

«История Оренбуржья»

<http://kraeved.opck.org>

«Краевед Оренбуржья»

<http://orenkraeved.ru>

ГЕОПОЛЯ И КОЛЧЕДАНЫ  
ЮЖНОГО УРАЛА

---

GEOFIELDS AND PYRITES  
OF SOUTHERN URAL

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
URAL BRANCH  
INSTITUTE OF GEOPHYSICS

A. M. Vinogradov

GEOFIELDS AND PYRITES  
OF SOUTHERN URAL

EKATERINBURG, 2004

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

А. М. Виноградов

## ГЕОПОЛЯ И КОЛЧЕДАНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Олегу Вениаминову!  
С глубоким уважением и  
пожеланиями успехов в  
вашей научной и общественной  
деятельности  
16.12.04

А. М. Виноградов

ЕКАТЕРИНБУРГ, 2004



УДК 550

Виноградов А. М. **Геополя и колчеданы Южного Урала**. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. ISBN 5—7691—1465—7.

Обобщены и изложены результаты анализа геолого-геофизических данных по колчеданным районам Южного Урала, раскрывающих историю применения геофизических методов при поисках, выявления закономерности размещения и отражения известных месторождений в физических полях.

Приведен критический анализ эффективности и предложены способы и приемы совершенствования ведущих методов и комплексов геофизики. Изложена методика анализа полей при выделении и описании рудовмещающих структур и аномалий, перспективных на связь с месторождениями. Сформированы основы технологии применения геофизических методов при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений, успешно заверенной на территории Оренбургского Урала. Раскрыты перспективы наращивания минерально-сырьевой базы Южного Урала за счет открытия новых месторождений.

Работа предназначена для специалистов, занимающихся поисками рудных месторождений.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук профессор **В. А. Прокин**

Рецензент

доктор геол.-мин. наук профессор **В. М. Сапожников**

Vinogradov A. V. **Geofields and pyrites of Southern Ural**. Ekaterinburg: UB RAS, 2004. ISBN 5—7691—1465—7.

The results of analysis of the geology-geophysics evidences of the Southern Ural sulfur areas are generalized and stated. They open a history of application of geophysics by searches, law of accommodation and reflection of known deposits in physical fields. The critical analysis of efficiency is resulted and the ways and receptions of perfection of conducting methods and complexes of geophysics are offered.

The critical analysis of efficiency is resulted and the ways and receptions of perfection of conducting methods and complexes of geophysics are offered. The technique of the analysis of fields is stated at description of deposits perspective orebearing structures and anomalies. The bases of perfection of technology of application of geophysics are generated at forecasting and searches of sulfur deposits successfully certified in territory of Orenburg Ural. The prospects of escalating of mineral base of Southern Ural are opened at the expense of opening new deposits.

The work is intended for the experts engaged in searches of ore deposits.

Responsible editors

Doctor of geol.-miner. sciences, professor **V. A. Prokin**

Reviewer

Doctor of geol.-miner. sciences, professor **V. M. Sapozhnikov**

ISBN 5—7691—1465—7

В ППП-2004—117(03)—91 ПБ—2004  
8П6(03)1998

© Виноградов А. М., 2004 г.

ГЕОФИЗИКАМ, ГЕОЛОГАМ И ГОРНЯКАМ,  
ОТМЕЧАЮЩИМ 45-ЛЕТИЕ ГАЙСКОГО ГОКа,  
ПОСВЯЩАЕТСЯ!

## ВВЕДЕНИЕ

Южный Урал — территория с уникальным проявлением колчеданных месторождений. Эти полезные ископаемые имеют важную особенность — выразительное отражение в характеристиках различных свойств руд и рудовмещающих пород и соответственно аномальное проявление в геофизических, геохимических, минералогических, петрологических и других геопоях. Отмеченное обстоятельство определило выбор геофизических методов, обладающих высокими дистанционными способностями изучения свойств и геометрии недр для выявления многих известных месторождений. Территория Южного Урала послужила экспериментальным полигоном для становления различных методов и методик геофизических работ. Разнообразие и сложность условий залегания рудных тел позитивно сказывались на установлении их результативности. Но любая попытка естественного стремления отдать предпочтение в геолого-разведочном процессе отдельным методам не решала проблему эффективности поисков. Только гибкое комплексирование методов и методик на разных стадиях и этапах геолого-разведочных работ с соблюдением целесообразной последовательности операций и циклов исследований и с рациональными оперативными отклонениями от сложившихся стереотипов в организации работ позволяли интенсифицировать выявление месторождений. В конечном счете сформированный и реализованный комплекс геолого-геофизических исследований и работ обеспечил в свое время создание надежной сырьевой базы медной промышленности на Южном Урале.

Состояние минерально-сырьевой базы, в частности обеспеченность запасами крупнейших на Урале ГОКов (Гайского, Сибайского, Учалинского), претерпело за последние 10—15 лет серьезные негативные изменения. В этот же период фактически была разрушена поисковая геофизическая служба, создававшая стратегический резерв объектов для детальных поисков и предварительной разведки медно-колчеданных месторождений. Реанимация этой службы — неизбежный и в новых условиях достаточно сложный процесс. Он должен воспринять все позитивные и негативные стороны предыдущего опыта, исключить затратные принципы в организации работ, максимально использовать избыточность, как ранее говорили, “переизученность”, перспективных площадей. Оптимизация поискового процесса должна строиться на основе повторного (более глубокого) анализа полученных данных с разработкой новых методологических подходов.

Геология колчеданных месторождений освещена в многочисленных публикациях и монографических обобщениях и, несомненно, представ-

ляет фундаментальный вклад в изучение полезных ископаемых земли. Однако обращение к анализу физических полей этой провинции зачастую отсутствует либо весьма схематично и не отражает ту системность и полноту охвата проблемы, которая сложилась в практике изучения, а также прогнозирования и поисков колчеданных месторождений. В фондах геологических организаций Южного Урала содержится обширный фактический материал по изучению геополей региона. В свое время он был исходным при выявлении месторождений. По нему выполнены разнообразные обобщения. Однако доступность этого материала ограничена. Поэтому необходимо системное освещение способов и результатов анализа геополей для прогнозирования и поисков колчеданных месторождений, определения оптимизации в выявлении новых месторождений.

В данной работе использованы как собственные материалы автора, так и первичные материалы из работ, проведенных в различных зачастую уже несуществующих организациях. Обращение к ним оправдывается лишь тем, что ранее при участии и под руководством автора выполнены специальные тематические обобщения геофизических исследований по отдельным рудным районам Южного Урала, комплексам и методам исследований, произведены обзоры и составлены сводные карты наблюдаемых физических полей, на площади известных месторождений. Тем не менее приоритеты авторов, данные которых использованы в работе, всегда очерчены соответствующими ссылками.

Непосредственными участниками работ, отраженных в монографии, полные результаты которых содержатся в отчетах, представленных в фондах ВГФ, ВНИИТИЦентра, ТГФ (более 20 единиц), являются: В. Н. Виноградова, Н. И. Золотарев, В. И. Прозоров, А. Н. Родионов, А. П. Савченко, П. Г. Игошина, Г. А. Сопочко, А. В. Никифоров, И. С. Хрусталева (тематические работы Орской геофизической экспедиции, 1965—1974 гг.); А. М. Ахметшин, Р. С. Григорян, А. П. Карташов, В. А. Ленский, А. В. Миллер, М. Г. Падерин, А. И. Пришивалко, В. Д. Сахаров, В. Д. Семенов, И. Я. Сидорова, В. К. Теплухин (НИР ОКР во ВНИИГИС, 1974—1987 гг.); И. Н. Ворончихина, Ю. В. Голиков, А. П. Коровин, А. В. Никифоров, Т. Л. Фомин (ИГф УрО РАН, с 1987 г.).

Достигнутые результаты были бы невозможны без направляющего участия А. С. Демидовцева, Е. М. Вишняковой, Г. С. Трушкова, О. Ф. Родина, Б. П. Потапенко, В. И. Воробьева, Ю. А. Гличева, А. А. Молчанова, П. А. Бродского, А. Л. Фионова, А. И. Кривцова, В. В. Федынского, В. Ю. Зайченко, В. А. Ерхова, В. И. Уткина, И. И. Глухих, Д. В. Рундквиста.

Позитивные результаты работ во многом обязаны участию в исследованиях, обсуждению материалов и доброжелательной критике со стороны Е. М. Ананьевой, А. П. Бачина, Е. Б. Бельтеновой, М. Б. Бородаевской, В. А. Желамкова, В. В. Кормильцева, П. В. Лядского, В. Л. Малютина, А. А. Никитина, А. Д. Петровского, Б. А. Попова,

А. Ф. Постельникова, В. А. Прокина, К. П. Плюснина, В. Н. Пучкова, М. С. Рапопорта, В. М. Рыбалко, Г. П. Саковцева, В. М. Сапожникова, И. Б. Серавкина, Н. А. Сибирской, В. А. Сидорова, И. Ф. Таврина, М. Д. Тесаловского, Г. Ф. Червяковского, Н. И. Халевина, О. М. Шаповалова, С. М. Шеймана, Г. Ф. Яковлева, А. Я. Яроша.

На заключительном этапе работ, позволившем определить дальнейшие перспективы прогнозирования и поисков колчеданных месторождений на Южном Урале, поддержка и участие получены со стороны ОАО "Гайский ГОК" и лично Ю. И. Старостина, С. И. Кузнецова, В. А. Гончарова.

## Глава 1

# ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

---

### 1.1. ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обобщенные данные о строении, составе, условиях образования и закономерностях размещения колчеданных месторождений Южного Урала содержатся в работах коллективов, возглавляемых М. Б. Бородаевской, С. Н. Ивановым, А. И. Кривцовым, В. А. Прокиным, В. П. Логиновым, А. В. Пэком, И. Б. Серавкиным, П. Ф. Сопко, Г. Ф. Червяковским, Т. Н. Шалдун, Д. С. Штейнбергом, Г. Ф. Яковлевым, П. Я. Ярошем и др. Общая теоретическая концепция, раскрывающая облик колчеданных месторождений Земли, определена академиком В. И. Смирновым [Смирнов, 1976; Колчеданные..., 1979]. Сформулированные им главные положения проблемы, справедливые с общих позиций для Южного Урала, сводятся к следующему. Колчеданные месторождения являются продуктами интра- и поствулканических проявлений базальтоидной магмы ранних стадий эвгеосинклинального развития. Месторождения формировались преимущественно ближе к концу вулканических процессов, в условиях обмеления моря, сокращения площади вулканических ореолов смены основных лав щелочными и кислыми, смены излияний лав на эксплозии, в период сравнительно кратковременных вулканических проявлений и более длительных отделений летучих компонентов. Среди колчеданных месторождений по генезису выделяются вулканогенные гидротермально-метасоматические, вулканогенные гидротермально-осадочные и комбинированные вулканогенные гидротермально-метасоматически-осадочные, подверженные после формирования воздействию эрозии, региональному и локальному метаморфизму. Выразителен полихронный и полигенный характер рассматриваемых объектов.

Колчеданная рудоносная провинция Южного Урала отличается чрезвычайной сложностью геологического строения и процессов, сопровождающих формирование месторождений. При этом открытие каждого нового объекта привносило свои, казалось бы, неповторимые особенности в целостную картину представлений об их строении. В конечном счете благодаря длительной и напряженной работе больших коллективов производственных и научных организаций, проходившей зачастую в атмосфере острых дискуссий, сложилось довольно отчетливое понимание главных закономерностей распределения колчеданных месторождений [Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992]. Упуская частные в каждом

конкретном случае и, возможно, весьма существенные черты строения месторождений и рудных районов, а также историю и диалектику изучения проблемы, ниже приводим наиболее важные, по нашему мнению, характеристики, используемые при определении критериев применения геофизических методов при прогнозировании и поисках.

Колчеданные (медные, медно-цинковые, полиметаллические, золото-полиметаллические) месторождения характеризуются сульфидным, преимущественно пиритным, составом руд. Известные месторождения, как правило, включают массивные рудные залежи, являющиеся основным объектом добычи. Однако эти залежи, особенно со стороны лежащего бока, зачастую объединяют прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды. На некоторых месторождениях ими образованы отдельные залежи, представляющие самостоятельное значение. Ореолы повышенной минерализации с вкрапленностью и прожилками сульфидов (до 5—15 %), не представляющие самостоятельного промышленного значения, широко распространены в районе месторождений, слагая характерные своеобразные шлейфы со стороны лежащих боков, а также на выклинках рудных залежей. Они могут формировать отдельные, порой значительные по размерам участки за пределами месторождений. Такие участки, с учетом минерального состава и содержаний рудных компонентов, выделяются для промышленной оценки с привлечением значительных объемов геологоразведочных работ. Сульфидная минерализация (преимущественно пиритная вкрапленность до 3—7 %) нередко в рудных районах охватывает целые толщи, отдельные горизонты и зоны вулканогенных пород.

Форма, размеры, пространственное размещение рудных залежей на известных месторождениях весьма разнообразны и существенно связаны с генезисом, строением вмещающей среды, историей формирования месторождений. Рудные залежи представлены пласто-, линзо-, сундуко-, жило- и штокообразными телами (рис. 1.1). По падению со стороны подошвы они нередко осложнены апофизами, переходящими в шлейф рудной вкрапленности. Размеры рудных залежей по длинной оси достигают 500—800 м, хотя средний размер разведанных залежей примерно 350 м [Кривцов, 1988]. Мощности изменяются от нескольких до первых десятков метров. Месторождения включают: отдельные крупные залежи, содержащие основной объем запасов рудной массы; группы сближенных и существенно разобщенных залежей различных размеров; кулисообразно расположенные блоки, сложенные системами рудных залежей.

Рудные залежи формируют ярусы или кулисы, прослеженные на ряде месторождений до глубины 1000—1500 м. Обосновывается возможный размах оруденения в еще большем интервале глубин. Залегание рудных залежей и систем рудных залежей от субгоризонтального до пологопадающего и крутого. Колчеданное оруденение обычно сопровождается метасоматозом вмещающих пород. Масштабы проявления его, пространственное соотношение с оруденением разные. Различна интенсивность метасоматических изменений — от полной, приводящей к замещению первичных минералов и потере текстурно-структурных особенностей исходных пород, с образованием метасоматитов, до слабо выра-

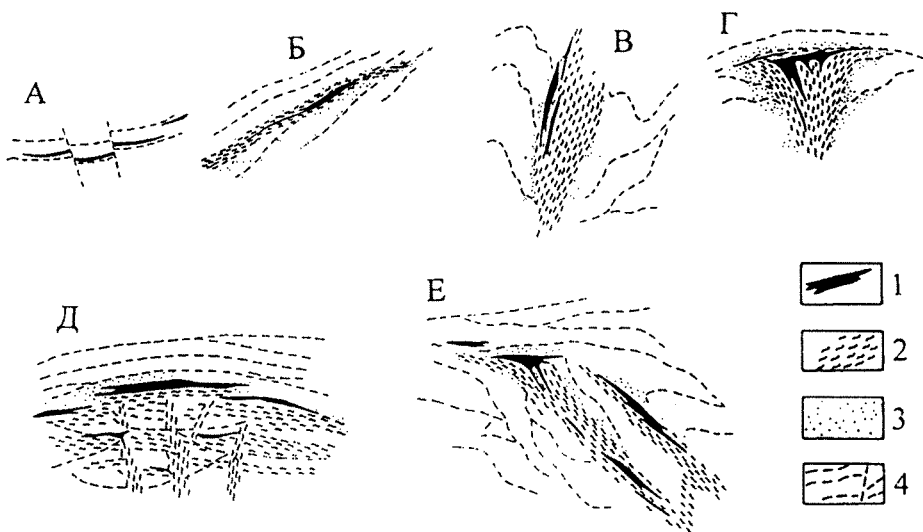


Рис. 1.1. Типы структур рудных полей колчеданных месторождений.

1 — рудные залежи; 2 — интенсивно измененные породы — метасоматиты (внутренние зоны метасоматоза); 3 — умеренно измененные породы (внешние зоны метасоматоза); 4 — преобладающая ориентировка контактов пород; А — линзовидные залежи в относительно монолитных вулканических толщах (месторождение Летнее); Б — пластообразные, линзовидные залежи в контактах толщ, в зонах резких несогласий, в межформационных срывах, среди туфов, магматических и тектонических брекчий (месторождения Светлинское, Западно-Ащевутакское, Южно-Таш-Тауское); В — линзовидные, жилевидные, штокообразные залежи в канальных частях вулканических построек, зонах пересечений разнонаправленных нарушений, флексурах и перегибах толщ с тектоническими срывами (месторождения Джусинское, Учалинское, Авангард); Г — сундуковидные, линзовидные, гребневидные залежи в жерловых частях вулканических сооружений, во фронтальных частях вулканических построек, зонах контактов субвулканических тел (месторождения Комсомольское, Узельгинское, Озерное); Д — линзовидные залежи в куполовидных вулканических поднятиях под мощным экраном надрудных толщ (месторождение Подольское); Е — линзовидные, гребневидные, штоковидные, сундуковидные залежи в центральных близжерловых частях многоярусных вулканических сооружений (месторождения Гайское, Юбилейное)

женной с переходом к породам, охваченным региональным проявлением метаморфизма.

Локальный метасоматоз и рудоотложение как единый гидротермальный процесс, приводящий к образованию колчеданных месторождений, сопровождается достаточно хорошо выраженной зональностью гидротермально-метасоматических изменений. Рудные залежи обычно приурочены к контактовой части слабо измененных пород с метасоматитами, представленными серицит-хлорит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми, серицит-карбонат-кварцевыми и серицит-кварцевым породами. Пирит, вкрапленность которого в метасоматитах — обычное явление, составляет до 3—10 % объема пород. Слабо измененные породы, составляющие внешнюю часть ореола, представлены зонами с проявлением серицитизации, гематитизации, эпидотизации.

Ореол метасоматоза на месторождениях может иметь нормальную, вертикальную, фланговую и комбинированную зональности. Поля развития метасоматических изменений охватывают порой значительные объемы вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. О масштабах развития этих образований на глубину в настоящее время судить затруднительно, так как их перебурирование зачастую не осуществлено. Многие

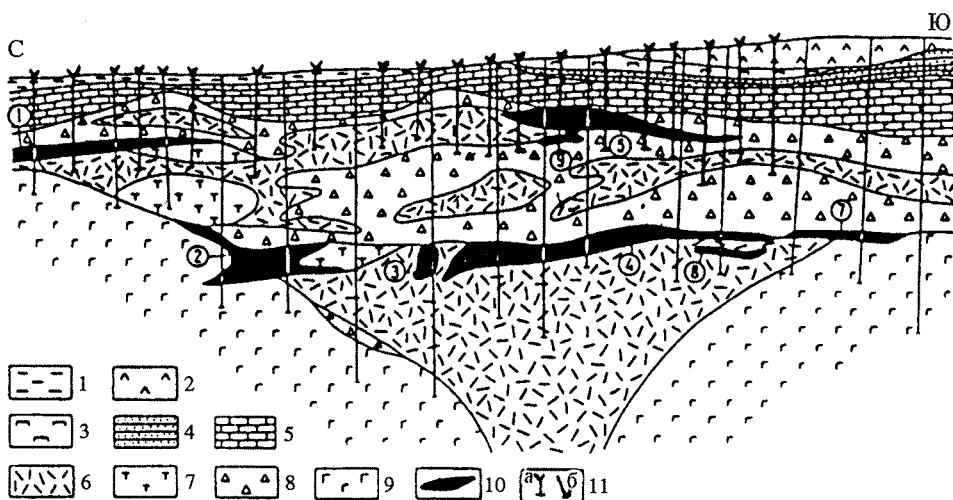


Рис. 1.2. Продольный схематический геологический разрез Узельгинского месторождения. По материалам Г. В. Петрова и Н. М. Казаковой [Прокин, 1977].

1 — рыхлые отложения; 2 — пироксен-плаггиоклазовые порфириты; 3 — габбро-диабазы; 4 — вулканомиктовые песчаники и кремнистые сланцы; 5 — известняки; 6 — кварцевые липаритовые порфиры; 7 — крупнокварцевые андезит-дацитовые порфириты; 8 — магматогенные брекчии; 9 — базальтовые порфириты; 10 — рудные тела (в кружочках их номера); 11 — скважины: а — пробуренные при разведке рудных тел 1-, 5-, 9-го верхнего рудоносного горизонта, б — пробуренные при разведке рудных тел 2—4, 7, 8-го нижнего горизонта

локальные и значительные по размерам хорошо изученные участки метасоматитов не сопровождаются концентрированным проявлением оруденения. Тем не менее выявление метасоматитов и зональности метасоматоза является важным признаком возможности локализации оруденения. Однако диагностика этой зональности из-за пострудных метаморфических и тектонических преобразований затруднена и не всегда возможна.

Рудные залежи в сочетании с ореолом метасоматоза формируют рудные поля разнообразных структурных типов, а раскрытие структуры рудного поля является важнейшей предпосылкой эффективного поиска и разведки месторождений (рис. 1.2).

Колчеданные месторождения и рудопроявления на Южном Урале залегают в вулканогенных толщах с возрастным диапазоном от докембрия до карбона. Однако промышленную значимость имеют объекты, расположенные среди силуро-среднедевонских толщ.

Продукты силуро-среднедевонского базальтоидного вулканизма, несущие колчеданное оруденение, по особенностям состава и условиям образования разделяются на четыре главных формационных типа: недифференцированная базальтовая (спилит-диабазовая), контрастно-дифференцированная риолит-базальтовая, последовательно-дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая и слабодифференцированная базальт-андезит-базальтовая формации. Проявления колчеданного оруденения наблюдаются во всех формациях. Подавляющая часть месторождений залегает среди контрастно- и последовательно-дифференци-



рованных формаций. Во всех случаях отмечается пространственная близость колчеданных месторождений к полям развития пород кислого состава лавовой, субвулканической и субинтрузивной фаций. Продуктивные рудовмещающие комплексы пород зачастую залегают на вулканах базальтового состава, а перекрываются андезито-базальтовыми вулканитами, вулканомиктовыми синхронными и вулканотерригенными несинхронными с вулканизмом образованиями. Не исключается, что все геосинклинальные вулканогенные формации имели один магматический источник и образовывались путем эволюции толеитовых расплавов.

Рудовмещающие структуры связаны с вулканическими сооружениями центрального типа со сложным многоэтажным характером развития, с отдельными локальными вулканическими постройками кислого состава. Рудные залежи залегают в канальных, жерловых частях построек, приурочены к участкам внедрения и становления субинтрузий и развития пирокластических образований, контролирующихся зонами проявления синвулканической тектоники. Рудные залежи тяготеют к контактам разнородных толщ, толщам пестрого состава и горизонтам пористых (туфов, брекчий) пород. Встречаются колчеданные залежи и месторождения, расположенные и среди слабодифференцированных толщ, но их распространенность в этих условиях не установлена.

Современное положение, особенности строения и состава колчеданных месторождений существенно определяются процессами регионального и локального метаморфизма, тектоники, магматических проявлений и эрозии, в которые вовлекались рудовмещающие вулканогенные формации после их образования.

Процессы регионального и локального метаморфизма наложили отпечаток на рудовмещающие толщи и непосредственно на рудные залежи. Региональный метаморфизм привел к зеленокаменным изменениям вулканитов, изменению минерального состава, структурных и текстурных особенностей руд, формы и пространственного положения рудных залежей. Зоны метасоматоза в районе месторождений и вне связи с ними порой существенно трансформируются, иногда приобретают зеленосланцевый характер. Особенно существенное преобразование вулканогенные толщи претерпели при региональном метаморфизме в зонах гранитизации на площади к востоку от Магнитогорского пояса. Можно полагать, что некогда сформировавшиеся месторождения на участках развития вулканитов в этих структурах существенно переработаны или уничтожены. Рудные залежи колчеданов сохранились лишь внутри жестких устойчивых блоков (Айдырлинское, Светлинское, Еленовское месторождения). Контактный метаморфизм, проявившийся в районе гранитоидных интрузий, при распространении его на колчеданные залежи привел к наложению минерализации, не свойственной колчеданным месторождениям (скарнирование с магнетитовой минерализацией — Кульминское месторождение, грейзенизация с привносом редкометального оруденения — Еленовское месторождение).

Тектонические пликативные и разрывные нарушения привели к погружению или воздыманию рудовмещающих толщ, изменению первич-

ного положения залежей, их разрывам и пространственному разобщению. Вулканические брахиантиклинали и горст-антиклинали определили выход на эрозионный срез продуктивных структур, создав благоприятные предпосылки для выявления месторождений. Залегание продуктивных комплексов и рудомещающих структур в области наложенных синклинальных и грабен-синклинальных структур, выполненных молодыми отложениями, существенно осложняет или исключает возможность выявления и изучения месторождений. Повсеместный и неравномерный покров рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений ограничивает и снижает эффективность поисков. Особенно неблагоприятны для проведения поисков территории юрских депрессий с мощностью осадков до 300—500 м.

Краткая характеристика условий формирования и залегания колчеданных месторождений Южного Урала указывает на крайнее разнообразие вытекающих критериев, принятых за основу при поисках месторождений. Реализация этих критериев особенно для неэродированных перекрытых молодыми толщами глубокозалегающих месторождений требует применения разнообразных методов и методик. Геофизические методы имели при этом, как правило, определяющее значение.

## **1.2. ЭТАПЫ И ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

В развитии геолого-геофизических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале достаточно отчетливо выделяются четыре этапа, связанные с уровнем геологических знаний о закономерностях их размещения, состоянием и внедрением геофизических методов и технологий. Существенными были и потребности региона в совершенствовании сырьевой базы медно-рудной промышленности.

В первый этап (до 1956—1960 гг.) удавалось локализовать участки, наиболее перспективные на выявление месторождений, как правило, по геологическим данным, руководствуясь такими признаками, как выходы железных шпал, выразительные геохимические аномалии, вплоть до источников купоросных вод, фрагменты древних горных выработок и др. Надежно работал признак “ищи руду около руды”, изучение окрестностей известных месторождений и рудопроявлений было обязательным. На таких участках, площадь которых не превышала несколько квадратных километров, проводились детальные (масштаб 1:2000—1:10 000) геофизические работы с использованием преимущественно методов электроразведки (изолинии, заряженное тело, естественное поле, ВЭЗ, позднее КЭП, СЭП).

Эффект от применения геофизических методов оказался весьма высоким [Родионов, 1938; Григорьев, 1950; Саковцев, 1960]. Открытие ряда месторождений с глубиной залегания верхних кромок массивных рудных тел, равной 10—30 м (Новый Сибай, Северный Сибай, Бакр-Тау, Гайское, Джусинское и др.), послужили толчком для развертывания широких геофизических работ указанными методами на участках, недоста-

точно подготовленных в геологическом отношении. Площади этих участков составляли многие десятки, а порой сотни квадратных километров. В результате было выявлено громадное количество аномалий, сопоставимых по характеристикам с наблюдаемыми над известными месторождениями, но в большинстве имевших нерудную природу. Эффективность поисков снизилась. Для ее повышения требовалось обеспечить надежность выделения как участков детальных поисков, так и аномалий, связанных с месторождениями. С этой целью после опытных исследований стали применяться методы вариометрии, гравиметрии, различные модификации электроразведки (интенсивности, незаземленной петли, вертикального поля, наложения полей и др.). Однако широкого применения последние не нашли главным образом из-за отсутствия качественно работающей аппаратуры и незавершенности разработки методик наблюдений и интерпретации материалов. В то же время из-за высокой интенсивности промышленных помех стало невозможно применять метод естественного поля.

Для оценки целесообразности применения методов геофизики в целях структурного картирования рядом организаций были проведены наблюдения по региональным профилям, которые выявили сложное распределение физических полей, порой не согласующихся с существующими представлениями о геологическом строении территории.

К концу 50-х годов на Южном Урале возникла острая необходимость открытия новых крупных колчеданных месторождений. Это определило усиление геолого-разведочных работ для обеспечения стабильного функционирования и дальнейшего расширения действующих и строительства новых горно-добывающих и металлургических предприятий. В частности, в области геофизики потребовалось обосновать, разработать и внедрить эффективные методы, методики и рациональные комплексы исследований, обеспечивающие решение широкого круга геолого-разведочных задач.

Второй этап (1960—1975 гг.) характеризуется опробованием, совершенствованием, внедрением и широким применением новых разнообразных геофизических методов и методик. При этом параллельно разворачиваются исследования в трех направлениях: региональные работы (масштаб 1:50 000—1:200 000) для решения задач картирования и общих поисков, структурно-тектонического районирования и металлогенического прогнозирования; детальные поисковые работы (масштаб 1:10 000—1:25 000); поисково-разведочные работы комплексом скважинных и скважинно-наземных методов.

Геофизические исследования регионального характера охватили всю территорию Южного Урала и Мугоджар [Бачин и др., 1965; Виноградов, 1966; и др.] и осуществлялись как силами территориальных управлений и экспедиций (Орская, Берчогурская, Челябинская геофизические экспедиции), так и специализированными организациями (Западный и Новосибирский геофизические тресты, трест “Башкирнефтегеофизика” и др.). В комплекс методов входили: гравиразведка (масштаб 1:50 000—1:200 000), магниторазведка в аэро- и наземном вариантах (масштаб

1:25 000—1:100 000), электроразведка методами ВЭЗ, СЭП, ВП, ЕП (масштаб 1:50 000—1:200 000), аэроэлектроразведка методом БДК и металлотометрия (масштаб 1:50 000).

С 1963 г. по отдельным пересечениям в рудных районах начаты сейсморазведочные работы МОВ, КМПВ, а вся территория пересекается профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ): Темир-Тау — Куйбышев, Челкар — Волгоград, Актюбинский, Эмбинский, Ново-Троицкий [Глубинное..., 1991]. Позднее на Южном Урале и Мугоджарах выполнены площадные пространственные сейсмические зондирования с использованием упругих волн сейсмических взрывов [Халевин, 1971] и в завершение пройден меридиональный профиль ГСЗ Нижняя Тура — Орск [Дружинин и др., 1985].

Выполненные в 1959—1964 гг. комплексные региональные и поисковые геофизические и геохимические работы по набору методов, техническому оснащению и темпам проведения на обширных территориях до сих пор не имеют аналогов в отечественной и мировой практике. Они обусловили качественный скачок в составлении разномасштабных геологических карт и схем геологического фундамента, тектонических и металлогенических построений и локализации площадей и участков детальных поисков. Результаты указанных работ существенно повлияли на эффективность поисков колчеданных месторождений и не потеряли своего значения до настоящего времени.

При детальных поисках колчеданных месторождений электроразведка, в силу своих благоприятных геолого-геофизических предпосылок, традиционно занимает ведущее место. Методы, использующие постоянные и низкочастотные токи (ВП, изолинии, вертикальное поле, компенсации, СЭП, КЭП, ВЭЗ), применяются при поисках неглубоко залегающих (до 50—70 м) рудных тел, имеющих, как правило, электрическую связь с проводящим чехлом рыхлых отложений. Вместе с тем необходимость повышения глубинности поисков и выявления колчеданных месторождений под экраном непроводящих пород обусловила форсирование разработок и внедрения индуктивных методов. С 1958—1960 гг. изучением разрешающих способностей индуктивной электроразведки на Южном Урале занимаются Ю. В. Якубовский, Ф. М. Каменецкий, А. В. Великин, Ю. И. Булгаков, В. А. Сидоров, А. Н. Родионов, А. Д. Скурихин, В. В. Мартъянов. Ими разработаны основные положения методики и разработано несколько типов аппаратуры однопетлевого варианта метода переходных процессов. С 1966 г. на Южном Урале и в Мугоджарах начаты широкие производственные работы методом переходных процессов (МПП), нацеленные на выявление крупных колчеданных залежей на глубинах до 250—300 м [Сидоров, 1970; Руководство..., 1976]. Вместе с тем выявилось несовершенство существующей теории интерпретации переходных процессов, наблюдаемых на природных средах, и поставлена задача изучения емкостной составляющей и выяснения ее вклада в наблюдаемые переходные характеристики [Родионов, Виноградов, 1973].

Опробование метода вызванной поляризации на Южном Урале, выполненное В. А. Комаровым, О. М. Шаповаловым, В. В. Кормильцевым

в 1959—1961 гг., сразу же привело к практическим результатам — открытию Александринского месторождения и ряда рудопроявлений. Метод ВП становится ведущим в комплексе поисков при выявлении зон минерализации и неглубоко залегающих рудных залежей и определении природы аномалий, выявленных другими методами геофизики [Кормильцев, Сидоров, 1964; Комаров, 1980].

Работами А. Я. Яроша и А. Б. Полякова обоснована необходимость площадных гравиметрических съемок для прямых поисков крупных рудных тел. Блестящее подтверждение прогноза по данным гравиметрии о наличии на Сибайском месторождении нижеразведанных новых рудных тел убедительно показало необходимость широкого применения гравиметрии при поисках (Ярош, 1966; Ярош и др., 1957). С 1960 г. на Южном Урале гравиметрическая съемка масштаба 1:10 000—1:25 000 прочно вошла в комплекс площадных поисковых методов как ведущий метод при решении структурно-картировочных и поисковых задач.

В качестве преимущественно структурно-картировочного метода при детальных поисках колчеданных месторождений используется магниторазведка. Эффективность высокоточной магниторазведки для изучения структуры рудоносных вулканогенных толщ особенно убедительно доказали Н. А. Иванов и В. И. Страхов (1947 г.) работами, выполненными в пределах Сибайской горст-антиклинали. Магниторазведка масштаба 1:5000—1:25 000 во второй период является неотъемлемой составляющей детального комплекса геофизических работ. Для последних характерно и то, что они сопровождаются геохимическим опробованием по породам палеозоя, коре выветривания, почвенному покрову. Особенно большое значение приобрели поверхностная, а также глубинная литохимическая съемка масштаба 1:10 000—1:50 000, выполняемые при детальных поисках и региональных геофизических съемках.

Второй этап развития геофизических исследований при поисках колчеданных месторождений на Южном Урале характеризуется широким применением скважинных и скважинно-наземных методов [Разведка..., 1971; Петровский, 1971]. Этими работами, проводимыми при завершении поисков, обеспечивается проверка выявленных аномалий и структур, опоискование флангов известных месторождений и рудопроявлений, определяются характеристики и пространственное положение подсеченных рудных тел. Работы выполняются методом заряда в различных модификациях. Особенно большое значение приобрел метод электрической корреляции, теоретические и методические основы применения которого разработаны А. К. Козыриным, Ю. М. Гуревичем, В. М. Мунтяном [Козырин, 1964]. Скважинные методы позволяют опоискывать околоскважинное пространство на расстоянии до 150—200 м, а методы заряда наряду с повышением глубины поисков рудных тел в районе скважин обладают по сравнению с наземными методами электроразведки большими возможностями при выделении перспективных аномалий.

Еще на первом этапе стало очевидно, что только комплексное применение различных методов геофизики может быть успешным при решении поисковых и разведочных задач. Дальнейшее развитие геофизи-

ческих методик, создание новой аппаратуры, углубленный анализ физических свойств пород и руд, проявлений прямых и косвенных признаков оруденения в физических полях показали необходимость широкого комплексирования методов геофизики, геохимии и бурения при детальных поисках. На смену прямым поискам — выявлению аномалий, с большой вероятностью связанных с рудными телами, пришел комплексный подход совместного выделения аномалий и благоприятных для локализации оруденения структур.

Сложившийся комплекс методов, решающий задачи детальных поисков, включает площадные работы методами электроразведки: (МПП, ВП, МЗ), высокоточных гравиразведки и магниторазведки, литохимической и глубинной геохимической съемок, а также профильные сейсморазведочные исследования методами ОГТ, МОВ и МПВ. Модификации методов и масштабы съемок варьируют в зависимости от поставленных задач, особенностей строения предшествующей изученности участков. Большое значение придается детализации аномалий, а при разбуривании аномалий и перспективных участков применяются методы скважинной геофизики.

Приведенный комплекс, которым в основном изучены все наиболее перспективные участки Южного Урала, эффективен при поисках мелких и средних месторождений на глубинах до 50—100 м, средних и крупных до 200—400 м при мощности рыхлых отложений до 10—50 м. Разрешающие способности комплекса при значительной мощности рыхлых отложений существенно снижаются. Видимо как следствие на Южном Урале еще не известны колчеданные месторождения, выявленные при покрове рыхлых отложений более 150 м.

Существенным для изучения территории стало проведение цикла тематических работ регионального характера. Они включили обобщение материалов с составлением сводных карт физических полей и карт, отражающих результаты переинтерпретации геополей [Виноградов, 1968; Боровко, 1979]. Другое направление работ охватывало обобщение материалов по отдельным рудным районам и способствовало уточнению направления детальных поисков в этих районах и оценке перспективных участков, примыкающих к разведваемым месторождениям.

В конце рассматриваемого этапа выполнены широкие обобщения материалов геофизических исследований для составления геолого-тектонических схем строения фундамента, прогнозирования и поисков медно-колчеданных месторождений на Южном Урале и Мугоджарах в масштабе 1:50 000—1:200 000 [Виноградов, Ярош, 1975; Виноградов, 1980]. Они содержат рекомендации по использованию системы геофизических признаков, раскрывающих положение объекта исследований на разных стадиях геолого-разведочного процесса. При этом для территории Южного Урала в качестве объектов геофизических исследований принята иерархическая система, включающая рудоносные зоны — рудные узлы — рудные зоны — рудно-вулканические центры — рудные поля (табл. 1.1), которым отвечают определенные образы физико-геологических моделей.

Таблица 1.1

**Объекты исследований в организации поисков колчеданных месторождений**

По уровню организации вещества	Минерал	Парагенезис (пород, руд)	Формация	Категория... (парагенезис формаций)
По геолого-экономической значимости	Рудопоявление Рудная залежь Месторождение	Рудный район Рудный регион Рудная провинция		
По организации колчеданосной формации	Рудное тело Рудное поле Рудно-вулканический центр	Рудная зона Рудный узел Рудоносная зона Металлогеническая зона...		
По стадиям геолого-разведочных работ	Поисково-оценочные работы Детальные поиски Общие поиски	Металлогеническое прогнозирование		
По масштабу исследований	Детальные 1:10 000 и крупнее	Крупномасштабные 1:10 000—1:50 000	Среднемасштабные 1:50 000—1:200 000	Мелкомасштабные 1:500 000 и мельче

Таким образом, к 1975 г. территория Южного Урала была достаточно хорошо изучена широким комплексом методов. В результате геолого-геофизических работ открыто значительное количество месторождений, являющихся основой развития горно-добывающих предприятий цветной металлургии Урала. Однако к концу этапа эффективность поисков месторождений, отражаемая частотой новых открытий, снижается. Главная причина отмеченного связана с тем, что фонд сравнительно легко открываемых месторождений в основном исчерпан. Требуется выявление месторождений в сложных геолого-геофизических условиях, на труднодоступных глубинах. Вместе с тем главные усилия геологов и геофизиков переключаются на решение задач разведки выявленных медно-колчеданных месторождений. Такова проблема, преодолеть которую приходится в третий этап развития геофизических исследований.

В третий этап (1976—1990 гг.) продолжают геофизические исследования, направленные на уточнение и прослеживание факторов, контролирующих размещение колчеданных месторождений. Широким комплексом методов закрываются неизученные перспективные участки и ликвидируются недостатки изученности площадей традиционными методами, но с применением новых более совершенных аппаратуры и методик наблюдений. Геофизические исследования становятся ведущим направлением глубинного геологического картирования (ГГК), проводимого в основных рудных районах, а выбор объектов детальных поисков определяется с учетом региональных и локальных факторов, контролирующих локализацию колчеданного оруденения [Прокин, 1977; Виноградов, 1980; и др.]. Поиски глубокозалегающих месторождений на этом этапе связаны с резким удорожанием и осложнением работ за счет увеличения глубин и плотности сети скважин, необходимости проведения

исследований в условиях промышленных помех и сельскохозяйственных угодий. К тому же критерии поисков глубокозалегающих месторождений требовали дальнейшего совершенствования [Кривцов, 1979].

Опыт геологической разведки показывает, что рудные поля изучаются в течение десятилетий. Запасы руд в процессе таких работ зачастую существенно возрастают за счет выявления новых рудных тел на различных гипсометрических уровнях рудного поля, его флангах и ответвлениях (см. рис. 1.2). При этом проблема прироста запасов руд в районе разведываемых и эксплуатируемых месторождений становится со временем все более острой, так как связана с сохранением и развитием сформированных промышленных комплексов. На таких рудных полях поисками и разведкой охватываются глубины до 1000—1500 м и более.

Таким образом, становилось очевидным, что эффективность поисковых работ может быть существенно повышена за счет сосредоточения глубокого бурения в пределах наиболее перспективных участков и изучения скважин и окоскважинного пространства геофизическими методами, что и реализуется в этот период. Однако при этом комплекс применяемых методов и методик требует дальнейшего совершенствования. Для этого необходимо повысить информативность используемых методов, разработать и внедрить в производство современную аппаратуру, методику и методические приемы, совершенствовать рациональный комплекс и определить обоснованные соотношения в последовательности проведения геофизических работ и бурения. Приемы геологической интерпретации физических полей с применением ЭВМ и количественных расчетов при этом должны способствовать достоверному выделению особо перспективных участков.

На решение этой проблемы на Южном Урале и в других провинциях направлены усилия научных и производственных коллективов. В Свердловском горном институте совершенствуются геофизические методы с использованием постоянного тока — метод изолиний с большими планшетами при заземлении в глубоких скважинах. За счет этого повышается глубинность поисков проводящих зон, отвечающих рудным полям [Саковцев, Серков, 1979]. Одновременно проводятся исследования по разработке методики петрофизического картирования рудных полей [Сапожников, 1977].

В НПО “Рудгеофизика” опробуются и внедряются геоэлектрохимические методы, направленные на оценку связи рудных подсечений с рудными телами и с определением их значимости как объектов для предварительной разведки [Рысс, 1983].

В ИГ УрО АН СССР и ПГО “Башкиргеология” [Кормильцев, Семенов, 1987], НПО “Рудгеофизика” и СГИ [Электроразведка..., 1989] совершенствуются методики мелкомасштабного заряда применительно к поискам глубокозалегающих колчеданных месторождений. Этими работами практически показана возможность выявления крупных месторождений на глубинах 300—600 м.

В ВИРГ НПО “Рудгеофизика” и ЦНИИГРИ совместно с ПГО “Башкиргеология”, “Оренбурггеология”, “Зап-Казгеология” совершенству-



ются и внедряются методика и аппаратура скважинной индукционной электроразведки (ДЭМПС, МДМПС, МПТ) и радиоволнового просвечивания, не имеющие аналогов в мировой практике [Петровский, 1971, Лебедкин и др., 1969].

Совместно с ПГО “Зап-Казгеология” и “Оренбурггеология” СНИИГИМС и ВИРГ НПО “Рудгеофизика” совершенствуются и опробуются в производственных условиях методика и аппаратура переходных процессов в скважинной и наземных модификациях [Исаев, Ремпель, 1974].

Во ВНИИГИСе разрабатываются аппаратурно-методические комплексы геофизических исследований, направленные на поиски глубокозалегающих (до 1000—2000 м) рудных месторождений в околоскважинном и межскважинном пространстве. При этом предусматривается решение следующих задач: детальное структурное картирование среды, выявление и изучение по петрофизическим и петрохимическим признакам рудных полей, выявление и прослеживание рудных тел. Эти задачи решаются с использованием усовершенствованных и специально разрабатываемых методик и аппаратуры высокочастотной скважинной сейсмо- и электроразведки с изучением магнитных полей и переходных процессов, комплексов методов акустического, электромагнитного, ядерно-физического каротажа [Геофизические..., 1985]. Наряду с этим во ВНИИГИСе разрабатываются принципы системного применения геофизики при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений на основе изучения и выделения объектов, составным элементом которых является колчеданное оруденение. Интерпретация геополей при этом рассматривается в качестве операции геотехнологии, определяющей выработку решений по управлению геолого-разведочным процессом.

Таким образом, период 1960—1990 гг. характеризуется динамичным развитием отдельных методов и методик целых комплексов геолого-геофизических исследований, направленных на обеспечение поисков и разведки колчеданных месторождений Южного Урала. В арсенале геофизики имеются многочисленные методы и методики. Геологические, геофизические, геохимические исследования и буровые работы, объединенные последовательностью операций, формируют технологические схемы, оптимально согласованные с предыдущей изученностью и геологическими особенностями исследуемых площадей, имеющимися средствами и ресурсами. Такой подход обеспечил эффективность геолого-разведочного процесса, выразившуюся в открытии значительного количества месторождений, разведанные запасы которых составили надежную сырьевую базу для медной промышленности Южного Урала.

После 1991 г. геолого-разведочная служба, лидирующая в мировой практике по уровню аппаратурно-методического геофизического обеспечения поисков и разведки колчеданных месторождений, фактически была разрушена. Реанимация этой службы, необходимость в которой становится все очевиднее, должна проводиться с учетом позитивных сторон прошлого опыта и пониманием невозможности негативных затратных схем организации производства. Перспективы новых открытий на

Урале связаны со специализированным анализом геополей и локализации дорогостоящих работ на особо перспективных участках с дискретно-узловым размещением скважин и при изучении околоскважинного пространства оптимальным комплексом геофизики. Выделение и оценка перспективного участка становится одной из наиболее ответственных операций. И здесь открываются существенные перспективы. Дело в том, что в свое время геофизическими и литохимическими съемками масштаба 1:10 000—1:50 000 на Южном Урале закрыты практически все площади выходов на эрозионный срез вулканогенных образований. Рой локальных аномалий (комплекс по объективным и субъективным причинам не был выдержан по набору методов и сети наблюдений) оказался настолько значительным, что разобраться с ним даже во время “затратной” геологии не представлялось возможным. Проверялись практически наиболее яркие аномалии и нередко без полного учета их структурной приуроченности.

С учетом прошлого опыта можно сформулировать главные методические условия оптимизации поисков: районирование контуров развития вулканогенных образований с позиций иерархии рудоконтролирующих структур (известных и прогнозных); оценка очередности проверки локальных аномалий в зависимости от их характеристик (с учетом типизации по результатам анализа геополей известных объектов) и данных экспрессного полевого геолого-геофизического доизучения. Отмеченная схема практически промоделирована при выявлении Домбаровского рудного узла и рудно-вулканического центра в его пределах; далее — рудного поля и рудного участка Осеннего месторождения и рудных участков Летнего и Левобережного месторождений [Виноградов, 1968, 2002; Виноградов и др., 1970; Виноградов, Ярош, 1975]. Полагаем, что аналогичными, но, несомненно, своеобразными путями могут быть раскрыты и раскрываются перспективы других территорий Южного Урала (Карабутацкий рудный узел, месторождение Барсучий Лог). Для оптимизации же поисков в новых условиях целесообразно создание специализированных поисково-тематических подразделений, в организации работ которых должен быть положен не поэтапный, а системный принцип использования региональных и локальных критериев прогноза с оперативным завершением исследований буровыми работами.

В последние десятилетия произошла техническая революция, плодами которой рудная геофизика в полной мере еще не воспользовалась. Новые принципы регистрации, обработки и интерпретации материалов с использованием уже созданных современных компьютерно-информационных систем выводят геофизические методы на новые недоступные ранее возможности решения прогнозных и поисковых задач. При этом нельзя допустить отрыв формализованного процесса анализа физических полей от неформализованного еще восприятия геологического пространства. Преодолеть эту проблему предстоит в ближайшей перспективе на основе анализа опыта предыдущих исследований и повторного анализа накопленного громадного фактического материала.

### 1.3. ЦЕЛИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из обзора этапов развития геофизических работ при поисках колчеданных месторождений видно, что от этапа к этапу уточняются цели и задачи исследований. Цели работ, находящие материальное воплощение в предмете исследований, на первом этапе сводились к поискам рудных тел месторождений по аномалиям геополей. Позднее наряду с ними самостоятельное значение стали приобретать поиски и изучение рудных полей. Затем была выяснена необходимость изучения геополей для выявления локальных, а далее и региональных закономерностей размещения месторождений. В конечном счете стало ясно, что предметом геофизических исследований является колчеданная вулканогенная формация в целом (см. табл. 1.1).

Согласно терминологическому справочнику [Рудные..., 1983] и специальным работам в области металлогении Урала [Прокин, 1977; Кривцов, 1988; Медноколчеданные..., 1988], под колчеданной (рудной) формацией понимается группа колчеданных месторождений, разделенных на субформации, согласованных не только с геологическими условиями образования, но и с требованиями географо-экономической значимости, включая технологию обогащения и металлургическое производство. Для технологии же геофизических поисков колчеданная формация принимается в самом общем виде как участки скопления массивных и вкрапленных руд в промышленных количествах, находящие отражение в аномальных геополях.

Рудоносная формация включает конкретную геологическую и рудную формации, находящиеся по ряду признаков (геохимических, минералогических, возрастных и др.) в парагенезисе. Таким образом, рудоносная формация — это множество пересекающихся геологических тел (субформаций), раскрывающих объект исследований в структурно различных взаимоотношениях. При этом с учетом разработок [Шаталов, 1963; Геологические..., 1986] предмет геофизических исследований воспринимается уже через систему геологических пространств, специализированных по набору характеристик свойств в составе вулканогенных комплексов Южного Урала. Таким образом, формируется система геологических пространств, соизмеримая с уровнем организации вещества, со стадиями геолого-разведочных работ, с масштабами исследований. Она делится на два ранга, первый из которых отвечает требованиям геолого-экономической значимости, второй — генетической и парагенетической связи составных элементов (см. табл. 1.1). Для понимания закономерностей размещения колчеданного оруденения основное значение имеет второй ранг, однако потребительская (промышленная) значимость остается за первым.

Заметим также, что в конкретном районе не всегда могут быть выделены все составляющие рассматриваемой системы. Главным является соблюдение последовательного перехода от крупных к более мелким и, наоборот, с выделением количества градаций, достаточного для достижения поставленной цели. Уточним геологическое содержание элемен-

тов предложенной предметной системы целей геофизических исследований при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений.

Рудные тела — природные скопления колчеданной массивной, прожилково-вкрапленной, вкрапленной руды любой формы [Геологический..., 1973]. С уточнением свойств вещества, масштабов проявлений и пространственного положения рудные тела делятся на промышленные и непромышленные. При этом комплекс методов и методик наблюдений ориентируется на выявление первых. Скопления рудных тел образуют рудную залежь.

Рудное поле — пространство сближенных между собой рудных тел или месторождений [Геологический..., 1973]. Оно объединяется контурами околорудных изменений пород и сульфидной минерализации в единую структуру, рассматриваемую при поисках и разведке как самостоятельный объект исследований. Контуры рудных полей охватывают площадь от нескольких долей до нескольких квадратных километров. При пространственном изучении рудные поля прослеживаются на глубины, доступные бурению и существующему комплексу наземных и скважинных геофизических исследований (до 1000—2000 м).

Рудно-вулканический центр (РВЦ) — это локальная палеовулканическая структура, контролирующая пространственное распределение рудных тел, связанных или не связанных между собой контурами минерализации и вторичных изменений пород [Яковлев, 1982]. По масштабам охвата РВЦ сопоставляется с одиночными рудными полями или группой рудных полей, закономерно размещенных относительно элементов палеовулканических структур (вулканические каналы, жерловины, купола, депрессии, субинтрузии, разрывы радиальные и кольцевые и др.).

Рудные зоны — участки рудных полей и РВЦ вдоль региональных магмовыводящих разломов, сопровождаемые сульфидной минерализацией и гидротермальными изменениями пород [Геологический..., 1973]. Протяженность колчеданных рудных зон на Южном Урале составляет десятки километров при ширине от нескольких сотен метров до максимальной ширины РВЦ в отдельных раздувах.

Рудные узлы — особо продуктивные площади, выделенные в результате статистической мелкомасштабной обработки данных минерализации, регионального картирования и изучения глубинной тектоники с использованием геофизики [Виноградов и др., 1971; Виноградов, Ярош, 1975]. Содержание этого объекта полностью согласуется с определением, приведенным в геологическом словаре [Геологический..., 1973]. В рудных узлах в силу особенностей их строения сосредоточены различные месторождения, связанные с базальтоидной вулканогенной и гипербазитовой магматической формациями. В пределах рудных узлов, площадь которых достигает нескольких сотен квадратных километров, на участках рудных полей, рудно-вулканических центров и рудных зон расположена большая часть известных колчеданных месторождений.

В свою очередь рудные узлы сосредоточены в пределах протяженных на многие сотни километров при ширине до нескольких десятков километров поясов развития вулканогенных образований. Последние рас-

полагаются вдоль глубинных магмовыводящих разломов в виде структурно-формационных зон, на площади которых продуктивные литолого-стратиграфические уровни развития вулканитов выведены на доступные для поисков глубины. Такие структурно-формационные зоны вдоль отдельных магмовыводящих разломов с характерной специализацией состава руд в месторождениях объединяются в рудоносные зоны. Структурно-формационные зоны вдоль ряда сближенных глубинных разломов в области интрагеосинклиналей — крупных блоков земной коры, составляют металлогенические зоны.

Таким образом, колчеданная вулканогенная формация как предмет геофизических исследований представлена системой рудовмещающих структур. При этом эффективность поисков и разведки колчеданных месторождений достигается за счет применения оптимального комплекса методов при решении конкретных задач, определяющих выявление и изучение как отдельных составляющих рудоносной формации, так и всей системы. Уровень же изученности основных рудных районов Южного Урала таков, что имеющийся материал позволяет локализовать поисковые и поисково-оценочные работы до площади прогнозного рудного поля (2—4 км<sup>2</sup>). Детальное изучение этого локального участка является основной операцией в оптимизации поисков новых месторождений. Фактически мы вернулись к первому наиболее продуктивному этапу методики поисков, но на новом научно обоснованном уровне прогноза и современных возможностей аппаратурно-методических средств и технологий выявления рудных тел колчеданных месторождений.

## **Глава 2**

# **ПРИНЦИПЫ ГЕОМЕТРИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ СТРУКТУРНЫХ ОБСТАНОВОК И АНОМАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ**

---

Приведенный обзор применения методов геофизики при поисках показывает, что интерпретация геополей фактически является технологической операцией, обеспечивающей принятие решений в процессе геолого-разведочных работ. Структура множества задач интерпретации достаточно сложна, поэтому методику интерпретации геополей, направленную на достижение конечной цели, необходимо строить на основе системного подхода [Виноградов, 2001]. При этом предмет изучения рассматривается как материальный носитель цели, а метод оперирует с геополем — “пространством объекта исследований, каждой точке которого может быть поставлено в соответствие определенное значение какой-либо характеристики” [Соболевский, 1932; Мягков, 1982; Четверяков, 1984], отображая различные стороны предмета через его модель. Геополь делятся на вещественные и энергетические, а теория интерпретации геополей любой природы обычно рассматривает две стороны поставленной задачи — прямую и обратную. При прямой — каждому формализованно описанному распределению свойств вещества однозначно соответствует формализованно описанная структура характеристик энергетических полей. При обратной постановке задачи любой формально описанной структуре характеристик энергетических полей отвечает некоторое множество формально описанных ситуаций распределения характеристик свойств вещества. В данной работе мы раскрываем лишь проблему геометризации полей, упрощая ее до некоторых качественных характеристик. По сути дела ниже мы определяем методологические подходы к формированию условных обозначений при интерпретации и описании геофизических полей и геологических тел.

### **2.1. КВАЗИСТАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ТЕЛА**

Естественные природные и условно выделяемые с какой-либо целью неоднородности земной коры объединяются в геологические тела. Они различаются по списку свойств, форме, внутренней структуре и структуре иерархических уровней организации вещества. В любом случае при описании тел используются геометрические характеристики свойств, а в квазистатической системе геометризация неоднородностей вещества является главной проблемой.

Наиболее успешно эта проблема решается на минеральном уровне. На уровне пород она удовлетворяет пока частным решениям. При этом главные трудности здесь связаны с методологической стороной вопроса. До сих пор объект исследований — земная кора — описывается на различной понятийной основе, отражающей неопределенность происхождения элементов, входящих в ее состав. Это в свою очередь приводит к тому, что классификации геологических тел заменяются инвентаризацией [Геологические..., 1986]. Само же понятие геологического тела из-за этого не имеет формального выражения.

Однако на каждом этапе или направлении изучения геологического объекта находятся частные решения проблемы, удовлетворяющие практика. И этот путь наиболее приемлем, хотя и не оптимален. В частности, при интерпретации геополей оперируют с моделью неоднородного по свойствам геологического пространства, в пределах которого выделяются квазиоднородные участки — “элементарные ячейки пород” [Геологические..., 1986], реконструируемые в соответствии с принципом целесообразности в геологические тела. С учетом отмеченного для целей выражения результатов интерпретации геополей предлагается модель элементарной ячейки геологического тела, геометризованного по некоторому набору характеристик свойств [Виноградов, 1990a].

#### 2.1.1. ГРАНИЦЫ СВОЙСТВ

Множество свойств геологического пространства можно представить во всевозможных сочетаниях

$$s_i \subset \{s_j, \cap s_j\}, \quad (2.1)$$

$s_j$  — конкретные свойства (электрическое сопротивление —  $\rho_j$ , плотность —  $\sigma_j$ , ..., содержание элемента —  $c_j$ , ...),  $\cap s_j$  — комплексы свойств при  $j \geq i + 1$ .

Организация свойств в пространстве описывается модой, медианой, дисперсией, эксцессом, асимметрией нормального или иного знака распределения дискретных или непрерывных значений  $s_i$ . Тогда граница  $\Delta s_i$  некоторого пространства с организацией свойств  $s_i$  выделяется на фоне пространства с организацией свойств  $s_j$  при  $s_i \neq s_j$  хотя бы по одной из статистически определенных характеристик. Очевидно, что в природе мы имеем неограниченное множество возможных границ. Однако из опыта и теории [Косыгин, 1988] можно выделить вполне определенные типы границ, удовлетворяющие на данном уровне геологическую практику. Это резкостные (I), динамические (дизъюнктивные, II) и условные (III) границы. Кроме того, представляется возможным выделить промежуточные типы, считая, что в общем понимании границы (I—II—III) содержится шесть возможных частных типов I-1, (I—II)-2, (I—III)-3, II-4, (II—III)-5, III-6.

В элементарных (неделимых)  $\Delta_i S$ , как и в общем (реконструированном)  $\Delta_j S$ , пространствах свойств вещества выделяются следующие шесть частных типов границ. **Резкостные границы**  $\Delta s_1$  разделяют пространства

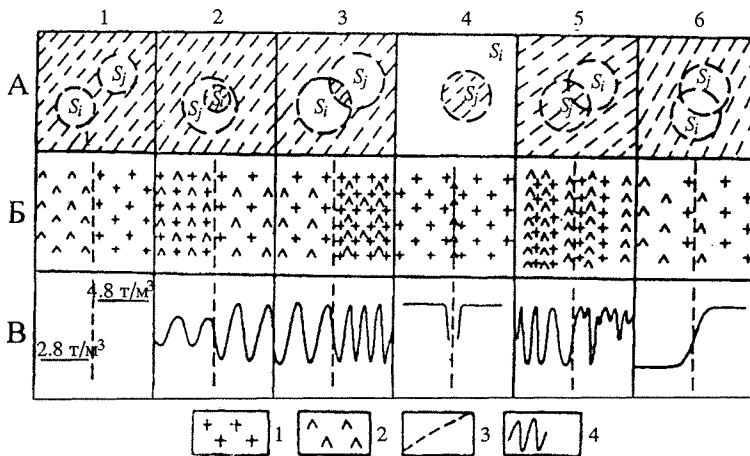


Рис. 2.1. Типы границ, изображенные в абстрактном (А — диаграмма Вена), геологическом (Б) и плотностном (В) пространствах.

Границы разделяют: 1 — массивные руды и вмещающие породы — резкостная граница; 2 — мелковкрапленные и крупновкрапленные руды — дисперсная граница; 3 — равномерно и неравномерно вкрапленные руды — граница эксцесса; 4 — разрыв сплошности массивных руд — динамическая граница; 5 — руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные — граница асимметрии; 6 — переход от вмещающих пород к массивным рудам через вкрапленность — условная граница. 1 — руды, 2 — вмещающие породы, 3 — границы, 4 — график плотности

непересекающихся характеристик свойств. **Динамические границы** соответствуют следующему типу — разрыву непрерывного пространства свойств  $s_i$  некоторым свойством  $s_j$ , отвечающим исключительно границе  $\Delta s_4 = s_j/s_i$ . **Условные границы**  $\Delta s_6$  отвечают разделу объединенного пространства свойств  $s_i \cup s_j$  посредством логической операции, фиксирующей раздел. Раздел пространства по уровню рассеянности свойств  $s_i \subset s_j$  соответствует **границе дисперсии**  $\Delta s_2$ , а по степени отклонения наиболее вероятных характеристик распределения свойств от нормального — **границе эксцесса**  $\Delta s_3$ , заключенной в области  $s_i \cap s_j$ . И, наконец, **граница асимметрии**  $\Delta s_5$  соответствует разделу пространства, по которому изменится закон распределения свойств, так что  $s_i/s_j$ .

На рис. 2.1 представлены примеры формального отображения перечисленных типов границ в следующих видах: в абстрактном — с использованием диаграмм Вена [Розанов, 1986]; описательном (качественном) — геологическом; количественном, устанавливаемом с использованием аппарата статистики.

Перечисленные типы границ свойств могут выделяться отдельно для конкретных свойств и во всевозможных сочетаниях и комбинациях. В первом случае они оконтуривают элементарные пространства, а во втором — элементарные комплексные пространства и пространства сложной (слоистой) структуры свойств. Соответственно границы в первом случае будут проведены с точностью, определяемой точностью наблюдений свойств, и различаться по величине параметра, а во втором — точность проведения границ, кроме того, существенно связана с различием процедур их соединения, включая масштабность исследований. Если в заданном масштабе



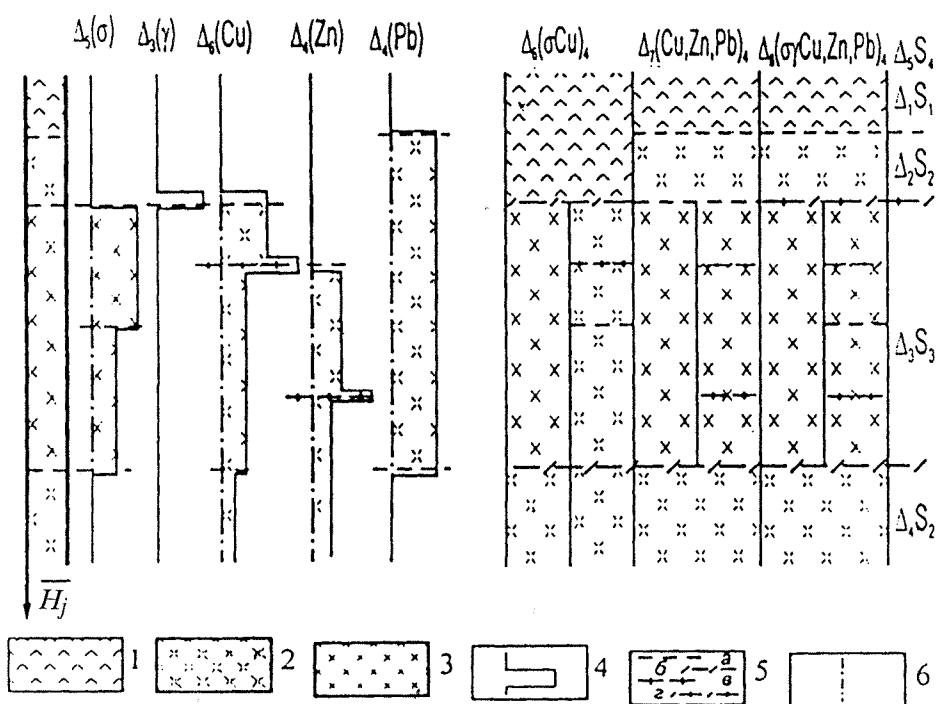


Рис. 2.2. Результаты информационного анализа данных изучения разреза вертикальной выработки.

1 — безрудные породы; 2 — забалансовые руды; 3 — балансовые руды; 4 — графики физических свойств и содержания химических элементов; границы: 5 — однотипные конкретные /а/ и комплексные /б/, сложные конкретные /в/ и сложные комплексные /г/; 6 — уровни фоновых значений физических свойств и содержания химических элементов

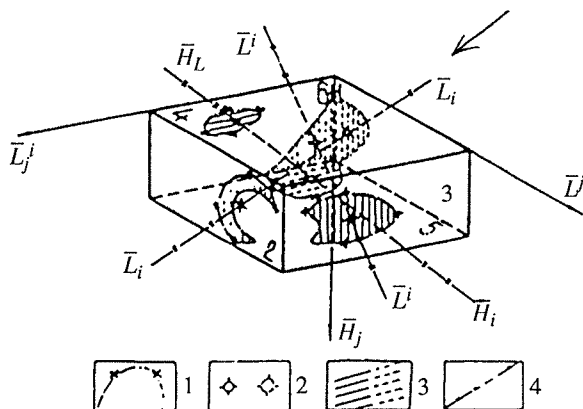
границы одного или разных типов не расходятся больше, чем в допустимом интервале, то выделяется осредненная граница. В противном случае устанавливается граница фазового перехода, при этом тело может целиком состоять из однородных по структуре свойств вещества фазовых переходов или включать такие переходы на отдельных участках (рис. 2.2). Таким образом, по соотношению типов выделяются однотипные и сложные, а по соотношению свойств конкретные и комплексные границы. При этом очевидна возможность реконструкции любых тел из элементарных пространств  $\Delta_r S$  конкретных свойств, очерченных однотипными границами и сложными границами сочетания однотипных.

### 2.1.2. ПОЛЮСА, НАПРАВЛЕННОСТЬ, ПЛОЩАДИ И ЦЕНТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ

Пространство свойств вещества разделяется границами на отдельные элементы. Последние различаются размерами. Размеры устанавливаются из изучения свойств по различным направлениям. Соответственно пространство свойств в трехмерном геометрическом пространстве может быть одномерно, двухмерно, трехмерно изученным с соответст-

Рис. 2.3. Рудный блок, изученный плоскими ортогональными сечениями.

1 — граница и полюс; 2 — особая точка; 3 — ограниченная площадь; 4 — оси направляющих залегания руд



вующими осями мерности. Например, ось вертикали  $\bar{H}_j$ , горизонталь  $\bar{L}_j$ , ортогонали  $\bar{L}^j$ . Результаты изучения свойств, выражаемые в выделении границ, устанавливают направленность ограни-

ченного элементарного пространства по осям простираения  $\bar{L}_i$ , склонения  $\bar{L}^i$ , наклонения  $\bar{H}_i$  (рис. 2.3). Таким образом, пространство свойств вещества можно охарактеризовать структурой осей направленности, раскрывающей ориентировку распределения свойств относительно системы геометрических координат.

Размеры ограниченного пространства свойств характеризуются полюсами — крайними противоположными точками по направляющим изучения. Для однотипной конкретной границы на каждой образующей одномерного пространства фиксируются один-два полюса, соответственно для двумерного пространства на каждом замкнутом границей сечении — четыре полюса, для трехмерного пространства в каждом замкнутом объеме вещества — шесть полюсов. Пространства, не имеющие границ, не имеют и полюсов. Дискретно наблюдаемое значение свойства на некотором фоне — безразмерное пространство динамической границы  $\Delta s_4$ . Шток в одномерном пространстве, совпадающем с направляющей простираения, имеет для случая однотипных конкретных границ один-два полюса. Одномерная пластина (пласт) ограниченной мощности при горизонтальном бесконечном простираении имеет один или два полюса по оси  $\bar{H}_j$ . В случае одного полюса пластина является динамической горизонтальной границей. Более сложные формы пространства свойств вещества реконструируются из простых форм, очерченных конкретными типами границ, а структура полюсов раскрывает распространенность изучаемого пространства.

Размеры ограниченного пространства в общем случае определяют так:

$$\Delta S \equiv (\Delta \bar{L}_j \times \Delta \bar{L}^j \times \Delta \bar{H}_j), \quad (2.2)$$

где  $\Delta \bar{L}_j = \bar{L}_j^{\max} - \bar{L}_j^{\min}$ ,  $\Delta \bar{L}^j = \bar{L}^j_{\max} - \bar{L}^j_{\min}$ ,  $\Delta \bar{H}_j = \bar{H}_j^{\max} - \bar{H}_j^{\min}$  — интервалы распределения качеств между полюсами по соответствующим направляющим мерности. Ориентировку же осей пространства  $\Delta S$  целесообразно установить, принимая за ось  $\bar{L}_j$  направление в горизонтальной плоскости, по которому объект исследований имеет максимальные размеры.

Пространство свойств характеризуется особыми точками, связанными с его местоположением в геометрическом пространстве, и формой, ре-

конструируемой из неделимых ограниченных элементов. Если форма известна, то центры элементарного и общего пространств устанавливаются достаточно точно в области схождения или пересечения осей  $\{\bar{L}_i, \bar{L}^i, \bar{H}_i\}$ . Тогда особыми точками  $s_i^v$  элементарных пространств  $\Delta_i S$  являются проекции центра по направляющим осям  $\bar{L}_i, \bar{L}^i, \bar{H}_i$  на плоскости  $v$  (1, 2, 3, 4, 5, 6), ортогональные осям мерности  $\Delta \bar{L}_j, \Delta \bar{L}^j, \Delta \bar{H}_j$  (см. рис. 2.3). Если оси и центр  $\Delta_i S$  не установлены, то особые точки  $s_i^v$  с некоторой точностью определяются как положение средневзвешенного значения свойства на соответствующей плоскости  $v$ . Тогда по особым точкам между плоскостями  $v$  (1—2) трассируется ось  $\bar{L}_i$ ,  $v$  (3—6) —  $\bar{L}^i$  и  $v$  (4—5) —  $\bar{H}_i$ . По реконструкции особых точек определяется местоположение центра элементарных пространств  $\Delta_i S$  и общего пространства  $\Delta S$  предмета исследований.

Как уже отмечалось, форма пространства свойств изучается системой плоских сечений  $v$ . Такие сечения очерчивают элементарные пространства  $\Delta_i S$  (см. рис. 2.3), а размеры ограниченных площадей  $\Delta s_i^v$  и их форма описывают структуру поверхностей, отвечающих границам.

### 2.1.3. СТРУКТУРА ХАРАКТЕРИСТИК ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ СВОЙСТВ ТЕЛА

Таким образом, свойства вещества описываются характеристиками  $A_j$ , а структура однородных характеристик, отражая форму пространства свойств, отвечает разнородным признакам  $B_i$  тела: распространенность — структура полюсов, центры — структура особых точек, поверхность — структура площадей сечений, залегание — структура осей направленности распространения свойств, слоистость — структура границ. Форма элементарной ячейки пространства свойств описывается матрицей характеристики признаков (табл. 2.1).

Специализированные по физическим, химическим, минералогическим и другим качествам ячейки пространства  $\Delta_i S$  рассматриваются самостоятельно в виде элементов геофизических, геохимических, минералогических и других тел или целенаправленно соединяются определенным списком свойств в элементы  $\Delta_i S_\beta = \bigcup_{\beta} \Delta_i S$  геологической модели тела.

Например, в геологических легендах закреплены описания свойств так, что они группируют качества по некоторым вещественным признакам  $\beta$  с соответствующим выделением границ  $\Delta_\beta s_i$ . Так, на геологических картах выделяются литологические  $\Delta_1 s_i$ , разрывные  $\Delta_4 s_i$ , стратиграфические  $\Delta_6 s_i$ , несогласные  $\Delta_2 s_i$ , фациальные  $\Delta_3 s_i$  и формационные  $\Delta_5 s_i$  границы. При описании рудных тел выделяются границы массивных  $\Delta_1 s_i$ , вкрапленных  $\Delta_4 s_i$ , прожилково-вкрапленных  $\Delta_2 s_i$ , прожилковых  $\Delta_3 s_i$  руд рассеянной  $\Delta_5 s_i$  и скрытой  $\Delta_6 s_i$  минерализации.

Перечисленные границы (как и сочетания других характеристик) фиксируют множество элементарных ячеек, из которых формируются композиции геологических тел в соответствии с целевой направленностью и разрешающими способностями исследований.

Полагая, что любая из характеристик  $A_j$  множества свойств  $s_i$  может быть определена с вероятностью  $p(A_j)$ , а признак  $B_i$  элементарного про-

Таблица 2.1

**Матрица характеристик и признаков элементарной ячейки пространства  
свойств геологических тел**

СТРУКТУРА	ХАРАКТЕРИСТИКИ $A_j$				
	Полюса	Особые точки	Площади	Оси	Границы
	$s_i(\bar{L}_j^{\min}, \bar{L}, \bar{H}_j)$	$s_i^1$	$\Delta s_i^1$	$\bar{H}_j$	$\Delta s_1$
	$s_i(\bar{L}_j^{\max}, \bar{L}, \bar{H}_j)$	$s_i^2$	$\Delta s_i^2$	$\bar{L}_i$	$\Delta s_2$
	$s_i(\bar{L}_j, \bar{L}_{\max}, \bar{H}_j)$	$s_i^3$	$\Delta s_i^3$	$\bar{L}_i$	$\Delta s_3$
	$s_i(\bar{L}_j, \bar{L}, \bar{H}_j^{\min})$	$s_i^4$	$\Delta s_i^4$	$\bar{L}_j$	$\Delta s_4$
	$s_i(\bar{L}_j, \bar{L}, \bar{H}_j^{\max})$	$s_i^5$	$\Delta s_i^5$	$\bar{H}_j$	$\Delta s_5$
	$s_i(\bar{L}_j, \bar{L}_{\min}, \bar{H}_j)$	$s_i^6$	$\Delta s_i^6$	$\bar{L}$	$\Delta s_6$
$I[\Delta_i S_\beta]$	Распространенность	Центры	Поверхности	Залегания	Слоистость
ПРИЗНАКИ $B_i$					

странства тел установлен с вероятностью  $p(B_i)$  при вероятности совмещения характеристик свойств в признаках тела  $p(A_j, B_i)$ , определяем информативность [Розанов, 1986] элементарной ячейки пространства свойств модели геологического тела:

$$I[\Delta_i S_\beta] = \sum_{ij} p(A_i B_i) \ln \frac{p(A_j B_i)}{p(A_j) \times p(B_i)}. \quad (2.3)$$

Соответственно информативность общего реконструируемого пространства свойств тела

$$I = \sum_i I[\Delta_i S_\beta]. \quad (2.4)$$

Поясним применение предложенной методики описания и оценки информативности геологических тел для случая равновероятного определения любой из характеристик свойств вещества  $p(A_j) = 1/n$  в заданном пространстве  $\Delta_i S$  и соответственно при вероятности признаков  $\beta$  тела  $p(B_i) = t/k$  и  $p(A_j, B_i) = m/n$ , где  $n$  — общее количество выявленных характеристик свойств данного вещества;  $t$  — количество однородных характеристик (ячеек столбца матрицы табл. 2.1) свойств данного признака;  $k$  — общее количество однородных характеристик, описывающих признаки тела;  $m$  — количество равновероятных характеристик свойств, вошедших в данную ячейку признака тела. После подстановки в (2.3) имеем:

$$I[\Delta_i S_\beta] = \sum_1^k \frac{m}{n} \ln \frac{mk}{t}. \quad (2.5)$$

Например, требуется произвести оценку информативности блока (см. рис. 2.3), очерченного плоскими ортогональными сечениями, вскрывшими в различной последовательности руды с резкой границей

Таблица 2.2

Оценка информативности блока руд, очерченного плоскими сечениями

$\Delta iS$	$\Delta_{(1,5,6)}S_\beta$		$\Delta_2S_\beta$		$\Delta S_\beta$	
	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$
$s_1(L_j^{\min})$	—	—	—	—	6	2
$s_1(L_j^{\max})$	3	1	—	—	6	3
$s_1(\overline{L_j^{\max}})$	3	1	4	1	6	3
$s_1(\overline{H_j^{\min}})$	3	1	4	1	6	3
$s_1(H_j^{\max})$	—	—	4	1	6	2
$s_1(\overline{L_j^{\min}})$	—	—	4	1	6	2
$s_1^1$	3	1	—	—	6	1
$s_1^2$	—	—	1	1	6	1
$s_1^3$	—	—	—	—	6	1
$s_1^4$	—	—	—	—	6	1
$s_1^5$	3	1	—	—	6	1
$s_1^6$	3	1	—	—	6	1
$\Delta s_1^1$	3	1	—	—	6	1
$\Delta s_1^2$	—	—	1	1	6	1
$\Delta s_1^3$	—	—	—	—	6	1
$\Delta s_1^4$	—	—	—	—	6	1
$\Delta s_1^5$	3	1	—	—	6	1
$\Delta s_1^6$	3	1	—	—	6	1
$\overline{H_j}$	3	1	2	1	6	3
$\overline{L_i}$	—	—	—	—	6	1
$\overline{L_j}$	—	—	—	—	6	1
$\overline{L_i}$	3	1	—	—	6	3
$\overline{H_j}$	—	—	—	—	6	1
$\overline{L_j}$	3	1	2	1	6	3
$\Delta_\beta S_1$	1	1	1	1	1	4
$k$	13		9		25	
$n$	13		9		43	
$I$	1.55		1.42		2.29	

$\Delta_\beta S_1$ . Так, при получении данных (табл. 2.2) по отдельным сечениям, имеем  $I[\Delta_2 S_\beta] = I[\Delta_3 S_\beta] = I[\Delta_4 S_\beta] = 1.42$  нат. (нат. — натуральная единица информации, от натурального логарифма); при соединении трех сечений  $v(1, 5, 6)$  общей границей —  $I[\Delta_{(1,5,6)} S_\beta] = I[\Delta_1 S_\beta \cup \Delta_5 S_\beta \cup \Delta_6 S_\beta] = 1.55$  нат.

Другие варианты, не приведенные в табл. 2.2:  $I[\Delta_{(3,4)} S_\beta \cup \Delta_4 S_\beta] = 1.75$  нат.,  $I[\Delta_{(1,4,5,6)} S_\beta] = I[\Delta_{(1,5,6)} S_\beta \cup \Delta_4 S_\beta] = 1.83$  нат.,  $I[\Delta_{(1,2,5,6)} S_\beta] = I[\Delta_{(1,5,6)} S_\beta \cup \Delta_2 S_\beta] = 1.96$  нат.,  $I[\Delta_{(2,3,4)} S_\beta] = I[\Delta_2 S_\beta \cup \Delta_3 S_\beta \cup \Delta_4 S_\beta] = 2.07$  нат. Полный набор данных о подсечении руд в блоке  $I[\Delta S_\beta] = I[\Delta_2 S_\beta \cup \Delta_3 S_\beta \cup \Delta_4 S_\beta \cup \Delta_{(1,5,6)} S_\beta] = 2.29$  нат. (см. табл. 2.2). Приведенный последовательный ряд количественных оценок информативности достаточно хорошо согласуется с интуитивными представлениями, вытекающими из опыта, и свидетельствует о степени изученности рассматриваемого блока. Дан-

Таблица 2.3

Оценка информативности интервала балансовых руд в вертикальной горной выработке

N	$\Delta_5(\sigma)_3$		$\Delta_5(\text{Cu})_3$		$\Delta_6(\sigma, \text{Cu})_3$		$\Delta_7(\text{Cu, Zn, Pb})_3$	
	t	m	t	m	t	m	t	m
$s_i(\bar{H}_j^{\min})$	2	1	2	1	2	2	2	1
$s_j(\bar{H}_j^{\max})$	2	1	2	2	2	2	2	3
$\bar{H}_j$	1	1	1	1	1	2	1	3
$\Delta_3 s_1$	1	2	2	2	2	3	2	3
$\Delta_3 s_4$	—	—	2	1	2	1	2	1
k	4		5		5		5	
n	5		7		10		11	
И	1.39		1.41		1.79		1.91	
$s_i(\bar{H}_j^{\min})$					2	2	2	3
$s_j(\bar{H}_j^{\max})$					2	1	2	2
$\bar{H}_j$					1	2	1	3
$\Delta_3 s_1$					2	2	2	3
$\Delta_3 s_4$					2	1	2	2
k					5		5	
n					8		13	
И					1.59		2.04	
$s_i(\bar{H}_j^{\min})$	2	1	2	1	2	1	2	2
$s_j(\bar{H}_j^{\max})$	2	1	2	2	2	2	2	2
$\bar{H}_j$	1	1	1	1	1	2	1	3
$\Delta_3 s_1$	1	—	2	1	1	3	2	3
$\Delta_3 s_4$	—	—	2	—	—	—	2	1
k	4		5		4		5	
n	5		7		8		11	
И	1.39		1.41		1.89		1.95	
ΣИ	2.78		2.82		5.27		5.99	

N — индекс характеристик в интервалах балансовых руд.

новый пример подчеркивает правомерность использования количественной меры информации, предложенной К. Шенноном, для оценки изученности геологического пространства по системе характеристик, рассматриваемых в качестве сигналов о его свойствах.

Другой пример показывает разделение разреза вертикальной выработки на отдельные неделимые интервалы характеристик физических свойств и содержаний химических элементов (см. рис. 2.2). В этом разрезе по минимально промышленному содержанию полезных компонент (Cu + Zn + Pb) выделяются балансовые руды. Для них приводятся количественные оценки информативности результатов исследований (табл. 2.3). По ним можно судить об эффективности отдельных методов и комплексов исследований, возможной сортности руд и степени обоснованности ее выделения.

Таким образом, предложенная модель описания геологических тел по характеристикам геометризации свойств вещества элементарной ячейки пространства может быть использована для численного, графического и символического выражений результатов интерпретации геополей. Практика показывает, что в моделях геологических сред используются, как правило, лишь отдельные anomalно выраженные характеристики. Это связано со многими причинами, разрешить которые методологически (формализация при описании геологических тел), технически (неполнота наблюдений многокомпонентных геополей) и теоретически (проблема фрактальности при геометризации пространства) пока невозможно. Отсюда неоднозначность (проблема решения прямой и обратных задач), условность (разнообразие условных обозначений и их несогласованность с непрерывно меняющимися характеристиками свойств пространства) конкретных решений. Поэтому, достигая определенную цель или находясь на пути ее достижения, следует понимать относительный уровень полноты результата.

## **2.2. КВАЗИСТАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОНТУРА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

Интерпретация естественных и искусственно генерируемых геополей раскрывает пространственное распределение характеристик свойств вещества. При этом процесс интерпретации основывается на главном методе геологии — сравнении. При его применении исходят из упорядоченности [Карери, 1985] геометрических характеристик. Упорядоченность — степень соответствия определенному геометрическому образу — для вещества выражается через геологические тела, а для геополей — через их очертания (контуры).

В геологии широко пользуются признаками упорядоченности полей в качестве информации, управляющей геолого-разведочным процессом. Так, простираание электрических аномалий нередко сопоставляется с простираанием рудоперспективных структур и является сигналом для проверки рабочей гипотезы. Практика убедительно подтвердила правомерность подобных приемов. Однако постановка задачи, когда раскрывается структура геополей в вероятностной связи с упорядоченной структурой пространства вещества, выступающего в виде объекта геологических исследований, требует дальнейшего изучения. В частности, заслуживает внимания установление общих характеристик геополей различной природы и оценка степени упорядоченности выделенных контуров таких характеристик, как отражение упорядоченности структуры геологических тел. В такой постановке нами решен вопрос выделения квазистатической модели контура геополей [Виноградов, 1990б].

### **2.2.1. ЧАСТНЫЕ МОДЕЛИ**

Организация полей выражается через различные модели, отвечающие требованиям задач геолого-разведочного процесса. Можно рассмотреть следующие часто встречаемые в практике исследований модели с

условными названиями: поисковая, картировочная, корреляционная, кластерная, структурная.

**Поисковая модель** отражает деление полей на две составляющие — нормальное поле  $r_j$  и аномалии  $r_i$  [Никитин, 1986]. При всей условности и относительности такого разделения модель служит для локализации объекта исследований по характеристикам полей  $r_i$ , которые встречаются редко, а вероятность связи их с объектом поисков наиболее вероятна. Модель описывается особыми точками  $r_i^M$ , выделение которых производится по решениям экстремальных задач [Горн, Горн, 1968]. Учитывая отмеченное, а также сложившуюся практику интерпретации полей, целесообразно выделять типы особых точек: максимумы  $r_i^1$  и минимумы  $r_i^6$  исходного поля, максимумы  $r_i^4$  и минимумы  $r_i^2$  первой производной по направляющей изменения изучаемого поля, максимумы  $r_i^5$  и минимумы  $r_i^3$  второй производной по отмеченным направляющим. Таким образом, структура характеристик особых точек  $r_i^M$  фиксирует признак локальности контура физических полей объекта.

**Картировочная модель** исходит из необходимости разграничения полей на отдельные элементы. Целесообразность такой процедуры связана с посылкой, что существующая структура границ свойств вещества вызывает разделение структуры полей и является признаком существования границ в пространстве вещества. Таким образом, в пространстве полей, внешнем относительно пространства рассматриваемого предмета, можно выделить контуры с различными характеристиками. Под границей при этом следует понимать различие дискретных или непрерывных множеств значений поля  $r_i$  и  $r_j$  (при  $j \geq i + 1$ ) относительно некоторого геометрически прослеживаемого раздела  $\Delta r_i$ , отвечающего промежуточному (переходному) множеству, общему с каждым из рассматриваемых.

Различия между множествами  $r_i$  и  $r_j$  вытекают из статистического описания полей [Никитин, 1986] однотипными характеристиками: средним, модой, дисперсией, эксцессом, асимметрией нормального или иного закона распределения полей. Тогда выделенные границы  $\Delta r_i$  рассматриваются как вероятностная реализация события  $r_i/r_j$ , а исход  $\Delta r_i$  заключается в различии  $r_i$  и  $r_j$  хотя бы по одной из статистических характеристик сравниваемых множеств. Вытекающее отсюда многообразие границ

$$\Delta r_i \subset \{\Delta r_i, \Delta \gamma_i, \dots, \Delta c_i, \dots, (\Delta r_i, \Delta \gamma_i), \dots, (\dots, \Delta c_i, \dots), \dots, (\dots, \Delta \gamma_i, \Delta r_i)\}$$

(где  $\Delta r_i, \Delta \gamma_i, \Delta c_i$  — граница электрических  $\Delta r_i$ , радиологических  $\Delta \gamma_i$  и других  $\Delta c_i$  полей) требует типизации, аналогичной принятой для границ геологического пространства. Таким образом, подобно геологическому пространству в полях определенной природы, выделяются следующие границы: I — резкостные, II — динамические, III — условные. Полное понимание границы (I, II, III) предполагает выделение всех сочетаний I-1, (I—II)-2, (I—III)-3, II-4, (II—III)-5, III-6.

Резкостная граница  $\Delta r_i$  отражает ситуацию выделения непересекающихся значений поля в сравнительных множествах  $r_i$  и  $r_j$ , например ступень в гравитационных полях. Динамическая граница  $\Delta r_4 = r_i/r_j$  выражает совпадение раздела с качеством  $r_i$  вмещающей среды (в частности отра-



женная волна в поле упругих колебаний). Условная граница  $\Delta r_6$  связана с целенаправленными процедурами описания полей (выделяются границы полей выше или ниже заданных расчетных значений, принятых в качестве нормальных полей). Граница, определяемая по степени рассеяния значений наблюдаемых полей во множествах  $r_i$  и  $r_j$ , относится к границе  $\Delta r_2$ . Во многих случаях выделяют поля по степени изрезанности (мозаичности), сопоставляемые с геологическими образованиями различной природы. Граница  $\Delta r_3$  спектров, или аксесса распределения полей, относится к ситуации  $r_i \cap r_j$ , разделяя поле по несущим частотам сигнала; например, выделение высокочастотных и низкочастотных полей упругих волн в сейсморазведке. Раздел, фиксирующий различие законов изменения полей, относится к границе асимметрии  $\Delta r_5$  (граница нормального и логнормального распределения значений поля). Таким образом, границы  $\Delta r_i$  выделяют контуры зон множеств  $r_i$  относительно множеств  $r_j$ .

**Корреляционная модель** описания полей упрощенно отражает положение и структуру геологического объекта. Но часто такое упрощение позволяет решать самые запутанные с позиции геологии задачи геометризации. Вспомним методы и приемы исследований, ориентированные на корреляцию полей: метод электрической корреляции (МЭК) при разведке колчеданных месторождений, каротаж при прослеживании немых толщ. Обычно построение корреляционной модели связано с выделением осей корреляции экстремальных (максимальных, минимальных) значений исходного поля ( $r_i^1$  и  $r_i^6$ ), первой ( $r_i^4$  и  $r_i^2$ ) и второй ( $r_i^5$  и  $r_i^3$ ) производных по направляющим изучения контура поля  $r_i$  объекта. Методы выделения и прослеживания экстремальных характеристик полей теоретически обобщены в работе [Никитин, 1986] и описывают направленность геополей объекта.

**Кластерная модель** [Губерман, 1987] — это модель согласования объектов одного уровня между собой, устанавливающая их целостность относительно целостности полей объектов другого уровня. В ней выделяются согласованность размеров и закономерностей изменения полей. Суть согласованности размеров вытекает из установления минимальных ( $\lambda = 1$ ), максимальных ( $\lambda = 3$ ) и промежуточных ( $\lambda = 2$ ) размеров  $\Delta_\lambda$  контуров полей на данном уровне исследований и заключается в том, что элементы полей с размерами больше  $\Delta_1$  объединяются в контуре  $\Delta_i R$ , а элементы с размерами, большими  $\Delta_3$ , объединяются соответственно в контуре  $\Delta_j R$ . Объектам данного уровня исследований отвечают поля, контуры  $\Delta_i R_\beta$  которых имеют размеры порядка  $\Delta_2$ , причем контуры  $\Delta_i R_\beta$  могут формироваться из различных пространственных наложений контуров  $\Delta_i R$  и  $\Delta_j R$ . Среди них выделяются три исходных типа. Первый ( $r_{i,1}$ ) отвечает совмещению с точностью  $\pm \Delta_1$  контуров  $\Delta_i R$  в контуре  $\Delta_i R_\beta$  полей объекта исследований. Второй ( $r_{i,4}$ ) включает область  $\Delta_i R_\beta$ , очерченную пересекающимися контурами  $\Delta_i R$  и  $\Delta_j R$ , порядок размеров которой  $\Delta_3 > \Delta_2 > \Delta_1$ . Третий ( $r_{i,6}$ ) объединяет контуром  $\Delta_i R_\beta$  в непересекающиеся контуры  $\Delta_i R$ . Другие возможные комбинации согласованности размеров контуров полей в контуре  $\Delta_i R_\beta$  полей объекта описываются сочетаниями перечисленных типов  $r_{i,1}$ ,  $r_{i,4}$ ,  $r_{i,6}$ .

Согласованность закономерностей изменения полей  $r_i$  в контуре объекта, вычлененного из полей  $r_j$  объекта другого уровня, можно свести также к трем типам. Они вытекают из пространственной согласованности с точностью  $\pm \Delta_1$  характеристик, описывающих модели полей. По аналогии с работой [Мягков, 1982] их можно назвать кон-, анти- и дискордантными ( $r_{i,2}$ ,  $r_{i,3}$ ,  $r_{i,5}$ ):  $r_{i,2}$  — пространственное совмещение однородных характеристик;  $r_{i,3}$  — то же, разнородных характеристик из класса одной модели;  $r_{i,5}$  — пространственное совмещение характеристик из разных моделей. Комбинации перечисленных соотношений раскрывают структуру закономерностей изменения поля.

Итак, кластерная модель раскрывается структурой характеристик  $r_{i,k}$  согласованности геополей, устанавливающей целостность контура полей  $\Delta_i R_\beta$  объекта одного уровня исследований относительно контура полей  $\Delta_j R_\beta$  объекта другого уровня.

**Структурная модель** отражает ориентировку полей  $r_i$  объекта относительно фона  $r_j$ . Обычно этот вопрос решается визуальным описанием распределения полей, но используются также решающие правила и программные способы [Никитин, 1986]. Ориентировку полей  $r_i$  можно описать по распределению размеров  $\Delta_\lambda$  относительно некоторой ортогональной системы осей ( $L_i$ ,  $L^i$ ,  $H_i$ ), расположив ее так, что наибольший размер  $\Delta_\lambda$  будет в плоскости осей горизонтали  $L_i$  и вертикали  $H_i$ . Тогда система ( $L_i$ ,  $L^i$ ,  $H_i$ ) опишет ориентировку контура  $\Delta_i R_\beta$  в пространстве. Однако, как следует из рассмотрения кластерной модели, контуры  $\Delta_i R_\beta$  связаны и с распределением полей следующего более высокого уровня организации, и поэтому для их полной характеристики необходимы данные о соответствующей ориентировке ( $\bar{L}_j$ ,  $\bar{L}^j$ ,  $\bar{H}_j$ ) контуров  $\Delta_j R$ . Нужно учитывать, что в любом случае наблюдаемые поля рассматриваются в ограниченных пределах. Эти пределы определяются особенностями технологии исследований и далеко не всегда достаточны для установления ориентировки  $\Delta_i R$ , а тем более полного описания  $\Delta_j R$ . Так, часто наблюдения полей ограничиваются отдельными трассами (профиль, скважина), а площадные наблюдения (дневная поверхность, сечение и др.) отличаются неравномерной сетью. Сочетания скважинных, площадных, профильных наблюдений не всегда однородны и согласованы с размерами  $\Delta_\lambda$  контуров  $\Delta_i R_\beta$ . В результате необходимо фиксировать каждый выделяемый контур  $\Delta_i R_\beta$  возможными для определения характеристиками ориентировки ( $L_j$ ,  $L^j$ ,  $H_j$ ) элементарных контуров полей уровня  $\Delta_i R$  и ориентировки ( $\bar{L}_j$ ,  $\bar{L}^j$ ,  $\bar{H}_j$ ) контуров уровня  $\Delta_j R$ . Последние считаются исходными фоновыми относительно контуров полей  $\Delta_i R$ . Таким образом, структурную модель описывают набором характеристик ориентировки ( $H_j$ ,  $L_i$ ,  $L^i$ ,  $\bar{L}^j$ ,  $H_i$ ,  $\bar{L}_j$ ) полей  $r_i$  объекта и полей  $r_j$  вмещающей среды, соразмеряя их пространственное положение.

### 2.2.2. ОБЩАЯ МОДЕЛЬ

Приведенные частные модели полей могут рассматриваться как составные элементы — признаки упорядоченности ( $D_i$ ) некоторой общей модели геополя. Для нее соотношения признаков  $D_i$  и характеристик  $C_j$

Таблица 2.4

Матрица характеристик и признаков упорядоченности контура геополей объекта

СТРУКТУРА	ХАРАКТЕРИСТИКИ $C_j$				
	особых точек	корреляции экстремумов	порядка	ориентировки	границ
	$r_i^1$ $r_i^2$ $r_i^3$ $r_i^4$ $r_i^5$ $r_i^6$	$\bar{r}_i^1$ $\bar{r}_i^2$ $\bar{r}_i^3$ $\bar{r}_i^4$ $\bar{r}_i^5$ $\bar{r}_i^6$	$r_{i,1}$ $r_{i,2}$ $r_{i,3}$ $r_{i,4}$ $r_{i,5}$ $r_{i,6}$	$\bar{H}_j$ $L_i$ $\bar{L}_j$ $\bar{L}_j$ $H_i$ $\bar{L}_j$	$\Delta_i r_1$ $\Delta_i r_2$ $\Delta_i r_3$ $\Delta_i r_4$ $\Delta_i r_5$ $\Delta_i r_6$
И[ $\Delta_i R_\beta$ ]	Локальность	Направленность	Согласованность	Соразмерность	Разграниченность
ПРИЗНАКИ $D_i$					

геополей описываются матрицей (табл. 2.4): локальность — структура особых точек, направленность — структура осей корреляции экстремумов, согласованность — структура соотношений характеристик порядка размеров и закономерностей полей, соразмерность — структура ориентировки мерности полей, разграниченность — структура характеристик границ.

Обращаем внимание на то, что в характеристиках полей одной (конкретной) природы содержится внутреннее различие данного поля. Оно определяет целесообразность выделять элементарные контуры  $\Delta_i R$  и геометрическую интерпретацию, включая анализ упорядоченности характеристик

элементарного и реконструируемого  $\Delta_j R = \bigcup_i \Delta_i R$  общего

контура по прослеживаемым признакам упорядоченности. Вместе с тем существуют внешние связи этих различий между полями разной природы через общность характеристик. Связи создают предпосылки для выделения контуров полей по определенному списку свойств  $\beta$ , а

комплексные элементарные  $\Delta_i R_\beta = \bigcup_\beta \Delta_i R$  или общий реконструируе-

мый  $\Delta_j R_\beta$  контуры отражают упорядоченность геополей на основе принятого единства характеристик. Логично допустить, что упорядоченность полей по списку  $\beta$  свойств отражает упорядоченность характеристик свойств вещества по такому же списку и в свою очередь отражает упорядоченность структуры геологических тел, специализированных по этому списку [Косыгин, 1988].

Описания упорядоченности геополей — способ, которым постоянно пользуются в практике исследований, и приведенная модель — одна из претендующих на общность при системной интерпретации полей. Однако, если для любой модели возможно установить вероятность отнесения характеристик геополей  $p(C_j)$  и признаков упорядо-

ченности  $p(D_i)$  к определенному в пространстве контуру, где совмещение характеристик в признаках произойдет с вероятностью  $p(C_j, D_i)$ , то исследования приобретут информационный характер, а описываемый контур полей получит количественную оценку информативности [Розанов, 1986]:

$$И[\Delta_i R_\beta] = \sum_{i,j} p(C_j, D_i) \ln \frac{p(C_j, D_i)}{p(C_j)p(D_i)}. \quad (2.6)$$

Логическая суть оценки заключается в отражении степени связанности характеристик между собой, дает представление о мере цельности — упорядоченности контура геополей. В целом, оценка — параметр вероятности единства структуры геологических тел, отвечающих данному контуру полей.

Заметим, что контур  $\Delta_j R_\beta$ , реконструируемый из пространственно примыкающих элементов  $\Delta_i R_\beta$ , оценивается информативностью:

$$И[\Delta_j R_\beta] = \sum_i И[\Delta_i R_\beta]. \quad (2.7)$$

Поясним применение изложенной методики описания характеристик и признаков упорядоченности контура геополей для случая

$$p(C_j) = 1/n, p(D_i) = t/k, p(C_j, D_i) = m/n,$$

где  $n$  — общее количество характеристик матрицы (см. табл. 2.4) в заданных пределах рассматриваемых геополей;  $t$  — число однородных характеристик (ячеек столбца матрицы в табл. 2.4) данного признака;  $k$  — общее число однородных характеристик, описывающих признаки в заданных пределах геополей;  $m$  — число равновероятных характеристик геополей, вошедших в данную ячейку упорядоченности. После подстановки в (2.6) имеем

$$И[\Delta_i R_\beta] = \sum_1^k m/n \ln mk/t. \quad (2.8)$$

Рассмотрим примеры определения  $И[\Delta_i R_\beta]$ .

Электроразведка и гравиразведка являются традиционными методами поисков и изучения колчеданных месторождений. Так, над пятой залежью Гайского месторождения фиксируются (рис. 2.4) аномальные оси изолиний ( $\rho$ ) и область высоких значений поляризации ( $\eta$ ) по методу средних градиентов, очерченная резкостной границей. В остаточных полях силы тяжести ( $\Delta g$ ) над залежью отмечается аномалия, очерченная условной границей по изолинии 0,5 мГал. Анализ аномалии позволяет проследить оси корреляции экстремальных отметок исходного поля и первой производной по вертикальной составляющей. Перечисленные

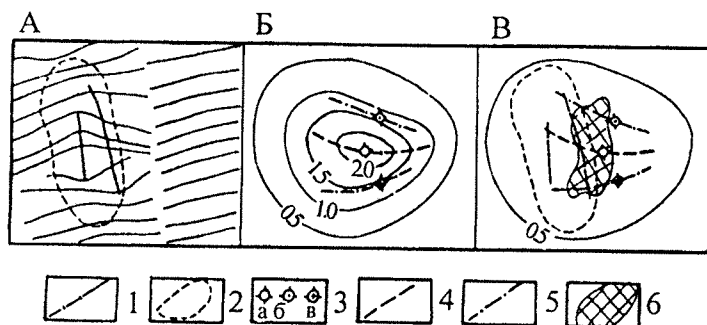


Рис. 2.4. Результаты геофизических работ на участке пятой залежи Гайского месторождения.

А — план изолиний потенциала метода изолиний и аномальной зоны вызванной поляризации; Б — план изоаномал остаточных полей силы тяжести; В — контур характеристик полей.

1 — ось корреляции экстремальных значений в поле метода изолиний; 2 — резкая граница аномального контура вызванной поляризации; 3 — экстремальные значения остаточной аномалии поля силы тяжести: максимум исходного поля (А), максимум (Б) и минимум (В) первой производной по направляющей участка; оси корреляции экстремальных значений исходного (4) и первой производной (5) остаточного поля силы тяжести; 6 — проекция рудных тел залежи на эрозионный срез

характеристики описывают контуры полей отдельных методов и комплексов в заданных пределах направленности ( $\bar{L}_j, \bar{L}^j$ ), а их упорядоченность оценивается информативностью (табл. 2.5).

С учетом известных разрешающих способностей методов отметим элементы геологического строения, проявившиеся в упорядоченности контуров геополей. Контур  $\eta$  связан с выходом на эрозионный срез сульфидной минерализации со стороны подошвы рудных тел пятой залежи. Аномальные оси корреляции экстремумов поля  $\rho$  отвечают приповерхностному проводнику, соответствующему частично эродированной и сложенной рудным карстом области массивных руд.

Контур гравитационного поля связан с суммарным влиянием локализованного оруденения, включающего минерализованные породы и массивные руды, а также с зоной окисления, сложенной депрессией рудного карста. В целом упорядоченность наблюдаемых полей, отражаемая в общем контуре, отвечает упорядоченности перечисленных связанных между собой особенностей строения блока рудного поля. Наблюдаемая ситуация является аномально выразительной и не фиксируется на площадях за пределами месторождения.

В районе известных колчеданных месторождений Южного Урала наблюдаются своеобразные ситуации упорядоченности в распределении физических полей, довольно устойчиво фиксирующие местоположение рудоконтролирующих структур на фоне безрудных [Виноградов и др., 1976]. Например, на площади одного из месторождений Среднеорского района аномалии градиентных зон гравитационного поля как бы расходятся от участка рудовмещающей структуры, а она сама фиксируется ограниченной зоной повышенных значений вызванной поляризации (рис. 2.5). Наблюдаемый контур характеристик гравиелектрических полей в качественном отношении и по количественным оценкам упорядоченности (табл. 2.6) подобен 12 другим, наблю-

Таблица 2.5

Оценка упорядоченности контуров полей над пятой залежью Гайского месторождения

$\Delta_i R$	$\rho_1(\rho_2)$		$\eta$		$\Delta g$		$(\rho_1, \rho_2)$		$(\rho_1, \rho_2, \eta)$		$(\eta, \Delta g)$		$(\rho_1, \rho_2, \eta, \Delta g)$	
	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$
$r_i^1$	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	1	3	1	3
$r_i^2$	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	1	3	1	3
$r_i^4$	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	1	3	1	3
$\bar{r}_i^1$	1	1	—	—	1	3	2	1	2	1	1	3	3	3
$\bar{r}_i^2$	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	1	3	1	3
$\bar{r}_i^4$	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	1	3	1	3
$r_{i,4}$	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	1	2	5	3
$r_{i,3}$	—	—	—	—	3	1	—	—	—	—	3	2	3	3
$r_{i,6}$	—	—	—	—	—	—	2	1	2	2	—	—	2	3
$L_i$	1	3	1	4	1	4	2	3	3	4	2	4	4	4
$L^i$	—	—	1	4	1	4	—	—	1	4	2	4	2	4
$\bar{L}_j$	1	3	1	4	1	4	1	3	2	4	2	4	3	4
$\bar{L}^j$	1	3	1	4	1	4	1	3	2	4	2	4	3	4
$\Delta_i r_1$	—	—	1	1	—	—	—	—	1	1	1	2	1	2
$\Delta_i r_6$	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	1	2	1	2
$n$	4		5		14		8		15		20		32	
$k$	4		5		12		5		9		14		15	
$\Pi$	0.56		0.60		1.85		1.57		1.94		1.98		2.41	

Таблица 2.6

Оценка упорядоченности контуров полей в районе колчеданного месторождения  
Среднеорского района

$\Delta_i R$	$g_1$		$\eta$		$g_5$		$(\eta, g_5)$	
	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$	$m$	$t$
$r_i^1$	—	—	1	1	—	—	1	1
$\bar{r}_i^1$	—	—	1	1	—	—	1	2
$\bar{r}_i^4$	1	1	—	—	4	1	4	2
$r_{i,2}$	—	—	—	—	—	—	—	—
$r_{i,3}$	—	—	1	1	—	—	1	2
$r_{i,6}$	—	—	—	—	4	1	5	2
$L_i$	1	3	1	4	4	3	5	4
$L^i$	—	—	1	4	1	3	2	4
$\bar{L}_j$	1	3	1	4	1	3	2	4
$\bar{L}^j$	1	3	1	4	1	3	2	4
$\Delta_i r_6$	—	—	1	1	—	—	1	1
$n$	4		8		14		23	
$k$	4		8		5		10	
$\Pi$	0.56		1.39		2.32		2.42	

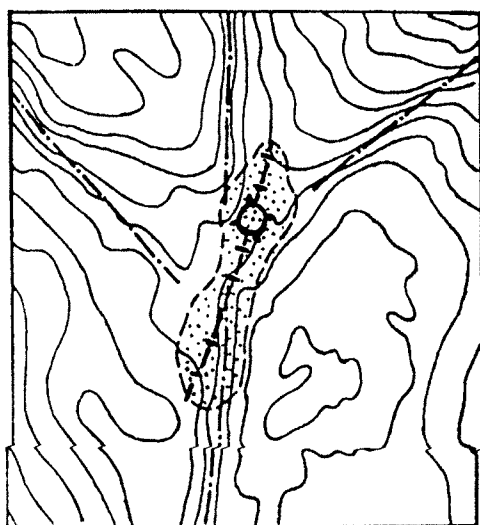


Рис. 2.5. Результаты геофизических работ на участке колчеданного месторождения в Среднеорском районе.

1 — схематический план изоаномал силы тяжести; 2 — ось корреляции экстремальных значений градиентной зоны силы тяжести; 3 — условная граница площади аномального контура вызванной поляризации; 4 — максимальная отметка вызванной поляризации; 5 — ось корреляции экстремальных значений вызванной поляризации

даемым в рудном районе. Четыре из них отвечают известным месторождениям. Описанный прием при изучении новых районов со сходным строением может способствовать локализации поисков при экономически оптимальной последовательности работ: гравиметрия для выделения прогнозных участков по аномалиям упорядоченности полей, детализация участков поисковыми методами.

Признаки упорядоченности физических полей составляют методологическую основу применения геофизических методов при решении задач картирования, а относительная геологическая эффективность отдельных методов и комплексов в конкретных условиях выражается оценкой информативности. В качестве примера на рис. 2.6 по опорному разрезу золотосульфидного месторождения на Южном Урале приводятся результаты наблюдений гравитационных ( $\Delta g$ ), магнитных ( $\Delta Z$ ), электрических ( $\rho$ ,  $\eta$ ) полей. На профиле раскрыты принципы картирования кристаллического фундамента, перекрытого маломощным равномерным чехлом рыхлых отложений, распространяемые на примыкающие площади. Показана разрешающая способность каждого из методов и варианты их совместного применения при прослеживании отдельных литотипов по контурам с различными характеристиками полей. Качественное графическое изображение сопровождается количественными оценками информативности, отражающими эффективность картирования, и позволяет выбрать оптимальный вариант состава методов для решения той или иной задачи.

Таким образом, оценка информативности контура по однотипным характеристикам качественного описания геополей может использоваться при интерпретации для выявления и прослеживания упорядоченности структуры геологических тел. Участки с аномалиями упорядоченности структуры полей зачастую отвечают объектам поисков: месторождениям, рудным узлам, рудоносным зонам. Упорядоченность отражает также сравнительную оценку эффективности отдельных методов и комплексов при решении конкретных геологических задач и может быть использована при планировании и формировании конечного ре-

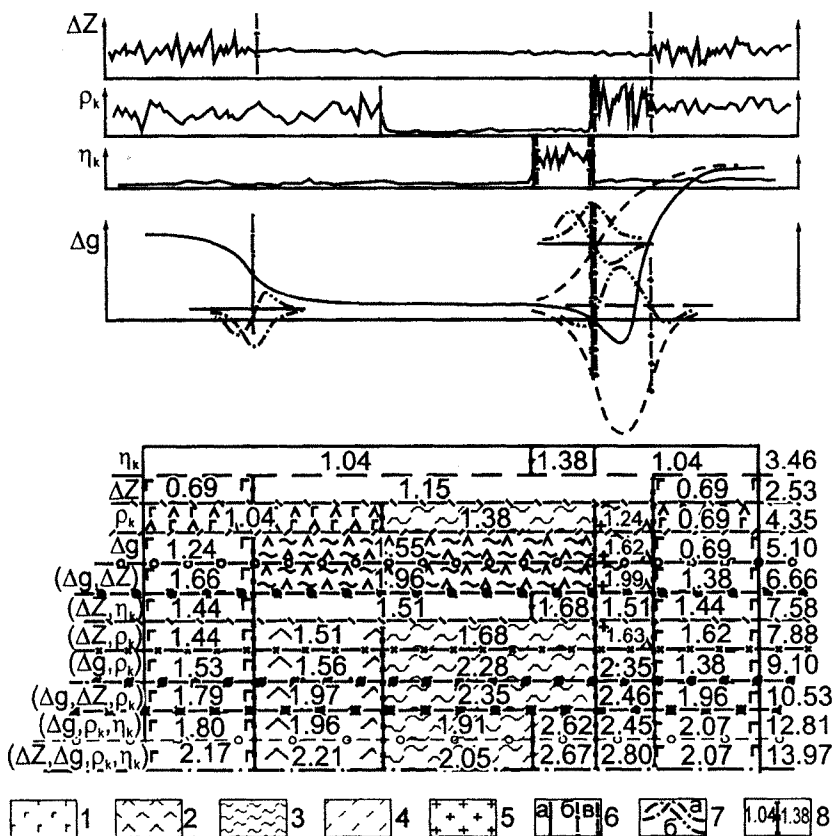


Рис. 2.6. Результаты интерпретации геополей по опорному разрезу золотосульфидного месторождения на Южном Урале.

Эффузивы основного (1) и кислого (2) состава; 3 — осадочные отложения карбона; 4 — графитистые породы среди осадочных отложений; 5 — дайка гранит-порфиров; 6 — границы полей: резкостные (а), дисперсные (б), условные (в); 7 — производные поля  $\Delta g$  по направляющей  $L^j$ : а — первая, б — вторая; 8 — контуры полей и соответствующие им границы литотипов по результатам интерпретации данных с оценкой информативности выделенных интервалов и общих контуров полей

зультата операции, цикла, этапа работ. Тем не менее теория геометризации вещественных и энергетических геополей далека по методологическим и технологическим причинам от совершенства и ожидает новых оптимальных решений.



## Глава 3

# ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС В ГЕОПОЛЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

---

Палеовулканические реконструкции, разномасштабные металлогенические построения и поиск колчеданных месторождений были бы невозможны без надежного картирования вулканогенных образований. Вулканогенные базальтоидные образования получили на Южном Урале широкое распространение. Существует представление, что вулканизм на ранней геосинклинальной стадии развития территории имел площадной характер [Коротеев и др., 1979; Зоненшайн и др., 1990; и др.]. Мы придерживаемся взглядов о поясном развитии вулканизма вдоль долгоживущих зон глубинных разломов [Виноградов, Ярош, 1972; Структура..., 1974; Серавкин, 1986, и др.]. При этом вулканогенные образования в разрезе современного плана занимают как бы промежуточное положение между осадочными и метаморфическими комплексами, порой с фациальными переходами по латерали и вертикали к тем или иным, а нередко с переслаиванием или включениями одних комплексов другими (рис. 3.1). Литофизическая модель верхней части (10—15 км) земной коры Южного Урала включает следующие главные элементы:  $V(r_1)$  — рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения,  $V(r_2)$  — осадочные (палеозойские и более древние),  $V(r_3)$  — вулканогенные,  $V(r_4)$  — интрузивные и  $V(r_5)$  — метаморфические образования.

### 3.1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД И ГЕОПОЛЯ СРЕДЫ, ВКЛЮЧАЮЩЕЙ ВУЛКАНИТЫ

#### 3.1.1. РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЗОЗОЯ-КАЙНОЗОЯ

Рыхлые или слабосцементированные мезозойско-кайнозойские отложения  $V(r_1)$  на Южном Урале почти повсеместно перекрывают неравномерным чехлом палеозойский фундамент (см. рис. 3.1) и отвечают самостоятельному структурно-вещественному комплексу. Плотность этих отложений меняется от 1,4—1,6 до 2,2—2,5 г/см<sup>3</sup>. Основной массе пород, представленной суглинками, песками, глинами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, свойственны значения плотностей в пределах 1,8—2,2 г/см<sup>3</sup>. Плотность зависит от пористости, степени обводнения и цементации, состава материнских пород особенно в профиле кор выветривания. Наиболее плотными являются глины, глинистые сланцы, маршаллизованные и дезинтегрированные коры выветривания



Рыхлые отложения с учетом магнитной восприимчивости относятся к категории практически немагнитных пород ( $< 100 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ). Сравнительно редко на Южном Урале среди них встречаются магнитные разновидности: россыпи титаномагнетитовых песков, бурожелезняковые образования типа бокситов и железных “шляп” и др. Они обладают сравнительно высокой магнитностью, создают своеобразные магнитные аномалии.

Отложения мезозоя-кайнозоя, как правило, отличаются низкими электрическими сопротивлениями на уровне 10—20 Ом·м, и лишь сementированные слои обладают сопротивлением более 50—100 Ом·м. Сопротивление рыхлых отложений существенно зависит от обводненности и минерализации вод. Подмечено увеличение электропроводности отложений за счет минерализации вод в районе эродированных колчеданных месторождений.

Вызванная электрическая поляризация мезозойско-кайнозойских отложений изменяется преимущественно в интервале 0,5—2,5 % при средних значениях 1,0—1,5 %. Однако разрезы с углистым материалом, некоторыми разновидностями глин с аномальными особенностями капиллярных систем, заполненных минерализованными водами, обладают аномально высокими значениями вызванной поляризации (до 10—15 %). Они создают аномалии, сопоставимые с наблюдаемыми над колчеданными месторождениями.

Скорости распространения упругих волн для почвенно-растительного слоя составляют 150—300 м/с, для нерасчлененных песчано-глинистых отложений — 900—1800 м/с, плотные глины обладают скоростями 1500—2000 м/с, в коре выветривания происходят плавные или скачкообразные нарастания скорости от 1500—2000 м/с до скорости неизмененных пород 4000—6000 м/с.

Рыхлые отложения, обладая резко отличными от других образований свойствами, перекрывая неравномерным чехлом кристаллические породы, создают существенные помехи при решении задач картирования и поисков месторождений. Поэтому изучение состава и распределения по мощности этих образований — задача, без решения которой трудно достичь высокой эффективности геофизических работ.

Как следует из описания физических свойств  $V(r_1)$ , модель структурно-вещественного комплекса характеризуется преимущественно резкими границами  $\Delta s_1$  плотности, электрических сопротивлений и скоростей продольных волн с подстилающими образованиями. Эти характеристики определили выбор соответствующих методов (гравиметрия, электроразведка, сейсморазведка), используемых при картировании рыхлых отложений.

Наиболее эффективным при картировании — определении мощности рыхлых отложений в условиях Южного Урала, является метод ВЭЗ. Изучая поля других модификаций электроразведки (СЭП, КЭП, МПП и др.), также зачастую удастся оценить мощность рыхлых отложений. Так, по данным СЭП-метода, которым на Южном Урале “закрыты” площади рудных районов с мощностью рыхлых до 30—50 м,

Рис. 3.2. Сопоставление мощности рыхлых отложений мезозоя-кайнозоя со значениями кажущихся электрических сопротивлений, по данным СЭП, установка АМNB (AB = 250 м). Участок Майский в Баймакском рудном районе.

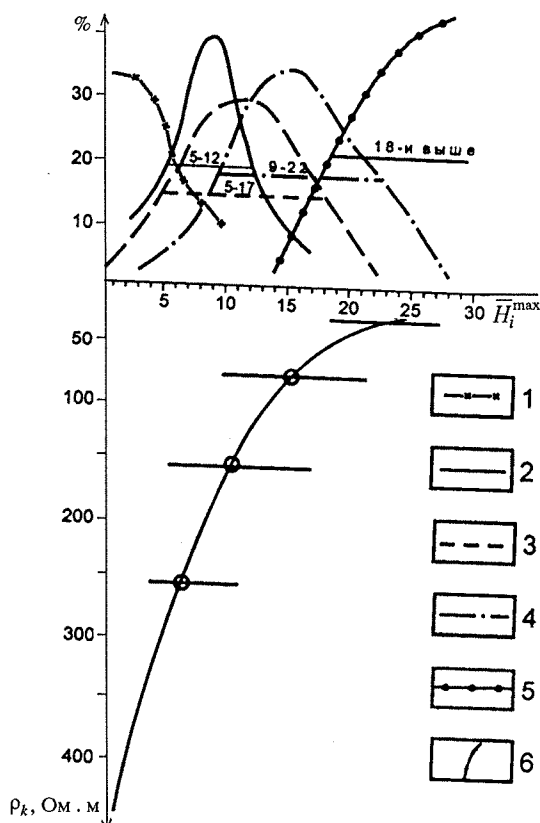
Вариационная кривая значений  $\bar{H}_i^{\max}$  для интервала  $\rho_k$ , Ом·м: 1 — 300 и более, 2 — 300—200, 3 — 200—100, 4 — 100—50, 5 — 50, 6 — кривая регрессии  $\bar{H}_i^{\max}$  по  $\rho_k$

удается оценивать мощность отложений. Это бывает достаточно для качественной разбраковки природы локальных аномалий гравиполей, в частности для выделения аномалий, связанных с положительными формами рельефа кристаллических пород, интенсивность которых нередко сопоставима с аномальным эффектом от рудных тел колчеданных месторождений. В основу такой оценки положена корреляционная связь мощности отложений, определенная

по результатам картировочного бурения, и значений кажущихся сопротивлений установки АМNB (рис. 3.2).

По данным гравиметрии, проследить развитие по мощности рыхлых отложений в общем случае невозможно, хотя для этого имеются высокие предпосылки. Так, изменение мощности рыхлых отложений на 10 м создает аномальный эффект 0,2—0,4 мГал. Однако распространение рыхлых отложений в виде плаща с крайне неравномерным изменением мощности, а также повсеместная дифференциация по плотности нижележащих образований кристаллического фундамента обуславливает такое распределение поля силы тяжести, при котором составляющую поля  $\Delta g$  от рыхлых отложений невозможно отделить от поля, создаваемого кристаллическими комплексами. Тем не менее в случае, когда рыхлые отложения по той или иной причине заполняют резкие локальные закономерно расположенные депрессионные зоны в фундаменте, выделение их по данным гравиметрии производится достаточно уверенно.

Совокупность данных о мощности рыхлых отложений, полученная по интерпретации физических полей, по результатам бурения и данным о выходах коренных пород на поверхность с учетом аэрофотоснимков, позволяет составлять карты изомощностей мезозоя-кайнозоя различных масштабов. Так, в пределах Оренбургского Урала нами были составле-



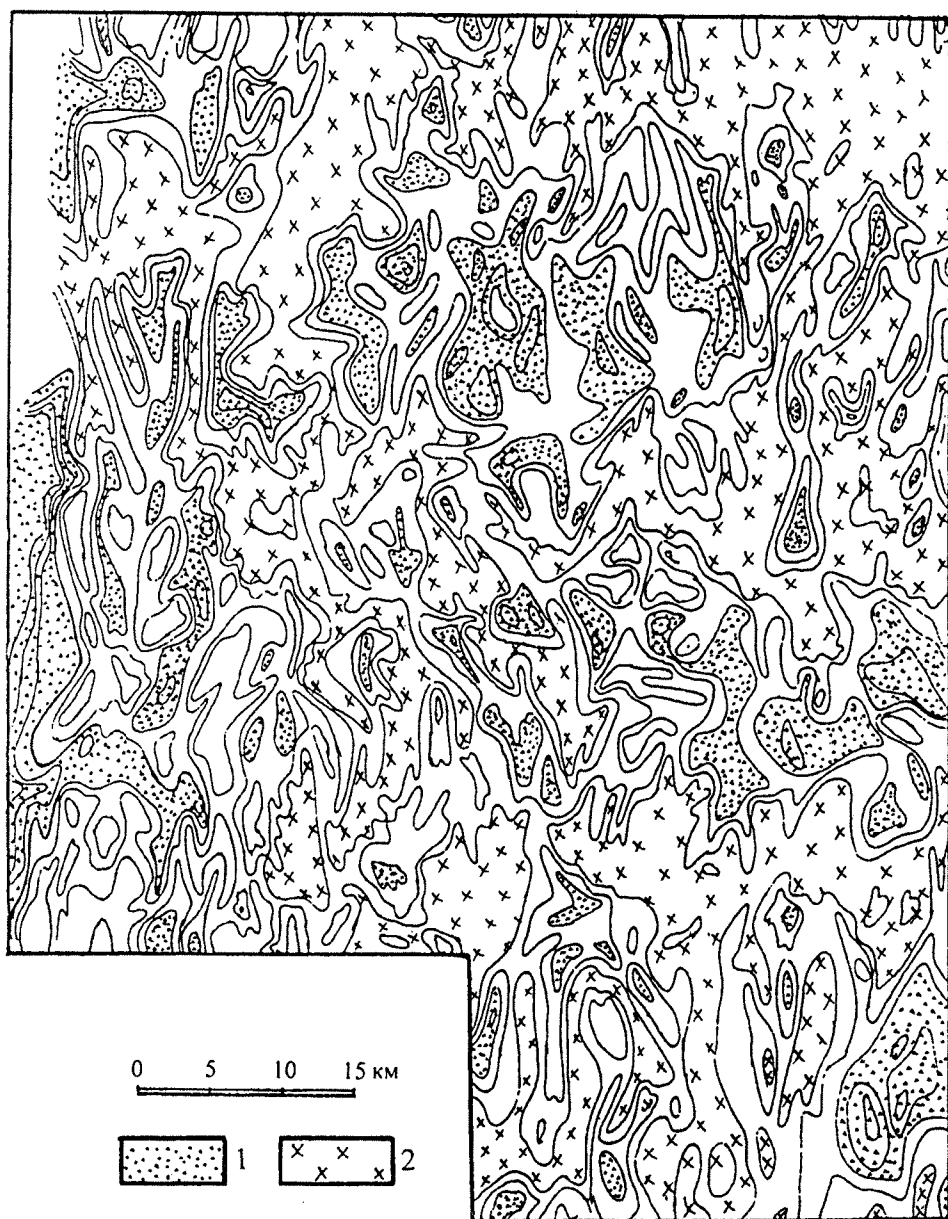


Рис. 3.3. Фрагмент карты изомощностей рыхлых образований мезозоя-кайнозоя. Оренбургская область, Ащебутакский и Домбаровский районы

ны карты масштаба 1:200 000 (рис. 3.3). Качество составленной карты в различных частях площади неодинаково. Так, в области развития проводящих пород фундамента при ее составлении используются лишь данные по скважинам и данные о наличии выходов коренных пород. Здесь дана лишь оценка мощностей отложений. В других частях площади мощность

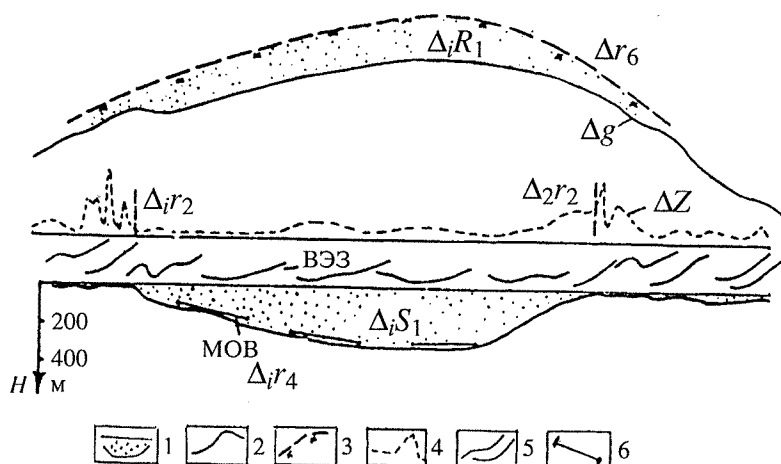


Рис. 3.4. Особенности распределения геополей над мезозойско-кайнозойскими отложениями Орской депрессии:

1 — граница рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений по данным сейсморазведки, ВЭЗ и бурения; 2 — наблюдаемая, 3 — исправленная за влияние рыхлых отложений кривые аномалии силы тяжести  $\Delta g$ ; 4 — кривая магнитного поля  $\Delta Z$ ; 5 — характер кривых ВЭЗ; 6 — границы по данным метода отраженных волн; остальные обозначения в табл. 2.1, 2.4

отложений по данным геофизики устанавливается достоверно, но редкая сеть наблюдений позволяет строить лишь схематические карты. Совмещение карт изомощностей со всем фактическим материалом, используемым при ее составлении, позволяет более объективно подходить к оценке качества решения задачи в различных частях площади. Подобные карты более крупного масштаба составлялись на поисковых участках в масштабах 1:10 000 — 1:50 000.

Картирование рыхлых отложений, несмотря на разный уровень качества, имеет важное геологическое значение. В частности, по результатам исследований установлено, что мощность рыхлых отложений для большей части Южного Урала изменяется в интервале 0—50 м. Однако имеются достаточно обширные депрессии с мощностью до 200—500 м (рис. 3.4).

Отмечаются также резко выраженные депрессии, связанные с закарстованными и тектонически ослабленными зонами, с древними погребенными долинами рек и другими особенностями строения. Детальные карты изомощностей рыхлых отложений должны использоваться при составлении геоморфологических карт, карт геохимических ландшафтов, а также при проектировании горных и буровых работ, интерпретации гравиметрических и геохимических аномалий и выборе методики при крупномасштабных геофизических работах, включая поиски колчеданных месторождений.

### 3.1.2. ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ПОРОД

На западном склоне Южного Урала осадочные породы преобладают в разрезе (миогеосинклиналь). На востоке (эвгеосинклиналь) они сменяются вулканогенными, метаморфическими и интрузивными образовани-

ями (см. рис. 3.1). Однако отдельные блоки и структуры в пределах рассматриваемых нами восточных территорий сложены преимущественно осадочными породами. Это в основном отложения каменноугольного и верхнедевонского возраста. Более древние осадочные, а в некоторых случаях и отмеченные молодые осадочные и вулканогенно-осадочные породы претерпели интенсивный региональный метаморфизм, и поэтому, согласно принятой литофизической модели, входят в состав метаморфического комплекса.

Осадочные породы  $V(r_2)$  восточного склона Южного Урала представлены широким рядом глинистых, песчано-глинистых, карбонатных, кремнистых разновидностей. Средние плотности большей части этих образований заключены в сравнительно узком интервале 2.55—2.64 г/см<sup>3</sup>. Большую плотность имеют более древние породы и породы, залегающие в структурах с более интенсивным проявлением регионального метаморфизма. По величинам магнитной восприимчивости они входят в категорию практически немагнитных и очень слабо магнитных пород. Однако в отдельных зонах их магнитность существенно возрастает. Это чаще всего наблюдается в районе разрывных нарушений и вблизи некоторых гранитных интрузий, что связано с вторичными изменениями пород, сопровождаемыми выделением магнетита.

Электрические сопротивления осадочных толщ зависят от наличия в их пределах углисто-графитистых фаций, а также от водоносности пород. Первая причина обуславливает электронную проводимость толщ, вторая — ионную. Ионная проводимость определяется уровнем минерализации подземных вод, пористостью, структурой и трещиноватостью пород. На рассматриваемой территории по величине электрических сопротивлений выделяются разрезы с широким развитием углистых фаций (5—100 Ом·м), разрезы пестрого состава (100—200 Ом·м), разрезы, сложенные преимущественно карбонатными породами (200—1000 Ом·м и более). Вызванная поляризация осадочных пород определяется главным образом наличием и структурой распределения графитистых включений. Поляризуемость углисто-графитистых пород достигает 15—20 %.

Скорости продольных волн осадочных палеозойских пород изменяются в широком интервале 3500—6500 м/с. Наибольшие значения свойственны известнякам, особенно мраморизованным. Существенное влияние на скоростные характеристики отложений оказывает уровень метаморфизма, выравнивающий свойства пород, региональная и локальная трещиноватость толщ, приводящая к пространственным перераспределениям величин скоростей. По отмеченным причинам скорости отложений изменяются в большей степени в зависимости от структурно-тектонической приуроченности пород, чем от их исходного состава и возрастного положения.

Осадочные отложения  $V(r_2)$  по сочетанию физических параметров и морфоструктурным особенностям залегания отличаются от других комплексов пород (см. рис. 3.1), что определило их проявления в наблюдаемых геополях. Залегая нередко в виде сравнительно локальных прослоев, линз и тектонических блоков среди вулканитов или перекрывая их, они порой являются причиной неоднозначности расшифровки аномалий

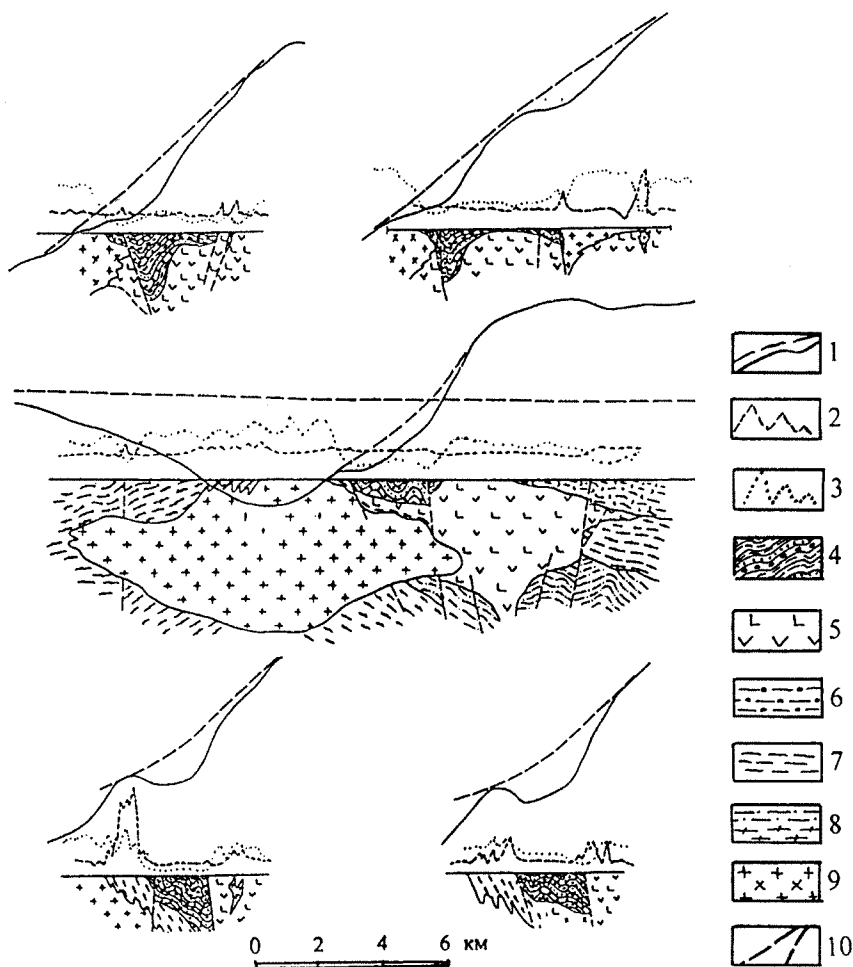


Рис. 3.5. Особенности физических полей над осадочными комплексами восточного склона Южного Урала.

1 — кривые наблюдаемых полей аномалии силы тяжести с выделенным фоном; 2 — кривые магнитного поля; 3 — кривые кажущихся электрических сопротивлений; 4 — осадочные отложения нижнего карбона; 5 — эффузивы основного состава; 6 — туфы, туффиты, туфопесчаники; 7 — зеленые сланцы; 8 — парасланцы, гнейсы и мигматиты; 9 — граниты, гранодиориты; 10 — разрывные нарушения

при поисках рудоносных структур и колчеданных месторождений. Вместе с тем их картирование позволяет проследить элементы региональной тектоники и таким образом выявить распределение структур, благоприятных для локализации оруденения.

Средневзвешенная плотность осадочных отложений, подсчитанная по ряду разрезов, составляет  $2.58\text{--}2.62\text{ г/см}^3$ . Она существенно отличается от средневзвешенной плотности образований, встречаемых в разрезе района. В связи с отмеченным областью повышенной мощности отложений фиксируются по данным гравиметрии (рис. 3.5, 3.6), относительными понижениями поля, но для установления среди них контуров, отве-



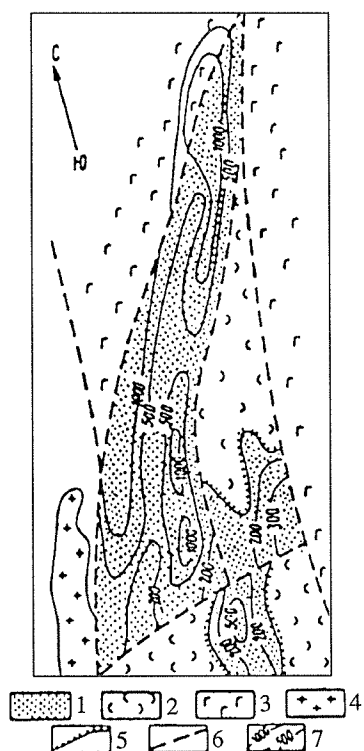


Рис. 3.6. Фрагмент структурной карты осадочных нижнекаменноугольных отложений, составленной по данным гравиметрии. Кульминский грабен:

1 — осадочные отложения карбона; 2 — плагиоклазовые порфири- ты, туфы смешанного состава карбона-девона; 3 — диабазы, диаба- зовые порфири- ты, их туфы и туфобрекчии девона; 4 — граниты; 5 — стратиграфические контакты; 6 — разрывные нарушения; 7 — линии изомощностей осадочных отложений карбона

чающих осадочному комплексу, привлека- ются геологические данные (обнажения, скважины) и геополь другой природы.

По данным магнитометрии непосред- ственно выделить осадочные отложения не представляется возможным. Но наблю- даемые магнитные поля содержат важную вспомогательную информацию о положе- нии осадочного структурно-вещественно- го комплекса относительно вмещающих образований. Так, над осадочными отло- жениями зачастую наблюдаются относи- тельно пониженные слабо изрезанные по- ля, а разрывные нарушения по границам их распространения фиксируются линей- ными зонами. Сложное распределение (динамические границы) наблюдается на

активных контактах интрузий с осадочными породами.

Комплексная интерпретация геополей по съемкам масштаба 1:25 000 — 1:50 000 позволила не только уточнить плановое распро- странение осадочных толщ, но и во многих случаях изучить строение от- ложений по отдельным сечениям. Это осуществлялось по гравиполям с использованием метода подбора и с учетом данных о величинах из- менения плотности по резкостным границам осадочных пород с вме- щающими образованиями. В результате этой работы на обширной территории восточной части Южного Урала выявлены и прослежены грабенообразные структуры, выполненные осадочными отложения- ми. Мощность осадочных пород в этих структурах достигает 1000— 1500 м, и они расположены в протяженных поясах, фиксируя зоны влияния региональных и глубинных разломов [Виноградов, 1966; Ви- ноградов, Ярош, 1972].

### 3.1.3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Метаморфические образования на изучаемой территории получили преимущественное развитие в основании разреза (см. рис. 3.1). При этом породы низкой и средней ступени метаморфизма тяготеют к ордовик- нижнедевонскому возрастному уровню комплекса. Породы высокой сту- пени преимущественно развиты среди протерозой-кембрийских и более древних образований, однако они широко представлены и на площадях,

примыкающих к крупным гранитным интрузиям [Виноградов, 1971; Самаркин, Самаркина, 1988]. В зонах интенсивного регионального и контактового метаморфизма палеозойские толщи, сложенные вулканогенными и осадочными образованиями, фациально замещаются породами метаморфического комплекса.

Породы низкой и средней ступени — первая группа и высокой — вторая группа, характеризуются своеобразными особенностями изменения физических свойств.

Плотность пород (табл. 3.1) первой группы изменяется от 2.50 до 2.86 г/см<sup>3</sup>. Наименее плотными являются слюдисто-графитовые, кремнисто-хлоритовые сланцы (2.50—2.63 г/см<sup>3</sup>). Наиболее плотные зеленые, амфиболитовые сланцы по вулканитам и интрузивам основного состава (2.86 г/см<sup>3</sup>). Увеличение плотности пород связано с изменением минерального состава. В породах с наименьшей плотностью преобладают кварц, мусковит, полевые шпаты; для более плотных разновидностей характерно увеличение содержания амфиболов, минералов группы эпидота, хлорита, плагиоклазов. Помимо этого плотность каждой разновидности пород зависит от состава материнской породы и степени проявления метаморфизма в различных структурно-формационных зонах. Это выражается в том, что параметры выборок для отдельных разновидностей пород из данных зон зачастую существенно различаются как между собой, так и сводными данными.

Породы второй группы относятся к категории наиболее глубоко метаморфизованных. Плотность этих пород изменяется от 2.58 до 3.30 г/см<sup>3</sup>. Низкой плотностью характеризуются кварциты, гранито-гнейсы, биотитовые гнейсы, мигматиты (2.58—2.67 г/см<sup>3</sup>); плотность биотит-роговообманковых, роговообманковых, амфиболовых гнейсов заключена в интервале 2.72—2.86 г/см<sup>3</sup>, особо высокая плотность характерна для амфиболитов, эклогитов, глаукофан-гранатовых пород (2.87—3.30 г/см<sup>3</sup>).

Образования высокой ступени метаморфизма выходят на эрозионный срез в пределах относительно пониженных гравитационных полей. Это касается как западного, так и восточного склона Южного Урала [Виноградов, Ярош, 1972]. В этих частях территории на типовых разрезах, находящихся на удалении от крупных интрузий гранитоидов и представляющих сложную перемежаемость пород различного состава, нами были отобраны образцы пород, изучена их плотность и выполнены расчеты средневзвешенных значений плотности разрезов. Она составила  $2.69 \pm 0.05$  г/см<sup>3</sup>. Эта плотность, вероятнее всего, отвечает средней плотности метаморфического комплекса, переходящего на глубине в “гранитогнейсовый” слой земной коры. А все менее и более плотные образования (в первом случае это граниты, осадочные породы; во втором — магматогенные комплексы преимущественно основного состава) рассматриваются в принятой модели на фоне метаморфического комплекса.

Магнитная восприимчивость пород метаморфического комплекса изменяется в широких пределах  $0—5000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, но основная масса изученных образцов практически немагнитна. Интервал изменения маг-

Таблица 3.1

Таблица-диаграмма плотности метаморфических пород

Порода	Колич. образцов	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$S_p$ , г/см <sup>3</sup>	V, %	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8	2.9	3.0	3.1	3.2	3.3	3.4
Низкая и средняя степени метаморфизма															
Слюдяные сланцы	80	2.71	0.06	2.21											
Слюдисто-графитистые сланцы	47	2.5	0.07	2.80											
Кварцево-графитистые сланцы	16	2.66													
Кремнисто-хлоритовые сланцы	51	2.63	0.06	2.28											
Серицито-хлоритовые сланцы	429	2.72	0.10	3.68											
Кварц-полевошпатовые сланцы	80	2.71	0.06	2.21											
Хлоритовые сланцы	289	2.73	0.07	2.56											
Зеленые сланцы	38	2.86	0.07	2.45											
Амфиболитовые сланцы	100	2.88	0.09	3.15											
Высокая степень метаморфизма															
Кварциты	523	2.58	0.09	3.79											
Мигматиты	23	2.65	0.15	5.66											
Кристаллические сланцы	153	2.67	0.06	2.25											
Гранито-гнейсы	243	2.65	0.07	2.64											
Бiotитовые сланцы	234	2.65	0.02	2.75											
Гнейсы разные	122	2.68	0.09	3.36											
Бiotит-роговообманковые гнейсы	96	2.72	0.06	2.21											
Роговообманковые гнейсы	69	2.84	0.07	2.46											
Амфиболитовые гнейсы	157	2.86	0.10	3.5											
Амфиболиты	141	2.87	0.09	3.14											
Глаукофан-гранатовая порода	34	2.92	0.08	2.74											
Глаукофан-гранатовый сланец	72	3.15													
Эклогиты	392	3.3	0.12	3.64											

нитности для пород высокой степени метаморфизма более широк. Пространственно участки повышенной намагниченности расположены в виде отдельных вытянутых полос, но порой формируют зоны сложной конфигурации, фиксируя области метаморфических преобразований, связанные с выделением магнитных минералов — магнетитов, роговой обманки. Поэтому наблюдается разнообразная структура магнитных полей над метаморфическими образованиями. Это спокойные пониженные

поля на удалении от гранитоидных массивов и крупных разломов; поля мозаичной структуры — над комплексом, залегающим в кровле гранитоидов; вытянутые, направленные эшелоны полей высокой интенсивности вдоль разломов или параллельно с ними. Природа отмеченных основных и других выраженных распределений полей весьма разнообразна, не всегда однозначно устанавливается и в каждом случае требует индивидуального рассмотрения.

По электрическим сопротивлениям метаморфические толщи разделены на две группы. К первой относятся толщи, разрезы которых насыщены прослоями пород с графитистым материалом. Кажущиеся электрические сопротивления таких разрезов составляют единицы — десятые доли омметров. Для них также характерна высокая вызванная поляризация до 50—70 %. Вторая группа, включающая основную часть пород разреза, отличается широким диапазоном изменений электрических сопротивлений от первых сотен до тысяч и десятков тысяч омметров. Среди них относительно пониженным электрическим сопротивлением отмечаются трещинные обводненные зоны, особенно выраженные вдоль разрывных нарушений. Таким образом, в полях кажущихся сопротивлений (СЭП, ВЭЗ, СГ) метаморфический комплекс в целом фиксируется высокими значениями поля электрических сопротивлений. Однако отдельные горизонты и толщи пород в местах выхода на эрозионный срез или приближения к нему отмечаются низкими сопротивлениями.

Скорости продольных волн для метаморфических пород заключены в широком интервале 4500—7500 м/с. Наиболее высокими скоростями обладают эклогиты, амфиболиты, амфиболовые гнейсы (5700—7500 м/с). Низкие скорости свойственны кварцитам, биотитовым гнейсам, сланцам (4500—5600 м/с). Частая перемежаемость разновидностей метаморфических пород в разрезах формирует тонкослоистую среду со значительным размахом скорости упругих волн. Некоторые участки таких разрезов формируют пакеты интенсивных отраженных волн по данным МОВ (см. рис. 3.18), раскрывая структуру метаморфических толщ и их соотношения с другими комплексами.

#### 3.1.4. ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные образования  $V(r_4)$  Южного Урала включают ряд формаций [Глубинное..., 1990], относимых к трем основным ассоциациям магматогенных пород — гипербазитовой, габбро-гранитной (габброидной) и гранитной. При этом породы каждой из групп имеют своеобразные свойства и особенности пространственного распределения, находящие отражение в структуре геополей.

Интрузии гипербазитов максимальное развитие получили на западе и востоке рассматриваемой части эвгеосинклинали Южного Урала. На западе их распространение контролируется положением Главного Уральского (Урал-Тауского) разлома, оперяющих разломов и разрывных нарушений, зон дробления и меланжа. На востоке интрузии гипербазитов преимущественно сосредоточиваются в “коридорах” дизъюнктивных

дислокаций, очерчивающих блоки верхней части земной коры с сиалическим — гранито-метаморфическим составом пород.

Гипербазиты представлены серпентинизированными пироксенитами, дунитами и собственно серпентинитами. Серпентинизация — метаморфическое преобразование, охватывающее гипербазиты на Урале обычно более чем на половину, а зачастую полностью [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Поэтому физические свойства пород существенно, а можно сказать главным образом определяются степенью ее проявления.

При изучении физических свойств по образцам, взятым из обнажений и скважин, нами выделялись три типа гипербазитов. К первому типу относились серпентиниты — это образования, в которых не просматривалась исходная порода. Их средняя плотность  $2.60 \text{ г/см}^3$ . По данным Н. Б. Дортман [1967], гипербазиты с такой плотностью отвечают породам с 80—100 %-ной интенсивностью процесса серпентинизации. Ко второму типу относятся существенно серпентинизированные, но визуально различаемые перидотиты и дуниты с плотностью  $2.70\text{—}2.71 \text{ г/см}^3$ . Для этих пород интенсивность серпентинизации на уровне 60—80 %. И, наконец, к третьей группе пород относятся достаточно уверенно определяемые визуально пироксениты, перидотиты и дуниты. Плотность пород этой группы  $2.87\text{—}2.92 \text{ г/см}^3$ , соответственно уровень серпентинизации 30—60 %. В состав группы были включены отдельные образцы дунитов с плотностью  $3.10\text{—}3.20 \text{ г/см}^3$ , для которых уровень серпентинизации меньше 20 %.

Магнитная восприимчивость отмеченных групп пород заключена в весьма широком диапазоне от первых десятков до первых сотен тысяч  $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Медианы выборок измерений свойств расположены в интервале  $800\text{—}2100 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Магнитная восприимчивость пород нарастает с увеличением концентрации магнетита, распределение которого в породах сложное и в целом без выраженных закономерностей.

Электропроводность гипербазитов также заключена в широком диапазоне и существенно связана со степенью серпентинизации пород. Для серпентинитов, судя по данным ВЭЗ, характерны сопротивления на уровне первых десятков омметров. Для них характерны также существенно высокие значения вызванной поляризации до 10—25 %, хотя и встречаются серпентиниты с высокими сопротивлениями и фоновой поляризуемостью. Менее измененные гипербазиты отличаются более высокими сопротивлениями и соответственно низкими значениями вызванной поляризуемости. Уместно отметить, что над крупными массивами серпентинитов, выходящих на эрозионный срез, наблюдаются весьма характерные типы кривых ВЭЗ, позволяющие достаточно уверенно осуществлять их картирование.

Наиболее выразительно гипербазитовые интрузии проявляются в магнитных полях. Контуры полей таких объектов очерчиваются контрастными границами типа резкостных ( $\Delta r_1$ ) и дисперсных ( $\Delta r_2$ ). Значительная часть крупных гипербазитовых интрузий Южного Урала была выявлена и откартирована [Таврин, Родионов, 1963; Вишнякова, Виноградов, 1963] по данным магнитометрии. Однако глубоко залегающие массивы отражаются магнитными аномалиями, сопоставимыми с аномалиями от

других объектов. Некоторые массивы немагнитны и не находят отражения в рассматриваемых полях.

Для гипербазитовых массивов характерны сложная форма и крайне неоднородное распределение плотности. Поэтому, как правило, выраженных гравитационных аномалий не наблюдается. Одна часть массивов контролируется относительным повышением полей силы тяжести, другая — относительным понижением. Некоторые массивы не находят отражения в гравитационных полях. В пределах наиболее крупных массивов (Хабарнинский, Кимперсайский, Халиловский) наблюдаются весьма интенсивные аномалии силы тяжести с изометричными контурами. Интерпретация этих аномалий позволяет сопоставить фиксируемую плотностную неоднородность с объектами в виде цилиндров с избыточной плотностью  $\Delta\sigma_1 = 0.35\text{--}0.45 \text{ г/см}^3$  при глубине нижней кромки  $\approx 5\text{--}8 \text{ км}$ . Объекты с такой плотностью ( $\approx 3.1\text{--}3.2 \text{ г/см}^3$ ), вероятно, отвечают габбро-гипербазитовым комплексам пород коровых камер мантийного диапира [Ефимов, 1984].

Анализ геолого-геофизических данных позволяет сделать некоторые общие выводы о размерах, форме и пространственном распределении гипербазитов. Так, размеры выявленных массивов самые разнообразные — от первых сотен метров по длинной оси при мощности первые метры — десятки метров, до десятков — сотен километров по простиранию ( $\Delta L_i$ ) и при ширине ( $\Delta L^i$ ) в этом случае в первые километры — десятки километров. Форма массивов в горизонтальном срезе также крайне разнообразная. Это вытянутые пластовые тела, тела изометричной или близкой к изометричной формы. Встречаются угловатые тела, тела весьма сложных очертаний, иногда с овальной, кольцевой тенденцией распределения. В последнем случае они охватывают интрузивные образования другого состава (Киембаевский массив). В некоторых случаях интрузии гипербазитов очерчивают вулканоплутонические структуры (Блявинская, Бурыктальская синклинали), а также образуют роеобразные скопления в их пределах. Порой гипербазиты формируют пачки тел, согласных со сланцеватостью пород, особенно в пределах метаморфических комплексов. Безусловно, главной особенностью распределения массивов является их приуроченность к линейным протяженным зонам, связанным с основными разломами Южного Урала.

Таким образом, картирование интрузий гипербазитов успешно осуществляется на Южном Урале по комплексным геофизическим съемкам, позволяет изучать структуру геологического пространства, рассматриваемого с позиции поисков колчеданных месторождений. Вместе с тем малые и средние массивы, залегающие среди вулканитов, обладают характеристиками свойств (электропроводность, поляризуемость), сопоставимыми с телами колчеданов и зонами метасоматоза рудовмещающих структур, чем вносят осложнения в поиски месторождений.

Габброиды (габбро-гранитоиды) — ассоциация пород достаточно сложного состава (габбро, диориты, граниты, сиениты и переходные разновидности) — находятся на Урале в сложных пространственных соотношениях с гипербазитами и собственно гранитоидами, а также вулка-

ногенными базальтоидными образованиями [Глубинное..., 1981; Ферштатер и др., 1984]. Большая часть геологов исходя из петрохимических, тектонических и металогеогенических признаков отстаивает генетическую самостоятельность габброидов. При этом массивы габброидной ассоциации представлены как отдельными разновидностями, так и сочетаниями пород. Наряду с этим ассоциации габброидных пород входят в вулканоплутонические комплексы, отвечая промежуточным камерам вулканизма. На последние порой накладываются более поздние интрузивные проявления, и не исключается наложение камер на интрузивные образования более раннего заложения.

Породам габброидной ассоциации присущи определенные отличительные закономерности изменения физических свойств. Так, плотность пород изменяется в интервале  $2.53\text{—}2.88\text{ г/см}^3$ . При этом по величине плотности можно выделить три группы: первая группа включает разновидности гранитов, плагиограниты, сиениты ( $2.53\text{—}2.63\text{ г/см}^3$ ), вторая — гранодиориты, диориты ( $2.65\text{—}2.79\text{ г/см}^3$ ) и третья — габбродиориты, габбро ( $2.86\text{—}2.88\text{ г/см}^3$ ). Характерно, что плотности одноименных пород габброидной и гранитоидной ассоциаций различаются, отражая тонкие петрохимические отличия этих разновидностей, послужившие основой для их разделения.

Магнитная восприимчивость габброидов изменяется в широких пределах, хотя основной интервал, в котором заключено  $90\text{—}95\%$  измеренных образцов,  $0\text{—}2000\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Этот интервал характерен для большей части выборок образцов разновидностей изученных пород. При сравнении же медиан сводных выборок наблюдается их отчетливое возрастание с повышением основности пород, что создает предпосылки для использования магнитометрии при картировании. Заметим, что для однотипных пород гранитоидной ассоциации интервал изменения магнитной восприимчивости  $0\text{—}1000\cdot 10^{-5}$  ед. СИ, а медиана находится в пределах практически немагнитных образцов.

Интрузиям габброидов свойственны высокие электрические сопротивления ( $\approx n\cdot 10^4\text{—}10^5\text{ Ом}\cdot\text{м}$ ), и лишь участки повышенной трещиноватости на фоне преимущественно монолитных пород отличаются в случае их обводненности пониженными сопротивлениями ( $\approx n\cdot 10^3\text{—}10^4\text{ Ом}\cdot\text{м}$ ).

Приведенные самые общие особенности физических свойств, присущие габброидам, а также зачастую сложная форма интрузий в сочетании с их дифференцированным вещественным составом определяют крайнее разнообразие физических полей, наблюдаемых над массивами. Поэтому при изучении каждого массива приходится индивидуально подходить к интерпретации геополей. По этой информации в дальнейшем уточняется модель разломной тектоники, намечаются положения рудовмещающих структур и оцениваются особенности их строения, устанавливаются источники помех при выявлении аномалий, связанных с рудными телами колчеданных месторождений (рис. 3.7 и 4.2).

Гранитоидные интрузии на Южном Урале наиболее широкое развитие получили в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, образуя так называемый гранитный пояс [Глубинное..., 1990; Са-

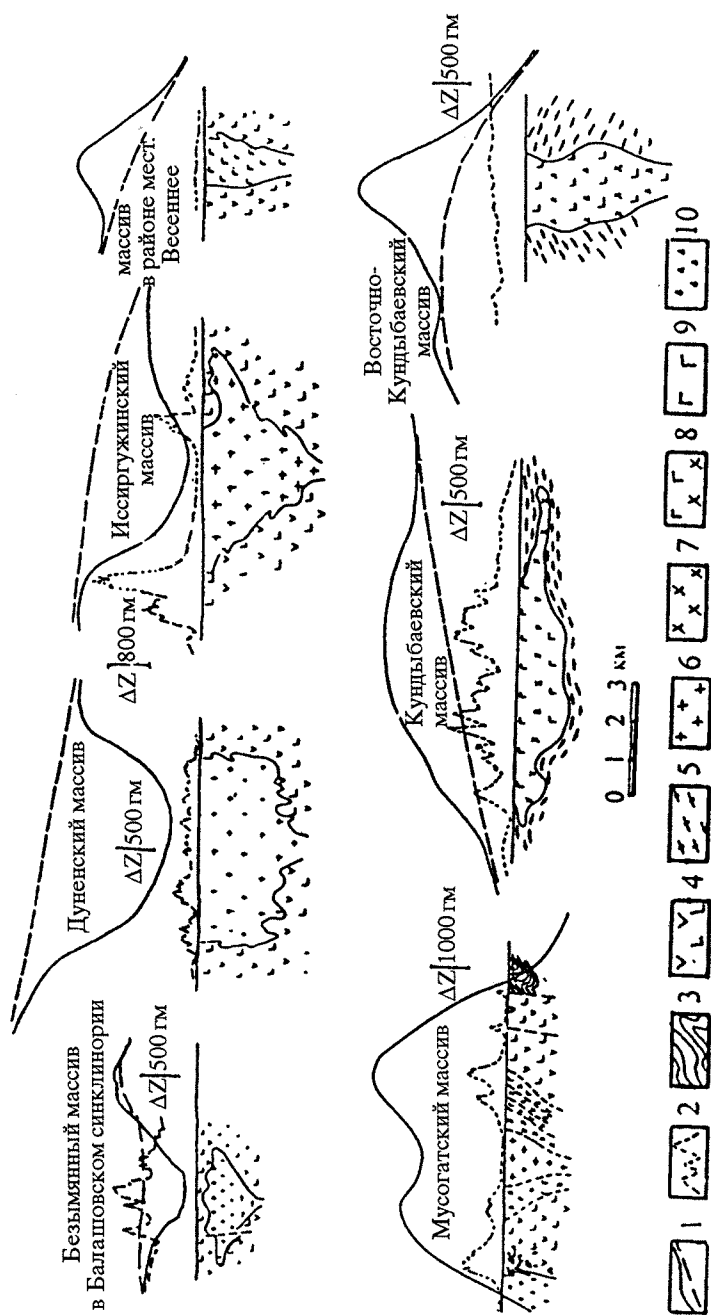


Рис. 3.7. Особенности гравитационных и магнитных полей над интрузивными массивами габброидной ассоциации пород: 1 — график аномалии силы тяжести  $\Delta g$  с региональным фоном, выделенным графически; 2 — график аномального магнитного поля  $\Delta Z$ ; 3 — осадочные породы; 4 — вулканогенные породы основного состава; 5 — зеленые сланцы по вулканогенным породам; 6 — граниты, гранодиориты; 7 — диориты, габбро-диориты; 8 — габбро, габбро-диориты; 9 — габбро; 10 — зона сканирования



маркин, Самаркина, 1988]. В этих структурах массивы гранитоидов весьма разнообразны по форме и соотношениям с вмещающими образованиями [Виноградов, 1971]. В метаморфических толщах протерозоя-кембрия и ордовика-силура повсеместно развиты мигматиты и гнейсо-граниты. Песчано- и зеленосланцевые комплексы ордовика-силура и силуранижнего девона насыщены малыми пластовыми телами гранитов. Отдельные линейные зоны интрузивов встречаются среди вулканогенных и осадочных образований девона и нижнего карбона. Крупные массивы гранитов занимают секущее положение ко всем подразделениям разреза территории.

Плотность пород гранитоидной ассоциации изменяется от 2.57 до 2.74 г/см<sup>3</sup>. Наименьшей плотностью характеризуются пегматитовые, аплитовые, лейкократовые и мусковитовые разности гранитов, плотность которых 2.57—2.58 г/см<sup>3</sup>. Близкую к ним плотность имеют биотитовые, двуслюдяные граниты и плагиограниты (2.59—2.61 г/см<sup>3</sup>). И наиболее плотными среди ассоциации гранитоидов являются роговообманковые граниты, гранодиориты и диориты (2.63—2.74 г/см<sup>3</sup>), т. е. наблюдается возрастание плотности с увеличением основности пород. При сопоставлении плотности одних и тех же пород различных массивов отмечаются локальные отклонения их от сводных значений.

Изучение магнитной восприимчивости пород показывает, что они относятся в основной массе к практически немагнитным. Каких-либо особенностей изменения магнитности от основности пород, возраста и принадлежности к отдельным интрузиям не наблюдается. Низкая магнитная восприимчивость обусловлена ограниченным содержанием акцессорного магнетита, что связано с условиями формирования интрузий на значительных глубинах, превышающих 3 км. Гранитоиды — породы с высоким электрическим сопротивлением, а наблюдаемые в их пределах участки с относительным понижением сопротивлений связаны с зонами трещиноватости и обводнения.

Отмеченные особенности распределения гранитоидов и их свойства находят отражение в гравитационном и других полях (рис. 3.8). Область развития гранитоидов характеризуется наиболее пониженными полями силы тяжести, осложненными крупными отрицательными аномалиями, связанными с крупными массивами гранитов. Общее понижение значений силы тяжести связано с широким развитием в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий наименее плотных для данной территории образований — осадочных и гнейсовых комплексов, насыщенных гранитами.

Комплексные геофизические исследования позволили существенно уточнить строение крупных интрузивов гранитов [Виноградов, 1971]. Из полученных результатов привлекают внимание данные об их форме и положении в земной коре, полученные путем количественной интерпретации аномалий поля силы тяжести с использованием метода подбора при  $\Delta\delta = 0,1$  г/см<sup>3</sup>. Форма крупных интрузий показана на схеме изолиниями контактной поверхности  $\Delta_s$  подошвы массивов, а также на разрезах (рис. 3.9).

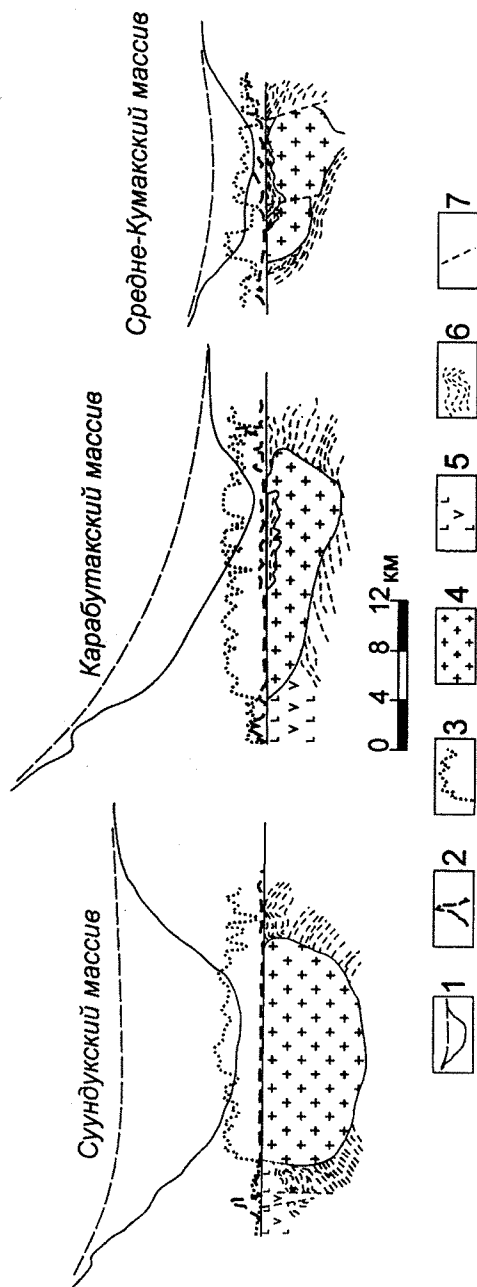


Рис. 3.8. Схематические разрезы через гранитоидные интрузии:

1 — кривые аномалий силы тяжести и региональный фон, выделенный графически; 2 — кривые аномального магнитного поля  $\Delta Z$  и 3 — кажущихся сопротивлений  $\rho_a$  (СЭП, АВ = 2000 м); 4 — граниты; 5 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования; 6 — парасланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, ортосланцы, амфиболиты; 7 — разрывные нарушения.

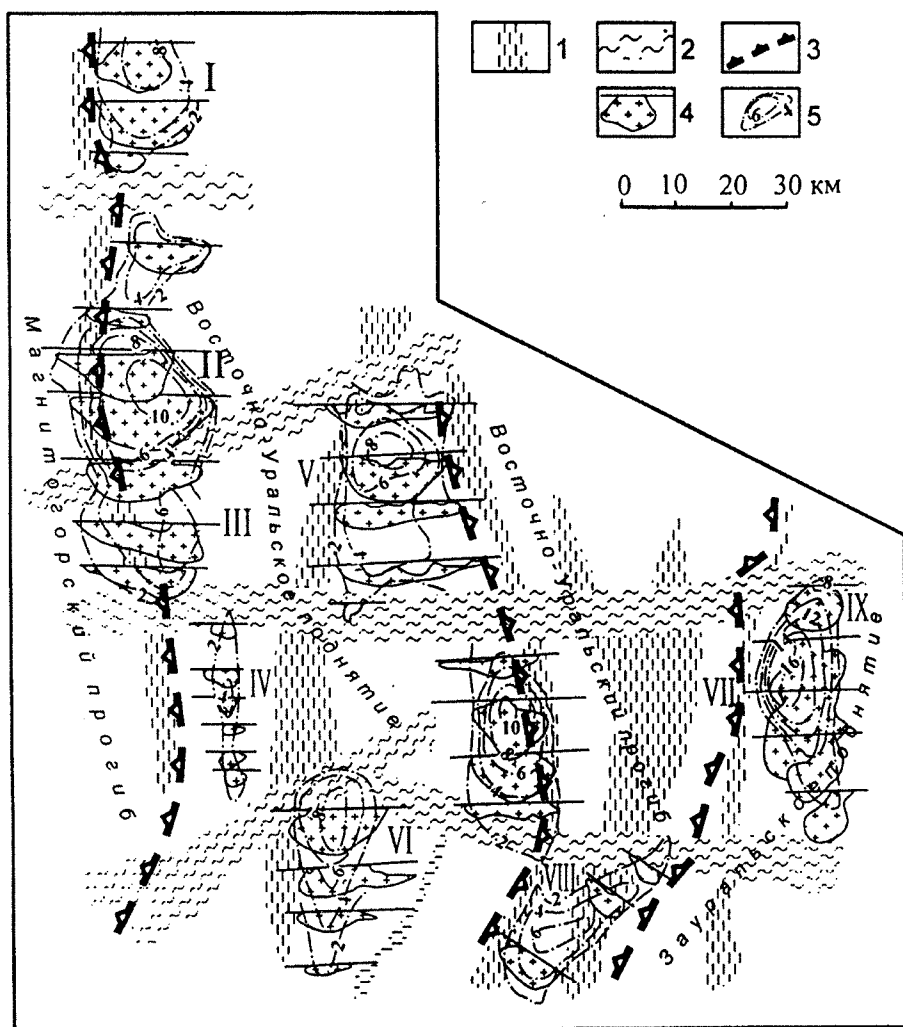


Рис. 3.9. Схема глубинного строения крупных гранитных массивов Оренбургского Урала: 1 — глубинные разломы палеозойской геосинклинали; 2 — зоны секущих тектонических дислокаций; 3 — границы структурно-формационных зон (прогибов, поднятий); 4 — разрезы через гранитные массивы (1 — Суундукский, II — Адамовский, III — Карабутацкий, IV — Средне-Кумакский, V — Аниховский, VI — Котансуйский, VII — Желтинский, VIII — Буруктальский, IX — Айкинский); 5 — изолинии контактной поверхности  $\Delta_5$ , подошвы гранитных массивов, км

Крупные гранитные массивы локализуются в блоках, ограниченных разломами палеозойской геосинклинали и погребенными разломами до-рифейского фундамента. Корневые глубинные части массива, а порой сами массивы тяготеют к угловым частям блоков. Последние, видимо, являются теми структурными элементами, которые, по Ю. А. Кузнецову и А. Л. Яншину [1963, 1967], обеспечивают возможность поднятия в верхние структурные этажи интрателлурических растворов, несущих плавни и представляющих собой дополнительный источник энергии, необходимой для образования гранитных массивов.

Можно полагать, что процесс метасоматической гранитизации, который перерастает в плавление, воронкообразно распространяется в верхнюю часть разреза земной коры, а объем и контуры формирующихся массивов контролируются сочетанием различных факторов: температуры, давления, физического состояния и химического состава среды. В частности, область развития базитовых и гипербазитовых ассоциаций пород, которые формируют в прогибах сравнительно жесткий каркас, уходящий вдоль разломов на значительные глубины, в физическом и химическом отношениях менее благоприятны для гранитизации, чем область поднятий, сложенная преимущественно образованиями метаморфического комплекса. Этим можно объяснить сравнительно резкое замыкание крупных массивов по границам прогибов и поднятий. Вместе с тем зоны субширотных тектонических дислокаций, вероятно, влияли на распределение гранитизирующего плавления и вызвали северные и южные замыкания крупных гранитных массивов.

Отдельные блоки древних пород гранито-гнейсового состава, зажатые каркасом базит-гипербазитовых пород в пределах прогибов, при их расположении в структурах, контролирующих распределение интрателлурических растворов, также подвержены гранитизации. Примером такой ситуации является Желтинский массив. Другим примером может служить участок Домбаровской гранитной интрузии. Эффузивы, залегающие в кровле этой интрузии, существенно метаморфизованы, с многочисленными проявлениями сульфидной минерализации, вероятно, являющейся следом метаморфических регенераций крупных скоплений сульфидов, подобных колчеданным месторождениям Средне-Орского района, расположенного южнее. Таким образом, форма и пространственное положение гранитоидных массивов, устанавливаемые с учетом геофизических данных, необходимый информативный элемент тектонического и прогнозно-металлогенического районирования Южного Урала.

### 3.2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Вулканогенные породы получили широкое развитие в эвгеосинклинальной части Южного Урала, в меньшей степени они развиты в миогеосинклинали (см. рис. 3.1). Наиболее полно вулканогенный комплекс представлен среди силурийских и девонских толщ. В состав вулканитов входят эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы.

**Плотность** вулканогенных пород изменяется от 2.55 до 2.95 г/см<sup>3</sup> (табл. 3.2). Как видно из сводных выборок по территории Оренбургского Урала, определяющим фактором изменения плотности эффузивных и вулканокластических пород является изменение их основности, которая зависит от содержания в породе кремнезема, железисто-магнезиальных компонентов и окиси кальция. Так, породы кислого ряда характеризуются плотностью в интервале 2.62—2.66 г/см<sup>3</sup>. Породы среднего (андезитового) состава имеют плотность 2.73 г/см<sup>3</sup>, а основного — 2.77—2.83 г/см<sup>3</sup>. Следует отметить, что выделенные главные группы пород связаны меж-

Таблица 3.2

Таблица-диаграмма плотности вулканогенных пород

Порода	Колич. образцов	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$S$ , г/см <sup>3</sup>	V, %	— 2.4 — 2.5 — 2.6 — 2.7 — 2.8 — 2.9 — 3.0
Эффузивные					
Базальтовые порфиристы	1835	2.78	0.10	3.6	
Диабазовые порфиристы	508	2.81	0.08	2.85	
Диабазы	2864	2.77	2864	3.25	
Пироксен-плаггиоклазовые порфиристы основного состава	340	2.80	0.09	2.88	
Лавобрекчии основного состава	28	2.83	0.08	2.83	
Андезито-базальтовые порфиристы	631	2.78	0.08	3.24	
Плаггиоклазовые порфиристы	232	2.73	0.09	2.93	
Андезито-дацитовые порфиристы	363	2.70	0.08	2.96	
Андезитовые порфиристы	1803	2.73	0.08	3.66	
Дацитовые порфиристы	794	2.66	0.07	2.63	
Липарито-дацитовые порфиристы	136	2.60	—	—	
Липариты, липаритовые порфиристы	321	2.62	0.06	2.29	
Альбитофиры	304	2.63	0.06	2.28	
Лавобрекчии кислого состава	110	2.62	0.06	2.29	
Фельзиты	102	2.66	0.07	2.63	
Вулканокластические					
Туфобрекчии основного состава	67	2.81	0.07	2.49	
Туфобрекчии смешанного состава	362	2.78	0.07	2.52	
Туфобрекчии кислого состава	45	2.60	—	—	
Туфы смешанного состава	590	2.76	0.07	2.54	
Туфы среднего состава	234	2.73	0.09	3.30	
Туфы кислого состава	401	2.66	0.05	1.88	
Туфы основного состава	1314	2.79	0.09	2.23	
Вулканогенно-осадочные					
Туфоконгломераты	160	2.69	0.03	1.12	
Туфопесчаники	236	2.70	0.09	3.30	
Туффиты	77	2.68	0.06	2.24	
Туфосланцы	38	2.62	0.06	2.29	
Агломератовые туфы	32	2.57	0.04	1.58	

ду собой породами промежуточного состава с промежуточными значениями плотности. Вулканогенно-осадочные породы — туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфосланцы — имеют более узкий интервал изменения плотности (2.57—2.70 г/см<sup>3</sup>) как отражение относительной близости вещественного состава.

Помимо состава, наблюдается связь плотности вулканогенных пород с формационной принадлежностью, возрастом, структурно-тектонической приуроченностью, уровнем проявления регионального и локального метаморфизма. Отмеченные связи в каждой структурно-формационной зоне и блоке пород выступают в своеобразных соотношениях, определяя локальные отклонения петроплотностных характеристик.

Примечательно, что наблюдается сравнительная выдержанность разности в плотности кислых и основных пород  $\Delta\sigma_1 = 0.15—0.20$  г/см<sup>3</sup>. Это явление свойственно всем районам Южного Урала и служит важной предпосылкой картирования кислых фаций вулканизма на фоне преимущественно основных по составу вулканитов с применением гравиметрии.

Локальный контактовый и гидротермально-метасоматический метаморфизм фиксируется существенным изменением плотности вулканитов. Контактные воздействия гранитных интрузий на вмещающие вулканогенные породы сопровождаются изменением пород до образования контактовых роговиков и проявлением в породах амфиболитизации, эпидотизации и альбитизации. Эти процессы приводят к возрастанию плотности вулканогенных пород.

Влияние гидротермально-метасоматических изменений, сопровождающих колчеданное оруденение и порой существенно влияющее на плотность вулканитов, будет рассмотрено в следующих разделах.

Наиболее устойчивое и существенное влияние на изменение плотности оказывает основность пород. Другие факторы также вызывают отклонения ее величины и должны учитываться в конкретных геологических ситуациях.

**Магнитная восприимчивость** вулканогенных пород изменяется в широком диапазоне 0—50 000·10<sup>-5</sup> ед. СИ (рис. 3.11). Однако около 70 % измеренных образцов из различных структурно-формационных зон Оренбургского Урала относятся к группе практически немагнитных — слабомагнитных. Анализ материала показывает, что в целом не наблюдается устойчивой связи магнитности и основности пород. Однако более железистые основные вулканогенные породы имеют широкий интервал магнитности и больший объем магнитных групп пород. Не отмечается устойчивой зависимости магнитности вулканитов от их формационной принадлежности и возраста.

Магнитные свойства вулканитов, связанные с содержанием в породе главным образом магнетита, определяются первичными условиями формирования пород и последующим метаморфизмом. Д. С. Штейнберг [1968] указывает, что первичные эффузивные породы всегда содержат магнетит и в той или иной степени магнитны независимо от того, формировались они на поверхности или под водой. Но в дальнейшем магнетит замещается

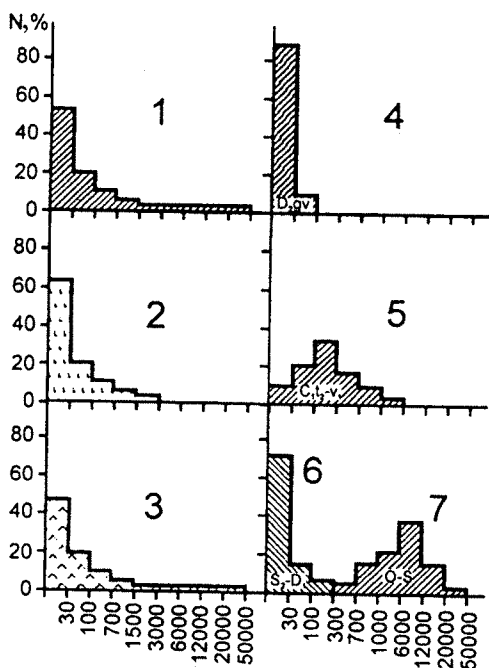


Рис. 3.10. Диаграмма магнитной восприимчивости вулканогенного комплекса пород Оренбургского Урала.

1 — сводная выборка; 2 — лавы, туфы кислого состава; 3 — лавы, туфы основного состава; породы Карандысайского блока (4), Балашевского синклинория (5), Сакмарского антиклинория (6), Кенгусайской зоны (7)

или выделяется при различных развивающихся в пространстве и во времени региональных, регионально-контактовых, авто- и околотрещинных метаморфических процессах. Регулятором образования магнетита или титаномагнетита является эпизодическое возникновение определенных термодинамических условий в сочетании с кислородным режимом. В одних случаях почти все железо входит в минералы силикатной группы (биотит, амфибол, пироксен и др.), образуя железистые

разности. В других — железо входит в самостоятельно кристаллизующиеся минералы — магнетит и титаномагнетит. При зеленокаменном метаморфизме магнетит неустойчив и замещается силикатами.

Динамика развития метаморфических процессов оставляет отпечаток на перераспределении магнетита в вулканитах. В силу многофазности и многоэтапности этого процесса, неравномерность его протекания по вертикали и латерали, расшифровка палеомагнитных преобразований крайне затруднена. Однако из многочисленных сопоставлений наблюдаемых магнитных полей с геологическим строением территории становится очевидным, что распределение и перераспределение магнетита прямо и косвенно подчиняется структуре сформировавшихся толщ.

Аномальные отклонения магнитности вулканитов нередко связаны с зонами разрывных нарушений, границами фациальных зон вулканизма, экзоконтактами интрузий, жерловыми и канальными частями вулканических построек, ореолами гидротермально-метасоматических преобразований пород. Иногда эти проявления имеют устойчивый характер, но чаще наблюдаются в своеобразных формах. Ярким проявлением этого являются вулканогенно-осадочные отложения бугулугурского горизонта, представленные кремнистыми туффитами, яшмами. Эти образования в пределах западного борта Магнитогорского прогиба отличаются повышенной магнитностью, что стало следствием регионального динамотермального метаморфизма, в результате которого гидроокислы железа преобразовались в магнитные минералы. Образования бугулугурского горизонта рельефно картируются магнитными аномалиями и являются маркирующим горизонтом.

Таким образом, изучение особенностей распределения магнитных свойств пород показывает перспективность использования магнитных полей в целях картирования вулканитов на фоне вмещающих пород, структурно-тектонического районирования площадей их развития, изучения строения внутренней структуры вулканогенных толщ, участков локального метаморфизма. Все отмеченные вопросы существенны при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений.

**Электропроводность** вулканогенных образований тесно связана с их водонасыщенностью, зависящей от пористости и трещиноватости пород. Воды в естественно залегающих породах находятся в капиллярной и гравитационной формах. Капиллярные поры определяют электропроводность пород, когда они представляют собой монолитные образования, удаленные от зон разрядки динамических напряжений разной породы. В этом случае электропроводность чаще всего определяется пористостью, при условии одинаковой минерализации вод. Однако в геосинклинальных условиях Южного Урала в области развития вулканогенных пород существенное влияние на электропроводность оказывают трещинные (гравитационные) воды. Особенно широко последние развиты в зонах разрывных нарушений. В целом же вулканические породы по сравнению с осадочными более высокоомны, а по сравнению с основной частью метаморфических (исключая графитистые разности) и интрузивных (исключая серпентиниты) пород менее высокоомны.

Диапазон изменения кажущегося удельного сопротивления вулканогенных пород на участках, удаленных от месторождений и тектонических нарушений, составляет  $1\text{--}15 \cdot 10^3$  Ом·м. В обводненных тектонически раздробленных зонах сопротивление вулканитов уменьшается до 50 Ом·м и менее. Устойчивой связи электрического сопротивления с составом, возрастом или структурной приуроченностью пород не наблюдается.

Отмеченные главные особенности изменения электрических сопротивлений вулканитов выделены из сопоставления результатов измерений на образцах, электрического каротажа, ВЭЗ на различных участках Южного Урала. Так, на рис. 3.11 представлены результаты изучения сопротивлений по образцам вулканитов баймак-бурибаевской свиты по Баймакскому району. Очевидна однообразность распределения удельного сопротивления вулканитов кислого и основного состава. Сопротивления существенно гидротермально переработанных пород имеют тот же интервал изменения, что и неизмененные вулканиты. Однако среди них аномально выделяются в интервале менее 1000 Ом·м метасоматиты с вкрапленностью рудных минералов и с повышенной минерализацией вод, а среди неизмененных вулканитов — группа трещиноватых брекчированных пород. Последние в разрезе вулканитов встречаются достаточно часто, создавая существенные трудности при поисках колчеданных месторождений. Сходные результаты изучения электрических сопротивлений получены на других участках и месторождениях Южного Урала.

**Упругие свойства** вулканогенных пород изучались по данным акустического каротажа (АК) с применением разработанной во ВНИИГИСе аппаратуры и методики [Пришивалко и др., 1981]. В настоящее время



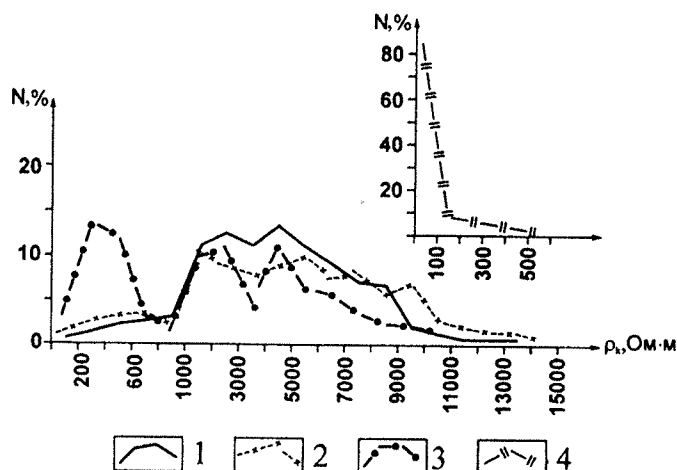


Рис. 3.11. Вариационные кривые кажущихся удельных электрических сопротивлений вулканогенных пород баймак-бурибаевской свиты Баймакского района (измерения образцов на четырехточечной установке):

1, 2 — вулканогенные породы (туфы, лавы) кислого и основного состава; 3 — метасоматиты и существенно гидротермально-измененные породы; 4 — существенно брекчированные и трещиноватые породы

выполнены исследования АК в скважинах, расположенных в районе Подольского, Весеннего, Осеннего и других месторождений Южного Урала. Результаты АК позволяют более уверенно определять скорость продольных и поперечных волн в условиях естественного залегания пород по сравнению с лабораторными измерениями образцов. Это несравнимо более надежный способ изучения упругих свойств пород, внедренный на производстве.

Анализ полученного материала показывает, что скорости продольных волн вулканогенных пород отличаются высоким уровнем значений, заключенных в сравнительно ограниченном интервале изменения 5000—6600 м/с. Наиболее низкие значения средних скоростей свойственны туфам, наиболее высокие — эффузивам основного состава. При анализе диаграмм АК и данных сейсмического каротажа (СК) подмечается весьма существенная особенность скоростного разреза вулканогенных толщ [Ленский, Виноградов, 1980]. Участки разреза, сопряженные с контактами (в том числе тектоническими) различных пород, с зонами стратиграфических, структурных несогласий, межформационных срывов, фациальных смен и переходов образований, характеризуются в скоростном отношении тонкослоистой структурой с аномально выраженными изменениями параметра скорости. Отмеченное явление связано с трещиноватостью, раздробленностью, рассланцованностью пород с их вторичными изменениями и цементированием более поздними минеральными образованиями (рис. 3.12). Мощность отмеченных участков изменяется от десятков сантиметров до десятков, а иногда первых сотен метров. Формирование их — результат многократных и разновременных региональных и локальных разгрузок напряжения. Последние в пространстве

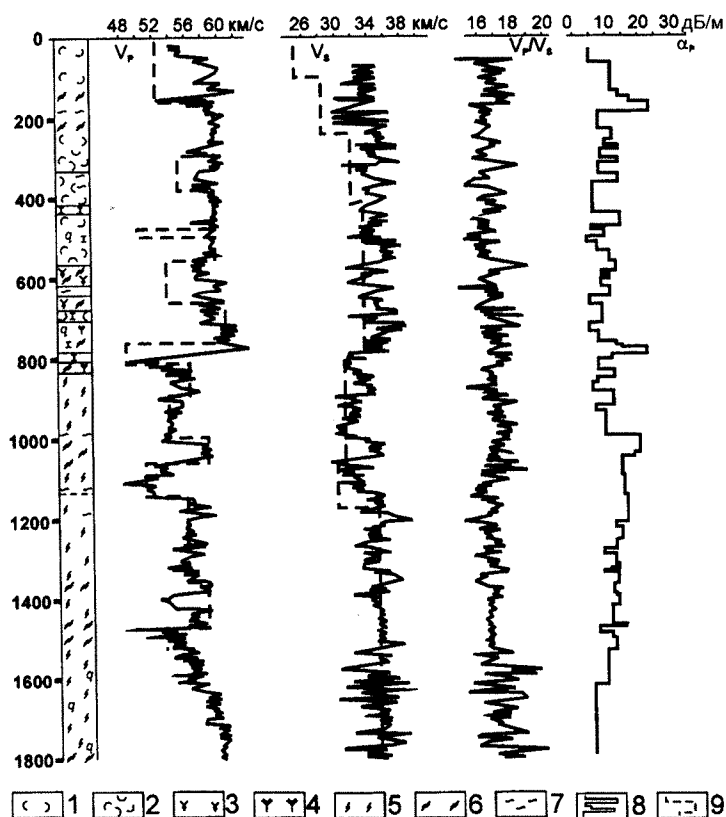


Рис. 3.12. Результаты акустического и сейсмического каротажа в скв. 214 (Подольское медноколчеданное месторождение):

1, 2 — разности туфов; 3 — андезито-дацитовые порфириды; 4 — пироксен-плагиоклазовые порфириды; 5 — метасоматиты; 6 — трещиноватые породы; 7 — рассланцованные породы; 8 — скорости по данным АК; 9 — скорости по данным сейсмического каротажа; 10 — окварцевание (q) и хлоритизация (x)

распределялись сообразно физико-механическим свойствам пород и отдельным блокам, унаследовав их структурные (сингенетические и эпигенетические) особенности строения.

Распределение тонкослоистых участков вдоль объектов различной природы приводит к формированию хорошо выраженных сейсмических границ, даже на контактах среди слабо отличимых или не отличимых по упругим свойствам. Прерывисто-непрерывный ореол этих участков придает мозаичный характер размещению отражающих границ и точек дифракции в среде. Отмеченное хорошо объясняет наблюдаемую картину многочисленных коротких, порой достаточно интенсивных отражений, наблюдаемых при сейсморазведке МОВ, ВСП в колчеданных рудных районах Южного Урала [Виноградов, Ленский, 1982; Ленский и др., 1985].

Таким образом, вулканогенные образования в целом отличаются высоким уровнем скоростей упругих волн при сравнительно ограниченном интервале их вариаций, наличием тонкослоистых скоростных

неоднородностей, окаймляющих образования различного состава и происхождения. Последнее является определяющей предпосылкой применения сейсморазведки для изучения внутренней структуры вулканитов, раскрывающей закономерности размещения колчеданного оруденения.

Завершая описание физических свойств вулканогенных комплексов пород, нужно еще раз подчеркнуть, что они занимают по вертикали и латерали промежуточное положение между осадочными и метаморфическими образованиями. Это является, с учетом петрофизических различий данных ассоциаций пород, причиной формирования над вулканитами физических полей со своеобразными характеристиками. Вместе с тем пережаемость в разрезе вулканогенных, осадочных и метаморфических комплексов пород, обилие интрузивных образований с присущими им аномально отличными свойствами вносит существенные осложнения при расшифровке физических полей, связанных с вулканитами.

### 3.3. ГЕОПОЛЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР

Изучение и картирование вулканогенных образований с использованием данных гравиметрии, магнитометрии, электроразведки и сейсморазведки предопределяют и непосредственно связано с поисками колчеданных месторождений [Виноградов, 1974]. Наиболее эффективна при этом гравиразведка и магниторазведка [Виноградов, Виноградова, 1972]. Средневзвешенная плотность толщ вулканических пород в целом, подсчитанная для многих типовых разрезов, составляет  $2.75\text{—}2.85\text{ г/см}^3$ . Она существенно отличается от средневзвешенной плотности толщ, сложенных осадочным ( $2.58\text{—}2.64\text{ г/см}^3$ ) и метаморфическим ( $2.65\text{—}2.75\text{ г/см}^3$ ) комплексами. Это различие в плотности, а также структурно-морфологические особенности залегания вулканогенных образований определяет своеобразие распределения гравитационных полей над ними. Областям развития вулканогенных образований часто соответствуют интенсивные положительные аномалии силы тяжести, подчеркиваемые еще и наличием плотных субвулканических и интрузивных тел основного состава, сингенетичных с вулканитами.

Магнитные поля в разных частях структурно-формационных зон Южного Урала, сложенных вулканитами, имеют разную интенсивность и носят различный характер. Над вулканическими образованиями нижнего карбона, как правило, наблюдаются весьма высокие, довольно дифференцированные поля, связанные с магнитными эффузивами. Над другими вулканогенными комплексами магнитные поля имеют разнообразный характер и обязаны особенностям структуры вулканогенных толщ, особенностям состава и уровню насыщенности вулканогенных толщ субвулканическими и субинтрузивными телами. Зачастую анализ рисунка и мозаика магнитных полей, особенно рельефно выделяемые при высокоточных детальными съемках, позволяют проследивать вулканогенные толщи на фоне вмещающих образований.

По электрическим сопротивлениям вулканогенный комплекс отличается от осадочного (более проводящего), метаморфического и интрузивного (более высокоомных) комплексов, что достаточно хорошо отражается на картах кажущихся электрических сопротивлений, составленных по данным СЭП, ВЭЗ и других методов. Однако заметим, что, по данным электроразведки, из-за неравномерного развития по мощности чехла рыхлых отложений прослеживание вулканогенного комплекса затруднено.

Структура вулканогенных толщ, характер их сочленения с вмещающими образованиями изучается с использованием сейсморазведки [Меньшиков и др., 1978; Виноградов, Ленский, 1982; и др.] методом отраженных волн (МОВ, ВСП). Метод преломленных волн (МПВ) играет вспомогательную роль и выполняется для картирования вулканогенных пород по упругим параметрам под рыхлыми покровными образованиями. Основная особенность сейсмического волнового поля, наблюдаемого в пределах полей развития вулкаников, — это его сложный дискретный характер, отсутствие протяженных опорных отражающих границ. Природа волновых полей устанавливается путем сопоставления с геологическими данными и с данным других методов геофизики прежде всего ВСП, СК, АК [Ленский, Виноградов, 1980; Ленский и др., 1985].

Комплексный анализ физических полей позволяет довольно уверенно производить картирование вулканогенных образований в районе под покровом рыхлых отложений, среди осадочных отложений, метаморфических образований, а также на фоне крупных гранитоидных массивов. В перечисленных ситуациях наблюдается достаточно хорошая выраженность физических полей, фиксирующих вулканогенные образования (рис. 3.13). Качество же решения задачи зависит на различных площадях от разных факторов. Так, в некоторых случаях распределение полей, объясняемое развитием вулкаников, при геологической проверке оказывалось связанным с интрузиями диоритов, габбро-диоритов.

Наряду с картированием вулканогенных пород в целом производится их расчленение на отдельные разновидности, что определяется значительным различием плотности контрастных по составу пачек вулкаников. На участках, где наблюдается сложное чередование толщ кислых и основных по составу пород, с учетом распределения локальных полей силы тяжести производится картирование этих образований по преимущественному развитию в верхней части разреза (см. рис. 4.10). Прослеживаются среди вулканогенных пород толщи, сложенные туфогенно-осадочным материалом. Эти образования наряду с относительным понижением силы тяжести отмечаются зонами несколько повышенной проводимости. Кремнекислые составляющие контрастно-дифференцированной формации представлены преимущественно интрузивными (субвулканическими) фациями. Такие интрузивные тела достаточно хорошо выделяются по данным гравимагнитометрии. Так, в Блявинском районе они образуют поля, сложенные системами сближенных в разной степени эродированных тел. На фоне эффузивов основного состава такие интрузивы

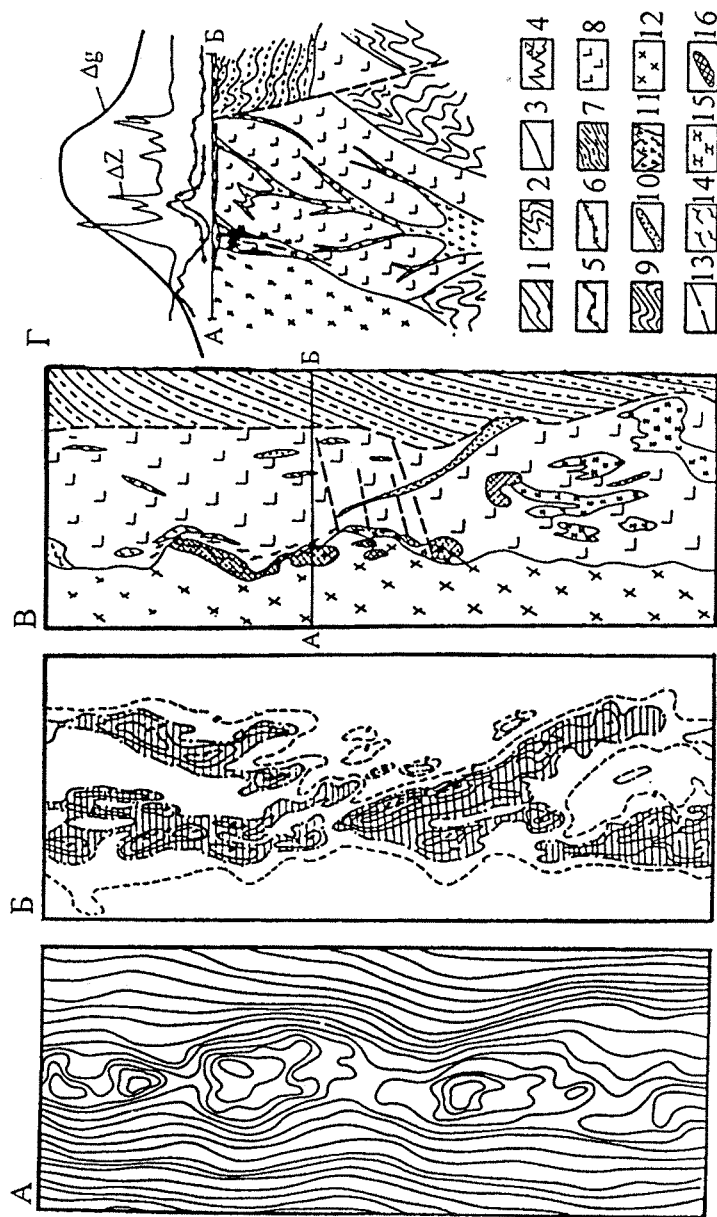


Рис. 3.13. Схема физических полей и геологического строения участка Домбаровской рудной зоны и рудного поля Весеннего месторождения: А — схема гравитационного поля; Б — схема магнитного поля; В — схема геологического строения (по материалам Домбаровской и 3.-Казахстанской ГРЭ); Г — схематический геолого-геофизический разрез.

1 — схема изомал силы тяжести; 2 — схема изодинам магнитного поля; 3 — наблюдаемая кривая силы тяжести; 4 — кривая магнитного поля; 5 — кривая кажущихся сопротивлений; 6 — кажущиеся поляризуемости (срединные градиенты  $AB = 1500$  м); 7 — осадочные отложения карбона; 8 — вулканогенные породы основного состава; 9 — сланцы, гнейсы; 10 — субвулканические липаритовые порфиры; 11 — табор-диабазы; 12 — граниты, гранодиориты; 13 — разрывные нарушения; 14 — оротовывание и амфиболитизация; 15 — гидротермально-измененные серпичит-хлорит-кварцевые породы; 16 — проекция рудных тел

Рис. 3.14. Выделение субвулканических липарито-дацитов в поле остаточных аномалий силы тяжести:

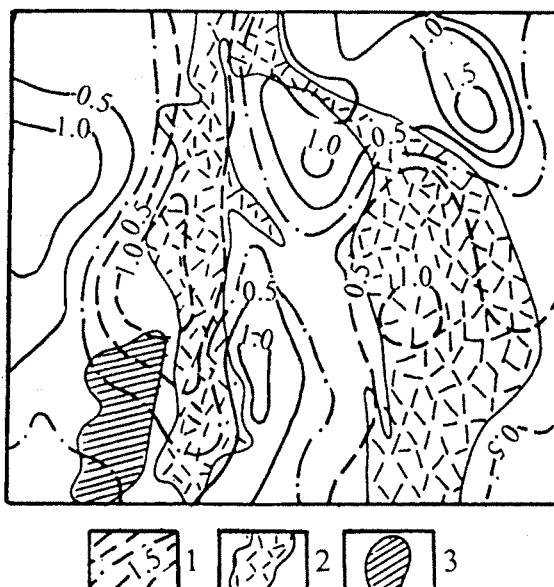
1 — изоаномалы остаточных аномалий; 2 — выходы липарито-дацитов на эрозийный срез; 3 — местоположение Комсомольского месторождения

зии фиксируются относительными локальными понижениями силы тяжести (рис. 3.14). При этом, по данным магнитометрии, со стороны висячего бока этих интрузивов выделяется узкая оторочка, обогащенная магнетитом, отсутствующая со стороны лежащего бока.

Структуры вулканогенных толщ отличаются большим разнообразием. В одних зонах развиты изолированные вулканические постройки, в других это серии линейного и ареального типа аппаратов, продукты деятельности которых перекрывали друг друга в пространстве, создавая при этом сложно построенные вулканические поля. Особый интерес представляют вулканические сооружения центрального типа (рис. 3.15).

Положение древних вулканов и их корней с учетом геофизических данных устанавливается за счет непосредственного отражения в физических полях вулканических сооружений в целом либо сохранившихся фрагментов вулканического сооружения. Вместе с тем этот вопрос решается путем выделения по геофизическим данным факторов, определяющих размещение древних вулканов и их корней — выделение магмовыводящих разломов, участков пересечения до вулканических тектонических систем, выявление промежуточных камер вулканизма. Косвенно этот вопрос решается путем выделения объектов, проявившихся в области вулканических сооружений после их формирования: внедрение молодых интрузий и субинтрузий вблизи или непосредственно вдоль магмовыводящего канала вулканического сооружения, вторичные метаморфические процессы в ослабленных зонах кальдерной тектоники. Однако в различных геологических условиях существуют различные геофизические предпосылки для решения отмеченной задачи, определяющие разную разрешающую возможность геофизических методов.

Наиболее благоприятные условия для картирования древних вулканов или их канальных частей создаются в том случае, когда вулканическое сооружение расположено среди образований, резко отличных по составу и физическим параметрам от пород вулканического сооружения. Так, в пределах Восточно-Уральского поднятия вулканические сооружения или их сохранившиеся фрагменты, выполненные основными по со-



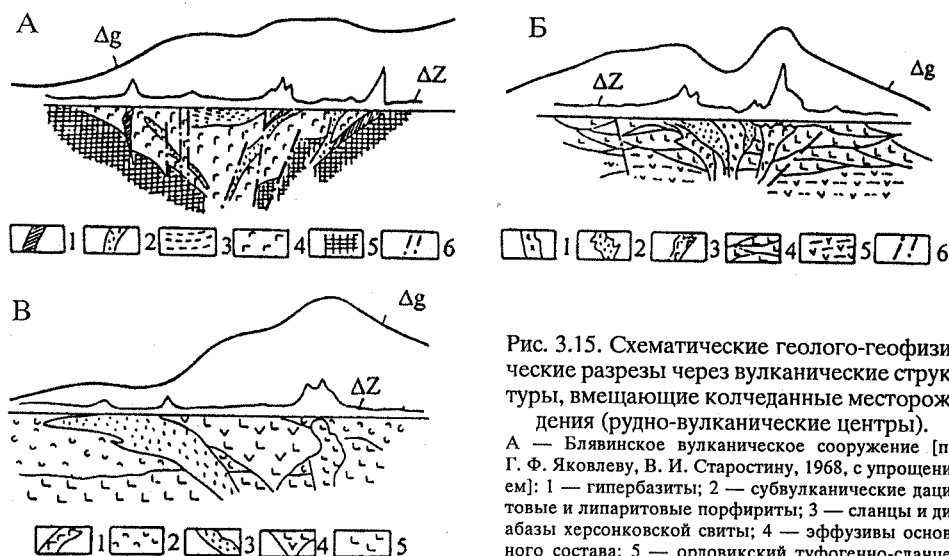


Рис. 3.15. Схематические геолого-геофизические разрезы через вулканические структуры, вмещающие колчеданные месторождения (рудно-вулканические центры).

А — Бляинское вулканическое сооружение [по Г. Ф. Яковлеву, В. И. Старостину, 1968, с упрощением]: 1 — гипербазиты; 2 — субвулканические дацитовые и липаритовые порфириты; 3 — сланцы и диабазы херсонсковской свиты; 4 — эффузивы основного состава; 5 — ордовикский туфогенно-сланцевый комплекс; 6 — разрывные нарушения.

Б — Джаилганское вулканическое сооружение: 1 — гранодиориты; 2 — субвулканические дациты и липариты; 3 — субвулканические габбро, габбро-диабазы; 4 — эффузивы основного состава; 5 — зеленые сланцы, амфиболиты по эффузивам основного состава; 6 — тектонические нарушения.

В — Гайское вулканическое сооружение [по Бородаевской и др., 1970, с упрощением]: 1 — габбро, габбро-диабазы; 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — вулканическая постройка, сложенная преимущественно кислыми фациями пород последовательно дифференцированной формации; 5 — эффузивы недифференцированной формации.

ставу породами, рельефно отмечаются положительными аномалиями силы тяжести на фоне песчано-сланцевых и более древних метаморфических комплексов.

В области широкого развития вулканогенных, вулканогенно-осадочных толщ преимущественно основного состава постройки липарит-дацит-андезит-базальтового состава с преобладанием кислых фаций вулканизма фиксируются по данным гравиметрии локальными понижениями поля силы тяжести, зачастую отражающими местоположение канальной жерловой части постройки. Такие аномалии, например, наблюдаются над Гайской, Ново-Черкасской, Ново-Николаевской постройками в Гайском рудном районе.

Вулканические постройки имеют тенденцию к симметричности строения. Определенной симметрией обладает и синвулканическая (в том числе кальдерная) тектоника. Последующие процессы в разной степени преобразуют и деформируют вулканические сооружения, однако фрагменты структур сохраняются и находят отражение в физических полях. Так, по данным магнитометрии, в области вулканических сооружений наблюдаются радиально-кольцевые распределения аномальных полей либо разобщенные фрагменты полей с такой структурой. Например, над Джалганской постройкой, сложенной вулканитами контрастной серии, наблюдаются весьма своеобразные магнитные поля (рис. 3.16). Примечательно, что центральная часть постройки, отвечающая магмовыводя-

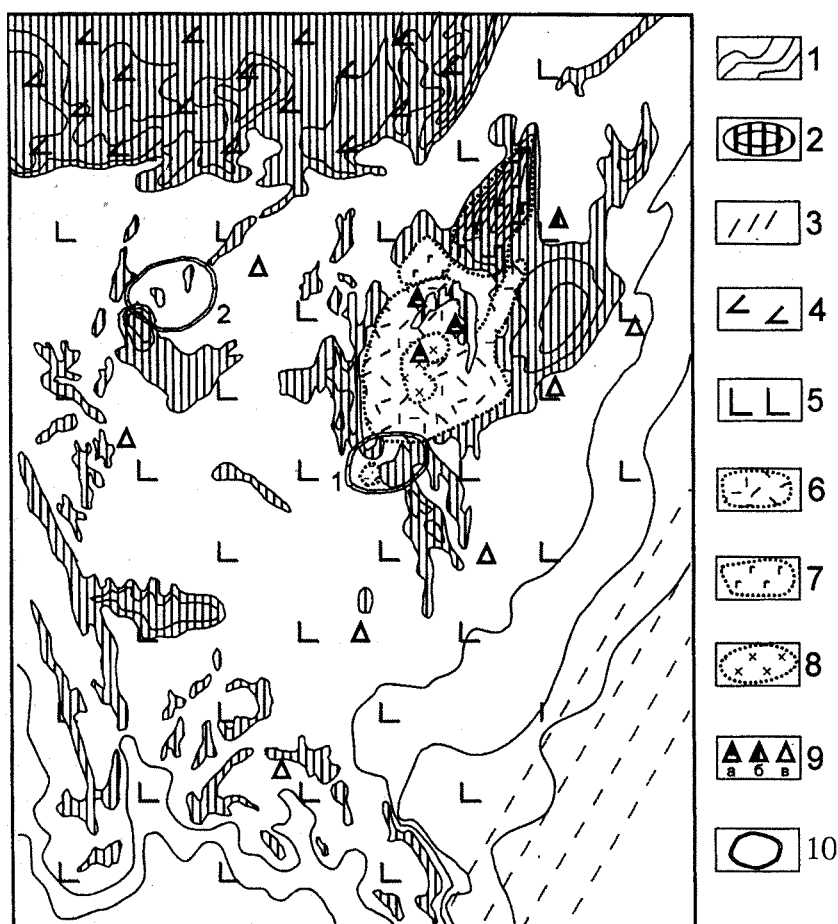


Рис. 3.16. Схема магнитных полей в районе Джаилганского рудно-вулканического центра (элементы геологического строения по М. Д. Тесаловскому):

1 — схема распределения изодинам магнитного поля; 2 — области anomalно повышенных магнитных полей; 3 — зона особо высоких градиентов поля силы тяжести; 4 — область распространения зеленых сланцев, амфиболитов, филлитов, песчаников; 5 — область распространения вулканогенных пород основного состава; 6 — липарито-дациты, их эксплозивные брекчи и туфы; 7 — диабазы, габбро-диабазы; 8 — гранодиориты; 9 — рудопровяления: а — колчеданные, б — полиметаллические, в — медно-магнетитовые; 10 — области аномалий методов ВП, МПП, фиксирующие рудные поля Осеннего (1) и Летнего (2) месторождений

щему каналу, сложенному жерловыми, субвулканическими и субинтрузивными образованиями, отмечается сложно построенной кольцевой зоной аномальных полей с отдельными радиальными ответвлениями. На остальной части постройки магнитное поле сравнительно спокойное, однако в бортовых частях вулканической структуры расположена система отдельных взаимосвязанных аномалий, которые дугообразно с запада и юга огибают кольцевую аномалию, фиксирующую основной магмовыводящий канал. Северный борт структуры, как отчетливо видно по данным магнитометрии, срезан субширотным нарушением, выводящим на



поверхность образования фундамента, на котором формировалась вулканическая постройка. Восточный борт древнего палеовулкана ограничен региональным разломом, отмечаемым резко выраженной гравитационной ступенью.

Основные вулканические пояса Южного Урала достаточно хорошо пространственно согласуются с полосами интенсивных гравитационных аномалий [Виноградов, Виноградова, 1972; Структура..., 1974]. Количественная оценка этих аномалий позволяет установить, что плотные базитовые массы здесь порой уходят с поверхности до глубин 10—15 км. Можно полагать, что такие зоны имеют отношение к структурам, сформировавшимся в период растяжения земной коры и осваивают области раздвигов вдоль глубинных разломов [Виноградов, Ярош, 1972]. При этом полученные в последние годы данные позволяют утверждать, что к наиболее крупным структурам растяжения ранней стадии развития геосинклинали в переходную стадию причленяются зоны вулканических проявлений предостровной и островной стадии. Характерными в этом отношении являются материалы по Домбаровскому рудному району.

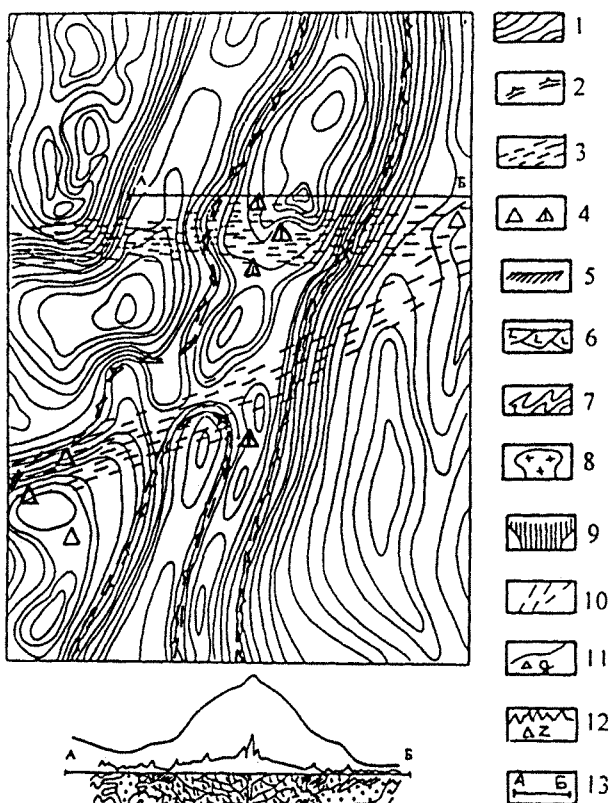
В тектоническом отношении район расположен в пределах Теренсайской структурно-формационной подзоны в восточном борту Магнитогорского прогиба [Структура..., 1974]. С востока и запада подзона очерчена выступами гнейсов, мигматитов, амфиболитов, относимых к кембрию-ордовики, и грабен-синклинальными структурами, сложенными осадочными отложениями карбона, прорванными интрузиями гранитов. В основании разреза Теренсайской подзоны залегает комплекс зеленых сланцев, орто- и парамфиболитов, образованных по туфогенно-осадочным, вулканогенным и интрузивным породам основного состава, с прослоями кремнистых, кремнисто-углистых сланцев. Эти образования сопоставляются по своим характеристикам с отложениями рифтовых зон ранней (квазиспрединговой) стадии развития эвгеосинклинали. Выше залегают туфы и лавы диабазов, выполняющих структуры кальдерного типа. Магмовыводящие каналы этих вулканических структур, подобных описанной ранее Джаилганской структуре, фиксируются субвулканическими телами диабазов, габбро-диабазов, липаритов.

Теренсайская структурно-формационная подзона в поле силы тяжести отчетливо прослеживается интенсивной вытянутой аномальной полосой (рис. 3.17). Гравитационное поле достигает максимальных отметок в области выходов на поверхность образований ранней стадии геосинклинали. Количественная оценка аномалии показывает, что здесь плотные массы уходят на глубины 12—18 км, подчеркивая связь образований структуры с глубинными горизонтами земной коры. Особенности глубинного строения этой структуры хорошо устанавливаются с учетом бурения, сейсмических и гравимагнитных данных по структурному профилю в районе Летнего и Осеннего месторождений (рис. 3.18).

На этом профиле в основании разреза залегают слоистые толщи пара- и ортоамфиболитов, зеленых сланцев. Они вскрываются единичными скважинами на глубине 800—1500 м. По сейсмическим данным, отмеченные толщи отчетливо фиксируются полем хорошо выраженных мно-

Рис. 3.17. Схема гравитационных полей Теренсайской структурной подзоны:

1 — схема изонамал силы тяжести; 2 — контуры интенсивной положительной аномалии силы тяжести, фиксирующей ордовик-силурский раздвиг, выполненный базальтоидами и причленившимся трогом вулканитов силуро-девона вдоль пояса Теренсайского глубинного разлома; 3 — секущие тектонические дислокации; 4 — колчеданные месторождения (А), в том числе Домбаровского рудного узла (Б); 5 — осадочные отложения карбона; 6 — ордовик-силуро-девонские базальты, сланцы, филлиты; 7 — сланцы, гнейсы ордовика-кембрия; 8 — граниты; 9 — область раздвига, выполненная базальтоидами; 10 — разрывные нарушения; 11 — график поля силы тяжести; 12 — график магнитного поля; 13 — положение геолого-геофизического разреза



гочисленных отражений, внутри которого наблюдаются участки отсутствия отражений или участки фоновых отражений. Эти участки сопоставляются с интрузиями основных пород, заполняющих вместе с эффузиями трещины растяжения, фиксирующие квазиспрединговые проявления в палеотектонике. При этом образования этой стадии расчленяются на отдельные блоки, отчетливо намечаемые по границам структурных несогласий в поле сейсмических отражений. Эти блоки, вероятно, последовательно отчленились в процессе раздвигания земной коры по трещинам растяжения при синхронном заполнении последних эффузивными и интрузивными продуктами базальтоидной магмы с последующим проседанием.

Анализ пространственного положения вулканитов последовательно дифференцированной липарит-дацит-андезит-базальтовой формации, развитой в этом районе, показывает ее приуроченность к гравитационным ступеням в краевых частях рассматриваемых аномальных зон. Таким образом, вулканические гряды этих образований распределяются вдоль магмовыводящих разломов в бортовых частях троговых структур.

Нужно отметить, что сопоставления размещения вулканитов последовательно дифференцированных формаций с особенностями гравитационных полей на Южном Урале показывают очень частую их приуроченность к гравитационным ступеням вдоль крупных интенсивных аномалий силы тяжести или к участкам осложнений и деформаций отмечен-

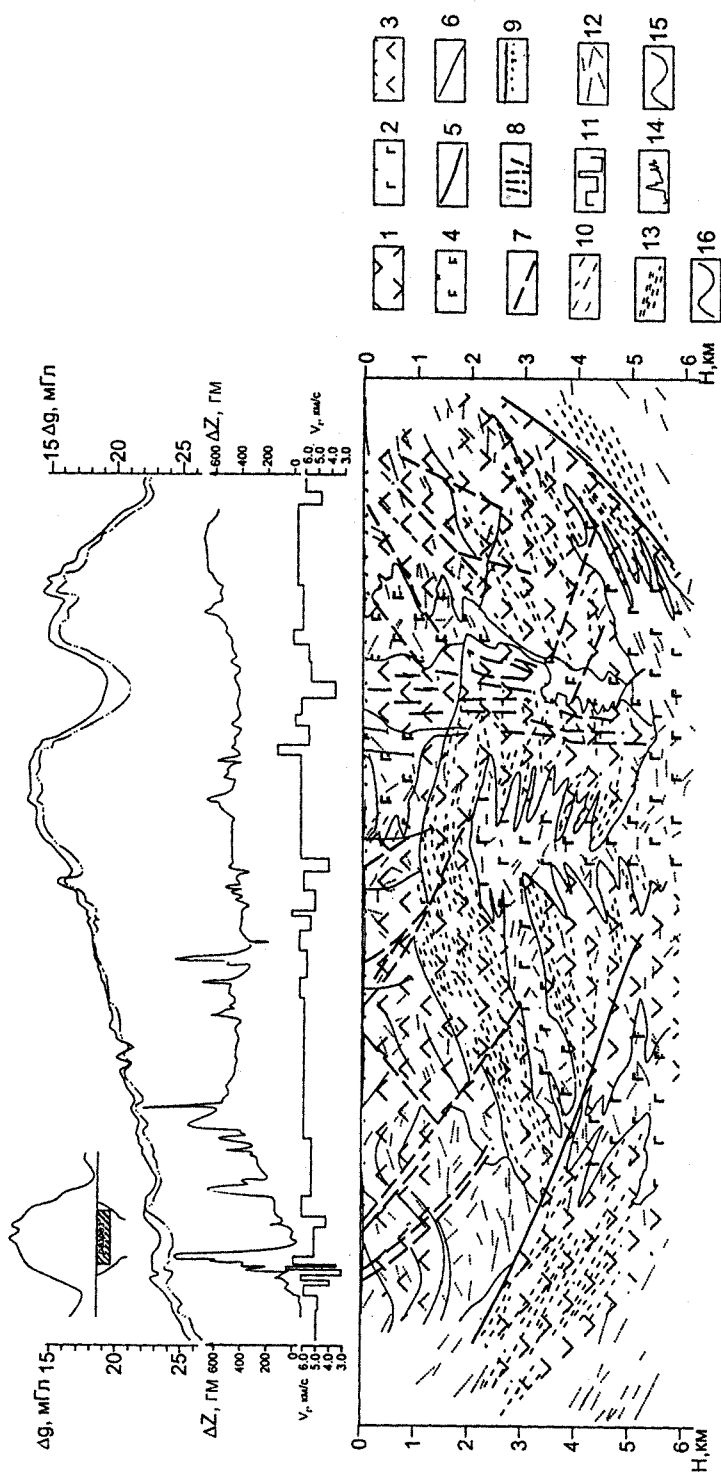


Рис. 3.18. Схематический геосейсмический разрез в районе Джаибганской палеовулканической структуры (по: [Меньшиков и др., 1978] с уточнениями в геологической интерпретации):

1 — ордовик-силурийские образования рифтовых долин, зеленые сланцы, орто- и парамфиолиты, кремнистые сланцы; 2 — интрузии основного состава; 3 — силуро-девонские вулканогенные (лавы, туфы, диабазы) и вулканогенно-осадочные образования; 4 — габбро-диабазы, липариты, дациты — жерловой субвулканической, субинтрузивной части вулканической постройки; 5 — границы блоков, сложенных образованиями рифтовой зоны; 6 — габбро-диабазы, липариты, дациты — жерловой субвулканической, субинтрузивной повышенной магмопроницаемости (канальная часть вулканического сооружения); 7 — границы породных комплексов; 8 — разрывные нарушения; 9 — зона малых скоростей; 10 — отражения слабо выраженные (фоновые); 11 — графики граничных скоростей; 12 — элементы отражающих границ секций ориентировки по отношению к общему фону отражающих элементов; 13 — хорошо выраженные отражения, отвечающие структурному каркасу разреза; 14 — график магнитного поля; 15 — график поля силы тяжести, исправленный за влияние рыхлых отложений; 16 — наблюдаемая кривая изменения поля силы тяжести

ных аномалий. Вероятнее всего, структурная приуроченность этих образований во многих случаях подобна прослеженной для Теренсайдской структурно-формационной подзоны.

## ВЫВОДЫ

Основные данные о физических свойствах и геопоях региона, влияющие на методику и эффективность прогнозирования и поисков колчеданных месторождений, сводятся к следующему.

1. Рыхлые отложения формируют неравномерный чехол с мощностью, изменяющейся на большей части территории в интервале 0—50 м, а в отдельных депрессионных зонах достигающей 300—400 м. Локальные положительные и отрицательные формы подошвы рыхлых отложений создают контуры геополей, сопоставимые по характеристикам с наблюдаемыми над рудными структурами и рудными залежами, а территории с мощностью более 100 м труднодоступны для прямых поисков рудных залежей полевыми методами геофизики, поэтому детальное картирование отложений — необходимая операция процесса поисков.

2. Осадочные отложения доюрского фундамента образуют синклинальные и грабен-синклинальные формы, определяющие главные черты строения некоторых структурно-формационных подзон; они также располагаются в виде отдельных локальных структур среди вулканогенных и метаморфических образований. Первые, размещаясь вдоль поясов вулканогенных пород, очерчивают территории, доступные для поисков, вторые — порой вызывают геопоя, сходные по строению с наблюдаемыми над рудными структурами и крупными рудными залежами и тем самым при просчетах в интерпретации геофизических данных приводят к разворачиванию трудоемких работ на неперспективных участках. Поэтому при организации поисков целесообразна этапность, включающая предварительную оценку геофизического прогноза с использованием детализационных геофизических и рекогносцировочных буровых работ.

3. Интрузивный комплекс, представленный ассоциациями гипербазитовых, габброидных и гранитоидных пород, детально откартированный по данным геофизики, занимает секущее, определяемое структурой разломной тектоники положение в разрезе. Входя в состав рудно-магматических систем, комплекс прямо или косвенно раскрывает положение и особенности строения рудовмещающих вулканогенных толщ, фиксируя контуры кальдерных структур, положение центров вулканизма, жерловые и каналные части построек. Крупные интрузии завершающей стадии развития эвгеосинклинали вызывают регенерацию скоплений колчеданного оруденения, а малые массивы создают локальные возмущения физических полей, сопоставимые с влиянием рудных залежей. Все перечисленное учитывается при прогнозно-металлогенических построениях и при выделении участков детальных поисков колчеданных месторождений.

4. Метаморфический комплекс охватывает преимущественно нижние части разреза и характеризуется неоднородностями физических

свойств, изменяющихся в широком диапазоне значений параметров, создавая соответствующие неоднородности в структуре полей. Вместе с тем наблюдается выразительная упорядоченность в их пространственном распределении. Она согласуется с упорядоченностью исходных вещественных структур. Так, в долгоживущих магматических базитовых системах фации ранней рифтовой (квазиспрединовой) стадии развития представлены амфиболит-зеленосланцевыми ассоциациями пород. Они обнажаются в глубокоэродированных структурах поднятий и имеют, судя по интенсивности геополей, клиновидные формы значительной протяженности. Подобные структуры фиксируются по геофизическим данным в нижнем ярусе прогибов, слагая основание вулканогенных поясов, контролируемых долгоживущими разломными структурами.

5. Вулканогенный комплекс, вычлняемый при интерпретации геополей среди вмещающих образований, структурно связан с последними. Эта связь прослеживается прежде всего благодаря унаследованности боковых региональных движений и цикличности магмопроявлений по долгоживущим шовным зонам геосинклинали. Внутренние структуры вулканогенных толщ раскрываются зональностью, направленностью, симметричностью и асимметричностью распределения вещественных неоднородностей относительно центров вулканизма и отмечаются соответствующей структурой контуров геополей. Участки с аномальной упорядоченностью этих полей характерны для концентрированных проявлений сульфидной минерализации.

## Глава 4

# АНАЛИЗ ГЕОПОЛЕЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

### 4.1. ГЛУБИННАЯ ТЕКТНИКА И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РУДОНОСНЫХ ЗОНАХ И РУДНЫХ УЗЛАХ

Региональные закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале раскрываются путем изучения глубинной тектоники, предопределившей формирование и особенности развития структурно-формационных зон, сложенных продуктивными вулканогенными толщами. В работах [Виноградов, Ярош, 1971, 1972; Структура..., 1974] с учетом геофизических данных рассматриваются вопросы выделения и прослеживания на Южном Урале глубинных разломов палеозойской геосинклинали и широтной унаследованной от раннедокембрийского фундамента тектонической зональности. Приводится анализ связи этих главных элементов с проявлением магматизма, строением структурно-формационных зон и особенностями металлогении региона.

Глубинные разломы Южного Урала отличаются большой протяженностью, значительной глубиной заложения, длительностью и многофазностью развития, определенной связью с формациями горных пород. На поверхности разломы обычно проявляются в виде широких (до первых десятков километров) поясов и лишь в отдельных случаях глубинные разломы отождествляются с конкретной линией разрывного нарушения.

При выделении глубинных разломов анализировалось размещение разрывных нарушений в верхней части разреза, положение интрузий перидотитовой и габброидной формаций, размещение полей вулканогенных образований и выявленных вулканических построек, распределение рудопроявлений, условия залегания и изменения мощности осадочных отложений, возрастные взаимоотношения различных комплексов и ряд других факторов. Эти элементы и особенности строения площади находятся в прямой или косвенной связях с глубинными разломами и, проявляясь на разных гипсометрических уровнях разреза, создают характерные особенности физических полей, в большинстве случаев надежно трассируя пояса глубинных разломов. Разломы делятся на ряд групп.

К первой группе относятся пояса интенсивного проявления симатического магматизма, характеризующегося развитием крупных интрузий гипербазитов и габброидов с проявлением активной эффузивной деятельности. В гравитационном поле такие пояса трассируются либо поло-

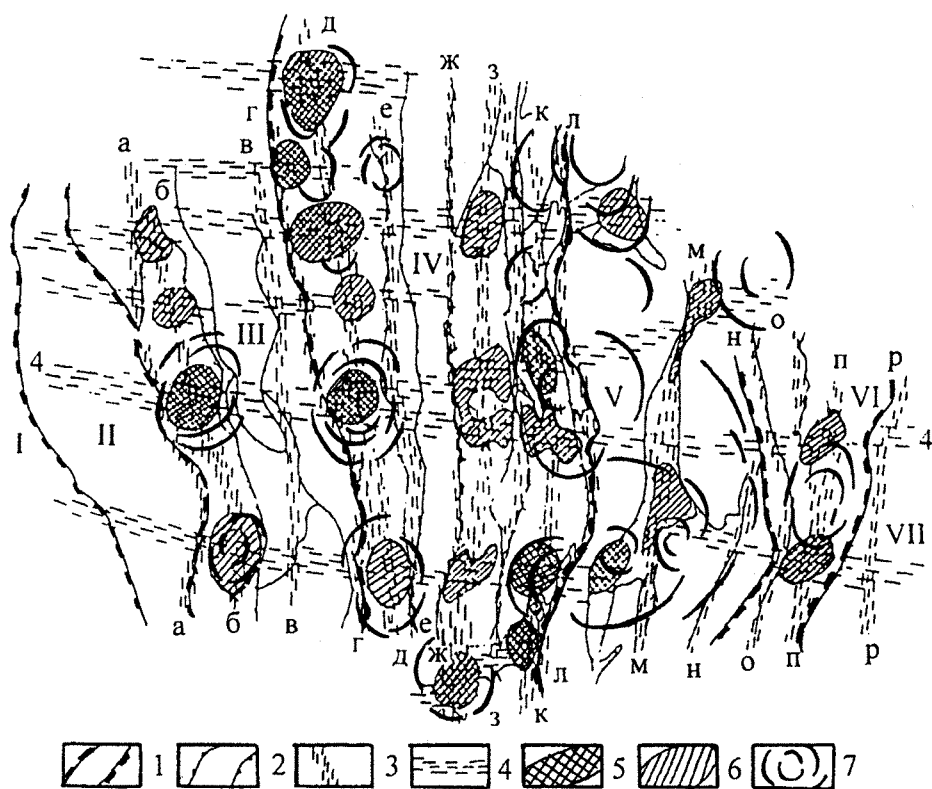


Рис. 4.1. Схема тектоники Оренбургского Урала с элементами металлогении:  
 I — структурно-формационные зоны (I — Предуральский прогиб; II — Западно-Уральская внешняя зона складчатости; III — Центрально-Уральское поднятие; IV — Магнитогорский прогиб; V — Восточно-Уральское поднятие; VI — Восточно-Уральский прогиб; VII — Зауральское поднятие); 2 — границы структурно-формационных подзон; 3 — пояса глубинных и региональных разломов палеозойской геосинклинали (а — Сакмарский, б — Губерлинский, в — Урал-Тауский, г — Западно-Ирендыкский, д — Ирендыкский, е — Западно-Кизильский, ж — Восточно-Кизильский, з — Ащевутацкий, и — Джусинский, к — Теренсайский, л — Джарлинский, м — Восточно-Уральский, н — Желтинский, о — Сары-Обинский, п — Зауральский, р — Кенгусайский); 4 — зоны секущих тектонических дислокаций (в том числе 4—4 на рис. 4.4); рудные узлы с выявленными (5) и перспективными на выявление (6) колчеданными месторождениями; 7 — кольцевые элементы по дешифрированию космических снимков (Косарев, 1985)

сами высоких значений аномалий силы тяжести, либо цепочками интенсивных максимумов  $\Delta g$  в сочетании с гравитационными ступенями между ними. Магнитное поле над разломами значительно дифференцировано с относительно повышенными по интенсивности аномалиями. К этой группе относится Урал-Тауский (Главный Уральский) разлом, который делит геосинклираль на внутреннюю и внешнюю области. Фиксируется разлом протяженной цепочкой максимумов силы тяжести над крупными интрузиями гипербазитов. Другим разломам соответствуют пояса палеозойских вулканогенных пород в сочетании с интрузиями габброидов и гипербазитов (рис. 4.2). По разломам закладывалась система рифтов, выполненная недифференцированными базальтами, которые с интрузиями базитов и гипербазитов формируют жесткий каркас земной коры (см. рис. 3.17).

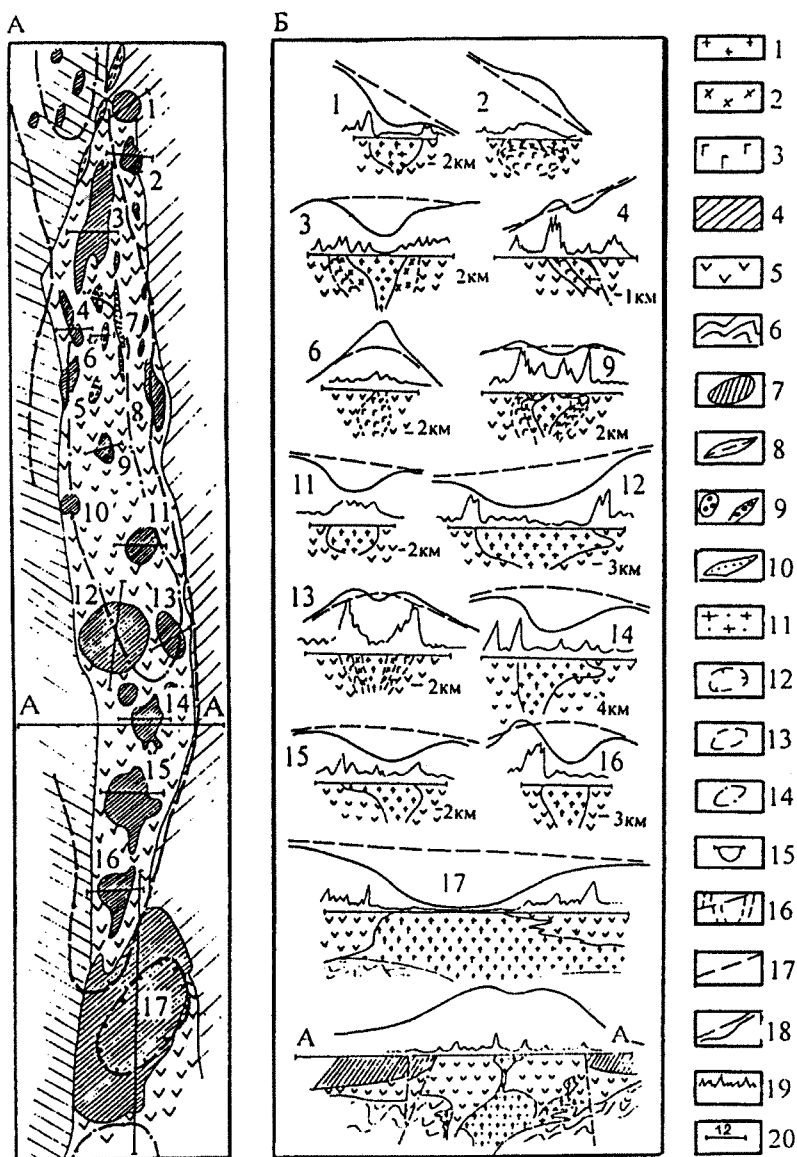


Рис. 4.2. Схема размещения габбро-гранитных интрузий вдоль Ащебутакского глубинного разлома (А) и схематические геолого-геофизические разрезы массивов (Б).

1 — граниты, гранодиориты, сиениты, граносиениты; 2 — диориты, гранодиориты; 3 — габбро, габбро-диориты; 4 — осадочные, вулканогенно-осадочные комплексы верхнего девона-нижнего карбона; 5 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы силуро-девона; 6 — кристаллические сланцы, гнейсы; 7 — габбро-гранитные массивы и их номера; 8 — гранитные массивы в зоне Браиловского разлома; 9 — массивы габбро, габбро-диабазов; 10 — массивы серпентинитов (Кусемская группа); 11 — предположительная промежуточная камера вулканизма и ее ответвления; 12 — глубокое понижение силы тяжести в области Домбаровского массива с мощностью гранитоидов более 5—7 км; область поля силы тяжести с высокой (13) и весьма высокой (14) интенсивностью значений; 15 — контуры массивов с учетом данных количественной интерпретации аномалий силы тяжести; 16 — контуры массивов с условным выделением разновидностей пород; 17 — разрывные нарушения; 18 — кривая аномалии силы тяжести и линия регионального фона, принятая при интерпретации; 19 — график магнитного поля; 20 — линия разреза и номер массива



Вторая группа разломов включает пояса локального по масштабу проявления симатического магматизма с интрузиями перидотитовой и габброидной формаций и с полями вулканитов преимущественно одного формационного типа. Разломы выделяются линейными, нередко совпадающими гравитационными и магнитными аномальными зонами или цепочками аномалий, в области крупных гравитационных ступеней. Примером может служить Кенгусайский разлом с эффузивно-интрузивными проявлениями базальтоидов толейтовой серии, фиксирующей раздвиг ранней стадии развития геосинклинали.

Третья группа разломов фиксируется цепочками малых интрузий или отдельными малыми интрузиями гипербазитов и габброидов, ограниченными по размерам полями вулканитов одного формационного типа; узкими грабенообразными прогибами, выполненными верхне-среднепалеозойскими отложениями. По геофизическим данным, пояса разломов прослеживаются цепочками или отдельными вытянутыми аномалиями магнитного поля и локальными понижениями поля силы тяжести, иногда наблюдаемыми на фоне высоких градиентов, зонами низких электрических сопротивлений. Примером отмеченной группы разломов является Джарлинский разлом. Вдоль этого разлома на расстоянии свыше 500 км прослеживается система узких (до 3—5 км) грабенов, выполненных нижекаменноугольными осадочными отложениями с амплитудой просядков до 1—1.5 км. В боргах грабенов и на их продолжении по простиранию нередко геофизическими данными фиксируются эродированные и не вскрытые эрозией узкие интрузии серпентинитов.

Четвертая группа разломов включает разрывы, разграничивающие блоки верхней части земной коры. Они фиксируются гравитационными ступенями и сменой характера наблюденных геофизических полей. Примером может служить Сакмарский надвиг и связанная с ним Западно-Уральская зона складчатости. Этот молодой разлом можно рассматривать в качестве краевого, отделяющего структуры Уральской геосинклинали от Предуральского прогиба.

Глубинные разломы группируются еще по целому ряду других сложно выраженных признаков. Пояса разломов, развиваясь в пространстве и во времени, характеризуются взаимной связью, что выражается в параллельном, порой кулисообразном, наращивании и взаимном перекрытии по простиранию одного пояса другим. Такие сочленения в мелком масштабе выделяются как единый пояс разлома.

Блочные зоны представляют собой наиболее крупные элементы районирования: структурно-формационные зоны, соответствующие структурам первого порядка. Более мелкие структуры блокового, блоково-складчатого и складчатого характера выделяются как структурно-формационные подзоны. Последние существенным образом связаны с развитием отдельных глубинных разломов, определивших состав, пространственное размещение формаций, слагающих эти структуры, их границы и соотношения с глубокими горизонтами земли.

Следующим элементом глубинной тектоники, оказавшим влияние на строение структурно-формационных зон Южного Урала, является секу-

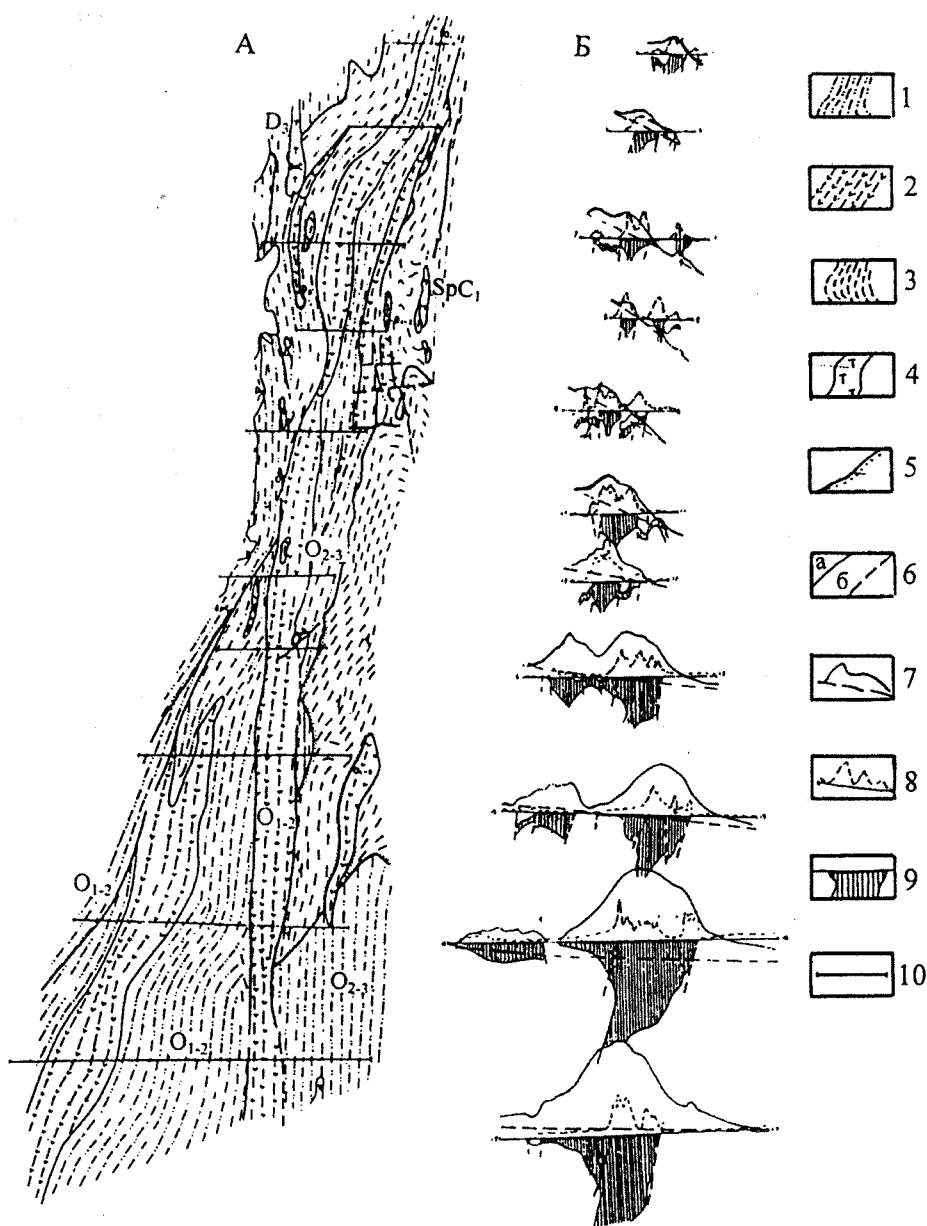


Рис. 4.3. Схема строения палеорифтовой структуры вдоль Кенгусайского глубинного разлома. А — геологическое строение поверхности палеозойского фундамента (по М. Д. Тесаловскому). Б — результаты количественной интерпретации гравитационного поля над структурой:

1 — ордовикские кварцево-сланцевые, кварцево-биотитовые, кварцево-биотит-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов, кварцито-песчаники, зеленые сланцы; 2 — ордовикские зеленые сланцы, порфириитоиды, амфиболиты, габбро-амфиболиты; 3 — верхнедевонские аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы; 4 — серпентиниты; 5 — границы несогласного залегания; 6 — тектонические предполагаемые и достоверные контакты; 7 — графики наблюдаемого гравитационного поля с региональным фоном, принятым при количественной интерпретации; 8 — кривая магнитного поля; 9 — плотные массы по данным количественной интерпретации; 10 — положение расчетных профилей



Рис. 4.4. Особенности распределения гравитационных полей вдоль одной из зон (4—4, см. рис. 4.1) секущих тектонических дислокаций

щая тектоническая зональность. По геофизическим данным установлено, что крупные блоки дорифейского фундамента и ограничивающие их зоны глубинных разломов, выделяющиеся по восточному краю Русской платформы, далее простираются в Уральскую геосинклиналь, в том числе и в эвгеосинклинальную область (рис. 4.4). Субмеридиональные структуры Уральской геосинклинали являются наложенными; они в определенной степени подчинены блоковой структуре более древнего основания, на котором развивались. По восточному краю Русской платформы и далее в миогеосинклинальной зоне Урала крупные блоки дорифейского фундамента и ограничивающие их разломы достаточно отчетливо проявляются в гравитационных и магнитных полях. В эвгеосинклинали магнитные и гравитационные аномалии от фундамента, существенно переработанного, искажены влиянием палеозойских образований, имеющих выраженное меридиональное простирание. Однако при детальном рассмотрении гравитационного поля Южного Урала границы блоков древнего фундамента, совпадающие с крупными зонами дробления, уверенно прослеживаются по распределению резко выраженных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, связанных с особенностями размещения магматических ассоциаций симатического и сиалического происхождения (см. рис. 3.9).

Намеченные таким образом границы широтных поясов хорошо согласуются с разнообразными особенностями геологического строения. Границы широтных поясов, отвечающие древним глубинным разломам переработанного фундамента геосинклинали, выступают как зоны тектонических дислокаций.

Глубинная тектоника определила основные черты строения структурно-формационных зон Южного Урала: ее существенное, если не определяющее, влияние на размещение рудных месторождений. Для уточнения этой связи было выполнено сопоставление выделенной системы глубинных разломов с распределением оруденения, связанного с базитовым магматизмом ранней стадии развития геосинклинали. Результат этого сопоставления наиболее наглядно выражается при использовании схемы, качественно отражающей интенсивность проявления рудного процесса в земной коре (рис. 4.5). При ее составлении был использован графический прием, предложенный И. Н. Томпсоном и М. А. Фаворской.

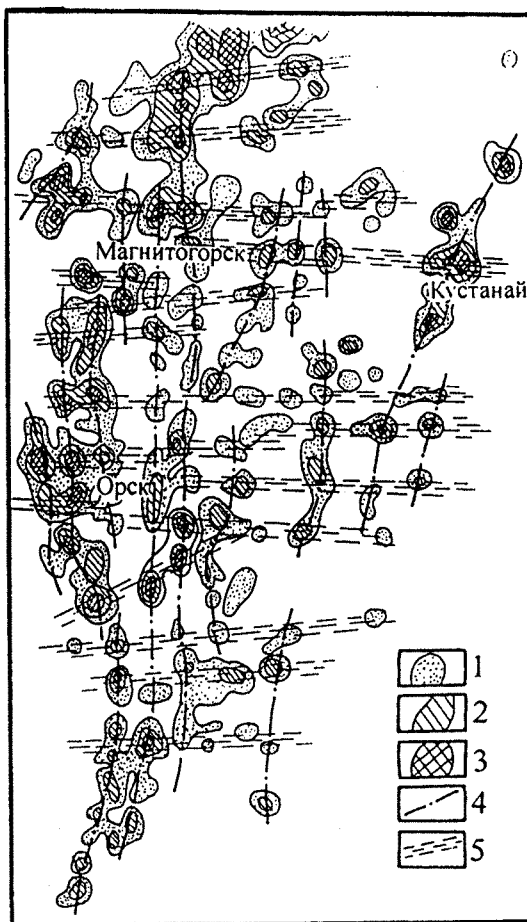
Рис. 4.5. Схема рудных аномалий Южного Урала.

Области: 1 — низких, 2 — средних, 3 — высоких значений интенсивности проявления рудной минерализации (количество условных запасов руд на  $1 \times 1$  км); 4 — оси магмовыводящих разломов палеозойской геосинклинали, контролирующих положение основных рудоносных зон; 5 — зоны поперечных тектонических дислокаций, фокусирующиеся в разломы переработанного фундамента Уральского складчатого пояса

Он предусматривает учет количества пунктов проявления рудной минерализации — рудопоявлений, мелких, средних, крупных месторождений на выбранную единицу площади. Площадь подсчета была взята  $15 \times 15$  км<sup>2</sup>, а для проявлений рудной минерализации были приняты выравнивающие коэффициенты.

На схеме (условно названной схемой рудных аномалий) отчетливо наметилась поясность в размещении оруденения, имеющая основную субмеридиональную и секущую субширотную ориентировки. Пояса субмеридиональной ориентировки могут рассматриваться как рудоносные зоны. Они объединяют порой разрозненные или перемежающиеся полосы развития вулканогенных пород, интрузий гипербазитов, интрузий габбро-плагиогранит-сиенитов. Эти пояса в своем распределении существенно контролируются первой группой глубинных разломов палеозойской геосинклинали. Таким образом, намечаемые на схеме рудоносные зоны, с учетом геологических и геофизических данных, можно трассировать на слабоизученные площади.

Примечательно, что вдоль рудоносных зон распределение оруденения имеет неравномерный характер. Участки, включающие крупные месторождения либо большое количество рудопоявлений и мелких месторождений, сменяются площадями с нулевыми или низкими значениями рудных аномалий. Это в какой-то степени связано с неравномерной изученностью поверхности палеозойских образований Южного Урала. На схеме участки с экстремальными отметками геохимических аномалий коррелируются в субширотном направлении от одной рудной зоны к другой.



Секущая относительно к простиранию основных структур поясность в распределении оруденения согласуется с широтной тектонической зональностью Южного Урала, прослеженной по геофизическим данным. Наиболее крупные геохимические аномалии сосредоточены на участках пересечения глубинных разломов палеозойской геосинклинали с субширотными зонами тектонических дислокаций, и эти участки выступают в качестве рудных узлов.

Наряду с известными рудными узлами, вмещающими крупные промышленные месторождения, можно наметить участки, которые следует рассматривать в качестве прогнозных рудных узлов. Это участки, где продуктивные образования могут быть выявлены под покровом непродуктивных образований; участки на площадях с весьма низким уровнем геолого-геофизической изученности; участки с установленными благоприятными для поисков формациями при наличии одиночных рудопроявлений; участки с продуктивными формациями, выявленными благоприятными структурами и многочисленными рудопроявлениями, но при отсутствии на данной стадии изученности промышленных месторождений. Вполне естественно, что комплекс и последовательность геологических исследований на этих участках должны существенно различаться, а проведение поисков на них может привести к выявлению новых крупных рудных районов и к переоценке перспективности известных, изученных ранее или изучаемых в настоящее время.

Прослеженные закономерности размещения оруденения, связанного с базальтовым магматизмом, справедливы в общих чертах и для колчеданного типа оруденения. Детализация этих закономерностей заключается в конкретизации объекта изучения — выделении и прослеживании вулканогенных образований, вмещающих колчеданные месторождения в связи с развитием глубинных разломов, определивших их пространственное распределение. Именно в таком сочетании понимается предмет поисков и изучения геофизическими методами — колчеданные рудоносные зоны и рудные узлы.

На скелетной схеме глубинной тектоники с элементами металлогении (см. рис. 4.1), составленной для Оренбургской части Южного Урала, отражены результаты изучения региональных закономерностей размещения колчеданного оруденения, используемые в практике поисков. Эти схематически намеченные закономерности детализируются и раскрываются на специальных картах прогнозов, составленных для отдельных рудоносных зон (рис. 4.6). На них выделены рудные узлы, где по сочетанию геолого-геофизических и геохимических данных возможно выявление промышленного оруденения. Таким образом, открывается перспектива для дальнейших исследований по обоснованию прогноза о локализации колчеданного оруденения в районе пересечения разломов разного временного уровня заложения. Так, сосредоточение геолого-геофизических работ в пределах Теренсайской рудоносной зоны и Джайлганского рудного узла (см. рис. 3.17) завершились выявлением Осеннего, Летнего, Левобережного месторождений [Виноградов и др., 1970]. В пределах Карабутацкого прогнозного рудного узла [Виноградов, Ярош, 1976] выявляе-

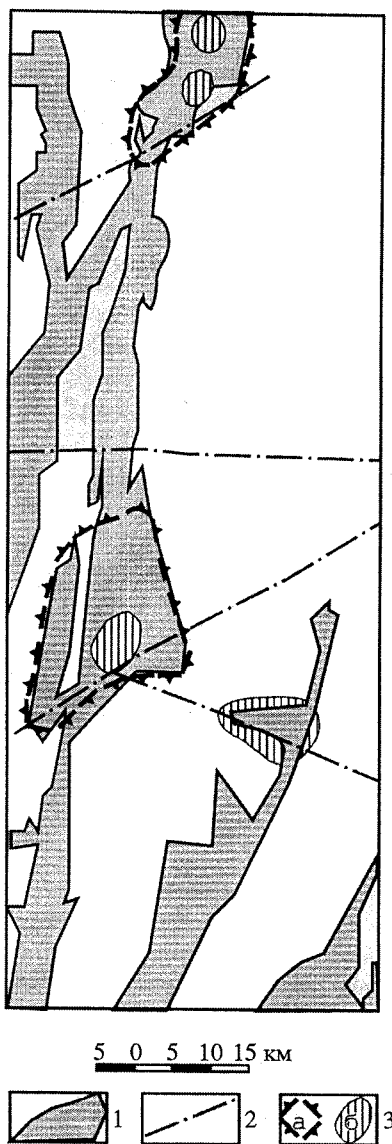
Рис. 4.6. Фрагмент карты прогнозов с выделением рудоносных зон и рудных узлов вдоль Восточно-Уральского глубинного разлома:

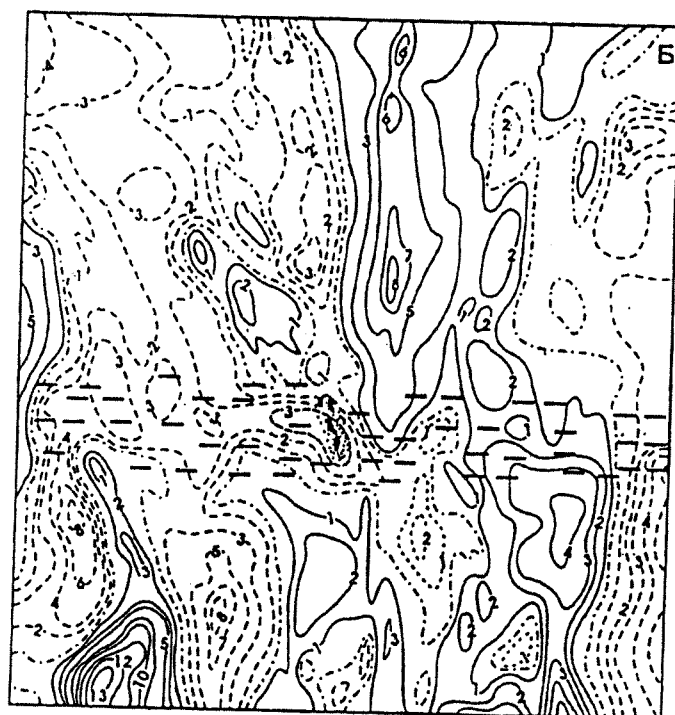
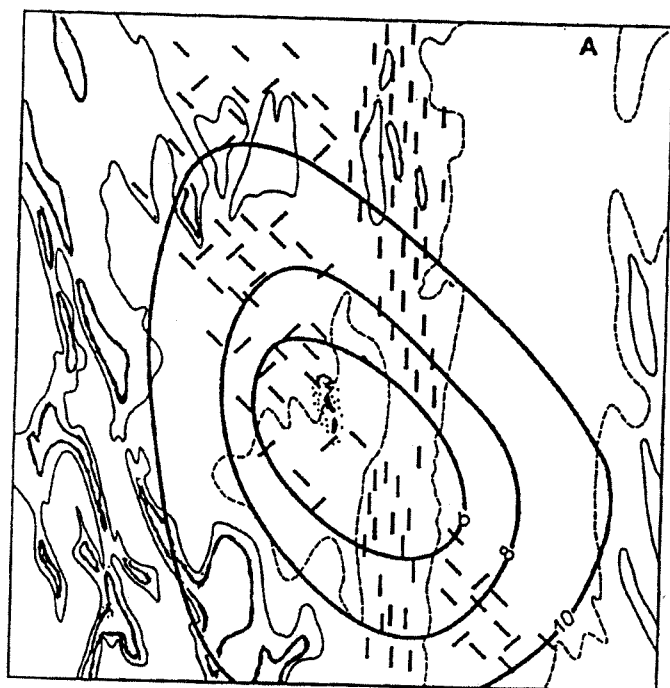
1 — вулканогенные образования вдоль пояса глубинного разлома; 2 — оси зон секущих тектонических дислокаций; 3 — рудные узлы (а) и прогнозные рудно-вулканические центры (б)

но месторождение Барсучий Лог [Сопочко и др., 1981].

Участки рудных узлов обладают специфическими особенностями строения, определившими их повышенную рудоносность: устойчивой магматической связью поверхностных и глубинных частей разреза с многоэтапным проявлением различных фаций магматизма; повышенной тектонической мобильностью; сосредоточением вулканических построек центрального типа с дифференцированным по составу вулканизмом; переходным режимом осадконакопления и сменой фациального состава осадков. Выделение категории рудных узлов на Южном Урале не исключает возможность выявления месторождений за их пределами, но подчеркивает, что в пределах этих объектов вероятность выявления месторождений (особенно крупных и уникальных) выше.

Уникальность обстановки, предопределившей локализацию рудных масс, в пределах рудных узлов, раскрывается на примере Гайского рудного узла [Виноградов, Ярош, 1975; Халевин, Виноградов, 1976]. В частности, на его площади, по данным изучения методов взрывной сейсмологии с использованием упругих волн промышленных взрывов, производимых в карьере, выявлено куполовидное поднятие опорного отражающего горизонта. Размер его  $10 \times 15 \text{ км}^2$ , амплитуда поднятия 6–7 км, наименьшая глубина от дневной поверхности 5 км, эпицентр поднятия — в районе Гайского месторождения (рис. 4.7). О природе выявленной структуры можно высказать ряд гипотез, объясняющих формирование и движение мощной рудотранспортирующей флюидо-магматической колонны. Принципиально важным является проверка структуры глубоким бурением. Примечательно то, что в районе другого рудного узла, вмещающего Сибайское месторождение, выявлена аналогичная закономерность строения земной коры.





0 4 8 12 KM

Рис. 4.7. Физические поля Гайского рудного узла.

А — схематический план магнитного поля и результаты пространственного сейсмического зондирования: 1 — область низкой (а), средней (б), повышенной (в) и высокой (г) интенсивности магнитного поля; 2 — полоса мозаичного магнитного поля с субмеридиональной направленностью отдельных аномалий (осевая часть Ирэндыкского глубинного разлома); 3 — зона северо-западного простираения с ортогональной ориентировкой локальных аномалий магнитного поля; 4 — изолинии глубин условного горизонта отражений упругих волн по данным пространственного сейсмического зондирования, км.

Б — план остаточных аномалий силы тяжести. 1 — изолинии остаточных аномалий силы тяжести (а — отрицательные, б — нулевые, в — положительные); 2 — область изменения структуры остаточных и региональных (4—4, см. рис. 4.4) полей силы тяжести, отвечающей секущей зоне тектонических дислокаций (4—4, см. рис. 4.4); 3 — рудные поля Гайского месторождения.

Нужно заметить, что на первых порах установленная нами “узловая” тектоническая приуроченность распределения колчеданных месторождений Южного Урала [Вопросы..., 1969; Виноградов, Ярош, 1976] вызвала среди геологов дискуссию, в последних работах она рассматривается как общепринятая [Радкевич, 1987; Глубинное..., 1990 и др.]. Однако требуется более глубокое изучение наблюдаемых закономерностей, их согласование с глобальной тектоникой Земли и палеогеодинамикой Уральского региона. Этот вопрос имеет общепознавательное и научно-методологическое значение, выходящее за пределы задач, поставленных перед монографией. Наша точка зрения на эту проблему, раскрытая с позиций плюм-тектоники центрального сектора севера Евразии, изложена в работах [Виноградов, Рапопорт, 1996; Виноградов и др., 1999; Виноградов, 2003]. Главное же то, что выявленные элементы глубинной тектоники Южного Урала согласуются с региональными закономерностями размещения месторождений, и эти закономерности успешно используются в практике прогнозирования и поисков колчеданных месторождений.

## 4.2. ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Геофизические исследования в целях выявления и изучения закономерностей размещения колчеданных месторождений в пределах рудодносных зон и рудных узлов призваны решать следующие главные геологические задачи: установление участков развития наиболее интересных в металлогеническом отношении вулканогенных комплексов контрастно и последовательно дифференцированных формаций; трассирование вулканических гряд, выделение и изучение вулканических построек центрального типа; выделение и прослеживание кислых фаций вулканизма; установление зон расланцевания, гидротермально-метасоматической переработки пород, повышенной сульфидной минерализации, разрывных нарушений.

Решение этих задач осуществляется с использованием крупномасштабных исследований с применением комплекса методов, включающего гравиметрию, магнитометрию, сейсморазведку (МОВ, КМПВ, ВСП, МРВ), электроразведку (МПП, ВП, ЗТ, ВЭЗ и др.), геохимию, и сводится к выделению рудных зон, рудно-вулканических центров и рудных по-



лей. Методика и критерии выделения данных объектов вытекают из анализа результатов геофизических исследований, выполненных в известных рудных районах Южного Урала.

#### 4.2.1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КОЛЧЕДАНЫХ РУД И ОКОЛУРУДНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Физические свойства вулканогенных пород, а также методы и результаты геофизического картирования этих образований изложены в разделах 3.2, 3.3. Колчеданные же руды и сопутствующие им измененные породы располагаются среди вулканогенных комплексов (являются фациями вулканизма) и отличаются от них по своим физическим характеристикам (рис. 4.8). При этом среди них выделяются следующие образования:

- собственно оруденение в виде рассеянной вкрапленности сульфидов, вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных руд различного состава;

- зона околорудных гидротермально измененных пород и зона гипергенеза рудного поля месторождения.

Среди массивных руд на колчеданных месторождениях Южного Урала по составу выделяются пиритовые, халькопирит-пиритовые, сфалерит-пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые, халькопиритовые, реже халькопирит-магнетитовые, пирротин-пиритовые и магнетитовые руды. Плотность массивных руд изменяется от 3.60 до 4.80 г/см<sup>3</sup> и зависит главным образом от содержания в них пирита, имеющего удельный вес 4.9—5.2 г/см<sup>3</sup>, и содержания нерудных минералов, прежде всего кварца (2.50 г/см<sup>3</sup>). Анализ влияния содержания кварца на плотность массивных руд определяет значительный интервал ее изменения (рис. 4.9, А, Б). Переход от массивных руд к прожилково-вкрапленным, густой и рассеянной вкрапленности сопровождается изменением плотности с 4.00—4.80 г/см<sup>3</sup> до плотности вмещающих пород без сульфидной минерализации (2.65—2.80 г/см<sup>3</sup>).

Гидротермально измененные породы, как правило, содержат сульфидную вкрапленность, затрудняющую оценку роли вторичных гидротермальных изменений на плотность исходных пород. При этом естественно, что изменения их плотности имеют различный характер. Породы основного состава, претерпевшие изменения (окварцевание, хлоритизацию, серицитизацию), характеризуются более пониженной плотностью (на 0.1—0.15 г/см<sup>3</sup>), чем неизменные разности. В кислых породах окварцевание, серицитизация приводят также к понижению плотности, а хлоритизация и эпидотизация — к повышению (до +0.15 г/см<sup>3</sup>). Полностью переработанные породы (метасоматиты серицит-хлорит-кварцевые без существенной вкрапленности пирита) имеют плотность в интервале 2.65—2.73 г/см<sup>3</sup> с наименьшими значениями для преимущественно серицит-кварцевых разновидностей и наибольшими для хлорит-эпидотовых. Однако главное, что влияет на плотность пород как внутренней зоны метасоматической колонки, так и внешней, — это содержание вкрапленности сульфидов и прежде всего пирита.

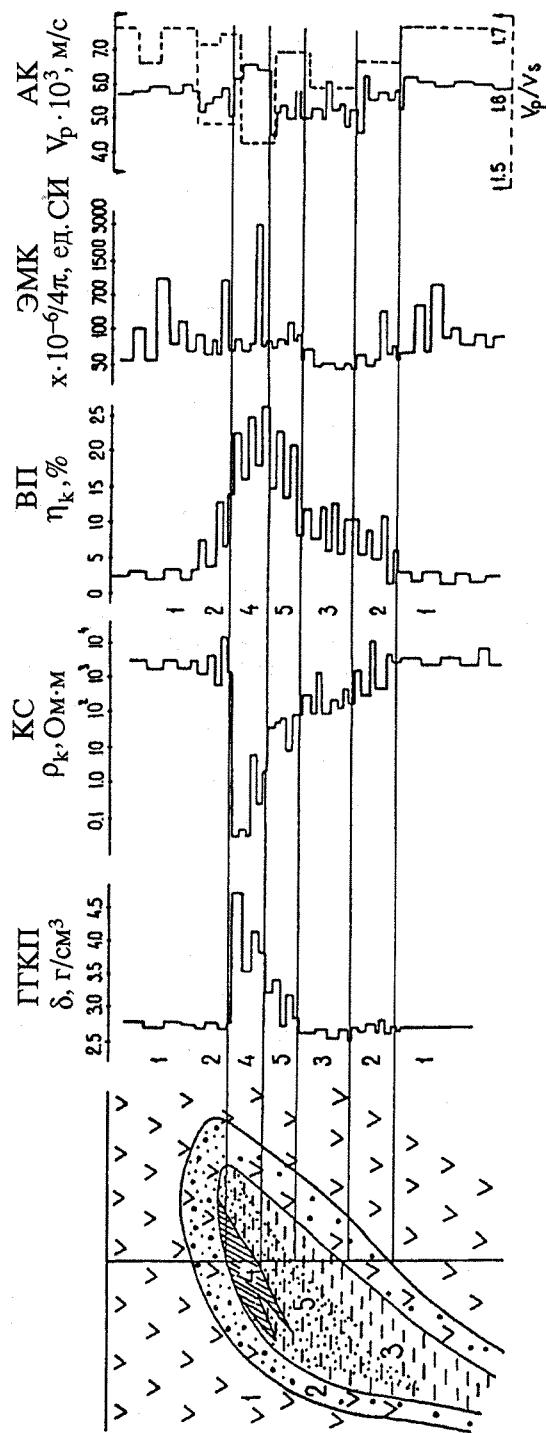


Рис. 4.8. Петрофизическая модель рудного поля колчеданного месторождения по данным плотностного (ГГКП), электрического (КС), электромагнитного (ЭМК), акустического (АК) каротажа и данных измерения вызванной поляризации (ВП) на образцах. Зональность рудного поля (по: [Прокин, 1977] с упрощением):

1 — нерасчлененные вулканогенные породы; 2 — зона частичного гидротермального изменения пород; 3 — зона метасоматитов, 4 — массивные и прожилково-вкрапленные руды, 5 — ореол сульфидной вкрапленности

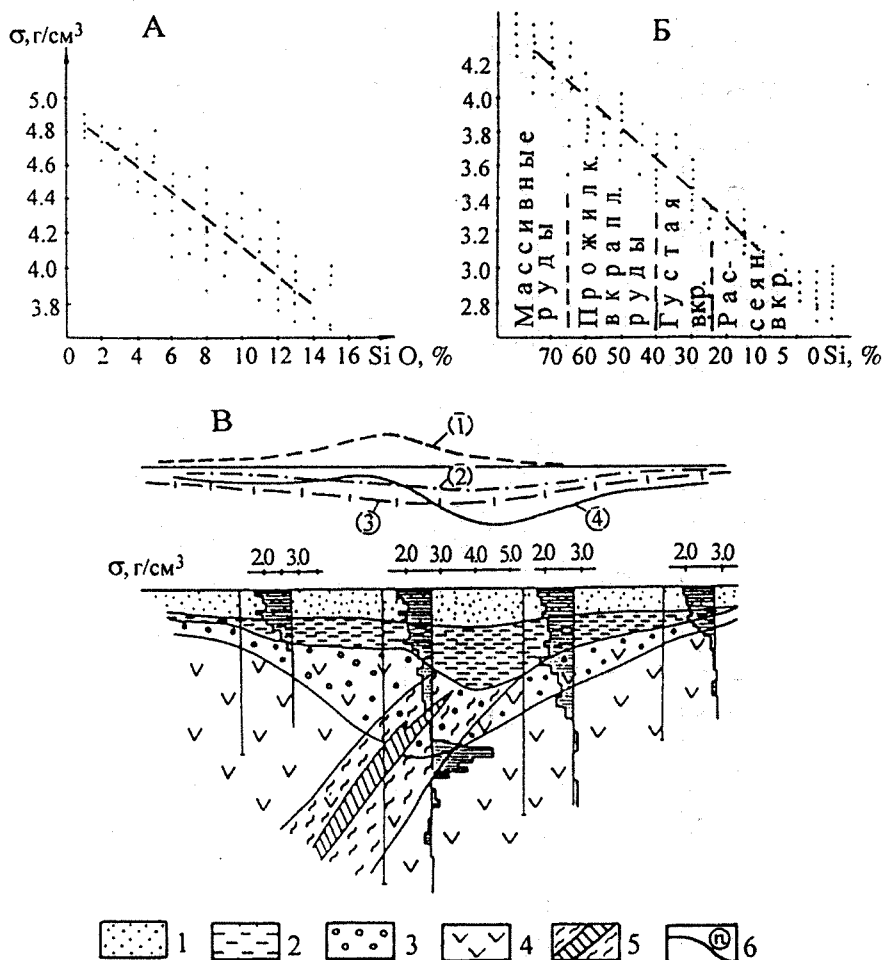


Рис. 4.9. Геоплотностная модель эродированного рудного поля колчеданного месторождения. А — зависимость плотности массивных колчеданных руд от содержания кварца (месторождения Осеннее, Гайское, Джусинское), Б — зависимость плотности пород от содержания сульфидов, В — схематический плотностной разрез зоны гипергенеза эродированного колчеданного месторождения:

1 — рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — образования юрской площадной коры выветривания; 3 — образования трещинной коры выветривания; 4 — вулканогенные образования; 5 — колчеданные руды и околорудные гидротермально измененные породы; 6 — зависимость вида теоретических кривых аномалии силы тяжести от влияния рудного тела (1), рыхлых отложений и площадной коры выветривания (2), трещинной коры выветривания (3), суммарного влияния разреза (4)

Выходящие на дневную поверхность или близко к ней расположенные рудные тела и зоны оруденелых пород находились в условиях континентального выветривания. При этом за счет образующихся при разрушении сульфидов высокоактивных сульфатных растворов происходило более интенсивное изменение и разрушение пород на участках вблизи месторождений (рис. 4.9, В). В профиле площадной коры выветривания часто формируются депрессионные зоны, достигающие в условиях

месторождений мощности 30—50 м. Плотность кор выветривания в горизонте дезинтеграции пород понижается до уровня 2.2—2.5 г/см<sup>3</sup>, а в профиле гидрохлоритового, гидрохлорит-слюдистого, каолинито-монтмориллонитового горизонтов составляет 1.8—2.2 г/см<sup>3</sup>. Бурожелезняковые образования (“железные шляпы”) имеют плотность 2.8—3.3 г/см<sup>3</sup>. Ниже подошвы коры выветривания формируются участки трещинной коры выветривания, проникающие порой на глубины до 100—150 м и понижающие плотность пород на 0.3—0.5 г/см<sup>3</sup>. Эти участки иногда имеют значительное площадное распространение. В целом же по плотности рудные залежи резко отличаются от вмещающих пород ( $\Delta\sigma = 1.5—2.0$  г/см<sup>3</sup>). Вмещающие породы за счет вторичных процессов приобретают изменения плотности по отношению к исходным образованиям до  $\pm 0.10—0.20$  г/см<sup>3</sup>. Сульфидная вкрапленность, особенно обильная вблизи рудных залежей, является основной причиной вариаций плотности пород. В зоне гипергенеза эродированных месторождений формируются локальные депрессии в профиле площадной коры выветривания, а трещинная кора выветривания, понижающая плотность коренных пород, распространяется на глубину до 100—150 м.

Электрические сопротивления руд и околорудно-измененных пород в связи с широким применением электроразведки при поисках колчеданных месторождений на Южном Урале изучены достаточно полно и детально территориальными геологическими управлениями, ИГф УрО АН СССР, СГИ и другими коллективами. В результате этих исследований составилось довольно четкое представление о геоэлектрическом разрезе рудного поля колчеданного месторождения. Вместе с тем на каждом рудном поле выявленные общие закономерности распределения электрических сопротивлений выступают в своеобразной форме.

Основные особенности распределения электрических сопротивлений в районе рудных полей колчеданных месторождений, важные при анализе поисковых электроразведочных работ, сводятся к следующему:

1. Сопротивления слабоизмененных пород, примыкающих к рудным полям колчеданных месторождений, характеризуются величинами  $(1—5)10^3$  Ом·м, иногда до  $(10—15)10^3$  Ом·м. Отчетливой зависимости сопротивлений от состава пород не наблюдается (см. рис. 3.11). Высокие сопротивления могут появляться со стороны всякого бока месторождения. Увеличение сопротивления до  $(3—7)10^3$  Ом·м здесь нередко связывается с окварцеванием, эпидотизацией, карбонатизацией пород. В то же время участки высоких сопротивлений со стороны кровли могут пререзаться зонами относительно пониженных сопротивлений. Такие проводящие зоны зачастую связаны с тектонической раздробленностью пород и повышенной минерализацией трещинных вод в районе рудного поля (см. рис. 5.8).

2. Околорудные гидротермально переработанные породы имеют весьма широкий диапазон изменения электрических сопротивлений. Высоким сопротивлением обладают сильно окварцованные, эпидотизированные, карбонатизированные породы. Такие образования часто наблюдаются со

стороны кровли рудных залежей и на их выклинках. В целом же измененные породы, примыкающие к оруденению, характеризуются относительно пониженными значениями электрических сопротивлений (25—500 Ом·м). Зоны относительно пониженных сопротивлений, отвечающие измененным, как правило, с сульфидной вкрапленностью породам, имеют сложную форму. Она зависит от расположения экранирующих поверхностей, молодых дайковых тел, разбивающих метасоматиты на блоки. Для пологих структур характерны расширение и уход проводящих метасоматитов на глубину от подошвы рудных тел. В крутых структурах рудных полей проводящая зона располагается со стороны как висячего, так и лежащего бока рудных залежей. Распределение и объем проводящих околорудных пород в рудном поле зависит от многих факторов: состава пород, их пористости и трещиноватости, обводненности минерализованными водами, объема сульфидной вкрапленности. Типы распределения проводящих метасоматитов в пространстве в общих чертах согласуются с основными типами структур рудных полей (см. рис. 1.1).

3. Электропроводность колчеданных руд существенно зависит от объема проводящих рудных компонентов в ней. Так, П. Ф. Родионовым [1963] приводятся следующие данные, полученные по результатам БКЗ на Гайском месторождении:

Объем сульфидов, %	Удельное электро- сопрот., в Ом·м	Объем сульфидов, %	Удельное электро- сопрот., Ом·м
40	110	65	1.0
45	65	70	0.6
50	30	75	0.3
60	3	80	0.05

Данные об удельном сопротивлении массивных руд, полученные различными авторами с применением БКЗ, КС, четырехточечной лабораторной установки, зачастую противоречивы, что связано с техническими трудностями достижений высокой точности измерений методами с использованием точечных электродов.

Суммируя имеющиеся сведения об электрическом сопротивлении руд, можно наметить следующие пределы изменения параметра: массивные колчеданные ( $< 0,1$  Ом·м), прожилково-вкрапленные ( $< 10$  Ом·м), вкрапленные ( $< 100$  Ом·м) руды.

4. Зона гипергенеза эродированных рудных полей отличается пониженными сопротивлениями рыхлых отложений и площадных кор выветривания, а также кор выветривания трещинного типа. Это особенно отчетливо устанавливается по данным ВЭЗ, выполненным в районе известных месторождений. Причина отмеченного — повышенная минерализация грунтовых вод. Например, фонтанирующая скважина в районе Комсомольского месторождения характеризуется сульфатным типом вод с минерализацией до 4.0 г/л и удельным сопротивлением менее 5 Ом·м. В скважинах за пределами рудного поля сопротивления вод составляют 20—60 Ом·м при фоновом сопротивлении грунтовых вод 10—60 Ом·м.

Вызванная электрическая поляризация пород, вмещающих колчеданное оруденение, и самих колчеданных руд изменяется в значительных

пределах: от фоновых значений 0.5—2.0 % до высоких аномальных — 5—50 %. Фоновыми значениями характеризуются неизменные вулканогенные образования и гидротермально-измененные породы, не содержащие вкрапленности сульфидов. Даже рассеянная вкрапленность сульфидов (5—15 %) резко повышает поляризуемость пород до 10—15 % и, наконец, вкрапленность густая, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды характеризуются поляризуемостью более 15 %. Массивные руды имеют примерно те же интервалы изменения поляризуемости, что и густая вкрапленность и вкрапленные руды.

Магнитная восприимчивость сплошных и вкрапленных руд определяется содержанием в них пирротина и магнетита. Пиритовые, халькопиритовые, сфалерит-халькопиритовые руды без существенного содержания этих минералов обычно немагнитны или слабо магнитны. Халькопирит-пирит-пирротиновые и магнетитсодержащие руды магнитны и порой сильно.

Из литературных и фондовых источников известно, что процессы окварцевания, серицитизации, эпидотизации и хлоритизации, сопровождающие колчеданное рудообразование, уменьшают магнитную восприимчивость вулканогенных пород. Однако для многих месторождений подмечено наложение магнетитовой минерализации на рудовмещающие образования как результат регионального и контактового метаморфизма. Динамотермальный метаморфизм, в частности, в некоторых условиях определяет формирование магнетита в зоне гематитизации метасоматической колонки рудного поля.

Образования рудных полей имеют свои особенности упругих свойств. Прежде всего диапазон изменения скорости продольных волн весьма значителен — от 5100 м/с для метасоматитов и вкрапленных руд и до 6300 м/с для массивных колчеданов. При этом коэффициенты вариаций этих образований также имеют повышенные значения. Границы метасоматитов и вмещающих пород выражены достаточно рельефно (см. рис. 4.8) и сопровождаются зачастую тектоническими срывами. В пределах метасоматитов нередко развиваются зоны расланцевания, дробления с аномальными изменениями скорости продольных волн. В контактах с вмещающими породами, как правило, резко выраженными со стороны кровли, также наблюдаются зоны дробления с пониженными скоростями упругих волн. Таким образом, метасоматиты совместно с оруденением в сейсмоакустическом отношении представляют собой контрастную по свойствам среду, являющуюся источником аномального возбуждения отраженных и дифрагированных волн, а также затухания интенсивности проходящих волн. Характерны также аномальные отношения продольных и поперечных волн относительно фона вмещающих вулканитов [Пришивалко и др., 1981].

#### 4.2.2. РУДНЫЕ ЗОНЫ И РУДНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ

Рудные зоны охватывают участки развития продуктивных на колчеданное оруденение вулканитов контрастно или последовательно дифференцированных формаций, развитых вдоль глубинного (регионального)

разлома или одной из его ветвей. Изучение геолого-геофизических данных показывает, что рудные зоны весьма разнообразно, но достаточно уверенно проявляются в физических и геохимических полях.

По данным гравиметрии, рудные зоны во многих случаях трассируются высокими градиентами силы тяжести, которые нередко по простиранию сменяются характерными особенностями поля иного строения. Так, на фоне зон повышенных градиентов или параллельно с ними наблюдаются системы изометричных или вытянутых понижений и повышений поля; они, фиксируя размещение дифференцированных вулканитов, интрузии и субинтрузии контрастного состава, прослеживаются порой и без связи с гравитационными ступенями [Виноградов, Виноградова, 1972].

Отмеченные особенности гравитационных полей, трассирующих рудные зоны, протягиваются на десятки километров и зачастую уходят в область непродуктивных формаций. Значительная протяженность отмеченных зон убедительно подчеркивает их связь с региональными разломами. В одних случаях эти разломные зоны унаследованно подновлялись молодыми движениями и тогда рудная зона располагается на границе крупных структурных блоков. При этом продуктивные формации вдоль рудной зоны могут срезаться и перемещаться по разрывам со значительной амплитудой. Так, в районе Бурибаевского месторождения полоса продуктивных формаций срезана с запада разрывом и опущена на глубины, труднодоступные для разведки. Активизация молодой тектоники вдоль рудной зоны может привести к выводу на эрозионный срез продуктивных толщ из-под покрова перекрывающих образований. Например, молодые движения вдоль Западно-Кизильского пояса глубинного разлома сформировали Сибайскую горст-антиклиналь и ряд других аналогичных структур и тем самым вывели рудомещающие вулканогенные комплексы на доступные для поисков глубины (см. рис. 4.16).

В целом подмечено, что рудные зоны, сложенные вулканитами последовательно-дифференцированной формации, преимущественно расположены в области гравитационных ступеней в краевых частях крупных положительных аномалий и контролируются системами относительных понижений силы тяжести (рис. 4.10) вытянутой и расплывчатой формы (Гайская, Джусинская, Учалинская и другие рудные зоны). Для рудных зон, выполненных контрастно-дифференцированной формацией, характерны системы локальных резко выраженных, порой пространственно разрозненных положительных и отрицательных аномалий, локальных зон высоких градиентов (рис. 4.11). Эти особенности полей наблюдаются как самостоятельно, так и на фоне крупных положительных аномалий силы тяжести (Домбаровская, Средне-Орская рудные зоны).

В магнитных полях рудные зоны по сравнению с полями силы тяжести не находят столь уверенного проявления. В одних случаях в магнитном поле отмечается рудная зона, в других — выраженных полей над объектом не наблюдается или они наблюдаются на ограниченных участках. Так, Джусинская рудная зона отчетливо трассируется на всем протяжении системами вытянутых цепочек и отдельных аномалий (см. рис.

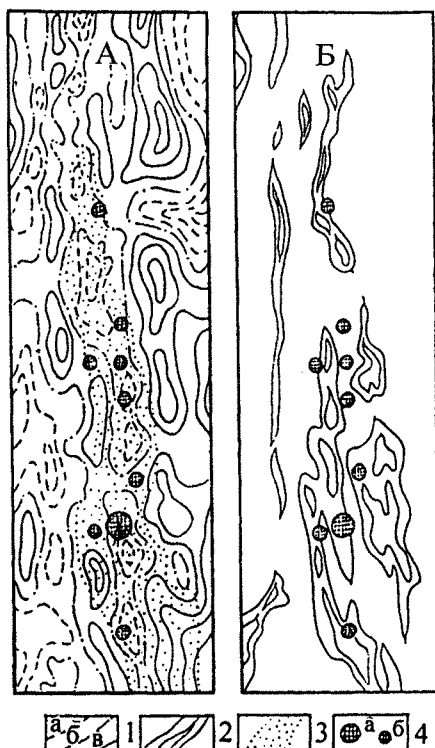
Рис. 4.10. Схема остаточных аномалий силы тяжести (А) и аномалий магнитных полей (Б) на участке Джусинской рудной зоны:

1 — изолинии отрицательных (а), нулевых (б), положительных (в) значений остаточных аномалий силы тяжести; 2 — интенсивные аномалии на фоне мозаичного магнитного поля; 3 — область распространения вулканогенных образований дифференцированного липарит-дацит-андезит-базальтового состава; 4 — месторождения (а) и рудопроявления (б)

4.10). Вдоль Сибайской рудной зоны аномально магнитные поля наблюдаются над выходами дифференцированных вулканитов в горст-антиклиналях. Однако Гайская рудная зона, которая трассируется цепочкой локальных понижений поля силы тяжести, связанных с Гайской, Камейкинской, Родниковской и другими вулканическими постройками, практически не находят отражения в магнитном поле.

По результатам сейсморазведочных работ разломы, контролирующие рудные зоны, фиксируются областями аномального затухания сейсмических волн, уходящими на значительные глубины, смещениями сейсмических границ [Ленский и др., 1985]. Эти признаки в сопоставлении с другими геологическими и геофизическими данными во многих случаях могут фиксировать рудные зоны особенно в сложных геолого-геофизических ситуациях, требующих трассирования объекта под непродуктивными отложениями.

Относительно повышенное развитие сульфидной минерализации в пределах рудных зон зачастую непосредственно фиксируется, по данным исследований, методом вызванной поляризации и литохимического опробования как рыхлых отложений, так и коренных пород. В районе ряда рудных зон системы разрозненных либо примыкающих друг к другу литохимических аномалий, с характерным комплексом элементов и аномалий ВП в сочетании с выявленными рудопроявлениями, картируют выход на эрозионный срез продуктивных вулканогенных толщ (рис. 4.12). Трассирование рудных зон, перекрытых вышележащими образованиями, а также их прогнозирование на неизученных площадях осуществляется путем комплексного рассмотрения всех отмеченных признаков с последующей проверкой структурно-поисковым бурением по отдельным наиболее рационально расположенным профилям. Примерно по такой схеме в Домбаровском районе выделена [Виноградов, 1968; Виноградов и др., 1970] рудоносная зона, в пределах которой к настоящему времени выявлено четыре месторождения и ряд перспективных рудо-





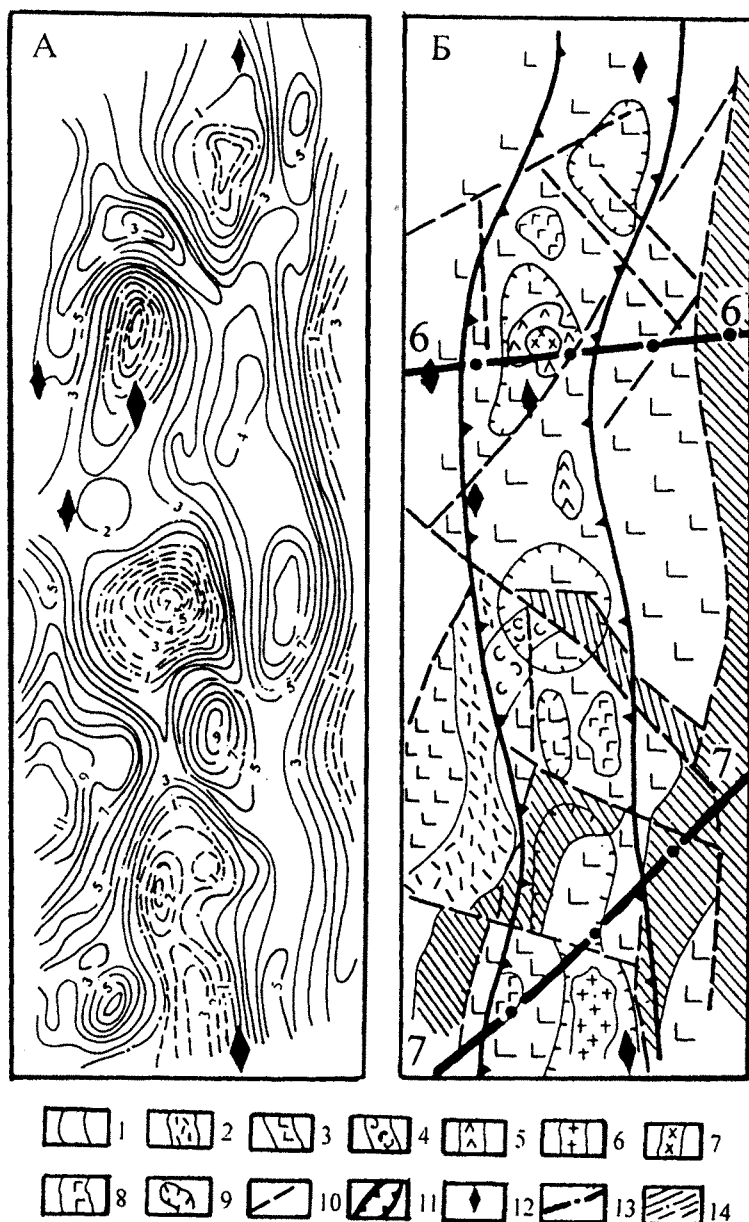


Рис. 4.11. Схема выделения Домбаровской рудной зоны.

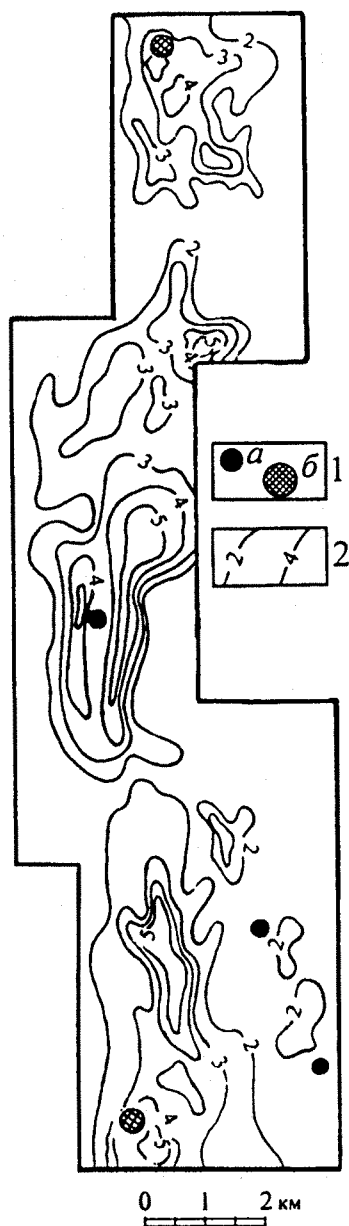
А — схематическая карта остаточных аномалий силы тяжести; Б — схема строения:  
 1 — осадочные отложения карбона; 2 — туфы и лавы преимущественно кислого состава; 3 — туфы и лавы преимущественно основного состава; 4 — туфы смешанного состава, туффиты; 5 — дацитовые порфиры; 6 — граниты; 7 — гранодиориты; 8 — габбро; 9 — контуры гранитоидных интрузий (субинтрузий) на глубине, в их проекции на поверхность; 10 — разрывные нарушения; 11 — зона магмовыводящего разлома, имеющая рудоконтролирующее значение; 12 — медноколчеданные месторождения; 13 — осевые линии широтной и диагональной зон тектонических дислокаций; 14 — изолинии остаточных аномалий силы тяжести

Рис. 4.12. Выделение ореола сульфидной минерализации по данным метода вызванной поляризации (срединные градиенты,  $AB = 1500$  м, съемки О. А. Ломакова, 1967 г.) вдоль Ащевутапской рудной зоны.  
1 — рудопроявления (а), месторождения (б); 2 — изолинии вызванной поляризации, %

проявлений. В пределах другой выделенной прогнозной зоны (Западно-Кизильский разлом) в районе Кизило-Уртазымской синклинали скважинами вскрыты вулканогенные образования в горст-антиклинальной структуре, а одна из них подсекла массивные колчеданные руды. Это послужило толчком для развертывания детальных геофизических исследований вдоль прогнозных контуров рудной зоны.

Выделение вулканических структур центрального типа, сложенных контрастно и последовательно дифференцированными формациями, а среди них рудоносных, является одной из важнейших поисковых задач. Здесь следует подчеркнуть, что в настоящее время детально изучен ряд вулканических построек центрального типа, в пределах которых на разных горизонтах на участках с характерными структурно-морфологическими элементами строения выявлены колчеданные рудные тела, рассеянные и концентрированные проявления сульфидной минерализации (см. рис. 1.2). Таким образом, рудоносные вулканические постройки центрального типа, относимые к категории рудно-вулканических центров (РВЦ), являются самостоятельным объектом поисков и изучения с использованием геофизических данных [Виноградов, 1974].

РВЦ располагаются в пределах рудных узлов и рудных зон. Локализация рудных тел происходит в районе рудных полей и отдельных участков. При этом РВЦ может включать одно рудное поле и целую систему таких объектов. Выделение вулканической постройки в целом не всегда удастся, но во всех случаях целесообразна реконструкция сооружения с выявлением основных и паразитических жерловых систем, вулканотектонических разрывных нарушений, субвулканических фаций и других не менее важных элементов строения вулканического сооружения. Эти элементы строения имеют рудоконтролирующее значение и позволяют в сочетании с геохимичес-



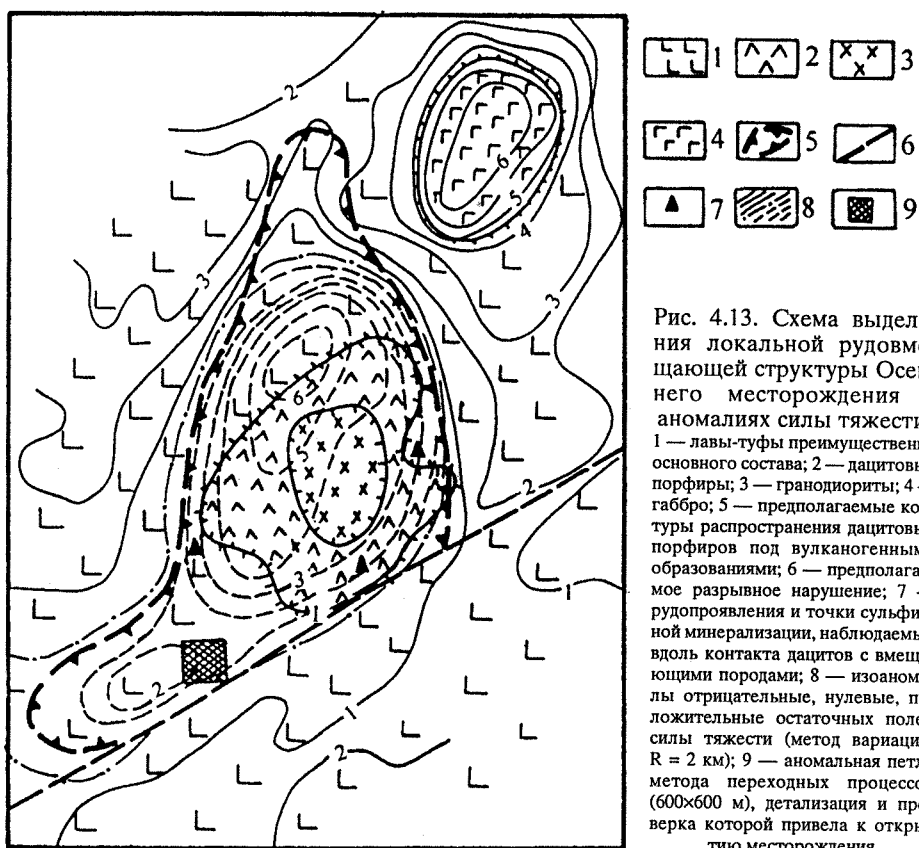


Рис. 4.13. Схема выделения локальной рудомещающей структуры Осеннего месторождения в аномалиях силы тяжести: 1 — лавы-туфы преимущественно основного состава; 2 — дацитовые порфиры; 3 — гранодиориты; 4 — габбро; 5 — предполагаемые контуры распространения дацитовых порфиров под вулканогенными образованиями; 6 — предполагаемое разрывное нарушение; 7 — рудопроявления и точки сульфидной минерализации, наблюдаемые вдоль контакта дацитов с вмещающими породами; 8 — изоаномалы отрицательные, нулевые, положительные остаточных полей силы тяжести (метод вариации,  $R = 2$  км); 9 — аномальная петля метода переходных процессов ( $600 \times 600$  м), детализация и проверка которой привела к открытию месторождения

кими данными обосновать логическую схему возможной локализации оруденения в той или иной части постройки. Примером реализации такого подхода может служить история открытия Осеннего месторождения [Виноградов, 1968]. Здесь с учетом геофизических данных вдоль рудной зоны (см. рис. 4.11) выделены фрагмент вулканической палеоструктуры центрального типа и жерловая часть постройки (см. рис. 3.16). В ее пределах по данным гравиметрии установлено пространственное положение частично эродированного субвулканического тела кварцевых липаритов, осложненное разрывным нарушением (рис. 4.13). По данным литохимического опробования и в результате обследования участка выявлена повышенная сульфидная минерализация в экзоконтактной части субинтрузии и сделано заключение о возможном сосредоточении массивного оруденения в неэродированной части субинтрузии на участке ее пересечения с разрывным нарушением. Наблюдения методом МПП позволили локализовать участок заложения проверочных скважин, вскрывших рудные тела месторождения.

Примечательно, что в районе отмеченной структуры, как и в районе некоторых других, где сохранились палеоблоки, вмещающие РВЦ, наблюдаются своеобразные купольные подъемы отражающих элементов

[Меньшиков и др., 1978; Шмаков и др., 1978]. По данным МОВ (см. рис. 3.18), они фиксируются на глубинах 2—5 км. Природу наблюдаемого явления можно объяснить с учетом механизма рециклинговой (конвективной) модели развития рудообразующей системы [Кривцов, 1982; Серавкин, 1986]. Согласно этому механизму, блоковые перемещения при изменениях напряжений (рис. 4.14) создают в поясе глубинного разлома возможность для активной циркуляции морских вод по разрывам и разрывным нарушениям. В результате притока вод в зону потока трансмагматических флюидов должны создаваться конвективные ячейки, определяющие восхождение вод в виде парогидротерм. Фронт этого подъема на термогеохимических барьерах формирует ярусы акустических неоднородностей. Палеоиндикация структуры неоднородностей проявляется в купольном распределении отражающих границ МОВ.

Следует заметить, что реставрация местоположения отдельных вулканических сооружений в пределах развития вулканитов и соответственно прогнозирование рудных центров не всегда возможно. Кроме того, ряд месторождений расположен вне видимой связи с вулканическими сооружениями центрального типа. Особенно это характерно для месторождений в вулканитах контрастно дифференцированных формаций. Таким образом, рудно-вулканический центр не во всех случаях фиксируется в последовательно взаимосвязанной системе объектов, раскрывающих закономерности размещения колчеданного оруденения, а этот пробел восполняется выделением рудных полей.

#### 4.2.3. РУДНЫЕ ПОЛЯ

Выделение рудных полей производится в пространстве развития вулканогенных образований и прежде всего в пределах выявленных или реконструированных по отдельным фрагментам вулканических сооружений центрального типа.

Рудное поле — это участок земной коры, характеризующийся наличием геологических образований со своеобразными, как правило, отличными от вмещающих пород свойствами (см. рис. 4.8, 4.9). Рудное поле формируется в особых геологических условиях, определивших локализацию оруденения. Основные элементы, составляющие единый объект — рудное поле, включают: рассеянную и обогащенную вкрапленности, вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные руды; зону околорудного изменения пород; эндогенные и гипергенные геохимические ореолы, обладающие определенной зональностью. В зависимости от характера пространственного распределения этих элементов создаются аномалии физических полей и геохимические аномалии, фиксирующие отдельные части либо в целом рудное поле.

Наблюдается разнообразие в геологической приуроченности рудных полей. По некоторым основным признакам можно выделить группы рудных полей, расположенных в секущих вулканогенных комплексах зонах сланцев (рудное поле Бурибайского месторождения), в приконтактовых зонах субвулканических и субинтрузивных тел дацитов и липаритов (рудные поля Комсомольского, Блявинского, Яман-Касинского месторождений).

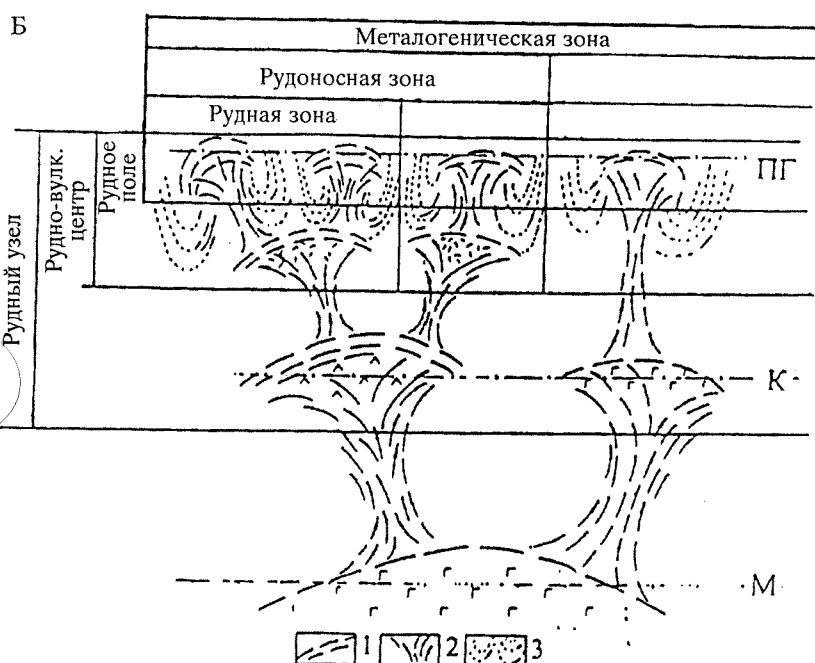
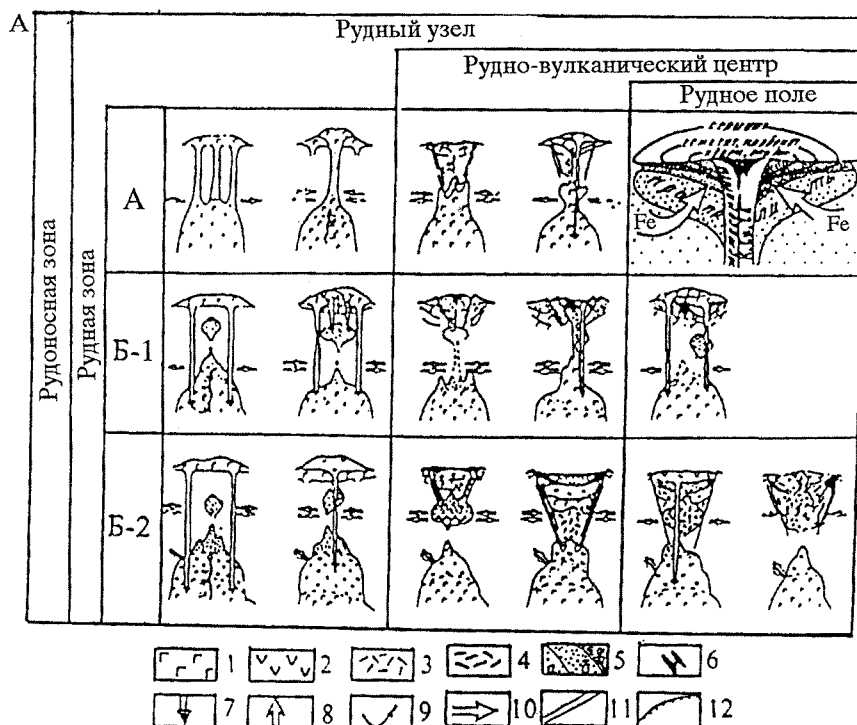


Рис. 4.14. Модель развития колчеданоносной рудно-магматической системы:

А — модель развития колчеданоносной рудно-магматической системы (по [Серавкин, 1986] с выделением объектов геофизических исследований в вариантах, связанных с базальтовым вулканизмом (А), с контрастными базальт-риолитовыми (Б-1) и с непрерывными базальт-андезит-риолитовыми субформациями (Б-2); 1—3 — расплавы и породы базальтового (1), андезит-базальтового и дацитового (2), дацитового, риодацитового и риолитового (3) составов; 4 — остаточные кислые расплавы и их производные (кварцевые мегафиды); 5 — расплавы, обогащенные летучими, и породы, подвергшиеся пропилитизации (а); на врезке густота точек соответствует увеличению в породе содержания железа (б); 6 — колчеданные залежи; 7 — уровни генерации магмы; 8 — трансмагматические флюиды; 9 — направление движения растворов и рудных элементов; 10 — направление стресса; 11 — разломы; 12 — границы распространения минералов при окolorудном метасоматозе.

Б — структура сейсмогеологических границ в модели рудно-магматической системы. Горизонты отражения упругих волн (1) от акустических неоднородностей в палеозонах геохимических и геодинамических барьеров разгрузки трансмагматических флюидов (2) и конвективных потоков (3) нисходящих морских вод и восходящих парогидротерм рециклинга

рождений), рудные поля, приуроченные к жерловой (канальной) части отдельных вулканических сооружений (рудные поля Гайского и Осеннего месторождений), рудные поля в структурах вулканических взрывов (рудное поле месторождения Озерное), рудные поля, тяготеющие к экзоконтактам интрузивных массивов (рудные поля месторождений Весеннее, Авангард, им. 50 лет Октября). Весьма характерна группа рудных полей с согласным залеганием рудных залежей с вмещающими породами (рудные поля месторождений Летнее и им. XIX Партсъезда). Выше перечислены наиболее характерные особенности геологической приуроченности рудных полей; как правило, они более сложны и разнообразны [Прокин, Попов, 1971; Серавкин, 1986].

Известные рудные поля характеризуются различной глубиной эрозийного среза. Можно выделить: а) незэродированные, скрытые под ярусом молодых пород рудные поля (рудное поле Подольского месторождения); б) слабо эродированные рудные поля, когда на ограниченной площади эрозией затронута внешняя геохимическая зона и околорудные гидротермально-измененные породы (например рудные поля Комсомольского, Яман-Касинского, Осеннего, Молодежного и других месторождений); в) эродированные рудные поля, когда эрозией существенно вскрыта внутренняя геохимическая зона, окolorудно-измененные породы, сопровождаемые ореолом сульфидной вкрапленности, отдельные рудные тела или их апофизы (например, рудные поля Юбилейного, Джусинского, Летнего, им. 50 лет Октября и других месторождений); г) существенно эродированные рудные поля, когда внутренняя геохимическая зона и метасоматически переработанные породы эродированы на весьма значительной площади. В этом случае эрозией зачастую вскрыты основные массивные рудные тела в области их максимальной мощности или на выклинках по падению (рудные поля месторождений Блявинское, Бурибайское, Авангард, Кзыл-Кибачи). При этом некоторые рудные участки с массивными залежами могут быть не эродированы (например, рудные поля Александринского и Айдырлинского месторождений).

Рудные залежи, имеющие промышленное значение, в рудных полях локализируются в пределах одного или нескольких рудных участков. Разведаны рудные поля с одним рудным участком (например рудные поля Приорского, Осеннего, Айдырлинского, Озерного месторождений) и с

целой серией рудных участков (например, рудное поле месторождений им. XIX партсъезда и Узельгинского, рудное поле месторождений Маканское, Октябрьское и Ташкулинское, рудное поле месторождений Весеннее и Аралчинское). При этом разобщенность рудных участков наблюдается не только по площади, но и на глубину. Как установлено в последние годы, рудные участки с крупными залежами могут залегать на глубине ярусами. Так, в пределах Гайского рудного поля разведана Восточная рудная зона, представляющая глубокозалегающий неэродированный рудный участок.

Многоярусным распределением рудных участков характеризуется рудное поле месторождений Узельгинского и им. XIX партсъезда. Вероятно, в районе существенно эродированного рудного поля Айдырлинского месторождения мы имеем дело с неэродированной залежью одного рудного участка, в то время как другие залежи, вероятно, срезаны эрозией.

Изложенные данные указывают на чрезвычайное разнообразие и сложность строения рудных полей, требующие индивидуального подхода к их прогнозированию и поискам. Весьма разнообразно прямое и косвенное отражение в физических полях находят известные рудные поля, однако их анализ [Виноградов и др., 1976] указывает на наличие ряда общих характерных особенностей, позволяющих проводить прогнозирование и поиск этих объектов.

Анализ гравитационных полей в районе 26 известных объектов позволяет отметить основные, весьма часто повторяющиеся особенности поля силы тяжести. В 15 случаях рудные поля приурочены к краевым или центральным частям четко выраженных локальных относительных понижений силы тяжести площадью 1—5 км<sup>2</sup> (см. рис. 3.1 и 4.13). Эти аномалии связаны с вулканическими аппаратами и сооружениями (рудные поля Молодежного, Озерного, Александринского, Светлинского месторождений), с отдельными субвулканическими телами или группами тел (рудные поля Блявинского, Комсомольского, Яман-Касинского, Осеннего месторождений), контактами толщ кислого и основного состава в области брахиантиклинальных, возможно вулканических, структур (рудные поля Учалинского, Джусинского месторождений). Природа относительных понижений силы тяжести, к которым приурочены рудные поля месторождений Бурибаевского, Летнего, Авангард, Кызыл-Кибачи, остается невыясненной. Во всех случаях предполагаются два варианта их объяснения — это разуплотнение основных пород за счет их гидротермального изменения в пределах рудного поля или влияние нескрытых тел кислого состава.

Анализ распределения локальных градиентных зон и хорошо коррелируемых деформаций поля показывает, что они часто в районе рудных полей претерпевают локальные изгибы, сходятся или замыкаются, порой образуя своеобразный узел (см. рис. 2.5 и 4.15). Такая тенденция распределения гравитационного поля подмечена для 14 из проанализированных рудных полей. Эти градиентные зоны и коррелируемые деформации полей чаще всего связаны с элементами открытой и скрытой раз-

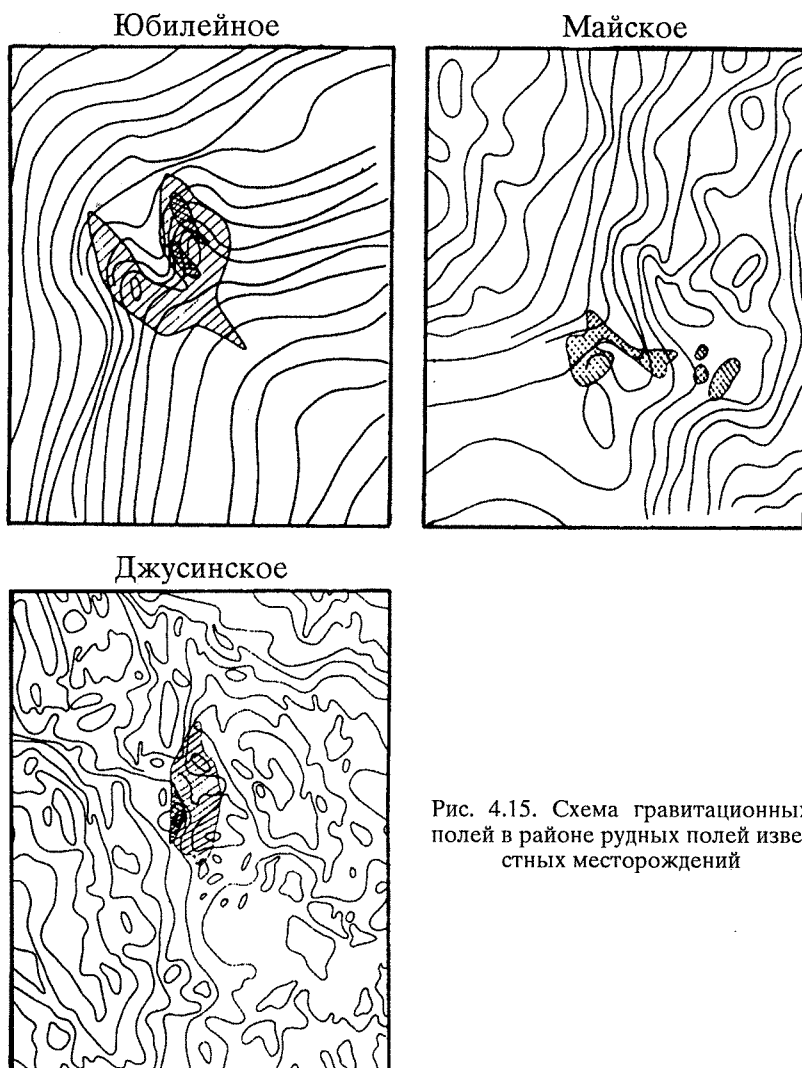


Рис. 4.15. Схема гравитационных полей в районе рудных полей известных месторождений

рывной тектоники с выдержанными по простиранию контактами различных по плотности пород, области пересечения которых, наряду с другими факторами, образуют структуры, связанные с формированием рудных полей.

В районе пересечения локальных отрицательных аномалий структурного типа с коррелирующими на значительное расстояние градиентными зонами и выдержанными по простиранию деформациями гравитационных полей выявлено шесть рудных полей. Такая ситуация связана с приуроченностью рудных полей к области пересечения разрывных зон (скрытых и открытых) с отдельными субвулканическими телами и брахиструктурами вулканического типа.



Приведенные особенности распределения гравитационных полей фиксируют характерные черты структурных условий, в которых происходило формирование рудных полей. На их фоне с разной степенью выразительности фиксируются локальные аномалии, связанные с рудными телами и участками, обогащенными сульфидной минерализацией.

Магнитные поля в районе известных рудных полей имеют разнообразную структуру и интенсивность. Так, в районе рудных полей месторождений Юбилейного, Майского, им. XIX партсъезда, Узельгинского, Айдырлинского, Светлинского магнитные поля имеют знакопеременное или нормальное распределение вне видимой связи с объектом изучения. В районе других рудных полей наблюдаются аномальные особенности, прямо или косвенно отражающие элементы геологической обстановки, определяющие местоположение рассматриваемого объекта, а в ряде случаев в магнитном поле фиксируется объект в целом или отдельные его части.

В процессе изучения магнитных полей в районе известных объектов производилось выделение осевых линий распределения аномалий и аномальных зон, выделялись направления, вдоль которых происходит перераспределение особенностей магнитного поля, деформации и смещения аномалий, а также разбивались магнитные поля на блоки с отличной структурой и интенсивностью.

В результате было установлено, что многие рудные поля расположены в области смыкания осей направленности и деформаций магнитного поля либо приурочены к стыковке блоков магнитного поля с различной структурой и интенсивностью (см. рис. 3.13, 3.16, 4.16). Отмеченная особенность наблюдается в районе 16 из 26 изученных объектов (рудные поля Комсомольского, Александринского, Осеннего, Весеннего, Сибайского, Приорского и других месторождений). Природа этого явления не во всех случаях геологически объяснима. В конечном счете, эта ситуация отражает результат тектонических, магматических и метаморфических преобразований в дорудные, пострудные и одновременно с рудообразованием периоды. Такие преобразования приводили к своеобразным распределениям обогащенных магнетитом зон, определившим особенности структур магнитных полей.

В литературе встречаются утверждения, что колчеданные месторождения за счет сопровождающих оруденение гидротермально-метасоматических процессов расположены в области с относительным понижением магнитного поля. Однако такая особенность, как показывает анализ магнитных полей над рудными полями Южного Урала, не является типичной. Относительные понижения интенсивности магнитного поля, более или менее уверенно согласующиеся с положением рудных полей, подмечены лишь над четырьмя объектами (рудные поля Гайского, Молодежного, Западно-Ащebutакского месторождений). В ряде случаев (девять из 26) над рудными полями или отдельными участками рудных полей, особенно со стороны кровли, наблюдаются интенсивные положительные аномалии, зачастую локальной изометричной формы (рудные поля Блявинского, Озерного, Приорского, Авангард и других месторож-

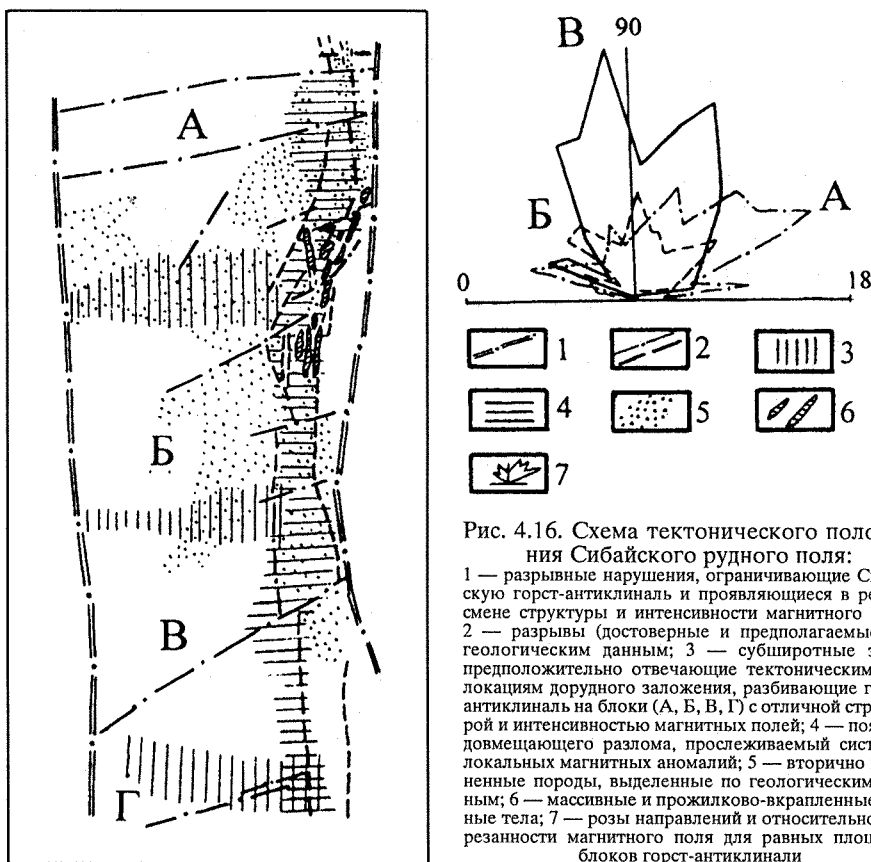


Рис. 4.16. Схема тектонического положения Сибайского рудного поля:  
 1 — разрывные нарушения, ограничивающие Сибайскую горст-антиклиналь и проявляющиеся в резкой смене структуры и интенсивности магнитного поля; 2 — разрывы (достоверные и предполагаемые) по геологическим данным; 3 — субширотные зоны, предположительно отвечающие тектоническим дислокациям дорудного заложения, разбивающие горст-антиклиналь на блоки (А, Б, В, Г) с отличной структурой и интенсивностью магнитных полей; 4 — пояс рудомещающего разлома, прослеживаемый системой локальных магнитных аномалий; 5 — вторично измененные породы, выделенные по геологическим данным; 6 — массивные и прожилково-вкрапленные рудные тела; 7 — розы направлений и относительной изрезанности магнитного поля для равных площадей блоков горст-антиклинали

дений). Кроме того, в районе некоторых рудных полей (месторождения Приорское, Летнее и др.) отмечены весьма своеобразные кольцевые аномалии радиусом 250—500 м. Природа этих аномалий не установлена. Возможна их связь со структурой типа некка.

Приведенный анализ распределения гравитационных и магнитных полей показывает, что имеются определенные предпосылки для поисков и прогнозирования местоположения рудных полей. Однако отмеченные ситуации, в том числе и комплексного характера, могут наблюдаться и вне связи с рудными полями. В этом случае должны широко привлекаться данные других методов, а наблюдения в районе известных полей подтверждают возможность такого подхода.

Сейсмические наблюдения выполнены лишь над некоторыми из известных объектов. Однако они свидетельствуют, что данные сейсмондирования могут быть использованы в комплексе с другими данными для прогнозирования и выявления рудных полей. Последнее производится с учетом повышенной дислоцированности толщ в районе рудных полей и наличия на глубине областей аномального затухания сейсмических волн, подчеркивающих их связь с глубинными частями разре-

за земной коры. Однако такие особенности разреза наблюдаются на многих безрудных участках, отражая особенности их строения. Это еще раз подчеркивает необходимость комплексного решения проблемы. Вместе с тем выполненные на ряде рудных полей экспериментальные работы методами скважинной сейсморазведки [Ленский, Виноградов, 1980; Виноградов, Ленский, 1982] установили интересную особенность. Со стороны подошвы рудных тел в пределах рудных полей на глубинах до 500—1500 м достаточно четко фиксируются горизонты с хорошо выраженными отражающими элементами (рис. 4.17). Им отвечают участки резких изменений физико-механических свойств пород, вероятно, формирующихся на путях цикличного воздымания рудонесущей колонны гидротерм. Таким образом, в системе “рудное поле — рудный узел”, по данным сейсморазведки, на разных уровнях разреза наблюдаются воздымания опорных сейсмических горизонтов. Их взаимоотношения можно представить моделью (см. рис. 4.14), восходящей с глубины рудо-контролирующей структуры.

Анализ материала показывает, что электроразведочные исследования имеют прямое поисковое значение при выявлении рудных полей. Наиболее эффективны в этом отношении данные метода вызванной поляризации. Этим методом в модификации срединных градиентов на Южном Урале выполнены исследования в районе 18 рудных полей. По результатам этих исследований над всеми рудными полями получены аномальные сигналы, с той или иной степенью выразительности фиксирующие положение объектов. Изолированными, близкими по форме к изометричным, аномалиями и аномальными зонами (рис. 4.18) площадью 0.5—3.0 км<sup>2</sup> фиксируются девять рудных полей (месторождения Александринское, Айдырлинское, Джусинское, Осеннее, Летнее, Авангард, Озерное и др.). В пределах этих аномалий и аномальных зон отдельные эпицентры совпадают, а порой не совпадают с положением рудных тел. В последнем случае они фиксируют подъем рельефа минерализованных пород к поверхности, участки обогащенной сульфидной минерализации, участки сульфидной вкрапленности, благоприятные при данном положении питающих электродов для аномального возбуждения.

Отдельными аномалиями (с одним или несколькими эпицентрами) площадью 0.5—2.0 км<sup>2</sup> на фоне обширных аномальных зон, связанных с рассеянной минерализацией вдоль более крупных металлогенических подразделений, фиксируются пять рудных полей месторождений Комсомольского, Яман-Касы, им. 50 лет Октября, Кзыл-Кибаши, Западно-Ащербутацкого (см. рис. 4.12). Над четырьмя рудными полями фиксируются отдельные мелкие изолированные аномалии, порой связанные с рудными телами (месторождения Молодежное, Светлинское, Весенне-Аралчинское, Еленовское). Приведенные данные показывают, что метод вызванной поляризации может рассматриваться как прямой метод поисков эродированных рудных полей.

Весьма примечательны результаты, полученные по наблюдениям метода переходных процессов (МПП). В большинстве случаев рудные поля отмечаются в целом аномальными сигналами. При наблюдениях

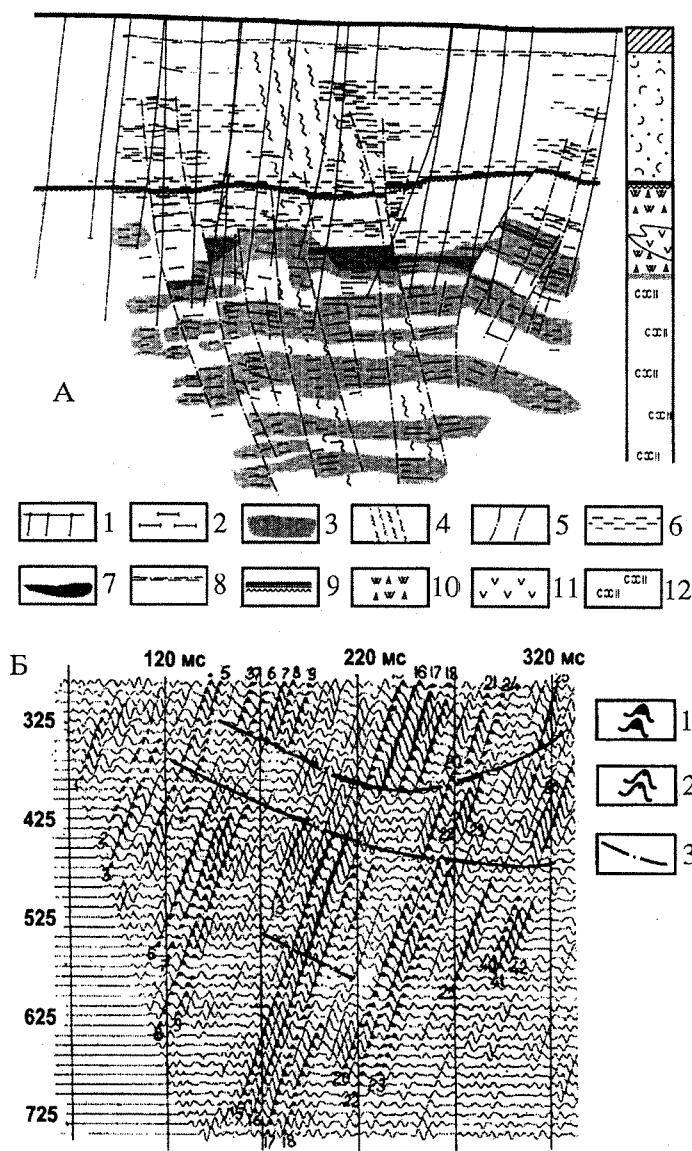


Рис. 4.17. Результаты скважинных сейсморазведочных работ (НВП, МОГ, АК) на рудном поле Подольского месторождения.

А — сейсмогеологический разрез по линии 43: 1 — проекции скважин на плоскость разреза; 2 — отражающие площадки для волн различной интенсивности; 3 — горизонты образования многофазных и различно выраженных по динамике отражений; 4 — зоны прерывистой корреляции волн и коротких осей синфазности, связанные с повышенной раздробленностью пород; 5 — предполагаемые разрывы со смещением блоков; 6 — предполагаемые водоносные горизонты; 7 — области массивных рудных тел; 8 — подошва кор выветривания; 9 — яшмы; 10 — переслаивание туфов и лав; 11 — кварцевые порфиры; 12 — хлорит-серпигит-кварцевая порода.

Б — сейсмограмма продольных отраженных волн (скв. 48, удаление источника 300 м): 1 — оси синфазности интенсивных волн; 2 — оси синфазности слабо выраженных волн; 3 — линии разрыва или смещения осей синфазности волн, затухания или изменения характера волнового поля, связанные с разрывами

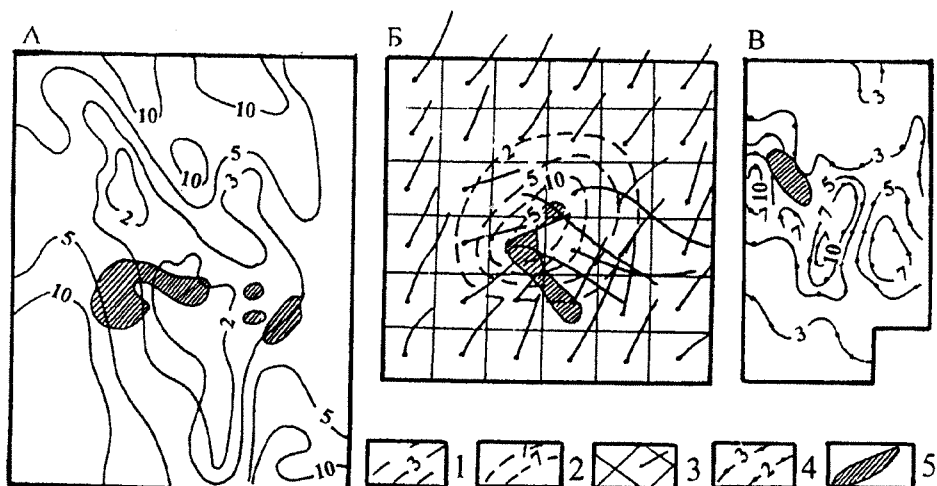


Рис. 4.18. Электроразведочные аномалии в районе рудных полей Майковского (а), Летнего (б), Айдырлинского (в) месторождений:

1 — план изоом (в сотнях омметров) кажущихся электрических сопротивлений, по данным СЭП ( $AB = 1500$  м); результаты наблюдений методом переходных процессов (по А. Д. Скурихину); 2 — изолинии напряженности поля (в десятках мкВ/а,  $t = 8$  м/с); 3 — положение петель МПП и характер кривых  $\rho$ ; 4 — изоконцентраты кажущейся поляризуемости по данным ВП — срединные градиенты ( $AB = 1500$  м); 5 — положение рудных тел

петлями  $400 \times 400$  м,  $600 \times 600$  м такие сигналы фиксируются на площади одного—шести планшетов (см. рис. 4.13). Детализация этих планшетов приводит к выделению отдельных рудных тел. При наблюдениях петлями  $200 \times 200$  м над рудными полями наблюдаются аномалии на площади, охватываемой десятками петель. При этом характерно, что на ранних временах аномальные значения величины самоимпеданса наблюдаются на значительной площади (до  $1.0—2.5$  км<sup>2</sup>), отмечая развитие низкоомных рыхлых отложений в зоне гипергенеза рудного поля и электропроводящих гидротермально-измененных пород. Однако на более поздних временах аномальный сигнал постепенно локализуется в области участков с массивными рудными телами (см. рис. 5.18).

Методами электроразведки на постоянном токе и токах низкой частоты отчетливо фиксируются крупные существенно эродированные рудные поля. При этом в целом объект наиболее отчетливо проявляется по данным методов, основанных на изучении полей при неподвижных питающих электродах. Так, по методу изолиний и методу заряженного тела весьма рельефно фиксируется выход на эрозионный срез хорошо эродированных рудных полей Учалинского, Гайского, Сибайского, Бурибаевского месторождений. Анализ этого материала показывает, что на формирование аномалий над отмеченными рудными полями оказывают влияние как рудные тела, так и вмещающие их проводящие измененные породы и зона гипергенеза. Над слабо эродированными рудными полями Комсомольского и Озерного месторождений по методу изолиний получены слабые возмущения полей, которые наблюдаются повсеместно.

По результатам работ методами электропрофилирования, проявления рудных полей существенно зависят от метода наблюдений, величины разностей и ориентировки питающей линии. Объект исследований наиболее выразительно фиксируется лишь при оптимальных для данных условий установках и размерах питающей линии. Зачастую в поле кажущихся сопротивлений отмечаются лишь непосредственно эродированные рудные тела (Джусинское, Маканское, Ащевутацкое месторождения). Однако при проведении исследований в районе целого ряда рудных полей (восемь из 22 изученных) получены аномалии и аномальные зоны повышенной кажущейся проводимости площадью от 0.4 до 3 км<sup>2</sup>, которые прямо или косвенно связаны с влиянием образований рудного поля (см. рис. 4.18).

Исследования методом естественного поля в поисковом варианте в последние годы на Южном Урале практически не применяются. Однако отчетливые аномальные сигналы отмечены в районе всех рудных полей, где эти наблюдения были выполнены (Гайское, Сибайское, Учалинское, Блявинское, Бурибаевское и другие месторождения), поэтому в благоприятных условиях информация, получаемая этими методом, может быть использована при выявлении существенно эродированных рудных полей.

Опыт работ показывает, что результаты электроразведочных работ в различных поисковых модификациях позволяют в большинстве случаев фиксировать эродированные рудные поля аномалиями или аномальными зонами площадью до 0.5—3.0 км<sup>2</sup>. Наиболее надежные результаты получены по методу вызванной поляризации и переходных процессов. Для хорошо эродированных рудных полей достаточно высока эффективность методов постоянного тока и естественного поля. Однако во всех случаях надежное распознавание электрических аномалий и отнесение их в разряд связанных с рудными полями возможно только с использованием всего комплекса приведенных выше критериев (рис. 4.19). Кроме того, необходим и обязателен учет геохимических данных. Как показывает опыт работ на Южном Урале, рудные поля в целом проявляются аномальными зонами, характеризующимися определенной зональностью, связанной с эрозионным срезом рудного поля и его структурой. Примечательно, что эту информацию в условиях закрытых площадей Южного Урала представляется возможным получить наиболее дешевым путем: по данным отбора проб с поверхности (при обязательном учете ландшафтно-геохимической обстановки) либо по представительному горизонту с использованием шнекового бурения.

Таким образом, естественный природный объект — рудное поле — находит проявление в физических и геохимических полях.

Основные признаки рудного поля сводятся к следующему:

- 1) наличие радиальной (узловой) особенности расположения аномальных физических полей, связанной с пересечением разнонаправленных открытых и скрытых разрывов в районе рудного поля (выявляется съемками масштаба 1:25 000 и крупнее);

- 2) приуроченностью рудных полей к краевым или центральным частям локальных (1—5 км<sup>2</sup>) относительных понижений аномалий силы тяжести, связанных с вулканическими аппаратами или сооружениями, от-

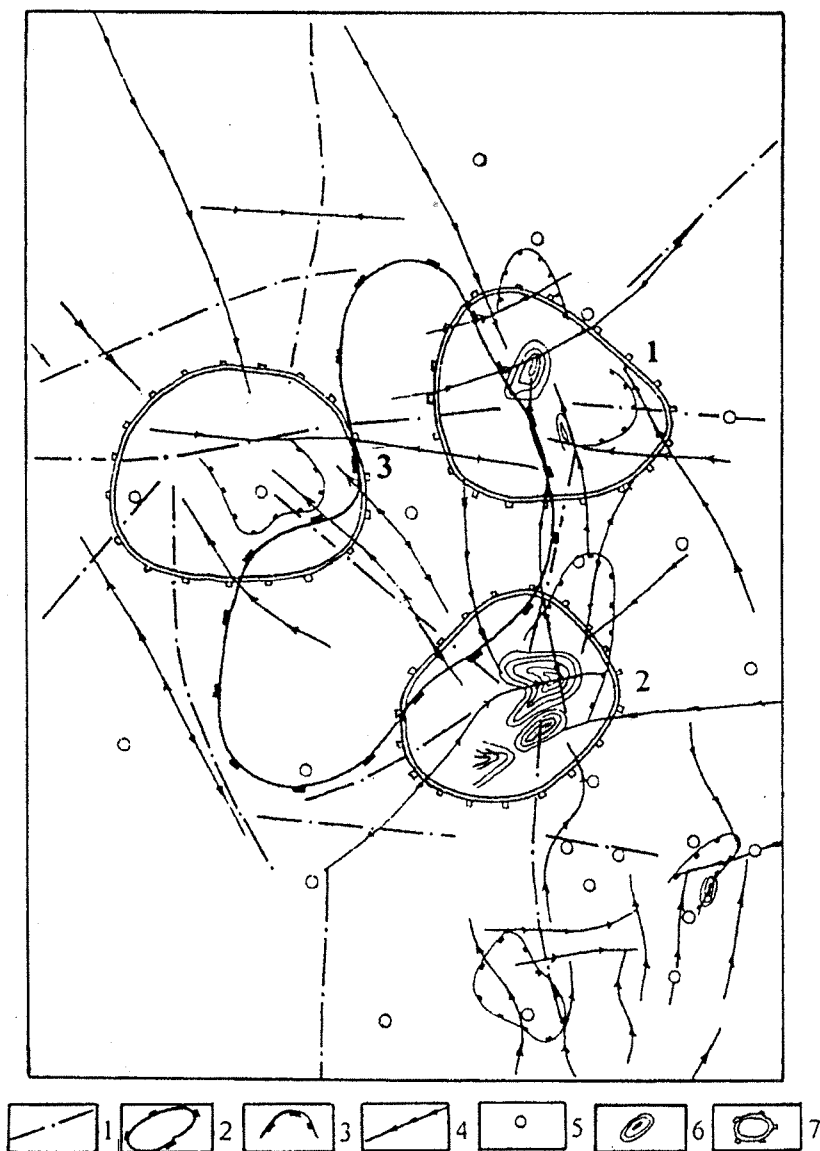


Рис. 4.19. Схема выделения особенностей физических полей, фиксирующих рудные поля в пределах Блявинского рудно-вулканического центра.

1 — направленность характерных элементов гравитационного поля (ступеней силы тяжести, деформаций поля с изменением его простираия); 2 — крупная положительная аномалия силы тяжести, отвечающая наибольшей мощности эффузивов основного состава, вероятно, сосредоточенных вблизи магмовыводящих каналов; 3 — относительно глубокие понижения поля силы тяжести, отвечающие субвулканическим телам кислого состава; 4 — направленность характерных элементов строения магнитного поля (цепочки аномалий, границы полей разной структуры и интенсивности, сдвиги, замыкания аномалий); 5 — рудопроявления, участки сульфидной минерализации; 6 — положение рудных залежей колчеданных месторождений района; 7 — узлы, образованные смыканием направленностей элементов строения магнитного и гравитационного полей, фиксирующие Блявинское (1), Комсомольское (2) и Медногорское (3, прогнозное) рудные поля

дельными крупными субвулканическими телами кислого состава или со слабыми аномалиями подобного типа неясной природы (выявляется съемками масштаба 1:50 000 и крупнее);

3) наличие кольцевых аномалий магнитного поля с радиусом 250—500 и до 1500 м или фрагментов такого распределения поля (выявляются съемками масштаба 1:10 000 и крупнее);

4) наличие повышенной дислоцированности сейсмического разреза в сочетании с областями аномального затухания сейсмических волн (устанавливается путем сравнительной оценки особенностей разреза при длине профилей более 10—15 км); наличие восходящих горизонтов отражающих элементов с брахиантиклинальной структурой при детальном наблюдении с использованием скважин;

5) наличие аномалий или аномальных зон кажущейся поляризуемости по форме, близкой к овальной, площадью 0.5—3.0 км<sup>2</sup> (выявляется при съемках масштаба 1:50 000 — 1:25 000);

6) наличие аномалий и аномальных зон по методам постоянного тока площадью 0.5—2.0 км<sup>2</sup> либо отдельных контрастных локальных аномалий проводимости;

7) наличие аномалий или аномальных зон МПП на площади 1—4 петель с размерами 600×600 м или на площади до 1—2.5 км<sup>2</sup> при исследовании петлями 200×200 м;

8) наличие аномальных литохимических областей с характерной зональностью и параметрами (площадью до 3—5 км<sup>2</sup>), сходными с параметрами, наблюдаемыми над в различной степени эродированными рудными полями.

Проанализированные критерии выявления рудных полей показывают возможность их использования при прогнозировании и поисках. Так, из 24 рудных полей, изученных широким комплексом геофизических методов, четырьмя-пятью признаками фиксируются 15 рудных полей и только девять отмечаются одним-тремя признаками, что частично объясняется отсутствием данных по тому или иному методу.

Ориентирование исследований на выявление рудных полей при крупномасштабных работах позволяет локализовать поиски рудных тел на ограниченных по площади участках до 3—5 км<sup>2</sup>. Это в свою очередь создает возможность для более детальных исследований или более надежной оценки перспективности локальных аномалий, исключаящих пропуск объектов, доступных для выявления методами полевой геофизики. Вместе с тем, что не менее важно, определяет возможность локализации буровых работ в комплексе с использованием скважинной геофизики и геохимии в целях выявления промышленных объектов на глубинах, недоступных методам полевой геофизики.

## ВЫВОДЫ

1. Колчеданная вулканогенная формация рассматривается как система объектов геофизических исследований, каждый из которых имеет определенные структурные и вещественные характеристики, устанавлива-



емые по проявлениям в геопоях. Вложенные одна в другую структуры объектов (рудных полей, рудно-вулканических центров, рудных зон и узлов, рудоносных зон) раскрывают локальные и региональные закономерности размещения колчеданного оруденения среди вулканогенных толщ, выделенных в структуре вещественных комплексов верхней части земной коры Южного Урала.

2. Вулканогенные образования, в составе которых колчеданная минерализация присутствует в качестве составного компонента, прослеживаются в геопоях в виде ряда полос (рудоносных зон), контролируемых магмовыводящими глубинными разломами. Колчеданное оруденение распределяется среди вулканитов неравномерно: аномальная концентрация его приурочена к рудным узлам, расположенным на пересечении магмовыводящих разломов с зонами секущих тектонических дислокаций. Рудные узлы характеризуются ярусным распределением акустических неоднородностей, фиксируемых купольным распределением гео-сейсмических границ, сформированных при функционировании флюидо-магматической колонны, определяющей вынос сульфидной минерализации на уровень отложения рудных залежей.

3. В пределах рудоносных зон и рудных узлов колчеданное оруденение сосредоточивается в рудных зонах, рудно-вулканических центрах и рудных полях. Геопоя перечисленных объектов фиксируют линейную, концентрическую, радиальную структуру распределения вещественных неоднородностей в их пределах, а рудная минерализация, неравномерно распределенная вдоль этих неоднородностей, локализуется на участках, отмечаемых аномальной упорядоченностью характеристик контуров геополей.

# ГЕОПОЛЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОПТИМИЗАЦИЯ ПОИСКОВ

---

### 5.1. МОДЕЛЬ УЧАСТКА РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ

В пределах известных рудных полей промышленное оруденение локализуется в отдельных рудных участках. Последние включают рудные залежи, состоящие из одного или ряда сближенных рудных тел (см. рис. 1.1). Так, на Южном Урале выявлены месторождения, представленные одной рудной залежью, соответствующей одному компактному рудному телу, или в одном из рудных тел сосредоточена подавляющая часть запасов рудной массы (Приорское, Учалинское, Айдырлинское месторождения). На других месторождениях в пределах рудной залежи отмечается система рудных тел (Джусинское, Осеннее, Летнее, Молодежное, Майское, Александринское). На некоторых месторождениях в пределах рудного участка залежи расположены одна под другой или кулисообразно сменяют друг друга (Гайское месторождение — 1—4-я залежи, месторождение им. XIX Партсъезда — Узельгинское). Имеются месторождения, состоящие из ряда пространственно разрозненных рудных участков (им. XIX Партсъезда — Узельгинское, Маканское — Октябрьское, Весеннее — Аралчинское, Гайское, включая 5-ю залежь и Восточную зону).

В физических полях, в зависимости от структуры рудных участков, фиксируется аномальный сигнал, отвечающий рудному участку в целом, рудной залежи или отдельному рудному телу. Многие известные месторождения выявлены при проверке сигнала от той или иной составной части месторождения, имеющей параметры и расположение, наиболее благоприятные для аномального возбуждения физических полей. При этом такой объект не всегда вмещает основные запасы руд. Так, на Гайском, Весеннем-Аралчинском месторождениях с учетом геофизических данных в первую очередь были выявлены сравнительно ограниченные по запасам рудные залежи, создающие наиболее выразительные аномалии.

Установленный в пределах некоторых известных рудных полей значительный размах колчеданного оруденения по вертикали и ярсное расположение рудных залежей ставят вопрос о выявлении маломощных рудных тел и рудных залежей, расположенных на глубинах, доступных для методов полевой геофизики, с последующей оценкой глубоких горизонтов по скатыванию зоны оруденения в целях вскрытия более мощных залежей. Уместно отметить, что на ряде месторождений система разоб-  
щенных маломощных рудных тел в сумме составляет значительные за-

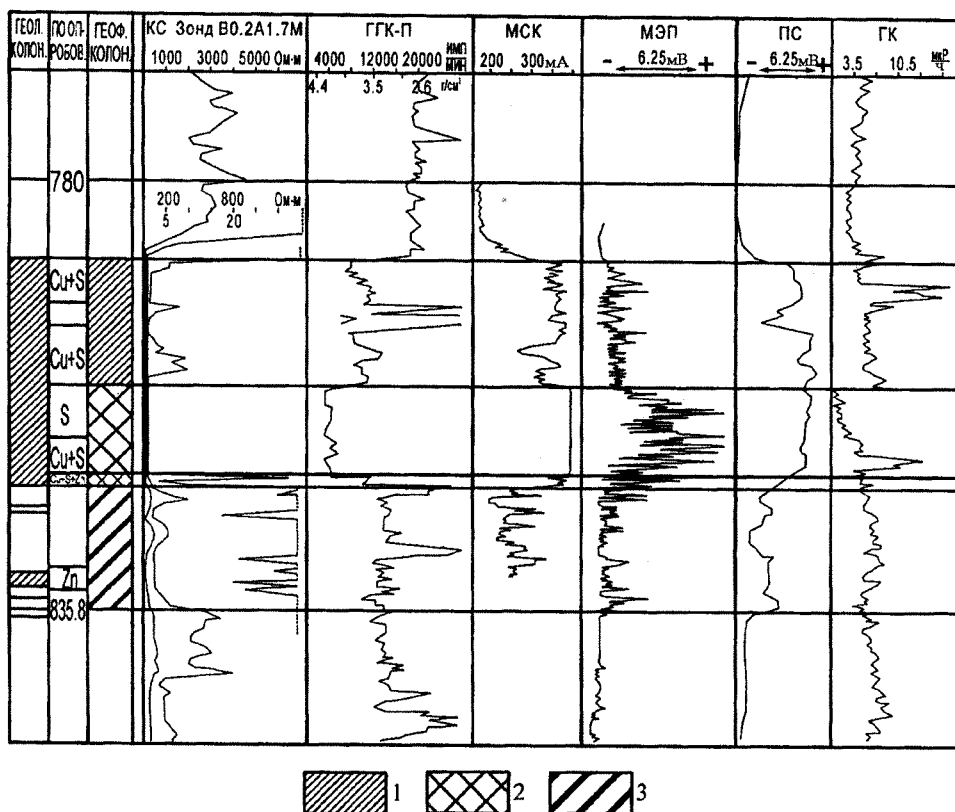


Рис. 5.1. Результаты геологического описания, каротажа и опробования рудного интервала по скв. 2653 Юбилейного месторождения (по материалам Юго-Восточной ГРЭ). Руды: 1 — нерасчлененные, 2 — массивные, 3 — вкрапленные, Cu+S — медно-серные, S — серные, Zn — цинковые, Cu+S+Zn — медно-серно-цинковые

пасы. Заметим, что своеобразие колчеданных (серных, медных, медно-цинковых и других, в том числе золоторудных) месторождений Южного Урала заключается в том, что границы бортовых содержаний  $[S(Cu, Zn, Pb, S, \dots)]$  не менее чем в 60—70 % случаев совпадают с резкостными границами физических свойств  $\Delta\sigma_1$ , отделяющих массивные, прожилково-вкрапленные и густовкрапленные руды от вмещающих пород. Очевидно, что такие границы по данным электрических, плотностных и ряда других специализаций каротажа (рис. 5.1) также отмечаются резкостными границами геополей  $\Delta r_1$ . При поисках же месторождений используются различные характеристики наблюдаемых геополей, отражающих проявления оруденения и геологической обстановки, на фоне которой оно локализовано.

Прежде всего, как отмечено выше, промышленному оруденению свойственна локальность, т. е. распространенность в некоторых ограниченных пределах ( $\Delta L_i \times \Delta L_j \times \Delta H_i$ ), определяемых полюсами (см. табл. 2.1), крайними точками руд залежи. Так, в работах А. И. Кривцова

[1988] рассмотрены морфометрические характеристики рудных залежей колчеданного семейства в вулканогенных толщах. Примечательно, что установленные им среднеарифметические и модальные значения  $\Delta L_i$  в выборке из 102 залежей, включая месторождения Южного Урала, составляют соответственно 392 и 214 м. Можно заметить, что данный параметр согласуется с установленным размером  $\Delta L_i \approx 350$  м в ряду дискретности размеров блоковых отдельностей разломных структур [Виноградов, 1991]. Параметры же горизонтальных сечений колчеданных залежей указывают на возможность их сопоставления с моделями, формы которых заключены в диапазоне от шара до плоского эллипсоида при наибольшей встречаемости отношений  $\Delta L_i/\Delta L^i$  в интервале от 1 до 3.

Подобные или близкие параметры и форма априорных моделей залежей колчеданных руд приняты и в практике целенаправленного анализа, и решения прямой и обратных задач при изучении геополей на Южном Урале [Виноградов, 1980]. Следующим морфометрическим параметром рудных залежей, влияющим на структуру геополей, является положение полюса  $s_i(L_j, L^j, H_j^{\min})$  — глубины до верхней кромки залежи и ее расположение относительно эрозионного среза. Последнее можно свести к трем главным позициям залежи: существенно эродирована, затронута эрозией и не имеет выхода на эрозионный срез (рис. 5.2). Величина же  $H_j^{\min}$ , встречаемая в пределах известных месторождений для отдельных залежей, заключена в диапазоне 0— $n \cdot 100$  м, определяемом возможной и целесообразной глубиной поисков месторождений. При этом угол наклона оси  $\bar{L}_i$  залежей разнообразен, хотя для целей поисков достаточно различать субгоризонтальные (0—30°), наклонные (30—60°) и субвертикальные (> 60°) залежи.

Таким образом, изучение геополей при поисках колчеданных месторождений целесообразно ориентировать на выявление локальных распределений колчеданов, сопоставляемых с шарообразными и эллипсоидными телами, различно расположенными относительно эрозионного среза и залегающими на глубинах, доступных для изучения применяемыми методами полевой геофизики. Уместно заметить, что сложившееся распределение параметров  $\Delta L_i$  и  $H_j^{\min}$  для известных залежей, включенных в подсчет запасов месторождений Южного Урала и определивших выявление объекта, можно с точностью  $\pm 5\%$  представить в виде соотношения глубины до верхних кромок и горизонтальных размеров известных залежей месторождений (табл. 5.1).

Рассмотренные морфометрические характеристики пространства  $\Delta S$  залежей имеют существенный, но далеко не исчерпывающий набор данных, необходимых для включения в анализ при выделении аномалий геополей, фиксирующих колчеданные месторождения.

Известно, что на структуру характеристик контуров геополей рудных залежей  $\Delta_i R$  всегда накладывается фон характеристик контуров геологических образований нерудной природы. Последние могут быть сопоставимы с характеристиками “рудных” контуров или существенно влияют на возможность их выделения. Структура “нерудных” участ-

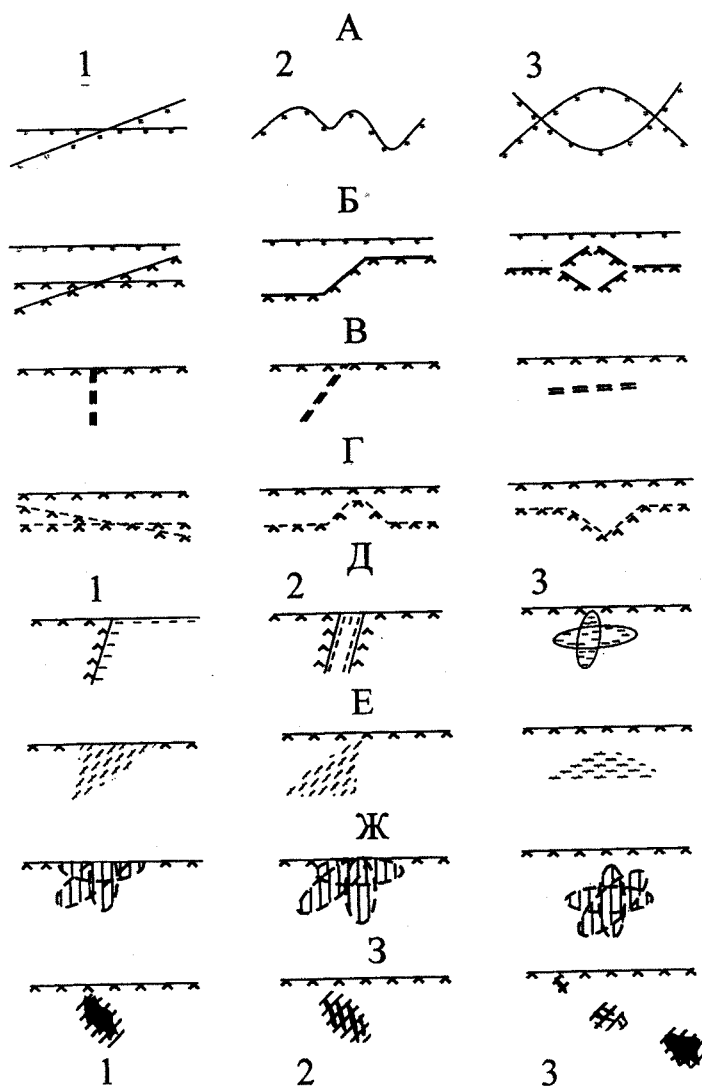


Рис. 5.2. Основные элементы, определяющие структуру типовых моделей строения рудных и нерудных участков колчеданных районов:

А — рельеф дневной поверхности, Б — рельеф границы рыхлых и коренных пород, В — разрывы в кристаллических породах, Г — формы распределения кор выветривания, Д — включения в вулканогенных разрезах пород комплексов иного происхождения, Е — околорудные гидротермально-измененные породы, Ж — эрозионный срез рудных залежей, З — положение рудных тел в залежах месторождений

ков может быть организована таким образом, что связанные с ней геополя могут формировать контуры, сопоставимые с контурами “рудных” участков. Из анализа технологических особенностей активного периода поисков колчеданных месторождений (1950—1980 гг.) можно утверждать, что соотношение количества “аномалий”, проверенных бурением и подтвержденных как рудные, к количеству всех проверен-

Таблица 5.1

**Соотношения глубины до верхних кромок и горизонтальных размеров  
известных залежей месторождений, %**

$\Delta L_i$ , м	$H_i^{\min}$ , м		
	0—30	30—100	> 100
50—100	5	15	5
100—500	10	25	20
500—100	5	5	5

ных аномалий составляет  $\approx (0.1—1.0)10^2$ . Это соотношение и его значительный диапазон связан не только с особенностями геологического строения, но и квалификацией и опытом руководителя поисков и ресурсами при затратном подходе к организации работ. Последний, как это ни парадоксально, не изжит до сих пор. Итак, разделение контуров — главная, а, вернее, неизбежная операция в интерпретации геополей, определяющая выделение аномалий, отвечающих рудным залежам. Для успешного проведения этой операции необходимо изучение возможных ситуаций, которые могут складываться в строении рудных и “нерудных” участков с подобными характеристиками контуров геополей. Перечислим главные элементы, входящие в состав этих ситуаций (см. рис. 5.2).

Рельеф дневной поверхности (плоский, равнинный, пологий или крутой склон, пересеченный с выраженными положительными и отрицательными формами), как показывает опыт, не имеет какого-то приоритетного признака, который на Южном Урале можно было бы сопоставить с положением выявленных месторождений. Однако поправки в результаты наблюдений полей — необходимое условие их подготовки для анализа. Приемы же учета влияния рельефа дневной поверхности теоретически разработаны для каждого геофизического метода.

Рельеф поверхности кристаллических пород под покровом рыхлых отложений в рудных районах крайне разнообразен, а его изучение совершенно необходимо при поисках рудных залежей. В первую очередь требуют внимания локальные положительные и отрицательные формы, контуры которых сопоставимы с контурами рудных залежей. Методики выявления таких форм разнообразны и, как правило, трудоемки.

Граница между рыхлыми отложениями и кристаллическими породами далеко не всегда резко выражены. Зачастую она сопровождается корами выветривания. Последние формируют слой, рельеф подошвы и кровли которого крайне разнообразны. Примечательно, что эродированные рудные залежи порой сопровождаются специфической разновидностью корообразования, так называемым рудным карстом. Последний усиливает аномальные параметры характеристик контуров геополей, наблюдаемых в одних методах, и ослабляет их в других. Во многих случаях неоднородности, связанные с корой выветривания, вызывают геополья, контуры которых накладываются на геополья другой природы и также осложняют их диагностику.

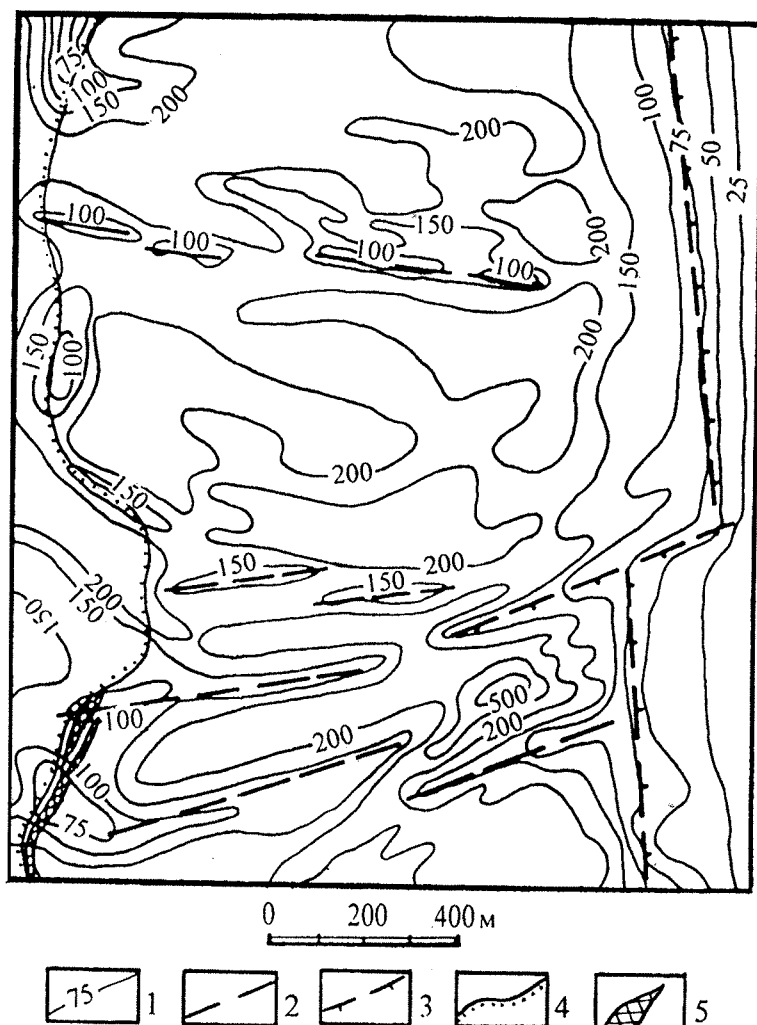


Рис. 5.3. Схема выделения границы вулканогенных и осадочных пород, разрывов и разрывных нарушений по данным электропрофилирования в районе Весеннего месторождения: 1 — изоомы кажущихся электрических сопротивлений (съёмки О. А. Домакова, КЭП, АО = ВО = 250 м); 2 — оси электрической проводимости, трассирующие разрывы; 3 — прямолинейные резкостные границы кажущихся сопротивлений, фиксирующие разрывные нарушения, разграничивающие эффузивные и осадочные (графитистые) породы; 4 — граница эффузивов и гранодиоритов (по геологическим данным); 5 — рудные тела Весеннего месторождения

Разрывы в кристаллических породах имеют различную ориентировку и размеры, нередко сопровождаются повышенной трещиноватостью и хорошо проницаемы для грунтовых и трещинных вод. Особую группу среди разрывов составляют те из них, величина параметра  $\Delta L_i$  которых сопоставима с аналогичным параметром рудных залежей. Неоднородности же пространства, вызванные разрывной блокировкой, создают поля, контуры которых могут быть сопоставлены с влиянием рудных залежей (рис. 5.3).

Вулканогенные толщи сравнительно однородного состава зачастую вмещают локальные тела (блоки, линзы, прослой, штоки, дайки, ...) иного происхождения (осадочного, интрузивного, метаморфогенного). Морфометрические характеристики этих тел либо их структурных элементов имеют во многих случаях сопоставимые параметры распределения с рудными залежами и определяют контуры полей, сходные с наблюдаемыми над рудными залежами, или существенно осложняют последние. Выявление рудных аномалий на фоне контуров геополей от неоднородностей кристаллических пород возможно при детальном картировании рудовмещающих образований. По сути этот процесс осуществляется параллельно с поисками месторождений.

Околорудные гидротермально-измененные породы при поисках рудных полей представляют, с одной стороны, самостоятельный объект исследований. С другой, на стадии выявления рудных залежей встает задача разделения локальных контуров геополей, связанных непосредственно с метасоматитами, от контуров геополей, отвечающих рудным залежам. При этом разный уровень эрозионного среза метасоматических тел существенно осложняет решение данной задачи.

Таким образом, множество моделей строения участков, вмещающих рудные залежи, можно представить соединением элементов  $A_i, B_i, V_i, G_i, D_i, Ж_i, Z_i$  (см. рис. 5.2). Характеристики контуров геополей таких моделей отражают результат наложения полей от влияния отдельных составляющих конкретной модели участка в некотором локальном пространстве  $\Delta S$  с размерами  $\Delta L_i \times \Delta L^i$ , установленными по результатам анализа полей известных залежей месторождений. Во множестве же локальных контуров геополей  $\Delta_j R$  выделяются три главных сообщества. Первое включает контуры  $\Delta_{i-v} R$ , сопоставляемые с контурами рудных залежей. Этому сообществу отвечает сравнительно ограниченный набор типовых физико-геологических моделей. Второе сообщество контуров  $\Delta_{j-k} R$  соответствует моделям, в которых отсутствует целевой компонент поисков —  $Ж_i$ . И, наконец, третье сообщество  $\Delta_{k+v} R$  включает контуры, выделить среди которых по данному геополью или набору геополей “рудные” и “нерудные” модели невозможно. При этом, очевидно, что  $j \gg i + 1 < k + v$ .

Таким образом, задача целевого анализа геополей сводится к выделению контуров  $\Delta_{i-v} R, \Delta_{j-k} R, \Delta_{k+v} R$  с последующим предложением или принятием решений об изменении технологии интерпретации или технологии дальнейших работ геолого-разведочного процесса. Изучение же геополей известных рудных участков по сути является основой, на которой строятся принципы организации этого процесса.

## 5.2. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Электроразведочные методы, как показывают материалы геофизических исследований на Южном Урале, являются ведущими при поисках колчеданных месторождений. На первой стадии развития геофизики это были методы, использующие постоянный ток и токи низких частот: метод интенсивности, изолиний, электропрофилирования, ВЭЗ. Широко



использовался метод естественного поля. Позднее в практику работ внедряются методы низкочастотной индуктивной электроразведки, вызванной поляризацией переходных процессов. Наблюдения этими методами выполнены на значительных площадях Южного Урала. В одних случаях площадные исследования различными методами перекрывались, в других такое перекрытие не осуществлено, и геологи при поисковых работах ориентируются на проверку некогда выявленных аномалий. При этом исследования в районе известных месторождений позволяют оценить разрешающие возможности отдельных электроразведочных методов и модификаций в различных условиях залегания рудных тел и рудных залежей, а также уточнить критерии выделения и оценки электрических аномалий при установлении их перспективности.

Так, анализ результатов электроразведочных работ [Овчинников, 1975; Родионов, Виноградов, 1973; Сидоров, 1985; и др.] показывает, что эффективность и разрешающие возможности различных методов зависят от ряда факторов. Наиболее существенные из них следующие:

- а) мощность и проводимость чехла рыхлых отложений;
- б) наличие электрической связи рудных объектов с поверхностными отложениями;
- в) глубина залегания рудных объектов;
- г) проводимость рудных объектов, их пространственное положение по отношению к дневной поверхности и относительно друг друга — наличие или отсутствие электрической связи между отдельными рудными телами в залежи;
- д) наличие факторов, прямо или косвенно усиливающих аномальный сигнал над рудными объектами (уровень грунтовых вод, рудный карст, ...);
- е) благоприятные условия размещения источников поля для аномального возбуждения объекта.

#### 5.2.1. МЕТОДЫ ПОСТОЯННОГО ТОКА

Поля постоянного электрического тока возбуждаются с использованием линейных, точечных и дипольных источников. Способы возбуждения фактически определяют разнообразие методов и модификаций электроразведки постоянного тока [Электроразведка..., 1989]. Соответственно для каждого из методов разработана теория решения прямых и обратных задач применительно к типовым физико-геологическим моделям сред. Эффективность же применения методов оценивается по результатам на известных месторождениях.

Среди методов, использующих линейные источники токов, на Южном Урале наибольшее применение в свое время имел метод изолиний. С его использованием связано открытие ряда колчеданных месторождений и отдельных залежей. Однако обилие аномалий, на проверку которых отвлекались поиски, и появление более эффективных модификаций электроразведки вывело метод из состава применяемого комплекса геолого-геофизических исследований. Тем не менее до последнего времени при открытии новых залежей и даже месторождений на площадях, ранее закрытых, методом изолиний обнаруживаются локальные возмущения в

полях изолиний, ранее не рассматриваемые в качестве аномалий или отнесенные в разряд неперспективных (например Южно-Гайское — см. рис. 2.4, Маканское — см. рис. 4.18, и др.).

Прослеживаемые в методе изолиний поля — изолинии равного потенциала линейных электродов, складываются из двух составных элементов: полей собственно линейных электродов, которые в однородной или двухслойной среде ( $B_1$ ) имеют нормальный вид, и аномальные отклонения от нормального поля, фиксируемые изгибами изолиний, по которым можно выделить (см. табл. 2.4) оси максимальных отклонений  $\bar{r}_i^1$  от нормального распределения полей и определить в некоторых ситуациях границы  $\Delta_i r_5$  отклонения от нормального распределения. Таким образом, открывается возможность сопоставить структуру наблюдаемых полей с полями, полученными при изучении баковых моделей, отображающих различные элементы строения рудных участков.

Баковое моделирование и результаты теоретических расчетов полей в методе изолиний [Овчинников, 1975] показывают, что контрастное проявление характеристик  $\bar{r}_i^1$  и  $\Delta_i r_5$  на локальных по размерам площадях создаются разнообразными элементами строения рудных участков. Наибольшая контрастность в распределении полей вызывается моделями, имитирующими проводящий “рудный” диск в однородной среде высокого электрического сопротивления (модель  $J_r$ ). В двухслойной среде (модель  $B_1, J_i$ ), когда проводимость первого слоя лишь на один-два порядка выше проводимости диска, наблюдается эффект экранирования тока, существенно снижающий контрастность локальных полей, и такая упорядоченность локальных полей фиксируется над самыми разнообразными моделями “рудной” и “нерудной” природы.

И. К. Овчинников, рассматривая индикаторные возможности метода изолиний, использует качественные градации контрастности аномалий: интенсивные аномалии “настолько типичны, что на них обращают внимание при интерпретации наблюдений”, “слабые и средние аномалии остаются незаметными или маскируются аномальным фоном”. Действительно, как показывает опыт, в методе изолиний для классификации локальных контуров полей достаточно использовать описательные образы полей, наблюдаемые над известными рудными залежами. При этом можно выделить два сообщества контуров из предложенных в разделе 5.1 — это  $\Delta_{i-v} R$  и  $\Delta_{k+v} R$ . Поясним их выделение на конкретных примерах.

Типовые распределения локальных полей в методе изолиний, относимые к сообществу  $\Delta_{i-v} R$ , наблюдаются над рудным телом Учалинского месторождения (рис. 5.4). Его параметры — значительные размеры  $\Delta L_i = 900$  м,  $\Delta L^i = 150-200$  м,  $\Delta H_i = 600$  м при глубоком эрозионном срезе (модель  $B_1, J_1$ ), определили аномальную выраженность характеристик  $\bar{r}_i^1$  и  $\Delta_i r_5$  в контуре ( $\bar{r}_i^1, \bar{L}_i, L_i, L^i, \Delta_i r_5$ ). Контур с такой выраженностью отмеченных характеристик — явление крайне редкое, наблюдаемое над рядом крупных эродированных залежей месторождений. Так, Гайское (3-я залежь), Сибайское (северная залежь), Джусинское месторождения фиксируются подобными аномалиями и были открыты при их детализации и проверке. Нерудная природа подобных полей, фиксируемых

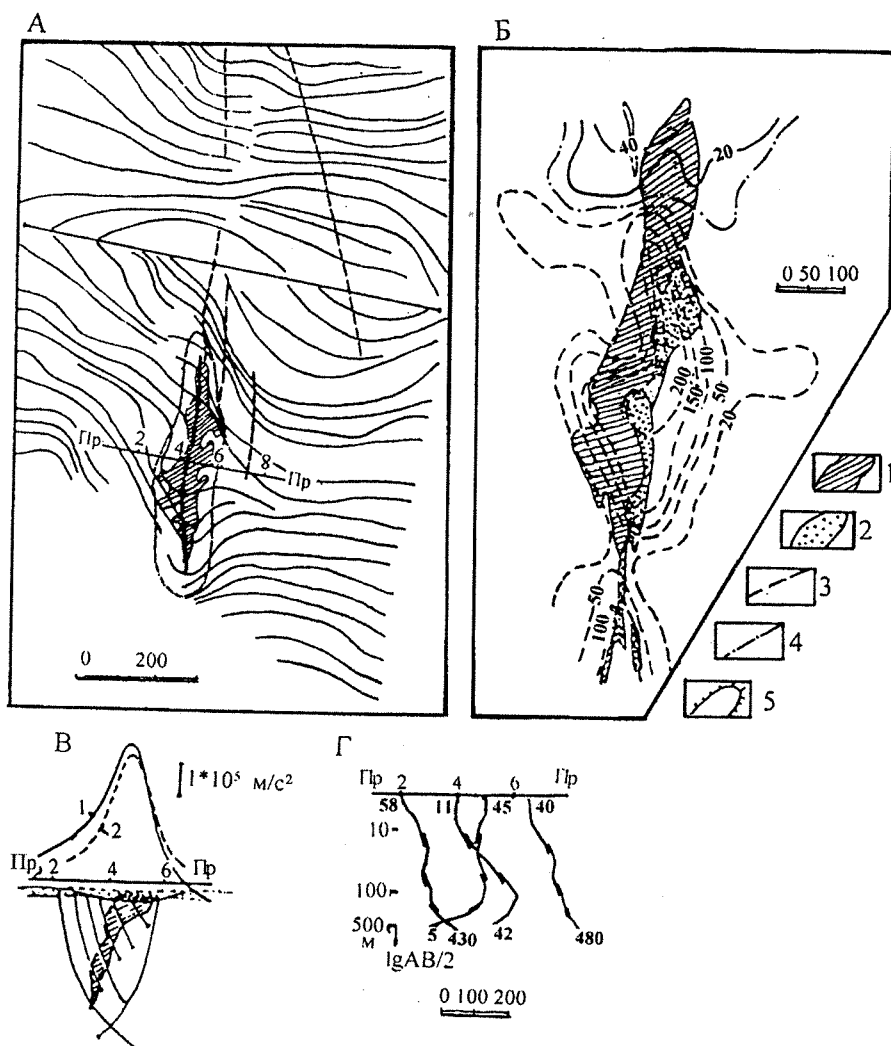


Рис. 5.4. Результаты геофизических работ на участке Учалинского месторождения.

- А — план полей метода изолиний (съёмки П. И. Ливанова, 1941 г.).  
 Б — план изолиний (в милливольтках) в методе естественного поля (по Н. А. Никифорову, 1944 г.).  
 В — результаты профильных гравитационных наблюдений (1 — наблюдаемая кривая аномалии силы тяжести, 2 — теоретическая кривая влияния рудной залежи при  $\Delta\sigma_1 = 1.5 \text{ г/см}^3$ ).  
 Г — профиль кривых ВЭЗ (по П. И. Ливанову, 1941 г.).  
 1 — рудная залежь (в проекции по горизонту 50 м на рис. А, в контурах выхода на эрозионный срез на рис. Б, в разрезе на рис. В); 2 — бурые железняки "шляпы" по выходам на поверхность; 3 — разрывные нарушения; 4 — ось аномалии в методе изолиний; 5 — контур аномалии в условных границах резких отклонений изолиний от нормального распределения

в пределах развития вулканогенных толщ, — явление сравнительно редкое, преимущественно связанное с малыми телами серпентинитов и линзами графитистых пород (модель  $B_1, D_2$ ), с резко выраженными депрессиями рыхлых отложений, сопряженных с разрывами ( $B_3, B_{1,2}, G_3$ ). Частоту появления таких "нерудных" аномалий относительно частоты встречи "рудных" можно оценить в пределах 1:10—1:100.

Распределение локальных полей изолиний, контуры которых относятся к сообществу  $\Delta_{k+v}R$ , можно наблюдать над рудными залежами большей части месторождений, где ранее были выполнены исследования. Так, над рудными залежами Таш-Тауского, Майского, Гайского (пятая залежь), Маканского (первая залежь) и других месторождений были зафиксированы оси  $\bar{r}_i^1$  либо установлены границы  $\Delta_i r_3$ , очерчивающие контуры “втекания” тока в проводящую неоднородность (рис. 2.4, 5.5, 5.6, 5.7). Однако прямая или косвенная связь с рудными залежами отмеченных отклонений полей изолиний от нормальных не была зафиксирована. Дело в том, что подобные контуры геополей можно наблюдать практически на каждом планшете метода изолиний, а их природа самая разнообразная, и выделить среди них “рудные” контуры без привлечения других данных не представляется возможным.

Методы электропрофилирования (СЭП, КЭП, СГ и т. д.) нашли широкое применение при поисках [Блох, 1971]. Вначале они были направлены на восполнение недостатков метода изолиний при выделении слабо выраженных “рудных” аномалий. Затем было обращено внимание на картировочные качества электропрофилирования: картирование рыхлых отложений (см. рис. 3.2), прослеживание границ вулканогенных и осадочных толщ, выделение разрывных нарушений (см. рис. 5.3) и решение других задач, связанных с поисками месторождений.

В процессе работ было выяснено, что количество локальных контуров сообщества  $\Delta_{k+v}R$ , фиксируемых методом, не менее, а более многочисленно, чем в методе изолиний; выделение же среди них “рудных” возможно только в комплексе с другими данными. Такой подход, вместе с реализацией картировочных способностей электропрофилирования, оказался оптимальным, и методики профилирования применяются в практике геологоразведочного процесса до настоящего времени. Благодаря отмеченному, наблюдения методами электропрофилирования фактически выполнены на площадях всех известных месторождений, и их целесообразно обобщить.

В отличие от метода изолиний в электропрофилировании, выполняемом с использованием измерительной аппаратуры, при описании полей, представляемых в виде планов изолиний или графиков кажущихся сопротивлений ( $\rho_k$ ), возможно привлекать более широкий набор характеристик локальных контуров. Расширяется он за счет  $r_i^6$  и  $\Delta_i r_6$ . Первая характеристика фиксирует положение минимальных значений, а вторая — отмечает область относительно пониженных  $\rho_k$  в локальном контуре. Такая граница обычно согласуется с некоторой замкнутой изолинией, охватывающей площадь  $\Delta L_i \times \Delta L_i$ , соразмерную с объектом поисков. При этом наблюдаемые над рудными залежами поля с учетом их происхождения можно разделить на ряд групп. Одна из них включает локальные контуры, случайным образом наложенные на контуры рудных залежей. Так, над 5-й залежью Маканского месторождения наблюдается локальное понижение  $\rho_k$  (рис. 5.5). Однако залежь расположена на глубине  $H_i^{\min} \approx 90$  м, не имеет электрической связи с поверхностью и представлена прожилково-вкрапленными рудами срав-

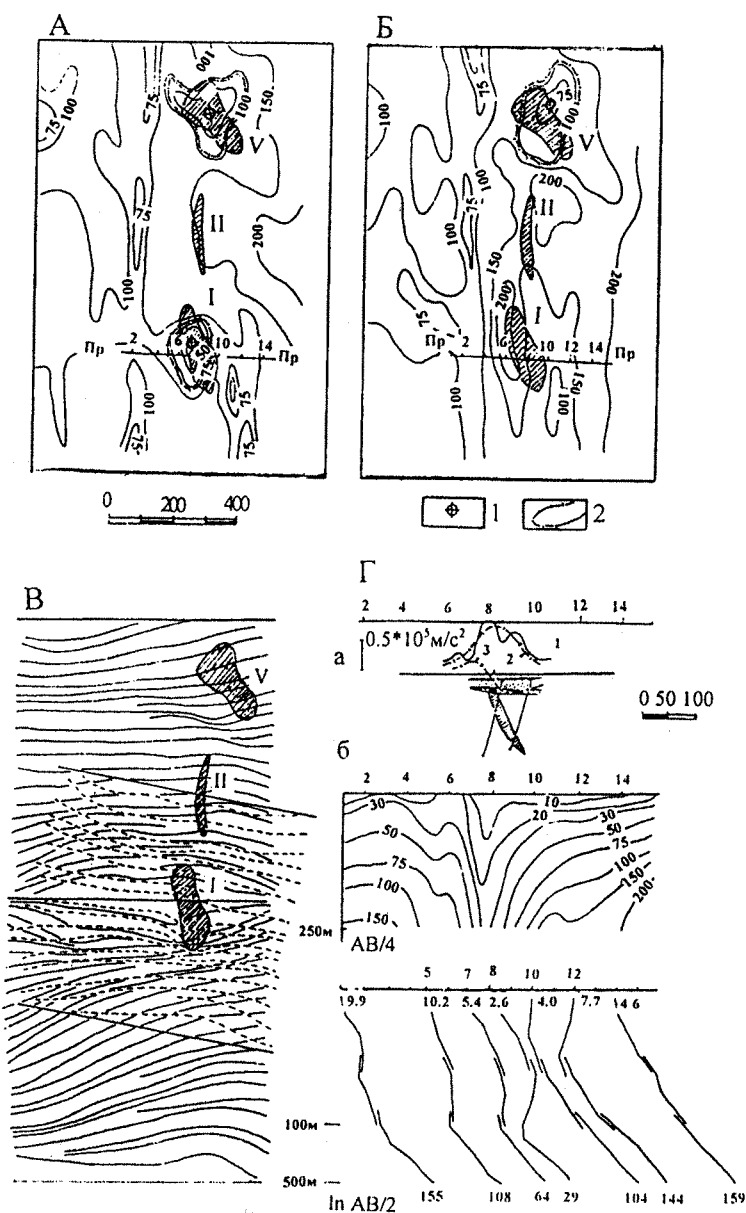


Рис. 5.5. Результаты геофизических работ на участке Маканского месторождения (штриховкой показаны контуры рудных тел):

Планы изоом по данным СЭП (AMNB, AB = 800 м, сеть 100×40 м) при широтной (А) и меридиональной (Б) ориентировке питающей линии.

1 — минимальные значения и 2 — условные границы контура аномально пониженных значений кажущихся электрических сопротивлений.

Планы изолиний потенциала в методе изолиний (В): сплошные изолинии по: [Трушков, 1951], штриховые — по: [Пильник, 1956]

Схематический разрез по профилю (Г) с графиками (а) наблюдаемой (1) и теоретической (2) кривых аномалии силы тяжести, первая производная аномалии силы тяжести (3) от влияния рудной залежи ( $\Delta\sigma_1 = 1,5 \text{ г/см}^3$ ); вертикальный разрез кажущихся сопротивлений и кривые ВЭЗ (б) по: [Вишнякова, 1957]

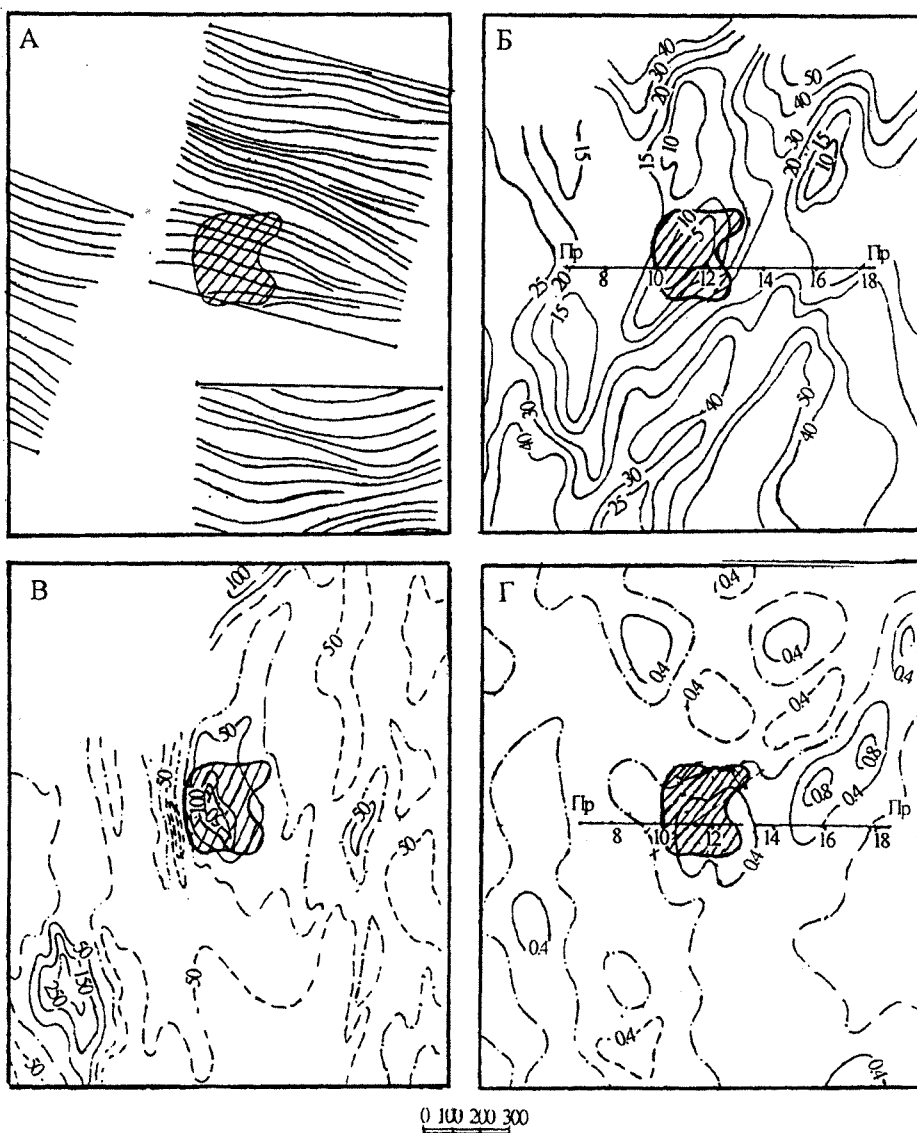


Рис. 5.6. Результаты геофизических работ на участке Озерного месторождения. А — план изолиний потенциала, метод изолиний (съёмки А. А. Кулаковского, 1953 г.); Б — план изоом (оцифровка в десятках омегаметров) по данным КЭП с АО = ОВ = 300 м (съёмки Б. А. Игошина, 1956 г.); В — план изодиан магнитного поля и Г — план изоаномал остаточных аномалий силы тяжести (Б. А. Игошин, 1961 г.)

нительно высокого электрического сопротивления. Контур пониженных значений  $\rho_k$  в этом случае отвечает локальной депрессии рыхлых отложений, случайным образом согласующийся в своем положении с положением рудной залежи. Подобное распределение локальных контуров повышенной проводимости относительно рудных залежей наблюдается еще в ряде случаев.

Рис. 5.7. Результаты геофизических работ на площади Гайского месторождения.

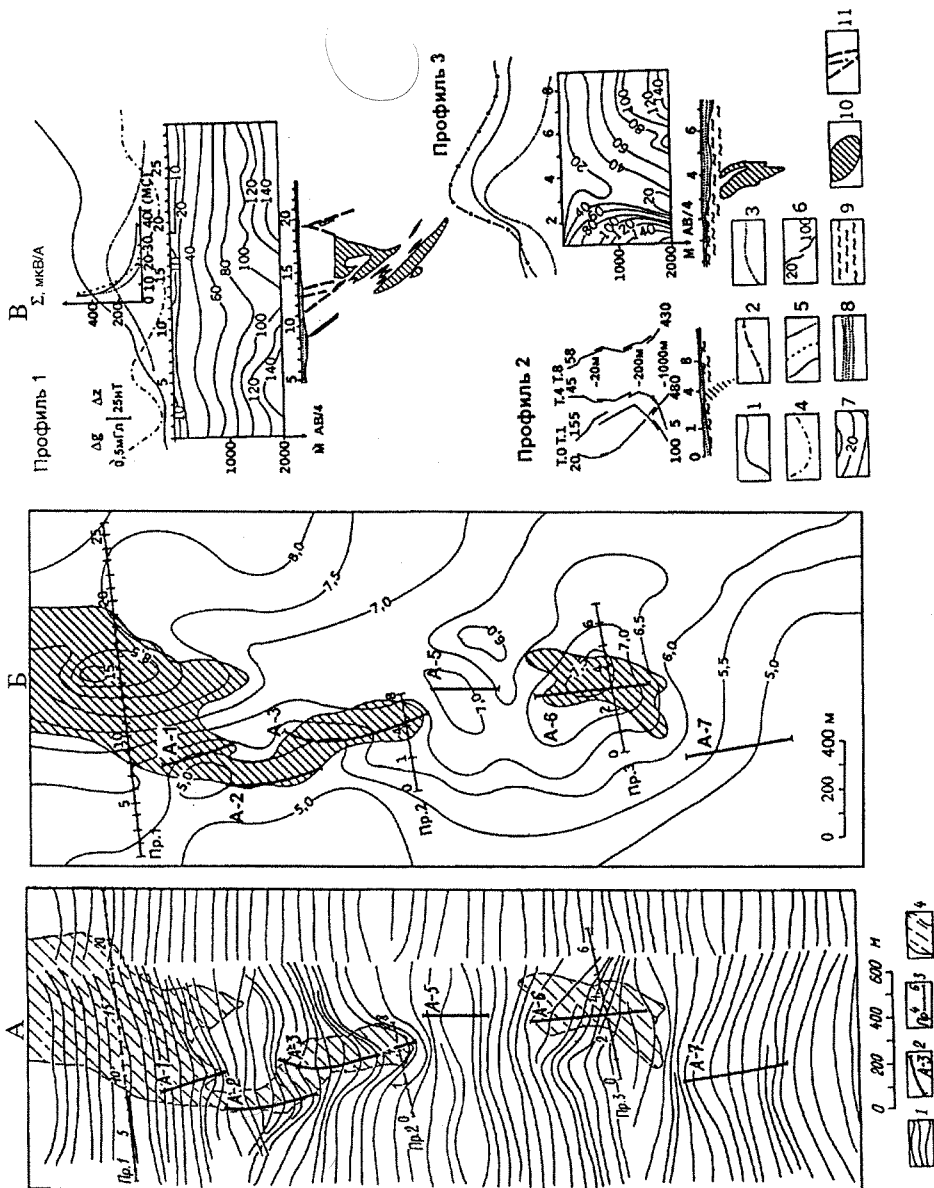
А — план изолиний по методу изолиний (материалы Д. Ф. Уманцева, Г. С. Трушкова);

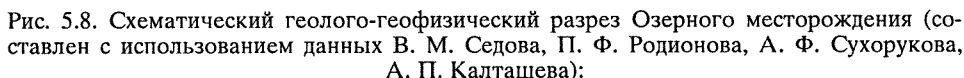
1 — изолинии потенциала линейных электронов; 2 — оси локальных аномалий; 3 — профили детализационных наблюдений; 4 — горизонтальные проекции рудных тел.

Б — план аномалий силы тяжести.

В — результаты наблюдений на профилях детальных наблюдений: профиль 1 — данные ВЭЗ, МПП, гравиметрии и магнитометрии; профиль 2 — данные ВЭЗ; профиль 3 — данные ВЭЗ и гравиметрии.

Кривые наблюдаемых (1) и исправленных на влияния рельефа коренных пород (2) аномалий силы тяжести и теоретические кривые (3) от влияния известных рудных тел; 4 — кривая магнитного поля; 5 — кривая стада ЭДС в методе МПП, наблюдаемая в петле 600х600 м и от влияния слоя с проводимостью 5 т 10 См [Сидоров, 1963]; 6 — кривые ВЭЗ со значениями сопротивлений на первых и последних разносах питающей линии АВ; 7 — изоэомы вертикального разреза сопротивлений по данным ВЭЗ; 8 — рыльце образования дальнепривносные; 9 — коры выветривания; 10 — рудные тела в разрезе профилей; 11 — разрывные нарушения





Другая группа контуров  $\rho_k$  исходя из общих теоретических соображений не может быть прямо связана с рудными залежами, но косвенно фиксирует их местоположение. Это наблюдается, например, в ситуациях, когда проводящие неоднородности верхнего слоя связаны с рудными телами за счет принадлежности их к единой системе сообщающихся трещинных и грунтовых вод и соответствующих изменений их минерализации, а следовательно, и проводимости. Так, Озерное месторождение открыто при проверке “аномалии” профилирования (рис. 5.6 и 5.8), согласованной с литохимическим аномальным ореолом по Cu и Zn. Детальный анализ геоэлектрического разреза месторождения указывает на косвенную связь глубоко расположенной залежи с локальным контуром



поля  $\rho_k$ , отвечающим проводящей неоднородности в рыхлых отложениях, вызванной не только депрессией кор выветривания, но и повышенной минерализацией грунтовых вод за счет их подпитки трещинными водами разрыва, вскрывающего рудную залежь (модель  $B_1, B_2, \Gamma_3, Ж_3$ ). Подобные локальные контуры пониженных значений  $\rho_k$ , также косвенно связанные с рудными залежами, наблюдаются на Осеннем ( $A_1, B_3, E_3, Ж_3$ ), Комсомольском ( $A_2, B_1, E_2, Ж_3$ ), Яман-Касинском ( $A_2, B_1, Ж_3$ ) месторождениях и на других объектах.

Следующая группа локальных контуров  $\rho_k$  непосредственно отвечает эродированным залежам месторождений. При мощности рыхлых отложений до 30 м над ними, как правило, фиксируются локальные понижения  $\rho_k$ , согласующиеся с выходами на эрозионный срез рудных тел. При этом наблюдаются различные сочетания элементов строения рудных участков, уточняющих природу пониженных значений  $\rho_k$  в контуре геопольа (см. рис. 5.5, 5.6, 5.9).

О выразительности локальных контуров  $\rho_k$  перечисленных “рудных” и подобных им контуров “нерудных” участков судят по соотношениям значений кажущихся сопротивлений характеристик  $r_i^6$  и  $\Delta r_6$ , которые в разных условиях различны. Зависят же они не только от структуры и состава элементов строения участков, но и от ориентировки линии источников тока, вернее, от их расположения относительно крупных неоднородностей, определяющих особенности растекания тока в изучаемом пространстве. При этом последнее настолько существенно, что даже над некоторыми рудными залежами при смене ориентировки источников изменяются очертания контуров вплоть до их выравнивания с фоном (см. рис. 5.5). В целях снижения отмеченного явления при выделении локальных проводящих неоднородностей используют многоразностное профилирование (см. рис. 5.9) и опытным путем выбирают оптимальную ориентировку источников. Это уменьшает, но не исключает вероятность пропуска сигнала от “рудного” проводника.

Заметим, что выразительность локальных контуров некоторое время являлась основным критерием оценки перспективности “аномалий”  $\rho_k$ , но использование этого критерия оказалось малоэффективным. Так, на участке Гайского месторождения были проверены десятки контрастных по значениям  $r_i^6$  и  $\Delta r_6$  локальных контуров, выделенных различными модификациями электропрофилирования, а пятая залежь с контуром низкой контрастности этих характеристик была открыта по гидрохимическим признакам, прослеженным по данным картировочного бурения.

В заключение следует обратить внимание на то, что при мощности рыхлых отложений более 30—50 м эродированные рудные залежи даже крупных размеров (например Юбилейное месторождение) не отмечаются при электропрофилировании, и это согласуется с выводами об экранирующем влиянии верхнего слоя, ограничивающего разрешающие способности методов электроразведки постоянного тока при поисках [Овчинников, 1975].

В целом же локальные контуры, фиксируемые методами электропрофилирования над известными рудными участками, находятся полно-

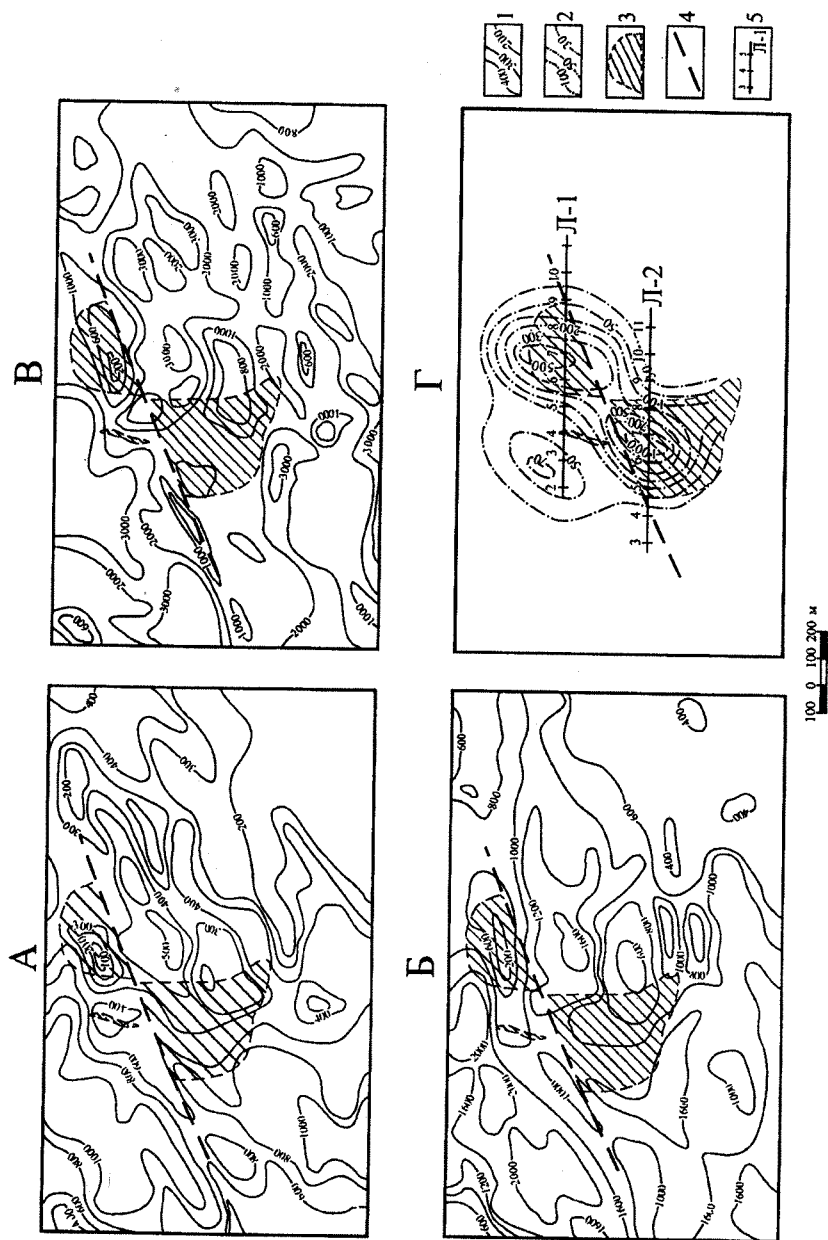


Рис. 5.9. Результаты геофизических работ на участке Летнего месторождения. По данным О. А. Ломакова, А. Д. Скурихина (1970 г.).  
 План изом кажущихся сопротивлений по данным СЭП (АМНВ): А — АВ = 300 м, В — АВ = 1000 м и В — АВ = 2000 м; Г — план изолиний кажущихся сопротивлений и вызванной поляризации (СГ, АВ = 1500 м).  
 Изолинии: 1 — кажущихся сопротивлений, по данным СЭП, 2 — неустановившегося сигнала по данным МПП ( $t = 3.5$  мс, петли 200х200 м), 3 — горизонтальная проекция рудной залежи; 4 — разрывное нарушение; 5 — линии разрезов

стью в объеме сообщества  $\Delta_{k+v}R$ , определяя вспомогательное значение метода в процессе поисков колчеданных месторождений.

Вертикальное электрическое зондирование — ведущий метод электроразведки постоянного тока. Он широко используется при поисковых работах на колчеданных месторождениях. Трудоемкость метода определила его применение при детализации аномалий, и лишь на особо перспективных участках ВЭЗ приобретает площадной характер.

Результаты наблюдений методом представлены кривыми ВЭЗ, которые анализируются совместно с анализом планов изом  $\rho_k$  по фиксированным разносам источников АВ, разрезов кажущихся сопротивлений, профилей и планов типов кривых ВЭЗ. В настоящее время разработана теория и программно-математическое обеспечение интерпретации кривых ВЭЗ для слоистых горизонтальных и наклонных моделей [Электроразведка ..., 1989]. Теоретически раскрыты особенности кривых ВЭЗ для моделей с вертикальными границами, а также с проводящими неоднородностями в виде полушара (модель  $Ж_1$ ), шара ( $Ж_{2,3}$ ) в однородном полупространстве [Земцов, Шак, 1990]. Отмеченные модели, хотя и не вполне адекватны строению участка рудных залежей, положены в основу качественной геологической интерпретации данных ВЭЗ при поисках, а в некоторых случаях для получения количественной оценки характеристик выявленных или прогнозных объектов. Обратимся к анализу данных ВЭЗ на известных рудных участках.

Глубоко эродированные рудные залежи при мощности рыхлых отложений до 30—50 м (модель  $Б_1$ ,  $Ж_1$ ) находят достаточно своеобразное отражение по данным ВЭЗ. Над крупными залежами (третья залежь Гайского, северная залежь Сибайского, Учалинское, Блявинское и другие месторождения) на разрезах сопротивлений наблюдаются “провалы” изолиний  $\rho_k$  до значений (при АВ = 2000 м) первых десятков единиц Ом·м. Кривые ВЭЗ, расположенные в центре эродированной залежи, имеют резкий спад нижней ветви, придающий кривой  $Q$ ,  $KQ$  (см. рис. 5.4) вид, сходный с теоретическими кривыми над проводящим полушаром. Кривые ВЭЗ в бортовых, околоторбовых частях залежи имеют вид  $QH$ ,  $NK$ , сменяясь типовыми кривыми, наблюдаемыми над вулканогенными толщами.

Следующая группа рудных участков может быть рассмотрена на примере пологозалегающей эродированной по восстанию первой залежи Летнего месторождения. Здесь наблюдаются кривые типа  $Q$ , хорошо согласующиеся с теоретическими моделями слоистой наклонной среды, трассирующие проводящий рудный слой на глубину до 60—80 м и теряющие его на больших глубинах (рис. 5.10). Выход же рудного тела на эрозионный срез (модель  $Б_1$ ,  $Ж_2$ ) четко фиксируется “провалом” омического разреза, где наблюдается особая точка  $r_1^6$  локального контура  $\rho_k$ . В этот контур условной границей  $\Delta r_6$  вписывается и область некоторого понижения значений  $\rho_k$ , соответствующая проекции неэродированной части рудного тела на эрозионный срез.

Достаточно типичные данные ВЭЗ наблюдаются над линзовидным телом первой залежи Маканского месторождения (модель  $Б_1$ ,  $Ж_2$ ). За-

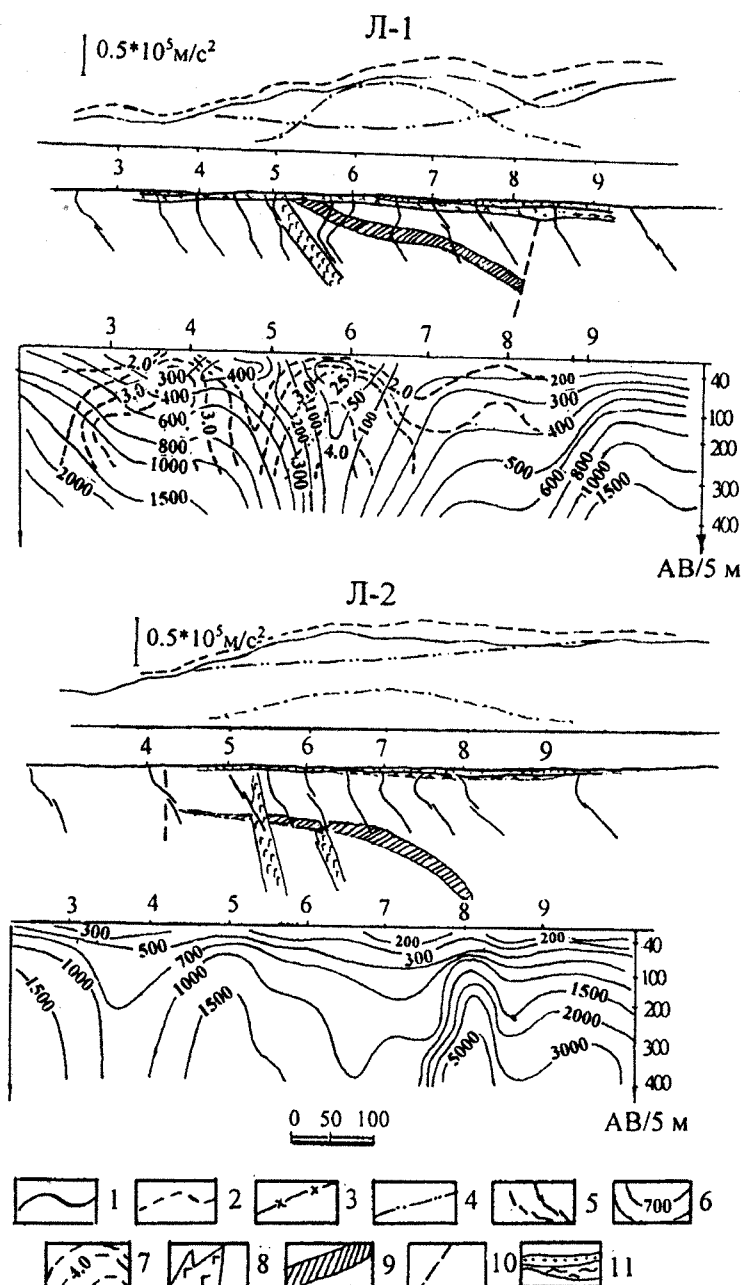


Рис. 5.10. Геолого-геофизические разрезы по разведочным линиям Летнего месторождения (с использованием данных О. А. Ломакова и А. Т. Полуэктова, 1970). Кривые аномалий силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — исправленная за влияние рыхлых отложений, 3 — теоретическая за влияние рудной залежи, 4 — фоновая за вычетом влияния рудного тела; 5 — кривые ВЭЗ; 6 — вертикальные разрезы кажущихся сопротивлений и 7 — вызванной поляризации, %; 8 — дайки габбро; 9 — рудная залежь; 10 — разрывное нарушение; 11 — рыхлые отложения

лежь фиксируется провалом сопротивлений на разрезах  $\rho_k$  и кривыми ВЭЗ типа *КН* (см. рис. 5.5). Подобное распределение полей отмечается над частично эродированными залежами на участках Джусинского, Приорского, Весеннего месторождений.

Таким образом, во всех отмеченных случаях по отдельным профилям или на планах при площадных наблюдениях ВЭЗ фиксируются локальные контуры с аномальной выразительностью характеристик кажущихся сопротивлений. Аномальная выразительность, свойственная изменениям значений  $\rho_k$  по вертикали, отражаемая в типах кривых ВЭЗ, очерчивается границей  $\Delta r_5$  изменения закона распределения полей  $\rho_k$ . Условное ограничение по признаку локальности также подчеркивается “провалом” изоом разрезов.

Рассмотренные природные модели строения “рудных” участков отличаются преобладающим влиянием на формирование характеристик контуров полей  $\rho_k$  высокопроводящих рудных залежей. В пределах вулканогенных толщ локальные контуры  $\rho_k$  с подобной выразительностью относятся к сообществу  $\Delta_{i-v}R$ .

Иное отражение в полях  $\rho_k$  по данным ВЭЗ имеют незэродированные рудные залежи. Так, залежи Осеннего месторождения фиксируются отчетливым “провалом” изоом на разрезах  $\rho_k$ , кривые же ВЭЗ имеют форму *НА* (рис. 5.11). Их количественная интерпретация позволяет объяснить природу локального контура  $\rho_k$  за счет увеличения мощности рыхлых отложений и кор выветривания, что и имеет место на участке. Однако результаты интерпретации указывают на более значительные мощности верхних проводящих слоев, чем на самом деле. Последнее связано с совместным влиянием рудной залежи, согласованной в своем положении с депрессией рыхлых отложений. Подобные ситуации наблюдаются на Озерном месторождении и на других “рудных” объектах, а отличить их от наблюдаемых над многочисленными участками локальных депрессий рыхлых отложений средствами ВЭЗ невозможно. Примечательно, что рудные залежи, не имеющие электрической связи с верхним проводящим слоем, практически не фиксируются по данным ВЭЗ уже при глубинах залегания свыше 50 м. Проиллюстрировать данное заключение можно результатами работ над третьей залежью Летнего месторождения (см. рис. 5.10). Хорошо проводящая пологозалегающая линза колчеданов, расположенная в эффузивах основного состава на глубине 60 м при покрове рыхлых мощностью до 5—10 м, отмечается слабо выраженным “провалом” омического рельефа на разрезах  $\rho_k$  и кривыми АК и КН, характерными для толщ с обычными литофизическими неоднородностями, наблюдаемыми в их строении. Вместе с тем при мощности рыхлых отложений более 80—100 м над эродированными рудными залежами также не наблюдается выраженных проявлений полей  $\rho_k$  по данным ВЭЗ (рис. 5.12).

Таким образом, методы постоянного тока — изолиний, профилирования, ВЭЗ и многочисленные модификации, не рассмотренные здесь, но не имеющие преимуществ перед рассмотренными, обладают вполне определенными разрешающими способностями при поисках.

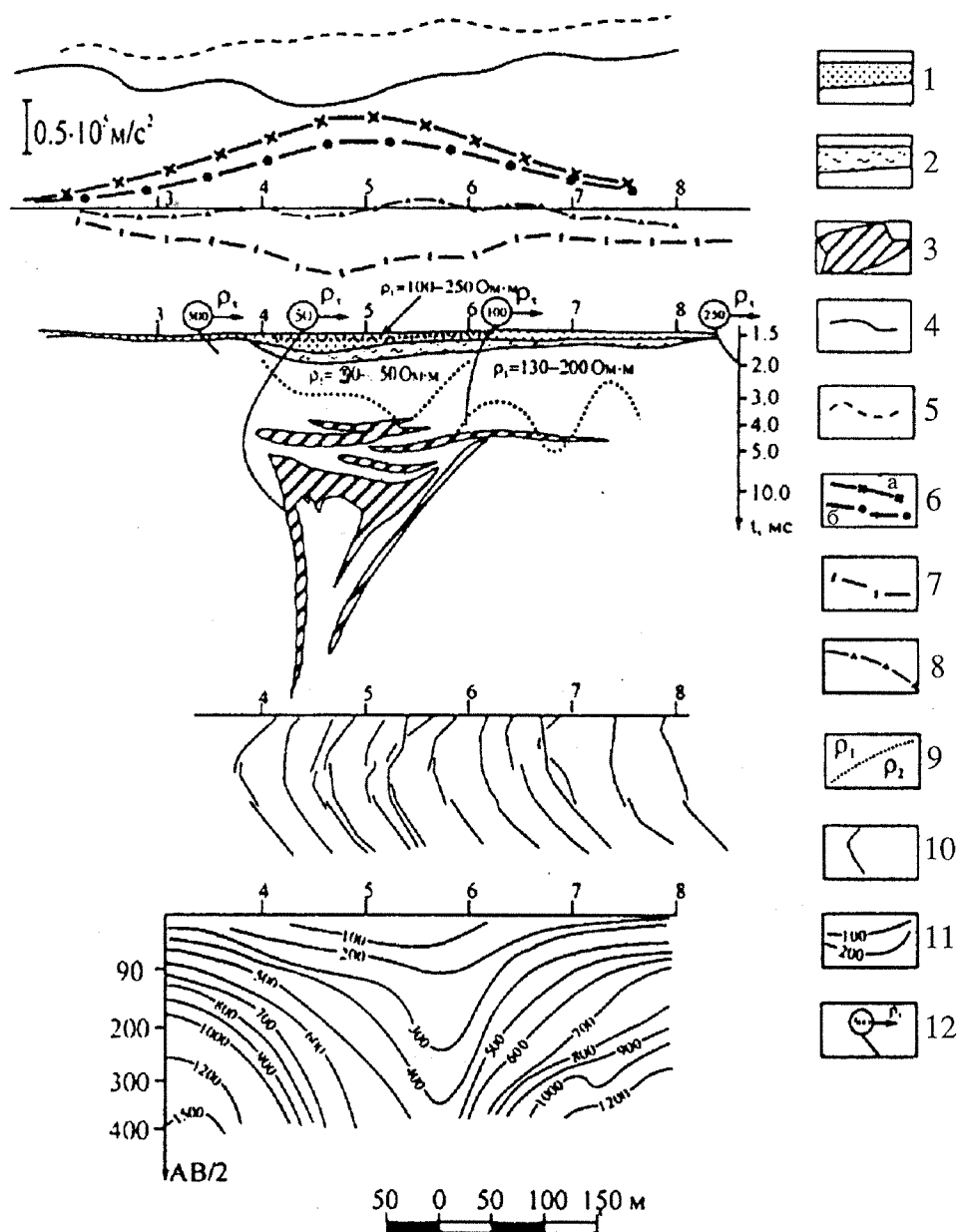


Рис. 5.11. Результаты геофизических работ по разведочной линии Осеннего месторождения:

1 — рыхлые песчано-глинистые отложения; 2 — кора выветривания; 3 — рудная залежь; 4 — наблюдаемая кривая аномалии силы тяжести и 5 — эта же кривая, исправленная за влияние рыхлых отложений; 6 — теоретическая кривая гравитационного поля от влияния рудной залежи при  $\Delta\sigma_1 = 1.4 \text{ г/см}^3$  (а) и  $\Delta\sigma_1 = 1.0 \text{ г/см}^3$  (б); 7 — теоретическая кривая влияния рыхлых отложений и 8 — суммарного влияния рудной залежи и рыхлых отложений; 9 — геоэлектрические границы по данным интерпретации ВЭЗ; 10 — кривые ВЭЗ; 11 — вертикальный разрез сопротивлений по данным ВЭЗ; 12 — кривые кажущихся сопротивлений по данным МПП (петли 200×200 м)

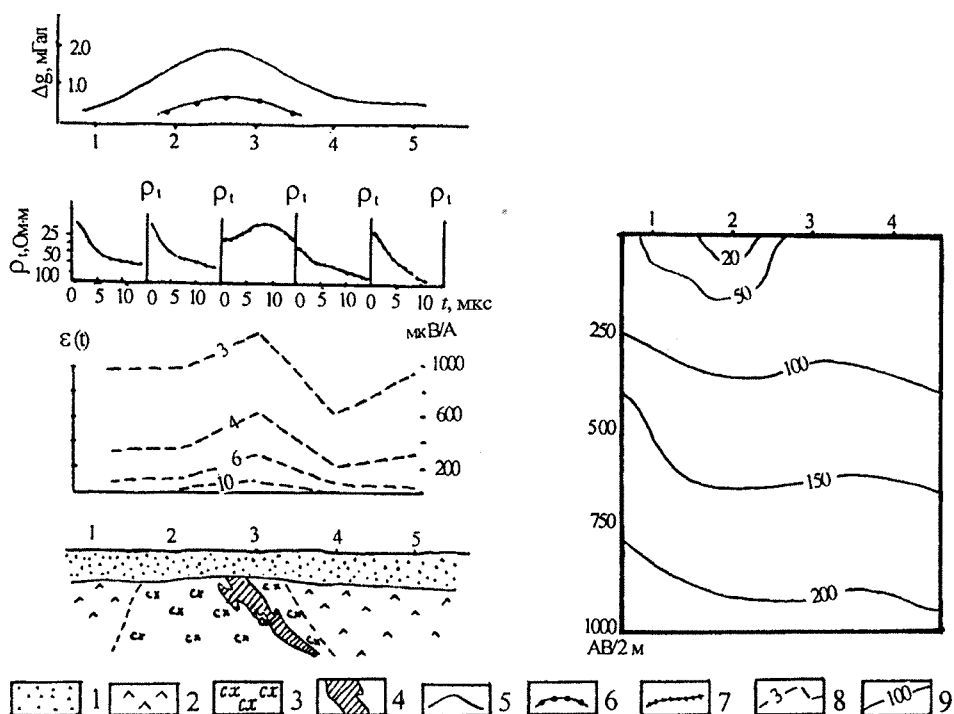


Рис. 5.12. Результаты геофизических работ по линии II Юбилейного месторождения: 1 — рыхлые отложения ( $\sigma = 2,0 \text{ г/см}^3$ ); 2 — эффузивы смешанного состава ( $\sigma = 2,72 \text{ г/см}^3$ ); 3 — кварц-серицит-хлоритовые породы с вкрапленностью сульфидов ( $\sigma = 2,84 \text{ г/см}^3$ ); 4 — колчеданные руды ( $\sigma = 4,20 \text{ г/см}^3$ ); кривые аномалии силы тяжести: 5 — наблюдаемая; 6 — расчетная от рудной залежи; результаты МПП (по В. П. Шумову, 1974 г.): 7 — кривая  $\rho_t$ , 8 — графики  $\varepsilon(t)$  для фиксированных времен; 9 — разрез сопротивлений ВЭЗ (по А. С. Терехину, 1976 г.)

Однако фактически дело сводится к тому, что выделяются два сообщества локальных контуров  $\Delta_{i-v}R$  и  $\Delta_{k+v}R$ . При этом главная проблема интерпретации геополей заключается в приведении всего множества  $\Delta_j R$  к виду  $(\Delta_{i-v}R, \Delta_{j-k}R)$ .

## 5.2.2. МЕТОД ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Необходимость поисков локальных скоплений проводящих руд под покровом пород с высоким электрическим сопротивлением определила обращение к индуктивным методам электроразведки, обладающим, в отличие от методов постоянного тока, принципиальным преимуществом. В результате развития теории и проведения экспериментальных и опытно-методических работ среди методов индуктивной электроразведки выделилось направление импульсной индуктивной электроразведки [Сидоров, 1985]. Методическое и аппаратное обеспечение этого направления, оформившееся в виде метода переходных процессов (МПП), получило ведущее значение при поисках рудных тел колчеданных месторождений [Метод..., 1971; Руководство..., 1976]. В МПП импульсное возбуждение магнитного поля осуществляется незаземленным генера-

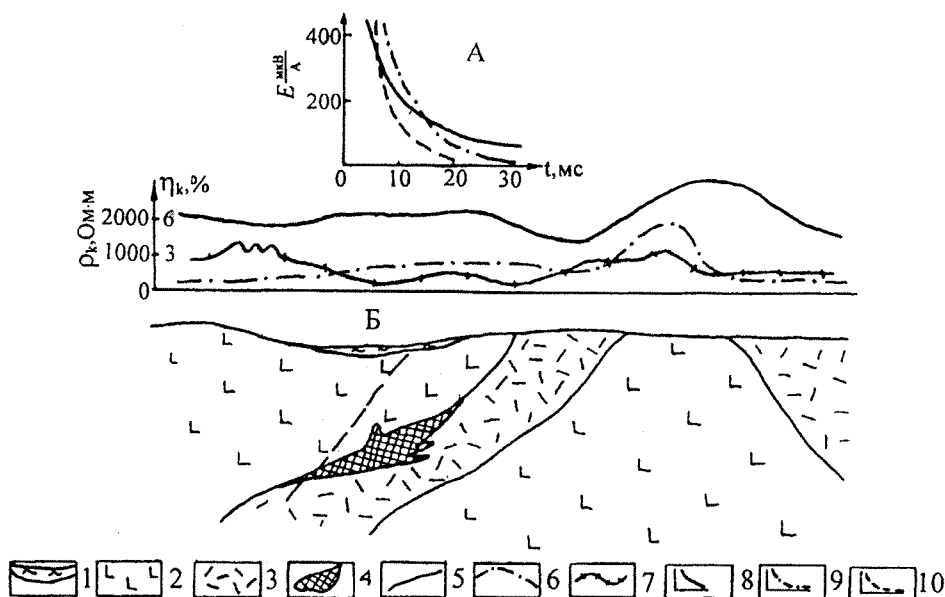


Рис. 5.13. Схематический геологический разрез и результаты геофизических наблюдений по Комсомольскому месторождению:

А — графики переходных процессов; Б — геологический разрез: 1 — рыхлые песчано-глинистые отложения; 2 — основные вулканогенные породы; 3 — субвулканические породы кислого состава; 4 — рудное тело; 5 — наблюдаемая кривая гравитационного поля; 6 — кривая кажущейся поляризуемости  $\eta_k$  (срединные градиенты,  $AB = 1500$  м); 7 — кривая кажущихся электрических сопротивлений; временные переходные характеристики (по В. А. Сидорову): 8 — наблюдаемая над месторождением, 9, 10 — расчетные кривые в присутствии рыхлых отложений с продольной проводимостью 5 и 10 см соответственно

торным контуром, а в паузах между импульсами производится регистрация магнитных полей вихревых токов, возникающих в проводящих неоднородностях. При этом ЭДС, регистрируемая на зажимах приемных контуров и отнесенная к определенным отметкам времени  $t$  с момента вы-

ключения тока  $I$  в генераторном контуре —  $E(t) = \frac{U(t)}{I}$ , является исход-

ной информацией для выявления и геометризации проводящих неоднородностей в геологическом пространстве (рис. 5.13).

Регистрация  $E(t)$  осуществляется при различных установках, определяемых соотношениями генераторных и приемных контуров: совмещенные контуры, включая однопетлевые; соосные — приемный контур меньшего размера размещен в центре генераторного контура; рамочная регистрация  $E(t)$  по профилям внутри генераторного контура. При этом в МПП при поисках колчеданных месторождений применяются площадные и детализационные съемки. Первые обычно осуществляются совмещенными приемными и генераторными петлями с размерами от  $200 \times 200$  до  $600 \times 600$  м с перестановкой петель с заданным шагом. Детализация выявленной аномалии производится как петлями меньших размеров, так и с использованием рамочных приемных установок.



Результаты измерений представлены кривыми спада  $E(t)$ , отнесенными к центрам приемных петель. Анализ этих кривых проводится совместно с картами изолиний и профилей графиков  $E(t)$  на фиксированных задержках  $t$ . Используется также пересчет  $E(t)$  в кривые  $\rho_z$ , позволяющие судить о распределении электрических неоднородностей по верти-

кали. Для локальных аномалий  $E(t)$  определяется параметр  $\alpha = \frac{1}{\sigma \mu a}$ , где

$\sigma$  — удельная электропроводность,  $\mu$  — магнитная проницаемость,  $a$  — множитель, пропорциональный эффективному размеру проводящей локальной неоднородности. Параметр  $\alpha$  отражает характер затухания поля над локальным объектом, сопоставимым с шаром. Над известными рудными залежами колчеданных месторождений Южного Урала этот параметр изменяется в интервале от 2 до 30  $\text{с}^{-1}$ . Однако в сложных условиях строения рудных участков и вмещающего пространства наблюдаются некоторые неопределенности в выявлении и оценке контуров аномальных полей, вызванных рудными залежами.

Прежде всего в теории МПП есть нерешенные проблемы. Так, еще в период становления метода было обращено внимание на то, что при полевых наблюдениях довольно часто фиксируются отрицательные значения  $E(t)$ , рассматривавшиеся как технический брак. Тщательными наблюдениями на ряде таких участков было доказано природное происхождение такого явления [Родионов, Виноградов, 1973]. Был установлен разнообразный характер поведения кривых спада  $E(t)$ . В одних случаях положительные значения ЭДС переходят через нулевую отметку в область отрицательных значений, где образуют выраженный экстремум. В

других случаях такая кривая еще раз переходит в область положительных значений  $E(t)$  и через экстремум спадает снова в отрицательную область.

В качестве примера на рис. 5.14 представлены результаты наблюдений на одной из рудных залежей Западного участка месторождения Авангард. Здесь совмещенными петлями 300×300 м зафиксирована характеристика  $E(t)$ , представляющая собой кривую с переходом через нуль в область отрицательных значений, где она образует явно выраженный экстремум. На рис. 5.15 представлены результаты наблюдений на одном из участков Джайлганской рудной зоны. Участок

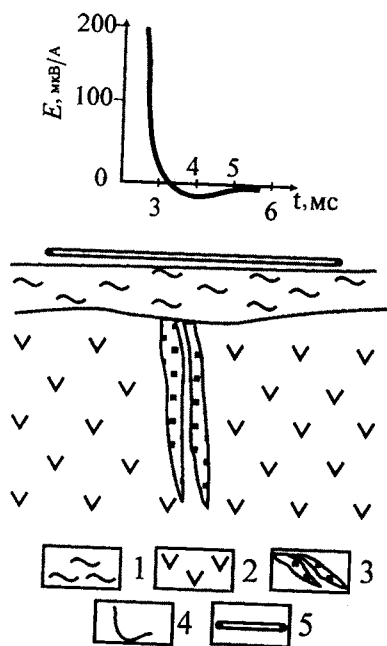


Рис. 5.14. Результаты наблюдений МПП на Западном участке месторождения Авангард:

1 — рыхлые отложения; 2 — эффузивы основного состава; 3 — колчеданные руды; 4 — кривая спада неустойчивого сигнала; 5 — положение совмещенной приемно-генераторной петли

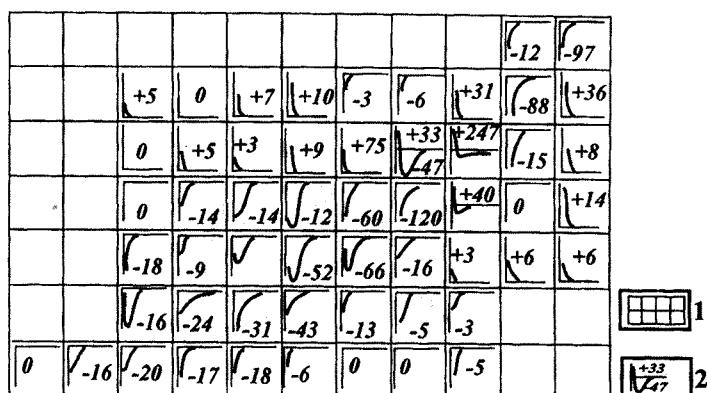


Рис. 5.15. Результаты наблюдений МПП на одном из участков Джаилганской рудной зоны: 1 — планшеты наблюдений МПП (200×200); 2 — кривые спада неустановившегося сигнала (числа — значения ЭДС на первой задержке)

сложен эффузивами основного состава со слабой сульфидной и магнетитовой минерализацией. Наблюдаются признаки разнонаправленных разрывов. Развита глинистая кора выветривания мощностью до 40 м. Приведенные характеристики  $E(t)$  по наблюдениям совмещенными петлями 200×200м показывают разнообразие протекания процесса спада ЭДС.

Таким образом, стало очевидно, что протекание переходных процессов в природных средах имеет более сложный характер. До этого исходя из теоретических представлений считалось, что при индуктивном возбуждении поля становления обязаны только магнитному полю вихревых токов; существованием магнитного поля емкостной составляющей за счет эффектов вызванной поляризации пренебрегали, считая его несущественным. Однако количественная оценка емкостной составляющей поля становления при индуктивном возбуждении его не была сделана из-за чрезвычайной громоздкости расчетов (применительно к возможностям ЭВМ того времени). Не была сделана такая оценка и в лабораторных условиях путем моделирования из-за несовместимости критериев подобия. Эти обстоятельства предопределили априорные исходные теоретические предпосылки, которые, как показал опыт, оказались недостаточно полными.

В соответствии с классическими представлениями электродинамики, вид переходных характеристик, подобный выявленному, можно объяснить только наличием емкостной составляющей в поле становления. Геоэлектрические особенности сред, приводящие к появлению этого эффекта, оказались неизученными. Если они имеют широкое развитие, то при наблюдениях можно сталкиваться с явлениями, когда временные переходные характеристики являются разностными, а формальная интерпретация их исходя из принятых теоретических представлений может привести к ложным выводам. В одних случаях это приведет к завышению физических параметров искомых объектов, а в других — к занижению, что может вызвать пропуск перспективных или, наоборот, привле-

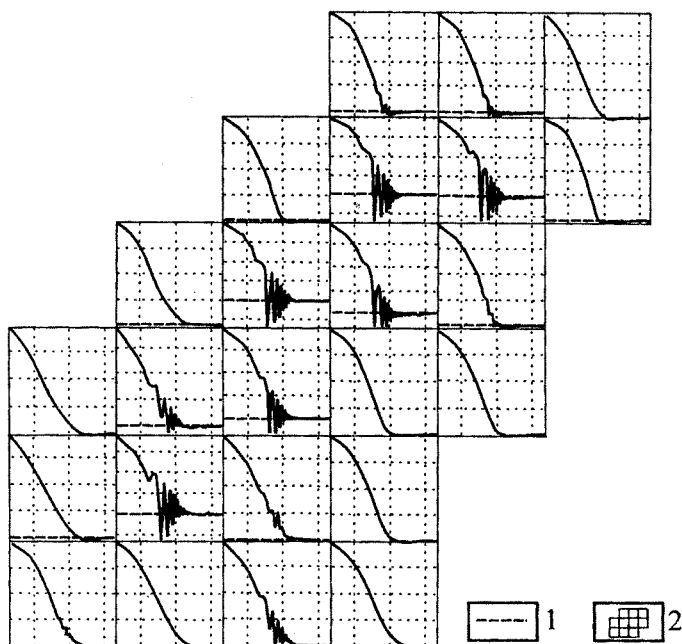


Рис. 5.16. Осциллирующий процесс спада ЭДС на участке Курмансай (петли 200×200):  
1 — нулевой уровень ЭДС; 2 — планшеты наблюдений МПП

чение внимания геологов к неперспективным геологическим структурам. Заметим, что повторные наблюдения, выполненные нами на обозначенном участке (рис. 5.15) “Водопадный”, через 30 лет с аппаратурой нового поколения подтвердили полученный результат.

Данное явление постоянно привлекает внимание геофизиков. В результате исследований, выполненных Р. Б. Журавлевой и И. Э. Гавриловой (1978 г.), В. А. Сидоровым и А. М. Яхиным (1979 г.), В. П. Губатенко и В. В. Тикшаевым (1980 г.), Ф. М. Каменецким и В. М. Тимофеевым (1981 г.), В. В. Кормильцевым и А. Н. Мезенцевым (1989 г.), становится общепризнанной ответственность ВП за появление аномальных процессов в спаде ЭДС. Были предложены теоретические обоснования наблюдаемого явления и методические приемы для его исключения и использования. Однако в общем случае проблема, являясь одной из ключевых в современной электроразведке, до сих пор остается не решенной. Более того, как это ни парадоксально, работами 2001—2002 гг. нами показано, что существуют природные среды, где в протекании спада присутствует затухающая осциллирующая компонента (рис. 5.16) — колебательный контур, реагирующий на импульсное возбуждение. При появлении таких процессов на практике они в лучшем случае браковались, в худшем — сохранялись значения сигнала на ранних временах (в области “нормального” спада).

Все отмеченное демонстрирует несовершенства теоретического обоснования МПП и, вероятно, всей импульсной индуктивной электро-

разведки, что негативно отражается на практике. Преодоление этих недостатков становится актуальной задачей для повышения эффективности работ. Тем не менее, как показывает опыт, МПП является достаточно эффективным методом при поисках колчеданных месторождений на Южном Урале, о чем свидетельствует анализ полей  $E(t)$ , наблюдаемых на известных объектах [Родионов, Виноградов, 1973; Виноградов, Фомин, 2004].

Исходя из структурных и геоэлектрических особенностей рудные участки колчеданных месторождений в итоге анализа результатов применения МПП можно разбить на три группы. К первой относятся участки, в которых основная масса сплошных руд сосредоточивается в отдельных компактных телах (основное тело Приорского, пятая залежь Гайского месторождений, месторождения Учалинское, Бурибаевское, Блявинское, Айдырлинское и др.). В геоэлектрическом разрезе такие тела могут быть аппроксимированы однородными проводящими объектами геометрически правильной формы, создающими простые по структуре аномальные ситуации (см. рис. 5.2,  $Z_1$ ). Ко второй группе относятся участки, в которых рудная масса заключается в системах кулисообразно расположенных различных по размерам тел или рудных блоков, порой с разнообразным залеганием, расчлененных высокоомными дайками и жильными породами ( $Z_2$ ). Это обстоятельство обуславливает нарушение электрической и осложнение индуктивной связи между отдельными рудными телами или их блоками (месторождение Молодежное, Озерное, Авангард, Осеннее и др.). Геоэлектрические разрезы таких месторождений характеризуются чрезвычайной сложностью. Третья группа объединяет участки месторождений (Е, Ж,  $Z_3$ ), представленные преимущественно прожилково-вкрапленными рудами, удельные электрические сопротивления которых несущественно отличаются от сопротивлений вмещающих гидротермально-переработанных пород (месторождения Майское, Кызл-Кибачи, Бакр-Тау и др.).

Указанные выше структурные и геоэлектрические особенности рудных объектов отражаются в выраженности амплитудных характеристик контуров аномальных полей  $E(t)$  и соответственно в разрешающих возможностях МПП. Анализ результатов исследований показывает, что рудные участки, относимые к первой группе, фиксируются переходными характеристиками  $E(t)$  и параметрами  $\alpha$ , достаточно хорошо коррелирующимися с масштабами рудной массы. Крупные рудные тела отмечаются затянутым спадом  $E(t)$  и характеризуются  $\alpha = 2\text{—}10\text{ с}^{-1}$  (месторождения Комсомольское —  $\alpha = 4\text{ с}^{-1}$ , Приорское —  $\alpha = 8\text{ с}^{-1}$ , пятая залежь Гайского  $\alpha = 2\text{ с}^{-1}$ ). Средние, не существенно отличаясь по длительности процесса, характеризуются  $\alpha = 8\text{—}20\text{ с}^{-1}$  (первая залежь Летнего  $\alpha = 9\text{ с}^{-1}$ , пограничная залежь Весеннего  $\alpha = 18\text{ с}^{-1}$  месторождений). Мелкие рудные тела при сравнительно сокращенной длительности спада  $E(t)$  имеют  $\alpha > 20\text{ с}^{-1}$  (Айдырлинское месторождение).

Рудные участки, относимые ко второй группе, как уже отмечалось, представлены системами рудных тел или блоков, разделенных между со-

бой высокоомными породами. В связи с этим время затухания переходных процессов в целом над рудным участком определяется не только тем отдельным рудным телом или блоком, для которого характерна наименьшая величина параметра  $\alpha$ , но и телами (блоками), которые находятся ближе к поверхности (З<sub>3</sub>). Суммарные значения, наблюдаемые в условных границах аномальных контуров на планах изолиний, расположенных в сфере влияния приемно-генераторной петли,  $E(t = k)$  — вклад  $i$ -го рудного тела (блока)  $E(t)$  определяются размерами, электромагнитными параметрами, глубинами залегания отдельных рудных тел, взаимными пространственными расположениями между собой и приемно-генераторными контурами. Параметр  $\alpha$  рудного участка, определяемый по установленной временной переходной характеристике  $E(t)$ , отвечает некоторому абстрактному осредненному проводящему телу и не коррелируется с объемом рудной массы в залежи. Например, рудный участок Осеннего месторождения характеризуется параметром  $\alpha = 20 \text{ с}^{-1}$ , а существенно меньший по запасам руд участок месторождения Левобережное имеет  $\alpha = 6 \text{ с}^{-1}$ .

Рудные участки, относимые к третьей группе, из-за низкой электропроводности и малых объемов сплошных руд в залежах должны бы характеризоваться быстрым спадом  $E(t)$  и высокими параметрами  $\alpha$ . Однако среди них встречаются участки, не укладывающиеся в классические представления. Так, рудный участок месторождения Кзыл-Кибачи (рис. 5.17), представленный преимущественно вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудными телами, разбит вместе с вмещающими оруденение метасоматитами на блоки. Участок отмечается резко выраженным локальным контуром  $E(t)$  с длительностью переходного процесса до 15 мс. Параметры аномалии ( $\alpha \approx 8 \text{ с}^{-1}$ ) соответствуют влиянию крупного хорошо проводящего рудного тела, однако такое на этом участке не обнаружено.

Анализ результатов МПП в районе известных месторождений (наблюдения, к сожалению, в большинстве своем выполнены после их открытия) указывает на их несомненные преимущества перед результатами других методов. Фактически над всеми промышленными мелкими, средними, крупными залежами, расположенными на глубинах до 100—150 м и при условии выбора размеров петель в соответствии с рекомендуемыми методическими установками, выявлены локальные контуры полей  $E(t)$  с аномальной выразительностью характеристик.

При этом использовались следующие характеристики. Положение локальных контуров определяется по экстремальным отметкам  $r_i^{-1}$  на планах изолиний  $E(t)$  с фиксированными временами  $t = k$ . Аномальность же контуров оценивается по корреляции  $\bar{r}_i^{-1}$  экстремумов на графиках, построенных во всем диапазоне задержек  $t = k$  дискретной регистрации  $E(t)$ . Условные границы  $\Delta_i(r_6)$  определяются замкнутыми изолиниями  $E(t)$ , заключенными на участках, соразмерных значениям  $\Delta L_i \times \Delta L^i$ , установленным для залежей колчеданных месторождений (п. 5.1). Условным границам придается, кроме того, значение резкостных  $\Delta_i r_1$ , если на некоторых предельно поздних аномальных задержках они устанавливались на уровне тройной точности регистрации  $E(t)$ . При изменении закона



Подобными контурами могут фиксироваться как рудные залежи в сложной геоэлектрической обстановке, так и нерудные участки — прослой графитистых пород, интрузии серпентинитов, обводненные участки трещиноватых пород по разрывам, резко выраженные депрессии рыхлых отложений и кор выветривания. Однако количество локальных контуров этого сообщества в МПП несравнимо меньше, чем наблюдаемая в других методах, что подчеркивает высокие разрешающие способности рассматриваемого метода, а следовательно, его высокую технологичность.

Контуры в условных  $\Delta r_6$  и резкостных  $\Delta r_1$  границах, различаемые только по амплитуде характеристик  $r_i^1$  при спаде  $E(t)$ , фиксируемом на ранних временах (одна-три задержки), относятся к сообществу  $\Delta_{j-k}R$ . Нужно отметить, что эти контуры на ранних временах выравниваются с фоном, определяемым точностью регистрации  $E(t)$ .

На рис. 5.18 представлены результаты работ МПП по участку, включающему месторождение Авангард. На нем показана реализация системного подхода при выделении локальных контуров  $E(t)$ , относимых к разным сообществам, а сравнительные оценки локальных контуров приведены в табл. 5.2.

Следовало бы обратить внимание на то, что процессы с отрицательными значениями  $E(t)$  и с переходами  $E(t)$  в область отрицательных значений остались не охваченными при анализе результатов МПП. Отмеченные и более сложные процессы (см. рис. 5.15, 5.16), к большому сожалению, до самого последнего времени исключались из регистрации или регистрировались значением  $E(t) = 0$ .

В контурах, относимых к сообществу  $\Delta_{i-v}R$ , в отличие от методов постоянного тока, отмечаются залежи под покровом рыхлых отложений значительной мощности. Так, 4-я залежь Юбилейного месторождения (см. рис. 5.12) фиксируется достаточно выразительным процессом  $E(t)$ , глубинная природа которого устанавливается по кривым  $p_t$  (параметр  $\alpha \approx 25 \text{ с}^{-1}$ ). Месторождение Озерное, находящее лишь косвенное отражение в полях постоянного тока, уверенно проявляется в характере кривых  $p_t$  и показателем  $\alpha \approx 20 \text{ с}^{-1}$  (см. рис. 5.8). Столь же отчетливо выявляется в полях  $E(t)$  рудная залежь Осеннего месторождения ( $\alpha \approx 27 \text{ с}^{-1}$ ), выявленного непосредственно по данным МПП (см. рис. 5.11) в пределах выделенного нами прогнозного рудного поля [Виноградов и др., 1970].

Особенно примечательны результаты МПП над незеродированной третьей залежью Летнего месторождения (см. рис. 5.9), геоэлектрическая обстановка которого, несмотря на небольшую глубину залегания рудного тела, исключает его выявление по данным других методов.

Наиболее глубокозалегающим объектом, достаточно отчетливо фиксируемым по данным МПП, является Комсомольское месторождение, глубина до верхней кромки массивных руд которого 160 м. Однако над крупными залежами Подольского, Узельгинского и шестой залежью Юбилейного месторождений, залегающих на глубинах более 300 м, по данным работ прошлых лет, не получены сигналы  $E(t)$ , согласованные с положением отмеченных объектов.

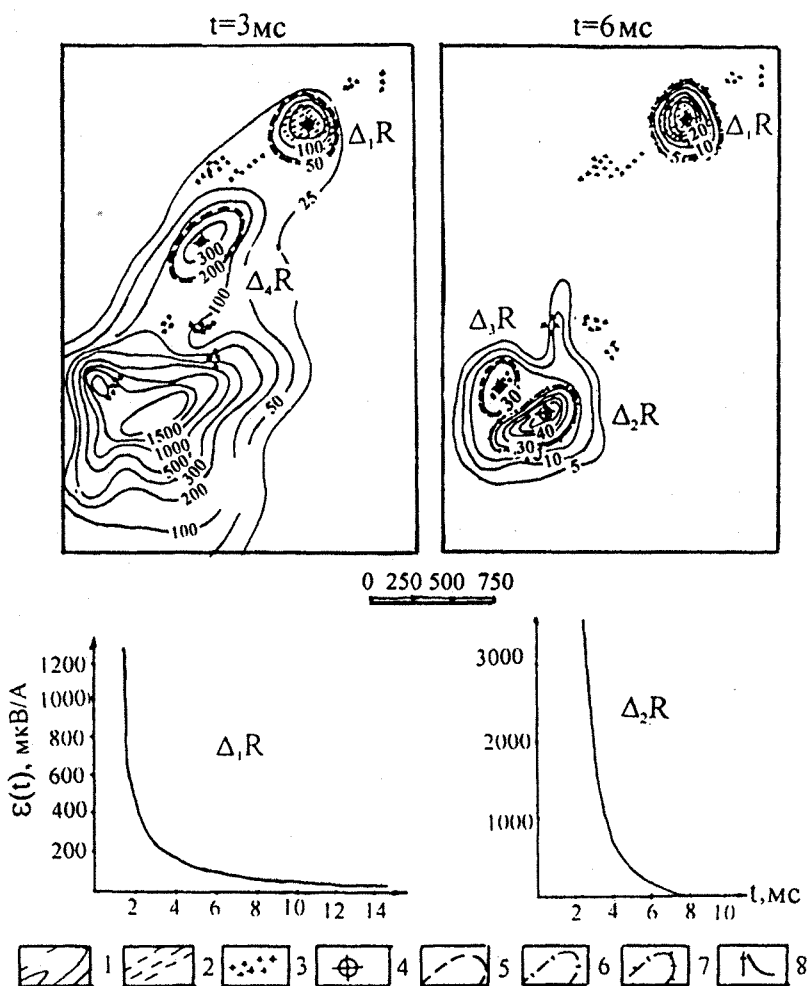


Рис. 5.18. Пример выделения различных типов аномальных локальных контуров  $\Delta_j R$  по данным МПП с петлями  $200 \times 200$  м (участок месторождения Авангард, съемки А. Н. Яценко, 1970 г.):

1 — изолинии поля  $\epsilon(t)$  на разных временах  $t$  (микровольт на ампер); 2 — положение рудных тел месторождения; 3 — выходы бурожелезняковых образований; 4 — экстремальные значения поля на фиксированных задержках в условных (5), комплексных условных (6) и резкостных (7) границах аномальных контуров (см. табл. 5.2); 8 — временные переходные характеристики

По теоретическим расчетам применительно к условиям Южного Урала даются прогнозы о возможности открытий с использованием МПП крупных и средних залежей на глубинах до  $200\text{--}400$  м, а при современном техническом и методическом обеспечении и реализации достижений в области интерпретации полей  $E(t)$  глубинность метода при выявлении месторождений типа Комсомольского оценивается в  $1000$  м [Сидоров, 1985]. Однако очевидна необходимость теоретических, экспериментальных, технических и организационных решений, снимающих неопределенность в полученных результатах. Необходимость таких ре-



Таблица 5.2

**Характеристики локальных контуров полей  $E(t)$  в МПП на участке  
месторождения Авангард (см. рис. 5.18)**

$\Delta_j R$	$r_1^j$	$r_{12}$	$L_i$	$L^j$	$\bar{L}_j$	$\bar{L}^j$	$\Delta_j r$	$\Delta_j r_5$	$\Delta_j r_6$	И, нат	$\alpha, c^{-1}$	Тип
$\Delta_1 R$	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1.69	25	$\Delta_{i-v} R$
$\Delta_2 R$	1	1	1	1	1	1	—	1	1	1.21	50	$\Delta_{v+k} R$
$\Delta_3 R$	1	—	1	1	1	1	—	—	1	0.88	—	$\Delta_{i-k} R$
$\Delta_4 R$	1	—	1	1	1	1	—	—	1	0.88	—	$\Delta_{j-k} R$

шений диктуется и неадекватностью оптимистических оценок разрешающих возможностей МПП фактической отдаче метода. Несмотря на то, что на Южном Урале МПП закрыты все, зачастую неоднократно перспективные площади, в активе метода до сих пор нет ни одного месторождения, выявленного на глубинах свыше 100 м. Из числа же открытых за последние 25—35 лет десятков месторождений непосредственно в заслугу МПП можно отнести лишь месторождения Осеннее, Авангард и, с некоторыми оговорками, Приорское. С учетом всех приведенных данных возникает крамольная с точки зрения современного теоретического и технического обеспечения метода мысль — не ушли ли сигналы от пропущенных месторождений в отфильтрованные сложившейся не вполне корректной технологией.

На этот вопрос могут ответить новые научные решения, основанные на данных экспериментальных и опытно-методических наблюдений на известных природных объектах. Для этого в 2001—2002 гг. Институтом геофизики УрО РАН на ряде типовых известных месторождений выполнены исследования с использованием нового поколения аппаратуры (СТРОБ-М, разработка ВИРГ). Этот аппаратурно-методический комплекс предназначен для производства нескольких вариантов электроразведочных работ: метод ВП с различными установками; МПП в однопетлевом, детализационном (автономная рамка эффективной площадью около 11000 м<sup>2</sup>) и скважинном вариантах. Данная аппаратура имеет следующие основные характеристики: обеспечивает измерение переходных процессов в диапазоне времен 5 мкс — 32 с; возможности задания оператором значений длительности строба в пределах от 5 до 160 000 мкс с шагом 5 мкс; позволяет выделить раннюю стадию для более подробного изучения начального участка переходного процесса и задать разные длительности стробов в ранней и поздней стадиях; для питания силовой части в режиме МПП применяется внешний источник постоянного тока напряжением от 12 до 100 В; при максимальном токе в генераторном контуре 10 А [Измерительно-информационная система..., 1996]. Нами при производстве полевых работ обычно использовались следующие параметры: ток  $I = 3$ —6 А, длительность импульса (паузы) 10—20 мс, строб 5—20 мс. В состав программного обеспечения входят: а) программа управления измерениями; б) программа предварительного просмотра и отбраковки полевых данных; в) программа преобразования переходных характеристик  $E(t)$  в кривые  $\rho_\tau$ , а затем в кривые зондиро-

вания  $r_k(H)$ , построения схематических геоэлектрических разрезов и редактирования данных.

Экспериментальные наблюдения выполнены на четырех месторождениях Южного Урала: Левобережном, Осеннем, Подольском и Северо-Подольском, удовлетворяющих различным геолого-геофизическим условиям. Месторождение Левобережное представлено мелким крутопадающим рудным телом, выходящим на эрозионный срез и перекрытым рыхлыми отложениями, мощность которых на данном участке колеблется в пределах 10—20 м. Примером объекта средних размеров, перекрытого толщей высокоомных вулканогенных пород, служит сложно построенное Осеннее месторождение, залегающее на глубинах  $\approx 60$  м. Рыхлые отложения на участке месторождения имеют мощность 10—30 м, при этом увеличение их мощности наблюдается непосредственно над рудными залежами. Глубоко залегающие объекты представлены крупными по запасам Подольским и более мелким Северо-Подольским месторождениями, залегающими на глубинах от  $\approx 400$  (Северо-Подольское) до  $\approx 600$  м (Подольское). Здесь пластообразные субгоризонтальные рудные тела, сопровождаемые мощным горизонтом метасоматитов перекрыты в целом высокоомной толщей, включающей редкие прослои пород, с относительно пониженными значениями удельного сопротивления. Кроме этих объектов, в рассмотрение также включен Янзигитовский участок (район горы Сибай), как безрудный пример.

Первичными критериями при оценке аномальности участка в любом случае выступают наблюдаемые переходные характеристики и кривые  $\rho_T$ . Рис. 5.19 демонстрирует необходимость их совместного анализа. Так, здесь видно, что переходный процесс в петле  $400 \times 400$  м, наблюдаемый на Северо-Подольском месторождении, сходен по характеру с процессом, зарегистрированным на безрудном Янзигитовском участке аналогичной установкой. При пересчете этих переходных процессов в зависимости распределения кажущегося сопротивления от времени были получены принципиально различные кривые  $\rho_T$ . В результате такой трансформации на Янзигитовском участке график  $\rho_T$  свидетельствует об отсутствии массивных проводников в области влияния генераторного контура, а Северо-Подольскому месторождению соответствует контрастно выраженный спад на кривой  $\rho_T$ .

Примерно аналогичная ситуация сложилась при сопоставлении сигналов от мелкого эродированного месторождения (Левобережное) и от крупного глубинного объекта (Подольское). Оба переходных процесса в данном случае имеют ярко выраженный аномальный характер и по внешнему виду не имеют существенных расхождений. Несмотря на это, различия кривых  $\rho_T$  очевидны. Подольское месторождение характеризуется слабыми относительными понижениями  $\rho_T$  в интервале времен 6—20 мс, что в условиях исследуемого разреза соответствует глубинам  $\approx 500$ —600 м. Для Левобережного месторождения характерно более сложное распределение параметра  $\rho_T$ . Форма кривой  $\rho_T$  в данном случае не является критерием глубинности, так как горизонтальные размеры

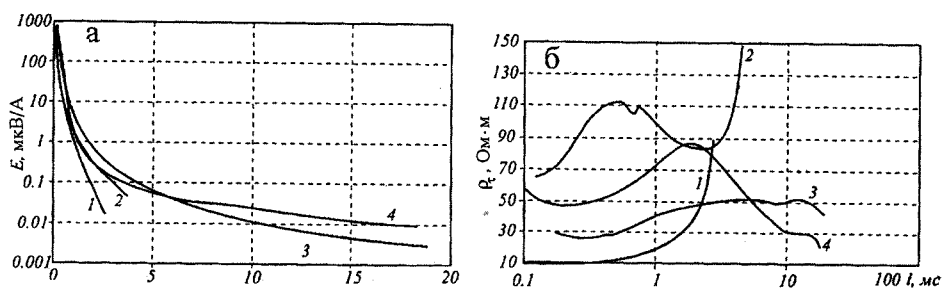


Рис. 5.19. Переходные характеристики (а) и кривые  $\rho\tau$  (б) на различных объектах, однопетлевой вариант, петли  $400 \times 400$  м.

1 — участок Янзигитовский; месторождения: 2 — Северо-Подольское, 3 — Подольское, 4 — Левобережное

рудного тела и глубина его залегания меньше стороны петли. Приведенные результаты демонстрируют лишь принципиальную возможность обнаружения сходного по строению объекта петлей больших размеров (в частности  $400 \times 400$  м).

Из рис. 5.19 видно следующее: а) слабо аномальный переходный процесс может дать контрастную аномалию  $\rho\tau$ ; б) крупный глубинный и мелкий приповерхностный проводники, при исследовании их установками большого размера, могут иметь внешне сходные переходные процессы, но различные кривые  $\rho\tau$ ; в) существует принципиальная возможность обнаружения мелких объектов с помощью больших установок МПП в случае благоприятных условий; г) результаты интерпретации являются лишь индикатором присутствия объекта, но не позволяют давать сравнительную оценку значений сопротивлений.

В случае измерений петлями  $200 \times 200$  м (рис. 5.20) видно, что по характеристикам переходных процессов уверенно фиксируются мелкие, средние и крупные месторождения. Для этих объектов аномальный характер переходных процессов подтвержден пониженными значениями на кривых  $\rho\tau$ . В то же время в целом аномальный характер переходного процесса, полученного над Подольским месторождением, как показывает график  $\rho\tau$ , не адекватен геоэлектрической обстановке участка.

Таким образом, целесообразен совместный анализ графиков переходных процессов и кривых  $\rho\tau$  как взаимодополняющих при оценке аномальности участка. Вместе с тем следует помнить о том, что связь полученных данных с распределением сопротивлений не очевидна.

Результаты детализационных работ в петле  $400 \times 400$  м автономной рамкой через ее центр на Северо-Подольском месторождении показали, что данные детализации плохо согласуются с положением рудного тела. Результаты такого же варианта детализационных работ на Подольском месторождении вообще не согласуются с действительностью. Отсюда можно сделать вывод о непригодности использования детализации автономной рамкой внутри петли при исследовании глубокозалегающих рудных тел. Для детального оконтуривания объектов такого типа можно использовать однопетлевой вариант МПП с теми же размерами установок, что и при поисках, но с более густым шагом

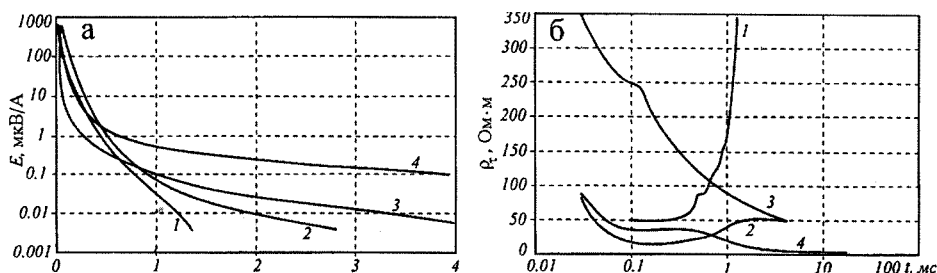


Рис. 5.20. Переходные характеристики в МПП (а) и кривые  $\rho_t$  (б) на различных объектах, однопетлевой вариант, петли 200×200 м:

1 — безрудная петля; месторождения: 2 — Подольское, 3 — Осеннее, 4 — Левобережное

сети наблюдений. В случае меньшей глубины залегания рудного горизонта можно несколько уменьшить и размеры детализационных установок (до 300×300 и 200×200 м).

Заслуживают внимания результаты детализационных работ автономной рамкой, проведенные на Левобережном месторождении (рис. 5.21). Здесь детализация проводилась в два этапа: в петле 400×400, по сети 50×25; в петле 200×200, по сети 20×10 м. На первом этапе более подробно была оконтурена проекция выхода рудного тела на эрозионный срез, а по результатам детализационных работ в контуре петли 200×200 м была получена интенсивная аномалия ЭДС неустановившегося сигнала. Характер детального распределения наблюдаемой ЭДС и условные геоэлектрические разрезы вдоль профилей устанавливают здесь наличие хорошо проводящего объекта на глубине около 20 м, имеющего южное падение и резкую северную границу. Заданная по данным детализации проверочная скважина вскрыла массивные руды в интервале 18—86 м, что позволило уточнить строение рудного тела, подтвержденное последующим детальным (20×20 м) его разбуриванием, и перевод объекта в разряд промышленно значимого.

Итак, петлями больших размеров (400×400 м) фиксируются все четыре объекта. При этом над мелким приповерхностным крутопадающим рудным телом (Левобережное месторождение), благодаря идеальным условиям регистрации, получена наиболее аномальная переходная характеристика. Сопоставимый переходный процесс создает и крупный глубинный пластообразный проводник (Подольское месторождение). Тем не менее рассчитанные по этим данным кривые  $\rho_t$  имеют существенные различия. Это говорит о том, что в случае мелкого объекта аномалии, полученные измерениями большими установками, не несут информации о распределении удельного сопротивления на исследуемом участке, а могут служить лишь признаком проводника. При оптимальных соотношениях между параметрами разреза и размерами петли небольшой сравнительно глубоко залегающий объект (Северо-Подольское месторождение) создает переходный процесс, аналогичный безрудному участку, но хорошо выделяется по кривой  $\rho_t$ .

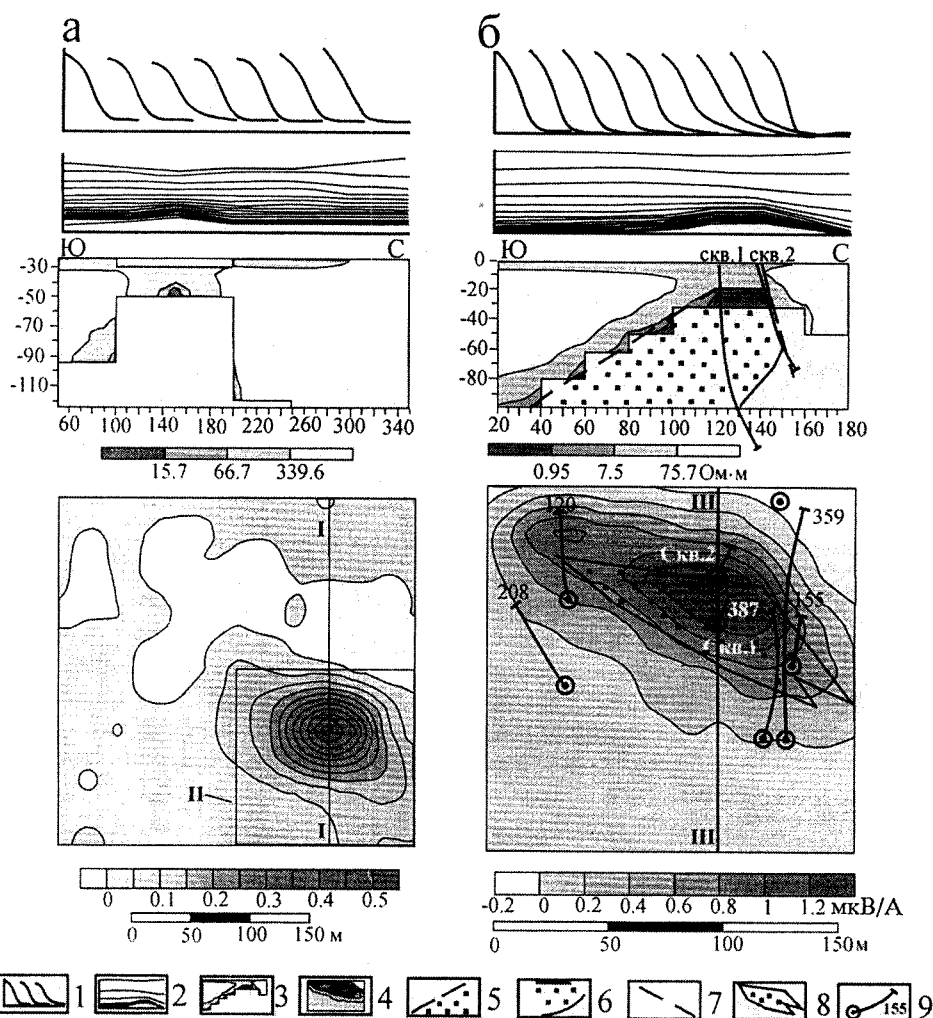


Рис. 5.21. Результаты детализационных работ МПП с использованием автономной рамки (месторождение Левобережное):

а — результаты детализации в петле 400×400 м: I — положение интерпретационного профиля; II — контур детализации в петле 200×200 м; б — результаты детализации в петле 200×200 м.: III — интерпретационный профиль с положением скважин, пройденных при проверке аномалии. 1 — переходные характеристики при наблюдениях по профилям; 2 — годографы ЭДС по профилю; 3 — схематические геоэлектрические разрезы; 4 — планы ЭДС на задержке 3 мс; 5 — граница рудного тела по данным МПП; 6 — то же по данным бурения; 7 — разрывное нарушение; 8 — контуры выхода рудного тела на эрозионный срез по данным разведки 2002 г.; 9 — скважины и проекции стволов на дневную поверхность с отметками глубин при изучении аномалии МПП в 2002 г. (скв. 1 и скв. 2) и при изучении участка в 1979—1990 гг.

Петли малых размеров (200×200 м) позволяют уверенно обнаружить мелкие неглубоко залегающие тела, а также объекты средних размеров, не очень глубокого залегания. Полученное таким образом распределение удельного сопротивления удовлетворительно согласуется с реальным разрезом. Кроме того, такими петлями возможно обнаружение и крупных глубоких проводников, но получение информации о распреде-

лении геоэлектрических неоднородностей по результатам детализации автономной рамкой существенно затруднено или невозможно. Детализационный вариант автономной рамкой идеально работает на мелких эродированных рудных залежах. В то же время такой вариант МПП неприменим для исследования глубинных объектов.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать ряд главных выводов, касающихся перспектив применения МПП при поисках колчеданных месторождений на Южном Урале в современных условиях и исследований по дальнейшему развитию метода.

1. Отдача МПП на Южном Урале не адекватна разрешающим возможностям метода вероятнее всего по причине формального следования инструктивным положениям при затратных подходах к организации поисков колчеданных месторождений. Вследствие этого надежность выполненных ранее съемок ставится под сомнение.

2. При сложившейся кажущейся “переизученности” основных рудных районов в настоящее время целесообразен с использованием современного аппаратурно-методического обеспечения МПП детальный поиск:

а) мелких не глубоко залегающих, но промышленно значимых рудных тел на особо перспективных локальных (до 0.2—1.0 км<sup>2</sup>) участках;

б) крупных и уникальных объектов в пределах известных особо перспективных структур на глубинах до 300 м и более на участках площадью до 2—4 км<sup>2</sup>.

3. Необходимо дальнейшее совершенствование:

а) теоретических начал импульсной индуктивной электроразведки в части приближения к сложности реальных сред и существующих помех с привлечением экспериментальных исследований на известных типовых и уникальных объектах;

б) аппаратурных, методических, программно-компьютерных технологий и средств возбуждения, регистрации и обработки с привлечением новых решений в области геоэлектродинамики.

4. В дальнейшем, с учетом опыта и результатов работ по п.п. 2, 3, целесообразен переход на повторные площадные съемки МПП.

### 5.2.3. МЕТОДЫ ЕСТЕСТВЕННОГО ПОЛЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Из геоэлектрорхимических методов в практике поисков колчеданных месторождений на Южном Урале наибольшее значение получили методы ЕП и ВП.

В методе ЕП наблюдаются электрохимические, фильтрационные, диффузионные и изменяющиеся во времени поля различной природы. При поисках колчеданных месторождений изучаются электрохимические поля. Их образование связано с окислительно-восстановительной реакцией, происходящей на границе электронного проводника с ионной средой, при определенных условиях обеспечивающей возникновение устойчивого скачка потенциала на границе сред.

В пределах распространения вулканогенных толщ аномальные электрохимические поля связаны с залежами колчеданов, прослоями гра-

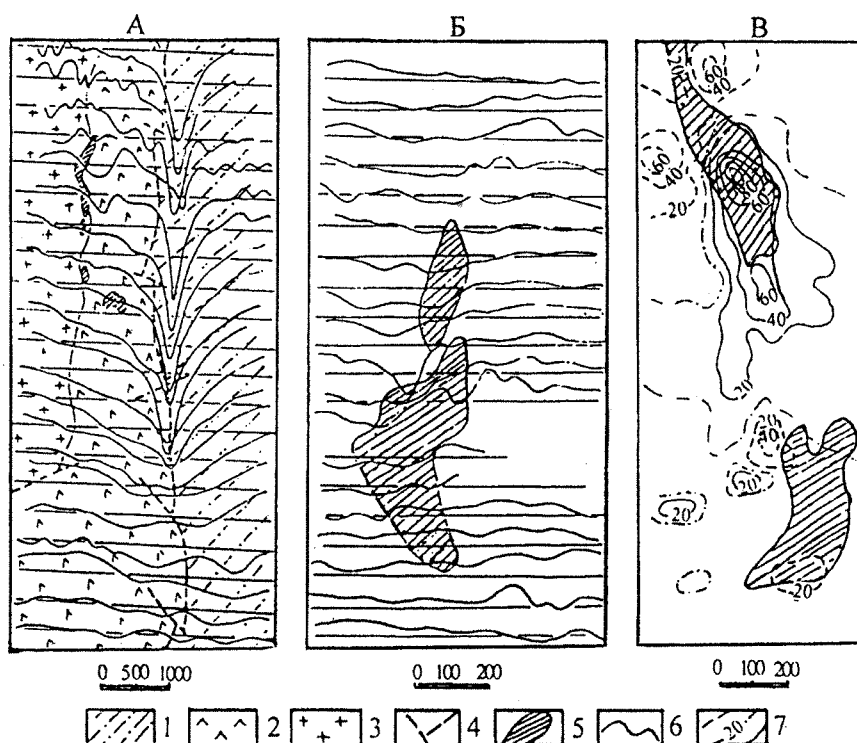


Рис. 5.22. Результаты работ на участках: А — месторождение Аралчинско-Весеннего (по Ю. И. Черкасову, 1962 г.); Б — месторождение им. 50 летия Октября (по А. П. Яценко, 1966 г.); В — четвертая и пятая залежи Гайского месторождения (по И. Ф. Беспояс, 1953 г.). 1 — осадочные отложения карбона с горизонтами графитистых пород; 2 — вулканогенные толщи; 3 — граниты; 4 — разрывные нарушения; 5 — проекции рудных залежей на дневную поверхность; 6 — графики потенциала естественного поля, в 1 см — 50 мВ; 7 — изолинии: отрицательные, нулевые, положительные значения поля, мВ

фитистых и углистых пород в условиях просачивающихся с поверхности вод, обогащенных кислородом. Поля другой природы составляют фон на уровне до  $\pm 15$ — $20$  мВ, на котором фиксируются электрохимические поля. Над рудными залежами аномальные поля ЕП наблюдаются в случае вскрытия их эрозией (модель  $Ж_{1,2}$ ), включая трещинные коры выветривания в условиях потока грунтовых вод, обеспечивающего устойчивую окислительно-восстановительную реакцию. Наблюдаются разнообразные по структуре естественные поля над известными залежами месторождений. Встречаются аномалии с отрицательными значениями потенциала, достигающими в особых точках  $r_i^6$  значений  $100$ — $200$  мВ (см. рис. 5.4). В большинстве же случаев аномалии имеют “сопряженный” характер и состоят из близко расположенных участков полей с экстремальными отметками  $r_i^1$  и  $r_i^6$  (рис. 5.22) и осями корреляции  $\bar{r}_i^1$  и  $\bar{r}_i^6$ . По этим характеристикам с учетом теории метода [Электроразведка, 1989] фиксируются рудные залежи и оценивается их пространственное положение.

В активе метода — выявление аномалий в сложной геоэлектрической обстановке, проверка которых привела к открытию Аралчинско-Весеннего месторождения. В современных условиях из-за промышленных помех метод имеет ограниченное применение. Однако использование метода в детализационном варианте позволяет классифицировать выявленный объект по его взаимодействию со средой в зоне гипергенеза. С учетом же накопленного опыта аномальные контуры значений ЕП относятся к сообществу  $\Delta_{i-v}R$  при значениях поля на уровне  $\pm 100$ — $200$  мВ и к сообществу  $\Delta_{v+k}R$  при значениях поля ниже отмеченных.

В методе вызванной поляризации [Комаров, 1980] изучаются вторичные электрические поля, возбуждаемые искусственными источниками тока. Поля имеют электрохимическое происхождение и связаны с электродвижущей силой, возникающей на контакте электропроводящих минералов (сульфидов, магнетита, графита) с вмещающими влагонасыщенными породами. Токи ВП противоположны поляризующему току, а величина ВП, измеряемая в процентах, определяется  $\eta = \Delta U_{ВП} / \Delta U_{П}$ , где  $\Delta U_{ВП}$  — напряжение вызванной поляризации в момент  $t$  после выключения тока,  $\Delta U_{П}$  — полное напряжение тока пропускания при возбуждении ВП.

При поисках колчеданных месторождений обычно используют две модификации наблюдений ВП: в качестве площадной — срединные градиенты (СГВП) и при детализации выявленных аномалий — ВЭЗ ВП. На площадях рудных районов, где мощность рыхлых отложений в основном менее 30—50 м, питающие линии АВ до 2000 м оптимальны. При них обеспечивается выявление хорошо поляризующихся объектов на глубинах до 50—100 м. При этом наблюдаемые значения  $\eta < 2\%$  образуют фоновые поля, а аномалиям отвечают контуры повышенных значений поля, связанные с ореолами сульфидов. Среди них по размерам  $\Delta L_i$  выделяются три градации. К первой относятся протяженные зоны ( $\Delta L_i$  до 10 км), соответствующие рудным зонам (см. рис. 4.12). Второй, с размерами по длинной оси до 2—5 км, отвечают рудные поля, рудно-вулканические центры, а также участки вулканогенных пород, обогащенные сульфидной минерализацией. К третьей, фиксируемой как самостоятельно, так и на фоне отмеченных ранее, относятся контуры, размеры которых сопоставимы со среднестатистическими размерами  $\Delta L_i$  рудных залежей. Такие локальные контуры, очерчиваемые условными и резкостными границами ( $\Delta r_1$ ,  $\Delta r_6$ ), имеют в  $r_i^1$  значения до 10—15 %.

Результаты работ на участках известных на Южном Урале месторождений показывают, что контуры с третьей градацией размеров  $\Delta L_i$  относятся к сообществу  $\Delta_{v+k}R$ . То есть по характеристикам значений  $\eta$  практически невозможно отличить те из них, которые соответствуют промышленным скоплениям сульфидов (см. рис. 5.6 и 5.17) от локальных участков с обильной минерализацией. Для этих целей привлекаются методические приемы (например регистрация  $\eta$  на разных временах  $t$ ), но наиболее успешно задача решается с применением других методов. Собственно в самих методах СГВП и ВЭЗ ВП уже заложена комплексная регистрация полей различной природы, используемых для вероятностной оценки их связи с рудными залежами.



### 5.3. ГРАВИТАЦИОННЫЕ И МАГНИТНЫЕ ПОЛЯ

В районе большей части известных месторождений выполнены гравиметрические съемки масштаба 1:10000, обеспечивающие построение карт изоаномал с сечением 0.25 мГал. Это позволяет выполнить анализ полей над рудными залежами, типовые морфометрические характеристики которых отражены в табл. 5.1, а типовой геоплотностной разрез представлен на рис. 4.8 и 4.9.

Прежде всего целесообразно теоретически оценить основные характеристики локальных контуров  $\Delta_i R$  полей, отвечающих известным рудным залежам. Так, в результате решения прямой задачи установлено, что над рудными залежами (модель  $J_i$ ) значения  $r_i^1$  изменяются в довольно широких пределах — от десятых долей до 4.5 мГал. Над частью известных залежей ( $\approx 25\text{—}30\%$ ) значения  $r_i^1$  составляют около или менее 0.5 мГал. Это мелкие неглубоко залегающие залежи с небольшой избыточной массой, а также крупные глубоко залегающие объекты. Около 50 % залежей характеризуются значениями  $r_i^1$  от 0.5 до 1.5 мГал. В эту группу наряду с неглубоко залегающими пологими (см. рис. 5.10) и крутопадающими (см. рис. 5.5) рудными залежами с различной избыточной массой попадают и особо крупные глубоко залегающие объекты (см. рис. 5.12). И, наконец, крупные залежи, расположенные на глубинах  $H_i^{\min}$  не более 150 м ( $\approx 15\text{—}25\%$ ), характеризуются  $r_i^1$  более 1.5 мГал.

Теоретические контуры  $\Delta_i R$  полей известных объектов целесообразно рассматривать в условных границах  $\Delta_i r_6$ , очерченных по изоаномале со значением  $1/2 r_i^1$ . В этом случае размеры контура  $\Delta L_i \times \Delta L_i^1$  приблизительно будут согласованы с морфометрическими характеристиками размеров рудных залежей (рис. 5.23). С учетом принятых усредненных представлений о физико-геологической модели рудной залежи (п. п. 5.1) это допущение, не противоречащее теоретическим предпосылкам, приемлемо для достижения поисковых целей. Вместе с тем при сечении изоаномал 0,25 мГал, согласованном с достигаемой точностью регистрации полей, подавляющая часть промышленно значимых залежей, выявленных в настоящее время, а следовательно, и прогнозируемая к открытию в ближайшей перспективе, может быть очерчена, по крайней мере, одной замкнутой изолинией. Практическая же реализация этой предпосылки, как и индикация локальных контуров  $\Delta_i R$  среди множества контуров  $\Delta_j R$ , зависит от геолого-геофизической обстановки, в которой расположен объект поисков.

Первая проблема, которую требуется разрешить при выделении  $\Delta_i R$ , — это подавление регионального фона, что осуществляется с использованием различных операций, особенно при количественной интерпретации гравиполей, является графическое исключение регионального фона [Андреев, Клушин, 1965]. При этом на основе анализа устанавливается общая закономерность изменения полей, визуально изображаемая в виде увязанных между собой графиков по отдельным сечениям. Необходимо это закономерно изменяющееся региональное поле согласовать с известным разрезом и уточнить путем решения прямой зада-



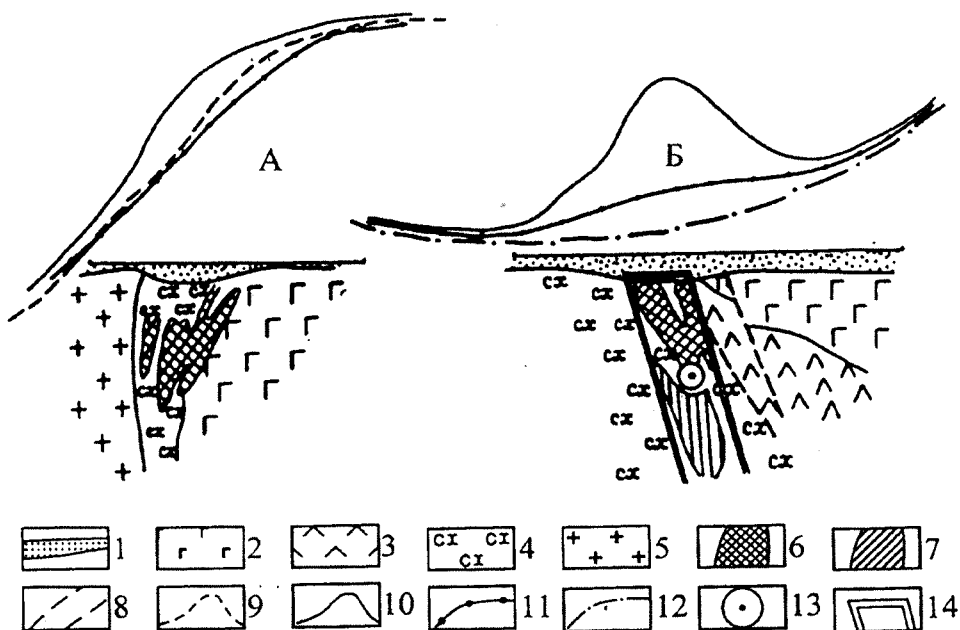


Рис. 5.24. Схематические геологические разрезы и результаты гравиметрических наблюдений над одной из залежей Весеннего (А) и над пятой залежью Гайковского (Б) месторождений: 1 — рыхлые дальноприносные отложения и коры выветривания; вулканогенные породы базальтового и андезит-базальтового (2) и дацитового, липарит-дацитового (3) составов; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — граниты, гранодиориты; рудные залежи известные (6) и предполагаемые (7); 8 — разрывные нарушения; 9 — наблюдаемая кривая гравитационного поля; кривые гравитационного поля, исправленные по результатам решения прямой задачи за влияние: рыхлых отложений (10) известных рудных тел и рыхлых отложений (11); 12 — кривая регионального фона, выделенного графически; результаты количественной интерпретации аномалии над пятой залежью Гайковского месторождения при графически выделенном региональном фоне; 13 — центр тяжести возбуждающих масс; 14 — сечение наклонной призмы, объясняющей выделенную аномалию

однозначным. Заметим, что в настоящее время карьер вышел и закрыт на отметке центра тяжести предполагаемой залежи (см. рис. 5.24). На его дне остались невыработанные рудные тела. Аномальные процессы в МПП, проведенном нами на дне карьера, имеют ураганный характер. Как ни парадоксально, под дном карьера осталось не заверенное бурением пространство, достаточное, чтобы вместить рудные массы, сопоставимые с выработанными. Снятие неопределенности в изложенных соображениях — неизбежная необходимость ближайшего будущего.

Локальные контуры  $\Delta_j R$  при качественной интерпретации геополей обычно выделяются в автоматизированном режиме с использованием разнообразных способов подавления регионального фона. В целях сопоставления этих способов между собой автором были выполнены специальные теоретические исследования [Виноградов, 1971]. С учетом этого для поисков рудных залежей оптимальными оказались трансформации полей методом вариаций с радиусом 500 м. Они выполнены на всех поисковых участках, включающих большую часть известных месторождений, а анализ карт остаточных аномалий отражает эффективность гравиметрии при их изучении.

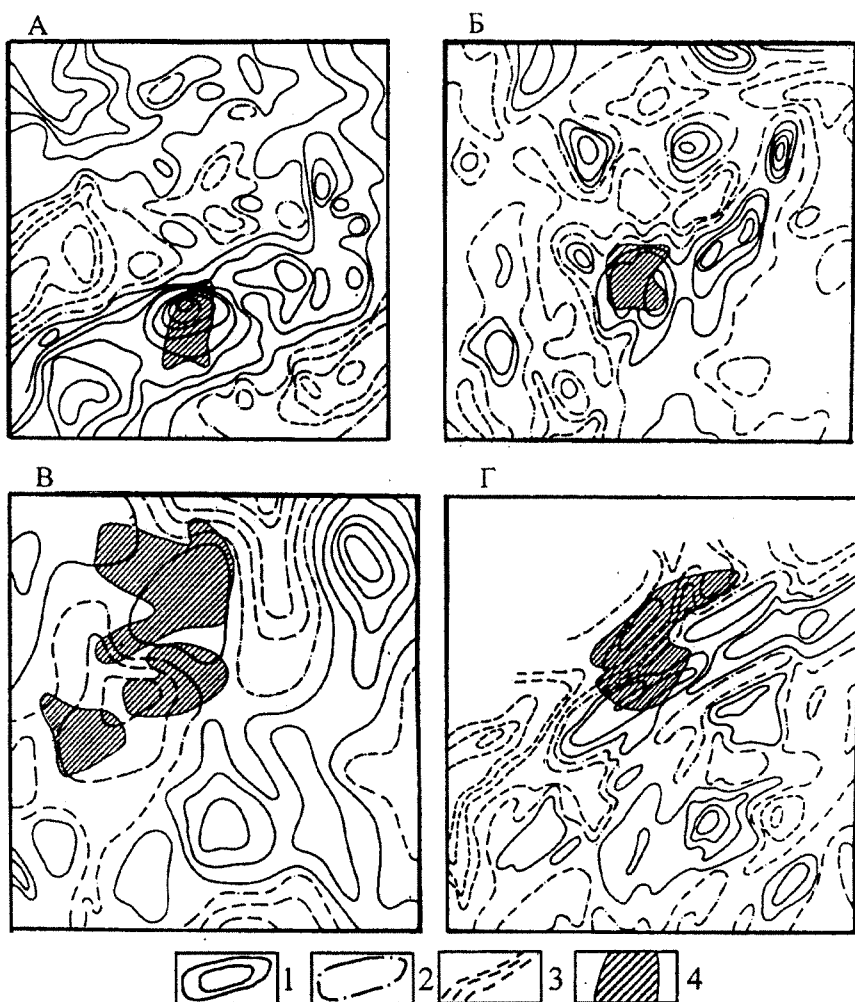


Рис. 5.25. Планы изоаномал остаточных аномалий силы тяжести (метод вариаций,  $L = 500$  м) на участках рудных залежей месторождений им. 50-летия Октября (А), Озерного (Б), Комсомольского (В) и Осеннего (Г).

Изоаномалы: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; 4 — проекции залежей на поверхность

Анализ остаточных полей над 39 рудными залежами месторождений показывает, что контуры  $\Delta R$  на картах остаточных аномалий фиксируются контрастно, уверенно, слабо и не находят отражение в рис. 5.25. Группа контрастно выделяемых контуров представлена локальными аномалиями, очерчиваемыми более чем 4—5 замкнутыми изоаномалами (при сечении 0.25 мГал), первая из которых ( $\Delta r_0$ ) охватывает площадь с размерами  $\Delta L_i \times \Delta L^i$ , сопоставимыми с морфометрическими характеристиками известных рудных залежей. Опыт показывает, что подобные аномалии встречаются на поисковом участке площадью 30—50 км<sup>2</sup> в единичных случаях. Такими аномалиями фиксируются пять ( $\approx 12\%$ ) изу-

ченных объектов. Это неглубоко залегающие крупные крутопадающие залежи. Прямое выявление их по данным гравиметрии, как и по другим поисковым методам, производится достаточно уверенно. Аномалии с подобными характеристиками также наблюдаются над резко выраженными выступами в рельефе коренных пород (модель  $B_3$ ,  $\Gamma_2$ ), порой в сочетании со штокообразными интрузиями габбро (модель  $D_2$ ). Контурные описанных аномалий относятся к сообществу  $\Delta_{i-v}R$ .

Группа уверенно выделяемых контуров очерчивается, в отличие от выделяемых контрастно, двумя-четырьмя замкнутыми изоаномалами. Количество таких аномалий на поисковом участке может достигать многих десятков, а природа их самая разнообразная. Выделить в этой группе контуры аномалий, связанных с рудными залежами, без привлечения других данных практически невозможно. Контурные с отмеченными характеристиками наблюдаются на 12 (30 %) из изученных залежей с самыми различными характеристиками.

Слабовыраженные аномалии очерчиваются одной-двумя замкнутыми изоаномалами, а порой лишь характерными изгибами. В пределах развития вулканогенных толщ они наблюдаются повсеместно, отражая плотностные неоднородности верхней части разреза. Над 8 (20 %) из изученных залежей фиксируются именно такие контуры полей. Как уверенно, так и слабовыраженные контуры аномалий следует отнести к сообществу  $\Delta_{v+k}R$ . Такими контурами фиксируются  $\approx 50$  % изученных залежей.

Значительное количество ( $\approx 40$  %) изученных залежей самого различного масштаба и условий залегания практически не находят отражения в остаточных полях силы тяжести, а над некоторыми из них наблюдается сигнал обратного знака — относительное понижение остаточного поля.

Приведенные данные о наблюдаемых гравитационных полях указывают на существенные трудности прямого использования метода гравиметрии при поисках. Теоретически обоснованные высокие разрешающие возможности метода при поисках колчеданных месторождений [Ярош, 1966] не находят в общем случае реализации из-за помех, связанных как с региональным фоном, так и с помехами локального характера. Последние главным образом обязаны неравномерности чехла рыхлых отложений и неоднородности кристаллических пород.

Положительные формы рельефа коренных пород создают локальные аномалии, контуры которых сопоставимы с таковыми над рудными залежами. Отрицательные же формы рельефа, располагающиеся непосредственно над эродированными рудными телами либо по восстанию оруденения к поверхности, существенно искажают и снижают сигнал от рудных тел (см. рис. 5.8, 5.11). Такие искажения рудных аномалий, вплоть до их полной компенсации и появления сигнала противоположного знака ( $r_i^p$ ), отмечаются в районе 17 из рассмотренных залежей.

Изменения мощности рыхлых отложений на  $\pm 10$  м определяют изменения значений аномалии силы тяжести на  $\pm 0.25$ — $0.35$  мГал. Поэтому учет рельефа коренных пород необходимо производить с высокой точностью. Карты изомоощностей рыхлых отложений, позволяющие доста-

точно точно ввести поправку, должны строиться на основе равномерной и достаточно плотной (50×50 м) сети пунктов наблюдений. Поправки, как правило, существенно уменьшают количество локальных контуров  $\Delta_j R$ , но проблема выделения среди них рудных  $\Delta_j R$  остается достаточно сложной.

Контурные  $\Delta_{j-v} R$ , сопоставляемые по своим характеристикам с наблюдаемыми над рудными залежами, имеют самую различную природу. Они создаются малыми штокообразными телами габбро, габбро-диабазов, участками интенсивной эпидотизации и ороговикования пород, развитыми вблизи или на значительном удалении от крупных габбро-гранитных интрузий, участками обогащенной сульфидной минерализации, не имеющими промышленного значения, и другими причинами. Контурные рудной  $\Delta_j R$  и нерудной  $\Delta_{j-k} R$  природы порой накладываются и тем самым осложняют диагностику первых. В конечном счете только комплексное применение полей различной природы облегчает решение проблемы прямых поисков рудных залежей.

В отличие от метода гравиметрии, магнитометрия не имеет устойчивых предпосылок, необходимых для проявления рудных залежей локальными контурами  $\Delta_j R$  полей. Это прежде всего связано с магнитными свойствами руд. В составе сульфидов только пирротин обладает повышенной магнитностью, но количество его в рудах, как правило, незначительно, а локализация в отдельных телах и залежах редка.

Иногда в составе рудных тел месторождений встречаются прослои и участки, обогащенные магнетитом, и такие рудные тела, как и тела и залежи с существенным содержанием пирротина, находят отражение в аномальных магнитных полях.

Обычно рудные залежи располагаются на участках магнитных полей самой различной интенсивности и структуры. Они отражают особенности строения и формирования рудных полей месторождений и используются при их прогнозировании и поисках. При анализе же магнитных полей в районе рассмотренных ранее 39 залежей установлено, что только над пятью из них фиксируются локальные контуры  $\Delta_j R$ , связанные непосредственно с рудными телами (см. рис. 5.6 и 5.9). В остальных случаях соотношения локальных контуров полей и контуров залежей самые разнообразные. Тем не менее очевидно, что контуры  $\Delta_j R$  магнитных полей должны учитываться при комплексном изучении геополей другой природы для выяснения их вероятностной связи с колчеданным оруденением.

#### **5.4. СОГЛАСОВАННОСТЬ ЛОКАЛЬНЫХ КОНТУРОВ ГЕОПОЛЕЙ**

Компактное распределение руд и их контрастное отличие по физическим свойствам от вмещающих пород являются определяющими предпосылками выразительности проявления залежей в характеристиках контуров  $\Delta_j R$  в общем множестве локальных контуров  $\Delta_j R$ . Однако наряду с этим не менее существенное значение в проявлении полей  $\Delta_j R$  имеет единство с рудной залежью элементов сингенетического и эпигенетического происхождения (ореолов сульфидной вкрапленности, рудный

карст, современные электрохимические процессы и др.). В целом же поля отдельных методов на участках рудных залежей обладают признаками разграниченности, соразмерности, направленности, локальности и объединяются согласованностью характеристик этих признаков в локальные комплексные контуры геополей с аномальной упорядоченностью. Рассмотрим на примере известных месторождений проявление признаков упорядоченности геополей участков рудных залежей.

Локальные контуры полей различной природы пространственно связаны между собой положением и размерами предмета исследований — рудных залежей месторождений. Последние, как отмечалось ранее, при диапазоне размеров  $\Delta L_i$  от 100 до 900 м имеют наиболее часто встречаемый преобладающий размер  $\Delta L_i \approx 350$  м. Этот размер сопоставляется с одним из размеров в ряду дискретности блоковых отдельностей земной коры (Виноградов, 1991), а это свойство, видимо, не только влияет на масштабы дискретной концентрации руд в залежах, но и прямо или косвенно определяет дискретность преобладающих размеров других тел, начиная от локальных депрессий рыхлых отложений, кончая разрывами и малыми массивами изверженных пород. Соответственно формируется сообщество соразмерных локальных контуров полей  $\Delta_j R$ , из которых необходимо вычленить контуры  $\Delta_j R$ , отвечающие рудным залежам, а более выраженная согласованность этих контуров между собой способствует решению этой проблемы.

В принятой нами квазистатической модели контура геополей выделяются три основных типа согласованности порядка размеров контуров (см. табл. 2.4):  $r_{i,1}$  — совмещение контуров  $\Delta_j R$  с некоторой точностью  $\pm \Delta_1$ ;  $r_{i,4}$  — пересечение контуров  $\Delta_j R$ , так что порядок размеров этих контуров находится в некотором соотношении  $\Delta_3 > \Delta_2 > \Delta_1$ ;  $r_{i,6}$  — объединение непересекающихся контуров  $\Delta_j R$  некоторым размером  $\Delta_3$ , так что  $\Delta_3 > \Delta L_i > \Delta_1$ . Исходя из ранее приводимых рассуждений можно условно установить перечисленные размеры  $\Delta_\lambda$  — это  $\Delta L_i = \Delta_2 \approx 350$  м,  $\Delta_3 \approx 1000$  м и, с учетом коэффициента автомодельности  $K = 3.5 \pm 0.9$ , можно принять  $\Delta_1 \approx \pm 100$  м.

Рассмотрим согласованность размеров  $\Delta_j R$  на ряде известных месторождений. На участке Джусинского месторождения (рис. 5.26) на эрозионный срез под рыхлыми отложениями мощностью 5—10 м выходит группа рудных тел. Они фиксируются совмещенными ( $r_{i,1}$ ), по сходимости с точностью  $\Delta_1 \approx \pm 100$  м условных границ, локальными контурами полей остаточных аномалий силы тяжести и ВП СГ. Кроме того, через эпицентр локальных контуров этих полей проходит ось корреляции ( $r_i^1$ ) экстремальных значений изменения поля по методу изолиний. Совмещенное распределение локальных контуров полей ВП и остаточных аномалий вызвано исключительно влиянием рудных тел. Ориентировка же ( $L_i$ ) аномальной оси ( $\bar{r}_2^1$ ) в методе изолиний, секущей относительно контуров аномалии силы тяжести и ВП, отражает, наряду с влиянием рудной залежи, структуру неоднородности рыхлых отложений. Последнее определило распределение плотности тока в поверхностном проводящем слое.

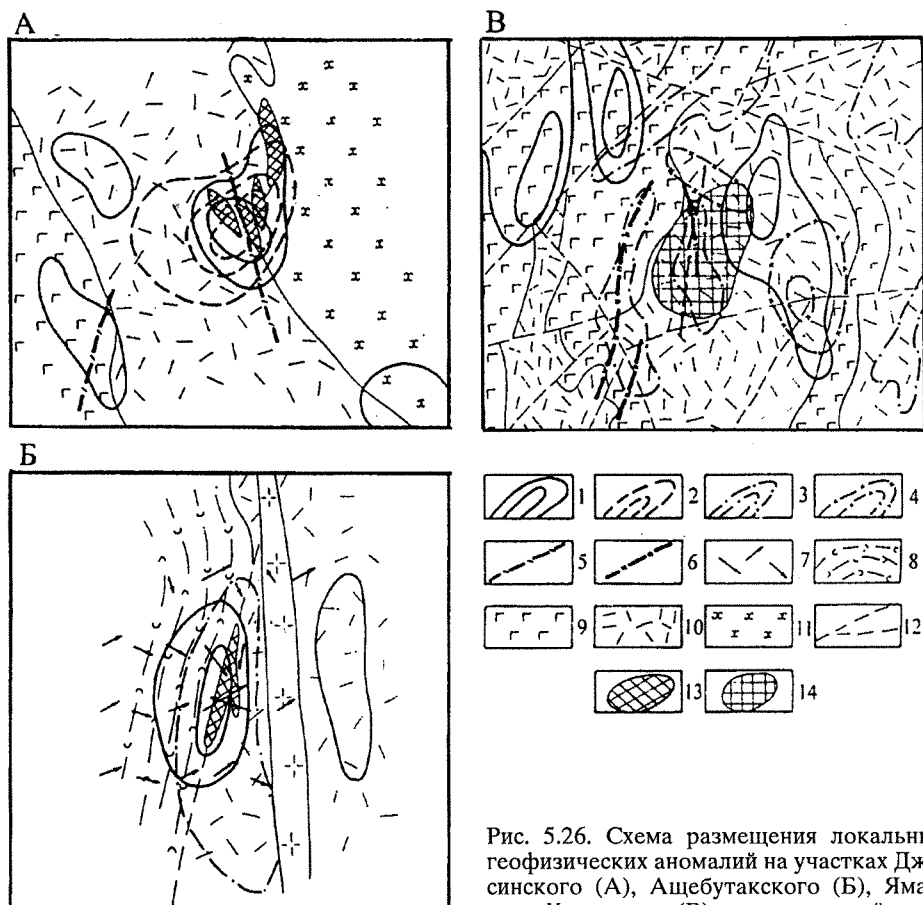


Рис. 5.26. Схема размещения локальных геофизических аномалий на участках Джусинского (А), Ащебутакского (Б), Яман-Касинского (В) месторождений.

Контуры локальных геофизических аномалий контрастной (три замкнутые изолинии), уверенно выделяемой (две изолинии), слабой (одна изолиния выразительности) по данным метода: 1 — вызванной поляризации (срединные градиенты), 2 — гравиметрии, 3 — электропрофилирования, 4 — естественного поля; оси уверенно выделяемых аномалий по данным метода: 5 — изолиний, 6 — амплитудно- фазовых измерений (АФИ); 7 — векторы по данным вариометрии; 8 — вулканогенно-осадочные породы; вулканогенные породы: 9 — основного, 10 — кислого состава; 11 — гидротермально-метасоматически переработанные породы; 12 — разрывные нарушения; 13 — выходы рудных тел на эрозионный срез и 14 — проекции рудных тел на дневную поверхность

К юго-западу от Джусинского месторождения наблюдается еще одна ситуация пересечения ( $r_{i,4}$ ) локальных контуров вызванной поляризации и оси проводимости по методу изолиний. Как показала проверка, контур ВП связан с ореолом сульфидной минерализации в эффузивах основного состава, на который, вероятно, наложилась локальная депрессия рыхлых отложений в рельефе коренных пород.

На участке мелкого по запасам Западно-Ащебутакского месторождения (рис. 5.26) с рыхлыми отложениями мощностью 20—30 м на эрозионный срез выходит рудная залежь, пологопадающая на запад под покровом вулканогенно-осадочных пород. Она сопровождается ореолом сульфидной вкрапленности (см. рис. 1.1). Залежь фиксируется локаль-



ными контурами полей по данным ВП СГ ( $\rho_k, \eta_k$ ) и вариометрии, согласованными между собой. Наиболее значительные размеры  $\Delta L_i$  имеет контур полей кажущихся сопротивлений. Он определяется замкнутой изолинией  $\rho_k$ , соответствующей условной границе пониженных сопротивлений. Последние отвечают участку с относительно повышенной мощностью рыхлых отложений с минерализованными за счет разрушающихся окислением руд водами. Контур  $\rho_k$  косвенным образом фиксирует рудное поле с входящими в его состав рудными телами месторождения. В северной части отмеченного контура повышенной проводимости условной и резкостной границами по изолинии 3 % очерчивается контур повышенных значений ВП. Он пересекает контур  $\rho_k$  и несколько смещен к западу. Контур  $\eta_k$  картирует рудное тело и ореол сульфидной вкрапленности со стороны его кровли.

В области пересечения локальных контуров  $\eta_k$  и  $\rho_k$  по данным вариометрии в поле векторов  $\bar{V}_{sz}$  фиксируется ось  $\bar{r}_i^2$ . Этой аномалией выделяется участок избыточных масс, связанный непосредственно с орудением.

В районе месторождения Яман-Касы (см. рис. 5.26), представленного слепым рудным телом с  $H_i^{\min} = 50$  м на площади с мощностью рыхлых отложений 0—5 м, выявлены непересекающиеся локальные контуры ( $r_{i,6}$ ) полей различной природы, объединенные единой структурой неоднородностей рудного участка. Непосредственно в области проекции рудного тела на поверхность фиксируется локальный вытянутый комплексный в соотношении  $r_{i,1}$  контур повышенной проводимости по данным электропрофилирования и амплитудно-фазовых измерений. Он вызван разрывом, а раздробленные вдоль него породы обводнены и электрически связаны с рудами. Восточнее рудной залежи расположен контур ВП. Он вызван приближением и выходом на поверхность ореола сульфидной минерализации по восстановлению рудной залежи. В южной части с ним согласуется ( $r_{i,4}$ ) контур отрицательной аномалии естественного поля. Значительное смещение контура ЕП от положения рудной залежи связано с особенностями залегания генерирующего окислительно-восстановительную реакцию рудного объекта. Смещение же аномалии обусловлено сложной тектонической и геоморфологической обстановкой. Наблюдаемые контуры полей, несмотря на их разобщенность, отвечают аномальной ситуации ( $r_{i,6}$ ), сложившейся на участке ограниченных размеров (400×300 м).

Подобные описанным или более сложные соотношения между локальными контурами  $\Delta_i R$  полей наблюдаются в районе большей части известных месторождений. Согласованность же полей в контурах с определенными размерами ( $\Delta L_i \times \Delta L_i$ ) является важным признаком, отражающим упорядоченность структуры участков рудных залежей.

Выразительность локальных контуров  $\Delta_i R$  выступает через признаки локальности, направленности, отражаемые через знак и абсолютную величину параметра характеристик полей, а также в соответствии с принятой моделью описания контуров геополей (см. табл. 2.4), через согласованность этих характеристик между собой.

Таблица 5.3

Характеристики согласованных локальных контуров полей рудных залежей Джусинского (1), Западно-Ащевутакского (3), Яман-Касинского (4) месторождений и юго-западного участка (2) в районе Джусинского месторождения (рис. 5. 26)

$\Delta_j R$	$r_i^1$	$r_i^2$	$\bar{r}_i^1$	$\bar{r}_i^2$	$r_{i,1}$	$r_{i,2}$	$r_{i,4}$	$r_{i,5}$	$r_{i,6}$	$L_i$	$L^1$	$\bar{L}_j$	$\bar{L}^1$	$\Delta_j r_3$	$\Delta_j r_6$	$r_{i,3}$	И, нат	Тип
$\Delta_1 R$	2	1	1	—	1	1	2	2	—	3	2	3	3	2	2	—	2.64	$\Delta_{f-v} R$
$\Delta_2 R$	—	—	1	—	—	—	1	—	—	2	1	2	2	—	1	—	1.38	$\Delta_{v+k} R$
$\Delta_3 R$	1	—	1	1	—	—	3	—	—	3	2	3	3	1	2	1	2.65	$\Delta_{f-v} R$
$\Delta_4 R$	1	1	1	—	1	—	2	—	3	5	4	4	4	2	4	—	2.38	$\Delta_{f-v} R$

В контурах геополей каждого из используемых методов ранжирование параметров характеристик имеет свою специфику, но наряду с этим у них есть общность — частота встречаемости контуров  $\Delta_j R$  с тем или иным рангом параметров характеристик на поисковом участке фиксированной площади ( $\approx 30\text{—}50 \text{ км}^2$ ). Выделены контрастно, уверенно и слабовыраженные контуры  $\Delta_j R$  с встречаемостью, приблизительно кратной  $n$ ,  $n \cdot 10$ ,  $n \cdot 10^2$ . Рудные же залежи, как было показано при описании конкретных полей, отмечаются контурами всех рангов выраженности. Другая сторона выразительности контуров — это пространственная согласованность с некоторой точностью  $\Delta_1$  характеристик между собой. Прежде всего отмеченное касается особых точек  $r_i^1$ , характеризующих признак локальности комплексного контура, а также осей корреляции экстремумов  $\bar{r}_i^1$ , описывающих согласованность направленности полей в контуре. В целом же в принятой модели (см. табл. 2.4) выделяются кон-, анти- и дискордантные ( $r_{i,2}$ ,  $r_{i,3}$ ,  $r_{i,5}$ ) соотношения характеристик полей. Так, на рис. 5.26, А локальные контуры  $\eta_k$  и  $\Delta g$  конкордантно ( $r_{i,2}$ ) согласуются по сходимости характеристик  $r_i^1$ . На этом же рисунке ось  $\bar{r}_i^1$  аномалии метода изолиний антикордантно ( $r_{i,3}$ ) согласуется с характеристиками  $r_i^1$  контуров  $\eta_k$  и остаточных аномалий силы тяжести. На рис. 5.26, В наблюдаются дискордантные ( $r_{i,5}$ ) соотношения характеристик  $\bar{r}_i^1$  и  $\bar{r}_i^2$ , согласующих локальные контуры полей вызванной поляризации и аномалий силы тяжести по наблюдениям с вариометром.

Упорядоченность локальных контуров  $\Delta_j R$  по согласованности характеристик выражается мерой информативности  $I[\Delta_j R]$ . Она имеет широкий диапазон значений, отражая степень связанности характеристик между собой и дающая представление о мере цельности комплексного контура геополей и соответственно о единстве структуры вещественных неоднородностей, отвечающих этому контуру. Естественно, что для каждого состава полей исходя из их разрешающих способностей, параметр упорядоченности данной естественной природной ситуации будет иметь свои значения (см. табл. 5.2, 5.3). Подсчитав же информативность локальных контуров  $\Delta_j R$  над известными рудными залежами и безрудными участками  $\Delta_{j-k} R$ , можно получить представление о разрешающих способностях комплексирования и возможности самостоятельного использования параметра  $I(\Delta_j R)$  при поисках.

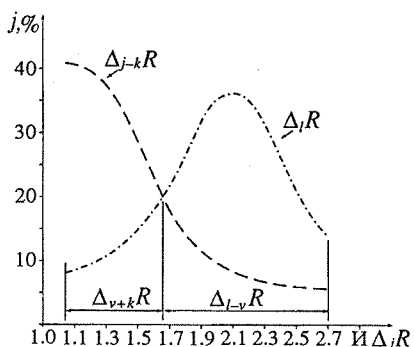


Рис. 5.27. Графики частот встречаемости “рудных” и “нерудных” локальных контуров полей с различной мерой информативности.  
Пояснения в тексте

На рис. 5.27 представлены диаграммы подсчета  $I(\Delta_{j-k}R)$  и  $I(\Delta_iR)$  для типового поискового комплекса — ВП, МПП, гравиметрия (поля  $\eta_k$ ,  $E(t)$ , остаточных аномалий) при равновесной оценке встречи характеристик теоретической модели контура полей. В подсчет вошли данные по известным залежам колчеданных месторождений и выявленные “нерудные” комплексные контуры полей на примыкающих к месторождениям поисковых площадях. Анализ полученных данных показывает, что по результатам поисковых комплексных геофизических исследований в проверку бурением попадают два сообщества локальных согласованных контуров  $\Delta_{i-v}R$  и  $\Delta_{v+k}R$ . Первое сообщество с наибольшей вероятностью фиксирует рудные залежи и имеет прямое поисковое значение. Второе сообщество с существенно меньшей вероятностью связи с залежами требует при проверке дополнительного обоснования. Отсюда следует вывод об очередности проверки и детализации согласованных между собой локальных контуров. Очевидна также целесообразность построения карт  $I(\Delta_jR)$  в некотором скользящем окне  $(\Delta L_i \times \Delta L^i)$ , которые можно использовать для характеристики упорядоченности полей как самостоятельного признака при поисковых работах.

## 5.5. АНОМАЛИИ И АНОМАЛЬНЫЕ СИТУАЦИИ ГЕОПОЛЕЙ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

По результатам анализа геолого-геофизического материала в районе известных месторождений Южного Урала выделены типизированные группы локальных контуров полей, подлежащие изучению при поисках [Виноградов, 1980]. Первый тип включает локальные контуры с контрастными параметрами. Эти контуры встречаются крайне редко и легко выделяются. К их числу следует отнести локальные контуры остаточных полей силы тяжести интенсивностью  $r_1^1$  более 1.5 мГал. Сопоставимые распределения полей над объектами нерудной природы, связанные с резкими воздыманиями рельефа коренных пород, интрузиями габбро сравнительно редки. В эту же типовую группу входят локальные контуры  $E(t)$  по данным МПП, очерченные границей, отбивающей поля со спадом переходного процесса с параметром  $\alpha < 30 \text{ с}^{-1}$ . Такие локальные контуры зафиксированы над залежами, расположенными на глубинах до 100—200 м. Полями с такими же характеристиками отмечаются графитистые породы, встречаемые в пределах развития вулканогенных толщ в виде локальных скоплений сравнительно редко. Однако некоторые зе-

леносланцевые образования насыщены графитистым материалом, что ограничивает разрешающие способности МПП.

К этому типу мы относим также локальные контуры повышенной проводимости с различной выразительностью, выделенные методами постоянного тока, которые по результатам детализации фиксируются кривыми ВЭЗ типа  $Q$ ,  $K$ ,  $KQ$ ,  $HK$  со значениями  $\rho_k$  на больших разносах в единицы и первые десятки омметров. Такие поля наблюдаются над эродированными массивными рудными телами различных размеров, залегающими под рыхлыми отложениями мощностью до 10—30 м. Сопоставимые распределения полей нерудной природы отвечают прослоям графитистых пород в разрезе вулканитов, участкам тектонической раздробленности, насыщенной минерализованными водами, малым интрузиям серпентинитов, локальным блокам графитистых осадочных пород вдоль разрывных нарушений. Кроме того, к первой типовой группе относятся локальные аномалии естественного поля простой и сложной формы с интенсивностью в экстремальных точках более  $\pm 100$  мВ. Такие аномалии наблюдаются как над хорошо эродированными рудными залежами, так и над линзами графитистых пород и некоторыми разновидностями серпентинитовых массивов.

Вторая группа объединяет уверенно и слабовыраженные локальные контуры физических полей, согласованные взаимным наложением ( $r_{i,1}$ ). Такая ситуация при наложении двух и более полей различной природы наблюдается над 45 % известных залежей и прямо или косвенно связана с ними. Количество подобных контуров на поисковом участке, как правило, ограничено. Однако наложения полей, сопоставимые с наблюдаемыми над рудными залежами, могут отвечать самым разнообразным “нерудным” ситуациям строения площади.

К третьей типовой группе относятся примыкающие друг к другу, частично перекрывающие ( $r_{i,4}$ ) или несколько разрозненные ( $r_{i,6}$ ) локальные контуры геополей, но обусловленные одним объектом и поэтому расположенные в некотором оптимальном диапазоне размеров  $1000 \text{ м} > \Delta L_i > 100 \text{ м}$  локального контура. Подобная ситуация встречается над известными рудными залежами. Однако количество таких контуров на поисковом участке может быть весьма значительным, поэтому выделить среди них связанные с рудными залежами — сложная проблема.

Четвертая группа объединяет локальные контуры уверенной и слабой выразительности по одному из применяемых методов. Локальные контуры по другим методам не фиксируются в силу особенностей изученности участка, невозможности применения исследований другими методами из-за технических (высокий фон электрических полей), геоморфологических (сильно пересеченный рельеф, слияние рек, озер, болота и др.) помех, неравнозначной разрешающей возможности применяемых методов в данной геологической обстановке. Ситуации подобного рода наблюдаются над известными рудными залежами, но такие же распределения полей весьма часто встречаются на поисковом участке, отражая самые разнообразные особенности его строения. Поэтому выделять среди четвертой группы локальные контуры,

Таблица 5.4

**Систематика локальных контуров геополей,  
перспективных на выявление рудных залежей**

Объект исследований		Типы аномалий			
		I	II	III	IV
Продуктивные вулканогенные образования	Рудоносные зоны	①	—	—	—
	Рудные узлы	①	②	—	—
	Рудно-вулканические центры	①	①	②	—
	Рудные поля	①	①	①	②

перспективные на выявление рудных залежей, возможно в исключительных случаях.

Выделенные четыре группы локальных контуров геополей можно рассматривать в качестве аномалий в нашем понимании в том случае, если они наблюдаются на площадях структур колчеданной вулканогенной формации. Такая систематика типов аномалий приведена в табл. 5.4. Из нее следует, что локальные контуры, отнесенные к первой типовой группе, рассматриваются в качестве аномалий первой очереди при условии их расположения в пределах рудоносной зоны. Локальные контуры второй группы при этих же условиях рассматриваются также в качестве аномалий, но первоочередными для проверки среди них можно считать лишь те, которые приурочены к рудным узлам и второй очереди для наблюдаемых в рудных зонах.

Локальные контуры третьей типовой группы рассматриваются в качестве аномалий, если расположены на площади рудных зон и рудно-вулканических центров, а в качестве первоочередных — лишь в случае их расположения на площади прогнозного или известных рудных полей. Локальные контуры по отдельным методам (четвертый тип) как аномалии второй очереди проверки рассматриваются в случае их расположения на площади известных рудных полей.

## 5.6. ОПТИМИЗАЦИЯ ПОИСКОВ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданные месторождения — весьма своеобразный объект геолого-геофизических исследований на Урале с выраженной структурно-формационной принадлежностью, с достаточно ясно проявленными закономерностями распределения в пространстве вулканогенных образований и аномальными характеристиками физических свойств рудных тел. Приоритет геофизических методов при прогнозировании и поисках неоспорим, а разведанные запасы весьма значительны. Однако совершенствование ресурсной базы действующих предприятий, особенно в современных условиях, является важнейшей стратегической, а порой соци-

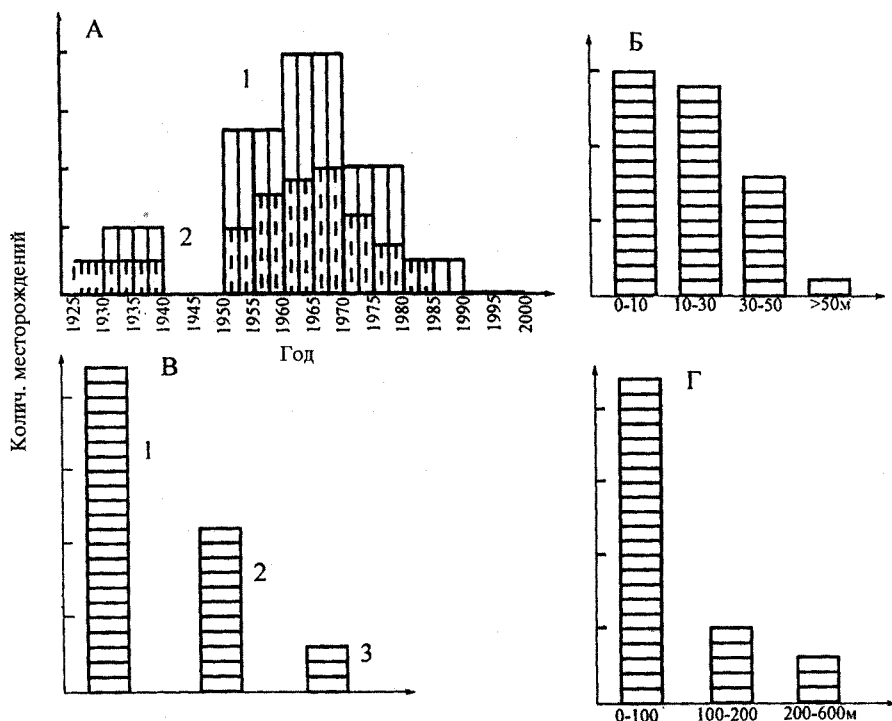


Рис. 5.28. Динамика открытий и основные характеристики доступности при поисках колчеданных месторождений Южного Урала (на примере известных объектов): А — динамика открытий месторождений по десяти- (1) и пяти- (2) летним интервалам; Б — распределение мощности рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений в районе известных месторождений; В — распределение известных месторождений по отношению к эрозионному срезу: 1 — эродированы рудные тела, 2 — эродированы зоны окolorудного метасоматоза, 3 — признаки оруденения не вскрыты эрозионным срезом; Г — распределение глубины до верхних кромок рудных тел известных месторождений

ально-политической проблемой отдельных районов с градообразующими предприятиями. В последние десятилетия на Урале сложилась критическая ситуация с восполнением разведанных и прогнозных ресурсов, резко выражена негативная тенденция с открытием месторождений (рис.5.28). Требуется оптимальное решение возникшей проблемы.

Для Урала, прежде всего Южного, характерен весьма высокий уровень геолого-геофизической изученности применительно к масштабу 1 : 50 000 — 1 : 200 000, а известные рудные районы изучены на уровне масштаба 1 : 10 000 — 1 : 25 000. Но можно утверждать исходя даже из анализа основных характеристик известных месторождений (рис.5.28), что остался значительный, не менее достигнутого к настоящему времени, резерв новых открытий месторождений в регионе. Предпосылками для этого являются отмеченный высокий уровень геолого-геофизической изученности, достигнутое понимание закономерностей размещения месторождений и произошедшая в последнее десятилетие научно-техническая революция.

Появилась возможность перейти на новые недоступные ранее технологии поисков месторождений. Можно ожидать выявление мелких не-

глубоко залегающих рудных тел с запасами в десятки — первая сотня тысяч тонн (по меди). Ранее при геофизических работах пропуск таких объектов был предопределен методикой исследований. Заметим, что малые объекты (Яман-Касы, Барсучий Лог, Бакр-Тау, Бакр-Узяк и другие месторождения), выработаны в последние 5—10 лет. Экспериментальный выход на поиски отмеченных объектов с использованием современных аппаратурно-методических средств сразу привел к положительным результатам [Виноградов и др., 2002].

Существует резерв открытия крупных (до 1 млн т меди) и супер-крупных (более 1—2 млн т меди) месторождений, выявление даже одного из которых является геолого-экономическим прорывом для отдельного района (например Сафьяновское месторождение) и в целом для региона (например Гайское месторождение). Открытие таких объектов можно ожидать на не изученных еще перспективных площадях или на участках с дефектами изученности. Весьма вероятны открытия глубоко залегающих месторождений (типа Подольского, Северо-Подольского, шестой залежи Юбилейного, Ново-Учалинского) на известных прогнозных участках, труднодоступных для ранее использовавшихся технологий и аппаратурно-методических средств.

Как следует из предыдущих разделов главы, прямые поиски рудных залежей по аномалиям геополей с использованием полевых методов геофизики обеспечивают выявление месторождений на глубинах до 150—200 м при мощности рыхлых отложений до 50—100 м. Поиски на более значительных глубинах связаны с изменением технологии геолого-разведочного процесса. При этом геологические признаки рудовмещающих структур, включая выделяемые по геофизическим данным, приобретают ведущее значение [Прокин, 1977; Виноградов, 1980; Кривцов, 1982 и др.], а основным видом работ, обеспечивающих получение информации, становятся современные геофизические технологии детальных поисков в сочетании с буровыми работами.

Проблема сосредоточения дорогостоящих буровых работ на наиболее перспективных участках минимально ограниченных размеров становится весьма актуальной. Другой не менее важной проблемой является изучение скважин и околоскважинного пространства с полнотой, исключающей пропуск рудовмещающих структур и рудных залежей. Поэтому в практике поисков и разведки сульфидных месторождений сформировался и широко использовался не имеющий аналогов аппаратурно-методический комплекс геофизических исследований скважин [Разведка..., 1971; Семенов, 1975; Геофизические..., 1985; и др.]. В целом же геофизические исследования при поисках месторождений на Южном Урале должны решать следующие задачи технологического характера:

- выделение рудоперспективных структур и перспективных геофизических аномалий, определяющих локализацию дорогостоящих детальных работ на ограниченных по площади участках;

- корректировка положения каждой последующей скважины по результатам работ на предыдущей;

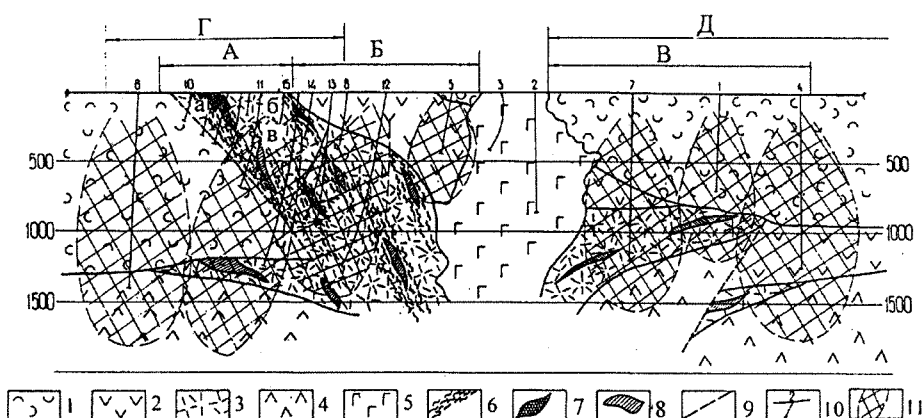


Рис. 5.29. Схематический разрез Гайского рудного узла (составлен по материалам Гайской ГРП):

1 — вулканогенно-осадочные образования непродуктивной формации; рудоносная вулканогенная формация; 2 — надрудная андезитово-базальтовая толща; 3 — рудомещающая липарит-дацит-андезит-базальтовая толща (образования рудомещающей палеовулканической структуры); 4 — подрудная базальтовая толща; 5 — диабазы, габбро-диабазы; 6 — околорудные гидротермально-измененные породы; рудные тела: 7 — разведанные; 8 — прогнозные — не выявленные или пропущенные при поисках и разведке; 9 — главные разрывные нарушения; 10 — складчатости и их номера; 11 — области структур, доступные изучению с использованием скважинной сейсморазведки и электроразведки. Типы структур: А — открытые, Б — перекрытые, В — скрытые, Г — ярусные, Д — перекрыто-скрытоярусные

— оперативная оценка необходимых глубин скважин в процессе бурения, корректировка положения ствола скважины в пространстве и установление целесообразности заложения дополнительных стволов через клин;

— обеспечение возможности без существенных потерь информации вести бескерновое бурение и решать задачи, направленные на оптимизацию процесса проходки ствола скважины.

Системное представление колчеданной вулканогенной формации в виде вложенных одна в другую рудомещающих структур (см. рис. 4.14) по сути определяет последовательное сокращение размеров перспективных площадей. Так, в пределах рудоносных зон, отвечающих вулканогенным поясам вдоль магмовыводящих разломов, наиболее благоприятная обстановка складывается в рудных узлах (см. рис. 4.1 и 4.5). Площади таких структур составляют до 50—100 км<sup>2</sup>, в их пределах сосредоточена подавляющая часть промышленных запасов колчеданных руд. Целый ряд прогнозных рудных узлов рассматривается в качестве потенциально перспективных на выявление новых месторождений (см. рис. 4.6).

В пределах известных и прогнозных рудных узлов набором геофизических признаков фиксируются участки известных и прогнозных рудно-вулканических центров (см. рис. 3.16; 4.19) и рудных полей (см. рис. 4.13, 4.19). С учетом этого участки детальных поисков сужаются до 8—16 км<sup>2</sup> в первом случае и до 1—4 км — во втором.

Типовые рудомещающие структуры, встречаемые в пределах рудных узлов, можно показать на примере наиболее изученного в настоящее время Гайского рудного узла (рис. 5.29), представленного крупным рудно-вулканическим центром. Здесь выделяются открытые, перекрытые, скрытые



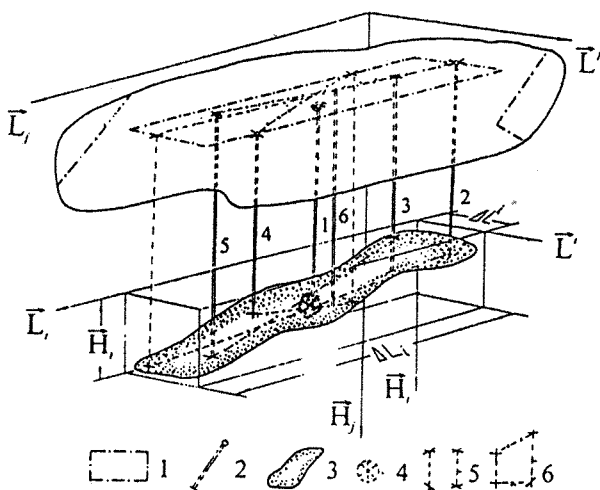


Рис. 5.30. Размещение скважин при изучении перспективного участка:

1 — контуры проекции изучаемого тела; 2 — ствол скважин и их номера в последовательности изучения объекта, вскрывающей изучаемое рудное тело; 3 — модель изучаемого тела; 4 — геометрический центр модели; 5 — крайние точки модели и их проекции на дневную поверхность; 6 — оси модели и ее проекции на дневную поверхность

рудноносные структуры, вмещающие рудные поля, залегающие ярусами и с образованием различных структурных совмещений.

Структуры эродированных и неглубоко залегающих перекрытых и скрытых рудных полей изучаются прежде всего путем выявления и проверки аномалий I—II типа (см. табл. 5.4), связанных с рудными залежами, расположенными на глубинах до 150—200 м. Эти аномалии в установленной очередности подлежат детализации, по результатам которой определяются характеристики геологических неоднородностей, вскрываемых бурением.

Исходя из принятой в системной интерпретации полей принципов геометризации пространства через элементарные ячейки геологических тел (см. табл. 2.1) и накопленного опыта поисков месторождений вытекают самые общие руководящие установки для размещения скважин на проверочном участке. Прежде всего главная задача буровых работ при проверке аномалий — вскрыть минимально возможным количеством скважин и на минимально возможных глубинах проектную (прогнозную) рудную залежь. Установить ее пространственные характеристики  $\Delta L_i \times \Delta L_i' \times \Delta H_i$ , а при отрицательном результате перенести фронт работ на изучение других аномалий и аномальных ситуаций, интерпретация которых уточняется с учетом полученного отрицательного результата на проверенном участке.

При поисках месторождений, как уже отмечалось, модель рудной залежи удовлетворительно сопоставляется с шаром или диском для изометричных тел и эллипсоидом — для вытянутых. По результатам же геологической интерпретации конкретных полей и комплексном рассмотрении полученных результатов удается выделить некоторые характеристики физической неоднородности, распознаваемой в качестве тела рудной залежи (рис. 5.30). Наиболее часто устанавливаются: положение длинной оси  $\bar{L}_i$ , контуры  $\Delta L_i \times \Delta L_i'$  проекции прогнозной залежи на дневную поверхность, выходы или приближения к эрозионному срезу верхней кромки, центр тяжести и реже нижняя кромка тела. По этим данным определяются размещение и глубины проверочных скважин. В первой пройденной скважине, встретившей или не встретившей рудное тело, выполняется

комплекс геофизических исследований, и на основании переинтерпретации полученных ранее и новых материалов делается заключение о природе выявленной аномалии. При необходимости задается следующая скважина для заверки результатов предыдущей или при положительных результатах бурится куст поисково-оценочных скважин, обеспечивающий установление категории запасов  $C_2 + P_1$  [Харченков, 1987].

Таким образом, поиск рудных полей по аномалиям, связанным с рудными залежами, производится дискретно-кустовым бурением скважин в комплексе с ГИС. По такой схеме открыты рудные поля существенной части известных в настоящее время месторождений.

Следующее направление поисков месторождений основывается на выделении набора прямых и косвенных признаков для прогнозирования рудных полей и ориентируется на выявлении скрытых и перекрытых структур на глубинах до 300—500 м. При этом выделяются перспективные участки, отвечающие аномальной упорядоченности контуров геополей (см. рис. 2.5, 4.13, 4.16 и др.), и осуществляется их разбуривание в целях подтверждения прогноза путем вскрытия промышленных залежей. При решении последней задачи учитываются аномалии III—IV типа. Детализация этих аномалий может уточнить их характеристики, и они приобретают значимость аномалий I—II типа (см. рис. 5.21). Тогда схема изучения прогнозного рудного поля та же, что и описанная ранее для рудных полей, выявляемых по аномалиям. Именно в такой последовательности изучения было открыто месторождение Осеннее [Виноградов и др., 1970], Барсучий Лог [Сопочко и др., 1981] и Левобережное [Виноградов, 1968; Виноградов, и др., 2002].

Если детализация аномалий III—IV типа не определяет их перевод в другие градации, то они рассматриваются как фактор, очередность которого при заложении скважин рассматривается наряду с другими данными. Размещение скважин в этом случае также развивается дискретно-узловым способом, так что первая скважина задается в центре упорядоченности характеристик признаков рудного поля, а последующие скважины задаются с учетом полученных результатов изучения этой скважины и ее околоскважинного пространства методами ГИС.

Примером является выделение участка прогнозного Медногорского рудного поля в пределах Блявинского рудно-вулканического центра (см. рис. 4.19), проверка которого единичными глубокими скважинами не привела к выявлению промышленно-значимого оруденения, но участок по набору геолого-геофизических признаков до сих пор рассматривается как один из наиболее перспективных на выявление промышленных залежей, и изучение его бурением продолжается. При этом последовательно проверяются концептуально выдвигаемые версии на структуру прогнозного рудного поля.

И, наконец, третье направление предусматривает поиски скрытых и перекрытых рудных полей при различных комбинациях структур без выраженного проявления признаков, определяющих локализацию участков буровых работ. Такие поиски сосредоточиваются, как правило, в пределах известных промышленно значимых рудных узлов (Гайский, Сибай-

ский, Карабутацкий и др.). Поиски на таких площадях охватывают глубины до 500—1000 м и ведутся с использованием всего арсенала существующих средств, обеспечивающих планомерное изучение территории рудного узла с максимально возможной полнотой. Большое внимание уделяется аномалиям метода заряда [Кормильцев, Семенов, 1987; Электроразведка..., 1989]. В арсенале такого подхода — открытие рудного поля Подольского месторождения [Клемин и др., 1974; Прокин, 1977]. Современные аппаратно-методические средства импульсной электроразведки открывают перспективы прямых наземных поисков таких месторождений на недоступных ранее глубинах (см. рис. 5.19, 5.20).

Таким образом, при поисках колчеданных месторождений в известных рудных районах целесообразна и возможна локализация особо перспективных участков до площади 2—4 км<sup>2</sup>. На таких участках необходимы геофизические исследования с детальностью масштаба 1 : 1000 — 1 : 5000. Они обеспечивают надежное выявление мелких неглубокозалегающих рудных тел и гарантируют прогноз месторождений более значительных размеров на глубинах до 600 м, а вероятно, и больших. Это направление реализуемо силами функционирующих ГОКов.

При специализированных поисках крупных и суперкрупных месторождений целесообразно выделение и изучение прогнозных рудных узлов и рудно-вулканических центров. Количество неоцененных объектов такого рода на Урале составляет десятки. Для их опознания целесообразна федеральная программа и создание временного коллектива на основе научных подразделений региона, обладающих опытом, знанием территории и современными средствами геофизических исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

В книге изложены результаты анализа геолого-геофизических данных по колчеданным районам Южного Урала. Они раскрывают историю применения геофизики при поисках, закономерности размещения и отражения известных месторождений в физических полях. Приводится критический анализ эффективности и предлагаются способы и приемы совершенствования ведущих методов геофизики и их комплексного применения. Определяются направления оптимизации геолого-разведочного процесса при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений на Южном Урале, а с методологической точки зрения — и в других регионах сходного строения.

Главные результаты исследований заключаются в следующем:

1. Колчеданная рудная формация в геофизических полях представлена естественными природными объектами ... рудоносными зонами и рудными узлами, рудно-вулканическими центрами и рудными зонами, рудными полями участками и рудными телами... Каждому объекту присущи своеобразные характеристики, а их пространственное картирование составляет содержание прогнозирования и поисков месторождений.

2. Колчеданные месторождения, распределенные в пределах вулканогенных образований, объединяются рудоносными зонами, расположенными вдоль глубинных магмовыводящих разломов, а ураганные проявления колчеданной минерализации фиксируются в рудных узлах на пересечениях рудоносных зон секущими тектоническими дислокациями. Геофизическое картирование вулканитов, глубинных разломов и секущих тектонических дислокаций, а также наблюдаемые проявления рудной минерализации фемического профиля раскрывают региональные закономерности размещения месторождений.

3. В пределах рудоносных зон и рудных узлов колчеданная минерализация локализуется на участках восходящих с мантийных глубин флюидоэнергетических потоков в рудных зонах, рудно-вулканических центрах и рудных полях. Восходящий поток флюидов нашел отражение в выявленной по данным разночастотной сейсморазведки структуре упругих неоднородностей. Признаки рудовмещающих структур фиксируются в своеобразной упорядоченности гравитационных и магнитных полей, а их продуктивность — по результатам электроразведки, геохимии и в прямом проявлении минерализации, наблюдаемой в обнажениях и горных выработках.

4. Над известными рудными телами наблюдаются четыре типа контуров геофизических полей, объединенных характеристиками признаков локальности, направленности, согласованности, соразмерности и разграниченности. Каждый тип ранжирован количественно оценивае-

мой информативностью контуров и отвечает объектам с различной геометрией и разной промышленной значимости. Вместе с тем рудные типы входят в общее весьма значительное множество контуров с аналогичными характеристиками признаков, но связанных с геологическими неоднородностями самой различной природы. Вероятностную оценку перспективности локальных контуров на связь с рудными телами и отнесение их в разряд аномальных целесообразно производить по характеристикам информативности и с учетом их приуроченности к выделенным региональным и локальным структурам, определяющим организацию колчеданной формации.

5. Выполненный анализ основных характеристик известных месторождений, распределение частот их открытий и хронологии событий поискового процесса позволяют утверждать:

— резерв мелких, в том числе неглубоко залегающих, месторождений (рудных тел и участков с размерами по простиранию до 100 м) находится на начальной стадии освоения, так как методика геофизических поисков ранее была ориентирована на средний размер объектов 200—300 м;

— критериями перспективности аномалий при поисках на глубинах до 100—200 м считалась контрастность характеристик локальных контуров физических полей; однако зафиксированы и другие характеристики аномальности над известными объектами, которые могут быть использованы при поисках, а как следствие резерв новых открытий с использованием геофизических данных оценивается не менее достигнутого;

— выявление средних, крупных и суперкрупных месторождений на глубинах свыше 300—500 м составляет единичные события, и о резерве новых открытий на таких глубинах можно равновероятно строить оптимистические и пессимистические прогнозы, разрешить которые должна научно обоснованная практика поисков с использованием нового поколения современных аппаратурно-методических средств;

— учитывая неформализованный характер геологических знаний, воспользоваться современными программно-математическими достижениями в решении прогностических задач в полной мере не представляется возможным, оптимальным является диалоговый режим применения формализованных процедур при решении частных задач с приоритетом в конечных целевых построениях и решениях интуиции и опыта исследователей и экспертов;

— лица, принимающие решения, должны учитывать, что затратный механизм поисков не увеличил частоту открытий месторождений, а право на локализацию затрат при достижении конечной цели должно определяться не голосованием и инструкцией, а опытом и знаниями ответственного исполнителя поискового процесса, обладающего правом на риск.

6. Оптимизация поисков колчеданных месторождений на Южном Урале в современных условиях должна исходить из объективно существующих предпосылок, определяющих приоритет геофизики при минимально возможных затратах на буровые работы. Предлагается следующая рациональная схема дальнейших работ и исследований:

— выделение и изучение в масштабе 1 : 1 000 — 1 : 5 000 локальных особо перспективных площадей (до 2—4 км<sup>2</sup>) прогнозных и известных рудных полей и участков для выявления мелких до глубин 100 м и средних, крупных и суперкрупных месторождений до глубин 500—600 м;

— выделение, изучение и доизучение в масштабе 1 : 10 000 — 1 : 25 000 площадей (до 10—20 км<sup>2</sup>) в пределах известных и прогнозных рудно-вулканических центров и рудных зон в целях поисков рудных тел и участков крупных месторождений и прогнозирования и поисков рудных полей для детальных исследований;

— выделение и изучение в масштабе 1 : 25 000 — 1 : 50 000 площадей (до 50 —100 км<sup>2</sup>) в пределах известных и прогнозных рудных узлов в целях прямых поисков крупных и суперкрупных месторождений, а также выявления и прогноза рудных зон, рудно-вулканических центров и рудных полей.

7. В каждое из перечисленных выше и параллельно осуществляемое направление работ входит обобщение и анализ результатов предыдущей изученности избранной площади. Ее рекогносцировочное обследование с установлением и оценкой целесообразности и условиях геофизических наблюдений. Проведение базового комплекса площадных полевых наблюдений и детализация выявленных объектов с определением местоположения единичных проверочных скважин и их проходкой. Формирование заключений по направлению дальнейших исследований и работ.

8. Дальнейшее совершенствование геолого-разведочного процесса при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений связано с форсированием следующих разработок:

— создание и пополнение банка данных по геофизическим исследованиям основных рудных районов и колчеданных месторождений;

— разработка и формирование специализированных алгоритмов и программ для проигрывания концептуальных схем описания и прогнозирования наблюдаемых ситуаций при поисках месторождений;

— совершенствование теоретических основ, программного и аппаратно-методического обеспечения ведущего при поисках метода переходных процессов, как и импульсной индуктивной электроразведки в целом.

В конечном счете представленная работа рассматривается в качестве описания научно обоснованной и апробированной, экспериментально завершенной и успешно опробованной на территории Оренбургского Урала технологии применения геофизики при прогнозировании и поисках колчеданных месторождений. Достигнутый в предыдущие годы высокий уровень геолого-геофизической изученности известных колчеданных рудных районов и произошедшая в последнее десятилетие научно-техническая революция являются предпосылками для ее широкой реализации. Более полное использование возможностей геофизики открывает перспективы выявления новых колчеданных месторождений и существенного наращивания минерально-сырьевых ресурсов Южного Урала и провинций сходного строения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965. 465 с.
- Бачин А. П., Бекжанов Г. Р., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. Схематическая геофизическая карта Казахстана. // Международный геологический конгресс, 1964, XXI сессия.: Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Недра, 1965. С. 173—179.
- Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. М.: Недра, 1971. 216 с.
- Боровко Н. Н. Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. Л.: Недра, 1979. 230 с.
- Виноградов А. М. Роль геофизических исследований при проведении геологосъемочных работ на Южном Урале // Разведка и охрана недр, 1966. № 12. С. 34—38.
- Виноградов А. М. Комплексные геофизические исследования в помощь геологическому картированию и прогнозированию масштаба 1 : 50 000 — 1 : 200 000 в восточной части Оренбургской области // Геофизические исследования при геологическом картировании. Алма-Ата, 1968. С. 37—45.
- Виноградов А. М. О разрешающей возможности методов осреднения и пересчета на высоту при выделении региональных полей // Вопросы разведочной геофизики, вып. 75. Свердловск, 1971. С. 84—92.
- Виноградов А. М. Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным) // Сов. геология, 1971. № 11. С. 135—138.
- Виноградов А. М. Установление пространственного размещения древних вулканов и их корней на Южном Урале (по геофизическим данным) // Палеовулканизм и оруделение. Свердловск, 1974. С. 228—230.
- Виноградов А. М. Прогнозирование и поиск колчеданных месторождений на Южном Урале // Обзор ВИЭМС. Сер. регион., развед. и промысл. геофизики. М., 1980. 40 с.
- Виноградов А. М. К методике оценки информативности геологических тел // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 90—98.
- Виноградов А. М. О признаках упорядоченности геополей при изучении структуры геологических тел // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990б. № 10. С. 45—53.
- Виноградов А. М. О геодинамических моделях разломных и рудовмещающих структур (на примере Южного Урала) // Геодинамика и металлогения Урала: Материалы ко Второму уральскому металлогеническому совещанию. Свердловск, 1991. С. 184—185.
- Виноградов А. М. Система изучения геополей при поисках колчеданных месторождений на Южном Урале: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: Свердловский горный ин-т, 1992.
- Виноградов А. М. К проблеме поисков колчеданных месторождений на Урале // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала. Материалы региональной конференции. Екатеринбург, 2000. С. 46—47.
- Виноградов А. М. Блок-схема общего алгоритма геологической интерпретации вещественных и энергетических полей // Геофизика и математика: Материалы Второй всероссийской конференции / Под. ред. В. Н. Страхова. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 42—56.
- Виноградов А. М. Структура магматических серий и глубинное строение центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпозиума. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 619—622.

Виноградов А. М., Виноградова В. Н. Применение гравиметрических и магнитометрических съемок при прогнозно-металлогенической оценке колчеданности Оренбургского Урала // Докл. семинара МГ СССР по применению гравимагнитных съемок при геологическом картировании, поисках и разведке рудных месторождений. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1972. С. 109—113.

Виноградов А. М., Ленский В. А. Результаты и перспективы применения скважинной сейсморазведки при поисках и детальном структурном картировании колчеданных полей Южного Урала // Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1982. С. 107—114.

Виноградов А. М., Кузнецов С. И., Никифоров А. В. Колчеданные месторождения Урала — геофизические модели, состояние и перспективы прогнозирования поисков // Четвертые геофизические чтения им. В. В. Федынского. М., GEON, 2002. С. 59—60.

Виноградов А. М., Ленский В. А., Миллер А. В. и др. Геофизические исследования скважин при поисках и разведке глубокозалегающих рудных месторождений // Тр. XXX Международного геофизического симпозиума. Ч. 3. М., 1985. С. 144—147.

Виноградов А. М., Прозоров В. И., Виноградова В. Н. Геофизические исследования масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 с целью металлогенического прогнозирования в восточной части Оренбуржья // Геофизические методы при крупномасштабном прогнозировании сульфидных месторождений. Л.: Недра, 1970. С. 17—24.

Виноградов А. М., Прозоров В. И., Виноградова В. Н., Хрусталева И. С. Прогнозирование и поиски колчеданных месторождений на Южном Урале (по геофизическим данным) // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971. С. 279—281.

Виноградов А. М., Прозоров В. И., Виноградова В. Н. и др. Вопросы тектонического районирования и прогнозирования в условиях востока Оренбургской области // Материалы докл. семинара МГ СССР по комплексному геолого-геофизическому картированию погребенного складчатого фундамента. М., 1969. С. 19—21.

Виноградов А. М., Рапопорт М. С. Нелинейная геодинамика Урала и сопредельных территорий // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С. 92—101.

Виноградов А. М., Рапопорт М. С., Рыжий Б. П., Сериков Л. И. Положение Урала в структурах Евразии // ДАН, 1999. Т. 365, № 4. С. 512—515.

Виноградов А. М., Сопочко Г. А., Виноградова В. Н. Критерии прогнозирования и поисков колчеданных рудных полей на Южном Урале // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 50—54.

Виноградов А. М., Фомин Т. Л. Метод переходных процессов — опыт применения и перспективы развития // Урал. геофизич. вестник, № 6. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 16—23.

Виноградов А. М., Ярош А. Я. Широкая тектоническая зональность и ее связь с металлогенией (на примере Южного Урала) // Вопросы разведочной геофизики, вып. 75. Свердловск, 1971. С. 3—9.

Виноградов А. М., Ярош А. Я. Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры // Разведочная геофизика, вып. 83. Свердловск, 1972. С. 8—25.

Виноградов А. М., Ярош А. Я. Закономерности размещения колчеданного оруденения на Южном Урале и их использование при прогнозировании и поисках месторождений // Вопросы разведочной геофизики, вып. № 107. Свердловск, 1975. С. 37—45.

Вишнякова Е. М., Виноградов А. М. Комплексные региональные геофизические исследования масштаба 1 : 50 000 в восточной части Оренбургской области // Докл. V Всесоюз. геофизической конференции. Люберцы: ВИНТИ, 1963. 19 с.

Великин А. Б., Булгаков Ю. И., Шерешевский С. Н. и др. Измерительно-информационная система импульсной электроразведки / Геофизическая аппаратура, вып. 100. СПб., 1996. С. 38—50.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.



- Геологические тела (терминологический справочник) / Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
- Геологическое развитие и металлогения Урала / К. К. Золоев, М. С. Рапопорт, Б. А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
- Глубинное строение и металлогения подвижных поясов / К. К. Золоев, М. С. Рапопорт, Б. А. Попов и др. М.: Недра, 1990. 191 с.
- Глубинное строение территории СССР / Под ред. В. В. Белоусова. М.: Недра, 1991. 210 с.
- Григорьева Н. П. Метод комбинированного профилирования // Тр. ВИРГ, вып. 3. Л., 1950, С. 25—37.
- Гордиенко Ю. Н., Посашов О. В., Рыбалка В. М., Казачихин В. А. Сейсморазведка при изучении структур рудных полей Урала // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 70—79.
- Горн Г., Горн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М.: Наука, 1968. 720 с.
- Губерман Ш. А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. М.: Недра, 1987. 261 с.
- Дортман Н. Б. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1967. 217 с.
- Дружинин В. С., Кашубин С. Н., Вальчак В. И. Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск // Сов. геология, 1985. № 1. С. 74—86.
- Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Земцов В. Н., Шак В. Г. Электрические зондирования на постоянном токе в рудных районах. М.: Недра, 1990. 108 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Исаев Г. А., Ремпель Г. Г. Методы интерпретации зондирований методом переходных процессов при поисках полиметаллических месторождений пластообразной формы (Методическое руководство). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. 82 с.
- Каждан А. Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Научные основы поисков и разведки. М.: Недра, 1984. 285 с.
- Карери Дж. Порядок и беспорядок в структуре материи. М.: Мир, 1985. 232 с.
- Клемин В. П., Семенов В. Д., Страхов В. Н. Поиски глубокозалегающих медноколчеданных руд на Южном Урале // Разведка и охрана недр, 1974. № 4. С. 20—23.
- Козырин А. К. Временное руководство по методу электрической корреляции. Свердловск: Урал. рабочий, 1964. 65 с.
- Колчеданные месторождения мира / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
- Кормильцев В. В., Сидоров В. А. Метод вызванной поляризации и его место в комплексе методов при поисках колчеданных руд в Оренбургской области // Применение метода вызванной поляризации при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1964. С. 66—73.
- Кормильцев В. В., Семенов В. Д. Электроразведка методом заряда. М.: Недра, 1987. 218 с.
- Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова П. Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
- Косарев А. М. Линейные и кольцевые структуры Южного Урала, выявленные при дешифрировании космических снимков, и их рудоконтролирующее значение // Палеовулканические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 36—43.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.

Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.

Кривцов А. И. Типовые модели медноколчеданных месторождений Урала и приложение к ним схем рециклинга. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 29—30.

Кривцов А. И. Морфометрические характеристики рудных тел месторождений колчеданного семейства // Геол. рудных месторождений, 1988. № 4. С. 58—69.

Кривцов А. И. Модели рудных месторождений. Обзор ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. М.: ВИЭМС. 1989. 65 с.

Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 60—66.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. П. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика, 1967. № 10. С. 10—18.

Ленский В. А., Виноградов А. М. Применение скважинной сейсморазведки при детальном изучении структуры рудных полей // Разведочная геофизика, вып. 90. 1980. С. 106—115.

Ленский В. А., Виноградов А. М. Скважинная сейсморазведка в рудных районах на примере медноколчеданных месторождений Южного Урала // Экспресс-информация. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика, вып. 3. М.: ВИЭМС, 1980. С. 1—22.

Ленский В. А., Виноградов А. М., Петров Ю. Н. Применение скважинных наблюдений при сейсморазведке в рудных районах Башкирии // Экспресс-информация. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика, вып. 7. М.: ВИЭМС, 1985. С. 16—24.

Лебедин Л. В., Кузнецов Ю. А., Вострецов Р. Н. Опыт применения дипольного электромагнитного профилирования в скважинах малой глубины // Методика и техника разведки, № 64. Л.: ОНТИ ВИТР, 1969. С. 21—33.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения // В. А. Прокин, В. М. Нечехин, П. Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение // В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. Н. Исмагилов и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования // В. А. Прокин, И. Б. Серавкин и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992.

Меньшиков Ю. П., Никишева Г. Н., Шебухова С. В. Сейсмические исследования в рудных районах Оренбуржья // Физические поля на медноколчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 20—25.

Метод переходных процессов при поисках месторождений сульфидных руд / Под ред. А. Ф. Фокина. Л.: Недра, 1971. 243 с.

Молчанов А. А., Виноградов А. М., Фокин А. Ф. Разработка аппаратурно-методического комплекса геофизических исследований скважин для поисков и разведки рудных месторождений // Докл. Всесоюзного научно-технического семинара "Геофизические исследования скважин при поисках и разведке глубокозалегающих рудных месторождений". Октябрьский, 1982. С. 6—8.

Мягков В. Ф. Структурная геометро-статистическая модель строения геологических полей и методика решения геологоразведочных задач // Изв. вузов: Геология и разведка, 1982. № 3. С. 44—58.

Никитин А. А. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 342 с.

Овчинников И. К. Электроразведка рудных объектов под верхним слоем земной коры. М.: Недра, 1975. 88 с.

Петровский А. Д. Радиоволновые методы в разведочной геофизике. М.: Недра, 1971. 223 с.

Пришивалко А. И., Виноградов А. М., Бандов В. П. Методика и аппаратура акустического каротажа в рудных районах // Сейсморазведка при поисках месторождений цветных металлов на Урале. М.: Геолфонд РСФСР, 1981. С. 88—93.

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале // М.: Недра, 1977. 176 с.

Прокин В. А., Попов В. А. Структуры колчеданных месторождений Южного Урала // Советская геология, 1971. № 1. С. 47—51.

Радкевич Е. Л. Региональная металлогения. М.: Недра, 1987. 256 с.

Разведка сульфидных месторождений с использованием скважинных геофизических и геохимических методов (методическое руководство) / Под ред. Г. В. Волосюка, Н. И. Сафронова. М.: Недра, 1971. 164 с.

Родионов А. Н., Виноградов А. М. Исследования методом переходных процессов при поисках медноколчеданных месторождений на Южном Урале // Разведка и охрана недр, 1973. № 11. С. 33—38.

Родионов П. Ф. Десять лет электрометрии при поисках колчеданных месторождений на Урале // Цветные металлы, 1938, № 6. С. 28—37.

Розанов Ю. А. Лекции по теории вероятностей. М.: Наука, 1986. 119 с.

Рудные и рудоносные формации (терминологический справочник) / Под ред. Ю. А. Косыгина, Е. А. Кулиша. М.: Недра, 1983. 174 с.

Руководство по применению метода переходных процессов в рудной геофизике // Под ред. Ф. М. Каменецкого. Л.: Недра, 1976. 128 с.

Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971. С. 27—35.

Рысс Ю. С. Геоэлектрохимические методы разведки. Л.: Недра, 1983. 255 с.

Саковцев Г. П. Разведочные возможности современной геофизики по выявлению месторождений цветных металлов на Урале // Тр. фил. АН СССР. Уфа, 1960. С. 49—57.

Саковцев Г. П., Серков В. А. Применение усовершенствованного метода изолиний для поисков медноколчеданных месторождений // Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений, вып. 5. Свердловск, 1979. С. 132—137.

Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Гранитоиды Южного Урала и проблемы формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 208 с.

Сапожников В. М. Использование диаграмм каротажа для петрофизического картирования рудовмещающих горных пород // Методика поисков и разведки глубокозалегающих рудных месторождений. Свердловск: УПИ, 1977. С. 11—19.

Семенов М. В. Основы поисков и изучения колчеданно-полиметаллических рудных полей геофизическими методами. Л.: Недра, 1975. 152 с.

Семенов М. В., Сапожников В. М., Авдеевич М. М., Голиков Ю. В. Электроразведка рудных полей методом заряда. Л.: Недра, 1984. 216 с.

Серавкин И. Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.

Сидоров В. А. Методика поисков глубокозалегающих колчеданных месторождений однопетлевым методом переходных процессов (МППО). Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика, № 29. М.: ВИЭМС, 1970. 42 с.

Сидоров В. А. Импульсная индуктивная электроразведка. М.: Недра, 1985. 192 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 384 с.

Соболевский П. К. Современная горная геометрия // Социалистическая реконструкция и наука, 1932. № 17. С. 3—18.

Сопочко Г. А., Никифоров А. В., Тепляков В. А. Закономерности размещения колчеданного оруденения в Джусинском рудном районе по геофизическим данным // Земная кора и структура рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 75—80.

Структура колчеданосных толщ Оренбургского Урала в свете палеовулканических реконструкций / А. М. Виноградов, В. И. Воробьев, В. С. Дубинин и др. // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 155—162.

Таврин И. Ф., Родионов П. Ф. Остроении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклинория по геофизическим данным // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Урал. петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск, 1963. С. 217—225.

Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

Халевин Н. И. Сейсмические исследования земной коры на Урале // Состояние и перспективы развития геофизических методов на Урале. Свердловск, 1971. С. 105—124.

Халевин Н. И., Виноградов А. М. О структуре земной коры района Гайского медноколчеданного месторождения // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 24—28.

Харченков А. Г. Принципы и методы прогнозирования минеральных ресурсов. М.: Недра, 1987. 230 с.

Четверяков Л. И. Теоретические основы разведки недр. М.: Недра, 1984. 156 с.

Шаталов Е. Т. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 152 с.

Шмаков В. Н., Петров Ю. Н., Поляков А. Б. Глубинное строение центральной части Таналыкского антиклинория по геофизическим данным // Физические поля на медноколчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 54—60.

Штейнберг Д. С. О петрохимическом методе при изучении эффузивных горных пород // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1968. С. 176—182.

Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1989. Т. 1. 438 с.; Т. 2. 478 с.

Яковлев Г. Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: МГУ, 1982. 232 с.

Ярош А. Я., Анисимов К. Н., Поляков А. Б. Опыт применения гравиразведки для изучения глубоких горизонтов колчеданных месторождений // Геофизические методы разведки. Вып. XXX. Тр. Свердл. горн. ин-та. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 55—63.

Ярош А. Я. Глубинность гравиразведки при поисках медноколчеданных месторождений на Южном Урале // Вопросы разведочной геофизики: Тр. Свердл. горн. ин-та. М.: Госгеолтехиздат, 1966. С. 14—19.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение .....</b>	<b>5</b>
<b>Глава 1. Геология и геофизические методы исследования колчеданных месторождений Южного Урала .....</b>	<b>8</b>
1.1. Особенности размещения и строения месторождений .....	8
1.2. Этапы и эффективность применения геофизических работ при поисках месторождений .....	13
1.3. Цели геофизических исследований .....	22
<b>Глава 2. Принципы геометризации геологического пространства при выделении структурных обстановок и аномальных участков .....</b>	<b>25</b>
2.1. Квазистатическая модель геологического тела .....	25
2.1.1. Границы свойств .....	26
2.1.2. Полюса, направленность, площади и центры элементарной ячейки.....	28
2.1.3. Структура характеристик элементарной ячейки свойств тела .....	30
2.2. Квазистатическая модель контура геофизических полей.....	34
2.2.1. Частные модели .....	34
2.2.2. Общая модель .....	37
<b>Глава 3. Вулканогенный комплекс в геопоях Южного Урала .....</b>	<b>44</b>
3.1. Физические свойства пород и геопоя среды, включающей вулканиты.....	44
3.1.1. Рыхлые отложения мезозоя-кайнозоя .....	44
3.1.2. Осадочный комплекс пород.....	49
3.1.3. Метаморфический комплекс.....	52
3.1.4. Интрузивный комплекс .....	55
3.2. Физические свойства вулканогенных пород .....	63
3.3. Геопоя вулканогенных структур.....	70
<b>Глава 4. Анализ геополей при изучении закономерностей размещения колчеданных месторождений .....</b>	<b>81</b>
4.1. Глубинная тектоника и региональные закономерности размещения колчеданных месторождений в рудоносных зонах и рудных узлах .....	81
4.2. Локальные закономерности размещения колчеданного оруденения.....	91
4.2.1. Физические свойства колчеданных руд и околорудно-измененных пород.....	92
4.2.2. Рудные зоны и рудно-вулканические центры.....	97
4.2.3. Рудные поля.....	103
<b>Глава 5. Геопоя колчеданных месторождений и оптимизация поисков .....</b>	<b>117</b>
5.1. Модель участка рудной залежи .....	117
5.2. Электрические поля .....	123
5.2.1. Методы постоянного тока .....	124
5.2.2. Метод переходных процессов.....	138
5.2.3. Методы естественного поля и вызванной поляризации .....	153
5.3. Гравитационные и магнитные поля .....	156
5.4. Согласованность локальных контуров геополей.....	161
5.5. Аномалии и аномальные ситуации геополей рудных залежей.....	166
5.6. Оптимизация поисков колчеданных месторождений.....	168
<b>Заключение .....</b>	<b>175</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>178</b>

# CONTENTS

<b>Introduction .....</b>	<b>5</b>
<b>Chapter 1. Geology and geophysical researches sulfur of deposits of Southern Ural .....</b>	<b>8</b>
1.1. Features of a structure and accommodation of deposits .....	8
1.2. Stages and efficiency of application of geophysical works by deposits searches ...	13
1.3. Purposes of geophysical researches.....	22
<b>Chapter 2. Geometrization principles of geological space at allocation of structural conditions and abnormal regions .....</b>	<b>25</b>
2.1. Quasistatic model of geological body .....	25
2.1.1. Borders of properties .....	26
2.1.2. Poles, orientation, areas and centers of elementary cell.....	28
2.1.3. Structure of characteristics of elementary cell of properties of solid body ...	30
2.2. Quasistatic model of geophysical fields contour.....	34
2.2.1. Individual models .....	34
2.2.2. Common model .....	37
<b>Chapter 3. Volcanogenic complex in Southern Ural geofields .....</b>	<b>44</b>
3.1. Physical properties of rocks and vulcanite including geofields .....	44
3.1.1. Friable adjournment of Reptiles - Mammals age.....	44
3.1.2. Sedimentary rocks complex.....	49
3.1.3. Metamorphic complex .....	52
3.1.4. Intrusive complex .....	55
3.2. Physical properties of volcanogenic rocks .....	63
3.3. Geofields of volcanogenic structures .....	70
<b>Chapter 4. The analysis of geofields at study of deposits accommodation laws .....</b>	<b>81</b>
4.1. Abyssal tectonics and regional laws of sulfur deposits accommodation in ore-bearing areas and ore unit.....	81
4.2. Local laws of sulfur deposits accommodation .....	91
4.2.1. Physical properties of sulfur ore and quasi-ore changed breeds.....	92
4.2.2. Ore areas and ore-volcanic centers .....	97
4.2.3. Ore fields .....	103
<b>Chapter 5. Geofields of sulfur deposits and search optimization.....</b>	<b>117</b>
5.1. Model of deposits areas .....	117
5.2. Electrical fields .....	123
5.2.1. Continuous current methods.....	124
5.2.2. Transient process methods.....	138
5.2.3. Methods of natural fields and methods of induced polarization.....	153
5.3. Gravitational and magnetic fields.....	156
5.4. Coordination of local contours of geofields .....	161
5.5. Anomalies and anomaly situation of geofields of deposits.....	166
5.6. Search optimization of ore deposits .....	168
<b>Conclusion .....</b>	<b>175</b>
<b>Bibliography .....</b>	<b>178</b>

*Научное издание*

**Альберт Михайлович Виноградов**

**ГЕОПОЛЯ И КОЛЧЕДАНЫ ЮЖНОГО УРАЛА**

Рекомендовано к изданию  
Ученым советом Института геофизики  
и НИСО УрО РАН

Редактор **Т. П. Бондарович**  
Технический редактор **Е. М. Бородулина**  
Корректоры **Н. В. Каткова, Г. Н. Старкова**  
Компьютерная верстка **Г. П. Чащиной**

ЛР № 020764 от 24.04.98

НИСО УрО РАН № 117(03)—91. Сдано в набор 06.04.04. Подписано в печать 24.05.04. Формат 70×100 1/16. Бумага типографская. Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,15. Уч.-изд. л. 15. Тираж 250. Заказ 95.

Оригинал-макет изготовлен в РИО УрО РАН.  
620219, Екатеринбург, ГСП-169, ул. Первомайская, 91.

Отпечатано с готовых диапозитивов в типографии УрО РАН.  
620219, Екатеринбург, ГСП-169, ул. С. Ковалевской, 18.