаваемые этими устройствами поля могут препятствовать измерениям поля СДВ.

Нельзя размещать СДВ – антенны вблизи источников электромагнитных помех. Нужно соблюдать правила экранирования и заземления кабелей и блоков измерительной аппаратуры.

Следует проверить появление помех измерениям при запуске двигателя летательного аппарата, последовательном включении всех агрегатов и приборов.

Контрольный полет проводится по кругу на высоте 1 км над массивом горных пород с удельным сопротивлением более 1000 Ом·м. При этом сигналы, наводимые полем СДВ в горизонтальных электрической и магнитной антеннах, плавно изменяются по амплитуде и скачкообразно, на 180°, по фазе, в результате чего запись $\text{Im}E_y$ и $\text{Re}H_\phi$ должна иметь вид синусоиды с положительным и отрицательным полупериодами, равными по амплитуде.

3.3.3. Модель и реализации аэроизмерений

Рассмотренные выше решения проблем аэроэлектроразведочных измерений позволяют осуществить синтез универсального измерителя, с помощью которого возможно получение полной информации о структуре электромагнитного поля СДВ в воздухе.

Функциональное описание универсального измерителя. Рассмотрим модель универсального измерительного устройства для сверхдлинноволновой аэроэлектроразведки (рис.46). Оно содержит шесть измерительных каналов, которые соответствуют всем шести пространственным составляющим электромагнитного поля.

В качестве опорного сигнала для измерения активных и реактивных компонент используется вектор вертикальной составляющей электрического поля. Короткая антенна E_z с емкостным усилителем на конце укреплен на днище летательного аппарата.

Измерения горизонтального электрического поля осуществляются с помощью двух ортогональных антенных систем. Каждая из них состоит из пары штырей с усилителями, которые жестко крепятся к летательному аппарату с таким расчетом, чтобы они не попадали в контур его проекции на горизонтальную плоскость.

Три ортогональных магнитных антенны в виде единого блока датчиков на штанге длиной 1 м установлены в хвостовой части летательного аппарата. Каналы магнитных составляющих идентичны.

Измерительные каналы помимо узлов, изображенных на рис.43, содержат фазовращатели, по два фазочувствительных детектора, а каналы горизонтальных составляющих имеют входные дифференциальные усилители и по одному дифференциальному усилителю на выходе детектора активных компонент, который используется для компенсации наводок вертикального электрического поля на горизонтальную антенну при наклонах летательного аппарата.

Такты работы коммутатора и АЦП задаются устройством синхронизации, которое включает синтезатор частот, вырабатывающий кроме тактовой частоты и сигналы, необходимые для преобразования частоты в измерительных каналах.

Измерительным процессом управляет центральный процессор, работающий на основе программ, содержащихся в перепрограммируемом запоминающем устройстве (ППЗУ), и команд, поступающих с пульта управления. Текущая информация хранится в оперативном запоминающем устройстве (ОЗУ). Центральный процессор управляет работой измерительного интерфейса, обеспечивающего обратную связь в измерительном процессе, а также периферийных устройств: цифрового регистратора, дисплея и принтера.

Рассматриваемое устройство представлено на рис.46 автономным и автоматизированным. Однако поскольку сверхдлинноволновая аэроэлектроразведка как правило проводится в комплексе с гамма-спектрометрией и магнитометрией, периферийные устройства обычно бывают общими для всех трех измерительных устройств, а для передачи данных на регистрацию вводится специальное интерфейсное (приемо-передающее) устройство. При еще большей степени интеграции измерительный процесс управляется с помощью единого для всех устройств комплексной станции центрального процессора.

Операционное описание подсистемы измерений параметров поля. Рассмотрим последовательность операций измерительного процесса, который при каждом аэро съемочном

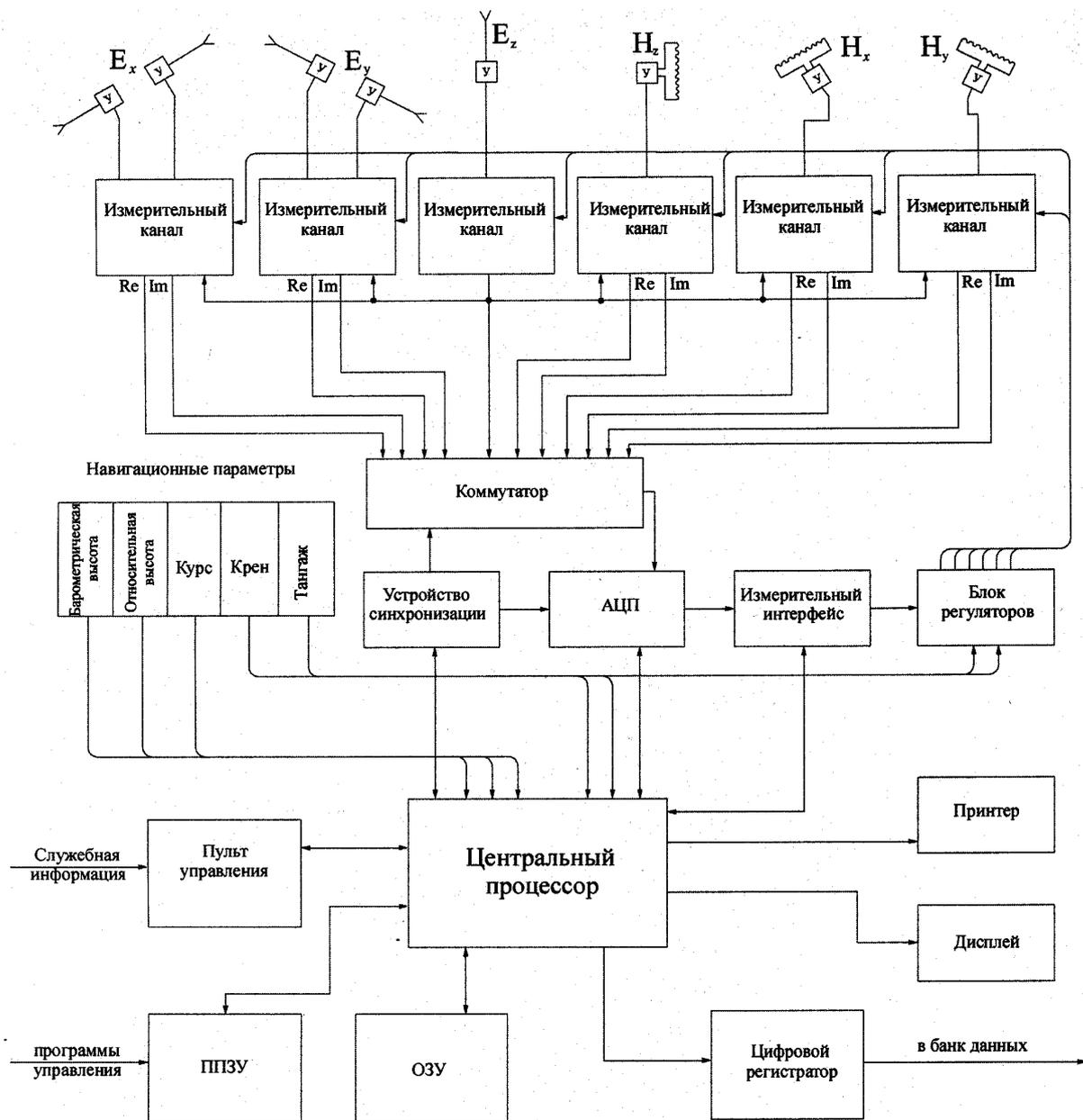


Рис. 46. Структура универсального устройства для аэроизмерений поля СДВ

вылете имеет три этапа: настройки устройства; измерений поля по маршрутам; заключительного контроля.

Настроечные операции осуществляются при полете от аэродрома к участку аэрогеофизической съемки на высоте более 600 метров, на которой электромагнитное поле практически не подвержено влиянию локальных геологических объектов.

Содержание настроечных операций состоит в следующем:

Операция 1 – контроль наличия сигнала станции на рабочей частоте. Проверяется уровень напряженности вертикальной электрической составляющей. Если он меньше заданного значения, то выдается сигнал оператору, что нужно набрать на пульте управления код запасной частоты. Если уровень E_z выше порога, то осуществляется переход к следующей операции. Контроль за уровнем E_z , т.е. за наличием нормального поля СДВ-станции, производится в течение всего времени измерений.

Операция 2 – установка квадратуры реактивной компоненты магнитных составляющих. Центральным процессором вычисляется величина

$$\sqrt{(\operatorname{Im} H_x)^2 + (\operatorname{Im} H_y)^2 + (\operatorname{Im} H_z)^2} / \sqrt{(\operatorname{Re} H_x)^2 + (\operatorname{Re} H_y)^2 + (\operatorname{Re} H_z)^2}, \quad \text{т.е. отношение}$$

векторных сумм реактивной и активной компонент, которое характеризует фазовый сдвиг модуля магнитного поля относительно опорного сигнала E_z . Как отмечалось выше, этот фазовый сдвиг возникает из-за невозможности точной компенсации в лабораторных условиях фазового сдвига между каналами E_z и H .

Поскольку в отсутствии вторичных полей при большой высоте полета реактивная компонента магнитного поля должна быть близка к нулю, выбирается некоторая пороговая величина отношения векторной суммы компонент (например, 0,1), до которой его нужно уменьшить путем вращения фазы в канале E_z .

Вращение фазы E_z производится блоком регуляторов по команде измерительного интерфейса.

По достижении цели осуществляется переход к следующей операции, а контроль за величиной отношения векторных сумм компонент прекращается, поскольку при съемке на малой высоте по рядовым маршрутам величина этого отношения будет все время меняться с проявлениями вторичных полей.

Операция 3 – установка квадратуры реактивных компонент горизонтальных составляющих электрического поля. Фазы сигналов в каналах E_x и E_y должны быть скорректированы с тем, чтобы на выходах фазочувствительных детекторов получались напряжения, действительно пропорциональные реактивным компонентам $\operatorname{Im} E_x$ и $\operatorname{Im} E_y$. Для этого задается сначала бортовая, а на втором этапе операции – килевая качка, с тем, чтобы в горизонтальных антеннах возникала наводка поля вертикальной составляющей электрического поля, пропорциональная в каждый момент времени синусу угла крена (или тангажа). Алгоритм установки квадратуры предполагает минимизацию этой наводки на основе анализа динамики изменения градиента значений $\operatorname{Im} E_y / (\operatorname{Im} E_x)$ в процессе регулировки фазы сигнала в канале E_y (E_x). После того, как градиент отношений $\operatorname{Im} E_y / E_z$ ($\operatorname{Im} E_x / E_z$) уменьшается до порогового значения, равного, например, 0,03 за секунду, регулировка фазы соответствующего канала прекращается.

Операция 4 – корректировка амплитуды для компенсации влияния крена (тангажа) при измерениях активных компонент E_y и E_x . Операция 4 осуществляется одновременно с операцией 3. Для компенсации используются напряжения, поступающие с навигационных датчиков крена или тангажа через блок регуляторов на вторые входы дифференциальных усилителей, на первые входы которых подаются выходные напряжения с фазочувствительных детекторов $\operatorname{Re} E_y$ и $\operatorname{Re} E_x$. Алгоритм корректировки компенсирующих напряжений аналогичен алгоритму операции 3. После достижения требуемой степени компенсации, когда градиент отношений

$\operatorname{Re} E_y / E_z$ ($\operatorname{Re} E_x / E_z$) уменьшится до 0,03 за секунду, регулировка компенсирующего напряжения прекращается, а механизм компенсации влияния крена и тангажа на значения активных компонент E_y и E_x работает в установленном режиме.

На этом этап настройки заканчивается, и начинаются измерения параметров электромагнитного поля при полетах по маршрутам на рабочей высоте, которая при комплексных съемках изменяется в пределах от 50 до 75 м.

Регистрация компонент поля, навигационных параметров, включая привязку к местности, осуществляется в автоматическом режиме. С пульта управления на регистратор передается информация об используемой частоте поля, а также коды номеров рядовых и контрольных маршрутов. Кроме того, центральный процессор передает на регистратор код наличия сигнала нормального поля СДВ-станции.

При необходимости оператор может вызвать на дисплей и принтер хранящуюся в ОЗУ информацию и отобразить ее в цифровой или графической форме, осуществляя дополнительный оперативный контроль.

Этап заключительного контроля аэросъемочного вылета заключается в записи компонент поля на большой высоте сначала в режиме спокойного полета, а затем бортовой и килевой качки. Фиксация записи реактивной компоненты магнитного поля и степени влияния эволюций

летательного аппарата на регистрируемые величины компонент электрического поля позволяет сделать заключение о расстройке измерительного устройства за время вылета и оценить качество измерений. Мерой критерия качества может служить, например, двойная величина порога регулировок на этапе настройки.

Контроль качества аэроэлектроразведочной съемки в целом осуществляется путем повторных измерений по некоторому количеству рядовых маршрутов на исследуемой площади, а также по специальному контрольному маршруту. Критерий качества – повторяемость результатов измерений. В отличие от наземных измерений оценка повторяемости путем определения среднего абсолютного или относительного расхождения между измеренными значениями поля в двух сериях наблюдений при аэросъемках не является достаточно корректной, поскольку бывает невозможно соблюсти достаточно точное пространственное совпадение первичных и повторных наблюдений. Поэтому критерием качества при повторных аэроизмерениях обычно служит требование, чтобы было возможно сопоставление всех существенных особенностей графиков измеряемых величин.

Реализации измерительных устройств. Модель универсального измерительного устройства, структура которого представлена на рис.46, реализована не в полной мере.

На практике измерители поля СДВ для аэроэлектроразведки разрабатывались по принципу “от простого к более сложному”. Последовательность этих разработок, которыми автор этой книги руководил (консультировал) [2,6,31,59,86], приводится в таблице 11.

Таблица 11. Аэроэлектроразведочные измерители поля СДВ

Год завершения разработки	Марка, количество измерительных каналов, масса	Изменяемые величины	Организации, участвовавшие в разработке	Основные разработчики
1	2	3	4	5
1974	СДВР-А, 1, 7 кг	Полный вектор горизонтального магнитного поля H_{ϕ}	ЦНИГРИ	Темес А.А. Гордеев С.Г. Лунин Ю.Г. Бойцов А.Н. Мурлыгин Б.Н.
1980	Канал станции СКАТ-77, 2, 8 кг	Вектор H_{ϕ} на двух частотах СДВ	НПО “Рудгеофизика” ЦНИГРИ	Бархатов Д.Р. Иванось М.М. Барышникова И.А. Савко К.Г. Мурлыгин Б.Н. Гордеев С.Г.
1983	СДВР-АФ, 3, 20 кг	E_z, H_{ϕ} ImH_{ϕ} ImE_y	ЦНИГРИ	Гордеев С.Г. Мурлыгин Б.Н. Бойцов А.Н. Лунин Ю.Г. Сушев В.И.
1988	Канал станции СТК, 2, 8 кг	E_z ReH_{ϕ} ImH_{ϕ}	НПО “Рудгеофизика”	Савко К.Г. Барышникова И.А.
1989	СДВР-АИМ, 4, 20 кг	$E_z, ReH_x, ImH_x,$ $ReH_y, ImH_y,$ ReH_z, ImH_z	ЦНИГРИ	Мурлыгин Б.Н. Лунин Ю.Г.
1993	Канал комплекса АСМИ, 3, 20 кг	$E_z,$ H_{ϕ}, ImH_{ϕ} ImE_y	ЦНИГРИ, Тульский филиал ЦНИГРИ, НПО “Рудгеофизика”, Рязанский РТИ	Лихолат Н.Н. Тихонов И.А. Кажакин Н.А. Лунин Ю.Г. Савко К.Г. Барышникова И.А.

Первый вариант аппаратуры (СДВР-А), когда использовался один измерительный канал полной горизонтальной составляющей H_ϕ с приемной рамкой, ориентированной по максимуму приема магнитного поля, по существу являлся индикатором электропроводных объектов, т.к. классификационные возможности только амплитудных измерений магнитного поля невелики.

Информативность канала станции СКАТ-77 увеличивалась, поскольку одновременные измерения двух полей с разными пеленгами позволяли обнаруживать и трассировать электропроводные объекты с разнообразными простирающимися. Однако практика исследований в различных районах страны показала, что во многих случаях не удается подобрать пару разнонаправленных полей достаточной по отношению к помехам напряженности, и второй канал не всегда дает дополнительную информацию.

Существенное, качественное изменение возможностей сверхдлинноволновой электроразведки дала разработка трехканальной аппаратуры СДВР-АФ. Она позволила реализовать классификационные возможности амплитудно-фазовых измерений магнитного поля, а также возможность картирования (с помощью измерений горизонтальной составляющей электрического поля) комплексов пород, различающихся по удельному сопротивлению.

Вместе с тем для аппаратуры СДВР-АФ имеются определенные ограничения методического и информационного плана. Измерение только одной из двух горизонтальных составляющих электрического поля требует выполнения условия, чтобы вектор поля составлял с жестко закрепленной антенной угол не менее 45° , что не всегда согласуется с оптимальным (по условиям рельефа местности и по простирающему геологическим структурам) направлением съемочных маршрутов. Информативность измерений горизонтального электрического поля неполная, поскольку по значениям только реактивной компоненты $\text{Im}E_y$ (без $\text{Re}E_y$) невозможно определить фазу составляющей, а следовательно и причину пониженных значений $\text{Im}E_y$: малая величина удельного сопротивления коренных пород или наличие поверхностных электропроводных отложений.

Аппаратура СДВР-АФ послужила основой для электроразведочного канала аэрокомплекса АСМИ. Измерительная информация с этого канала передается на универсальный модуль комплексной станции, фиксируется на едином цифровом регистраторе, принтере, дисплее. Осуществлена возможность автоматического (программного) управления настроечными операциями.

Специфическим средством измерений является четырехканальное устройство СДВР-АИМ. Оно предназначено для аэросъемок в высокогорных местностях при полетах по горизонталям и дает полную информацию о структуре магнитного поля СДВ. От измерений горизонтального электрического поля пришлось отказаться из-за больших емкостных влияний отрогов горных хребтов на прием поля.

Следует отметить, что хотя техническая сторона инвариантных измерений магнитного поля решена, оценка эффективности аэроэлектроразведки в данных условиях требует особой осторожности из-за большого числа аномалий поля, вызываемых локальными формами рельефа, среди которых могут потеряться аномалии от электропроводных геологических объектов.

3.3.4. Наземные и подземные измерения

Имеются заметные отличия в решениях проблем аэро и наземных измерений. Они касаются прежде всего опорного сигнала для фазовых измерений. Использование вертикальной электрической антенны при наземных съемках неоправданно из-за больших емкостных влияний как тела самого оператора, так и окружающих предметов (кустарника, деревьев, больших камней и т.д.). В результате изменений емкости чувствительного элемента возникают неопределенные фазовые сдвиги в канале E_z , и измерения компонент поля становятся недостоверными. Поэтому в качестве опорного приходится использовать канал горизонтальной составляющей магнитного поля, хотя фаза этой составляющей подвержена влиянию как электропроводных геологических объектов, так и неровностей рельефа местности.

Другой особенностью наземных измерений являются ограничения в массе и энергопотреблении измерительного устройства, что приводит к необходимости уменьшения

числа каналов и поочередного использования одного канала для измерения разных составляющих поля.

В свете этих ограничений можно в качестве оптимального представить двухканальное измерительное устройство. Один канал измеряет горизонтальную составляющую магнитного поля, а второй – поочередно активную и реактивную компоненты вертикальной составляющей магнитного поля и горизонтальной составляющей электрического поля. При этом измерения активных и реактивных компонент нормируются горизонтальной составляющей магнитного поля. Структура такого устройства показана на рис.47.

Измерительные каналы идентичны и включают необходимые элементы оптимального канала согласно разделу 3.3.1.

Обе приемные ортогональные рамки жестко закреплены. Вертикальное и горизонтальное положение их осей контролируется во время измерений по уровню.

Первичный преобразователь электрического поля содержит выносной дифференциальный усилитель, на входы которого поступают сигналы с приемной линии. На рис.47 условно изображена симметричная линия из двух отрезков изолированного провода с длиной каждого не менее 10 м. Могут также использоваться несимметричные линии длиной до 10 м с заземлениями на концах. Их можно применять на площадях с хорошими условиями заземления.

Поскольку величина напряженности горизонтального электрического поля может в зависимости от удельного сопротивления изменяться в широких пределах, на выходе первичного преобразователя установлен аттенюатор.

Переключатель входа второго канала позволяет поочередно измерять вертикальную составляющую магнитного поля и горизонтальную – электрического.

Синтезатор частот задает частоту преобразования и тактовую частоту для работы АЦП.

Счетно-решающий блок на основе матриц жесткой логики выполняет следующие функции: при измерениях E_y управляет работой аттенюатора; вычисляет отношения сигналов ReH_z/H_ϕ и ImH_z/H_ϕ или ReE_y/H_ϕ и ImE_y/H_ϕ ; передает данные измерений всех пяти величин и служебную информацию в блок памяти.

Измеряемые величины высвечиваются на цифровых индикаторах. Кроме того, аналоговый сигнал с выхода канала H_ϕ поступает на стрелочный индикатор.

Блок памяти обеспечивает регистрацию информации в течение рабочего дня.

Производство полного цикла измерений обеспечивает оператор с помощью панели управления.

Последовательность операций заключается в следующем.

В начале серии наблюдений на профиле в блок памяти с пульта передается код частоты поля, дата, номер профиля, которые образуют первый кадр записи.

На пункте наблюдений оператор ориентирует прибор по максимальному отклонению индикатора составляющей H_ϕ . Рабочий раскладывает приемную линию по профилю или перпендикулярно ему в зависимости от направления на станцию, чтобы линия составляла с ним угол менее 45° .

Установив горизонтальность панели по уровню, оператор кнопкой на панели запускает первый цикл измерений: H_ϕ , ReH_z/H_ϕ , ImH_z/H_ϕ .

После высвечивания результата измерений на индикаторах, по нажатии второй кнопки осуществляется второй цикл: H_ϕ , ReE_y/H_ϕ , ImE_y/H_ϕ .

Таким образом, оператор осуществляет оперативный контроль за результатом измерений.

Данные измерений вместе с номером пункта составляют рядовой кадр записи.

По завершении рабочего дня блок памяти подключается к контрольному и записывающему устройству на базе полевого отряда для оценки и регистрации полученных данных. Обработка массивов данных осуществляется на информационно-вычислительном центре геофизической экспедиции.

Информация, получаемая с помощью рассмотренного двухканального измерителя, достаточно полно характеризует структуру магнитного и горизонтального электрического поля.

Как показала практика, вполне оправдано применение и одноканальных устройств, поочередно измеряющих амплитуды горизонтальных составляющих магнитного и

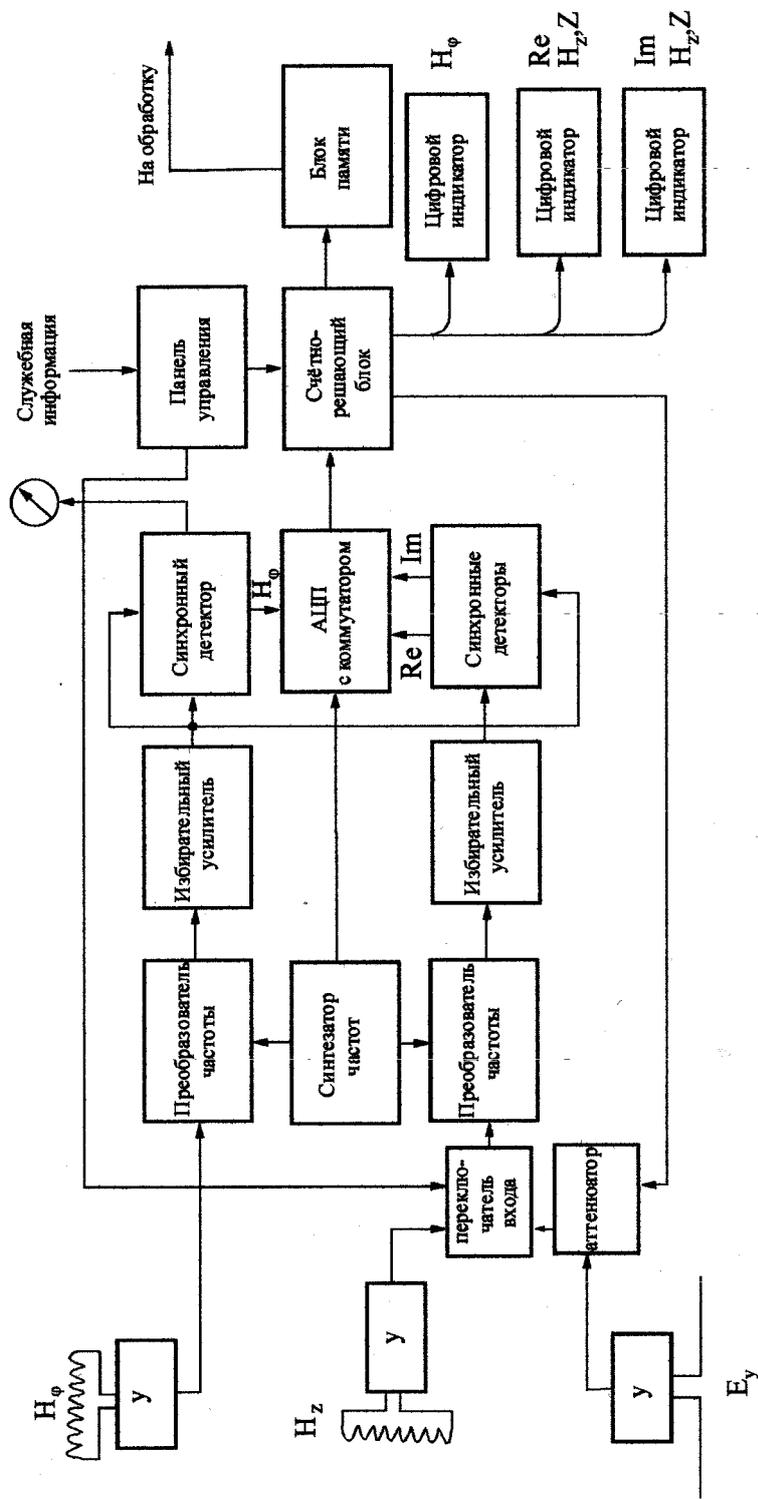


Рис. 47. Структура оптимального устройства для наземных измерений поля СДВ

электрического полей. Некоторая потеря информации при этом компенсируется портативностью измерительного устройства, что особенно важно при геофизических съемках в тяжелых природных условиях.

Основные данные о реализованных при участии автора этой работы типах наземных измерительных устройств [3, 33, 68, 86, 89] приводятся в таблице 12. Среди них – современная аппаратура СДВ-АФИ, соответствующая рассмотренному выше двухканальному измерительному устройству и портативные одноканальные измерители СДВР-4 и СДВР-5.

Таблица 12. Наземные измерители поля СДВ

Год завершения разработки	Марка, количество каналов, масса	Измеряемые величины	Организации, участвовавшие в разработке	Основные разработчики
1968	МКВЭ 10-30 кГц, 1, 8 кг	H_ϕ, H_z, α $E_x(E_y)$ Плавная настройка частоты	ЦНИГРИ	Рогачев Б.В. Ограновский Н.А. Темес А.А.
1972	СДВР-3 1, 4 кг	H_ϕ, H_z, α $E_x(E_y)$ Плавная настройка	ЦНИГРИ, Тульский филиал, КОМЭ ЦНИГРИ	Бойцов А.Н. Лунин Ю.Г. Мурлыгин Б.Н. Пасюков В.И.
1980	СДВР-4, 1, 4 кг	H_ϕ, H_z, α $E_x(E_y)$ Фиксированные частоты	ЦНИГРИ, Тульский филиал ЦНИГРИ	Темес А.А. Мурлыгин Б.Н. Лунин Ю.Г. Бойцов А.Н. Качанов Н.И. Жариков А.А. Суцев В.И.
1988	СДВ-АФИ 2, 4 кг	$H_\phi, \operatorname{Re}H_z/H_\phi$ $\operatorname{Im}H_z/H_\phi$ $\operatorname{Re}E_y/H_\phi$ $\operatorname{Im}E_y/H_\phi$	Тульский филиал ЦНИГРИ	Лихолат Н.Н. Жариков А.А. Мурлыгин Б.Н.
1991	СДВР-5 1, 2 кг	H_ϕ $E_x(E_y)$		Лихолат Н.Н. Жариков А.А.

При подземных исследованиях используют те же средства измерений, что и на поверхности земли [33, 74].

Основными помехами для подземных съемок являются влияния труб, рельсов и троллеев.

Оценку такого влияния можно дать, аппроксимируя подземный искусственный проводник цилиндром с радиусом 5 см и удельным сопротивлением железа 10^{-7} Ом·м.

Используя формулу (30), можно вычислить вторичное магнитное поле, которое в случае не очень низкого удельного сопротивления горных пород ($\rho > 10$ Ом·м) в пределах горной выработки значительно превышает нормальное поле.

Для того, чтобы свести влияние искусственных проводников к минимуму, можно использовать следующие приемы:

- для измерений использовать поле с направлением вектора горизонтальной составляющей электрического поля, которое составляло бы угол, близкий к 90° с направлением искусственного проводника (т.е. случай H -поляризации);

- измерять составляющую магнитного поля, параллельную оси проводника.

Если в горной выработке проложены рельсы и нет других искусственных проводников, то можно измерять также вертикальную составляющую. Линия наблюдений должна проходить между рельсами на возможно большем расстоянии от них.

В горных выработках, свободных от искусственных проводников, можно проводить полные измерения электромагнитного поля, в том числе и горизонтальной электрической составляющей.

3.4. Подсистемы обработки данных измерений поля

3.4.1. Общая схема обработки данных

В наиболее общем виде, соответствующем любому геофизическому исследованию, система обработки данных измерений параметров физического поля представлена на рис.48.

Данные измерений прежде всего анализируются с точки зрения их качества, в результате чего выносится суждение о пригодности их для извлечения информации о геологическом строении изучаемого пространства. Та часть данных, которая не удовлетворяет критерию качества, отбраковывается. Если эта часть значительна, и оставшегося материала не хватает для воссоздания интересующих исследователя особенностей геологического строения, то может быть забракован материал в целом.

Пригодный материал подвергается пробной обработке. Для этого предварительно выделяют характерные участки данных и получают две выборки: обучающую и контрольную.

Обучающая выборка данных должна содержать в явном виде те особенности структуры поля, которые должны выделяться при массовой обработке, в первую очередь – характерные виды помех, подлежащих исключению в процессе обработки. Обучающая выборка подвергается анализу, в результате которого определяются ее характеристики, существенные для определения параметров обработки, такие, как спектральный состав, радиус корреляции и т.д.

Производится выбор способов обработки, обеспечивающих подавление помех и извлечение информации о геологическом строении.

Для оценки эффективности выбранных способов и параметров обработки производится с их помощью пробная обработка контрольной выборки, которая должна содержать в себе как информацию, типичную для данной геологической обстановки, так и характерные виды помех. Оценка результата пробной обработки производится с помощью критерия эффективности (достоверности), основанного на принципе: помехи должны быть устранены, а информация о геологическом строении сохранена. Если результат пробной обработки не удовлетворяет критерию, следует опробовать другие способы и параметры обработки, пока не будут получены удовлетворительные результаты.

По достижению этого можно переходить к обработке всего массива данных измерений, используя подобранные оптимальные способы и параметры обработки.

Массовая обработка производится по следующим этапам:

- первичная обработка,
- трансформация данных,
- введение поправок и пересчет данных,
- построение результативных графиков и карт,
- построение сводного плана данных.

Система обработки данных может содержать операции, выполняемые как автоматическим путем с помощью вычислительной техники, так и непосредственно персоналом (обработчиками, интерпретаторами). Соотношение автоматических и “ручных” операций может быть различным для конкретных геофизических исследований. Обычно затраты труда персонала наиболее значительны при оценке качества материалов съемки, выборе участков для пробной эксплуатации способов обработки и оценке ее эффективности, а также на заключительном этапе массовой обработки.

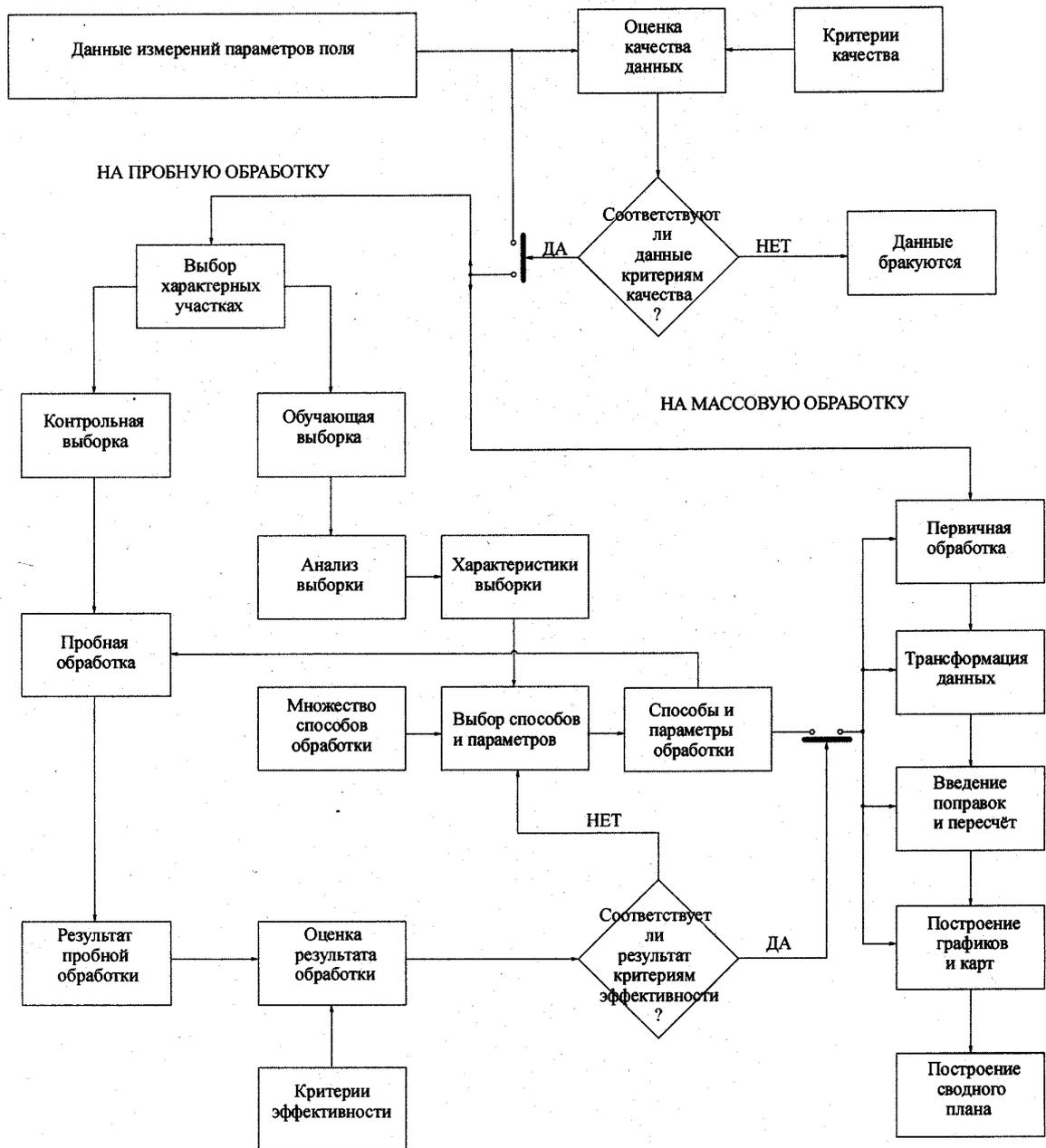


Рис. 48. Общая схема обработки данных геофизических измерений

3.4.2. Проблемы обработки данных аэроизмерений

Рассмотрим систему обработки данных, получаемых с помощью аппаратуры СДВР-АФ. Для других типов аппаратуры можно использовать те операции, которые имеют отношение к измеряемым величинам.

В круг обработки включаются следующие получаемые в процессе полета параметры:

- модуль вертикальной составляющей электрического поля E_z ,
- модуль H_φ и реактивная компонента $\text{Im}H_\varphi$ горизонтальной составляющей магнитного поля,
- реактивная компонента $\text{Im}E_y$ горизонтальной составляющей электрического поля,

- профиль рельефа местности h по маршруту, вычисляемый как разность абсолютной и относительной высот полета, регистрируемых при аэросъемке.

Целями обработки являются: карта графиков аномальных значений H_ϕ и $\text{Im}H_\phi$; карта изолиний удельного сопротивления ρ , построенная по результатам обработки измерений $\text{Im}E_y$; сводный геоэлектрический план.

Поскольку аэроэлектроразведочные работы осуществляются в виде площадных аэросъемок в комплексе с гамма-спектрометрией и магнитометрией, методика обработки должна иметь основой использование ЭВМ и должна адаптироваться системами автоматизированной обработки аэрогеофизических данных [22, 47, 57].

Конкретные задачи обработки данных аэроизмерений поля СДВ можно сформулировать на основе анализа особенностей регистрируемых в полете величин.

Если рассматривать вариации этих величин во времени в процессе полета, можно выделить их следующие виды [91]:

а) очень медленные синхронные изменения составляющих электромагнитного поля, вызываемые суточными вариациями напряженности поля; в интервале времени до 15 минут их можно считать линейными; при скорости полета 30-50 м/с это соответствует маршруту длиной 27-45 км;

б) медленные изменения, вызываемые генеральными формами рельефа или плавными эволюциями летательного аппарата; их продолжительность составляет несколько минут, а протяженность по маршруту от 3 до 15 км;

в) изменения (от нескольких секунд до нескольких десятков секунд на расстояниях 0,15-1,5 км), обусловленные локальными неоднородностями геологического строения, локальными формами рельефа; возможны также вариации поля, вызванные случайным процессом в ионосфере, однако они настолько редки, что практически не сказываются на результатах площадных съемок;

г) быстропериодные (миллисекунды – первые секунды) изменения импульсного характера, вызываемые разрядами атмосферного электричества, а также искусственными источниками помех.

На основе такого представления можно сформулировать центральную проблему обработки данных аэроизмерений параметров поля СДВ. Она имеет два аспекта: 1) необходимо устранить влияние вариаций поля видов а), б), г); 2) среди вариаций пункта в) устранить те, которые обусловлены локальными формами рельефа.

Можно наметить следующие пути решения этих проблем.

Помехи по пункту г), создаваемые атмосферными разрядами, исключаются низкочастотной фильтрацией, с помощью которой подавляются частоты выше 0,1 Гц, что соответствует пространственному полупериоду колебаний около 200 м. Именно такую протяженность по маршруту имеет аномалия магнитного поля СДВ, создаваемая на высоте 50 м тонким электропроводным пластом, выходящим на поверхность. Все более быстрые колебания напряженности поля вызываются электромагнитными помехами.

Влияние медленных вариаций может быть исключено следующим образом. Сначала вычисляются фоновые значения E_z (или H_ϕ), являющиеся суммой трех полей: нормального; обусловленного суточными вариациями; создаваемого генеральными формами рельефа. Далее измеренные значения всех компонент в каждой точке нужно нормировать путем их деления на фоновое значение в данной точке составляющей E_z или H_ϕ .

Выделение фона есть сглаживание исходных значений. Оно может осуществляться различными способами: с помощью оператора текущего среднего (равновесное осреднение в окне заданного размера), экспоненциального, тригонометрического или сплайн-сглаживания и т. п.

Вторая часть центральной проблемы – исключение аномалий магнитного поля СДВ, создаваемых локальными формами рельефа – является наиболее сложной. Сначала необходимо выделить локальные аномалии поля путем центрирования (вычитания из наблюдаемых значений компонент их фоновых значений), а затем сопоставить их локальным формам рельефа с целью разбраковки “геологических” и “топографических” аномальных эффектов. Различные варианты такой разбраковки рассматриваются в последующих разделах. Нужно отметить следующий недостаток способа сопоставления и разбраковки аномалий: при совпадении

электропроводного объекта с вершиной возвышенности рельефа аномалия от электропроводного объекта отбраковывается и теряется*.

По отношению к данным измерений магнитного поля имеет смысл исключение той их части, которая не имеет существенного значения при анализе результатов исследования. Можно отбросить отрицательные центрированные значения H_ϕ , среди которых могут быть аномалии, вызываемые объектами с повышенным удельным сопротивлением: такие объекты более четко и однозначно выделяются высокими значениями $\text{Im}E_y$. Для аномалий $\text{Im}H_\phi$ целесообразно отбросить положительные значения, поскольку они соответствуют возвышениям местности; аномалии такого вида от электропроводных объектов при аэроизмерениях обычно слабы и теряются на фоне помех (они могут проявляться только в случае очень высокого сопротивления геологической среды). Отрицательные значения $\text{Im}H_\phi$ следует принимать во внимание только при наличии положительных аномалий модуля (или активной компоненты) магнитного поля СДВ.

При обработке данных измерений горизонтального электрического поля существует проблема устранения методических помех, для чего в данные измерений следует ввести две поправки.

Первая поправка обусловлена тем, что антенная система для приема поля, ориентированная перпендикулярно оси летательного аппарата, в общем случае отклонена на угол γ от направления максимального приема. Поэтому нормированные значения $\text{Im}E_y$ следует разделить на $\text{Cos}\gamma$. Поправкой можно пренебречь, если маршруты имеют такой азимут, что $\gamma < 20^\circ$.

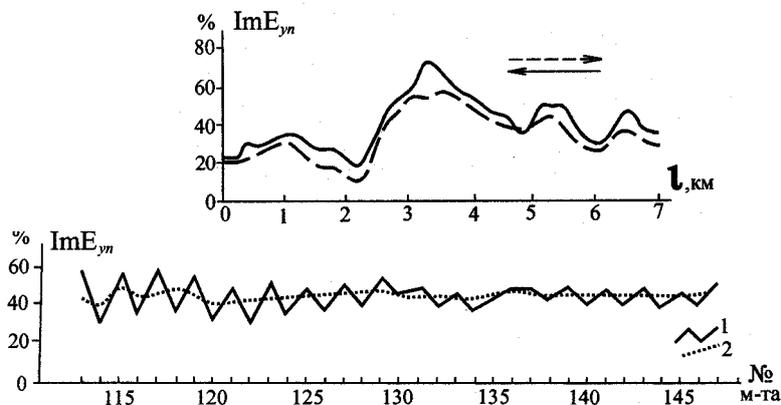


Рис. 49. К введению поправки за неполноту симметрии горизонтальной электрической антенной системы

В верхней части рисунка – пример записи поля при полетах встречными курсами, в нижней части – средние значения поля по маршрутам (1) и регрессионные значения средних значений(2)

Вторая поправка должна компенсировать неполноту симметрии горизонтальной антенной системы, из-за чего вместе с полезным сигналом $\text{Im}E_y$ регистрируется паразитный сигнал, пропорциональный E_z . Поэтому уровень записи $\text{Im}E_y$ при встречных курсах имеет разницу, равную удвоенной величине наводки E_z (рис.49). Правильным способом исправления

* Этого недостатка лишен способ, предложенный С.Г. Гордеевым [30]. Он заключается в том, что на основе эмпирической зависимости аномалии магнитного поля от превышения местности и электропроводности горных пород (с учетом направления поля) на исследуемой площади производится вычисление вторичного магнитного поля СДВ, создаваемого локальными формами рельефа местности, и вычитание его из данных измерений поля. Однако в этом варианте возникает проблема исключения “остаточных” аномалий, приуроченных к формам рельефа.

нормированных значений $\text{Im}E_y$, является: сначала вычисление средних величин по маршрутам, затем вычисление регрессионных значений средних величин. Поправка, равная разности средних величин и их регрессионных значений, вычитается или прибавляется (в зависимости от знака разности) к значениям $\text{Im}E_y$ на каждом пункте маршрута.

Для получения карты удельных сопротивлений необходим пересчет значений $\text{Im}E_y$. Его можно произвести на основе формулы (59) с учетом того, что $\text{Im}E_y = \sqrt{2} E_y$:

$$\rho = \frac{3,6 \cdot 10^{10}}{f} \cdot \left(\frac{\text{Im} E_y}{E_z} \right)^2 \quad (62)$$

где f – частота поля, Гц.

Поскольку в аппаратуре СДВР-АФ чувствительность канала E_y по полю вдесятеро большая, чем канала E_z , после введения в формулу (62) соответствующего коэффициента получаем:

$$\rho = \frac{3,6 \cdot 10^8}{f} \cdot \left(\frac{N_y}{N_z} \right)^2, \quad (63)$$

где N_y и N_z – отсчеты составляющих $\text{Im}E_y$ и E_z .

Существует также проблема учета влияния рельефа на данные измерений $\text{Im}E_y$, которая пока не получила практического решения.

3.4.3. Этапы и операции обработки данных аэроизмерений

Оценка качества материалов съемки. Перед обработкой данных аэрогеофизической съемки необходимо проанализировать записи зарегистрированных данных и оценить в целом качество измерений.

Следует выделить участки с неудовлетворительной записью: сбои в работе аппаратуры, продолжительные выключения передающей СДВ-станции, промежутки работы с недопустимо высоким уровнем атмосферных помех, на фоне которых теряется полезная информация. Для этого прежде всего проверяется на кадрах записи наличие кода нормального поля СДВ-станции. Кроме того, производят выборочные распечатки цифровой информации, зафиксированной в процессе аэроизмерений. Забракованные участки исключаются из последующей обработки.

Выбор способов и параметров обработки. Способ (вид оператора) сглаживания может быть выбран исходя из удобства применения системной программы. Наиболее употребительны равновесное осреднение в заданном окне и сплайн-сглаживание с заданным параметром.

Размер окна или параметра сглаживания определяется путем подбора, приближения результата сглаживания на ЭВМ к фоновой кривой, заданной интерпретатором. По имеющемуся опыту интервал (окно) равновесного сглаживания для получения фоновых значений H_ϕ и $\text{Im}H_\phi$ составляет 2-3 км для широкого диапазона удельных сопротивлений геологической среды: от 10^2 до 10^4 Ом·м.

Важное значение имеет подбор параметра сглаживания с целью выделения фона той измеряемой величины, которая служит для сравнения с аномалиями магнитного поля СДВ при отбраковке аномалий, создаваемых локальными формами рельефа. Для сравнения могут служить центрированные значения профиля рельефа h или графика составляющей E_z , который отображает локальные формы рельефа.

Выбираются участки, где аномалии H_ϕ вызываются преимущественно локальными формами рельефа. Интерпретатор проводит фоновую кривую h или E_z таким образом, чтобы выделяющиеся локальные (центрированные) значения h или E_z наилучшим образом отвечали локальным аномалиям H_ϕ . Далее с помощью ЭВМ производится подбор параметра сглаживания h или E_z , дающего фоновые значения, наиболее близкие к тем, которые заданы интерпретатором. Пример результата такого анализа показан на рис.50. Наилучшее совпадение формы центрированных значений H_ϕ и h было достигнуто при окнах равновесного сглаживания: 3 км для H_ϕ и 1,5 км для h .

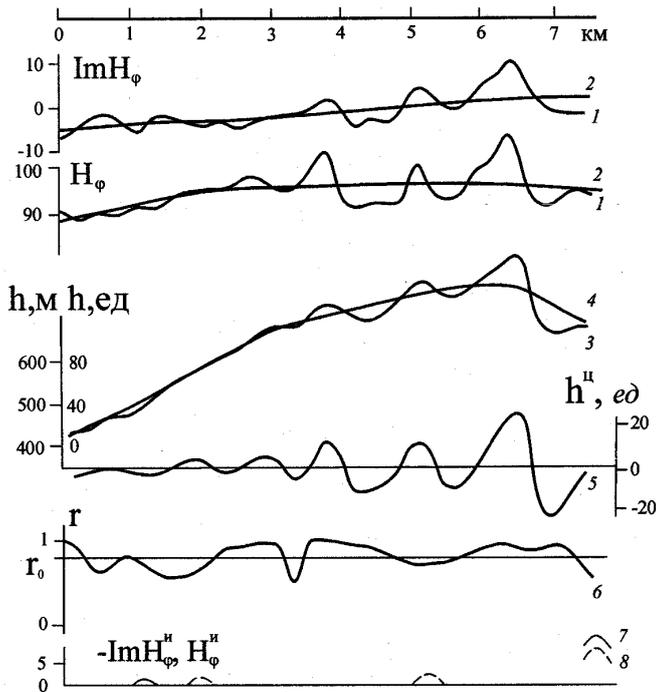


Рис. 50. К исключению влияния локальных форм рельефа

- 1 и 2 – измеренные и фоновые значения поля СДВ,
 3 – профиль рельефа местности,
 4 – фоновые значения (генеральная форма рельефа),
 5 – центрированные значения высотных отметок,
 6 – коэффициент линейной корреляции,
 7 и 8 – результат обработки данных ImH_ϕ и H_ϕ

Второй вариант – сплайн-сглаживание с каналом-образом (h или E_z).

Оценка эффективности выбора параметров обработки производится путем их опробования на контрольных выборках участков маршрутов, где аномалии H вызываются как локальными формами рельефа, так и электропроводными геологическими объектами. Критерием качества обработки служит сохранение “геологических” и подавление “топографических” аномалий.

С этой точки зрения можно признать удовлетворительным результат обработки данных на рис.50, где практически полностью исключены аномалии, вызываемые локальными формами рельефа.

Еще один пример приводится на рис.51. Здесь использованы те же параметры сглаживания, что и на рис.50. В результате автоматической обработки выделены три аномалии, две из которых вызваны зонами интенсивной графитизации, а третья – зоной тектонического нарушения.

Первичная обработка включает следующие операции:

- устранение однополярных высоков (сбои кодирования и цифровой регистрации);
 критерий – градиенты регистрируемых через 0,25 с величин превышают 40 % от номинального уровня;

Объективным критерием правильности подбора параметров сглаживания значений H_ϕ и h (или E_z) является близость радиусов корреляции их центрированных значений. Для определения радиусов корреляции производится расчет автокорреляционных функций центрированных значений H_ϕ и h (E_z). Оптимальные параметры сглаживания – те, которые дают наилучшее совпадение этих функций.

На основе сходства центрированных графиков делается выбор пары сравниваемых величин: H_ϕ и h или H_ϕ и E_z – для операции исключения аномалий H_ϕ , создаваемых локальными формами рельефа.

Затем выбирается способ исключения таких аномалий.

Первый вариант заключается в изучении коррелируемости центрированных значений H_ϕ и h (или E_z) путем вычисления выборочного коэффициента линейной корреляции в скользящей полосе шириной, равной удвоенному радиусу корреляции, и отбрасывании значений с высокочисленной корреляцией. Одновременно отбрасываются и соответствующие им значения ImH_ϕ .

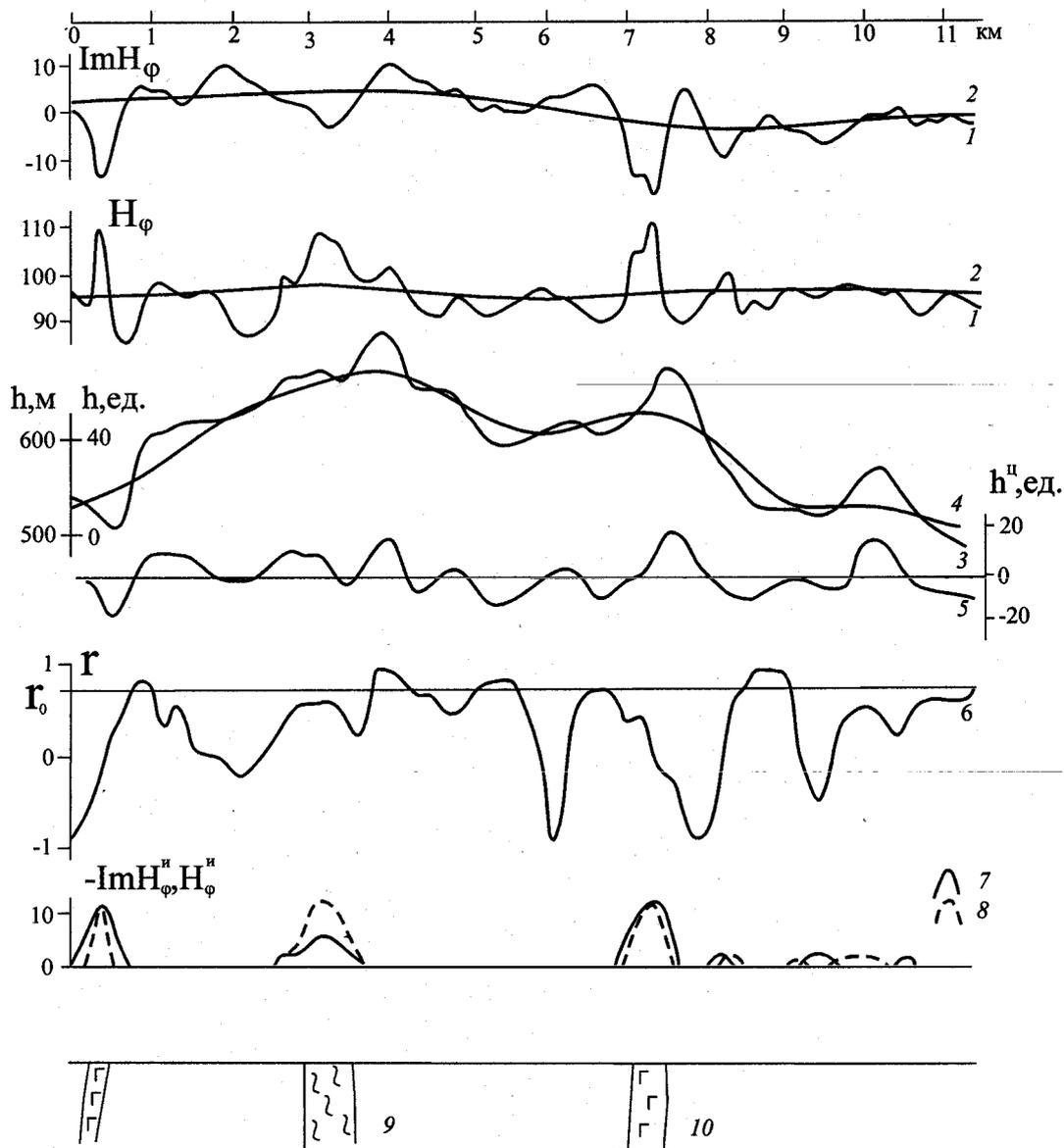


Рис. 51. Проверка эффективности обработки данных измерений магнитного поля СДВ

1-8 – то же, что на рис.50, 9 – зона тектонического нарушения,
10 – интенсивно графитизированные породы

- отбраковка участков записи $\text{Im}E_y$, искажаемых включением бортового передатчика; критерий – отсчеты вдвое превышают максимальные нормированные значения;

- подавление высокочастотных помех; используется итерационное или сплайн-сглаживание.

На рис.52 показана оптимальная частотная характеристика низкочастотной фильтрации, вычисленная по значениям спектральных плотностей мощности аномального электромагнитного поля СДВ и высокочастотных помех. В верхней части рисунка приводится аналоговая запись данных измерений магнитного поля СДВ, осложненная помехами, а под ней – отфильтрованные значения поля, пригодные для дальнейшей обработки.

Трансформация данных заключается в следующем:

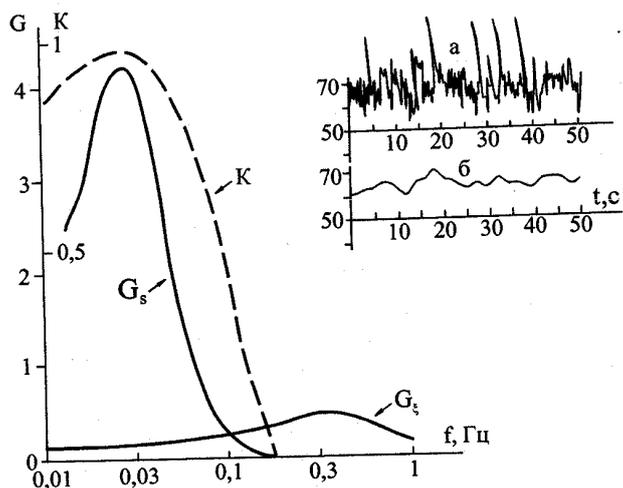


Рис. 52. Подавление высокочастотных помех. Графики спектральных плотностей мощностей G_s аномального поля и G_z помех, частотная характеристика оптимального фильтра K

В верхней части рисунка: а) – запись поля с помехами, б) – результат фильтрации

При корреляционном способе устанавливается следующая последовательность операций:

- в скользящем окне, равном удвоенному радиусу корреляции $H_{\phi c}$, определяется коэффициент линейной корреляции r между $H_{\phi n}$ и h_y (или E_{zn});
- в тех точках, где r превышает пороговое значение r_0 , соответствующее высокозначимой корреляции*, значения $H_{\phi n}$ и $\text{Im}H_{\phi n}$ умножаются на ноль, а в остальных точках – на единицу;
- результат предыдущей операции подвергается легкому сглаживанию (осреднение по трем точкам) для выравнивания значений в пунктах перехода к нулевым значениям.

Таблица 13 . Трансформация данных

компоненты	операции		
	сглаживание	центрирование	нормирование
E_z	$E_z \rightarrow E_{zc}$	$E_{z\phi} = E_z - E_{zc}$	$E_{zn} = \frac{E_{z\phi}}{E_{zc}} \cdot 100\%$
$\text{Im}E_y$	-	-	$\text{Im}E_{yn} = \frac{\text{Im}E_y}{E_{zc}} \cdot 100\%$
H_ϕ	$H_\phi \rightarrow H_{\phi c}$	$H_{\phi\phi} = H_\phi - H_{\phi c}$	$H_{\phi n} = \frac{H_{\phi\phi}}{H_{\phi c}} \cdot 100\%$
$\text{Im}H_\phi$	$\text{Im}H_\phi \rightarrow \text{Im}H_{\phi c}$	$\text{Im}H_{\phi\phi} = \text{Im}H_\phi - \text{Im}H_{\phi c}$	$\text{Im}H_{\phi n} = \frac{\text{Im}H_{\phi\phi}}{H_{\phi c}} \cdot 100\%$
h	$h \rightarrow h_c$	$h_y = h - h_c$	

* напомним, что значение r_0 зависит от числа точек в окне [98]

- выделение фоновых значений H_ϕ , $\text{Im}H_\phi$, E_z , h путем сглаживания с параметрами, определенными на подготовительном этапе;

- центрирование значений H_ϕ , $\text{Im}H_\phi$, E_z , h согласно таблице 13;

- нормирование значений H_ϕ , $\text{Im}H_\phi$, $\text{Im}E_y$; значения $\text{Im}H_\phi$ нормируются фоном H_ϕ а значения $\text{Im}E_y$ фоном E_z .

Введение поправок и пересчет данных.

Для магнитного поля СДВ введение поправок состоит в исключении влияния рельефа. Возможны четыре сочетания двух вариантов сравниваемых величин (H_ϕ и h или H_ϕ и E_z) с двумя способами исключения рельефа (корреляционным или сплайн-сглаживанием).

Корректность метода корреляции может быть повышена установлением пороговых значений $h_{\text{ц}}$ (или E_{zn}) в полосе сравнения и введением в действие описанной выше процедуры только в том случае, если этот порог превышен. Таким образом, на участках с небольшими изменениями высотных отметок сохраняются значения компонент поля независимо от корреляции. Порог устанавливается в зависимости от удельного сопротивления горных пород (увеличивается при больших значениях ρ).

При использовании сплайн-сглаживания канал-образ, в качестве которого могут использоваться значения $h_{\text{ц}}$ и E_{zn} , задает весовую кривую, регулирующую степень сглаживания значений H_{ϕ} и $\text{Im}H_{\phi}$, в результате чего аномалии от локальных форм рельефа сглаживаются.

Для устранения данных, не представляющих интереса, производятся две дополнительные операции:

- отбрасываются отрицательные значения H_{ϕ} и положительные $\text{Im}H_{\phi}$,
- отбрасываются аномалии $\text{Im}H_{\phi}$ в точках, где отсутствуют аномалии H_{ϕ} .

Для электрического поля $\text{Im}E_{\text{yn}}$ вводится две поправки.

Первая поправка – деление значений $\text{Im}E_{\text{yn}}$ на $\text{Cos}\gamma$ (учет отклонения курса летательного аппарата от направления максимального приема).

Операции второй поправки:

- вычисление средних значений $\text{Im}E_{\text{yn}}$ по маршрутам;
- вычисление регрессионных (сглаженных) средних значений для каждого маршрута (рис.49);
- определение поправки для каждого маршрута (разность средних и регрессионных значений);
- введение поправки со знаком "+" или "-" в значение $\text{Im}E_{\text{yn}}$ каждого пункта.

Далее следуют операции пересчета $\text{Im}E_{\text{yn}}$ в ρ :

- возведение значений $\text{Im}E_{\text{yn}}$ в квадрат;
- умножение на коэффициент $\frac{3,6 \cdot 10^8}{f}$ согласно формуле (63).

Построение результативных карт. Во всех системах автоматизированной обработки аэрогеофизических данных разработаны средства автоматического построения планов графиков и изолиний величин, получаемых в результате обработки данных аэрогеофизических съемок.

Результативная карта измерений магнитного поля СДВ строится в виде совмещенного плана графиков аномальных значений H_{ϕ} и $\text{Im}H_{\phi}$, в разном цвете. Графики строятся относительно маршрутов, изображаемых в виде плавных или многозвенных ломаных линий (в зависимости от способов привязки). При этом положительные значения H_{ϕ} и отрицательные значения $\text{Im}H_{\phi}$ откладываются по одну сторону от линии маршрута для удобства сравнения этих величин. Обычный масштаб изображаемых величин: 20% в 1 см.

Для построения карты эффективного удельного сопротивления значения ρ переводятся сначала в матричную форму, т.е. путем интерполяции вычисляются значения ρ для правильной сетки. Далее по системной программе периферийное устройство рисует карту с заданными сечениями от 10 до 20 000 ом-метров.

Ручные операции при автоматизированной обработке. Система автоматизированной обработки требует активного участия обработчика-интерпретатора, особенно на подготовительных этапах.

На основных этапах также возможно выполнение некоторых операций вручную, если результат автоматической обработки недостаточно качествен, а ручная операция не слишком трудоемка. В первую очередь это относится к разбраковке аномалий магнитного поля СДВ. Возможен, например, такой вариант обработки. Автоматическим путем строится совмещенный план всех аномальных (центрированных и нормированных) значений H_{ϕ} и центрированных значений h или E_z . Интерпретатор анализирует этот план и оставляет только те аномалии H_{ϕ} , которые не связаны с локальными формами рельефа. Далее план остаточных аномалий H_{ϕ} совмещается с планом графиков аномальных значений $\text{Im}H_{\phi}$, и сохраняются лишь те аномалии, которые совпадают с остаточными аномалиями H_{ϕ} .

Построение сводного геоэлектрического плана. Сводный план строится на основе анализа и обработки интерпретатором плана графиков аномального магнитного поля СДВ и карты эффективного удельного сопротивления, которые явились выходом автоматизированной обработки.

В результате анализа карты графиков аномалий H_φ и $\text{Im}H_\varphi$ должны быть выполнены две операции: корреляция аномалий и их классификация.

Корреляция заключается в проведении осей максимальных значений аномалий – также и границ аномальных зон H_φ (на уровне половины максимальных значений). При корреляции следует учитывать реальную точность привязки (особенно в удалении от ориентиров), форму аномалий, а также соотношение аномалий H_φ и $\text{Im}H_\varphi$. В сомнительных случаях полезно наложение карты графиков H на карту изолиний удельного сопротивления и увязка аномалий по зонам пониженного сопротивления.

Классификация аномалий от тонких электропроводных объектов основывается на величине отношения аномалий $\text{Im}H_\varphi$ и H_φ , а также величине аномалии H_φ (если аномалия $\text{Im}H_\varphi$ отсутствует). Могут быть выделены, например, следующие классы узких аномалий, которым могут быть соотнесены интервалы значений электромагнитного параметра электропроводных объектов согласно разделу 3.2.3.:

- слабые аномалии H_φ (до 5-10%);
- большие аномалии H_φ (от 10 до 50%), не сопровождающиеся аномалиями $\text{Im}H_\varphi$;
- значительные аномалии H_φ в сочетании с небольшими аномалиями $\text{Im}H_\varphi$;
- аномалии $\text{Im}H_\varphi$ близки по величине к аномалиям H_φ .

Результатом корреляции и классификации является карта аномальных осей и зон магнитного поля СДВ, на которой различными знаками выделены классы аномалий.

Сводный геоэлектрический план получают наложением этой карты на карту изоометров, при этом для лучшего визуального восприятия сводного плана изолинии могут быть разрежены. На плане проводятся дополнительные линии нарушения корреляции аномалий H , а также выделяются генерализованные структуры и блоки, проявившиеся при наложении карт.

Дальнейшее увеличение информации достигается при наложении карт других физических полей.

3.4.4. Особенности обработки данных наземных и подземных измерений

Можно выделить две характерные особенности данных, получаемых при наземных измерениях, которые обуславливают некоторую специфику операций их обработки. При этом цели и выходы системы обработки остаются теми же, что и при аэроизмерениях.

Во-первых, отсчеты на пунктах наблюдений производятся путем интегрирования измеряемого сигнала в течение промежутка времени (несколько секунд), достаточного для подавления электромагнитных помех. Поэтому операция низкочастотной фильтрации на этапе предварительной обработки обычно не применяется.

Во-вторых, аномалии магнитного поля, вызываемые маломощными геологическими объектами, на поверхности земли более локальны, чем аномалии от неровностей рельефа местности. Отсюда следует возможность частотной фильтрации с целью выделения локальных аномалий поля.

Вводится дополнительная операция сглаживания с меньшим окном, чем при аэро съемках. Получаемые при этом “фоновые” значения являются суммой нормального поля и вторичных полей, создаваемых неровностями рельефа местности и мощными геологическими объектами. Затем путем вычитания этих “фоновых” значений из наблюдаемых получают аномалии поля, создаваемые маломощными геологическими объектами.

Следующая операция – повторное сглаживание “фоновых” значений и выделение центрированных значений, соответствующих аномалиям, которые вызываются мощными геологическими объектами и неровностями местности. В результате отбраковки “рельефных” аномалий рассмотренными ранее способами остаются аномалии, создаваемые геологическими телами.

При измерениях не только H_ϕ , но и ReH_z и ImH_z получают три информативных карты магнитного поля.

По результатам амплитудных измерений электрического поля строят карту изолиний импеданса $Z = E_y/H_\phi$ или удельного сопротивления. Пересчет данных в единицы сопротивления (или удельного сопротивления) производится с учетом коэффициента g преобразования магнитного поля в электрическое напряжение в приемной рамке и действующей длины l электрической линии:

$$Z = \frac{N(E) \cdot g}{N(H) \cdot l}, \text{ Ом}; \quad \rho = \frac{1,27 \cdot 10^5}{f} [Z]^2, \text{ Ом}\cdot\text{м}. \quad (64)$$

где $N(E)$ и $N(H)$ – отсчеты при измерениях E_y и H_ϕ

При измерениях активных и реактивных компонент импеданса вычисляют модуль и фазу импеданса и строят две информативных карты электрического поля.

Подземные съемки нередко проводятся в ситуациях, когда профиль наблюдений не выходит из аномальной зоны. В этих условиях регрессионный анализ для выделения фоновых значений может быть неэффективным, и следует предпринять попытку расчета этих значений.

Проведя наблюдения на поверхности земли по проекции горной выработки, можно определить фоновые значения H_ϕ и E_y на поверхности. Далее, используя формулу (17), можно рассчитать фоновые значения на глубине (для определения коэффициента поглощения α при этом используют результаты вычисления удельного сопротивления среды по фоновым значениям импеданса). Затем путем вычитания находят аномальное поле H_ϕ .

Подобные работы можно провести на ровной поверхности земли или на участках однородного склона, удаленных от вершины на расстояние $>\lambda$, где $\lambda = 2\pi/\alpha$ - длина волны в горных породах. Во втором случае можно вычислить подземные фоновые значения не только для H_y , но и для H_z и получить аномалию вертикальной составляющей магнитного поля.

3.5. Подсистемы интерпретации данных

3.5.1. Интерпретация данных аэроизмерений

Интерпретация данных площадной аэроэлектроразведочной съемки связана с построением сводного геоэлектрического плана (раздел 3.4.3.).

Оценка мощности электропроводных зон основана на двух операциях: 1) идентификация тонких и мощных объектов; 2) оценка мощности объектов второго класса.

Оценочным параметром в обоих случаях служит ширина аномалии H_ϕ на уровне половины максимальных значений аномалии или расстояние между экстремумами градиента аномальных значений поля.

Над залегающим у поверхности земли тонким проводником ширина аномалии примерно равна удвоенной высоте полета, т.е. 100-150 м. Поэтому такими аномалиями следует идентифицировать тонкие электропроводные объекты. Более широкие аномалии соответствуют классу мощных тел, оценку мощности которых можно давать по расстоянию между указанными точками графика магнитного поля.

Неоднозначность такой интерпретации состоит в том, что тонкие пласты с высокой электропроводностью, залегающие на некоторой глубине, могут создавать такие же аномалии.

Отчетливыми признаками мощного тела являются выположенная вершина или прогиб графика аномалии H_ϕ .

Оценка электромагнитного параметра тонких электропроводных объектов производится на основе выделенных классов аномалий магнитного поля (раздел 3.4.3.), которые сопоставляются интервалам значений электромагнитного параметра согласно разделу 3.2.3.

При геологической интерпретации каждый из классов аномалий может идентифицироваться с какими-либо геологическими образованиями, характерными для изучаемой площади.

Класс мощных электропроводных объектов может быть, например, представлен: пластами горных пород с пониженным сопротивлением относительно окружающей геологической среды (слои глинистых сланцев среди песчаников, графитистых сланцев среди кристаллических толщ и т.д.) или тектоническими нарушениями (зоны повышенной трещиноватости пород, катаклаза).

Подклассы аномалий от маломощных электропроводных объектов по разделу 3.4.3 могут соответствовать:

- мелким тектоническим нарушениям, представленным трещиноватыми породами;
- средним тектоническим нарушениям (увлажненные зоны дробленных и перетертых пород) или пластам графитистых, глинистых сланцев, сульфидизированных пород мощностью в первые десятки метров;
- крупным тектоническим нарушениям, представленным милонитами, зонам графитизации и сульфидизации пород мощностью до 100 м;
- тектоническим нарушениям с еще более интенсивными процессами милонитизации, графитизации и сульфидизации, а также сульфидным залежам.

Объекты с высоким электрическим сопротивлением, которые оконтуриваются повышенными значениями $\text{Im}E_y$ и эффективного удельного сопротивления, могут в метаморфических толщах интерпретироваться как интрузивные массивы, полосы интенсивного окварцевания или ороговикования (без сульфидной минерализации), а в осадочных толщах – как мощные пачки песчаника, известняка.

Важными элементами геологической интерпретации являются структуры, выделяемые по косвенным признакам: прерыванию корреляции аномалий магнитного поля, изгибам изолиний удельного сопротивления, группировке мелких аномалий и контуров изолиний в протяженные зоны и т.д.

Линии нарушения корреляции аномалий обычно интерпретируются как секущие тектонические нарушения, которые не проявляются аномалиями магнитного поля СДВ либо из-за неблагоприятного направления относительно пеленга (случай H -поляризации), либо из-за того, что они залечены процессами сжатия или гидротермальными процессами (окварцевание, карбонатизация и т.д.) и не являются объектами с повышенной электропроводностью.

3.5.2. Интерпретация данных наземной съемки

Данные площадных измерений активных и реактивных компонент H_z и импеданса Z , обработанные согласно разделу 3.4.4., интерпретируются аналогично данным аэроизмерений.

Дополнительную информацию дает анализ карты фазы импеданса. На ней выделяют площади, где влияние поверхностного слоя незначительно (фоновые значения фазы импеданса близки к 45°), а полученные значения импеданса отображают удельное сопротивление коренных пород. На тех участках, где фоновые значения ψ_Z отличаются от 45° , возможно (при известном удельном сопротивлении верхнего слоя) определение мощности верхнего слоя h_1 и удельного сопротивления подстилающей толщи ρ_2 .

Определение параметров двуслойной среды осуществляется следующей последовательностью операций. Сначала по известным величинам ρ_1 и f находят импеданс Z_1 однородного полупространства с удельным сопротивлением ρ_1 и толщину скин-слоя δ_1 . Измеренные и сглаженные (для устранения влияния неоднородностей сопротивления верхнего слоя) значения импеданса двуслойной среды Z_d делят на Z_1 и получают значения приведенного импеданса. Затем на палетке рис.16 проводят горизонтальные линии, соответствующие Z_d/Z_1 и измеренному фазовому сдвигу ψ_Z , и ищут такие пересечения этими линиями графиков с одинаковыми индексами, которые находятся на одной вертикали. По пересечению вертикали с осью абсцисс определяют h_1/δ_1 . Зная эту величину, а также индекс ρ_2/ρ_1 , можно по известному ρ_1 найти h_1 и ρ_2 .

Определение параметров электропроводных пластов (мощность, электропроводность, глубина залегания) по опорным профилям, пересекающим наиболее интересные зоны аномального электромагнитного поля, основано на анализе данных измерений импеданса и магнитного поля. При этом значения активных и реактивных компонент в характерных

Таблица 14. Варианты интерпретации по данным экстремальных значений H_z / H_ϕ и $\Delta\psi$

$\Delta\psi$	H_z / H_ϕ											
	0,1			0,1-0,5			0,5-1,0			>1,0		
	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c
>+35°	10	<0,3	0,01-0,05	10 ²	от 0,005 (h<0,02δc) до 0,015 (h<0,1δc)							
	10 ²	<0,015	0,1-0,2	10 ³	от 0,0015 (h<0,02δc) до 0,005 (h<0,1δc)							
	10 ³	<0,005	0,1-0,2	10 ⁴	от 0,0005 (h<0,02δc) до 0,0015 (h<0,1δc)		10 ⁴	<0,003	<0,02			
	10 ⁴	<0,0015	0,1-0,2									
От +35° до -30°	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c
	10	от 0,03 (h>0,01δc) до 0,5 (h>0,2δc)		10	от 0,05 (h<0,05δc) до 0,5 (h<0,2δc)							
	10 ²	от 0,015 (h>0,1δc) до 0,05 (h>0,3δc)		10 ²	от 0,015 (h<0,1δc) до 0,1 (h<0,5δc)							
	10 ³	от 0,005 (h>0,1δc) до 0,015 (h>0,3δc)		10 ³	от 0,005 (h<0,1δc) до 0,05 (h<0,5δc)		10 ³	от 0,01 (h<0,02δc) до 0,03 (h<0,1δc)				
От -30° до -45°	10 ⁴	от 0,0015 (h>0,1δc) до 0,005 (h>0,3δc)		10 ⁴	от 0,0015 (h<0,1δc) до 0,01 (h<0,5δc)		10 ⁴	от 0,003 (h<0,02δc) до 0,01 (h<0,1δc)				
	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c
	10	0,5-1	0,1-0,2	10	>0,5	0,01-0,2	10	>0,1	0,02-0,5	10 ²	>0,1	<0,02
	10 ²	0,05-0,1	0,4-0,5	10 ²	>0,1	0,02-0,5	10 ²	>0,03	0,1-0,7	10 ³	>0,03	<0,1
10 ³	0,025-0,4	0,4-0,5	10 ³	>0,03	0,1-0,7	10 ³	>0,01	0,1-0,8	10 ⁴	>0,01	<0,1	
10 ⁴	0,01	0,5	10 ⁴	>0,01	0,1-0,8	10 ⁴			10 ⁴	>0,01	<0,02	
<-45°	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c	ρ_c/ρ_T	m/δ_c	h/δ_c
	10	<0,5	>0,3									
	10 ²	<0,1	>0,5									
	10 ³	<0,03	>0,7									
10 ⁴	<0,01	>0,8										

(экстремальных) точках графиков аномального поля (рис.23) пересчитываются по формулам (24), (25) в значения модуля и фазы H_z/H_ϕ и аналогично – в значения модуля и фазы импеданса.

Протяженность интерпретируемых зон аномального поля должна быть более половины длины волны в среде.

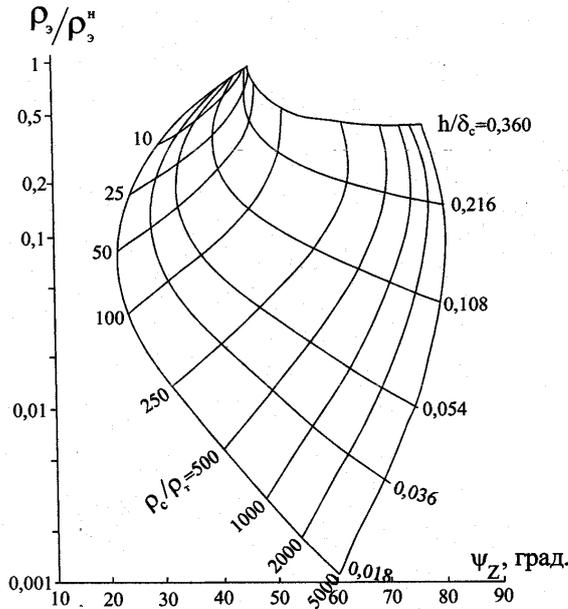


Рис. 53. К интерпретации аномалий импеданса над электропроводным пластом

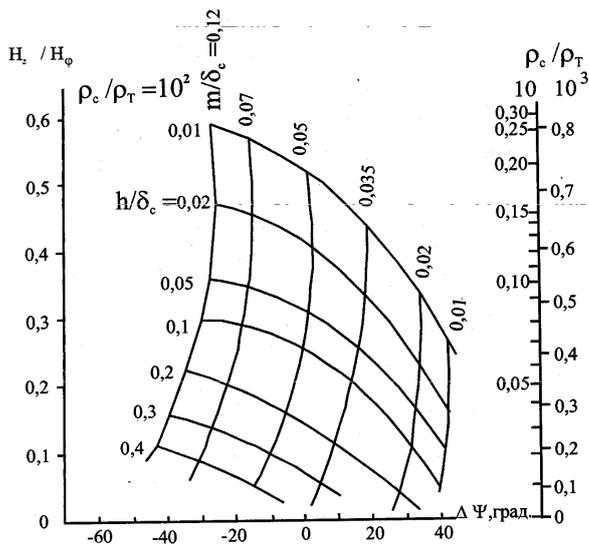


Рис. 54. К интерпретации аномалий магнитного поля СДВ над электропроводным пластом

По результатам численных расчетов импеданса [38, 120] составлена палетка (рис.53) для оценки контрастности удельных сопротивлений среды и пласта и глубины h залегания верхней кромки пласта, нормированной толщиной скин-слоя среды. Предполагается, что покровные отложения отсутствуют или имеют удельное сопротивление, близкое к сопротивлению среды. За величину ρ_z^H принимаются фоновые значения удельного сопротивления, определенные по данным измерений импеданса в окрестностях аномалии.

Пользуясь палеткой рис.53, по значениям ρ_z и Ψ_z в эпицентре аномалии можно оценить ρ_c/ρ_r и h/δ_c , если мощность пласта находится в пределах $0,02\delta_c < m < 0,2\delta_c$.

На основании численных расчетов магнитного поля [38, 120] составлена таблица 14 с вариантами интерпретации данных экстремальных значений H_z и $\Delta\Psi$ для контрастностей сопротивлений среды и пласта от 10 до 10^4 . В ней выделены четыре интервала значений H_z/H_ϕ и $\Delta\Psi$. Сочетаниям этих интервалов сопоставлены возможные значения мощности и глубины залегания пласта для каждого значения контрастности сопротивлений, которое определено по данным импедансных измерений (палетка рис.53) или задано априорно.

Очень интенсивные аномалии ($H_z/H_\phi > 0,5$) вызываются тонкими пластами с высокой электропроводностью.

Слабые аномалии ($H_z/H_\phi < 0,1$) могут интерпретироваться в зависимости от фазовых сдвигов различным образом, однако при фазовом сдвиге $> +35^\circ$ и $< -30^\circ$ число вариантов сравнительно невелико.

Фазовый сдвиг от $+35^\circ$ до -35° предопределяет множество вариантов интерпретации. Задаваясь контрастностью сопротивлений, можно оценить мощность пласта и глубину его залегания. В дополнение к таблице 14 для этого интервала может быть использована палетка рис.54, построенная для контрастности сопротивлений 10^2

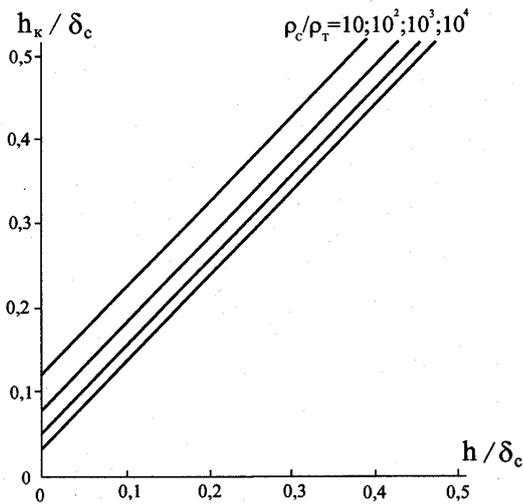


Рис. 55. К определению глубины залегания верхней кромки электропроводного пласта

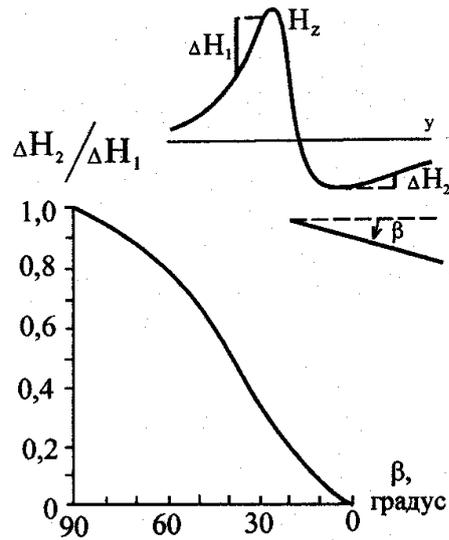


Рис. 56. К оценке угла падения пласта (по С.Г.Гордееву)

Для контрастностей 10 и 10^3 можно использовать нанесенные справа шкалы H_z / H_ϕ . Полученные по палетке значения m/δ_c в случае контрастности 10 следует умножить, а контрастности 10^3 – разделить на 3,16. При этом значения h/δ_c берутся с палетки без изменений.

Оценку глубины залегания при $h > m/2$ можно давать, используя рис.55, где h_k – расстояние между экстремумами графиков H_z и H_ϕ (или половина расстояния между двумя экстремумами H_z).

Можно получить оценки глубины залегания, пользуясь рис.53 и 55, а затем с учетом этих данных более точно подобрать значения параметров пласта по рис.54. Интерпретация имеет итерационный характер.

Следует иметь в виду, что наличие рыхлых отложений, особенно электропроводных, может существенно снизить достоверность оценочной интерпретации аномалий, вызываемых залегающими под ними электропроводными объектами.

При наклонном падении электропроводного пласта проявляется асимметрия графиков магнитного поля (рис.30). Оценить угол падения можно по отношению градиентов спада значений H_z на внешних ветвях кривой аномального поля [32, 33]. Зависимость отношения градиентов от угла падения пласта (рис.56) может быть использована для этой цели.

3.5.3. Интерпретация данных измерений в горных выработках

Возможности такой интерпретации следуют из представленного на рис.57 распределения эллипсов поляризации вторичного магнитного поля в вертикальной плоскости [125]. В горных выработках 1 и 2, проходящих над проводящей пластиной и под ней, поляризация вторичного поля близка к линейной. Если провести перпендикуляры к большим полуосям эллипсов, то для верхнего профиля они пересекутся несколько выше верхней кромки пласта, а для нижнего – в

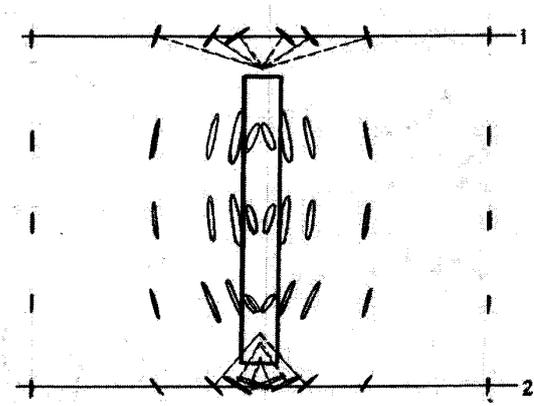


Рис. 57. Распределение эллипсов поляризации вторичного магнитного поля под землей вокруг электропроводной пластины

1 и 2 – оси горных выработок

самом пласте. Вблизи боковых граней пластины наблюдается значительная эллиптичность вторичного поля, представленного в основном вертикальной составляющей.

Таким образом, только по горным выработкам, проходящим вблизи верхней или нижней кромки объекта, можно определить положение кромки относительно линии наблюдений. Если выработка проходит вблизи средней части пластины или пересекает ее, то можно лишь констатировать наличие аномального вертикального поля как признак присутствия проводящего тела.

4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СВЕРХДЛИННОВОЛНОВЫХ СИСТЕМ В ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

4.1. Ранние стадии геологоразведочного процесса

Последовательность геологоразведочных работ принято разделять на ряд стадий [53]. Сверхдлинноволновые электроразведочные системы применяются на ранних стадиях геологоразведочного процесса.

Стадия 1 обычно включает в себя аэрокосмические фотосъемки, региональные геологические съемки с бурением опорных скважин, аэромагнитные, гравиметрические, геохимические съемки масштабов 1:500 000 или 1:200 000, региональные сейсмические профили и другие работы. Сверхдлинноволновая аэроэлектроразведка при съемках этих масштабов может использоваться в варианте измерения горизонтальной составляющей электрического поля при полетах на высоте 1-2 км. Возможно решение задачи картирования комплексов горных пород по величине их удельного сопротивления, в том числе и под мощными ледниками.

Наибольшее применение сверхдлинноволновые системы находят на стадиях 2 (геолого-съемочные работы масштабов 1:50 000 или 1:25 000 с общими поисками) и 3 (поисковые работы), которые вместе можно рассматривать как единую систему, целью которой является локализация участков, содержащих искомое полезное ископаемое.

Работы стадии 2 проводятся на перспективных площадях, выделенных по результатам исследований первой стадии (рис.58). Они осуществляются аэрогеофизической партией с помощью комплексной станции, содержащей каналы магниторазведки, гамма-спектрометрии и сверхдлинноволновой электроразведки. Результатом аэросъемок являются: карты физических полей, используемые при составлении геологических карт, а также перспективные участки, выделяемые по сочетанию особенностей физических полей, которое может служить признаком геологической ситуации, благоприятной для оруденения. При этом учитываются результаты работ, проводимых на данной площади геолого-съемочными, гравиметрическими и геохимическими партиями. Поскольку аэрогеофизические работы обычно идут с опережением наземных, выделение перспективных участков может производиться только по аэроданным с учетом результатов наземных работ стадии 1.

На стадии 3 комплекс поисковых работ включает геофизические, геохимические и геологические съемки, а также горные работы (канавы, шурфы, скважины) и опробование. Геофизика обычно представлена магнито- и гравиразведкой, гамма-спектрометрией, методом естественного электрического поля, а также электропрофилированием или заменяющим его методом сверхдлинных волн. Съемки проводятся в масштабе 1:10 000 или 1:5 000 и имеют целью определить места заложения горных выработок для опробования, в результате которого должна быть дана оценка перспективных участков с точки зрения наличия или отсутствия на них промышленных концентраций искомого вида полезного ископаемого. Принимается решение о продолжении или прекращении работ на участке, и вносятся в качестве обратной связи коррективы в оценку перспективности всей исследуемой площади.

Четвертая стадия (поисково-оценочные работы) должна дать представление о масштабах оруденения. На этой стадии могут проводиться, в частности, электроразведочные работы в масштабе 1:2000 при оконтуривании близко залегающих к поверхности рудных объектов.

На последующих стадиях можно использовать измерения поля СДВ в горных выработках для обнаружения электропроводных рудных тел.

Следует подчеркнуть, что на ранних стадиях геологоразведочного процесса геофизические поиски, как правило, дают информацию о косвенных признаках возможного оруденения и призваны локализовать площади и участки для более детальных исследований. Последовательность анализа данных состоит в том, что сначала исключаются площади, представленные не содержащими искомого оруденения геологическими образованиями, которые оконтуриваются по совокупности особенностей физических полей. Далее среди оставшегося пространства выделяются области или блоки, которые могут содержать определенные типы оруденения. В пределах этих областей по специфическому для данного

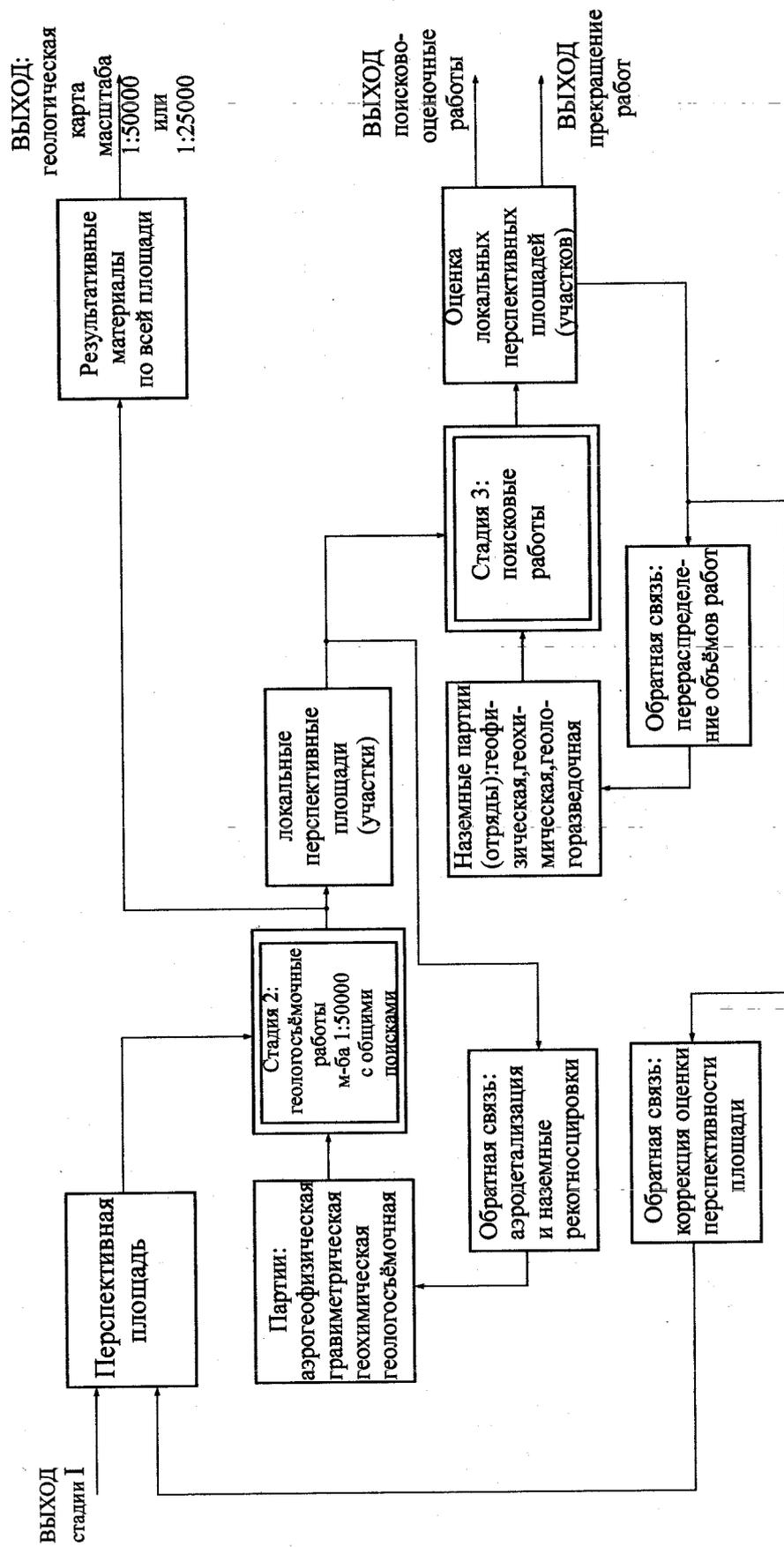


Рис. 58. Система стадий 2 и 3 геологоразведочного процесса

типа оруденения сочетанию физических полей и геохимических ореолов намечают перспективные участки.

4.2. Эффективность структурного картирования

На ранних стадиях геологоразведочного процесса одной из первоочередных задач является изучение геологической структуры изучаемой площади.

Региональные исследования масштаба 1:500000 используют космические фото- и телесъемки для выявления структур, образуемых линейными, дугowymi и кольцевыми элементами тектонического строения Земли. На космических снимках резко уменьшается маскирующее влияние почвенного и растительного покрова, и рельефно выступают изображения глубоко погребенных структур, просвечивающих сквозь покровные образования и находящихся отображение в виде небольших по амплитуде, но проявляющихся на больших расстояниях уступах земной поверхности.

При среднемасштабных (1:200 000 – 1:25 000) аэрогеофизических и фотосъемках генеральные структуры детализируются. В верхних слоях Земли они проявляются в виде субпараллельных или кулисообразно расположенных тектонических нарушений. Выявляются более мелкие кольцевые и дуговые структуры, а также многочисленные оперяющие трещины, направленные под углом к простиранию более крупных тектонических нарушений.

Поскольку разные виды съемок основаны на изучении различных физических свойств геологических образований, наложение результативных карт этих видов позволяет выделять большее количество структурных элементов и крупных структур по сравнению с одномоментными исследованиями.

Для оценки эффективности структурного картирования при использовании какого-либо метода исследований, в том числе сверхдлинноволновых систем, можно соотнести число выявляемых новых структурных элементов к числу элементов, известных по другим имеющимся данным.

Начиная с 1973 года сверхдлинноволновые системы применяются в составе комплексных аэрогеофизических станций. За это время аэроизмерения поля СДВ проведены на сотнях тысяч квадратных километров главным образом в Сибири и на Дальнем Востоке в пределах рудных провинций черных, цветных, редких, благородных металлов, радиоактивных элементов, фосфоритов и других твердых полезных ископаемых, а также при поисках источников водоснабжения.

Наиболее значительные по объему работы были в золоторудных регионах, и приводимые ниже примеры в основном касаются таких площадей.

Рассмотрим в качестве примера структурного картирования рис.59. Участок расположен в юго-западной части древней складчатой области Становика-Джугджура, подвергшейся тектоно-магматической активизации в мезозое. Район относится к золото-молибденовому поясу Восточного Забайкалья – Верхнего Приамурья. Он сложен гнейсами и амфиболитами архея, известняками нижнего протерозоя и нижнемеловыми эффузивами. Широко развиты интрузии нижнего протерозоя, среднего и позднего палеозоя, триаса-юры и мела. Простирание структур субширотное – северо-восточное. Поперечные разломы имеют северо-западное и северо-восточное простирание. В узлах их пересечения породы раздроблены и брекчированы. Золоторудные зоны представлены березитами, обычно обладающими пониженным электрическим сопротивлением относительно вмещающих пород, для которых характерны удельные сопротивления тысячи ом-метров.

Аэроэлектроразведочные съемки магнитного поля СДВ выявили многочисленные зоны повышенной электропроводности сумберионального – северо-восточное (реже – северо-западного) направления. Длина отдельных аномальных объектов от 0,5 до 2,5 км, а интенсивность аномалий – от 10 до 40%. Аномалии в ряде случаев объединяются в протяженные зоны, в пределах которых отдельные электропроводные тела пересекаются под острыми углами или протягиваются параллельно друг другу.

Для выявления субширотных структур были проведены съемки по меридиональным маршрутам. Пеленг используемой Австралийской станции, работающей на частоте 22,3 кГц, равен 20°, и широтные разломы, если бы они были электропроводными, должны были

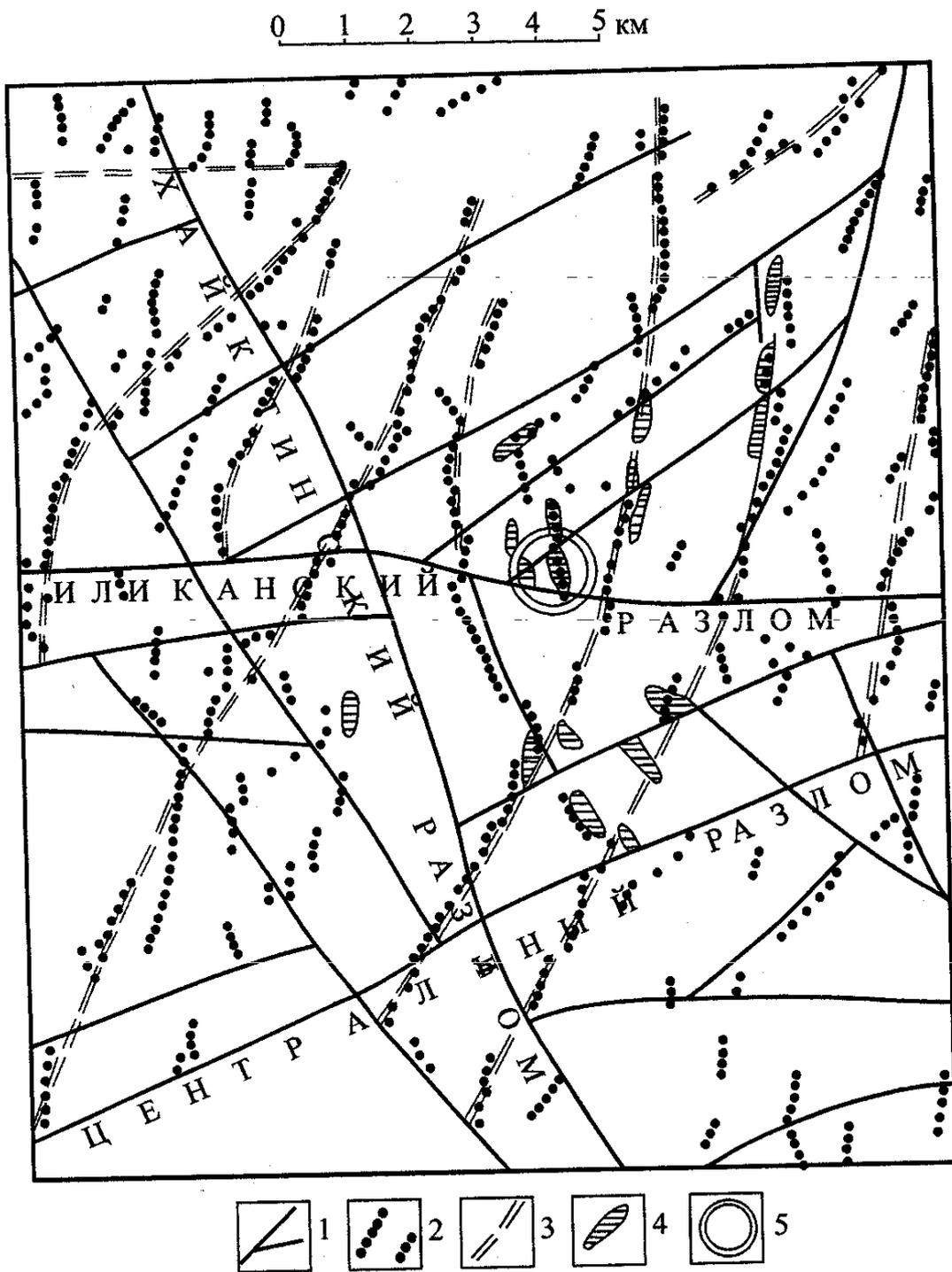


Рис. 59. Структура тектонического строения золоторудного поля в верхнем Приамурье (по материалам Н.К.Ждана)

1 – разрывные нарушения по данным аэрофото- и геологической съемок, 2 – оси аномалий магнитного поля СДВ, 3 – тектонические зоны по данным аэроэлектроразведки (генерализация аномалий поля СДВ), 4 – участки березитизации, 5 - месторождение

отметиться пусть и малоинтенсивными аномалиями. Однако как субширотные разломы Иликанский и Центральный, так и крупный разлом Хайктинский северо-западного направления непосредственно по аномалиям поля СДВ не выделяются. Эти разломы прослеживаются при геологической съемке и дешифрировании аэроснимков в виде серий даек и кварцевых жил и в настоящее время, по-видимому, представляют собой зоны сжатия. Вместе с тем субширотные разломы хорошо совпадают с линиями нарушения корреляции аномалий поля СДВ, пересекая их (аномалии) в местах, где они прерываются, сдвигаются или меняют свое направление.

Субмеридиональные тектонические нарушения, основная часть которых обнаружена именно аэроэлектроразведочной съемкой, являются в пределах рудного узла рудовмещающими, совпадая с зонами беризитизации. Они несут существенно новую информацию о структуре рудного поля.

Сравнительную информативность структурного аэроэлектроразведочного картирования в данных условиях попробуем оценить по следующей таблице.

Таблица 15. Эффективность структурного картирования с использованием СДВ-аэроэлектроразведки

Структурные элементы	Число выделяемых структурных элементов			Эффективность аэроэлектроразведки	
	Известных ранее $N_{И}$	По данным аэроэлектроразведки		Коэффициент новизны $\frac{N_{Н}}{N_{Э}} \cdot 100\%$	Коэффициент информативности $\frac{N_{Н}}{N_{И} + N_{Н}} \cdot 100\%$
		Всего $N_{Э}$	Новых $N_{Н}$		
Крупные (свыше 5км)	16	11	9	82	36
Средние (свыше 1,5км)	7	5	4	80	37
Мелкие (менее 1,5км)	-	59	59	100	100

Таким образом, свыше 80% структурных элементов, выделенных аэроэлектроразведкой, были неизвестны. Электроразведочная информация при обнаружении крупных и средних элементов составляют 36-37%, а для мелких элементов все данные новые.

Эффективность аэроэлектроразведочного структурного картирования зависит от геоэлектрических условий. Для успешного обнаружения с воздуха элементов разрывной тектоники необходимы достаточно большие удельные сопротивления горных пород (сотни и тысячи ом-метров), электрическая контрастность и мощность тектонических нарушений. Такие условия характерны для кристаллических щитов, рифейских и каледонских складчатых областей, обрамляющих с запада и юга Сибирскую платформу. Примером является рассмотренный выше участок (рис.59).

Для вулканических поясов Дальнего Востока характерно неравномерное распределение аэроаномалий поля СДВ, небольшие величины аномалий (до 20 %) и небольшая протяжённость аномальных осей (до 1.5 км), при этом они обычно не объединяются в более крупные аномальные зоны. Проверочными наземными работами установлена приуроченность аномалий к фрагментам разрывных тектонических нарушений, в ряде случаев сопровождаемых малоизменёнными субвулканическими телами. В вулканогенных областях дифференцированность постоянного магнитного поля Земли делает магниторазведку основным средством структурного картирования. Дополнительная информация от аэроэлектроразведки сравнительно невелика.

В Среднеазиатском регионе довольно высока эффективность сверхдлинноволновой электроразведки при наземном структурном картировании, однако, возможности аэросъёмки ограничены.

Рассмотрим результат наземных измерений на одном из золоторудных месторождений, которое расположено в сочленении каледонид Северного Тянь-Шаня и герцинид Среднего Тянь-Шаня. Продуктивная свита представлена углеродистыми рассланцованными тиллоидами, филлитами, углеродисто-кремнистыми сланцами, карбонатно-филлитовыми породами. Тектоника складчато-глыбовая. Продольные разломы имеют северо-восточное простирание. Широко представлены разрывные нарушения субмеридионального и субширотного простирания.

Удельные сопротивления геологических образований рудного поля колеблются в пределах от единиц до тысяч ом-метров и, в основном, определяются не первичным составом пород, а наложенными процессами. Метасоматиты имеют двумодальное распределение – 20-160 и 320-2600 ом-метров. Низкие значения связаны с графитизацией, высокие – с карбонатизацией и окварцеванием.

На сводной карте сверхдлинноволновой наземной электроразведки (рис.60) по измерениям импеданса выделены породы с удельным сопротивлением ниже 100 Ом·м и выше 500 Ом·м и нанесены оси аномалий магнитного поля СДВ, полученных на частотах 17.425 и 19.6 кГц. Величины этих аномалий обычно в пределах 5-25%, а в отдельных случаях достигают 50-60%.

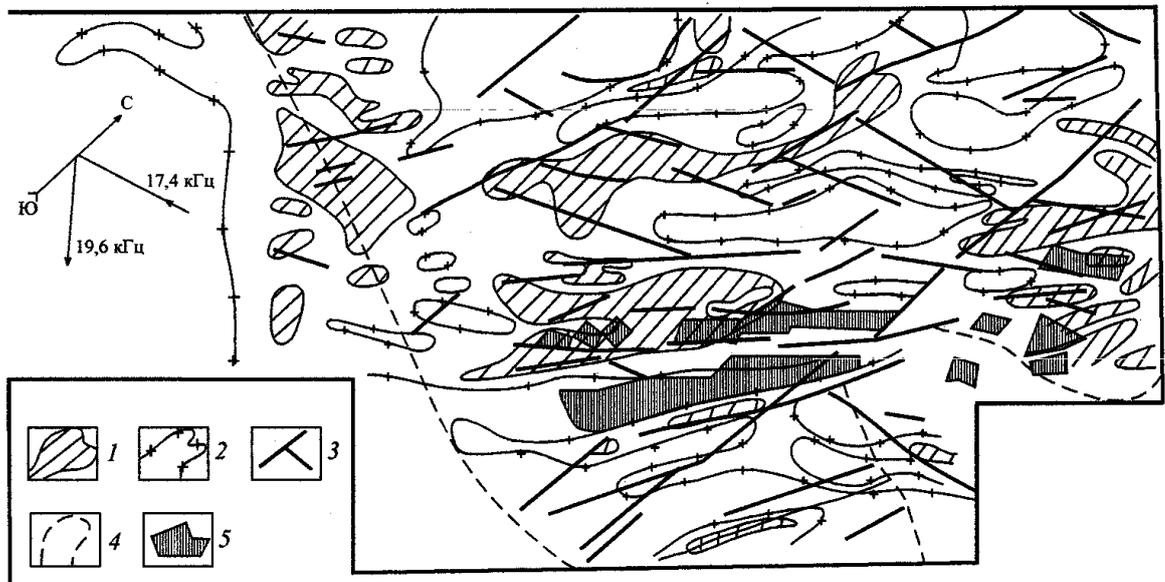


Рис. 60. Геоэлектрический план участка золоторудного месторождения в Восточном Тяньшане (по материалам В.П.Валеева)

1 – контур сопротивления ниже 100 Ом·м, 2 – то же выше 500 Ом·м, 3- оси аномалий магнитного поля СДВ, 4 – границы ледников, 5 – оруденелые метасоматиты

В левой части рисунка, сравнительно однородной по удельному сопротивлению (выше 500 Ом·м), отсутствуют аномалии магнитного поля СДВ. Здесь мощность ледника и морены превышает 50 м.

В пределах месторождения на фоне пониженных сопротивлений графитизированных пород оруденелые метасоматиты южной залежи отмечаются как пласт пород с повышенным удельным сопротивлением. Удельное сопротивление на других рудных объектах нейтрально, иногда понижено.

Оси аномалий магнитного поля СДВ создают впечатляющую картину тектонического строения месторождения. Отчетливо видна рудоконтролирующая роль зоны разрывных нарушений северо-восточного направления, предоставленной серией параллельных

электропроводных трещин, а также приуроченность оруденения к тектоническому узлу, образуемому этой зоной с нарушениями субмеридионального и субширотного направлений. Использование двух полей СДВ, существенно различающихся по пеленгу, позволило в данных условиях по аномалиям магнитного поля выявить электропроводные нарушения всевозможных направлений.

При аэроизмерениях над этим месторождением локальные аномалии, связанные с разрывной тектоникой, исчезают и сохраняются лишь слабые (от 5 до 10%) расплывчатые аномалии, связанные с повышенной графитизацией пород продуктивной толщи. На рис.61 путем сглаживания графика наземных измерений магнитного поля СДВ выделены именно такие повышения фоновых значений, соответствующие данным аэроизмерений. Таким образом, в данных условиях сочетание довольно низких сопротивлений горных пород, небольшой мощности разрывных тектонических нарушений и их слабой контрастности по проводимости с вмещающими породами приводит к быстрому затуханию локальных аномалий магнитного поля в воздухе и к потере при аэроэлектроразведочных съемках информации о разрывной тектонике.

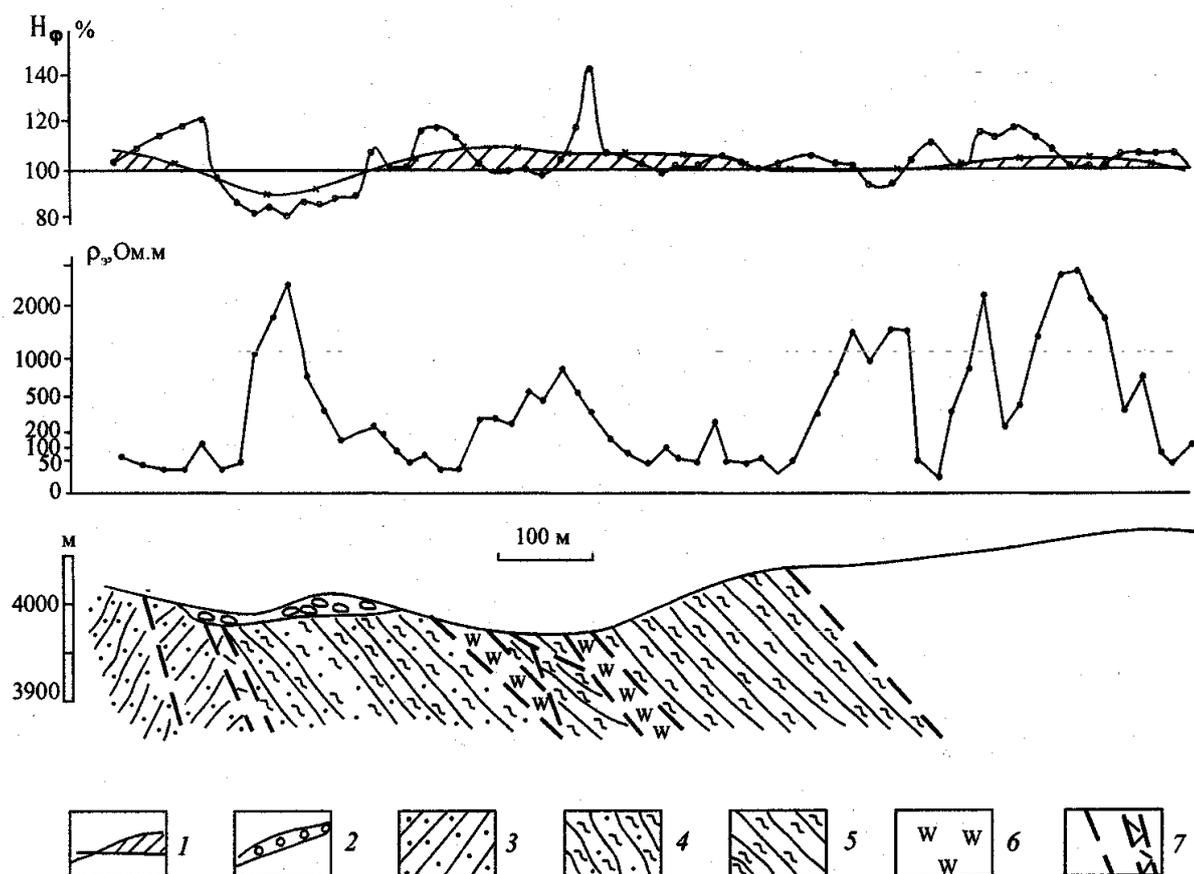


Рис. 61. Данные измерений по профилю, пересекающему месторождение

- 1 – повышения магнитного поля СДВ, выделенные путем осреднения данных измерений,
 2 – морена, 3 – песчаники, 4 – тиллоиды, 5 – филлиты, 6 – оруденелые метасоматиты,
 7 – разрывные нарушения и зоны дробления

4.3. Эффективность комплексной аэрогеофизической съемки

Разрывная тектоника, которая при благоприятных геоэлектрических условиях отображается в данных аэроизмерений, является одним из главных объектов поискового геофизического исследования, поскольку она часто является важным рудоконтролирующим фактором.

Можно выделить три класса факторов, определяющих эффективность геофизической разведки (Таблица 16): геологические, геофизические факторы и реальные параметры используемых геофизических систем. Последние зависят от помех естественного и искусственного происхождения, которые могут существенно влиять на эффективность измерений параметров поля, обработки и интерпретации данных измерений.

Геологические факторы определяют связь между концентрацией полезного компонента (рудотолжением) и особенностями структуры или вещественного состава рудовмещающих геологических образований; геофизические факторы – обособление этих образований по физическим свойствам, что обуславливает их отображение в физическом поле; реальные параметры геофизических систем – возможность регистрации этого отображения и извлечения из него геологической информации.

Обычно изучение какого-либо конкретного вида физического поля позволяет получить сведения об одном или двух геологических факторах, а использование нескольких физических эффектов дает более полную информацию поискового характера.

При комплексных аэросъемках рудных полей используются системы гамма-спектрометрии, магниторазведки и сверхдлинноволновой электроразведки.

Данные гамма-спектрометрии отображают содержание урана, тория и калия в геологических образованиях. Они позволяют выделять комплексы пород, благоприятные или неблагоприятные для оруденения определенного типа, например, гранитные интрузии по общему повышению радиоактивности, щелочные интрузии по повышенному содержанию калия и т.д. По соотношению содержаний указанных трех элементов выделяются определенные типы метасоматических образований, которые могут представлять интерес при поисках рудных месторождений. Например, участки золоторудных месторождений беризитовой и аргиллизитовой формаций в наибольшей степени обогащены ураном, а пропиллитовой (кварц-адуляровые, кварц-адуляр-серцитовые, серицит-кварц-хлоритовые метасоматиты) – калием.

Аэромагнитные съемки решают разнообразные поисково-картировочные задачи в зависимости от геологического строения и геологической истории изучаемых площадей. Особенности аномального магнитного поля могут меняться даже в пределах одной структурно-фациальной зоны. В зависимости от типа оруденения могут использоваться различные поисковые признаки. Для месторождений, связанных с малыми интрузиями, актуальна задача их выявления и оконтуривания. Поисковый интерес могут представлять зоны эндо- и экзоконтактов интрузий. В вулканогенных областях картируются кольцевые структуры и линейные тектонические нарушения, имеющие рудоконтролирующее значение, а также вулканические аппараты. Пониженными магнитными полями выделяются участки, подвергшиеся гидротермальной проработке. Некоторые типы месторождений совпадают с вкрапленной магнетитовой или пирротитовой минерализацией и отмечаются повышенными значениями магнитного поля.

Возможности аэроэлектроразведки отображены в разделе 3.5.1. при рассмотрении вариантов геологической интерпретации ее данных.

В качестве примера приведем результаты комплексной аэрогеофизической съемки на одном из золоторудных узлов Енисейского кряжа.

Золоторудный пояс имеет ширину в среднем около 70 км и протягивается примерно на 400 км от реки Ангары сначала в северном, а затем в северо-западном направлении. Он включает три главных структурных элемента: Центральное поднятие, Восточную синклинорную зону и разграничивающий их Ишимбинский глубинный разлом шириной 6–10 км, представленный двумя крупными сбросами с амплитудами 0,7 и 2 км.

Основные золоторудные месторождения и рудопроявления приурочены к зоне Ишимбинского глубинного разлома и к Центральному поднятию. В 1984-91 гг. практически на всей этой площади проведены трехметодные аэрогеофизические съемки.

Таблица 16. Факторы, определяющие эффективность поискового геофизического исследования

Геологические факторы		Геофизические факторы	Реальные параметры геофизических систем
класс	вид		
Литологические	Продуктивная толща	Отличие рудовмещающей толщи по физическому свойству от окружающей среды	а) диапазон изменений физических свойств и геометрических параметров объектов, которые могут быть определены с помощью данной ГФС б) разрешающая способность ГФС при выделении этих изменений физических свойств и геометрических параметров
	Экранирующий горизонт	Отличие по физическому свойству слоя породы, препятствующего миграции полезного компонента	
Метаморфические	Различные виды вторичных изменений пород	Изменение физических свойств участков рудовмещающей толщи, подвергшейся вторичным воздействиям	
Вещественного состава рудных залежей	Различные виды минеральных ассоциаций	Отличие по физическому свойству минеральной рудовмещающей ассоциации от окружающих пород	
Структурные	Пликативная тектоника	Наличие горизонта или ядра пликативной структуры, вмещающей рудный объект, отличающихся по физическому свойству	
	Дизъюнктивная тектоника	Изменение физического свойства в зоне тектонического нарушения	
	Наличие непродуктивного верхнего слоя	Экранирующее влияние непродуктивного горизонта, удаление изучаемого объекта от линии наблюдений	Проникающая способность поля, законы убывания нормального и вторичного полей

Рассматриваемый Верхне-Енашиминский рудный узел расположен на севере Центрального поднятия. В его строении принимает участие среднепротерозойский комплекс карбонатно-терригенного состава, слагающий фундамент геосинклинали, и верхнепротерозойский структурный комплекс ранней геосинклинальной стадии (сухопитская серия), представленный графитисто-сланцевыми, кварцево-сланцевыми, кварцево-серицит-хлоритовыми сланцами. Интрузивные образования проявляются в виде линз, даек, силлов основного состава и площадных интрузий кислого состава средне и верхнепротерозойского возраста.

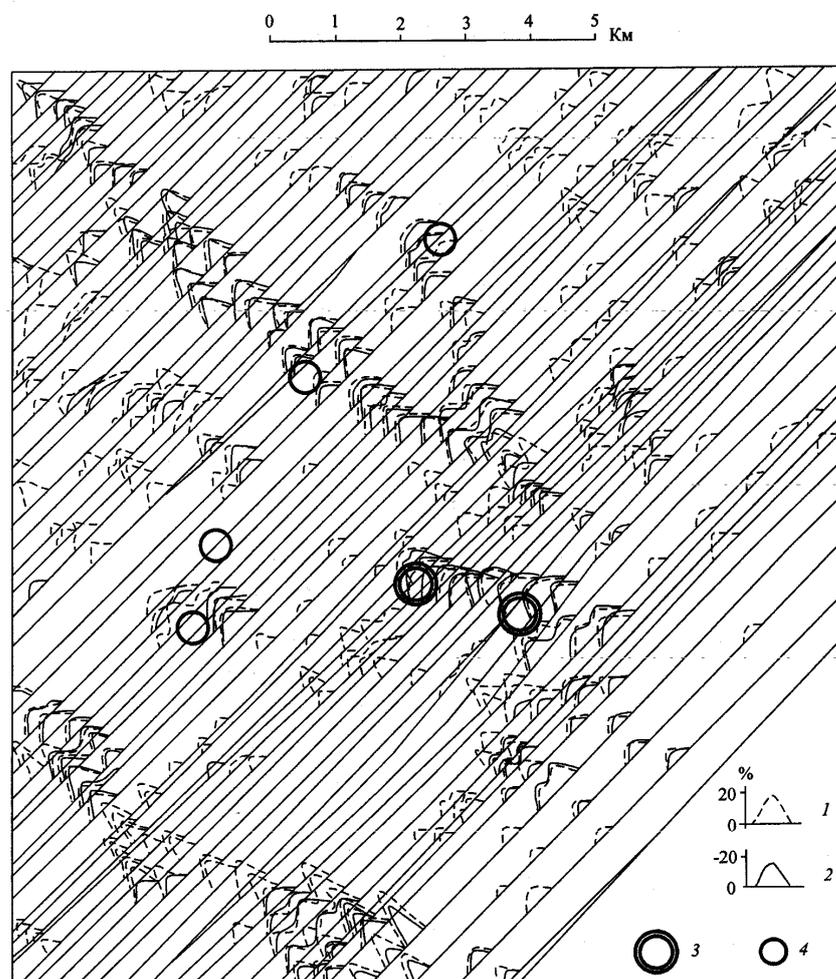


Рис. 62. Карта аэроаномалий магнитного поля СДВ на верхне-Енашиминском рудном узле (Енисейский кряж)

1 и 2 – аномалии активной и реактивной компонент магнитного поля СДВ,
3 – участки месторождения, 4 - рудопроявления

Рудные залежи месторождения представлены карбонатизированными породами, образующими вместе с сопровождающими их интенсивно графитизированными сланцами продуктивную пачку. Мощные коры выветривания оруденелых метасоматитов характеризуются вторичным обогащением и представляют основной промышленный интерес.

В результате аэроэлектроразведочных измерений получены карты аномалий магнитного поля и изолиний эффективного удельного сопротивления (рис.62 и 63). Данные комплексной аэрогеофизической съемки сведены в единый план (рис.64).

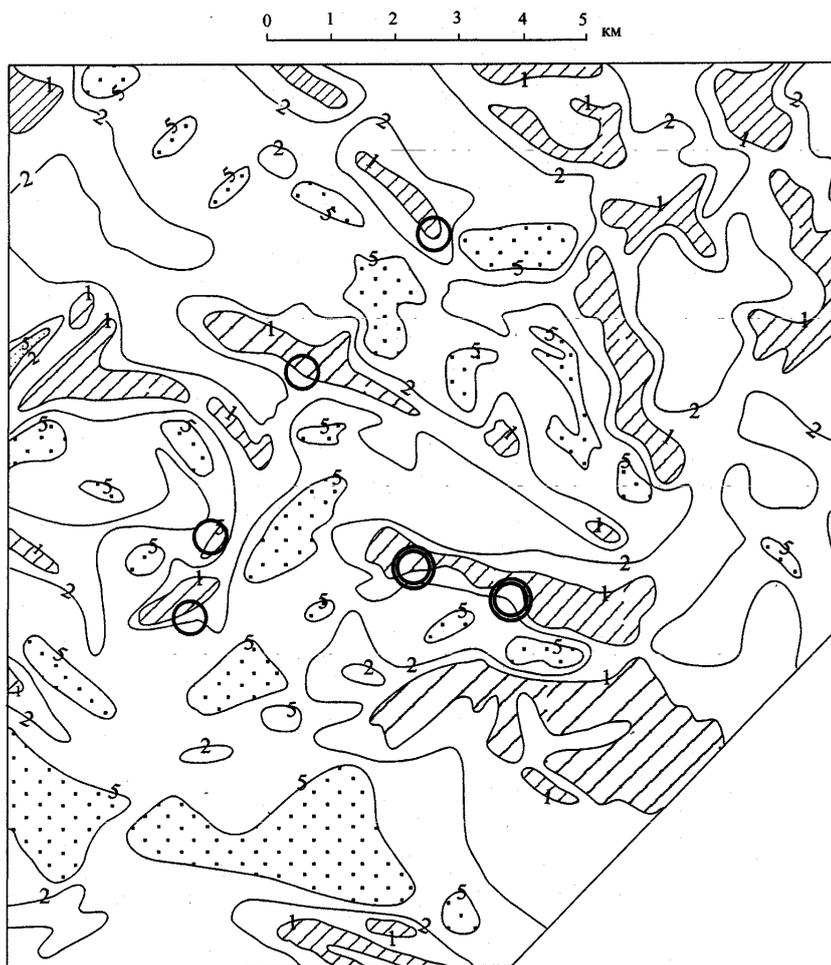


Рис. 63. Карта изолиний удельного сопротивления (в тысячах ом-метров) по данным аэроизмерений горизонтального электрического поля СДВ

В правой и левой частях рисунка 64 по сочетанию признаков повышенной радиоактивности и повышенного, более 2 тысяч ом-метров, удельного сопротивления выделены контуры гранитных интрузий, т.е. потенциально безрудные площади.

В центральной части площади удельные сопротивления более 5 тысяч ом-метров связываются с интенсивным окварцеванием сланцевой толщи, а в южной – с ороговикованием и скарнированием.

Повышенные значения магнитного поля Земли на юге участка входят в контур высокоомных образований и, по-видимому, вызваны скоплениями магнетита в скарнах.

В противоположность этому в центральной и северной частях площади контуры повышенной магнитности совпадают с пониженными значениями электрического сопротивления. По этому признаку уверенно идентифицируются пирротинизированные сланцы продуктивной пачки пород.

Сериями аномалий магнитного поля СДВ, которые отмечают электропроводные зоны с высокими значениями электромагнитного параметра, проявляются крупные разломы северо-западного направления Верхне-Чиримбинский и Тырыдинский.

В блоке, который ограничивается этими разломами, контуром повышенных значений постоянного магнитного поля Земли отображается складчатое строение сланцевой толщи и ее продуктивной пачки.

Участки месторождения приурочены к ядру и крылу антиклинальной, а три рудопроявления – к западному крылу синклинали складок.

В районе месторождения отмечаются аномалии реактивной компоненты магнитного поля СДВ, превышающие аномалии активной компоненты, что характерно для залегающих на

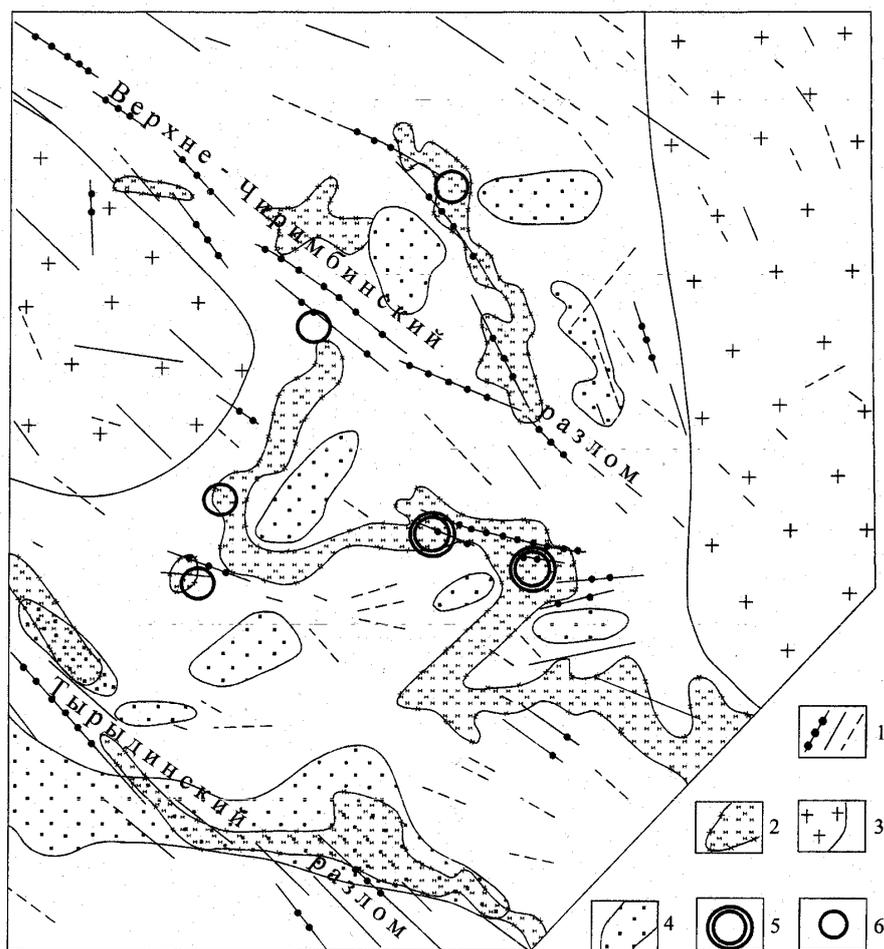


Рис. 64. Сводный план результатов аэрогеофизической съемки

1 – оси электропроводных зон с большим, средним и малым значениями электромагнитного параметра, 2 – контур пород с повышенной магнитностью, 3 – области распространения гранитоидов, выделяемые повышенной радиоактивностью и удельным сопротивлением более 2 тысяч ом-метров, 4 – участки интенсивного окварцевания или ороговикования пород с удельным сопротивлением более 5 тысяч ом-метров, 5 и 6 – месторождения и рудопроявления

некоторой глубине образований с особенно высокими значениями электромагнитного параметра. Они приурочены к пачке интенсивно графитизированных сланцев, сопровождающих оруденелые кварц-карбонатные метасоматиты.

На трех рудопроявлениях узла золото-сурьмяная минерализация совпадает с электропроводными зонами, а четвертое (вольфрамовое) рудопроявление сконцентрировано в линзе интенсивно окварцованных пород, отмечающейся на рис.63 локальным повышением удельного сопротивления.

На участках месторождения отмечается повышенное значение параметра доминантности по данным гамма-спектрометрии (параметр пропорционален разности стандартизированных содержаний калия и тория).

На основании сочетания поисковых признаков пирротинизации, интенсивной графитизации пород и калиевого метасоматоза, которые отображаются в аэроданных магниторазведки, электроразведки и гамма-спектрометрии, на прилегающих к территории рудного узла площадях были выделены несколько перспективных участков. На некоторых из них проверочными работами обнаружены промышленные содержания золота.

4.4. Примеры наземных измерений

На золоторудном месторождении Верхне-Енашиминского рудного узла были проведены не только аэроизмерения, но и наземные работы с использованием полей сверхдлинных волн.

Характерный результат измерений электромагнитного поля по разведочной линии, пересекающей восточный участок месторождения, представлен на рис. 65.

Оруденелые кварц-карбонатные метасоматиты с мощной корой выветривания пересечены скважинами 178 и 180. Именно этот участок представлен однородными значениями удельного сопротивления пород и отсутствием аномалий магнитного поля СДВ. В то же время вкрапленное пирротинное оруденение карбонатизированной пачки отмечается повышенными значениями постоянного магнитного поля (нижний график на рис.65).

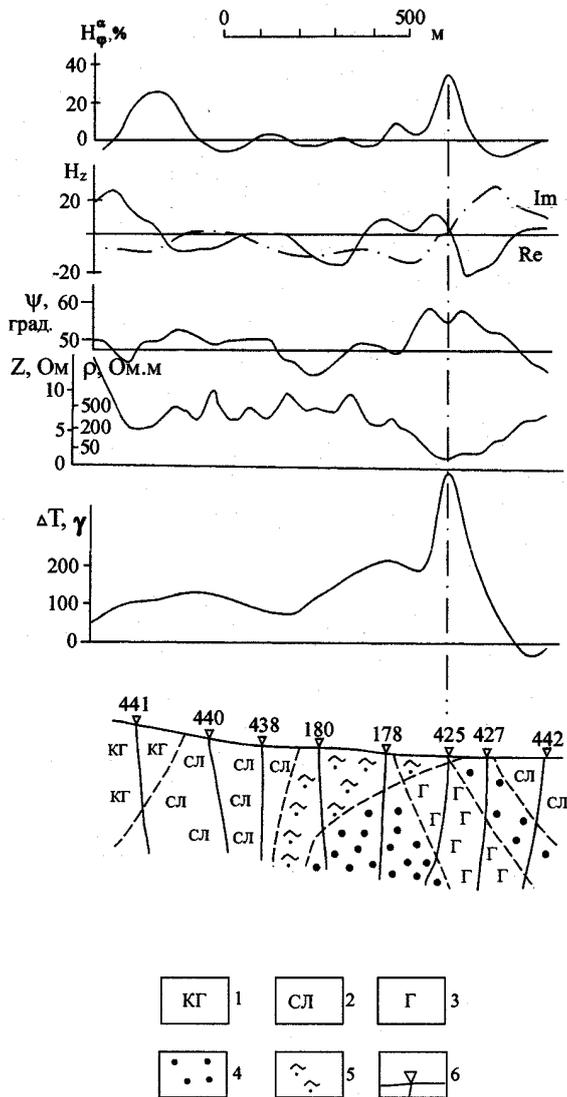


Рис. 65. Результаты геофизических измерений по разведочной линии на восточном участке месторождения

- 1 – кварц-графитистые сланцы.
- 2 – слюдяные сланцы, 3 – графитистые сланцы,
- 4 – карбонатизированные породы,
- 5 – кора выветривания, 6 - скважины

Аномалия электромагнитного поля СДВ, эпицентр которой совпадает с устьем скважины 425, характерна для объекта с высокой электропроводностью. Минимум импеданса соответствует эффективному удельному сопротивлению 12 Ом-м на фоне 400 Ом-м для окружающей среды. График фазы импеданса имеет форму максимума с прогибом в эпицентре и значением 60° . По этому значению фазы и по величине отношения минимального и фонового значений эффективного удельного сопротивления, которое равно 0,03, можно с помощью рис.53 получить оценку контрастности сопротивлений среды и объекта и глубины залегания его верхней кромки. Первый параметр примерно равен 500, второй – $0,08 \delta_c$. Зная удельное сопротивление среды $\rho = 400$ Ом-м, можно получить удельное сопротивление объекта около одного омметра и глубину верхней кромки около 10 м.

Интерпретируя данные измерений магнитного поля по рис.54 и задаваясь контрастностью 10^3 , получаем $m/\delta_c \approx 0,05$, $h/\delta_c = 0,3$, т.е. мощность 4м (для контрастности 10^2 мощность была бы 12 м) и глубина 24 м. Примерно такую же глубину можно получить по расстоянию между экстремумами H_ϕ и ReH_z .

Таким образом, получается, что мощность объекта, обладающего удельным сопротивлением порядка 1 Ом-м, не превышает 10 м при глубине его залегания около 20 м. Сама локальная аномалия приурочена к висячему боку более мощного (около 150 м) пласта графитизированных сланцев.

Наиболее вероятным вариантом геологической интерпретации объекта, создающего эту аномалию, является представление его в виде зоны тектонитов, обогащенной графитом и магнитными минералами.

Аномалия в левой части рисунка 65 имеет признаки мощного слабоконтрастного по сопротивлению пласта и создается кварц-графитистыми сланцами с несколько пониженным по сравнению со слюдястыми сланцами удельным сопротивлением.

Рассмотрим несколько характерных примеров для других геологических условий.

Многие месторождения золота представлены золото-кварцевой формацией. Она обычно проявляется в кварцевых жилах или зонах кварцевых прожилков. Удельное сопротивление этих объектов в значительной степени зависит от пострудных процессов, которые часто приводят к нарушению монолитности кварцевого материала, в результате чего жилы перестают отличаться по удельному сопротивлению от вмещающих пород, и их поиски с помощью электроразведки становятся малоэффективными.

Однако на некоторых месторождениях рудные жилы сохраняют высокое сопротивление. На рис. 66 показаны данные измерений электрического поля СДВ в сравнении с графиками дипольного электропрофилирования на одном из месторождений Камчатки, где кварц-карбонатные жилы мощностью до 3-4 м отмечаются максимумами поля. Площадные съемки позволили определить протяженность жил в пределах рудных зон и сделать обоснованные заключения о масштабе месторождения.

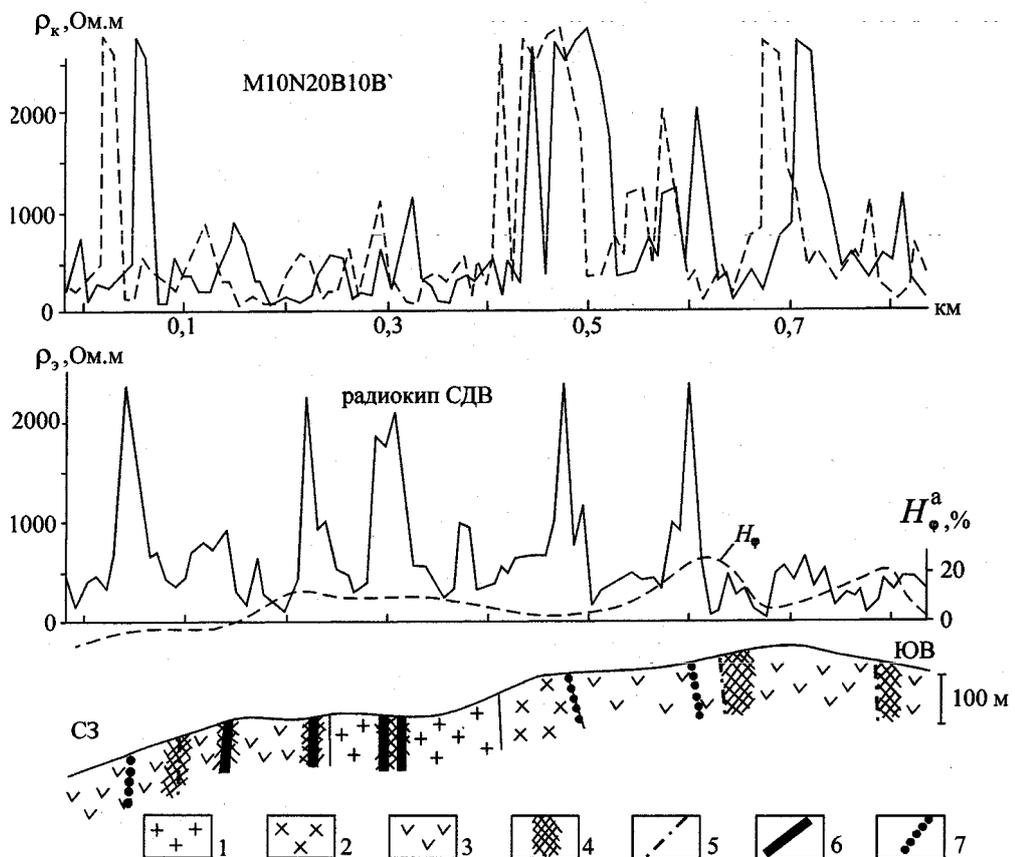


Рис. 66. Результаты электроразведочных измерений по профилю, пересекающему золото-кварцкарбонатные жилы (по С.Г.Гордееву)

1 – граниты, 2 – туфы, 3 – андезиты, 4 – зоны гидротермальных изменений, 5 – тектонические нарушения, 6 и 7 – ранее известные и открытые по электроразведочным данным рудные жилы.

В заключение приведем два примера измерений в районах многолетней мерзлоты. Поры монолитных коренных пород заполнены незамерзающими растворами электролитов, и дифференциация пород по удельному сопротивлению сохраняется. Сопротивление промерзших рыхлых отложений в зависимости от степени льдистости составляет десятки и сотни тысяч ом-метров. Поглощение поля в этих отложениях невелико, что обуславливает большую глубинность исследований.

На одном из оловорудных месторождений Полярной Якутии (рис. 67) пологозалегающие рудные тела представлены минерализованными брекчиями с электропроводным (единицы и десятки ом-метров) сульфидно-кварцевым цементом. Однако в зоне окисления до глубины 50 м рудные тела выполнены мелантеритом, мало отличающимся по сопротивлению от вмещающей среды (сотни ом-метров).

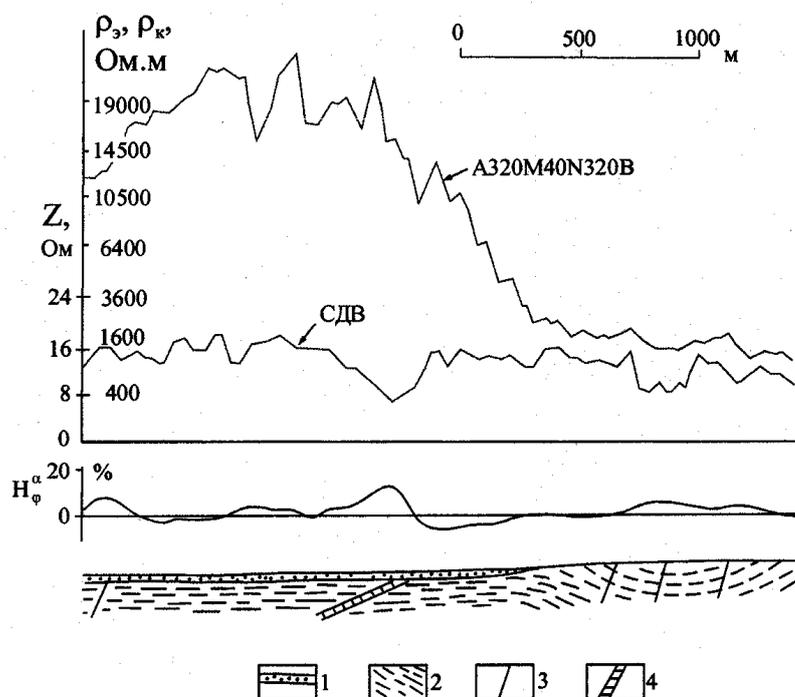


Рис. 67. Результаты электроразведочных измерений над оловорудной зоной
(по материалам С.Г.Гордеева)

1 – мерзлые рыхлые отложения, 2 – сланцевая толща, 3 – тектонические нарушения,
4 – оловорудная брекчия

Препятствием для электроразведки на постоянном токе служат мерзлые рыхлые отложения мощностью до нескольких десятков метров. Установкой симметричного профилирования размером $AB = 680$ м повышением кажущегося удельного сопротивления отмечается наличие этих отложений, но отсутствует какой-либо аномальный эффект над рудным телом, обнаруженном по данным измерений электромагнитного поля СДВ.

На графиках магнитного поля СДВ и импеданса отчетливо отображается пологозалегающий рудный объект. Более слабыми аномалиями отмечаются тектонические трещины. Примечательно, что мощность рудного тела, которая по данным бурения составляет около 10 м, значительно меньше мощности перекрывающих отложений. Данный пример показывает преимущества использования сверхдлинных волн и случая E -поляризации для поиска электропроводных объектов. При этом мерзлые рыхлые отложения мощностью 30 м составляют лишь около 0,04 толщины скин-слоя и практически не влияют на данные измерений импеданса.

В Северной Бурятии на золото россыпном месторождении, образовавшемся в древней погребенной речной долине, мощность промерзших рыхлых осадков достигает двухсот с

лишним метров. Данные измерений импеданса по одному из профилей, пересекающих эту долину, показаны на рис. 68.

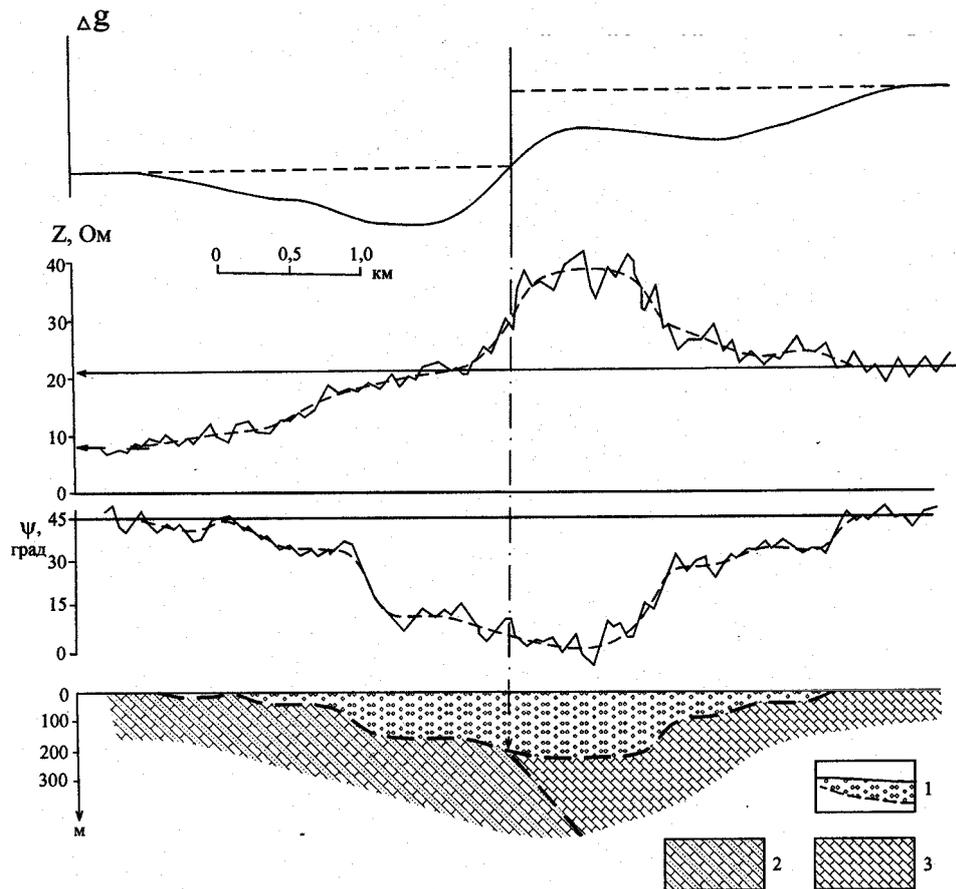


Рис. 68. Пример исследования двуслойной среды в зоне многолетней мерзлоты

1 – мерзлые рыхлые отложения, 2 – углистые доломиты, 3 – белые известняки

Уровни импеданса в левой и правой частях профиля, где аномальный фазовый сдвиг отсутствует, разные. На этих участках мощность рыхлых отложений небольшая, и импеданс характеризует сопротивление коренных пород. Слева они представлены углистыми доломитами с импедансом 8 Ом и удельным сопротивлением 500 Ом·м, справа – белыми известняками со средним значением импеданса около 20 Ом, что соответствует удельному сопротивлению 3000 Ом·м.

В середине профиля наблюдаются повышенные значения импеданса, а его фаза уменьшается до 5 градусов, что говорит о большой мощности мерзлых рыхлых отложений. Характер графиков импеданса и его фазы отображает погребенные террасы. Контакт в центре профиля между свитами углистых доломитов и белых известняков отмечается возрастанием импеданса и гравиметрической ступенью.

Осредненные графики импеданса и его фазы интерпретированы согласно разделу 3.5.2. Положение подземного рельефа как результат интерпретации показано на разрезе пунктиром. Глубина до коренных пород совпадает с данными опорного бурения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описание измерительно-информационных систем может представляться на четырех уровнях.

1. Концептуальный уровень предполагает общее описание состава измерительного устройства, обоснование принципов и последовательности этапов обработки данных измерений.

2. Системотехнический (принципиальный) уровень означает описание структуры измерительного устройства и функционирования системы, управляющей его работой, а также содержания операций обработки измерительной информации.

3. Системотехнический (конкретный) уровень предусматривает описание блоков измерительной системы (их структуры и алгоритмов их работы), способов осуществления операций обработки данных и реализующих их алгоритмов.

4. Схемотехнический уровень дает описание элементов блоков измерительного устройства, их принципиальные электрические схемы и конструктивное исполнение, а также программы обработки данных измерений.

В этой книге материал излагается главным образом на первых двух уровнях, которые имеют принципиальное значение и представляют сумму знаний долговременного использования.

Сведения третьего и четвертого уровня обычно даются в технических описаниях, инструкциях и методических рекомендациях по использованию конкретных систем. Применительно к сверхдлинноволновой электроразведке они приводятся в методических рекомендациях [56, 58], Инструкции по электроразведке (Л., Недра, 1984), Справочнике геофизика «Электроразведка» (М., Недра, 1989) и многих других работах (см. список литературы), из которых следует выделить монографию [33].

Базу третьего и четвертого уровней составляют элементы, соответствующие современной (освоенной) технике и технологии радиоэлектроники и информатики.

Существует определенная связь между возможностями, которые заложены в этих технике и технологии, и принципиальными системотехническими решениями измерительно-информационных, в том числе геофизических, систем. Чем выше надежность, компактность и информационная емкость и чем ниже стоимость элементов схемотехнического уровня, тем больше возможности выдвижения и реализации концепций и принципиальных решений, обеспечивающих большую информативность и более высокий уровень автоматизации систем.

Сверхдлинноволновые электроразведочные системы, которые разрабатывались в шестидесятых годах, базировались на транзисторной технике, затем был осуществлен переход на интегральные микросхемы и микропроцессоры как основу для измерений параметров поля СДВ. При этом увеличивалось число измеряемых параметров и степень автоматизации измерительного процесса.

Первоначально регистрация данных измерений производилась в виде записей в полевых журналах отсчетов по микроамперметру или в аналоговой форме на диаграммной ленте, потом была осуществлена цифровая индикация и цифровая регистрация данных на магнитной ленте и в электронной памяти.

Обработка данных, которая сначала проводилась персоналом «вручную» с использованием несложных вычислительных устройств, была переведена на ЭВМ в рамках универсальных компьютерных технологий (систем обработки геофизических данных).

Вместе с тем продолжают существовать еще нерешенные проблемы и ограничения сверхдлинноволновой электроразведки.

Использование полей только систем связи на СДВ нередко не позволяет выбрать оптимальное относительно простирающихся геологических структур направление нормального поля. Поэтому актуальной является задача разработки средств измерений, использующих импульсные поля сверхдлинноволновых навигационных систем. При этом для съемки в движении необходимо решить проблему обработки коротких серий колебаний как при амплитудно-фазовых измерениях, так и при настройке измерительных каналов, в частности, установке их квадратуры.

Существует противоречие между увеличением количества измерительных каналов, например, в модели универсального аэроизмерителя, и желательностью измерений параметров поля одновременно на двух частотах с использованием разнонаправленных полей. В связи с этим следует изучить возможность создания системы, в которой использовались бы широкополосные чувствительные элементы магнитного и электрического полей в сочетании с компьютерным устройством с программами извлечения сигналов нескольких заданных или обнаруживаемых частот для всех измеряемых компонент поля.

При моделировании процесса отображения геологической среды в электромагнитном поле СДВ пока недостаточно изучены отображения объектов, залегающих в слоистой среде и имеющих ограниченную протяженность.

Наконец, нуждается в дальнейшем усовершенствовании автоматизированная обработка данных измерений, в том числе создания программ их количественной интерпретации, например, методом подбора адекватных моделей.

Что касается вопросов совместной интерпретации данных комплексных геофизических исследований, то они рассмотрены в этой работе лишь на отдельных примерах и не являются ее главным предметом. Эта специальная область геофизической разведки всесторонне и конкретно разрабатывается другими исследователями на основе теории математической статистики и теории многомерных шкал измерений, при этом используются методы функционального, факторного анализа и др. [63, 64, 97].

В заключение несколько слов о соотношении геофизики и системного анализа.

Методология системного анализа и такие дисциплины, как исследование операций, информатика и др., были разработаны в сороковых-шестидесятых годах этого века как инструменты решения военных, а затем и других проблем традиционных областей деятельности человека, содержанием которой являются процессы перемещения и преобразования вещества, энергии, информации. При этом основой управления этими процессами является сбор и анализ информации о них.

Наука геофизической разведки сформировалась несколько раньше и с самого начала имела информационное содержание как одна из отраслей геологии, целью которой является добыча информации о недрах Земли.

По существу сопряжение науки о геофизических исследованиях с системными дисциплинами заключается в согласовании терминологии и выявлении существующей порой в неявном виде системной связи компонентов процесса геофизической разведки.

Системно-информационные науки в последние десятилетия оказали на разведочную геофизику огромное влияние при разработке измерительных устройств, технологий обработки и интерпретации геофизических данных. Вместе с тем, как и в других отраслях народного хозяйства, основанного на командной системе управления, в геофизике не проводилось серьезных системных исследований по геолого-экономической оценке эффективности, времени и стоимости геофизических исследований. Эта важнейшая функция системного анализа найдет свое практическое выражение при переходе на рельсы современной экономики.

Принципы системного анализа сами по себе не являются откровением и издревле применялись на практике («семь раз отмерь – один раз отрежь»). В общем они сводятся к тому, что при принятии решений интуиция обязательно должна сочетаться с дискурсией (рассудочным мышлением). При этом проблема должна рассматриваться всесторонне (семь раз отмерить нужно в многомерной шкале), должны быть оценены все возможные и на первый взгляд невозможные альтернативы. Хотя во многих случаях оказывается оптимальным именно интуитивное представление, его аналитическая проверка и сравнение с другими вариантами позволяют значительно уменьшить риск принятия ошибочного решения, а это важно во всех проявлениях жизни человека и общества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альпин Л.М.* Теория поля. М., Недра, 1966
2. *Аппаратура для аэроаэроэлектроразведки методом СДВР / Э.С.Седельников, С.Г.Гордеев, Ю.Г.Лушин и др.* Труды ЦНИГРИ, вып.192, М., 1984, с.41-46
3. *Аппаратура СДВР-4 / Э.С.Седельников, Ю.Н.Трошкин, В.И.Суцев и др.* Геофизическая аппаратура, вып.82, Л., 1985, с.38-42
4. *Аэроэлектроразведочная аппаратура РЭМП и результаты ее полевых испытаний / А.В.Вешев, В.Г.Ивочкин, А.В.Яковлев и др.* – Геофиз. аппаратура, вып.73, Л., 1981, с.77-87
5. *Барышникова И.А.* Количественная интерпретация в аэроэлектроразведке методом СДВР. – Методы разв. геофизики. Аэрогеофизические методы при поисках рудных месторождений. Л., НПО «Рудгеофизика», 1982, с.56-70
6. *Барышникова И.А., Иванюс М.М., Коренькова Н.И.* Аэроэлектроразведочный канал комплексной аэрогеофизической станции СКАТ-77. Геофиз. аппаратура, вып.83, Л., 1985, с.109-119
7. *Бердичевский М.Н.* Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., Недра, 1968
8. *Берталанфи Л.фон.* Общая теория систем – критический обзор. Исслед. по общей теории систем. Сб.переводов. М., Прогресс, 1969, с.23-80
9. *Берталанфи Л.фон.* История и статус общей теории систем. В кн. Системные исследования. Ежегодник А.Н.СССР. Ин-т истории естествознания и техники. М.1973, Наука, с.20-37
10. *Булдинг К.* Общая теория систем – скелет науки. Исследования по общей теории систем. Сб. переводов. М., Прогресс, 1969, с.35-68
11. *Бродовой В.В.* Геофизические исследования в рудных районах. М., Недра, 1985
12. *Бурдун Г.Д., Марков Б.Н.* Основы метрологии. М., Изд. стандартов, 1975
13. *Бурсиан В.Р.* Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л., Недра, 1972
14. *Буш Г.Я.* Основы эвристики для изобретателей. ч. I и II. Рига, Знание, 1977
15. *Векслер В.И.* Об аномальном поле от цилиндрической неоднородности применительно к методу естественного переменного электромагнитного поля. Труды ЦНИГРИ, вып.104, М., 1972, с.61-72
16. *Вешев А.В., Егоров В.А.* О методике наблюдений и интерпретации результатов измерений полей радиовещательных станций. – Учен.зап. ЛГУ. Вопросы геофизики, вып.16, Л., 1966, с.172-190
17. *Вешев А.В., Редько Г.В., Пертель М.И.* Нормальное поле вертикального электрического диполя. Учен.зап. ЛГУ, №361, Л., 1971, с.26-41
18. *Винер Н.* Кибернетика или управление и связь в животном и машине. М., Сов.радио, 1968
19. *Вишняков А.Э., Вишнякова К.А.* Возбуждение и измерение полей при электроразведке. Л., Недра, 1974
20. *Волькенштейн М.В.* Энтропия и информация. М., Наука, 1986
21. *Вуни Г.* Теория систем. М., Сов.радио, 1978
22. *Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике.* Справочник геофизика. М., Недра, 1982
23. *Гасаненко Л.Б.* Нормальное поле бесконечного прямолинейного кабеля (поле в воздухе при больших углах места точек наблюдения). Уч.зап. ЛГУ, №333, Серия физ. и геол. Наук, вып.17, Л., 1967, с.173-201
24. *Гетманова А.Д.* Логика. М., Высш. школа, 1986
25. *Гиг Ван Дж.* Прикладная общая теория систем. В 2^х кн. М., Наука, 1981
26. *Глушков В.М.* Введение в кибернетику. Изд. А.Н.УССР, Киев, 1964
27. *Гнидчин В.М., Рогачев Б.В., Седельников Э.С.* Поиски объектов с высоким электрическим сопротивлением в поле сверхдлинных волн. Труды ЦНИГРИ, вып.89, М., 1970, с.105-113
28. *Горбатов В.А.* Основы дискретной математики. М., Высшая школа, 1986
29. *Гордеев С.Г.* К вопросу влияния рельефа в методике радиокип при измерениях поля сверхдлинных волн. Труды ЦНИГРИ, вып.89, М., 1970, с.188-195

30. Гордеев С.Г. Способ учета влияния рельефа на магнитное поле удаленной радиостанции. Труды ЦНИГРИ, вып.179, М., 1983, с.56-60
31. Гордеев С.Г., Ждан Н.К., Седельников Э.С. Аэросъемки электромагнитного поля СДВ с амплитудно-фазовыми измерениями. Труды ЦНИГРИ, вып.161, М., 1981, с.46-51
32. Гордеев С.Г., Седельников Э.С. К вопросу интерпретации результатов метода СДВР на основе моделирования проводящих пластов. Труды ЦНИГРИ, вып.116, М., 1974, с.88-99
33. Гордеев С.Г., Седельников Э.С., Тархов А.Г. Электроразведка методом радиокип. М., Недра, 1981
34. Горский Д.П. Определение. М., Мысль, 1974
35. Гуткин Л.С. Современная радиоэлектроника и ее проблемы. М., Сов.радио, 1980
36. Диксон Дж. Проектирование систем: изобретательство, анализ и принятие решений. М., Мир, 1969
37. Директор С., Рорер Р. Введение в теорию систем. М., Мир, 1974
38. Дмитриев В.И., Барышникова И.А., Захаров Е.В. Аномальные электромагнитные поля пластовых тел. Л., Недра, 1972
39. Дружинин В.В., Конторов Д.С. Системотехника. М., Радио и связь, 1985
40. Заборовский А.И. Электроразведка. Гостоп техиздат, М., 1963
41. Игнатьев Г.Ф., Богащенко Ю.А. Результаты применения высокочастотных методов электроразведки в Красноярском крае. Доклады к семинару. Изд. ОНТИ ВИЭМС, вып.24, М., 1964
42. Кавалеров Г.И., Мандельштам С.М. Введение в информационную теорию измерений. М., Энергия, 1974
43. Каверкин И.Я., Цветков Э.И. Анализ и синтез измерительных систем. Л., Энергия, 1974
44. Калман Р., Фалб П., Арбаб М. Очерки по математической теории систем. М., Мир, 1971
45. Касты Дж. Большие системы. М., Мир, 1982
46. Кауфман А.А. Основы теории индуктивной рудной разведки. Новосибирск, Наука, 1974
47. Коваль Л.А. О машинных системах обработки и базах геолого-геофизических данных. Изв.Вузов. Геология и разведка. №3, М., 1986, с.130-137
48. Коган И.М. Прикладная теория информации. М., Радио и связь, 1981
49. Колмогоров А.Н. Три подхода к определению понятия количество информации. Проблемы передачи информации. Т.1, №1, М., 1965, с.102-120
50. Колмогоров А.Н. Теория передачи информации. М., Наука, 1968
51. Краус М., Вошни Э. Измерительные информационные системы. М., Мир, 1975
52. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М., Мысль, 1978
53. Кривцов А.И., Нарсеев В.А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы./ Сов.геология, №1, 1983, с.17-27
54. Кульбак С. Теория информации и статистика. М., Наука, 1967
55. Месарович М., Такахара Я. Общие теории систем: математические основы. М., Мир, 1978
56. Методические рекомендации по автоматизированной обработке данных аэроэлектроразведки методом СДВР в системе АСОМ-АГС/ЕС. / Э.С. Седельников, Л.А. Коваль, А.Ф. Постельников и др. М., Изд. ЦНИГРИ, 1989
57. Методические рекомендации по применению автоматизированной системы обработки аэрогеофизических данных на ЭВМ ЕС (АСОМ-АГС/ЕС) / Л.А. Коваль, С.В. Долгов, Г.Б. Лиокумович и др. А.Ата, КазВИРГ-КазПТИ, 1983
58. Методические рекомендации по применению аэроэлектроразведки методом СДВР / И.А. Барышникова, М.М. Иванюсь, И.Б. Черных и др. Л., 1984
59. Многопараметровая аэроэлектроразведочная аппаратура по методу СДВР / И.А. Барышникова, К.Г. Савко, Э.С. Седельников и др. Геофиз.аппаратура, вып.89, Л., Недра, 1988, С.104-117
60. Моисеев Н.И. Математические задачи системного анализа. М., Наука, 1981
61. Мясковский О.М., Тимофеев В.М. Радиоволновые методы геологического картирования. Обзор. Сер.геофизич., М., изд. ВИЭМС, 1971
62. Неуймин Я.Г. Модели в науке и технике. История, теория, практика. Л., Наука, 1984
63. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979
64. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986

65. *Никольский В.В.* Электродинамика и распространение радиоволн. М., Наука, 1978
66. *Новицкий П.В., Зограф И.А.* Оценка погрешностей результатов измерений. Л., энергоатомиздат, 1985
67. *Новоселов О.И., Фомин А.Ф.* Основы теории и расчета информационно-измерительных систем. М., Машиностроение, 1980
68. *Ограновский Н.А., Рогачев Б.В., Седельников Э.С.* Полевая аппаратура для измерения напряженности радиополей в диапазоне 10-30 кГц. Геофиз.аппаратура, вып.39, 1969, с.33-37
69. *Оптнер С.* Системный анализ для решения деловых и промышленных проблем. М., Сов.радио, 1969
70. *О методике аэроэлектроразведочной среднемасштабной съемки в холмистых и среднегорных районах с использованием канала СДВ-радиокип.* / Э.С. Седельников, А.Л. Шпильков, А.А. Ананин и др. Труды ЦНИГРИ, вып.116, М., 1974, с.71-81
71. *Опыт геоэлектрического картирования методом СДВ-радиокип в сравнении с профилированием на постоянном токе.* / Э.С. Седельников, С.Г. Гордеев, Б.Н. Мурлыгин и др. Разведочная геофизика, вып.9. Экспресс-информация ВИЭМС. М., 1985
72. *Петровский А.Д.* Системномический подход как дополнение и альтернатива современного системного подхода к геологии. Системные исследования в геологии. Сб.научн.трудов МИНГ, №213, М., 1988, с.33-42
73. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М., Прогресс, 1986
74. *Применение метода СДВ-радиокип и радиопросвечивания в горных выработках.* / С.Н. Гинзбург, Ю.Н. Родин, Э.С. Седельников и др. Разведка и охрана недр, №2, М., 1973, с.34-38
75. *Радионавигационные системы сверхдлинноволнового диапазона.* / С.Б. Болошин, Г.А. Гузман, Г.А. Семенов и др. М., Радио и связь, 1985
76. *Рогачев Б.В., Седельников Э.С., Тархов А.Г.* Использование полей сверхдлинноволновых радиостанций при геофизических съемках методом радиокип. – Изв.вузов, Геология и разведка, №6, 1965, с.104-114
77. *Реклейтис Г., Рейвидран А., Рэгсдел К.* Оптимизация в технике. Том 1 и 2. М., Мир, 1986
78. *Розенберг В.Я.* Введение в теорию точности измерительных систем. М., Сов.радио, 1975
79. *Романенко А.Ф., Сергеев Г.А.* Вопросы прикладного анализа случайных процессов. М., Сов.радио, 1968
80. *Садовский В.Н.* Основания общей теории систем. Логико-методологический анализ. М., Наука, 1974
81. *Светов Б.С.* Теория, методика и интерпретация материалов индуктивной электроразведки. М., Недра, 1973
82. *Седельников Э.С.* Использование сверхдлинноволнового диапазона в методе радиокип. Труды ЦНИГРИ, вып.59, 1964, с.136-146
83. *Седельников Э.С.* Влияние рельефа местности на поле удаленного источника переменного электромагнитного поля. Физика земли, №7, М., 1983, с.102-106
84. *Седельников Э.С.* Электромагнитное поле удаленного источника над полуцилиндрическим выступом земной поверхности и над подземным цилиндрическим проводником. Труды ЦНИГРИ, вып.179, М., 1983, с.61-65
85. *Седельников Э.С.* Интерпретация аномалий амплитуды и фазы электромагнитного поля СДВ над проводящим пластом. Труды ЦНИГРИ, вып.192, М., 1984, с.34-41
86. *Седельников Э.С.* Электроразведка с использованием удаленных источников сверхдлинных волн. Разведка и охрана недр, №9, 1987, с.37-43
87. *Седельников Э.С.* Исследование геофизической системы. Определение и описание. Труды ЦНИГРИ, вып.222, 1988, с.3-17
88. *Седельников Э.С.* Исследование геофизической системы. Методология разработки. Изв.вузов. Геология и разведка, №2, 1990, с.102-109
89. *Седельников Э.С., Лунин Ю.Г.* Основные принципы построения измерительной аппаратуры для метода радиокип. Рудная геофизика. Труды ЦНИГРИ, вып.116, М., 1974, с.81-88
90. *Седельников Э.С., Спасенных Ю.С.* Характеристики аномалий переменного магнитного поля удаленного источника над цилиндрическим проводником. Физика земли. №8, М., 1986, с.106-111

91. *Седельников Э.С., Сушкова Т.Л.* К обоснованию автоматизированной обработки данных аэроэлектроразведки методом СДВР-АФ. Изв.вузов. Геология и разведка, №8, М., 1988, с.117-123
92. *Спасенных Ю.С.* Зависимость аномалий магнитного поля цилиндрического проводника от его проводимости. Труды ЦНИГРИ, вып.179, М., 1983, с.65-70
93. *Стахов А.П.* Введение в алгоритмическую теорию измерений. М., Сов.радио, 1977
94. *Страхов В.Н.* От вычислительной геофизики к геофизической кибернетике. Изв.вузов. Геология и разведка, №5, 1977, с.110-119
95. *Страхов В.Н.* Становление геофизической кибернетики – фундаментальная проблема разведочной геофизики ближайших десятилетий. Геофиз.сборник АН УССР, вып.87, 1979, с.3-21
96. *Тархов А.Г.* Основы геофизической разведки методом радиокип. М., Госгеолтехиздат, 1961
97. *Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Никитин А.А.* Принципы комплексирования в разведочной геофизике. М., Недра, 1977
98. *Тейлор Дж.* Введение в теорию ошибок. М., Мир, 1985
99. *Тимофеев В.М.* Устройство для определения электропроводности почвы поляризационным методом в диапазоне длинных и средних волн. Электросвязь. №5, 1970, с.67-75
100. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М., Наука, 1986
101. *Турсунметов Р.А.* Некоторые особенности аномалий радиоволн над пластами конечной проводимости. Труды ЦНИГРИ, вып.116, М., 1974, с.104-
102. *Тюхтин В.С.* Отражение, система, кибернетика (теория отражения в свете кибернетики и системного подхода). М., Наука, 1972
103. *Урсул А.Д.* Проблемы информации в современной науке. М., Наука, 1975
104. *Фейнберг Е.Л.* Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. М., Изд-во АН СССР, 1961
105. *Фролов А.Д.* Об использовании полей широкоэвещательных радиостанций при картировании контактов многолетнемерзлых толщ. Мерзлотные исследования, вып.1, 1961, Изд-во МГУ, М., с.227-235
106. *Харкевич А.А.* Борьба с помехами. М., Наука, 1965
107. *Холл А.Д.* Опыт методологии для системотехники. М., Сов.радио, 1975
108. *Холл А.Д. и Фейджин Р.Е.* Определение понятия системы. Исследования по общей теории систем. Сб.переводов. М., Энергоатомиздат, 1985
109. *Цапенко М.П.* Измерительные информационные системы. Структуры и алгоритмы, системотехническое проектирование. М., Энергоатомиздат, 1985
110. *Черный Ф.Б.* Распространение радиоволн. М., Сов.радио, 1962
111. *Шауб Ю.Б.* Методы аэроэлектроразведки, основанные на использовании искусственных гармонических электромагнитных полей. Л., Недра, 1971
112. *Шеннон К.* Работы по теории информации и кибернетике. М., ИЛ, 1963
113. *Шрейдер Ю.А., Шаров А.А.* Системы и модели. М., Радиосвязь, 1982
114. *Электромагнитные методы разведки в рудной геофизике.* / Б.С.Светов, А.Д.Петровский, Е.М.Ершов и др. М., Недра, 1966
115. *Эйби У.Р.* Введение в кибернетику. М., ИЛ, 1959
116. *Юдин Э.Ю.* Методологическая природа системного подхода. Системные исследования. Ежегодник АН СССР. Ин-т истории естествознания и техники. М., 1973
117. *Якубовский Ю.В.* Электроразведка. – М., Недра, 1980
118. *Чува J.* Théorie de la detection des conducteurs cylindriques par les methods VLF et AFMAG. Sbornik geologických věd. Užitá geofyzika. Praha, 1977, №14, p.139-152
119. *Fraser D.C.* Contouring of VLF-EM data. Geophysics, 1969, vol.34, №6, p.958-968
120. *Kaikkonen P.* Interpretation nomograms for VLF measurements. Acta universitatis ouluensis. Series A, Physica, №17, OULU, 1980
121. *Karous M., Hjelt S.E.* Linear filtering of VLF dip-angle measurements. Geophysical Prospecting 31, 1983, p.782-794
122. *Patent 3594633 [USA].* Geophysical exploration method and apparatus using the vertical electric component of VLF field as a reference / Inventor A.R. Barringer. Patented July 20, 1971

123. *Paterson N.R.* Airborn VLF-EM test. *Canad. Mining Journ.* 1970, vol.91, №11, p.47-50
124. *Paterson N.R., Ronka V.* Five years of surveying with the very low frequency – electro magnetics method. *Geoexploration*, 1971, №9, p.7-26
125. *Swift C.M.* Theoretical magnetotelluric and turam response from two – dimentional inhomogeneities. *Geophysics*, vol.36, №1 (February 1971).

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
1. ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ	6
1.1. Системы и системный анализ.....	6
1.1.1. <i>Определение системы</i>	6
1.1.2. <i>Методология и логико-математические основания системных теорий</i>	9
1.2. Измерительно-информационные системы.....	12
1.2.1. <i>Информация и информационные системы</i>	12
1.2.2. <i>Процессы отображения (передачи информации)</i>	13
1.2.3. <i>Измерительные процессы</i>	15
1.2.4. <i>Механизмы управления</i>	19
1.3. Геофизические системы. Определение и описание.....	21
1.3.1. <i>Структура и процессы геофизической системы</i>	21
1.3.2. <i>Измерительно-интерпретационная система (ИИС)</i>	23
1.3.3. <i>Принципы классификации систем</i>	25
1.3.4. <i>Внутреннее описание ИИС</i>	26
1.4. Геофизические системы. Анализ и синтез.....	32
1.4.1. <i>Жизненный цикл. Начальные этапы разработки ГФС</i>	32
1.4.2. <i>Моделирование процесса отображения геологической среды в физическом поле</i>	34
1.4.3. <i>Формирование подсистем ИИС</i>	35
1.4.4. <i>Оптимизация ГФС</i>	37
1.4.5. <i>Организация разработки ГФС</i>	38
1.4.6. <i>Проблема использования ГФС</i>	40
2. МОДЕЛЬНЫЕ ОТОБРАЖЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ПОЛЕ	42
2.1. Особенности излучения, распространения и структуры поля сверхдлинных волн.....	42
2.2. Отображения горизонтально-слоистых сред в поле плоских волн.....	43
2.2.1. <i>Поле волны, скользящей вдоль поверхности раздела двух сред</i>	43
2.2.2. <i>Поле волны, падающей нормально к поверхности раздела сред</i>	46
2.2.3. <i>Поле на поверхности двуслойной среды</i>	47
2.3. Структура поля в присутствии локальных неоднородностей геологической среды.....	48
2.4. Дифракция плоской волны на электропроводных объектах.....	50
2.4.1. <i>Электромагнитное поле вблизи сферы и цилиндра</i>	50
2.4.2. <i>Поле над вертикально падающей бесконечно-протяженной пластиной</i>	55
2.4.3. <i>Анализ данных физического моделирования</i>	58
2.5. Поле над объектами с высоким сопротивлением.....	61
2.5.1. <i>Бесконечно-протяженная пластина в поле плоской волны</i>	61
2.5.2. <i>Эллиптический цилиндр в однородном электрическом поле</i>	62
2.6. Поле над неровностями земной поверхности.....	64
2.6.1. <i>Полусферический и полуцилиндрический выступы. Первая и вторая модели поля</i>	64
2.6.2. <i>Полуцилиндрический выступ. Третья модель поля</i>	68
2.6.3. <i>Выступ в виде трехгранной призмы (физическое моделирование)</i>	69
2.6.4. <i>Анализ натуральных измерений</i>	70
3. СВЕРХДЛИННОВОЛНОВЫЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ	73
3.1. Сигналы и помехи.....	73
3.2. Потенциальные и реальные параметры СДВ-систем.....	75
3.2.1. <i>Картирование кусочно-однородных участков</i>	76
3.2.2. <i>Изучение двуслойной среды</i>	77
3.2.3. <i>Исследование электропроводных объектов</i>	78

3.2.4. Изучение объектов высокого сопротивления.....	79
3.3. Подсистемы измерений параметров поля.....	79
3.3.1. Оптимальный измерительный канал.....	79
3.3.2. Проблемы аэроизмерений.....	82
3.3.3. Модель и реализации аэроизмерений.....	86
3.3.4. Наземные и подземные измерения.....	90
3.4. Подсистемы обработки данных измерений поля.....	94
3.4.1. Общая схема обработки данных.....	94
3.4.2. Проблемы обработки данных аэроизмерений.....	95
3.4.3. Этапы и операции обработки данных аэроизмерений.....	98
3.4.4. Особенности обработки данных наземных и подземных измерений.....	103
3.5. Подсистемы интерпретации данных.....	104
3.5.1. Интерпретация данных аэроизмерений.....	104
3.5.2. Интерпретация данных наземной съемки.....	105
3.5.3. Интерпретация данных измерений в горных выработках.....	108
4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СВЕРХДЛИННОВОЛНОВЫХ СИСТЕМ В ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ.....	110
4.1. Ранние стадии геологоразведочного процесса.....	110
4.2. Эффективность структурного картирования.....	112
4.3. Эффективность комплексной аэрогеофизической съемки.....	117
4.4. Примеры наземных измерений.....	122
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	126
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	128
ОГЛАВЛЕНИЕ.....	133