

550
X40

Б.Э. ХЕСИН

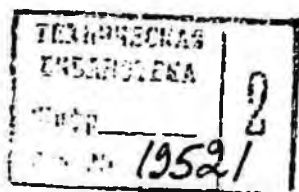
**РУДНАЯ
ГЕОФИЗИКА
В ГОРНЫХ
ОБЛАСТЯХ**

77 2004

Б. Э. ХЕСИИ

550
X40

РУДНАЯ ГЕОФИЗИКА В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

Рудная геофизика в горных областях.
Хосин Б. Э. М., «Недра», 200 стр.

Изложены вопросы геофизических исследований в специфических условиях горных рудных областей. Описаны особенности полевых работ, учета влияния рельефа, обработки и истолкования результатов геофизических съемок с применением вероятностно-статистических приемов и способов автоматизации. Приведены примеры использования геофизических методов для решения задач геокартирования, поисков и разведки месторождений цветных и черных металлов, агрономических руд, оптического и другого минерального сырья. Охарактеризованы условия повышения эффективности геофизических работ.

Таблиц 5, иллюстраций 44, библиография — 160 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Известные успехи геологоразведочной службы в последние годы во многом определяются быстрым развитием геофизических методов исследования. Отражением этого процесса можно считать появление ряда монографий по отдельным геофизическим методам и их комплексу. Большинство опубликованных работ посвящено разведочной геофизике в целом, а основное внимание уделено применению геофизических методов в нефтяной геологии, поскольку в этой области объемы геофизических исследований и их результаты наиболее существенны. В то же время освещение проблем рудной геофизики несколько отстает от темпов ее роста.

Под рудной геофизикой понимается комплекс поисково-съемочных и разведочных геофизических исследований в рудных районах, направленных на выявление и изучение твердых полезных ископаемых. Основные задачи рудной геофизики — геологическое картирование и непосредственное выявление магнетитовых, полиметаллических и других месторождений.

Геофизические работы по изучению геологических условий, контролирующих оруденение, часто называют «косвенными» поисками. Прямые поиски рудных залежей всегда приносят информацию о геологическом строении изученной площади и, следовательно, содержат элементы косвенных поисков. Картировочные возможности геофизических съемок наиболее ярко проявляются при изучении физических полей на больших площадях.

Понятие «рудный район» связано лишь с наличием рудных месторождений. Многие крупнейшие рудные месторождения залегают в кристаллических толщах фундамента под мощным покровом рыхлых образований, приурочены к метаморфическим и магматическим породам эродированных или скрытых на глубине древних щитов, а также осадочным отложениям в условиях равнинной местности (районы КМА, Криворожья, Тургай и др.). Однако многочисленные ценные месторождения располагаются в труднодоступных горных рудных районах с чрезвычайно сложным геологическим строением как на глубине, так и в верхней части разреза, что отражается на сложной структуре физических полей. Специфика горной рудной

геофизики, рассмотренная в гл. I, обусловлена поисками разнообразных месторождений в изменчивой геологической обстановке при наличии методических, технических и организационных трудностей, определяемых влиянием рельефа, условиями проходимости, ориентировки и привязки. Особенно характерны эти особенности для горно-складчатых сооружений, образовавшихся при омоложении в эпоху альпийского орогенеза. Горные районы Кавказа, Средней Азии и Алтае-Саянской области, Забайкалья и апалачских геосинклинальных областей отличаются приближением к дневной поверхности резко неоднородных коренных образований, которые характеризуются крутыми контактами, развитием интенсивных тектонических нарушений, большим разнообразием магматических и метаморфических пород с широким спектром физических свойств. Здесь наиболее полно проявляются особенности геофизических работ, связанные с труднодоступностью изучаемых площадей и изрезанностью рельефа, необходимостью выделения слабых аномалий на фоне многочисленных помех.

Автор осуществлял в течение ряда лет руководство Азербайджанской геофизической экспедицией (АзГЭ), которая проводила поисково-съемочные и другие геофизические работы в типичных горных районах Большого и Малого Кавказа.

Специфическому опыту геофизических исследований Кавказа в сопоставлении с данными по другим геосинклинальным областям посвящена настоящая книга. Она, очевидно, представляет наибольший интерес для геофизиков и геологов рудного направления, работающих в горной местности с резко пересеченным рельефом.

Книга не претендует на роль методического руководства по рудной геофизике или руководства по исследованию горных районов. Такой труд по плечу лишь большому коллективу специалистов. Предлагаемая работа не является также фундаментальной монографией по рудной геофизике, в которой нашли бы отражение все ее вопросы, решенные и нерешенные, применительно к исследованиям горных районов. Задача книги — привлечь внимание к эффективным приемам полевых наблюдений, обработки и истолкования геофизических данных при поисках и разведке твердых полезных ископаемых в горных областях, подготовить почву для дальнейших исследований.

Естественно, что отделить вопросы, относящиеся ко всей рудной геофизике, от вопросов геофизических исследований в горных областях полностью не удастся, так как многие из них, представляющие общий интерес, особенно важны для исследователей горных районов. В любых условиях желательно выбрать оптимальную сеть, извлечь по возможности максимум необходимой геологической информации из результатов полевых наблюдений, не допустить просчетов в планировании и организации работ. В труднодоступных горных областях, где каждый пункт или километр съемки отработывается с повышенными затратами и далеко не всегда может быть при необ-

ходности точно повторен, упомянутые проблемы приобретают особое значение.

В основу книги положены результаты исследований, проведенных коллективами АзГЭ Управления Совета Министров Азербайджанской ССР по геологии, ВПРГ, Западного геофизического треста и других геологических и геофизических организаций. Особую признательность за помощь в работе над рукописью автор выражает В. В. Алексееву и Т. Г. Гаджиеву (Управление СМ Азерб. ССР по геологии), Н. И. Боровко, Ю. И. Никольскому и Ю. Г. Шопину (ВПРГ), В. М. Березкипу (ВНИИ Геофизика), Л. Л. Ляхову (МГРП).

ГЛАВА I

ВЫБОР МЕТОДИК

Выбор методик определяется геологическими задачами и особенностями строения изучаемой области, а также некоторыми другими обстоятельствами. В горных районах большое значение имеют условия проходимости, в связи с чем помимо возможностей отдельных методов необходимо оценить их мобильность. При выборе методик приходится учитывать искажения аномалий за счет рельефа, влияние случайных факторов на расположение объектов, съемочную сеть и технику измерений, изменчивость физических свойств вблизи дневной поверхности.

1.1. ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ И СПЕЦИФИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологические особенности

Горные сооружения соответствуют геосинклинальным областям, которые характеризуются сложной складчатостью, интенсивной разрывной тектоникой, частой сменой пород различного генезиса и состава, широким развитием процессов вторичных изменений. Рудные месторождения, расположенные в горных районах, как правило, имеют эндогенное происхождение. Обычно они связаны с магматическими очагами и концентрируются в эвгеосинклинальных зонах с преобладанием магматических и метаморфических пород.

Эндогенные месторождения различных металлов, обладающие промышленной ценностью, зачастую представляют собой небольшие объекты неправильной формы. Рудовмещающие структуры многих месторождений (например, золота, кобальта, ртути) также узко локализованы. Поэтому основной объем геофизических исследований горных областей приходится на долю крупномасштабных и детальных съемок¹.

¹ Поскольку эндогенные месторождения и контролирующие их структуры чаще всего имеют четкое простирание, сеть наблюдений обычно прямоугольна, а при количественной интерпретации геофизических данных применяются способы решения двумерных задач.

Эродированность молодых горных сооружений обуславливает значительное изменение приповерхностных образований, несмотря на вынос продуктов выветривания. На фоне современных тектонических движений и резких температурных колебаний происходит, видимо, интенсивное прогибание атмосферных флюидов в геологическую среду, образующую рельеф. В связи с этим физические свойства пород, залегающих вблизи дневной поверхности, не соответствуют физическим свойствам пород того же состава и возраста, залегающих на глубине. Сочетание выветривания, повышения давления с глубиной и др. приводит к постепенному изменению физических свойств в верхней части геологической среды, определяя ее градиентный характер. Особенно важен, по-видимому, процесс заполнения пор осадками метеорных минерализованных вод, который может распространяться до глубин в сотни метров. Следовательно, к результатам измерений физических свойств пород верхней части разреза следует относиться с большой осторожностью при необходимости их экстраполяции на глубины порядка 1 км. Однако соответствующие определения необходимы, так как большинство изучаемых месторождений расположено в верхней части разреза; при исследовании более глубоких горизонтов влияние этой части с постепенно меняющимися физическими свойствами также следует учитывать с ее истинными параметрами. Указанные обстоятельства определяют повышенное внимание к измерениям физических свойств пород и руд, тщательному анализу получаемых данных.

Глубокий эрозионный врез, отсутствие или малая мощность рыхлого покрова обуславливают возможности выявления рудных месторождений в горных областях визуальными геологическими методами. Благодаря этим условиям удастся непосредственно изучать физические свойства пород и руд в естественных и искусственных обнажениях, производить параметрические наблюдения над хорошо изученными разрезами. Однако, если коренные кристаллические породы выходят на дневную поверхность, возникают технические трудности, связанные с установкой приборов, устройством заземлений и пунктов взрыва.

Некоторая часть изучаемых площадей, даже хорошо обнаженных, всегда покрыта слоем рыхлых отложений, не совсем удачно называемых напосами. Геофизические методы «просвечивают» рыхлый чехол; они широко используются также для определения его мощности. Сведения о мощности рыхлого покрова необходимы при проектировании выработок или скважин, истолковании геохимических аномалий, наконец, при учете его влияния на результаты геофизических наблюдений. Значительное влияние этого покрова обусловлено, с одной стороны, резким отличием его от подстилающих коренных пород по физическим свойствам. С другой стороны, хотя мощность рыхлых отложений обычно составляет всего несколько метров и редко превышает десятки метров, ее колебания очень велики даже на ограниченных участках. Дополнительным источником помех является неоднородность рыхлого чехла за счет

включений обломков и глыб, увлажнения отдельных участков и т. п.

При наличии рыхлого чехла горные рудные районы относятся к областям двухъярусного строения. Известны и более сложные геологические ситуации, когда одни месторождения приурочены, например, к вулканогенно-осадочному мезозойскому структурному этажу, а другие являются объектами поисков и разведки в выступях палеозойского субстрата. Для некоторых горных районов характерно наличие верхнего этажа, представленного лавовыми покровами, перекрывающими рудопосные комплексы пород. Подобная геологическая обстановка обуславливает особое внимание к определению нижних кромок геологических образований по геофизическим данным.

Таким образом, основные геологические особенности горных рудных районов заключаются в следующем: а) в частой смене по горизонтали и вертикали магматических, осадочных и метаморфических пород, значительно измененных вблизи дневной поверхности; б) в сложной тектонике; в) в наличии маломощного рыхлого чехла с переменными параметрами. Многие задачи в этих районах можно свести к изучению уже локализованных структур, сравнительно небольших рудных тел. При мелкомасштабных исследованиях некоторые особенности теряют свое значение, в связи с чем методике региональных работ уделяется в дальнейшем изложении скромное место, тем более, что общие геофизические съемки в ряде рудных районов уже проведены¹.

Физико-географические особенности

В физико-географическом отношении среди горных областей с большими высотными отметками можно выделить районы плоскогорий, протяженных склонов, где техника проведения геофизических работ мало отличается от съемок в равнинной местности. Поэтому ниже рассматриваются главным образом особенности исследований резко пересеченной горной местности, труднодоступной для любых видов транспорта. Помимо рельефа, на условиях передвижения и ориентировки в горах сказываются наличие густого растительного покрова, отсутствие путей сообщения и населенных пунктов. На наблюдениях отражаются также частые атмосферные осадки, резкие колебания температур и давлений, локальные помехи от порывов ветра, течения водных потоков.

Указанные обстоятельства обуславливают определенные требования к методике и технике геофизических работ. Они менее жестки на стадиях средне- и мелкомасштабных исследований (1 : 100 000

¹ Здесь, как общепринято, под региональными или общими съемками понимаются исследования среднего и мелкого масштаба. Возможно, правильнее считать региональными съемки, схватывающие регион в целом независимо от масштаба.

п мелче) и детальных работ (1 : 10 000 и крупнее). В первом случае сеть наблюдений иногда удается увязать с путями сообщения при наземных работах и выдержанными элементами рельефа при воздушной съемке. Во втором случае небольшие размеры участков, их известная обустраиваемость облегчают передвижение и организацию работ, позволяя применять довольно сложную технику. Что касается изучения межскважинного и околоскважинного пространства, измерений в горных выработках, то эти исследования в горах отличаются по существу лишь условиями транспортировки технических средств и разобщенностью скважин и выработок. Поэтому соответствующие вопросы в последующем изложении занимают резко подчиненное место.

Таким образом, наиболее специфичны для рудной геофизики в горных районах съемки крупного масштаба (1 : 50 000—1 : 25 000).

Требования к геофизическим съемкам

Основные требования к геофизическим съемкам определяются геологическими особенностями горных рудных районов, условиями передвижения, установки приборов, привязки и последующего сопоставления результатов наблюдений. В горных областях необходимо строго соблюдать некоторые общие требования.

1. Тщательный выбор объектов для изучения физических свойств пород и руд; большой объем определенностей.

2. Совмещение профилей и пунктов различных геофизических и других наблюдений; производство работ по возможности в процессе единого цикла (с одновременным отбором и изучением физических свойств пород).

3. Уменьшение шага наблюдений вдоль профиля или скорости полета при небольшой относительной высоте; достижение максимальной точности наблюдений в условиях одного рейса.

4. Сокращение числа перемещений измерительной аппаратуры или источника поля.

5. Точная привязка пунктов и профилей съемки, в первую очередь, к геологическим объектам, горным выработкам и скважинам; аэрофотопривязка при воздушной съемке, желательно со специальной подготовкой ориентиров геологического характера.

6. Относительное сокращение объемов полевых работ за счет улучшения качества проектирования, обработки и интерпретации результатов геофизических исследований с использованием современных математических приемов и вычислительной техники.

Следует заметить, что сложность геологических задач в горных рудных районах определяет целесообразность широкого комплексирования геофизических методов между собой и с другими методами. Между тем расширение комплекса вступает в противоречие с трудностями проведения работ и может привести к неоправданному удорожанию съемок. Поэтому существенное значение имеет пункт 7.

7. Сбоспаванный выбор оптимального комплекса геофизических и пных методов.

Описанная выше специфика горных районов определяет требования, изложенные в пунктах 8 и 9.

8. Предпочтительное использование методов, основанных на изучении естественных физических полей.

9. Применение портативной, легко транспортируемой аппаратуры, самолетов и вертолетов с небольшой полетной скоростью и высоким потолком; надежность, механическая прочность приборов и оборудования при наименьшем весе; низкая чувствительность к колебаниям температуры, влажности, давления; широкий диапазон измерений.

Влияние рельефа

Наиболее важное значение в специфике геофизических исследований горных районов имеет учет влияния рельефа дневной поверхности. Резко пересеченный рельеф сказывается не только на условиях передвижения и других технических особенностях производства геофизических работ в горной местности. Его влияние проявляется также:

а) в искажении аномалий от искоемых геологических объектов за счет изменения расстояний от источника поля до приемника;

б) в появлении аномалий чисто «рельефного» происхождения, например полей топографических масс, фильтрационных э. д. с.

Этой проблеме ранее уделялось должное внимание только в гравиразведке; в других методах влияние рельефа иногда учитывалось, но лишь на этапе количественной интерпретации. Следует подчеркнуть, что недоучет влияния рельефа ведет не только к искажению деталей аномального поля. В этом случае могут быть искажены и наиболее существенные представления о геологическом строении изучаемого объекта.

Достаточно представить, что в горной местности рудное тело может оказаться выше точки наблюдения. Естественно, что магнитный, гравитационный или электрический эффект окажется противоположным тому, который ожидался от тела, залегающего ниже плоскости наблюдений. Переходя от указанного крайнего (с аномалией противоположного знака) к более тривиальному случаю наклонной плоскости, напомним, что еще Г. Хаальк предостерегал от резко ошибочной оценки магнитной аномалии, обусловленной сферическим телом, которую при измерениях на склоне легко принять за аномалию от сброса.

Рассмотрим для примера аномалию естественного электрического поля (ПС) от сульфидной жилы, имеющей форму тонкого пласта (рис. 1, а). Если исходить из классической теории возникновения потенциала ПС (Семенов, 1968), то при уровне грунтовых вод, расположенном параллельно склону и пересекающем рудную залежь, нижняя полюсная линия (проектируемая в точку А) поляризующего пласта имеет отрицательный заряд. На дневной поверхности

зафиксируется отрицательная аномалия ПС, как и следует из указанной теории, но значительно смещенная от проекции рудного тела (кривая *I*). Если же зеркало грунтовых вод соответствует горизонтальной плоскости и пересекает залежь, то отрицательный заряд получит верхняя полюсная линия (проектируемая в точку *B*). Тогда отрицательная аномалия на дневной поверхности превратится в положительную (кривая *II*), а ее природа поставит интерпретатора в тупик. Отрицательная аномалия ПС может вообще исчезнуть, если рудная залежь залегает под понижением рельефа, которое обуславливает положительную аномалию фильтрационного происхождения. Отрицательная аномалия фильтрационного потенциала

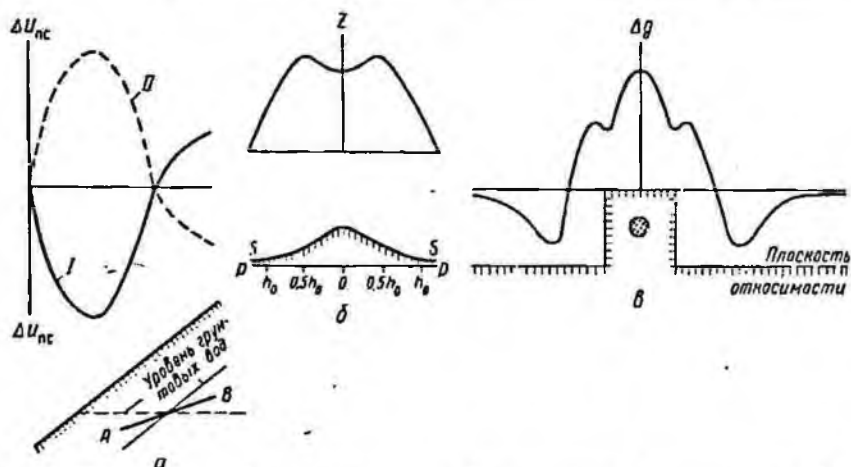


Рис. 1. Искажение геофизических аномалий при неровной поверхности наблюдений.

a — естественного электрического поля над наклонным пластом; *б* — магнитного поля над бесконечным на глубину вертикальным тонким пластом (по Б. Д. Микову); *в* — гравитационного поля над залежью кругового сечения (по П. И. Лукавченко).

может возникнуть над возвышенностью при отсутствии рудного тела. Аналогичные примеры можно привести и для других геофизических методов.

Если дайка основных пород в виде тонкого вертикального пласта залегает под вершиной хребта, рельеф которого аппроксимируется локопом Аньези (Миков, 1963), то магнитная аномалия раздваивается, что может создать ошибочное представление о наличии двух намагниченных тел (рис. 1, б). Залежь с круговым сечением, которой уподобляются некоторые хромитовые тела, располагаясь внутри возвышенности с вертикальными склонами (рис. 1, в), создает аномалию Δg очень сложной формы с четырьмя дополнительными экстремумами (Лукавченко, 1961).

Таким образом, в условиях искажающего влияния рельефа ставятся под вопрос привычные понятия качественной интерпретации,

согласно которым число и местонахождение аномалий соответствуют числу и местонахождению объектов геологического характера.

Соблюдя учет влияния рельефа на гравитационное и электромагнитные поля, заключается и перерасчет наблюдаемых значений на горизонтальную плоскость, в расчете той части поля, которая обусловлена известными или «недостающими» топографическими массами. Соответствующее направление встречается со многими трудностями математического, геологического и технического порядка.

Ограниченность детерминированного подхода

В настоящее время обращено внимание на характерную особенность геофизических исследований, наиболее проявляющуюся в горных рудных областях. Эта особенность заключается в том, что результаты геофизических наблюдений на отдельных пунктах зачастую целесообразно рассматривать как случайные события. «Случайно» (точно неизвестно) расположение разнообразных рудных и иных геологических объектов. Случайно также местоположение пункта и даже площади исследования, ибо при съемке другими исполнителями, в другое время, могут измениться контур площади и конкретное расположение точек поисково-съемочной сети. Наконец, при больших градиентах поля и высокой точности наблюдений само поле будет реализовываться случайным образом. Значит, в практике геофизических работ наблюдатель сталкивается не только с детерминированными аномалиями, но и случайными явлениями, которые количественно оцениваются случайными величинами. Изучение этих величин требует привлечения аппарата теории вероятностей и ее различных приложений (Халфин, 1958).

Необходимость применения соответствующего математического аппарата особенно наглядна в связи с возрастающей сложностью геофизических задач и увеличением точности наблюдений. Если, например, задачей исследования является выявление интенсивных аномалий ΔZ от сильно намагниченных пород или руд, то при повторении наблюдений построенные в грубом масштабе графики ΔZ полностью сходятся, и характер наблюдаемого поля можно считать закономерным. Если же применить высокоточную магнитную съемку для картирования небольших объектов, слабо отличающихся по физическим свойствам от вмещающих пород, неизбежно скажется случайный характер результатов наблюдений за счет поверхностных неоднородностей, условий установки прибора и многих других факторов, с трудом поддающихся учету. Тогда в результате полевого измерения наблюдается случайное событие, заключающееся в регистрации на данном пункте определенного значения поля. Амплитуда поля (или его градиент, или какой-нибудь другой признак) — случайная величина, так как может в результате измерения принять то или иное, неизвестное заранее значение. График результатов наблюдений по профилю представляет собой реализацию случайной функции, т. е. функции, конкретный вид которой на данном профиле не был известен до проведения работ.

Вероятностно-статистический подход к геофизическим полям, рассматриваемым как случайные функции, применение корреляционного анализа дают возможность выделить аномалии изучаемого класса на фоне аномалий других классов, число которых в горных рудных районах наиболее велико. Ю. Д. Евдокимов и др. («Методы

рудной геофизики», 1968) подчеркивают, что рудные месторождения характеризуются «... большим разнообразием генетических и морфологических типов, геометрических параметров. Расстояния между соседними рудными телами часто меньше или соизмеримы с их глубинами залегания, размерами и шагом сети съемки. Практически интересные объекты и сопровождающие их геологические образования залегают на меньших глубинах, нежели нефтяные и газовые, и зачастую имеют размеры, соизмеримые с элементами рельефа. Вследствие этого геофизик-рудник, как правило, исследует более сложные по форме физические поля, сталкивается с более высоким уровнем помех, что требует в ряде случаев принципиально новых подходов к истолкованию результатов полевых измерений». Подобная характеристика, несомненно, относится в первую очередь к горным рудным районам, геологические особенности которых обычно позволяют рассматривать совокупность изучаемых объектов как случайную выборку с учетом пространственных связей.

Применение вероятностного подхода к истолкованию результатов обусловлено также неправильной формой изучаемых тел, расположенных вблизи дневной поверхности, что затрудняет использование упрощенных моделей и классических приемов детерминированной интерпретации.

Ко всем видам геофизических исследований можно отнести замечания Б. С. Светова и других авторов (1966), которые пишут: «...Сложность и многообразие геоэлектрической обстановки рудных полей приводят к значительным различиям между реальными условиями постановки метода и той идеализированной моделью среды, которая положена в основу их теории (по сравнению с тем, как это имеет место при структурных исследованиях в нефтяных провинциях). В результате сохраняется существенная неоднозначность интерпретации, носящей в лучшем случае полукваликативный характер. Эта трудность усугубляется отсутствием систематизированных и обобщенных сведений о геоэлектрическом строении различных типов рудных месторождений».

Таким образом, становится очевидной необходимость наряду с методами интерпретации, исходящими из наличия изолированной «модельной» аномалии, развивать методы, учитывающие неопределенность исходной ситуации и основанные только на использовании информации, заключенной в измеряемых полях. Соответствующий подход можно продемонстрировать на трех примерах.

Так, предложено определить среднюю глубину залегания верхних кромок намагниченных масс по автокорреляционной функции поля (Клушин, Толстухин, 1963).

Нормированная автокорреляционная функция поля, образуемого статистически однородной совокупностью объектов различных размеров и намагниченности, характеризует структуру поля, связь соседних значений $F(x_i)$ и $F(x_{i+1})$ между собой и записывается в виде

$$R_{ii}(m) = \frac{B(m)}{B(0)}, \quad (1.1)$$

где

$$B(0) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n F(x_i) F(x_i);$$

$$B(m) = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^{n-m} F(x_i) F(x_{i+m});$$

$m = l\tau$; τ — шаг наблюдений или интервал, через который снимаются значения поля (принимается за единицу горизонтального масштаба); l — число интервалов; n — число значений.

Функция $R_n(m)$ убывает, начиная с единицы (см. рис. 30, в); число интервалов, при котором ее величина составит 0,37, называется радиусом автокорреляции (Гладкий, Серкерев, 1967). Другое определение радиуса автокорреляции связано с интегралом функции $R_n(m)$, которому он равен численно (Гладкий, 1967).

Средняя глубина верхней крошки намагниченных тел по рассматриваемому участку протяженного профиля

$$\bar{h} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} R_n(m) dm. \quad (1,2)$$

Другими словами, чем больше площадь, ограниченная кривой $R_n(m)$, тем больше средняя глубина залегания объектов (число которых не должно быть менее десяти).

Подобный подход не требует учета априорных представлений об изучаемых объектах, за исключением их достаточного числа в геологической общности. Он основан на использовании многих полевых измерений и только на них. Полученные статистические зависимости поля и глубины залегания намагниченных пород, как отмечает А. К. Вейнберг («Методы рудной геофизики», 1968), можно использовать также для сравнения результатов магнитных съемок при разных уровнях наблюдения в сходных геологических условиях.

Приведем пример иного характера. И. М. Блох и другие («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968) устанавливали мощность рыхлого покрова по данным электропрофилирования на основе корреляционной зависимости между мощностью рыхлых отложений и их сопротивлениями. Такие исследования проводили также Я. П. Флоринский и другие (1967), которые критерием тесноты связи припали корреляционное отношение. В данном случае применение этого критерия необходимо ввиду нелинейного характера связи. При линейной связи случайных величин X и Y ее теснота

часто определяется путем вычисления коэффициента корреляции r по одной из формул

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (1,3a)$$

$$r = \frac{\overline{xy} - \bar{x}\bar{y}}{\sqrt{[\overline{x^2} - (\bar{x})^2][\overline{y^2} - (\bar{y})^2]}}, \quad (1,36)$$

где n — число пар коррелируемых значений.

Связь близка к функциональной, если модуль величины r стремится к единице. Корреляционная связь считается существенно значимой для большой выборки, если

$$\frac{|r| \sqrt{n}}{1 - r^2} \geq 4. \quad (1,4)$$

При наличии линейной корреляционной связи способом наименьших квадратов вычисляются параметры a и b уравнения регрессии

$$y = a + bx \quad (1,5)$$

по величинам x (в данном случае, сопротивления) и y (мощностям) известным по шурфам и скважинам).

Наконец, такие сложные проблемы, как оценка эффективности отдельных элементов комплекса, выбор наиболее перспективных участков по данным комплексных исследований, также могут решаться с помощью вероятностного подхода. Исследования подобного рода проводились с использованием понятий теории информации в ВПРГ Н. И. Боровко и др. (Высокоостровская, Зеленецкий, 1968), в Ленинградском горном институте (Клушин, 1966).

Например, для целей прогнозирования необходимо определить количество информации, которое содержит интервал изолиний (ρ_k , Δg или любого другого признака) относительно искомого геологического объекта на хорошо изученном плане. Если присутствию объекта соответствует символ B , отсутствию $\bar{B}$, $P(A_j|B)$ — апостериорная вероятность встречи j -того интервала признака A над объектами, $P(A_j|\bar{B})$ — вероятность встречи того же интервала на безрудной части плана, $P(A_j)$ — априорная вероятность встречи интервала A_j на плане, то частная информация, которая содержится в регистрации интервала A_j относительно наличия объекта

$$J_{A_j \rightarrow B} = \log \frac{P(A_j|B)}{P(A_j)}, \quad (1,6a)$$

а отсутствия объекта

$$J_{A_I \rightarrow \bar{B}} = \log \frac{P(A_I | \bar{B})}{P(A_I)}. \quad (1,65)$$

Статистически вероятности выражаются через отношения площадей:

$$P(A_I | B) = \frac{S_{PI}}{S_P},$$

$$P(A_I) = \frac{S_I}{S},$$

$$P(A_I | \bar{B}) = \frac{S_I - S_{PI}}{S - S_P},$$

где S_{PI} — площадь, общая для интервала A_I и проекций объектов; S_P — общая площадь проекций объектов (рудноносная площадь); S_I — площадь, занятая интервалом A_I ; S — площадь плашета. Приращение информации записывают в виде]

$$\Delta J_I = J_{A_I \rightarrow B} - J_{A_I \rightarrow \bar{B}} = \log \frac{P(A_I | B)}{P(A_I | \bar{B})};$$

затем составляют таблицу приращений ΔJ_I для каждой градации A_I . Аналогично последуют другой признак. Вновь заснятый планшет со сходным геологическим строением разбивают на элементарные квадраты, для которых записывают приращения информации, полученные каждым методом, в соответствии с градацией изолиний на площади данной элементарной ячейки. Максимумы сумм приращений информации будут соответствовать участкам с наибольшей вероятностью встречи искомого объекта.

Разработка описываемых способов только началась; естественно, что она сталкивается с серьезными осложнениями. Так, в последнем случае нельзя быть уверенным в полной изученности эталонного плашета, трудно учесть связи между признаками, зависимость между градациями. Однако объективные потребности практики бесспорно приведут к быстрому прогрессу приемов этого класса.

Особенно перспективен, как отмечает В. П. Страхов («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968), «синтез идей функционально-аналитического и статистического направлений на базе общей теории функций и теории информации». Применение теории функций как действительного, так и комплексного переменного значительно расширило возможности аналитического подхода к интерпретации геофизических данных даже в сложных геологических условиях горных районов. Оговаривая применение способов детерминированной интерпретации во всех необходимых случаях, можно ожидать более широкого развития вероятностных (стохастических) приемов в горных рудных областях, где физические поля наблюдаются чаще всего в процессе крупномасштабных и детальных съемок. Стохастический характер поля в этих условиях

проявляется наиболее ярко; следовательно, при обработке и истолковании полученных данных следует привлекать вероятностный подход.

Обрисованные выше характерные черты горных рудных районов, возникающие специфические требования к проведению геофизических работ и интерпретации их результатов предопределяют направленность последующих разделов кнпгп.

1.2. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ МАСШТАБАХ РАБОТ

Принципы комплексирования основываются на геологических и физико-географических особенностях горных рудных районов и соответствующих требованиях к геофизическим исследованиям. Они должны учитывать также задачи и масштабы геофизических работ, возможности отдельных геофизических методов.

Магниторазведка, основанная на различиях в намагниченности горных пород и руд, обладает высокой чувствительностью к различным неоднородностям в верхней части геологического разреза, которые обусловлены широким диапазоном содержащий ферромагнитных минералов (главным образом, магнетита) в геологических телах, изменчивостью направления вектора намагничивания. Сложные формы наблюдаемых полей объясняются не только большими колебаниями намагниченности (от миллионных до десятых долей единицы СГС), но и поляризацией действующих масс, влиянием обоих полюсов намагниченных тел, направления поляризации. Разнообразие типов магнитных аномалий, естественный характер изучаемого поля, наличие высокопроизводительной модификации в виде аэромагнитной съемки способствуют использованию магниторазведки на всех этапах изучения горных рудных областей для выделения многих типов пород, тектонических нарушений, крупных магнетит- или пирротинсодержащих залежей. Однако то же многообразие магнитных аномалий, совпадение магнитных характеристик различных объектов обуславливают необходимость привлечения ряда дополнительных сведений для истолкования наблюдаемого поля.

Гравитразведка основана на различии в плотностях геологических тел. Плотности могут изменяться не более чем в несколько раз, причем чаще всего разница между ними не превышает 10%. Интерпретация гравитационных аномалий более проста по сравнению с магнитными в связи с однопольным притяжением гравитирующих тел. Притяжение всей массы (тогда как «магнитные заряды» распределены по поверхности объекта) обеспечивает повышенную глубину гравиметрического метода.

Благодаря своим особенностям гравитразведка используется для изучения глубинного геологического строения, характеристики складчатых структур, разделения интрузивных массивов на кислые и основные, выделения рудных тел при детальном исследовании. Однако, если магнитная аномалия, вызванная крупной магнетитовой залежью, может в несколько раз превышать нормальное земное магнитное поле, то гравитационная аномалия от того же объекта в лучшем случае составит доли процента от нормального ускорения силы тяжести Земли. Поэтому гравиметрическая аппаратура, с помощью которой аналогично магниторазведке измеряют естественное поле, характеризуется значительно большей сложностью, а методики и техника наблюдений пока не позволяют использовать гравитразведку во всех необходимых случаях.

Понятие электроразведки является собирательным. К электроразведке относятся методы постоянного тока, основанные на многообразии удельного электрического сопротивления различных пород и руд — от долей и единиц ом-метра для сульфидных проволочников, магнетита, графитизированных пород до сотен и тысяч ом-метров для известняков, известняков и метаморфических образований. Следует заметить, что большой диапазон колебаний сопротивления, близкий к диапазону изменений магнитных свойств, меньше сказывается на амплитуде электрических аномалий по сравнению с магнитными в связи с известным эффектом экранирования. Благодаря этому эффекту геологические объекты, отличающиеся по сопротивлению на тысячи раз, характеризуются такими же градиентами электрического поля, как и объекты с отношением сопротивлений, измеряемым десятками и сотнями единиц. Электроразведка включает также электромагнитные методы, основанные на различии не только в сопротивлении, но и диэлектрической постоянной и магнитной проницаемости, методы естественного электрического поля, вызванного поляризацией и некоторые другие.

Весьма существенно, что некоторые модификации электроразведки используют естественные источники полей или искусственные, но не зависящие от исследователя источники тока (ИС, измерения полей радионуклидных и сверхдлинноволновых станций, промышленных помех и грозных разрядов). Уд модификаций, весьма близких по условиям применения и аналитическим выражениям аномалий к магниторазведке и гравитарезведке, позволяет решать многие задачи детального геологического картирования, выделять зоны нарушений, гидротермально-наменения пород, дайки и скрытые интрузии, а иногда непосредственно рудные залежи, обычно проводящих сульфидов.

Разрешающие способности большинства модификаций электроразведки, однако, ограничены сильным влиянием приповерхностных неоднородностей, малой глубиной исследования, сложностью производства работ и теоретического аппарата.

Сейморазведка использует сравнительно небольшой диапазон изменений физических свойств (скорости упругих колебаний, определяемых плотностью и модулем Юнга): от сотен метров в секунду для рыхлых отложений, зон нарушений, до тысяч метров в секунду для плотных кристаллических пород. Возможности сейморазведки, обусловленные точным определением положения границ на самых различных глубинах по пробегу продольной волны, значительно расширились в связи с использованием в последние годы более широкого класса волн — рефрагированных, дифрагированных, поперечных и обменных. Наибольшее трудности в условиях градиентно-неоднородной сейсмогеологической среды с крутыми, прерывистыми границами связаны с определением природы регистрируемых волн, разработкой аппарата строгой количественной интерпретации наблюдаемого сложного волнового поля, возбужденном упругих колебаний. Поэтому ее применение ограничивается пока опытно-методическими исследованиями на отдельных площадях, выборочных опорных маршрутах.

Радиометрические методы успешно применяются для решения задач геологического картирования и поисков, в первую очередь, благодаря присутствию в горных породах естественных радиоактивных изотопов радия, тория и калия в различных концентрациях. Радиоактивные элементы зачастую сопутствуют и в заметном количестве некоторым типам рудных месторождений (и сами образуют месторождения разнообразных видов), зонам нарушений, породам кислого ряда или обогащенным органическим веществом и фосфором. Многие виды радиометрической аппаратуры портативны и позволяют добиться высокой пропускательности наблюдений. Однако глубинность радиометрических методов весьма мала и для наиболее распространенной гамма-съемки обычно не превышает десятков сантиметров, что ограничивает площадь ее применения хорошо обогащенными участками.

В последнее время возможности радиометрии расширились благодаря развитию ядерно-физических методов, с помощью которых изучаются реакции недр на различные ядерные излучения.

Разрешающую способность различных геофизических методов, их стоимость и мобильность необходимо учитывать при выборе ком-

плекса геофизических методов для решения определенных геологических задач на каждом этапе исследования изучаемой территории. Понятие комплекса двояко. С одной стороны, под комплексом геофизических методов понимается их сочетание, основанное на использовании различных физических свойств: намагниченности, плотности, сопротивления, поляризуемости и т. д., необходимое и достаточное для решения конкретной задачи в определенной геологической обстановке. Например, нельзя считать комплексной съемку методами комбинированного и симметричного профилирования на постоянном токе: по материалам первого метода можно вычислить результаты второго без привлечения дополнительных сведений. С другой стороны, при решении разных задач на одном и том же плане используется несколько модификаций одного метода. Так, модификацию срединного градиента можно использовать для картирования окварцованных пород высокого сопротивления, а комбинированного профилирования на двух разносах — для прослеживания и определения падения сульфидных или каолинизированных проводящих зон.

На этапе региональных и мелкомасштабных исследований перед геофизическим комплексом ставятся задачи охарактеризовать основные элементы геологического строения — крупные складчатые и разрывные структуры, интрузивные массивы, особенности нижнего структурного этажа, перспективы рудоносности изучаемой области. На этом этапе важную роль играют гравимагнитная съемка, протяженные профили ГСЗ, комплексиремые с металлометрией по потокам рассеивания.

Наиболее ответственным и сложным является этап изучения локальных структур, магматизма и других факторов, контролирующих рудоносность, который совмещается с этапом поисков рудных месторождений. На этом этапе применяется широкий комплекс крупномасштабных геофизических съемок в сочетании с геологическими и геохимическими работами.

При выборе элементов комплекса необходимо учитывать, с одной стороны, что по-прежнему большинство месторождений выявляется вблизи дневной поверхности. В. Г. Гарьковец (1966) справедливо отмечает: «...Поиски не глубоких, а приповерхностных «скрыто-маскированных» и неглубоко залегающих месторождений имеют в настоящее время первостепенное значение. Потенциальные возможности выявления приповерхностных месторождений еще очень велики, что приближенно можно видеть хотя бы из сопоставления площадей продуктивных (рудовмещающих), обнаруженных, в том числе и искусственно, и закрытых еще не опробованных комплексов». Месторождения же скрытые и погребенные, залегающие на больших глубинах, не только обнаруживаются с трудом, но и требуют больших затрат на разведку и промышленное освоение, что далеко не всегда оправдано. Поэтому основную роль в комплексе площадных исследований горных областей играют методы не столько глубинные, сколько мобильные и экономичные. К ним относятся магнито-

разведка, электроразведка и модификация ПС и профилирование в сочетании с металлометрией по вторичным ореолам рассеивания. Наряду с наземной магниторазведкой все шире применяется крупномасштабная воздушная гамма-магнитная съемка, в горных условиях наиболее эффективная в перелетном варианте.

С другой стороны, значение выявленных вблизи дневной поверхности месторождений возрастает, если будут известны определенные перспективные площади в отношении рудовосприимчивости на глубине; в уже освоенных горно-промышленных районах проблема поисков глубоко залегающих рудных тел является первоочередной. Поэтому поплашечные съемки целесообразно увязывать с редкой сетью опорных пересечений вдоль имеющихся путей сообщения, проходимых русел рек. Результаты сейсмических, гравиметрических, электроразведочных работ по опорным пересечениям не только позволяют более уверенно интерпретировать материалы поплашечных съемок, но и несут самостоятельную информацию о глубоких частях геологического разреза соответственно в более мелком масштабе.

Применение сейсморазведки и гравиразведки при изучении рудо-контролирующих факторов в пределах перспективных площадей значительно повышает глубинность косвенных поисков, а использование вандрирования ВП, метода переходных процессов, различных модификаций наземной геофизики позволяет проводить прямые поиски рудных залежей на недоступных ранее глубинах.

Комплекс геофизических съемок, как правило, расширяется на этапе детальных работ. Главная задача этого этапа — определение природы аномального объекта — далеко не всегда может быть решена с помощью двух-трех легких методов. На этой же стадии геофизические исследования должны дать возможность получить сведения о точном расположении, элементах залегания и масштабах предполагаемого рудного тела. Чтобы представить себе сложность указанных задач, проследим некоторые условия, изменение которых влияет на характер наблюдаемых физических полей при поисках и разведке рудных месторождений. К этим условиям относятся:

- а) химический и минеральный состав руды;
- б) текстура и структура руд, форма рудной залежи;
- в) глубина залегания и размеры рудного тела;
- г) характер вмещающих пород, особенно состав и мощность рыхлых отложений;

д) контрастность физических свойств руды и вмещающих пород. Поэтому четкие аномалии фиксируются каким-либо одним геофизическим методом лишь при наличии крупных, неглубоко залегающих рудных тел, которые заметно отличаются по физическим свойствам от вмещающих пород. Чтобы получить наиболее близкий к истине ответ на возникающие вопросы, на этапе детальных работ наряду с магниторазведкой и различными модификациями электроразведки часто используют гравиразведку, иногда сейсморазведку.

Многие задачи детального геокартирования можно решить путем использования магниторазведки, электроразведки и радиометрии в виде профилирования, сопровождающего геологосъемочные маршруты. Оперативное прослеживание под маломощным рыхлым покровом отдельных контактов, даек, зон нарушений от их естественных выходов или искусственных обнажений серий коротких профилей вкост намеченного простирапия доступно геологическому отряду, оснащешному портативной аппаратурой.

При наличии одпочных скважин на участке работ, особенно с пологим залеганием рудных тел, целесообразно проводить поиски из скважины с помощью многочастотной индукционной электроразведки и одвоскважинного радиоволнового просвечивания, иногда методов естественного поля, ВП и скважинной магниторазведки. Если скважина подсекла рудное тело, то его элементы залегания определяются с помощью методов заряда, индукционной электроразведки, ВП. В тех случаях, когда проводятся детальные поиски и разведка с помощью скважин и подземных горных выработок, вскрывающих орудешение, для оценки формы и размеров рудных тел, их связей между собой, характера выклинивания, помимо упомянутых, зачастую используются способы электрической корреляции, межскважинного радиопросвечивания.

Строгий подход к выбору комплекса, как показывают исследования ВИРГ (Н. Н. Боровко, Н. Н. Ромапов и другие), УкрНИГРИ (Кулипович, 1965), можно обосновать количеством и ценностью информации, извлекаемой из результатов различных геофизических наблюдений. При таком подходе возможно надежное решение вопросов о сравнительной ценности различных методик, рациональности затрат на геофизические работы, оценке деятельности геофизических организаций. Однако решение всех этих вопросов, очевидно, потребует дальнейших усилий не только геофизиков-разведчиков, но и математиков, экономистов.

Конкретные виды и объемы исследований по каждому методу в изучаемом районе устанавливаются, естественно, после анализа всего накопленного геолого-геофизического материала и проведения исследований по определению физических свойств пород и руд, а также опытно-методических работ.

1.3. ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД

Для проведения опытных работ на геологически изученных объектах, определения физических свойств пород и руд в горных районах с хорошей обнаженностью условия, казалось бы, самые благоприятные. Однако необходимо учитывать следующие обстоятельства.

Обычно под опытные работы выбирают участки, где имеются каналы, штольни и прочие горные выработки. Наличие стволов выработок, проложенных в них рельсов или труб, токовых линий и т. п. значительно искажает наблюдаемую картину физического

заявительского поля. Сам процесс разработки зачастую вызывает появление аномалий или ее искажение. Характерное смещение вертикаль потенциалов ПС над разрабатываемым серпокопчатным стокм при съемке разных лет отмечено С. И. Кондрашевым (рис. 2).

Следовательно, к выбору участков и профилей опытных работ, а также к оценке их результатов необходимо подходить с большой осторожностью. Очевидно, наиболее надежные данные получаются при изучении участков, геологическое строение которых известно по результатам бурения.

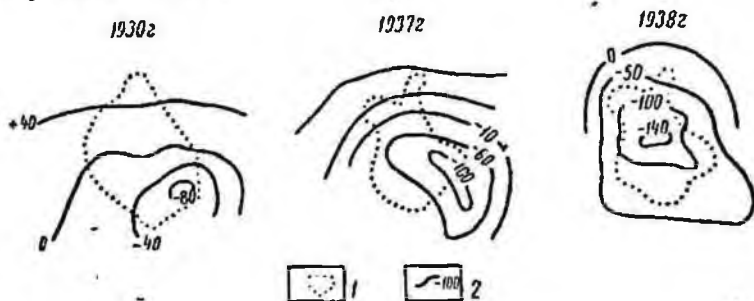


Рис. 2. Смещение вертикаль ПС по мере разработки Новой Жуковки Чирчикюрского серпокопчатного месторождения.

1 — контур штока; 2 — потенциалы естественного поля в мВ.

Аналогичные замечания можно сделать относительно определенных физических свойств. В выветрелых образцах, отобранных с дневной поверхности, наблюдается занижение намагниченности, плотности, удельного электрического сопротивления и скорости упругих колебаний.

Большая чувствительность физических свойств к различным эндогенным и экзогенным процессам привела к возникновению специализированного петрофизического направления в геологии. Например, работами ЦНИГРИ на Дальнем Востоке установлено, что над полиметаллическим оруденением вертикальный градиент плотности, определенной по образцам керна, больше, чем на безрудных участках.

Однако для проектирования и истолкования результатов геофизических работ наиболее важны не мелкие вариации физических свойств пород и руд, а устойчивые значения средних параметров рудного или магматического тела, стратиграфического или литологического комплекса. В хорошо обнаженных горных рудных районах наиболее целесообразно определять физические свойства по материалам геофизических наблюдений над известными геологическими разрезами. Вычисленная по наблюдаемому полю эффективная средняя плотность (Березкинд, 1967) используется не только при проектировании и интерпретации результатов гравиметрических работ, но также для определения поправок за влияние рельефа

и промежуточного слоя. Использование эффективных средних значений различных физических свойств имеет особое преимущество, так как рассчитанные подобным образом параметры отражают реальное распределение геологических масс. Поэтому при дальнейшей обработке геофизических наблюдений в горных областях обычно не требуется введения дополнительных поправок за аномальный вертикальный градиент в гравиразведке, за влияние условий измерения в электроразведке и т. п.; во всяком случае, значения этих поправок значительно уменьшаются.

Учитывая специфику горных районов, остановимся преимущественно на способах определения физических свойств пород по наблюдаемым полям и в естественном залегании.

Определение магнитных свойств

При вычислении намагниченности пород самым простым случаем является случай, когда профиль пересекает контакт магнитных и немагнитных пород. Тогда вертикальная составляющая вектора намагниченности

$$I_z = \frac{\Delta Z}{2\pi}. \quad (1,7)$$

Формулой (1,7) часто пользуются для приближенной оценки намагниченности геологических объектов достаточной протяженности по данным магнитных съемок.

При определении намагниченности пород, слагающих рельеф, Г. Г. Ремпель (1966) рассматривает случай, когда поле от геологических объектов меняется сравнительно плавно, а влияние рельефа выражается узкими аномалиями. Тогда намагниченность I можно определить по формуле

$$I = \frac{I_0}{n} \left(\frac{Z_1 - Z_2}{\bar{Z}_1 - \bar{Z}_2} + \frac{Z_2 - Z_3}{\bar{Z}_2 - \bar{Z}_3} + \dots + \frac{Z_{n-1} - Z_n}{\bar{Z}_{n-1} - \bar{Z}_n} \right), \quad (1,8)$$

где I_0 — условная намагниченность, равная 1; $\bar{Z}_1, \bar{Z}_2, \dots, \bar{Z}_n$ — значения вертикальной составляющей графика поправок за рельеф, вычисленных каким-либо способом решения прямой задачи при намагниченности I_0 ; $Z_1, Z_2, \dots, Z_n$ — значения Z в соответствующих точках наблюдений.

В тех случаях, когда в исследуемой геологической области геофизических съемок не проводилось ранее, изучение физических свойств образцов остается важнейшим средством правильного выбора методики и оперативного истолкования наблюдаемых аномалий. При большом числе образцов, порядка нескольких сот для одной разности пород¹, статистическая обработка результатов измерений

¹ По Л. Н. Котляревскому, изучившему 20 интрузивных массивов в Узбекистане, величина намагниченности при числе образцов более 200 совпадает с эффективной намагниченностью по аэромагнитным данным.

позволяет получить компактные и надежные данные о физических параметрах. Опыт многочисленных измерений магнитных свойств пород с помощью магнитометров М-2 и Фанзелау в полевых условиях подтверждает это положение.

Собственно в лабораторных условиях для измерения магнитной восприимчивости χ и остаточной намагниченности I_n используют аstaticеские магнитометры МГ-2 и более чувствительные МА-21.

Отбор образцов и транспортировка их весьма трудоемки. К тому же в процессе отбора, хранения и перевозки физические свойства образцов могут изменяться. Поэтому возникает стремление к измерениям физических свойств пород в естественных условиях. Для этой цели разработаны измерители магнитной восприимчивости, капнометры. Опыт эксплуатации прибора ИМВ-2 показал большие удобства его применения для определения магнитной восприимчивости в естественном залегании пород. Следует учесть, однако, что из-за малой глубины проникновения магнитного потока ИМВ-2 (порядка 2—3 см) также могут быть получены искаженные представления о магнитной восприимчивости пород, измененных с поверхности.

Определение плотности

Различные способы определения плотности промежуточного слоя по гравиметрическим данным подробно проанализированы В. М. Березкиным (1967). Им отмечается простота использования известного способа Неттлтона, в котором аномалии Буге рассчитываются при разных плотностях промежуточного слоя; та кривая, которая менее всего коррелируется с профилем рельефа, соответствует средней плотности пород в верхней части разреза. Однако способ Неттлтона мало чувствителен к формам рельефа с относительными высотами до 100—150 м.

Если на участке работ имеются формы рельефа, близкие к правильной ступени, то плотность можно определить по наблюдениям в двух пунктах (Степанов, 1964). Указанный способ дает достаточно точные результаты, если аномальное поле между пунктами изменяется несущественно, мало влияющие локальные неоднородностей, учтено влияние рельефа. Расстояние между пунктами должно составлять примерно 100 м, а высота уступа не менее 40 м, чтобы была обеспечена точность определения плотности в $\pm(0,05—0,09)$ г/см³.

Формулы для четырех и трех точек применимы в условиях резко выраженных форм рельефа при соответствующем расположении пунктов наблюдений. Эти формулы нельзя использовать при поклоной плоскости наблюдений; кроме того, они учитывают малую часть имеющейся информации, их нежелательно применять при соответствии структур формам рельефа.

Поэтому В. М. Березкиным предлагается вычислять плотности при линейном или квадратичном изменении силы тяжести путем решения систем избыточных уравнений способом Коши. Для этой

цели составлены специальные таблицы; проведено успешное опробование метода в равнинной местности.

В горных районах наиболее эффективны способы, основанные на стохастическом подходе к аномалиям Буге. Поскольку аномалия Буге

$$\Delta g_B = \Delta g_{\text{набл}} + 0,3086H - 0,0419\sigma H + g_p, \quad (1,9)$$

где H — высота точки наблюдения; σ — плотность промежуточного слоя; g_p — поправка за влияние рельефа, может рассматриваться как случайная величина, и при большом числе наблюдений гравитационное влияние локальных причин нивелируется, то в этих условиях

$$\Delta g_{\text{набл}} + 0,3086H - 0,0419\sigma H \rightarrow \text{const.}$$

Откладывая по одной оси прямоугольной системы координат значения наблюдаемого поля, а по другой — высоты, получим угловой коэффициент осредняющей прямой или, что то же самое, коэффициент в уравнении типа (1,5)

$$b = 0,3086 - 0,0419\sigma. \quad (1,10)$$

Д. С. Парасинс (1965) приводит более строгую формулу для определения средней плотности пород с учетом величины g_p .

При наличии подземных выработок для вычисления плотности больших объемов породы в условиях естественного залегания целесообразно использовать гравиметрические наблюдения на разных горизонтах. С этой же целью в последнее время предлагается измерять проникающее космическое излучение (Бондаренко, Тархов, 1964). Точность этого метода пока изучена недостаточно, но его совместное применение с подземной гравиразведкой позволяет получать дополнительные сведения о разрезе.

Для определения плотности в лабораторных условиях используют денситометры Самсонова, точность измерений с которыми составляет $\pm(0,01-0,02) \text{ г/см}^3$.

Менее чувствительны установки, использующие рассеянное гамма-излучение искусственных радиоизотопов. Однако при этом изучают породы в естественном залегании. Специальный гамма-плотномер с выходом на электромеханический счетчик общим весом около 7 кг создан в Институте геологии и геофизики (ИГГ) СО АН СССР Г. Б. Варвариним и др. («Методика, техника и результаты геофизической разведки», 1967). Испытания прибора показали, что точность измерения плотности изверженных и метаморфических пород в диапазоне $2,60-2,94 \text{ г/см}^3$ не выходила за пределы 1,54 % от измеряемой величины. Для осадочных пород эта точность, определенная контрольным гидростатическим взвешиванием, еще выше.

В связи с малой глубиной исследования с помощью гамма-плотномера (несколько сантиметров) плотности измеряют также при бурении специальных шпуров на обнажениях и путем гамма-гамма-каротажа.

Измерение электрических параметров

Измерения электрических свойств в большинстве случаев проводятся непосредственно в поле с помощью параметрических наблюдений четырехэлектродными установками, ВЗЗ и микроВЗЗ на участках с известным геологическим строением, обнажениях и в горных выработках, по данным БКЗ в скважинах. Для измерения сопротивлений с помощью параметрических наблюдений удобен электронный стрелочный автокомпенсатор ЭСК-1. Его высокое входное сопротивление позволяет преобрести изменением сопротивления заземления при повторных наблюдениях, производить работы с единичными электродами, что обеспечивает «точность» заземлений. Нужно заметить, что в крепких породах высокой крепости очень трудно заземлиться. Поэтому, если не использовать специальных заземлений типа присосок, электроды следует забивать там, где это удобнее, не выдерживая строгой геометрии установки, и вычислять затем коэффициенты для каждой установки.

Расчет коэффициента установки с произвольно расположенными электродами можно упростить, если использовать специальную программу, предложенную Б. А. Гамаком (1963).

Представляется перспективной разработка приборов для измерений электропроводности индукционным способом (Р. М. Камеицкая, МГРИ). Особое внимание привлекает комплексный подход к определению физических свойств, воплощенный, в частности, в приборе, который выпускается предприятием «Сибцветметавтоматика», для изучения проводимости, диэлектрической постоянной и магнитной проницаемости.

Для измерения поляризуемости во Всесоюзном институте техники разведки (ВИТР) разработана простая установка (Комаров, 1962), которую можно изготовить в мастерских экспедиции.

Определение упругих и других свойств

Оценка скорости упругих колебаний с помощью сейсмического или ультразвукового каротаж скважин, имеющих в районе работ, обычно ограничена их небольшими глубинами (200—300 м) и малыми диаметрами.

Для изучения закономерностей распределения скорости упругих колебаний в разрезе до глубин порядка 500 м применяют методы обработки годографов рефрагированных волн (Чибисов, 1934). Чтобы уменьшить влияние дневного рельефа и локальных поверхностных неоднородностей, используют обобщенный (сводный) годограф, полученный для каждого однородного участка геологической среды путем осреднения серии прямых и встречных годографов.

Массовые определения упругих свойств на образцах дают результаты, совпадающие в целом с данными о скоростях, вычисленных по результатам сейсморазведки (Волин, Лаппус, 1964). Основным измерительным прибором служит ультразвуковой сейсмоскоп УС-1.

Для полевых определений скорости продольной волны серийно выпускается импульсная переносная аппаратура ИПА-59.

Дифференциацию пьезоэлектрических свойств горных пород и руд целесообразно определять путем взрыва электродетонаторов в точках на рудном теле и вмещающей породе. Если величине отношения соответствующих сигналов обозначить через Q , то пьезоактивность изучаемой залежи по отношению к вмещающей среде

$$P = \frac{3Q - 1}{2} \quad (1,11)$$

Если $P > 3$, можно ожидать положительные результаты от применения пьезоэлектрического метода, как отмечает Л. Д. Селезнев («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968).

Из тепловых свойств наибольший интерес представляет теплопроводность. Она меняется от 0,3 ккал/м·ч·град для сухих песков и примерно единицы для известняков до 2—3 ккал/м·ч·град для гранитов и 10—11 ккал/м·ч·град для магнетита. Теплопроводность образцов пород изучают с помощью метода регулярного режима, разработанного Г. М. Колдратьевым (1936, 1949). Если имеются данные о плотности теплового потока и геотермическом градиенте, удельная теплопроводность пород надежнее определяется из этих данных, полученных в условиях их естественного залегания.

Для определения гамма-активности различных горных пород и руд предпочтительно использовать результаты детальных радиометрических съемок на хорошо обнаженных, изученных геологически участках. При отсутствии подобных массовых определений специальные радиометрические наблюдения с щелевыми экранами проводят в горных выработках, на невыветрелых обнажениях, используют данные гамма-каротажа («Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых», 1962).

Общие замечания

Изменчивость физических свойств пород и руд, изучаемых в горных рудных областях, обуславливает особое внимание к всестороннему использованию статистических методов обработки, прежде всего для компактного представления данных о физических свойствах, выявления самостоятельных групп в общей совокупности, определения доверительных границ изменения параметра в соответствии с законом его распределения. Соответствующие вопросы освещаются в ряде работ, в том числе применительно к изучению физических свойств пород («Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых», 1962; Жоголев и др., 1964).

Среди этих вопросов многие пока мало изучены. Распределения физических свойств, как выяснилось исследованиями последних лет, подчиняются не только нормальному, но и более сложным законам, в то время как математический аппарат, применяемый при

обработке данных о физических свойствах, основан на предположении о нормальном распределении.

Распределение подчиняется нормальному закону, если оно обусловлено влиянием большого числа примерно равносильных причин, в том числе тогда, когда различные законы накладываются друг на друга без явного преобладания какого-нибудь из них. В горных областях часто отмечается особое влияние какого-либо фактора на том или ином участке, обычно в связи с процессами поверхностных изменений. В этом случае нормальное симметричное распределение превращается в асимметричное, может проявиться логнормальный закон — закон нормального распределения логарифмов физического параметра. Обобщенный вид этого закона описывается К. С. Турчиным (1966). Логнормальный закон обычно наблюдается в распределении магнитной восприимчивости, нередко — в геохимических



Рис. 3. Точечная диаграмма плотности эффузиов (по А. Г. Тархову).

распределениях, например золота и ртути. Распределение же плотности, обусловленной соотношением минералов различного удельного веса, пористостью, водонасыщенностью и многими другими факторами, обычно подчиняется нормальному закону. Для проверки гипотезы о нормальности распределения предложен ряд способов, из которых чаще всего используются критерии Пирсона (χ -квадрат) и Колмогорова. Наиболее удобен критерий Колмогорова, с помощью которого оценивается вероятность случайного расхождения между кривыми накопленных теоретических (на рис. 30, б кривая II) и экспериментальных частот (кривая I на том же рисунке) по модулю D максимального расхождения между ними и числу используемых наблюдений n . Чем больше произведение $D\sqrt{n}$, тем меньше вероятность того, что различия между наблюдаемым и теоретическим распределениями объясняются случайными причинами. Если изобразить на одном чертеже различные кривые типа I (так называемые кумулятивные кривые), с помощью критерия Колмогорова легко установить, случайно или неслучайно различие между этими распределениями.

Наглядно в нормальном виде распределения можно убедиться, построив точечную диаграмму, как предлагает А. Г. Тархов (1958). Для примера приводится рис. 3, где изображено распределение плотности эффузивных пород на участке рудного месторождения. Вдоль линейной шкалы плотностей откладываются точки, каждая из которых соответствует образцу данной плотности. По симметрии

точек можно заключить, что закон распределения близок к нормальному, а среднее значение плотности составляет примерно 2,5 г/см³.

Среднее арифметическое нормально распределенной величины соответствует ее математическому ожиданию (м. о.). Для характеристики рассеяния значений около м. о. обычно указываются их дисперсия или стандарт, необходимые для вычисления доверительного интервала¹. При логнормальном распределении вычисляется средний логарифм параметра (другими словами, среднее геометрическое, или медианное значение параметра). Медиана (значение параметра, которое делит вариационный ряд, расположенный в порядке возрастания значений, на равное число членов) логнормально распределенной величины больше моды (наиболее часто встречающегося значения) и меньше м. о. Медиана, мода и м. о. нормального распределения совпадают.

При изучении физических свойств встает вопрос о числе отбираемых образцов. Обычно считается, что необходимо не меньше 50 определений, чтобы произвести статистический анализ полученной выборки (как правило, выборка группируется в 10—12 разрядов с числом определений в разряде не меньше пяти). Однако надежную характеристику намагниченности объекта, как отмечалось выше, можно получить, имея не меньше 200 образцов.

В труднодоступной местности или в процессе предположенных исследований не всегда удастся отобрать достаточное число образцов, определяемое дисперсией физических свойств. Если это число порядка одного — трех десятков, для характеристики доверительных интервалов используется распределение Стьюдента.

При числе определений не выше десяти необходимость статистической обработки не отпадает. Центр такого распределения оценивается выборочной медианой; для характеристики стандарта используется размах выборки (разность между крайними значениями).

В заключение раздела приходится констатировать, что определения физических свойств пород и руд до настоящего времени не всегда проводятся на должном методическом уровне и в требуемых объемах на раннем этапе исследования. Мало уделяется внимания соблюдению всех условий отбора и хранения образцов, необходимых для последующих измерений остаточной намагниченности, петрографическим определениям. Некоторые физические свойства иногда вообще не изучают, ограничиваясь их оценкой по известным связям

¹ Поскольку многие модификации геофизических методов характеризуются относительной погрешностью измерений в 5%, достаточно определить доверительный интервал для м. о., заключающий 95% значений нормально распределенной величиной X , из приближенного выражения

$$\bar{x} - \frac{2s}{\sqrt{n}}, \quad \bar{x} + \frac{2s}{\sqrt{n}},$$

где s — выборочный стандарт (среднее квадратическое отклонение); n — число измерений.

между плотностью и скоростью для многих типов пород (в нефтегазоносных провинциях) и по другим общим закономерностям. Однако исследования ВПРГ на Малом Кавказе показали, что коэффициент корреляции r между скоростью и плотностью колеблется от 0,1—0,2 для интрузий основного состава до 0,5 у порфиров и туфов. Причина слабой связи заключается в низкой пористости этих образований. Поэтому диапазон плотностей составляет всего 2,7—2,9 г/см³ при диапазоне скоростей 4,1—6,6 км/сек.

Очевидно, определения физических свойств должны сопровождаться опорными геолого-геофизическими пересечениями. Сочетание измерений по образцам, отобранным на опорных маршрутах с геологической привязкой, и определений физических свойств по наблюдаемым полям вдоль этих маршрутов позволит создать основу для интерпретации результатов съемочных работ и проектирования последующих исследований.

Эта основа детализируется массовыми определениями физических свойств по профилям. Научение при помощи счетно-информационной техники не только средних значений, но и дисперсий σ^2 , законы распределения, доверительных интервалов создает условия для решения геологических задач петрофизическими методами.

Таким образом, оптимальную схему описываемого важнейшего этапа геофизических исследований горных областей можно свести к следующей последовательности.

1. Анализируются результаты проведенных ранее геофизических съемок и сопоставляются с данными о геологическом строении и рельефе, используются формулы (1,7) или (1,8) для определений намагниченности, (1,10)—для вычисления плотности, материалы ВЭЗ или электрокаротажа — для оценки сопротивлений, данные сейсморазведки и радиометрии — для оценки скоростей и радиоактивности. Полученные сведения служат основой для проектирования геофизических работ, предварительного расчета аномальных эффектов и выбора методик. При отсутствии геофизических данных для этих целей изучаются эталонные геологические коллекции по району проектируемых исследований.

2. В процессе геофизических работ на опорных комплексных пересечениях, рекогносцировочных исследованиях определяются физические свойства пород в естественном залегании с помощью капнаметров, гамма-плотномеров и аналогичной аппаратуры путем параметрических микропрофилирования и микрозондирования, а также вычислением по физическим полям, наблюдаемым вдоль специально выбранных разрезов. Для измерений остаточной намагниченности отбирают ориентированные образцы. Результаты определений используются как для проектирования более детальных работ, так и для истолкования полученных полевых материалов. Следует отметить, что при интерпретации более надежно пользоваться параметрами, вычисленными непосредственно, например, по кривым ВЭЗ, чем сопротивлениям по данным каротажа одиночных скважин, характеризующим локальную область вокруг скважины.

3. Крупномасштабные и детальные съемки сопровождаются отбором образцов для изучения физических свойств пород и руд, в особенности из горных выработок и скважин, и их сопоставления с результатами изучения полей после соответствующей статистической обработки. Эти же данные используются для расчленения различных комплексов пород и решения других задач на основе петрофизического подхода. При наличии на площади работ известных рудных объектов или при их выявлении в процессе съемок на этих объектах незамедлительно проводятся опытные работы для уточнения методики исследований, причем с охватом тех частей рудной зоны, месторождения, блока, которые мало затронуты процессами разведки и разработки. Необходимо учитывать, что никакие общетеоретические построения и даже опыт исследования района в целом, соседних или аналогичных площадей, не могут сравниться с данными опытно-методических работ по выяснению возможностей геофизических методов в конкретных условиях определенного рудного поля, месторождения, участка.

1.4. СЕТЬ НАБЛЮДЕНИЙ

В горной местности из-за тяжелых условий передвижения часто наблюдается тенденция к максимально возможному для данного масштаба удалению профилей друг от друга; корреляцию результатов измерений при этом стремятся облегчить уменьшением шага, вследствие чего повышается и точность съемки.

Известно, что если наблюдения повторить n раз, то в $\sqrt{n}$ раз увеличивается точность, так как уменьшаются случайные ошибки. В горных районах удобнее вместо простого повторения произвести дополнительные наблюдения в промежуточных пунктах с последующим осреднением. Строгий выбор съемочной сети с позиции вероятности обнаружения искомых объектов может существенно повысить геологическую и экономическую эффективность геофизических работ.

На решении известной задачи Бюффона для иглы, падающей на систему параллельных линий, следует, что если рудные, дайковые и другие вытянутые тела, каждое из которых создает аномалию длиной L , распределены по площади случайным образом, вероятность того, что одна линия из системы с взаимными расстояниями d ($d \geq L$) пересечет эту аномалию при непрерывной съемке, составит $2L/\pi d$ (Евдокимов, 1964). При $d < L$ вероятность подсечения аномалии

$$P = \frac{2L}{\pi d} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{d^2}{L^2}} \right) + \frac{2}{\pi} \arccos \frac{d}{L}. \quad (1.12)$$

Зависимость P от соотношения L и d представлена в табл. 1.

Когда искомый объект представляет собой эллиптический контур или выпуклый многоугольник,

$$P = \frac{T}{2\pi d}, \quad (1.13)$$

где T — периметр контура.

Таблица 1

L/d	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5	2	3	5	10	15
P	0,06	0,13	0,19	0,26	0,38	0,51	0,64	0,79	0,84	0,89	0,94	0,975	0,985

Соответствующий график приводится Ю. Д. Евдокимовым (1964). Он отмечает, что, поскольку простирание объектов в каком-то диапазоне известно, вероятность подсечения объекта выше, чем в решении задачи Бюффона, и выражается формулой:

$$P = 2 \frac{L}{d} \frac{1}{\theta} \sin \frac{\theta}{2}, \quad (1,14)$$

где θ — угол между крайними возможными положениями «иглы».

Если считать, что величина θ для линейно вытянутого объекта не превышает 90° , то вероятность обнаружения объекта возрастает примерно в 1,4 раза и становится равной единице при $d/L = 0,71$. Она возрастает также и потому, что аномалии обычно группируются.

Общую задачу определения вероятности по крайней мере однократного подсечения плоской фигуры произвольного сечения двумя системами параллельных линий, расположенных через равные интервалы, решила в ВНРГ О. Г. Семенова (1964). На основе этого решения ею приводятся некоторые таблицы вероятностей (1966), с помощью которых оцениваются средние вероятности пересечения искомым объектом при первичных поисках (и выбирается соответственно расстояние между профилями), средние приращения вероятностей при повторных поисках (и выбираются соответственно расстояния между профилями и их ориентировка по отношению к профилям первичных поисков).

Наиболее подробные и многочисленные таблицы вероятностей подсечения эллиптических объектов прямоугольной сетью наблюдений опубликованы в 1964 г. Н. Д. Савинским (Математическая лаборатория Всесоюзного института минерального сырья). Эллиптическую форму можно принять для многих объектов поисков. Так, геофизические и геохимические аномалии, связанные с жилами и пластами, могут быть представлены эллипсами с коэффициентом сжатия $b' = 0,1 \div 0,2$, у аномалий от линзообразных тел $b' = 0,3 \div 0,5$ и от изометрических $b' = 0,7 \div 1,0$. Каждая таблица содержит значения вероятностей подсечения объекта различным числом точек, вычисленных для указанных: $b' = 1,0; 0,7; 0,5; 0,3; 0,2; 0,1$; расстояния между профилями, выраженного в единицах длины объекта (изменяется от 0,5 до 2,0); интервала изменения θ (от -90° до $+90^\circ$ и от -30° до $+30^\circ$). Так как аномалии часто группируются, интересно выявить хотя бы одну из каждой группы. Если, как

и ранее, условиться о независимости расположения аномалий относительно друг друга, то вероятность обнаружения группы аномалий

$$P = 1 - (1 - P^I)(1 - P^{II}) \dots (1 - P^n), \quad (1,15)$$

где $P^I, P^{II}, \dots, P^n$ — найденные с помощью таблиц вероятности подсечения каждой из n аномалий, входящих в группу.

С помощью указанных таблиц можно выбрать наиболее редкую сеть наблюдений, обеспечивающую заданную вероятность обнаружения объектов. Если рассчитать специальные номограммы, окажется несложным выбрать наиболее экономичную прямоугольную сеть, типичную для описываемых исследований. Шаг поисковой съемки при этом зачастую определяется не размерами самого рудного тела, а мощностью зоны окolorудных изменений, которая отличается по своим физическим свойствам от вмещающих пород.

Поскольку единой сети, одинаково целесообразной для прямых поисков и картирования различных геологических объектов, быть не может, выбор ее осуществляется двумя путями: 1) последовательным сгущением в зависимости от вида задач и перспективности данной площади; 2) предварительной минимизацией возможных потерь на основе учета важности подсечения объектов различных типов.

Второй путь, позволяющий заранее разбить единую сеть и быстрее изучить весь район с одинаковой степенью детальности, представляется более удобным. Соответствующий расчет поясним условным, но достаточно типичным примером.

Пусть опыт исследования большой площади показал, что рудные залежи в 60% случаев связаны с интрузивными массивами, в 80% — с тектоническими разрывами. В среднем на 100 км² приходится одно месторождение, с открытием которого народное хозяйство получает условно, для простоты расчета, прибыль 1 млн. руб. Сеть наблюдений, необходимая для выявления того или иного типа объекта (состояния природы), и соответствующие затраты на один планшет указаны в табл. 2, с помощью которой в регионе можно установить наилучший образ действий (оптимальную стратегию) при наименьших потерях.

Таблица 2

Объект (состояние природы)	Сеть наблюдений, м	Затраты на съемку 100 км ² , тыс. руб.	Потери, тыс. руб. (на 1 планшет)
Интрузивный массив	500 × 200	10	410
Разлом	500 × 50	50	250
Рудное тело	100 × 10	500	500

Потери в последнем столбце вычислены как сумма ущерба от возможного пропуска месторождения и затрат на съемку.

Очевидно, что вторая стратегия наилучшим образом отвечает поставленной задаче. На практике число возможных стратегий значительно больше, но выбранная сеть действительно оптимальна во многих случаях. Точно так же зачастую предпочтительны сети 100×20 при десяти тысячной и 25×10 (5) м при двух тысячной съемках. Отмеченная последовательность масштабов — от 1 : 50 000 до 1 : 2000, желательная для районов с неясной перспективностью, нередко замещается сочетанием съемки масштаба 1 : 25 000 с детализацией масштаба 1 : 5000 при сети 250×50 (25) и 50×10 м соответственно. Такая замена производится в районах, уже освоенных горнорудной промышленностью, где целесообразны более детальные поиски, а проверка геофизических аномалий бурением и горными выработками облегчена накопленным опытом.

Во избежание ошибок в выборе сети при исследовании слабо изученных районов необходимо оценивать преобладающее простирание структур и аномалий по наблюдениям в пунктах квадратной сетки. Опыт работ в Карпатах и на Кавказе показал, что перемена направления профилей прямоугольной сети с меридионального на широтное может привести к повороту аномальных осей на картах изолиний с широтного на меридиональное.

Помимо геометрической вероятности подсечения объекта, при выборе сети следует учитывать, что регистрируемое поле является суммой «подепных» аномалий и помех различного происхождения. При уменьшении шага наблюдений спектр погрешностей обогащается высокочастотными составляющими и резко отличается от спектра аномалий, обусловленных залегающей на глубине контактной поверхностью. Чем больше это различие, тем легче разделить аномалии путем применения соответствующих фильтров. Поэтому при выделении слабых аномалий на фоне сопоставимых помех целесообразно уменьшение расстояния между пунктами наблюдений. Во всяком случае уменьшение шага позволяет установить наличие аномалий, близкой к погрешности измерений, по группе соответствующих значений поля в близлежащих пунктах.

Совместный анализ всех аспектов выбора оптимальной сети для различных масштабов и задач исследований горных рудных районов пока не произведен. При решении этой проблемы необходимо рассмотреть также случаи, когда более или менее строгой сети проложить не удается, а маршруты расположены в соответствии с возможностями передвижения и привязки (по водоразделам, долинам).

ГЛАВА 2

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ И РЕКОМЕНДУЕМЫХ МОДИФИКАЦИЙ

2.1. АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

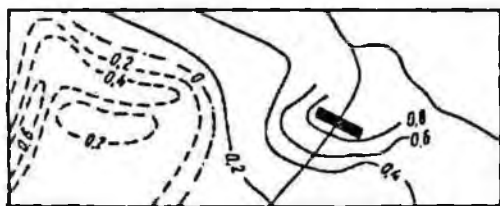
Сочетание аэромагнитной съемки при использовании магнитометра АММ-13 с гамма-съемкой используется в большинстве горных рудных областей. Основная трудность при гамма-магнитной съемке заключается в том, что при высоте полета свыше 75 м локальные аномалии радиоактивности надежно не выделяются; магнитные аномалии и γ -аномалии от геологических объектов небольших размеров сильно убывают с увеличением высоты полета и претерпевают искажения из-за увеличения влияния соседних объектов. При этом перепад высот между самолетом и дневной поверхностью по-разному сказывается на аномалиях от различных тел. Максимальная амплитуда магнитных аномалий уменьшается пропорционально расстоянию до верхней кромки для тел, аппроксимируемых вертикальными пластинами, квадрату этого расстояния для горизонтальных круговых цилиндров и столбообразных штоков, кубу расстояния для тел гнездообразной формы, близких к шару.

Необходимость малой высоты полета в ряде случаев противоречит требованиям к технике безопасности при использовании самолетов. Естественно, что в горах при съемке на одной высоте последняя достигает иногда первых километров. В меньшей степени это относится к вертолетам (при не очень больших абсолютных отметках местности). Скорость вертолета Ми-4 — около 130 км/ч, а самолета Ан-2 — около 180 км/ч, причем вертолет обладает большей маневренностью. Применение вертолетов, несмотря на повышенную (в 3—4 раза по сравнению с Ан-2) стоимость съемки, позволяет полнее использовать магнитометр АММ-13. Этот прибор имеет цену 1 мм записи в 2 и 10 гамм (25 гамм в станции АСГМ-25) и прямоугольный ход пера (что позволяет осуществлять надежную количественную интерпретацию), но неперпендикулярность его велика, и узлокализированные аномалии от объектов мощностью менее 100 м при самолетной съемке могут быть «срезаны».

Специфика горных условий способствовала развитию специальных методов аэромагнитных съемок: скатывания, обтекания рельефа, которые широко применяются за рубежом («Аэромагнитные методы в геофизике», 1966). Следует напомнить, что обтекание рельефа не может происходить на скорости набора высоты, большей 2—3 м/сек, при путевой скорости 50 м/сек. Съемка «скатыванием» возможна лишь при крутизне склонов не более 20° при наличии свободного пространства для планирования. Новая методика — облета по горизонталям — разрабатывалась в последние годы в СССР, главным образом в Киргизии и Казахстане (Митрошин и др., 1963); разрабатывалась также Западным геофизическим трестом (Н. Г. Воробьев и др.). Она заключается в прохождении вертолета (самолета) по криволинейному маршруту, близкому к направлению изотиний высотных отметок местности. При использовании Ми-4 удается выдерживать высоту в 60—150 м. Курсовая девияция уменьшается благодаря применению компенсатора. Наибольшая величина помехи составляет 15 гамм при курсе 210—270°.



а



б

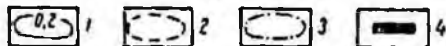


Рис. 4. Результаты вертолетной магнитной съемки в районе кольцевого месторождения на Большом Кавказе.

а — по прямолинейным маршрутам; б — по горизонталям; значениями ΔT в мГ: 1 — положительные, 2 — отрицательные; 3 — нулевая; 4 — участок месторождения.

поисков рудных тел значительно эффективнее обычной методики прямолинейных маршрутов. Наглядным примером служит сравнение результатов съемок различными методиками в районе медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Горном Дагестане. Это месторождение, характеризующееся несколькими повышенной намагниченностью вследствие присутствия пирротина в рудах, не отмечается на фоне поля вмещающих песчано-глинистых сланцев съемкой по прямолинейным маршрутам (рис. 4, а). При облете по горизонталям (рис. 4, б) четко фиксируется рудное тело. При этом, хотя карты изотиний (материалы Н. Г. Воробьева и А. И. Федорович) приведены к разному уровню, различия в полях достаточно наглядны.

Следует заметить, что погрешности аэромагнитных съемок в горных условиях пока еще велики и достигают 0,5—0,6 мГ. В условиях

высокой магнитности пород, слагающих рельеф, при его облете могут возникнуть искажения поля в связи с изменением расстояний между линиями полета и дневной поверхностью, резкими эволюциями летательного аппарата. Учет этих искажений слабо разработан и в теоретической и в экспериментальной частях. Топопривязка криволинейных маршрутов затруднена, несмотря на применение специального курсографа. Обработка материалов съемки по горизонталям пока

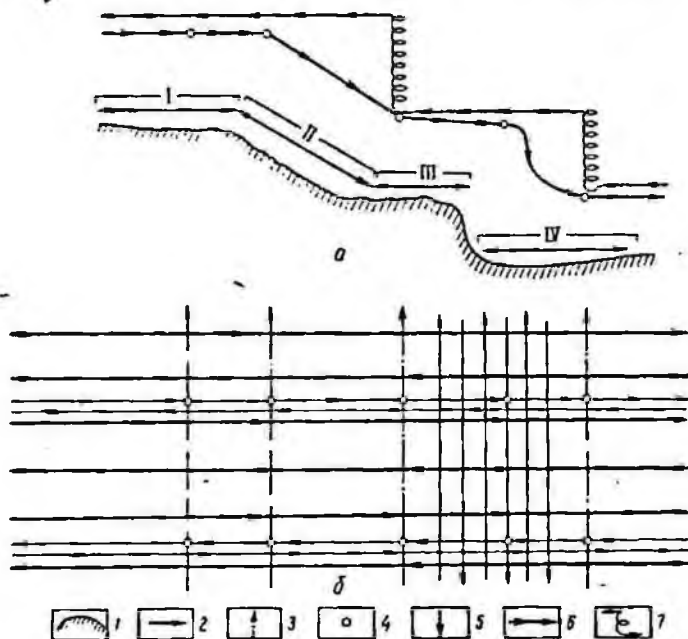


Рис. 5. Схема полетов и увязки карт магнитного поля крупномасштабных аэромагнитных съемок в горных и высокогорных районах (по Л. Н. Котляревскому).

a — вертикальная плоскость; *б* — горизонтальная плоскость; участки облета: I, III, IV — повторными маршрутами; II — методом скатывания; 1 — рельеф местности; 2 — рядовые аэромагнитные маршруты и их направления; 3 — пересекающиеся маршруты; 4 — точки пересечений и увязки; 5 — поперечные рядовые аэромагнитные маршруты; 6 — продольные пересекающиеся маршруты и их направления; 7 — набор высоты при обратном ходе продольного пересекающегося маршрута.

весьма трудоемка, а количественная интерпретация производится по специально прокладываемым в процессе детализации лучевым маршрутам. Эти недостатки побуждают в случае возможности использовать и скатывание, и полеты на одной высоте (Котляревский, 1965). По опыту работ Узбекского геофизического треста в Чаткало-Кураминском регионе, Памиро-Алайской горной системе и других горных районах Средней Азии Л. Н. Котляревский отмечает, что приходится выделять участки облета маршрутами одного направления методом скатывания и участки прямолинейных маршрутов прямого и обратного направлений. На стыках таких участков высоты

плоскостей наблюдений обычно различаются существенно. Если углы наклона хребтов велики, съемка методом скатывания экономиче-ски не оправдана. Тогда на стыках участков, где повторные прямоли-нейные маршруты имеют разные высоты, проводятся полеты по прости-ранию геоморфологических элементов, что позволяет перекрыть на меньшей высоте участок съемки с большой высотой полета.

Чтобы обеспечить требования к совпадению высоты секущих и рядовых маршрутов, секционные следует проводить в направлении понижения рельефа. Это позволяет выдерживать на всем маршруте необходимую высоту полета. Обычно достаточно пройти секущий маршрут дважды, так как размеры участков при крупномасштабной съемке в горах сравнительно невелики. Интервал между секущими выбирается не на основе учета сползания пуля аэромагнитометров, а так, чтобы рядовые маршруты пересекались не менее чем двумя секущими на каждом участке. Между собой секционные увязываются специальными продольными маршрутами. При этом необходимо совпадение высот полета в точках пересечения секущих и продоль-ных маршрутов (рис. 5).

Возможности комплексной аэрогеофизической съемки расши-ряются при использовании выпускаемой заводом Геологоразведка станции АСГ-48. В комплект станции также входит феррозондовый магнитометр на второй гармонике АМФ-21, аналогично АММ-13 снабженный компенсатором девиации, что позволяет жестко крепить магниточувствительный элемент на корпусе самолета. Аппаратура АСГ-48 регистрирует одним каналом весь энергетический спектр гамма-излучения, а три канала, настроенные на энергетические области тория, урана (радия) и калия, фиксируют после обработки счетно-решающими устройствами содержания соответствующих радиоактивных изотопов с учетом поправки за высоту полета.

Следует заметить, что при привязке аэрогеофизических маршру-тов и аномалий, а также учете различных искажений приходится стал-киваться со многими трудностями методического и иного характера. Г. С. Смирнов и другие («Методы рудной геофизики», 1968) пишут: «автономный курсограф станции АСГ-48... позволяет уточнить положение маршрута при условии, что какие-либо две точки вблизи начала и конца маршрута будут достоверно привязаны к топооснове. В горных районах при резконоперемещных курсах самолета, смене направлений и силы ветра курсограф не обеспечивает необходимую точность привязки».

Привязка маршрутов проводится с помощью фотографирования заранее намеченных ориентиров, обычно аппаратом АФА-ТЭ-55; ошибки визуальной штурманской привязки с фотоконтролем ориен-тиров достигают 100—150 м, из чего очевидна ненадежность аэрогео-физических съемок в масштабе детальнее 1 : 25 000.

В последнее время ОКБ МГ СССР разрабатывается чувствитель-ный квантовый магнитометр с цифровой дискретной записью абсо-лютных значений модуля T через 0,15—0,30 сек, который предпо-лагается использовать с доплеровской системой навигации. Однако

параметры этой системы вряд ли удовлетворяют требованиям крупномасштабных аэрогеофизических съемок. Необходима разработка перспективных приемов активной аэронавигации в горных условиях, создание высокоточного регистратора расстояний между дневной поверхностью и линией полета.

Повысить точность привязки с использованием имеющихся технических средств можно, применяя передвижные искусственные ориентиры, по которым прокладываются детализационные маршруты, фотографируя участки аномалий.

Что касается известных модификаций аэроэлектроразведки, то их применение в горных условиях весьма осложнено и вряд ли целесообразно. Так, прокладка токового провода в методе бесконечно длинного кабеля (БДК) сводит к минимуму преимущества воздушной съемки, которые заключаются в отказе от тяжелых и трудоемких наземных работ. Искажения поля вследствие изгиба кабеля в горном рельефе могут значительно превышать искомые аномалии. Модификации с использованием двух самолетов (метод вращающегося магнитного поля), выносной гондолы (методы индукции и естественного переменного магнитного поля) технически осуществимы лишь в особо благоприятных условиях. Однако определенные перспективы имеет воздушное картирование с измерением полей радиовещательных и СДВ станций на тех площадях, где элементы рельефа, сильно сказывающегося на результатах метода, узко локализованы, а геологические объекты могут прослеживаться на ряде профилей.

За рубежом, особенно в Канаде, широко используется самолетный вариант метода переходных процессов (МПП) с комплектом рамок, устанавливаемых в буксируемой гондole. Исследования, проводимые МПП в СССР на вертолете КА-26 при длине буксирующего кабеля 20—30 м (МГРИ, трест Геофизнефтеуглеразведка), могут получить дальнейшее развитие. Наконец, новые возможности воздушной электроразведки возникают с разработкой индуктивной аппаратуры с жестким креплением рамок (ВИРГ), а также метода естественного электромагнитного поля в корреляционной модификации (ИАиЭ СО АН СССР).

Обнадеживают также первые результаты аэротерморазведки: с самолета регистрируются тепловые аномалии до $0,5^{\circ}\text{C}$ при использовании инфракрасного излучения и до $0,1^{\circ}\text{C}$ в радиотепловом диапазоне.

Таким образом, основными методами аэрогеофизической съемки являются аэромагниторазведка и аэрогамма-спектрометрия. Поскольку мелко- и среднемасштабные воздушные съемки во многих районах уже проведены, а методика детальных работ находится в стадии разработки, преимущественное развитие в горных рудных областях получают крупномасштабные исследования. При этом при сравнительно спокойном рельефе выполняются прямолинейные маршруты «скатыванием» или «ступенями» (с кругами набора высоты), что позволяет с помощью аэромагнитной съемки решать задачи как поисков железорудных и протнсодержащих залежей, так и

геологического картирования: выделения, оконтуривания и расчленения интрузий и основных эффузивов, выявления и трассирования тектонических нарушений, зон скапливания и гидротермальной переработки. Задачи геокартирования решаются успешно (особенно в процессе работ сравнительно мелкого масштаба) при использовании повысочных съемок: пересчеты магнитного поля на высоту в горных условиях обладают большими погрешностями вследствие влияния рельефа.

При резко пересеченном рельефе применяется съемка по горизонталям, имеющая главным образом индикационный характер и успешно используемая с целью поиска намагниченных руд в слабомагнитных средах.

Аэрогамма-спектрометрия позволяет учитывать при интерпретации известные радиогеохимические закономерности поведения и распределения естественных радионуклидов в различных геологических образованиях. Поэтому удастся картировать различные типы гранитоидов, участки калусного метасоматоза, альбитизации, грейзенизации и окварцевания, выявлять зоны редкометального оруденения.

Методы аэроэлектроразведки, основанные на использовании естественных электромагнитных полей, могут помочь в решении некоторых задач геологического картирования, в частности при выявлении и прослеживании протяженных тектонических нарушений, тогда как МЭР перспективен для поиска крупных, хорошо проводящих рудных залежей.

2.2. НАЗЕМНАЯ МАГНИТОРАЗВЕДКА

Несмотря на широкое развитие производительных воздушных измерений, показавших высокую эффективность в решении многих геологических задач, детальные съемки в горах проводят исключительно в наземных условиях. Зачастую лишь наземная съемка позволяет выделить глубоко залегающие пологие рудные тела небольших размеров, детально расчленить эффузивно-осадочные образования по интенсивности и характеру магнитных полей, дифференцировать интрузии по составу, прокоррелировать слабо выраженные тектонические нарушения. Наконец, в ряде случаев наземная магниторазведка служит естественным продолжением аэромагнитной съемки для детализации выявленных аномалий и количественных расчетов. В условиях горных областей особенно важно, что наземная магниторазведка обеспечивает наибольшее приближение уровня измерений к измеряемым объектам и совмещение с пунктами наблюдений другими методами.

Пользуется распространением представление о достаточной эффективности съемки вертикальной Z -составляющей. Действительно, при наличии густой сети наблюдений высокой точности в случае необходимости аномалии горизонтальной составляющей H_a можно вычислить по аномалии Z_a , не ограниченной по простиранию.

Однако в условиях горных рудных районов смена геологических тел с различными магнитными параметрами происходит так быстро, что очень редко при планомерной площадной съемке удается обеспечить необходимую детальность изучения поля. В то же время для решения всех задач интерпретации при сложном рельефе требуется обычно знание величины полного вектора T_a . Кроме того, влияние рельефа на точность пересчета пока не изучено.

Условия залегания намагниченных объектов весьма разнообразны; распространены косая и обратная намагниченности, и часто наблюдаются случаи, когда полого падающие рудные тела или, например, пластовые интрузии более четко отражаются на графике горн-аэротальной составляющей H_a , чем на кривой Z_a . Наконец, данные H -съемки позволяют провести несложные вычисления магнитного потенциала, графики которого подчеркивают присутствие крупных глубоко залегающих объектов.

Учитывая, что рабочее время в горах затрачивается главным образом на передвижение, необходимо прийти к выводу о целесообразности в большинстве областей проводить комплексную Z - и H -съемку с измерением аномального азимута. Наиболее удобным и достаточно точным прибором для таких съемок является комбинированный магнитометр Фанзелау. При Z -съемках наряду с магнитометрами М-2 все шире используются современные приборы М-23 и М-27.

Присутствующие в папосах обломки коренных пород, валуны и другие неоднородности создают узко локализованные магнитные аномалии, которые искажают поле от изучаемых геологических объектов. Такие неоднородности исключаются применением методики групповых точек. Ее сущность заключается в том, что около пикета с экстремальным значением поля, например ΔZ , производят дополнительные измерения на расстоянии 1—2 м. Если в дополнительных точках значения ΔZ приближаются к уровню поля над породами, то аномальное значение ΔZ можно отнести за счет включения.

Для повышения точности съемки иногда используют опорные сети, разбитые при нескольких обходах с одним прибором вдоль магистралей. С этой же целью применяют циклическую методику наблюдений с возвращением на пройденный пункт, например, по схеме: 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 1 — 6 — 7 — 8 — 9 — 5 — 10 — 11 или съемку с двумя-тремя магнитометрами. Такая методика особенно полезна при проложении разрозненных маршрутов вдоль проходных троп. Учитывая трудности с разбивкой сети опорных и контрольных пунктов (КП) в горной местности, во многих случаях для повышения качества съемки производят перекрытия нескольких точек на оборванной ранее части профиля или соседнем профиле. Перекрытия позволяют сохранить часть результатов наблюдений, если прибор испытывает толчок при передвижении по профилю или с базы отряда и на базу. Такие же перерывы в наблюдениях часто возникают в горах из-за дождя, не позволяющего произвести измерения на «вечернем» КП.

Своеобразную методику используют при детальном геологическом картировании некоторых джек, нарушений, гидротермально-измененных зон, рудосенных карбонатитов, которые с трудом выделяются на фоне намагниченного магнитного поля. В этом случае наблюдения проводят вдоль разреза, изученного магистральной капавой, а затем характерные особенности поля над изучаемым объектом коррелируют путем наблюдений на коротких параллельных профилях, располагаемых через 25—50 м. Шаг по профилю в этом случае очень невелик, от одного до нескольких метров, а иногда и меньше. Подобные работы легко проводить непосредственно в геологических отрядах, если достаточна квалификация исполнителей.

Для решения таких геологических задач, как определение простирания трещин, сравнение геолого-структурных условий на различных участках, изучение прототектоники интрузивов, с успехом применяется микромагнитная съемка на отдельных выборочных площадках. Эта методика, разработанная в ГДР проф. Р. Лаутербахом, описана в ряде работ (Игозов, Грин, 1959; Федюк, 1958). Некоторые месторождения, например киновари, характеризуются повышенными концентрациями металла на узколокализованных участках сопряжения микротрещин различного простирания. Выделение таких участков, прикрытых напосами, с помощью микромагнитной съемки сулит значительные экономические выгоды.

Наконец, новые возможности магниторазведки демонстрируются в связи с разработкой скважинных приборов, позволяющих изучать магнитное поле на глубине (трехкомпонентный скважинный магнитометр ТСМ-3 конструкции ВНИИ и его модификации для скважин малого диаметра; аппаратура КМН-3, созданная на базе исследований института геофизики УФ АН СССР). С помощью измерений даже в неглубоких скважинах по характеру магнитного поля можно судить, связана ли магнитная аномалия, зафиксированная над дневной поверхностью, с намагниченными горными породами или вызвана залежью, скрытой на большой глубине. Следовательно, определенным образом разрешается вопрос о целесообразности более глубокого бурения.

В последние годы разрабатывались специальные магнитометрические способы определения природы магнитных аномалий: способы искусственного подмагничивания в УФ АН СССР и СО АН СССР и сравнения вариаций в аномальных и спокойных полях Центральной геофизической экспедицией ЗСГУ на месторождениях Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Алтая.

Эти способы приемлемы при использовании высокочувствительной аппаратуры на месторождениях сильно магнитных железных руд. Сравнение вариаций на заведомо рудосенных и безрудных аномальных участках с применением полевых магнитометров в условиях Аэробийджана эффекта не дало.

Из новых направлений магниторазведки все шире развиваются петромагнитные исследования. В горных рудных районах с их помощью возможно изучение температуры и тектонического режима

образования интрузивов, выявление зон околорудных изменений. Для корреляции разрезов, а особенно геокартирования «пемых» толщ, безусловно, найдет применение палеомагнитный метод.

2.3. ГРАВИРАЗВЕДКА И ЕЕ ТОПОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Основные особенности проведения гравиметрических съемок в горных условиях связаны с резко пересеченным рельефом, что усложняет редуцирование, обуславливает большой объем специальных топоробот для планового и высотного определения пунктов наблюдений и расчета поправок за рельеф и высоту. Определенную специфику имеют и сами гравиметрические работы.

Съемки мелкого, среднего масштабов являются важнейшим средством тектонического районирования, выделения зон глубинных разломов, складчатых структур, кислых и основных интрузивных массивов, контролирующих различные виды оруденения. Дифференциация высот и плотностей в горных районах требует применения широкодиапазонных гравиметров и высокой точности наблюдений на сгущенной опорной сети. Для этой цели используют вертолеты, которые могут транспортировать несколько приборов, в том числе точные геодезические гравиметры ГАГ-1 и ГАГ-2 с аккумуляторным питанием, разработанные в ВИРГ и ИФЗ АН СССР. При разбивке сети пункты наблюдений стремятся совместить с имеющимися геодезическими реперами и тригопунктами, а маршруты расположить вкрест простирающихся обычно вытянутых структур по тропам, просекам, водотокам. Точность съемки повышается путем уменьшения шага наблюдений в 5—10 раз по сравнению с расстоянием между маршрутами, улучшения эталонирования гравиметров, учета поправок за нелинейность шкалы микрометра, выбора рабочих часов с наименьшим изменением температуры, давления и влажности.

Крупномасштабные и детальные съемки направлены на картирование брахиструктур и разрывных нарушений, изучение морфологии интрузивов, выявление и оценку рудных залежей. К этим гравиметрическим работам с целью обеспечения достаточной эффективной точности (точности выделения искоемых аномалий) порядка 0,5 мгл предъявляются высокие требования в отношении точности наблюдений, интерполяции и определения поправок. Такие требования обусловлены не только сравнительно небольшими размерами изучаемых объектов, но и необходимостью чувствительных к ошибкам специальных трансформаций, учитывающих аномальный вертикальный градиент горных районов и позволяющих подчеркнуть геологические особенности разных интервалов разреза (рис. 6).

При крупномасштабных и детальных съемках применяют приборы относительно высокой точности: ГАК-ПТ, ГАЖ-4В, ГАК-7Т, ГАК-7Н, основными недостатками которых являются чувствительность к изменениям температуры, дрейф пуля. Высокой точностью $\pm(0,02-0,03)$ мгл и стабильностью работы по имеющимся данным характеризуется гравиметр ВИРГ-61. Однако в большинстве случаев рядовую

сеть необходимо обеспечивать рейсами продолжительностью 2—3 ч, опираясь на густую опорную сеть.

Если разбивка опорной сети затруднена, часто используют систему узловых точек, которые представляют собой пересечение или смыкание трех рядовых рейсов или более. Узловые точки уравнивают по данным наблюдений в рядовых рейсах, а затем используют как опорные для учета смещения нуля-нульта гравиметров.

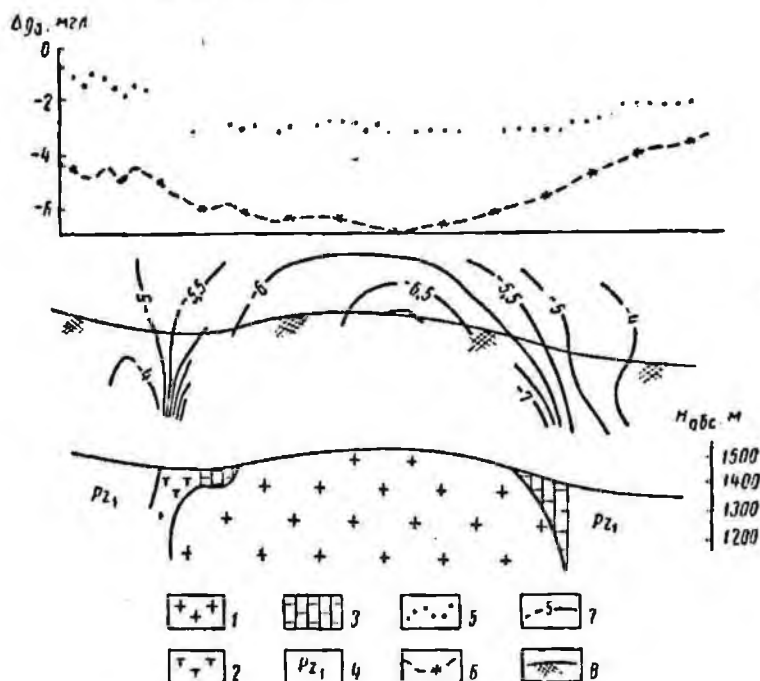


Рис. 6. Схема изогналь в вертикальной плоскости над гранитным массивом (по Н. М. Ляхову, Г. А. Соловьеву, Н. П. Кадырову)

1 — метабазальные граниты, 2 — ультрабазические породы; 3 — гнейсы; 4 — офиоитово-осапчатые intrusion; 5 — график Δg_0 в редукции Буге; 6 — график Δg_0 в редукции Буге с поправкой на аномальный вертикальный градиент; 7 — изогналь; 8 — поверхность наблюдений.

Поскольку большинство современных гравиметров из-за влияния температуры характеризуется криволинейным смещением нуля, для его учета необходимо одновременно наблюдения двумя приборами. Ю. П. Никольский (1964) показал, что, приравняв показания обоих гравиметров на исходном пункте рейса и вычисляя для каждого следующего пункта разность относительных значений Δg , измеренных этими гравиметрами, можно получить характерный график «критического нуля-нульта». По точкам пазлома (перегиба) этого графика после проведения рядовых наблюдений выбирают опорные или узловые точки; таким образом, их число сводится к минимуму. При густой сети наблюдений в рейс включается часть соседнего профиля, для которой наблюдались точки пазлома кривой разностного нуля-нульта. Это позволяет ограничиться редкой сетью базисных опорных точек, расположенных на стоянках отряда, с которых отработывается несколько однодневных рейсов. После каждого рейса строится

график разностного нуля-пункта, выделяются точки излома. Наблюдения на соответствующих пикетах проводят во вторую половину следующего дня, при возвращении на базовую точку, так как в первой половине рейса происходит обычно смена знака изменения температуры и наблюдаются существенные изломы графика. Если повторное наблюдение окажется достаточно точным, оно используется как опорное для предыдущего рейса.

Применение вальпметров и гравиметров в горных условиях ограничивается наличием углов наклона не свыше 15° . Часто оно затруднено сильным влиянием поверхностных неоднородностей, условиями доставки и установки приборов. Тем не менее следует учитывать, что непосредственное измерение вторых производных гравитационного потенциала облегчает последующее редуцирование результатов съемки Δg , не говоря уже о большей чувствительности этих измерений к локальным неоднородностям типа рудных тел в верхней части разреза.

Технические трудности собственно гравиметрических измерений меньше сдерживают широкое применение гравиметрии, чем сложность учета влияния рельефа. Для уменьшения трудоемкости топогеодезических работ по определению высотных отметок гравиметрических пунктов и окружающей площади желательно гравиметрические пункты выбирать таким образом, чтобы в радиусе до 10 м перепады рельефа не превышали 1—2 м или рельеф вокруг пунктов можно было аппроксимировать плоскими площадками. В последнем случае возможно применение высокопроизводительной эклиметрии; при сравнительно ровном рельефе в радиусе до 10 м поправку за соответствующие зоны можно не вычислять.

Использование микробаронивелиров для точного определения превышений в постоянные время затруднительно и пока ограничено условиями однородного характера рельефа между базовым пунктом и точкой наблюдений при максимальном расстоянии между ними 7—10 км.

Отмеченные условия редки. В связи с этим предпринимаются безуспешные попытки рационализировать методику и технику измерения превышений в близких зонах, где требуется большой объем работ. Можно получить некоторые преимущества, используя гидростатический способ определения превышений. Гидростатическое нивелирование не требует прямой видимости между точками наблюдений; исключается разбивка профлек. Взятие отсчетов и вычисления просты; можно не обращаться к специалисту-топографу; сократить численность рабочих.

Гидростатический нивелирприбор предложен в Западном геофизическом тресте (Мельников, 1964). Сравнение превышений, полученных гидростатическим и техническим нивелированием, показало, что среднеквадратичная ошибка определения одного превышения составляет около ± 2 см, 1 км хода — около ± 11 см. Прибор рекомендуется использовать при расстоянии между пикетами не свыше 100 м и пределах изменений превышений ± 5 или ± 10 м.

Аналогичная конструкция разработана в Читинском ГУ Л. П. Скачковым (1966) и В. И. Хмыровым. Измерения превышений

от -5 до $+10$ м выполняются техником и рабочим. По данным хронометража, выполненного при съемке масштаба $1:10000$ в Восточном Казахстане на участке сложного рельефа (углы наклона до $35-40^\circ$, скальные склоны, осыпи), затраты труда и времени на нивелирование с применением описанного прибора сокращаются почти вдвое, а стоимость работ — в 3,5 раза. Среднеквадратичная ошибка измерений одного превышения при сравнении с геодезическим нивелированием составляет $\pm 2,7$ см, ошибка определения высотных отметок ± 17 см. Это удовлетворяет требованиям действующей инструкции 1961 г. для гравиметрической съемки масштаба $1:10\,000$ с точностью определения аномалий до $\pm (0,08-0,1)$ мгл.

Описанные выше приборы могут применяться для определения высот местности не только в гравиразведке, но и в сейсморазведке; их используют также при разбивке «звездочек» для учета близких зон рельефа.

Для учета поправок в зонах $0-2$ м и $2-10$ м в Казахском геофизическом тресте предложена специальная рейка, проградуированная в миллигалах (Гольдшмидт, 1965). Среднеквадратичная ошибка определения поправок с помощью рейки по сравнению с техническим нивелированием не превышает $\pm 0,001$ мгл. Время измерений на одной точке $5-6$ мин.

Казахским филиалом ВПРГ разработан специальный прибор, позволяющий определять поправки за рельеф в миллигалах в зонах радиусом до 50 м от пункта (Кушербаев, 1966).

Измерения производят путем установки легкой вехи с фиксированной меткой в зонах $0-2$, $2-10$, $10-20$, $20-50$ м. Точность измерения поправки в одном направлении $\pm 0,001$ мгл. Для выбора оптимального количества зон и лучей было проведено нивелирование вокруг нескольких пунктов в сложном рельефе по двум схемам: по 32 лучам при 10 зонах и по 32 лучам при 4 зонах, соответствующих зонам Н. И. Лукавченко (1951). Среднеквадратичное расхождение между поправками, определенными при 32 и 16 лучах в 10 зонах, составляет $\pm 0,001$ мгл, а при 32 и 8 лучах в 4 зонах $\pm 0,008$ мгл. Таким образом, восьмилучевая схема при четырех зонах вполне обеспечивает точность учета поправки $\pm 0,01$ мгл. Весит гравитационный эклиметр с треногой около 4 кг; его можно использовать при наклонах местности до $\pm 45^\circ$, где применение нивелира исключается. Бригада при этом сокращается на одного рабочего. Описанный прибор выпускается серийно заводом «Казгеофизприбор» и может быть использован везде, где возможен прямой просмотр местности.

Этим же заводом выпускаются приставки ГФ-1 к стереограмметрическим приборам СТД-2 и ГФ-2 к приборам СМ-4 для учета поправок по аэрофотоснимкам в радиусе до $300-500$ м при наклонах местности $\pm 30^\circ$. Среднеквадратичная ошибка при использовании приставок не выше $\pm (0,02-0,05)$ мгл для масштаба снимков от $1:12\,000$ до $1:30\,000$. Поправку за элементарную зону рельефа вычисляют в единицах, пропорциональных единицам силы тяжести (Граменицкая, 1967).

В ВПРГ Б. Н. Курбатовым, Н. А. Ефремовой и другими разрабатывается более сложная система, включающая стереопроектор СПР-2 и специализированную цифровую вычислительную машину. При наличии снимков масштаба 1 : 40 000 учитывается рельеф в радиусе от 20 до 2000 м, масштаба 1 : 18 000 — от 10 до 1000 м. Испытания макета в условиях среднегорного рельефа показали, что вычисления поправок в радиусе до 1500 м характеризуются среднеквадратичной ошибкой $\pm(0,02-0,03)$ м. Однако для описываемого способа учета поправок, позволяющего отказаться от использования топопланшетов и нивелирования в ближних и средних зонах, необходимо иметь опорные точки по углам площади (минимум три). По этим точкам с известными высотами производят горизонтирование.

При средне- и крупномасштабных съемках по аэрофотоснимкам целесообразно проводить предварительное вычисление топопоправок, наиболее плавных в пределах средних и ближних зон¹. Определение высот в ближних зонах при детальных съемках на небольших участках удобно проводить с помощью гравитационных эклиметров или гидронивелиров. Такая система топообслуживания должна сократить затраты труда и период вычисления гравиметрических аномалий.

Описываемые разработки проходили опробование лишь в последние годы. Пока не сняты все проблемы в получении данных для учета поправок за влияние рельефа. Некоторые трудности связаны с учетом не только ближних, но и удаленных зон, с точным определением координат (ввиду особого значения определения координат при использовании аэрофотоснимков предлагается иногда отмечать пункты наблюдений мелом или бумагой, а потом фотографировать с воздуха).

Тем не менее наблюдаемое совершенствование техники измерений и вычислительных операций позволяет рассчитывать на более систематическое применение гравиразведки в горных рудных районах.

2.4. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА БЕЗ СПЕЦИАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ТОКА

Под таким заголовком объединены методы, с помощью которых изучаются электрические и электромагнитные поля естественного происхождения, а также искусственные поля, генерируемые независимыми от исследователя источниками: поля промышленных и горно-бурильных агрегатов, удаленных радиостанций. Общим для этих методов является их мобильность, позволяющая проводить исследования на самых труднодоступных участках.

¹ В случае отсутствия топопланшетов необходимого масштаба и качества и аэрофотоматериалов экономически оправдано проведение специальной аэрофотосъемки.

Метод естественного электрического поля

Подробное описание метода ПС приводится в известной работе А. С. Семенова (1968). Последующие работы показали, что природа аномалий естественного электрического поля довольно сложна, и многие исследователи отказываются от объяснений аномалий ПС лишь возникновением окислительно-восстановительных потенциалов при пересечении рудного тела уровнем грунтовых вод. Хорошо известны интенсивные, до $-(600-800)$ мВ, аномалии ПС над графитовыми залежами, которые не подвергаются окислению; известны также другие факты, не подтверждающие существенной роли окисления. Например, над протяженной марганцевой залежью Чанурского месторождения в Грузии мощностью всего в 3—4 м наблюдалась отрицательная аномалия ПС до 100 мВ.

Известны аномалии ПС, когда рудные тела целиком залегают ниже уровня грунтовых вод. Соответствующий пример приводят Ю. С. Рысь и А. С. Тясто (1966) для Иртышского месторождения на Рудном Алтае.

Эти авторы считают, что существуют общие черты пространственной структуры естественного поля для различных месторождений в различных рудных районах. В верхних частях разреза наблюдается область отрицательных потенциалов, а в нижних — положительных потенциалов. Эта область разделяется на аналогичные локальные поля, источником которых являются отдельные тела и зоны первичных руд. Размеры локальных полей колеблются от единиц до десятков метров; их число невелико на пластовых колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и весьма значительно — на полиметаллических месторождениях Киргизии и скарновых месторождениях Центрального Казахстана.

Характер общего поля зависит, таким образом, от многих источников. При компактном их расположении суммарное поле более интенсивно. Структура поля определяется в первую очередь основными локальными источниками, полюсы которых являются полюсами суммарного поля. Число положительных и отрицательных полюсов может быть различным при разветвлении рудных тел сверху или снизу. Размер области отрицательных потенциалов обычно в 3—5 раз меньше областей положительных значений и изменяется от десятков до сотен метров.

Любопытные данные приводят А. В. Бухвицашвили (1955) и И. М. Уразаев (1964) о наличии положительных аномалий над чисто полиметаллическими месторождениями. И. М. Уразаев подчеркивает, что наиболее благоприятны для возникновения естественных электрических токов условия первой стадии окисления сульфидных месторождений. Отрицательные потенциалы окислительно-восстановительных цепей, по И. М. Уразаеву, возникают только над сульфидами железа, а галенит-сфалеритовые тела создают потенциалы

концентрационных цепей и диффузионно-адсорбционные потенциалы. При этом силикатная среда является более благоприятной для создания положительных аномалий концентрационных цепей, а карбонатная — для создания интенсивных отрицательных аномалий окислительно-восстановительных цепей.

Описанные разработки несколько проясняют природу аномалий ПС и намечают пути их геологической интерпретации, однако единую законченную теорию, объясняющую все наблюдаемые явления, еще предстоит создать. Это тем более важно, что поле ПС не только является признаком ряда рудных месторождений, но и важным фактором их образования.

Работы ВИТР и Сибирского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС) показали, что потенциалы ПС зависят от состава и структуры рудных залежей, глубины их залегания и других факторов. Наиболее интенсивные аномалии возникают над пиритовыми рудами. Электродные потенциалы несколько уменьшаются у халькопирита и пирротина, а у галенита, молибденита, сфалерита они меньше примерно в 3 раза. Существенно свинцово-цинковые руды в карбонатной среде методом ПС обычно не отмечаются.

Абсолютная величина аномалий от сплошных руд обычно превышает 250 мВ, от сплошных и вкрапленных — 70 мВ; над чисто вкрапленным оруденением аномалии малы, а иногда практически отсутствуют, хотя известны отрицательные аномалии ПС свыше 200 мВ над вкрапленными рудами. Аналогичная закономерность наблюдается с увеличением степени обводненности. Резко уменьшается амплитуда аномалий ПС при увеличении мощности проводящих наносов. Если она превысит 10—15 м, то измерения ПС есть смысл проводить лишь по скважинам картировочного или поискового бурения.

Особенно затрудняют проведение наблюдений методом ПС и их интерпретацию естественные электрические поля нерудного происхождения. Отрицательные аномалии над графитизированными сланцами обычно отличаются от рудных своей высокой интенсивностью — до одного вольта. К другим видам помех, кроме промышленных, относятся известные фильтрационные, диффузионные аномалии, кинетико-электрические поля речных потоков (проявляющиеся зачастую в виде сложных аномалий с минимумами в руслах рек), а также «меняющиеся во времени» поля. В горных районах с интенсивным движением подземных вод фильтрационные э. д. с. имеют значительную амплитуду; в связи с периодичностью гидрогеологических процессов токи фильтрации могут меняться. Хотя природа «меняющихся во времени» полей полностью не изучена, отмечена определенная связь этих полей с обнаженными и полуобнаженными участками, причем наиболее интенсивные и изменчивые аномалии проявляются в засушливые годы или в сухих породах. На Малом Кавказе интенсивность «меняющихся во времени» полей иногда достигает десятков милливольт и более.

Площадная съемка ПС на дневной поверхности проводится в масштабах от 1 : 50 000 до 1 : 5000¹; профильные наблюдения выполняются в комплексе опорных пересечений или рекогносцировочных маршрутов. Предпочтительнее использовать более надежный способ съемки потенциала. Результаты наблюдений при съемке потенциала получаются наглядными, меньше сказываются поверхностной неоднородности, так как один электрод неподвижен. Если оператор с прибором не перемещается по профилю, съемка методом потенциала значительно вышрывает в производительности. В этом случае лучше использовать автокомпенсатор АСН-1 вместо облегченного потенциометра ЭП-1. Повысить производительность съемки ПС можно применением неполяризующегося керамикового электрода, монтируемого на торце алюминиевой трости.

Обязательным является проведение измерений при обратном ходе и контрольных наблюдений аномалий в различных погодных условиях в разное время дня, желательно через значительный интервал времени, порядка нескольких месяцев. Эти наблюдения позволяют выявить «сменяющиеся во времени» поля и отфильтровать аномалии поискового значения.

Метод АФМАГ

В методе используются естественные электромагнитные поля звуковых и инфразвуковых частот. Основным источником этих полей, по-видимому, являются разряды молний, главным образом в экваториальных областях Земли.

В промышленных районах, как показал опыт работы на полиметаллическом месторождении в Северной Ирландии, на участках разведки определенную долю эффекта следует отнести за счет высоких гармоник полей электростанций, электромоторов и аналогичных установок (Ерхов, 1965). При этом измеряли угол наклона «плоскости поляризации» эллиптически поляризованного поля к вертикальной плоскости. Угол наклона в отличие от интенсивности поля не испытывает быстрых изменений во времени и зависит непосредственно от наличия зон повышенной электропроводности. Поэтому при полевых работах удалось установить оси проводимости, связанные с тектоническими нарушениями, а также ослабленной оруденелой зоной, которая имеет сопротивление 100—200 ом·м при сопротивлении аффузионно-осадочных вмещающих пород 600—1000 ом·м и залегает на одном из изученных бурением разрезов в интервале 60—120 м.

Дополнительные сведения можно получить, рассмотрев порождаемые электроустановками искажения, которые несут определенную

¹ Известен также опыт проведения съемки ПС в Центральном Казахстане в масштабе 1 : 200 000 для картирования графитизированных пород. Было установлено, что в районах с большими отрицательными значениями естественного поля концентрируются медные месторождения, а полиметаллические рудопроизведения приурочены к площадям с вебольными отрицательными и положительными аномалиями («Методы рудной геофизики», 1968).

информацию, изучавшуюся на некоторых рудных месторождениях кафедрой геофизики ЛГУ, ВИРГ и Казахским филиалом ВИРГ.

Измеряют естественные электромагнитные поля напряженностью 10^{-7} — 10^{-9} э с помощью аппаратуры ИЧМ-3. Для измерений средней напряженности электрической составляющей поля E в диапазоне 16—20 гц Г. М. Сомов (ВИРГ) предложил довольно простой и стабильный прибор. Опробование прибора в Забайкалье показало возможность решения задач геологического картирования путем измерений напряженности E при высокой производительности съемки. Представляется перспективной разработка В. И. Векслером и другими в ЦНИГРИ («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968) аппаратуры с измерением функции взаимной корреляции, основанной на импульсном характере естественного переменного магнитного поля.

За рубежом накоплен большой опыт работ методом АФМАГ. Ссылаясь на зарубежные источники, Г. В. Белов (1968) отмечает: «Обладая большей глубиной по сравнению с методами, использующими искусственные поля, АФМАГ имеет меньшую разрешающую способность, особенно в отношении небольших проводников. Он эффективен при оконтуривании длинных, плохо проводящих сбросов, нарушенных зон и решении некоторых других структурных задач». Уместно вспомнить, что и другие методы естественных электромагнитных полей, где источник и приемник поля разнесены на большие расстояния, могут иметь повышенную глубину.

Метод радиокип

Название метода происходит от способа радиокомпарирования и пеленгации, по А. Г. Тархову, которым впервые предложено использовать поля радиовещательных станций для геологических целей.

В настоящее время радиокомпарацию при полевых определениях напряженности радиополя не применяют; производят относительные измерения напряженности радиоволнового поля широковещательных длинноволновых станций в «дальней зоне». Это квазиестественное региональное электрическое поле на расстояниях от передающей радиостанции, в несколько десятков раз превышающих длину излучаемой волны, убывает с удалением от радиостанции пропорционально первой (п да же $1/2$) степени расстояния (Тархов и др., 1965). В пределах планшета в несколько квадратных километров его можно считать постоянным.

С помощью метода радиокип удается прослеживать контакты различных пород, дайки, минерализованные зоны дробления, кварцевые жилы и другие крутопадающие тела, отличающиеся по сопротивлению, диэлектрической постоянной и магнитной проницаемости. В более мелком масштабе в связи с влиянием проводящих рыхлых отложений разделяются участки, где развиты достаточно мощные (до 20—25 м) наносы, и обнаженные площади; картируются массивы

пород с различным сопротивлением. Следует иметь в виду, что в условиях очень резко расчлененного рельефа (на обрывах, в упрях) выделение аномалий геологического происхождения оказывается невозможным. Не имеет также смысла проводить радиоволновые съемки в местности, где на радиополях сильно сказываются границы перехода от залесенных к открытым участкам, одиночные, но часто встречающиеся деревья, многочисленные мелкие ручьи. Поэтому описываемый метод целесообразно применять главным образом на высокогорных плато и протяженных склонах, где под сравнительно мощным рыхлым чехлом можно картировать коренные породы.

Для измерений целесообразно использовать максимальные длины волн. Главное преимущество длинных волн заключается в большом проникновении в землю. Максимальная глубина, на которой выделяются геологические неоднородности под напосами, оценивается по формуле

$$h_{\max} \approx 0,03 \sqrt{\lambda_0 \rho} \text{ м}, \quad (2,1)$$

где λ_0 — длина волны в воздухе и м; ρ — сопротивление напосов в ом·м.

Например, если частота радиостанции 400 кГц ($\lambda_0 = 750$ м), сопротивление напосов 300 ом·м, максимальная глубина проникновения составит около 15 м. Сверхдлинные волны (СДВ) распространяются в глобальном масштабе и проникают на глубины в несколько раз большие, чем длинные волны. Б. В. Рогачев и Э. С. Седелников (1964) изучали распространение сверхдлинных радиоволн в шахтах и штольнях при отсутствии проводящих тел искусственного происхождения. По их данным, на участке с сопротивлением пород в 3000—4000 ом·м величина поля H на глубине 250 м составила 25% от поля на поверхности. Обычно глубинность метода при использовании полей частотой 10—30 кГц составляет 40—80 м. При опытных работах над массивным колчеданым телом, залегающим под мореной на глубине 70—80 м, названными исследователями отмечены четкие аномалии типа линейного проводника.

Пеленг на радиостанцию обычно выбирают как можно ближе к простиранию искомого объекта, так как в этом случае возбуждаются более интенсивные вторичные поля. В условиях гор необходимо также учитывать простирание элементов рельефа. Если пеленг на радиостанцию совпадает с простиранием структурных форм рельефа, то влияние рельефа максимально. На склонах с крутизной более 30° наблюдается появление вертикальной составляющей H_z с максимумом в начале или около середины склона и некоторые изменения H_r . Весьма сильные аномалии создают электролинии, трубы; их местоположение следует обязательно фиксировать при наблюдениях.

Поля радиовещательных станций измеряют с помощью портативных полевых измерителей напряженности поля типа ПИНП, разработанных на кафедре геофизики МГУ.

2.5. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА ПОСТОЯННЫМ И НИЗКОЧАСТОТНЫМ ТОКОМ

Модификации электроразведки на постоянном и низкочастотном токе, в особенности профилирования, применяют так же широко, как метод СС, но решают в основном задачи картирования. В этих модификациях используют различия в сопротивлениях пород и руд; поле возбуждают искусственно гальваническим путем.

Электропрофилирование

Известно несколько установок профилирования — среднего градиента (СГ), симметричного (СП), дипольного (ДП), комбинированного (КП), дифференциальные и другие установки, используемые большей частью при детальных исследованиях (Вешев, 1965).

Применение дифференциальных установок в горных районах обычно эффекта не дает ввиду чрезвычайной чувствительности этих установок к мелким неоднородностям в приэлектродной зоне. Изменение условий заземления зачастую заметно искажает также кривые ДП; кроме того, ограничивают область его применения малые значения измеряемых разностей потенциалов. Наиболее удобен метод среднего градиента, не требующий частой перестановки питающих электродов. На результатах метода СГ при прочих равных условиях меньше сказывается и влияние рельефа, так как создаваемое электрическое поле относительно однородно. Последнее преимущество характерно и для метода СП. Проведение СП на двух разностях позволяет отличить аномалии приповерхностного происхождения от аномалий, связанных с более глубоко залегающими объектами. По данным КП можно вычислить значения R_k для симметричной установки, ориентированной вкост проводника. Для этого арифметически или графически определяется полусумма значений R_k асимметричных встречных установок.

Таким образом, наиболее употребителен метод СГ, особенно удобный при картировании площадей и выделении высокоомных объектов (даек, кварцевых, баритовых жил), в сочетании с КП — основным средством выявления проводников (зон нарушений, сульфидных руд) и определения их падения по смещению «проводящего» перекрестия на различных разностях. Размеры планшета при съемке СГ следует выбирать максимальными, чтобы при одном и том же заземлении АВ отработать наибольшее число профилей.

Площадная съемка СГ требует связи результатов по соседним планшетам. Поэтому необходимо производить вычисление R_k по формулам для четырехэлектродной установки с произвольным расположением электродов. Такие вычисления, безусловно, громоздки, что влечет необходимость использования приближенной формулы, приведенной в инструкции по электроразведке 1961 г., а иногда отказ от применения метода среднего градиента. Однако подобные расчеты можно выполнять с помощью таблиц, составленных В. А. Комаровым (ВНТР). Удобнее на практике пользоваться специальными номограммами, палетками.

В методе КП важно выбрать заземление в «бесконечности». В безлюдной местности его следует отнести на максимальное расстояние, обеспечиваемое качеством и количеством провода в отряде. Количество пикетов в «бесконечности» также увеличивают, чтобы облегчить измерения по многим профилям КП, где будет перемещаться лишь один токовый электрод. Минимальное расстояние до «бесконечности» определяют по таблицам или палеткам, составленным А. С. Поляковым (1965). Им же на основании лабораторных исследований выведено выражение, позволяющее рассчитать оптимальную длину установки («Методы рудной геофизики», 1968).

Желательно, чтобы размеры установки не совпадали с размерами основных форм рельефа (для уменьшения его влияния). Оптимальную длину без ущерба для качества работ можно изменить на 15—20%. В благоприятных условиях, когда между планшетом работ и заземлением в «бесконечности» залегает высокоомный слой (крупная пемзонаменная дайка, оголенный гребень коренных пород), эту длину можно уменьшить вдвое. Подобные случаи нередки, так как в рельефе зачастую отражается простирание пород, а выносить «бесконечность» следует по направлению профиля, обычно вкрест формам рельефа. Если относить «бесконечность» вкрест профилям, то погрешность в определении r_k превышает допустимые 5% за счет того, что приемные электроды в одной части профиля окажутся между питающими, а в другой — за ними. Нужно помнить также о необходимости заземлять в «бесконечности» минус источника тока во избежание высыхания приэлектродной зоны и увеличения переходных сопротивлений.

При производстве работ на постоянном токе с потенциометром ЭП-1 и автокомпенсатором ЭСК-1 можно сократить их трудоемкость, если токовую цепь вымкнуть постоянно (и на время перехода) через подпункт стойки и ось катушки, и применить приставку, позволяющую осцилятору без помощи рабочего производить необходимые переключения на центре.

Значительно облегчилось производство электроразведочных работ также с внедрением легких и прочных проводов ГПСМНО. При хороших условиях заземления и высоких сопротивлениях изучаемой среды сила используемого тока невелика, что позволяет для установок профилирования, а также ВЭЗ на малых разносах (примерно до 1 км) использовать еще более легкий высокоомный провод типа ПВР. Однако наиболее существенно для работ в горных условиях внедрение комплектов аппаратуры с измерением электрического поля на высокой частоте, как показано ниже.

Зондирования

Несмотря на имеющиеся ограничения, метод ВЭЗ применим в горных рудных районах для решения разнообразных задач.

Параметрические ВЭЗ проводят для определения физических свойств пород. ВЭЗ с разносами АВ в десятки и сотни метров используют для оценки мощности напосов. ВЭЗ с большими разносами (до 10 км), на которых незначительно сказываются локальные неоднородности рельефа, включают в комплекс опорных пересечений для

качественной оценки природы магнитных и гравитационных аномалий.

При пересечении электроразведочной установкой крутых контактов сред, значительно отличающихся по сопротивлениям, получаемые материалы ВЭЗ могут быть эквивалентны результатам профилирования на нескольких больших разностях; в некоторых случаях, видимо, можно использовать палетки ВНИИ Геофизики для комбинаций разреза, включающих наклонные и крутопадающие пласты.

Влияние рельефа в первом приближении уменьшается расположением разностей по простиранию элементов рельефа, выбором горизонтальных площадок для заземлений, а также корректировкой коэффициентов установки путем определения горизонтального положения разностей от центра установки до питающих электродов. При произвольном расположении электродов коэффициенты установки определяют по номограмме Б. А. Гамана.

В ряде случаев методика зондирования и их истолкование упрощаются благодаря применению однопольных установок. Для исключения влияния рельефа Л. И. Олофинский (ЦИНГРИ) предлагает сочетать четырехэлектродные зондирования с двумя трехэлектродными на каждом пикете при фиксированном положении заземлений. Если величиной естественных полей можно пренебречь, целесообразно применять обратные установки, которые удобнее в связи с тем, что не нужно разносить токовые тяжелые линии. Немаловажное значение при этом имеют более безопасные условия полевых работ.

Для работ в горной местности широко применяют автокомпенсатор ЭСК-1. Однако при использовании длинных линий может сгореть его токовый выключатель из-за большой силы тока. Поэтому в АзГЭ А. Л. Шахназаров предложено проводить измерения разности потенциалов на автокомпенсаторе, а силы тока при его включении рубильником с помощью специального амперметра. Таким образом производят наблюдения методом ВЭЗ на разностях более 4—6 км; в качестве источника тока используют генераторную группу электроразведочной станции, например ЭРС-16,5, а если участок не подходит ни для каких видов автотранспорта, то батареи 29-ГРМЦ-13 или 69-ГРМЦ-6.

На участках работ, где имеются скважины, хорошие результаты можно получать от зондирования с погруженным электродом (Редозубов, 1966). По мере погружения питающего электрода в скважину в области повышенной плотности тока оказываются все более глубоко залегающие объекты. Поэтому интенсивность аномалий, регистрируемых с помощью приемной линии на дневной поверхности, соответственно растет. Чтобы учесть колебания в проводимости покровных отложений, удобнее оперировать с кривыми отношений ρ_k/ρ_0 , где ρ_k — кажущееся сопротивление при данной глубине заземления, ρ_0 — сопротивление при расположении питающего электрода возле устья скважины.

Метод заряда

Работы методом заряженного тела (заряда) проводят с целью детальных исследований перспективных участков, как правило, при наличии горных выработок и скважин. Однако, если необходимо изучить природу аномалии, выявленной другими геофизическими методами на новой площади, или оконтурить предполагаемый объект, допустимо заземляться в напосы и элипсатрах установленных аномалий. Для определения места разрыва в разрыв края геологического тела вводят токовые заземления противоположной полярности. Вводя приемную линию в интервале между электродами A и B , по максимуму потенциала можно определить разрыв сплошности проводящего объекта. Метод заряда используют и для оценки примерных запасов на разведываемых рудных полях. Если удельные сопротивления среды ρ и коэффициенты α , определяемые формой залежи (пластообразная, сферическая и т. п.), на разных месторождениях (например, 1 и 2) соответственно близки, то, применяя формулу для сопротивления заряженного тела

$$R = \rho \alpha / \sqrt{S}, \quad (2.2)$$

можно получить

$$S_2 = S_1 R_1 / R_2, \quad (2.3)$$

где величины сопротивления R_1 и поверхности проводящего объекта S_1 известны по эталонным наблюдениям на изучаемом месторождении 1.

В последние годы в горной рудной геофизике (Зуев, Степанов, 1960; «Временное руководство по методу электрической корреляции», 1964) успешно применяют простые, но эффективные модификации метода заряда, называемые МИТ (идентификация током) или МЭК (электрическая корреляция). При идентификации током в напосах устраивают заземление из 15—20 пикетов — электрод сравнения C . Питательные электроды A и B помещают в одно рудное тело. Измеряют ток в линиях AC и BC ; перемещением электрода B (обычно применяется слесарное зубило) добиваются равенства токов в этих линиях. Источником тока с постоянным напряжением могут служить одна-две батареи 29-ГРМЦ-13. Измеряют ток в линии AB . Затем электрод B переносят в точку на объекте, связь которого с известным рудным телом желательно установить. Если ток в последней линии того же порядка, что и в линии AB , то можно считать, что электрическая связь существует.

В методе электрической корреляции измеряют потенциал вдоль оси скважины при заземлении в рудное тело, вскрытое другой скважиной, при расстоянии между ними порядка 50 м, редко 100—200 м. Максимум на подсечении указывает на связь рудных тел. Для увязки скважины, пробуренных в разное время, желательно иметь опорные скважины с постоянным заземлением. Если перемещать точки заряда по поверхности и измерять потенциал в скважинах, можно выявить рудное тело в околоскважинном пространстве и дать его электрическую характеристику.

Измерения электрического поля на низкой частоте

Применение низкочастотной аппаратуры типа АНЧ, ИКС необходимо при работе в условиях сильных промышленных помех, вблизи действующих рудников и т. п. Наблюдения на постоянном токе в этих условиях обычно невозможны, и работы методами профилирования, зондирования с разностями до 1—2 км, заряды выполняют чаще всего с аппаратурой АНЧ-1, применение которой повышает не только качество измерений, но и производительность труда. Следует учитывать, что удельное сопротивление среды ρ_{ω} , вычисляемое аналогично методам постоянного тока, не всегда совпадает с эффективным сопротивлением $\rho_{\omega} = \rho_k$. Зависимости ρ_{ω} от частоты, сопротивления среды и размеров установки рассмотрены А. В. Вешевым (1965), которым составлены соответствующие номограммы. Качественная картина поля при использовании методов постоянного тока и низкой частоты, как показал опыт работ по картированию, меняется несущественно.

Связь между указанными видами сопротивлений для различных видов зондирований изучалась во ВНИИ Геофизике. В частности, по Е. А. Шемякину, для оценки максимальных разностей ВЭЗ с АНЧ-1 можно использовать выражение

$$\frac{AB}{2} \leq 25 \sqrt{\rho}, \quad (2,4)$$

где ρ — удельное сопротивление первого слоя разреза в ом·м.

Другими словами, при ВЭЗ с $AB/2$ до 500 м сопротивление рыхлых отложений должно превышать 400 ом·м. Однако, если подстилающие породы залегают на глубине не более 100 м и имеют высокое сопротивление, то максимальные разности зондирования могут быть увеличены против указанных в 5—6 раз (случай получения кривых ВЭЗ на постоянном токе с асимптотической правой ветвью).

При очень сложных условиях заземления переходное сопротивление линии M/N может колебаться от десятков килоом до нескольких мегом, что сказывается на результатах измерений, несмотря на высокоомный вход приборов типа АНЧ. В схеме АНЧ-1 не предусмотрена оценка переходного сопротивления. Его можно определить, измеряя разность потенциалов в одной и той же приемной линии дважды: при нормальном и уменьшенном входном сопротивлении милливольтметра. Для этого Б. Г. Сапожников (ВНГ) предлагает шунтировать входные клеммы прибора.

2.6. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА ПЕРЕМЕННЫМ ТОКОМ

На переменном токе проводят наблюдения электрических, а большей частью магнитных составляющих поля различной частоты — от сотен и тысяч герц в амплитудно-фазовых методах (незаземленной петли, бесконечно длинного кабеля, дипольного индукционного профилирования) до десятков килогерц и мегагерц в методе

радиоволнового просвечивания (РВП). Амплитудно-фазовыми методами и методом индукции изучают распределение поля в ближней и источнику зоне, а методом РВП — в дальней, или волновой зоне.

Искусственные электромагнитные поля возбуждают, как правило, переменными токами, протекающими по контурам, обтекаемым переменным током. Это позволяет проводить амплитудно-фазовые измерения с афиметрами (АФИ-2, АФИ-4) и микровольтметрами (МРВЭ-1) на участках с тяжелыми условиями заземления, каменными осыпями, высокоомными экранами и разрезами. Индуктивные методы по сравнению с модификациями постоянного тока характеризуются большей чувствительностью к разнице электрических параметров контактирующих сред. Их применение в комплексе с магниторазведкой для исследования магнитных руд может обеспечить разделение намагниченности на индуцированную и остаточную, а также определение электрических свойств.

Целевой особенностью электромагнитных методов в условиях горных рудных районов является возможность наблюдать процессы становления и поля при различных частотах, что позволяет получить дополнительную информацию о различных глубинах без перемещения установки.

Однако транспортировка генератора в горах не всегда возможна, поэтому индуктивные методы, из которых наиболее распространен метод незаземленной петли (ИП), используют в основном при детальных работах.

Метод незаземленной петли

В комплексе детальных исследований методом ИП с петлей размером стороны до 1—2 км можно решить важную задачу разделения аномалий проводимости по абсолютной величине. С помощью этого метода путем наблюдений на разных участках можно отделить хорошо проводящие рудные тела с удельным сопротивлением в доли ом-метра от минерализованных нарушений, графитизированных сланцев и подобных объектов с сопротивлением на один-два порядка больше.

Так, на медноколчеданских месторождениях вулканогенной полосы Северного Кавказа (Виноградов, 1964), представленных массивными рудами ($\rho = 0,03—0,02$ ом·м), с увеличением частоты амплитудная аномалия растет, а затем выходит на горизонтальную асимптоту. Фазовая аномалия в области низких частот растет; достигнув максимума, с дальнейшим увеличением частоты спадает до нуля. На месторождениях со сравнительно высокоомными рудами (5—8 ом·м и более) амплитудная и частотная характеристики монотонно возрастают с увеличением частоты.

В некоторых случаях с помощью метода ИП удается достигнуть довольно большой глубинности. П. А. Виноградов приводит пример выделения слепого рудного тела на глубине 70 м, которое не отмечалось методами ПС, РП и индукции (рис. 7).

Наряду с преимуществами метода следует упомянуть о его недостатках, определяемых в первую очередь сложностью раскладки петли, особенно в лесу, чувствительностью к поверхностным влияниям, к геометрии петли. Значительные трудности представляют учет характера вмещающих пород, покровных отложений, расчет нормального поля.

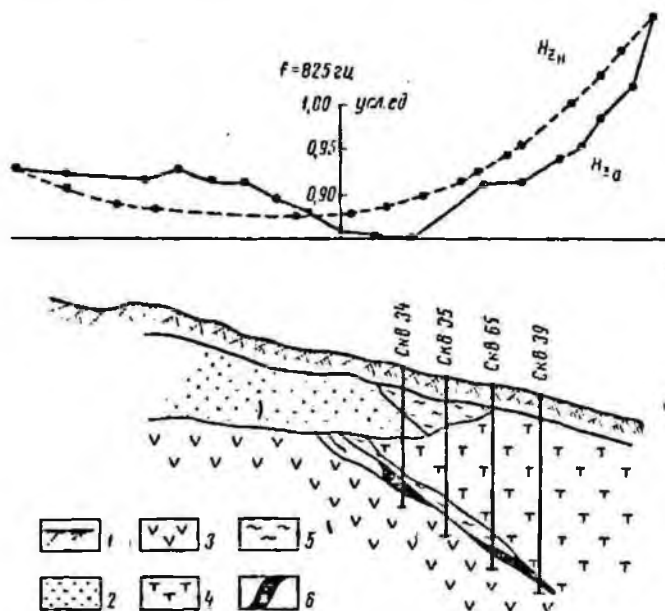


Рис. 7. Результаты применения метода пезаземлепной петли на одном из месторождений Северного Кавказа (по П. А. Виноградову).

1 — современные отложения; 2 — юрские отложения; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — туфы среднего состава; 5 — кремнистые сланцы; 6 — массивная медноколчеданная руда.

Для градуировки микровольтметров требуется выбор участка с ровной поверхностью, сложенной породами высокого сопротивления, без локальных включений повышенной проводимости. Более того, необходимо проложение прямолнейного кабеля протяженностью не менее 500 м. Чтобы избежать указанных трудностей, в Якутском геологическом управлении М. Н. Егоровым предложен простой и производительный способ градуировки с использованием поля соленида, возбуждаемого генератором ЗГ-10 или генераторной группой комплекса Алдан.

Дипольное индукционное профилирование

Исследования эллипса поляризации с аппаратурой ЭПП-1 позволяют, по данным Б. С. Светова («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968), снизить влияние проводящих наносов при использовании достаточно низких частот, достичь повышенной

глубинности с небольшими разностями дипольных установок. В условиях труднопроходимой местности аппаратура ЭПП-1 и более портативная ЭПП-1М не применялись; в то же время для геоэлектрического картирования с аппаратурой ЭПП разработаны некоторые приемы учета влияния рельефа. Наименьшее влияние рельеф оказывает на измерения установкой, в которой приемник перемещается вверх по склону.

Метод индукции

Метод индукции (Тархов, 1954), иногда называемый электромагнитным профилированием, относится к высокочастотным модификациям электроразведки. Несмотря на ряд ограничений, связанных с малой глубиной, большой чувствительностью к поверхностным неоднородностям, метод индукции с аппаратурой «Земля-2» благодаря достаточно высокой производительности и возможности выделения прожилково-вкрапленных руд используется при детальных работах по картированию вытянутых по простиранию проводящих объектов в высокоомной среде. При этом могут фиксироваться вертикальная и горизонтальная составляющие вектора H , но наиболее наглядные результаты дают измерения угла его наклона. Особенности горной местности и геологические задачи обуславливают обычно применение метода в модификации профилирования при расположении генератора и приемника на одной линии вкрест простирания изучаемых структур.

Для метода индукции разработаны приемы учета влияния рельефа, а также приемы выбора методики наблюдений, при которой топографический эффект минимален. Так, если расстояние между генератором и приемником (в м) больше $3,91\sqrt{\lambda_0\rho}$ (ρ — удельное сопротивление среды в ом·м, λ_0 — длина волны в км), влияние рельефа практически не сказается. Если же это расстояние меньше величин $1,31\sqrt{\lambda_0\rho}$, то поправка равна углу наклона местности.

Сопротивление в методе индукции можно определить, наклоняя генераторную рамку при измерениях и используя при вычислениях специальную палетку, предложенную для учета влияния рельефа.

Частотные зондирования

Частотные зондирования позволяют изучать неоднородный геоэлектрический разрез на глубинах в сотни метров в зависимости от длины волны при одном, достаточно большом разnose. Источником гальванически возбуждаемого поля служит диполь, питаемый генератором. Разрабатываются два варианта частотных зондирований — непрерывный (НЧЗ) и на дискретных частотах с измерением impedance возбужденного поля (ИЧЗ). Для ИЧЗ Мытищинский завод серийно выпускает аппаратуру НЧЗ-64. Станция весом около 50 кг размещается на автомашине УАЗ-450А и может использоваться в переносном варианте. Ее освоение производится в Читинском

ГУ. Очевидно, она найдет применение при исследованиях рекогносцировочного характера.

Методика ИЧЗ отрабатывается на Урале. Характерно, что наряду с колчеданными месторождениями здесь благоприятным объектом оказались магнетитовые тела. Они фиксируются как на высоких, так и низких частотах, отличаются от магнитных пород, проявляющихся на низких частотах, и от немагнитных проводников, для которых интенсивность аномалии парастает с относительно высоких частот («Методы рудной геофизики», 1968).

Метод заряда

Метод заряда на переменном токе находит все большее применение. Однако при наклонной поверхности наблюдений графики составляющих и углы наклона вектора магнитного поля искажаются вследствие производства измерений на разных высотах по отношению к разведываемому объекту. Поэтому предложен способ исключения влияния рельефа, применимый и в других методах (Егоров, 1965). Измеряются «наклонные составляющие» магнитного поля, расположенные в вертикальной плоскости перпендикулярно профилю H_z и параллельно ему H_x . Так как распределение поля вдоль профиля симметрично относительно проекции на него подземного проводника, графики приобретают форму, аналогичную кривым H_z и H_x на горизонтальной дневной поверхности. Нужно лишь учесть, что точка смены знака H_z и максимум H_x не находятся непосредственно над рудным телом, а сдвинуты вниз по рельефу.

Скважинная многочастотная индукционная электроразведка

Применение индукционного метода в одиночных скважинах расширяет поисковые и разведочные возможности электроразведки переменным током. Согласно данным Л. В. Лебединца («Методы рудной геофизики», 1968), проводящие сульфидные руды обнаруживаются в радиусе до 40—80 м от ствола буровой. Особенно ценна возможность выделения сплошных рудных тел среди вмещающего оруденения, среди углистых и графитизированных пород. Применение метода в горных условиях обеспечивается серийным выпуском аппаратуры АСМН (ВИТР), которая рассчитана не только на петлевой, но и дипольный источник поля. Диаметр скважинных снарядов в дипольном варианте составляет 56 мм; разрабатывается аппаратура для скважин алмазного бурения АСМН-40.

Радиоволновое просвечивание

Метод играет важную роль на стадии разведки рудных месторождений, а также при поисках пропущенных зон высокой проводимости в пространстве между скважинами и горными выработками. Однако хорошо известную модификацию двухскважинного просве-

живания с аппаратурой СРП-6 конструкции ВИТР не всегда удается использовать в условиях горных областей. Удаленность, разобщенность поисковых скважин, их труднодоступность, неустойчивость стенок — все это зачастую не позволяет подготовить одновременно две скважины для подземных геофизических работ. Поэтому чаще следует использовать односкважинную аппаратуру типа АРП-1 конструкции ЦНИГРИ: развешивать системы наблюдений скважина — выработка, скважина — поверхность, выработка — поверхность.

Метод переходных процессов

МПП основан на изучении неустановившегося электромагнитного поля в ближней к источнику зоне. Возможности применения этого метода выявления глубоко залегающих хороших проводников, свободного от влияния ложных аномалий, значительно расширились благодаря серийному выпуску облегченной аппаратуры МППО-1 с размерами незаземленной петли, используемой для возбуждения и регистрации поля, $200 \times 200 \text{ м}^2$.

Изучение поздних стадий переходного процесса существенно уменьшает влияние неоднородностей во вмещающих породах, что позволяет расширить классификационные возможности этого варианта индуктивных методов и его глубинность при поисках хорошо проводящих руд. Известны возможности разделения с помощью МПП графитизированных сланцев и сульфидных руд при небольшой глубине залегания, разбраковки апомалий, полученных другими методами. Поучительный пример можно привести из опыта АзГЭ. На одном из перспективных участков Малого Кавказа детальным профилированием ВП была выявлена зона высоких поляризуемостей, где величина кажущейся поляризуемости η_k достигала 20—30% и имелись благоприятные геологические предпосылки для выявления медно-серникоколчеданного оруденения. Опытные работы Московского геологоразведочного института на этом участке, произведенные с помощью МПП, не подтвердили наличия залежи массивных сульфидных руд. Тем не менее аномалии η_k проверялись несколькими скважинами, вскрывшими довольно незначительную вкрапленность пирита.

27. МЕТОД ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Метод ВП наряду с ПС и модификациями постоянного тока безусловно занял ведущее место в комплексе методов рудной геофизики. Это объясняется тем, что при отсутствии графитизации метод позволяет однозначно выявлять металлические проводники — пирит (и большинство других сульфидов), магнетит и некоторые другие минералы. Однако при наличии существенно галенит-сфалеритовых руд в карбонатных породах эффективность метода снижается; это объясняется широким развитием вторичного, плохо проводящего минерала свинца — церуссита, высоким сопротивлением сфалерита, небольшим содержанием или отсутствием пирита.

По мере повсеместного развития задач, с помощью ВП решают некоторые задачи геокартирования. К ним относятся картирование скрытых intrusion, которые иногда отличаются от вмещающих пород повышенными содержаниями сульфидов.

Методика, техника и основы интерпретации метода разработаны в ВИТР (В. А. Комаров, М. Н. Поффе и др.). Кажущаяся поляризуемость $\eta_{\text{ж}}$ увеличивается по мере увеличения суммарной поверхности электровнепроводящих включений в породе и достигает десятков процентов в рудных телах и притизированных участках. Над проводящими проводниками она не превышает 1—2%. Величина $\eta_{\text{ж}}$ определяется как отношение разности потенциалов в какой-то момент времени после выключения тока зарядки (обычно через 0,5 сек) к разности потенциалов при прохождении тока во время зарядки (обычно 3 мВ); в процессе измерений определяют также $\rho_{\text{ж}}$.

Применению метода в горных условиях способствует то обстоятельство, что при отсутствии поляризующихся объектов в геоэлектрическом разрезе ложные аномалии ВП за счет рельефа не фиксируются. Влияние рельефа не сказывается на величине $\eta_{\text{ж}}$ не только тогда, когда объектом поляризации являются лишь токовые электроды, но и в случае поляризации слоя пород у дневной поверхности; при этом поляризуемость строго пропорциональна плотности поляризующего тока («Методы рудной геофизики», 1968).

Установки ВП аналогичны установкам постоянного тока. Наиболее распространены методики среднего градиента, комбинированного профилирования, а также ВЭЗ (хотя В. А. Комаров рекомендует в качестве наиболее удобной установки трехэлектродную). Профилирование применяют в масштабах 1 : 10 000 и крупнее, зондирования — на самых разных стадиях геологоразведочного процесса. Тот факт, что даже слабая притизация (0,5—1%) обуславливает аномалии ВП, осложняет интерпретацию данных профилирования. Однако то же самое обстоятельство при исследованиях в более мелком масштабе и применении зондирований позволяет с успехом выделять мощные зоны притизированных и графитизированных пород, зачастую вмещающие промышленное оруденение. Такие зоны, скрытые на глубине, недоступной иным методам, коррелируются на значительные расстояния. При этом интервал между зондированиями можно брать достаточно большим, что повышает экономичность полевых работ. Опыт ЛаГЭ показывает, что зондирование ВП с АВ до 2—4 км и шагом 0,5—1 км в комплексе опорных пересечений позволяют уточнить природу аномалий другими методами и получить непосредственные сведения о наличии оруденения на глубине.

Основные модификации профилирования ВП — это СГ и КП. Метод среднего градиента более экономичен, не требует перемещения десятков металлических шпилек — электродов, но нуждается в мощных источниках тока. При исследованиях КП сила тока значительно меньше и может обеспечиваться батареями сухих элементов, что позволяет производить наблюдения в труднодоступной

магнетизма. В процессе детальных работ методом СГ измерения желательным будет всего профиля (Комаров и др., 1966). При этом не следует повышаться скорость съемки; получаются также дополнительные данные о положении источника аномалии ВП и его электрических свойствах.

Чаще всего в методе ВП используют надежную, отработанную аппаратуру ВПО-62, которая весит примерно 120 кг и может переноситься в разобранном виде вьюком. Однако на очень труднодоступных участках станцию ВПО-62 применять нельзя, особенно из-за неудобств с транспортировкой бензоэлектрического агрегата. Поэтому, очевидно, широкое применение найдет переносная станция ВПП-67. Измерения с аппаратурой ВПП-67, как и ВПО-62, могут производиться в режиме одиночных или разнополярных импульсов. В станция ВПП-67 общим весом 50 кг предусмотрены возможности беспроводной связи измерительного прибора с пультом управления бензоэлектромотором, возможности использования нескольких измерительных приборов при работах с одной генераторной установкой, замена последней батареями сухих элементов.

Если отказаться от использования разнополярных импульсов, что имеет смысл при работах, например, методом ВЭЗ, где время измерений составляет малую долю от времени съемки, размотки и устройства заземлений в питающей линии, то значительный выигрыш в производительности можно получить благодаря применению простой и надежной приставки к ЭСК, разработанной в АзГЭ В. В. Алексеевым и А. В. Новиковым. Она рассчитана на работу с батареями; все его комплект не превышает 25 кг. Собственно приставка весом около 3 кг состоит из следующих узлов (рис. 8):

а) компенсатор поляризации (КП); б) устройство для включения тока в линии АВ — Вк-1 и Вк-2; в) блок переключения каналов ВП — ПР — два реле РП-4; г) цепь задержки включения канала ВП после включения поляризующего тока; обмотки левого реле РП-4, конденсатор на 10 мкф, полупроводниковое сопротивление R_z , микроамперметр μA и две батареи ГБ-45.

При работе время задержки устанавливается 0,5 сек. Отсчет берется по максимальному отбросу стрелки ЭСК-1 вправо. Через 3—4 мин снимается отсчет δU (поправка в значение $\Delta U'_{\text{пр}}$), если стрелка не вернется к нулю. Точность работ с приставкой не ниже, чем с аппаратурой ВП-59 и ВПО-62.

Для удобства пользования приставкой на имеющихся автокомпенсаторах ЭСК-1 нужно выбрать прибор с хорошо затухающим гальванометром.

Применение описанных приставок, надежных в эксплуатации в связи с минимальным числом контактов и переключателей, позволило провести опорные пересечения, включаящую ВЭЗ ВП, в приподраздельной части Главного Каньонского хребта, ранее недоступной, и получить ценную геологическую информацию.

За рубежом, а в последние годы и в СССР проводятся исследования процессов вызванной поляризации с использованием переменных гармонических токов низкой частоты. Это позволяет упростить методику полевых работ. Так, в районе г. Тегюхе сотрудники ЦНИИРИ выполняли измерения на постоянном токе и на переменном токе низкой частоты с аппаратурой АПЧ-1; кажущуюся поляризуемость вычисляли по формуле

$$\eta_k = \frac{R_k - R_m}{R_k} \quad (2,5)$$

Сочетание подобных измерений, по мнению некоторых исследователей, позволяет отделять сплошные руды от вмещающих (Бреславцев, 1967). Однако, как отмечает В. А. Комаров (1967), «... изменения амплитуды и фазы напряжения на приемных электродах, обнаруживаемые в диапазоне звуковых частот тока, не имеют прямой связи с эффектами ВП, изучаемыми на постоянном токе и в диапазоне пьезоэлектрических частот».

В Институте геофизики Уральского филиала АН СССР Р. В. Улитыным разрабатывался метод, основанный на частотной зависимости сопротивления многофазных пород и вмещающих руд при звуковых частотах электромагнитного поля («Методы рудной геофизики»,

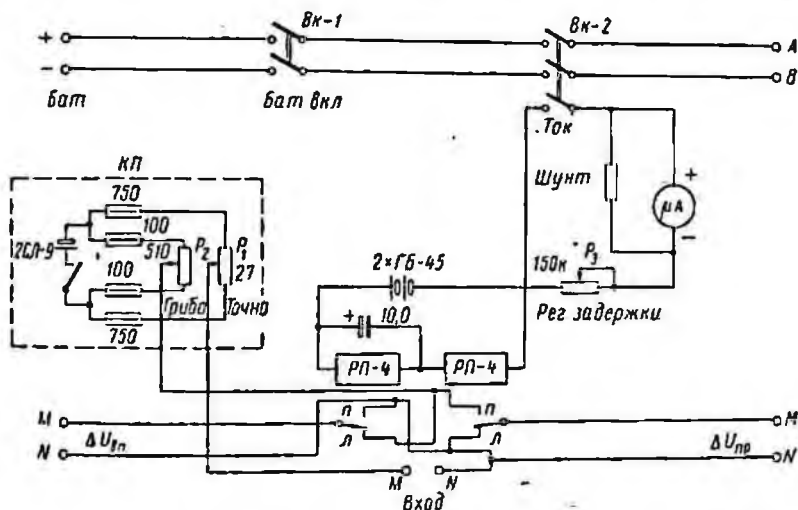


Рис. 8. Принципиальная схема приставки ВП к прибору ЭСК-1.

1968). Частотная дисперсия изучалась в Приморском крае на месторождениях маломощных касситерит-силикатно-сульфидных руд, цементированных кварцем. На участке среднегорного рельефа с мощностью напоров от 0,5 до 5 м, где магниторазведка, методы естественного поля и дипольного электропрофилирования не дали результатов, методом частотной дисперсии удалось выделить зоны богатой и бедной оловянной минерализации.

2.8. ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ МЕТОД РАЗВЕДКИ

Этот метод основан на измерении пьезоэлектрического эффекта, особенно ярко проявляющегося у кварцосодержащих пород. Помимо кварца, известны и другие пьезоэлектрики, например турмалин, нефелин, сфалерит. Пьезоэлектрический метод имеет высокие перспективы при детальных поисках и разведке кварцевых жил, пегматитов, решении задач геокартирования. Он заслуживает также

опробования при изучении полиметаллических руд в неблагоприятных для других методов условиях.

Метод разработан в наземном и подземном вариантах в ВИТРе и ИФЗ АН СССР (Нейштадт и др., 1964; «Методика, техника и результаты геофизической разведки», 1967). Упругие колебания возбуждаются взрывом или механическим ударом. Возникающие при этом в кварц-содержащих объектах (сланцы, редкометалльные, золоторудные месторождения) пьезоэлектрические импульсы, имеющие вид серпигугов гармонических колебаний, измеряются способом градиентов, усиливаются и регистрируются в диапазоне 200—300 гц с помощью специальной аппаратуры (8-СЭФ конструкции ВИТР, ПЭЭФ-2 конструкции ИФЗ). Аппаратура 8-СЭФ-2М общим весом 175 кг выпускается заводом «Нефтеприбор». Она устанавливается на шасси автомашин ГАЗ-69 или пикапа ГАЗ-47 и может быть использована при соответствующих условиях проходимости.

Успешно опробован метод при выделении слюдосных пегматитовых жил в Мамско-Чуйском районе, кварцевых жил с флюоритом, вольфрамитом и золотом в Восточном Забайкалье, зон окварцевания с кинওয়ারью в Южном Казахстане и Киргизии. Правда, имеются примеры и неудачного проведения наземных работ в Балеиском рудном узле, главным образом вследствие сильного затухания поля в породах.

Глубина метода при исследованиях с поверхности достигает 10 м, редко более, а при пьезоэлектрическом просвечивании межскважинного пространства дальность достигает 80—100 м.

2.9. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Развитие рудной сейсморазведки в горных районах сдерживали трудности, связанные со сложным характером волновых полей, а также проблемы транспортировки и возбуждения упругих колебаний в труднодоступных областях. Однако необходимость изучения больших глубин при региональных и рекогносцировочных исследованиях, изучение деталей строения скрытых на глубине рудоконтролирующих структур и металлоносных интрузий, стремление к высокой точности определения мощности рыхлого покрова потребовали развития специфических приемов сейсмических работ.

В горных рудных районах, в условиях сильно- и слабоградиентных резко неоднородных сред с крутыми углами падения геологических границ наблюдается обилие волн различных классов — рефракционных, дифрагированных, головных, отраженных. Наряду с изучением продольных волн важное значение имеет регистрация поперечных и обменных волн. Неоднородно-градиентный характер разреза, наиболее проявляющийся в верхней части, обуславливает преимущественное распространение волн типа рефракционных. На протяженных границах, соответствующих литолого-стратиграфическим контактам или изменениям физического состояния среды, возникают отраженные и преломленные волны. На участках разры-

вия, крутых литративных контактов выделяются дифрагированные волны. Таким образом, очевидны перспективы методик, ориентированных на использование широкого класса сейсмических волн.

Метод преломленных волн

Опыт работ по картированию верхней кромки коренных пород под покровом рыхлых образований показал, что преломляющая граница может располагаться ниже, соответствуя кровле неветрелых образований. С другой стороны, породы различного состава не всегда различаются по значенням граничных скоростей вследствие широкого диапазона их изменений. Особые трудности возникают при выделении крутопадающих границ. В настоящее время применение сейсморазведки методом преломленных волн ограничивается главным образом изучением мощности рыхлых отложений и картированием неглубоко залегающих коренных пород под папосами (для выделения тектонических нарушений, в первую очередь) с применением малоканальных установок.

Завод «Нефтеприбор» выпускает разработанную ВИТР сейсмическую аппаратуру АСМ-1, предназначенную для производства работ методом преломленных волн в расчете на глубины исследования до 50—100 м. Шестиканальная аппаратура АСМ-1 устанавливается на автомашине ГАЗ-69. В труднодоступных районах наблюдения проводят с аппаратурой магнитной записи, которая легко снимается с автомобиля и переносится к месту работ. Ее вес вместе с источниками питания и полевым оборудованием не более 60 кг. Высокая чувствительность аппаратуры АСМ-1 позволяет использовать маломощные источники возбуждения — удары кувалды или копра.

Казахским заводом геофизических приборов выпускается одноканальная сейсмическая установка ОСУ-1, разработанная МГУ и СКБ завода. С помощью осциллографа измеряются времена пробега первых вступлений или других отчетливых фаз сейсмических волн. Установку удобно использовать для сейсмокаротаж неглубоких скважин, определения мощности рыхлых отложений. Вес полного комплекта ОСУ-1 с аккумуляторным питанием (10НКН-22), кувалдой и катушкой около 36 кг.

Решение задач геокартирования может быть облегчено при совместной регистрации продольных и разнотипных обменных волн, которая дает материал для получения уверенных сведений о физических параметрах среды. Поперечные волны в рыхлых отложениях распространяются с более или менее постоянной скоростью, их амплитуда обычно больше, чем у продольных, в связи с чем точность выделения небольших сбросов, локальных форм повышается. Исследования по разработке взрывных способов возбуждения поперечных волн с использованием специальных «забоек» проводятся ИГГ СО АН СССР; там же создана аппаратура для накопления слабых сигналов при направленных ударных воздействиях.

Метод рефрагированных волн

Для годографов рефрагированных волн (РВ) характерно увеличение кажущихся скоростей с удалением от пункта взрыва (ПВ). Поэтому нагропьющие годографы РВ не параллельны между собой. Для установления природы рефрагированных волн в сильно градиентных средах необходимо, чтобы длина годографа составляла несколько километров. Другой особенностью рефрагированных волн является зависимость от x функции $x^2 A(x)$, где $A(x)$ — амплитуда волны, x — расстояние от ПВ по профилю. График этой функции с удалением от ПВ растет. Волны с такими характеристиками были использованы для разведочных целей при опытно-методических работах ЛГУ совместно с Узбекским геофизическим трестом в Алмалыкском рудном районе (Волин, 1962; «Методика, техника и результаты геофизической разведки», 1967).

Как видно из рис. 9, при помощи сейсморазведки МРВ можно достаточно успешно решить поставленную геологическую задачу картирования блоков гранодиорит-порфиров, с которыми связано оруденение в теле снопитовой интрузии.

В последние годы вопросы методики МРВ разрабатывались ВИРГ совместно с АзГЭ (Ю. Г. Щопин, А. Ш. Мамед-Заде и др.) на Малом Кавказе. Исследование градиентных сред предполагает получение прямых и встречных систем полного годографа рефрагированной волны. Длина годографа выбирается с учетом мощности зоны больших градиентов скорости, которая меняется в зависимости от структурно-литологических особенностей разреза от 100—200 м до 500—600 м. С учетом наибольшей величины коэффициента максимального проницания рефрагированного луча, равной $1/10$ — $1/7$, длина полного годографа устанавливается в 4—5 км. Длина взрывного интервала составляет 1—2 км, расстояние между сейсмоприемниками 25 м, при детализации 12,5 м.

Профилирование МРВ проводят в комплексе опорных пересечений протяженностью в несколько десятков километров, реже применяют на стадии детальных работ для изучения строения и состава интрузивных тел, картирования локальных структур. Маршруты разбивают на участки с минимальными изломами. Искривления учитывают введением поправок за отклонение линии сейсмоприемник — ПВ от общего направления профиля.

При прокладке профиля учитывают также наличие горных рек и других водоемов; взрывы в водоемах обеспечивают достаточно интенсивную запись в области первых вступлений РВ. Величина заряда, используемого для взрывов в горных речках, меняется от 0,5 до 150 кг при удалении ПВ на 4—5 км; при расстояниях в 15—20 км величины заряда достигают 500—600 кг. Наилучшие условия возбуждения наблюдаются в водоемах с мягким грунтом при глубинах более 1—2 м. Такую глубинность можно обеспечить повторными взрывами на одном месте.

Взрывные скважины используют лишь вблизи населенных пунктов и аналогичных объектов, так как бурение осложнено условиями проходимости транспорта. Кроме того, вблизи профиля зачастую отсутствуют наносы достаточной мощности (3—5 м). Основной

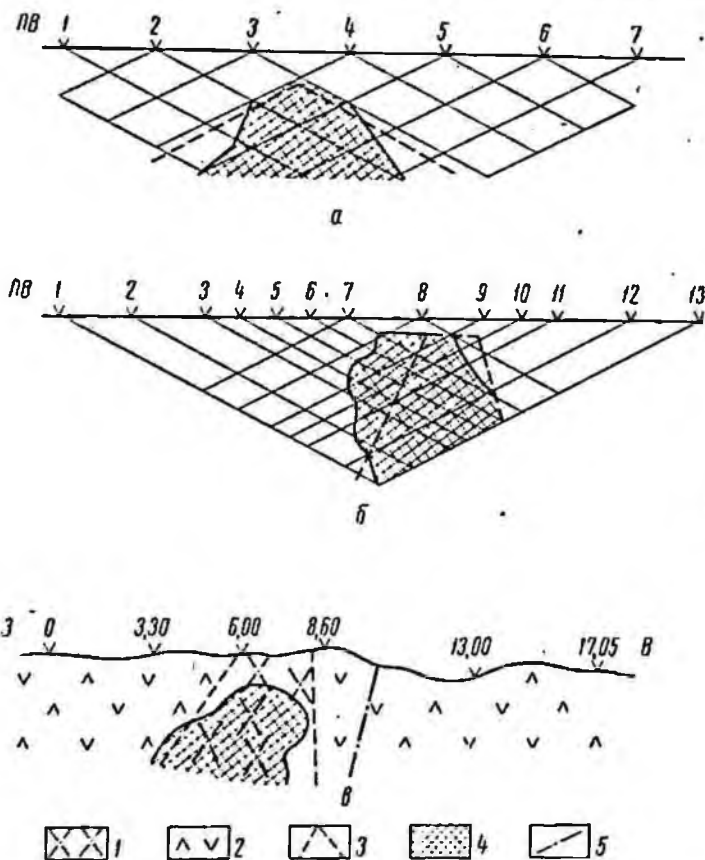


Рис. 9. Примеры сопоставления исходных моделей со скоростными разрезами (составили А. П. Волин, В. Я. Лапидус, И. Б. Уральцева).

а — теоретическая задача; б — моделирование; в — профиль на одном из местонахождений; 1 — гранодиорит-порфиры; 2 — сиениты; 3 — сиениты-диориты; 4 — границы известных объектов; 5 — аномальные скоростные области; 6 — тектонические нарушения.

аппаратурой служат станции СС-24П, устанавливаемые на автомашины ГАЗ-69; блоки станции при необходимости переносят в отдельности. Реже используют аппаратуру магнитной записи. Запись производят на низкочастотной фильтрации с полосой пропускания 20—40 гц. Сейсмоприемники (СП-16М, СПЭД-56) группируют по три-четыре для осреднения условий установки и повышения чувствительности сейсмического канала. При работах методом РВ регистрируются и другие типы волн. На границах интрузий основного состава,

зон контактового метаморфизма со вмещающими вулканогенно-осадочными породами возможны перепады скорости порядка 0,7—0,8 км/сек. На таких границах возникают отраженные, преломленные и дифрагированные волны¹, которые отмечаются в последующей записи. Отраженные волны выделяются по гиперболическому годографу, закономерному изменению кажущейся скорости с удалением от ИВ. Преломленные волны отмечаются по уязке на соответствующих взаимных временах по прямым и встречным годографам. Регистрируются также дифрагированные волны.

На пути широкого применения МРВ имеются трудности, связанные с интерференционным характером регистрируемых волн зачастую смешанного происхождения и отсутствием строгого аппарата интерпретации, а также необходимостью естественных водотоков для размещения ИВ. Тем не менее при маршрутных исследованиях вдоль дорог и троп по руслам горных рек в условиях сравнительно пологого залегания осадочно-вулканогенных пород, осложненных блоками метаморфических образований, интрузивными внедрениями и тектоническими нарушениями, описываемые геологические объекты картируются достаточно четко на глубины до 0,5—1 км. При деталь-ных работах меньшей глубины на ограниченных площадях с помощью МРВ удастся выделить локальные брахиструктуры, контролирующее оруденение.

Метод дифрагированных волн

Дифрагированные волны (ДВ) характеризуются короткими осями синфазности, гиперболической формой годографа и низкочастотной записью с величиной видимого периода на 0,05—0,08 сек большей, чем у рефрагированных волн. Сложная, многофазная запись ДВ повторяется на нагняющих годографах, с наибольшей выразительностью для мало удаленных (2—3 км) пунктов взрыва.

Дифрагированные волны используют в основном при прослеживании на глубину крутопадающих границ, в частности разрывных нарушений, интрузивных контактов. Шероховатые (незеркальные) границы, которые наблюдаются в описываемых случаях, характеризуются частыми изломами.

Возможности метода для картирования интрузивов известны по результатам работ, проведенных в сравнительно простых географических и геологических условиях, например Т. И. Облогиной в Северном Казахстане («Методика, техника и результаты геофизической разведки», 1967).

По точкам дифракции прослежены глубинные разломы на Кавказе при обработке профиля ГСЗ (Раджабов, Бабазаде, 1966). Как показали сейсмические крупномасштабные и детальные работы, небольшие нарушения также отмечаются МДВ (рис. 10). На приве-

¹ Здесь имеются в виду волны рефрагированно-отраженные, рефрагированно-дифрагированные и т. п.

депной иллюстрации отчетливо вырисовываются и контуры интрузива на глубине по данным МРВ и МОВ. Многие тектонические нарушения выделены при обработке географов дифрагированных волн в Карпатах.

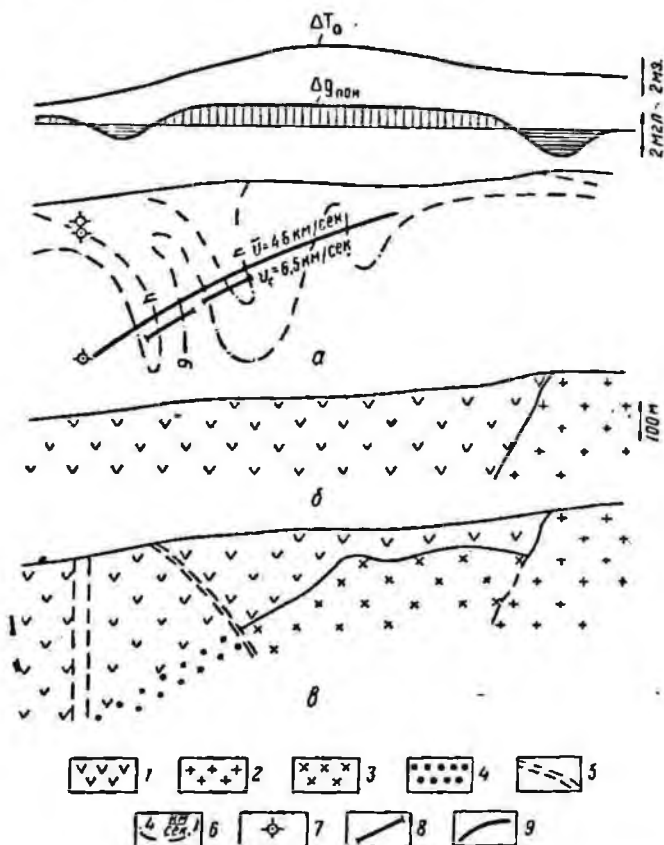


Рис. 10. Применение сейсморазведки в комплексе с другими геофизическими методами при изучении средних глубин (по материалам А. Ш. Мамед-Заде, Ю. Г. Шопина и др.).

а — графики аномалий аэромагнитной и гравиметрической съемки в сопоставлении со скоростным разрезом; б — геологический разрез; в — геолого-геофизический разрез; 1 — порфириды и туфы нижнего байбаса; интрузивные породы; 2 — среднего состава, 3 — основного состава; 4 — зона интенсивного контактового метаморфизма; 5 — тектонические нарушения; 6 — изолинии скоростей рефрагированных волн (в км/сек); 7 — точки дифракции; 8 — отражающие площадки; 9 — преломляющая граница.

Метод отраженных волн

Метод отраженных волн применяют для прослеживания границ, связанных с пологими контактами метаморфических толщ, магматических пород основного состава. Результаты МОВ могут быть использованы также для получения некоторых качественных

представлений о среде по неслучайно отражающих площадок (Шаблинский, 1963), намеченной формы записи (Бродовой, 1966). В последние годы Н. А. Караваном и другими («Методы рудной геофизики», 1968) показано наличие сложных отражающих границ, связанных с осложненными гофрировкой крутопадающими и криволинейными контактами и диффузивно-осадочных метаморфизмических комплексах. К категории средних отнесены отражающие поверхности зон тектонических нарушений. Довольно интенсивные отражения зарегистрированы от кровли гранитоидных массивов.

Если контакт интрузива со вмещающими породами тектонический, то в зоне нарушения, как правило, размещается множество беспорядочных коротких и крутопадающих площадок. Такие площадки выделяются с помощью метода РНН, и тем самым устанавливается положение контакта (Облогина, 1966).

Развитие МОВ в горных рудных районах связано, очевидно, с модификацией пространственных зондирований (МПЗ). Пространственные наблюдения позволяют оценить общие черты тектоники рудного района на глубинах в несколько километров, существенно дополняя данные описанных выше модификаций сейсморазведки. Характер работ МПЗ обычно рекогносцировочный; они сводятся как бы к «поискам» отражений, которые наиболее свойственны специализированному участку, фокусирующему энергию упругих колебаний. При более детальных площадных работах в условиях Рудного Алтая Н. А. Каравану и другим удалось изучить глубины в первые сотни метров благодаря применению остроуправленных интерференционных систем.

Методика массовых пространственных зондирований впервые разработана для условий Складчатых Карпат (Завьялов, Столярова, 1957; Самойлюк, 1965) Западно-Украинской геофизической разведочной экспедицией (г. Львов). Здесь, как и в сланцевой зоне южного склона Большого Кавказа (помимо сложности геологического строения), весьма затрудняют проведение сейсморазведки условия бурения. Независимо от глубины погружения заряда в скважину от 0 до 50 м почти повсеместно регистрируются звуковые волны. При удалении зондирования до 500 м от ПВ записи часто искажаются интенсивными поверхностными волнами.

Наблюдения проводят обычно на трех коротких профилях, расположенных в виде треугольника с длиной стороны 100—200 м, в виде веера или креста. Для таких небольших интервалов даже в горной местности можно выбрать сравнительно ровную площадку. При каждой установке сейсморегистров производят взрывы из трех и более пунктов, расположенных в разных азимутах от расстановки и на разных расстояниях — от 0 до 2 км. Каждый ПВ в свою очередь используется для наблюдений на разных расстановках. Пункты взрыва задают по возможности равномерно через 600—1000 м обычно в пониженных местах, вдоль ручьев. Средняя плотность наблюдений составляет два-три зондирования и в среднем два ПВ на 1 км². В труднодоступные пункты аппаратуру иногда доставляют верто-

летом, в ряде случаев применяют ручную транспортировку. Таким образом создается сложная система перекрестных зондирований, обеспечивающая построение карты векторов падения отражающих площадок, а затем серии вертикальных сейсмических разрезов.

Опыт работ МПЗ АзГЭ и ВИРГ в трудных условиях Малого Кавказа показал, что при производстве взрывов в горных речках допустимы удаления ПВ от 300—400 м до 3000—4000 м. При удалении, большем 3—4 км, резко возрастает расход ВВ; при удалении, меньшем 300—400 м, полезная запись забивается волнами-помехами. Регистрируются только регулярные помехи; их уровень мал при расстоянии 0,5—2 км от ПВ; при расстоянии свыше 2 км наблюдаются кратные волны, поэтому указанный интервал является оптимальным. Величина заряда в этом случае составляет 100—200 кг.

Взрывы накладными зарядами оказываются неэффективными. При самых различных условиях взрывов в скважинах отмечается высокий уровень помех. Кроме того, бурение взрывных скважин даже с помощью стапков на ледяных склонах возможно на небольшой части изучаемых площадей. Поэтому производится опробование различного вида ударных установок. Грузы весом до 1000 кг сбрасываются с копров, с реконструированной буровой установки, смонтированной на тракторе, или автокрана (Шопин, 1966). При этом рыхлый грунт уплотняется предварительными «холостыми» ударами. Характерно, что низкоскоростные помехи при ударе отсутствуют. Увеличение груза до 1000 кг, а высоты сбрасывания — до 7—8 м не увеличивает существенно уровня сигнала по сравнению с ударами в 75 кг, тогда как влияние регулярных помех, связанных с неоднородностью источника колебаний, повышается. При успешном ударе отражения регистрируются на тех же временах, порядка 0,3—0,4 сек, и, следовательно, характеризуют глубины в 400—600 м. Поэтому ударное возбуждение колебаний можно использовать лишь при детальных работах и сейсмокаротаже; его эффективность повышается при дальнейшей разработке в ВИРГ и ИГГ СО АН СССР способов генерации упругих волн типа «Вибросейс», устройств с заранее заданными в соответствии с геологической задачей параметрами возбуждающего импульса, выпуском серийной аппаратуры накопления сигналов.

При использовании водоемов удается получить на временах 1,5—2 сек хороший сейсмический материал; производство взрывов, группированных в десятки зарядов (10, 22, 44), естественно, влечет при этом большой расход ВВ (до 300 кг). При записи производится группирование сейсмоприемников, используется фильтрация с максимумом частотной характеристики в области 50—60 гц.

Таким образом, метод пространственных зондирований со всеми присущими ему ограничениями заслуживает применения в перспективных районах, обеспечивая глубинность до 2—3 км и позволяя наряду с МРВ с глубиной порядка 0,5 км решать основные вопросы глубинного геологического картирования.

Региональные сейсмические работы

Материалы региональных работ методом глубинных сейсмических зондирования в горных районах отображают сложность строения приповерхностной части разреза, которая соответствует высокоскоростной градиентной среде. При пересечении Урала профилем ГСЗ зарегистрированы слаборефрагированные (головные) волны, отраженные и обменные волны; установлено блоковое строение земной коры, пронизанной глубинными разломами. Последние выделены по точкам дифракции, аномальному затуханию волн и смещениям прослеживаемых границ («Методы рудной геофизики», 1968).

Непрерывный профиль ГСЗ в типичных горных областях получить не удастся. Так, профиль Волгоград — Пахичовань прерывается на Большом Кавказе и в центральной части Малого Кавказа. Невидимому, для региональных исследований целесообразно привлечение методики, использующей естественные сейсмические поля, регистрируемые станцией «Земля». Эта методика, во всяком случае, опробована как способ выделения долгоживущих разломов глубокого заложения, которые играют важную роль в рудообразовании, являясь каналами для движения магмы и рудоносных флюидов.

Целесообразно использовать в качестве источников возбуждения промышленные взрывы, как показал опыт работ на Урале. Перспективен любопытный способ с применением бомбометания, опробованный при региональных работах в Сибири (Потапов, Чичиниц, 1965). Согласно С. В. Потапову («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968), полевые работы методом ГСЗ с использованием авиабомб успешно проведены в районе Приморья вдоль автострды Спасск — Тетюхе. Качественные сейсмические записи получены от всех основных границ в земной коре до удалений свыше 250 км. Наиболее производительное сочетание бомбометания с регистрацией взрывов радиотелеуправляемой аппаратурой «Тайга», разработанной для труднодоступных районов СНИИГГНМС и СО АН СССР.

2.10. ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА

Исследования естественного теплового поля в горных рудных областях проводились в очень малых объемах. Между тем изучение геотермических градиентов, тепловых потоков проливает свет на глубинное строение рудоносных провинций, позволяет о контурировать области молодого вулканизма и отдельные вулканические очаги, оценить время становления интрузий, их состав на глубине, выявить зоны тектонических нарушений, особенно обводненные.

Возможны и прямые поиски сульфидных руд по экзотермической реакции окисления. Еще в 1935 г. П. Ф. Родионов и Н. И. Сафронов отмечали аномалию $+1,5^{\circ}\text{C}$ на Дегтярском колчеданном месторождении, причем аномалия смещена в сторону железной шляпы. Г. Гюйо (Guyod, 1946) указывает, что температура вблизи пиритовых руд увеличивается более чем на 10°F ($5,6^{\circ}\text{C}$).

Над крутопадающими крупными рудными телами температура возрастает также вследствие резко повышенной теплопроводности большинства рудных образований. Если аппроксимировать рудное тело залегающим на глубине 10 м эллиптическим цилиндром, большая ось которого соответствует размеру по падению правна 400 м, а малая — горизонтальной мощности и равна 10 м, то при отношении теплопроводностей рудного объекта и вмещающих пород 10 : 1 и геотермическом градиенте $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ аномалия составит $0,8^{\circ}\text{C}$. При прочих равных условиях дайка, теплопроводность которой в 5 раз больше теплопроводности вмещающих пород, а глубина залегания составляет 40 м, отметится аномалией в $0,3^{\circ}\text{C}$.

Проведенные в довоенные годы термометрические работы не получили должного развития в связи с тем, что измерения производились при невысоком уровне техники и в мелких скважинах (1,5—2 м), где искажения температур в силу различных поверхностных причин весьма велики. Широкое развитие методов подземной геофизики в последние годы в связи с проблемой глубинных геофизических поисков вновь пробудило интерес к геотермической разведке. Геотермические исследования на значительной глубине проводились МГРИ, АзГЭ. Работы, хотя и очень небольшие по объему, дают основание рассчитывать на возможности применения геотермического метода в рудной геофизике для решения различных задач. Например, в Дашкесанском железорудном районе Малого Кавказа удалось наметить связь геотермического поля с особенностями тектоники. В Белокапском рудном районе Большого Кавказа данные о геотермическом градиенте (около $1,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) позволили определить глубину изотермической поверхности Кюри, подтверждаемую расчетами положения нижней кромок парамагнитных масс.

Геотермические поиски урановых месторождений опробовались в СССР, США, Чехословакии. Термоаномалии, создаваемые радиоактивными рудами, малы по интенсивности, но крупные залежи при небольшой глубине залегания (до 10—20 м) могут быть выделены. Опытные наблюдения в Чехословакии с высокочувствительным прибором на глубине порядка 1,5 м показали, что при детальной термометрической съемке на участках развития сульфидных и урановых руд удается выделять рудные тела и проследивать тектонические нарушения (Б. Кримар и Д. Дедкова). Для измерений был использован транзисторный термометр с ценой делений $0,02^{\circ}\text{C}$.

Для терморазведки на коледапных месторождениях Урала использованы в качестве датчиков термосопротивления типа ММТ-4, а в качестве измерительного устройства — неравновесные мосты (Лахтинов, Тархов, 1967). Электротермические измерения контролировались наблюдениями с ртутными инерционными термометрами. По данным этих контрольных наблюдений и многочисленных повторных установлена точность определений температур в разведочных скважинах подземного бурения, которая составляет $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$. Такая точность является минимально необходимой, поскольку искажения нормального температурного поля за счет повышенной

тепловыносливости пород и руд не принимают обычно нескольких десятков десят тысяч. Прибор с точностью порядка $0,02^\circ \text{C}$ сконструирован и опробован на Украине (В. В. Гордиченко, Р. И. Кутас, Институт геофизики АН УССР).

Дальнейшее совершенствование термометрической аппаратуры, несомненно, будет способствовать более широкому и планомерному применению опыта метеорологических работ, которые должны полностью возместить затраты на термозащиту и привести к накоплению метеорологической базы.

Перспективы развития метода как в наземном, так и подземном вариантах, безусловно, привлекают внимание исследователей, особенно в связи с разработкой техники наблюдений в инфракрасном диапазоне излучения. Видимо, будут полезны многоразовные измерения достаточно часто в производственных условиях при последующем статистическом анализе результатов, определении градиентов температур, тепловых потоков.

2.11 РАДИОМЕТРИИ

Возможности поиска и разведки месторождений радиоактивных элементов по естественному излучению хорошо известны. Комплексы радиометрических методов поиска урана все шире сочетаются с такими геофизическими методами, как электроразведка, магниторазведка и др. Это же время при геологических картировании и поисках радиационных элементов радиометрическими методами, инфракрасными и другими хорошо обвешенных горных районов, могут быть решены многие задачи. К ним относятся характеристики состава породных образований, условий их выщелачивания, глубины эрозионного среза, радиотермические процессы, обогащения фосфором, ванадием или органическим веществом; выявление руд молибдена, вольфрама, меди, кобальта, олова, ниобия, тангала и других металлов, ассоциирующихся с радиоактивными элементами или приуроченных к общим проявлениям.

В отношении металлов массивных применяют радиальную гамма-съемку, наземную гамма-профилирование, при детальном работках — аэрадиационную съемку, и условия полной обвешенности — комбинированную гамма-и бета-съемку. Радиометрические методы занимают важное место и комплексное картирование, особенно в связи с возможностью расширения разведки осевых и обвешенных скважин.

Наземная гамма-поисковая аппаратура в геологических и инженерно-геологических исследованиях по геологии профитов; они могут также использоваться геологически съемку. Глубинность метода, обычно не превышающая 20—30 м, значительно увеличивается за счет радиационных процессов разветвления, окружающих комплексов пород с повышенным содержанием радиоактивных элементов.

В таких радиационных районах целесообразно применять аэрадиационную съемку с прибором ГПН. Особенно метод применяется в разведке, разведке.

Производительность амацационной съемки при решении задач геологического картирования можно значительно повысить, измеряя мгновенный ток ионизации вместо трехминутного. Опыт работ на Малом Кавказе показал, что общая конфигурация графиков концентрации амацации при этом не меняется. Основным критерием применимости амацационной съемки является наличие пегматитовых напосов мощностью от 1 м до 5—6 м. При большей мощности напосов глубинность метода обычно недостаточна. При меньшей мощности, как правило, отсутствуют условия для накопления фиксируемых концентраций амацации и отбора проб почвенного воздуха.

Амацационную съемку целесообразно сопровождать замерами гамма-активности пород и шпуров. Это позволяет оценить радиоактивность напосов, иногда коренных пород, и также классифицировать амацационные аномалии. Слабые аномалии порядка первых единиц или десятков амап могут быть связаны или с породами, содержащими несколько повышенные количества радиоактивных элементов, или с успешно амацирующими рыхлыми образованиями. Аномалии последнего типа обычно характеризуются смещенной природой радиоактивности и в отличие от первых не подтверждаются увеличением интенсивности гамма-излучения.

Минимальных затрат требуют гамма- и бета-измерения металлометрических проб. Наряду с аналогичными измерениями магнитной восприимчивости эти лабораторные работы позволяют уточнить геологическое строение исследованных площадей, наметить перспективные рудопосные участки, а также оценить величину смещения геохимических аномалий от их источников путем сравнения с результатами полевых съемок.

Возможности геохимических исследований расширяются также с развитием гамма-спектрометрических методов анализа. Так, в ВПР для раздельного определения радия, тория, калия в естественном залегании создан полевой переносный гамма-спектрометр, который весит 10 кг.

В условиях горных рудных районов возникают задачи поисков и разведки (в том числе опробования), связанные с внедрением ядерно-физических методов, в которых используются искусственные источники излучения. Наиболее перспективны нейтронные методы, глубинность которых сравнительно велика (первые десятки сантиметров). Заслуживают внимания нейтронные способы определения ртути в естественном залегании, описанные Э. В. Егоровым (1965). Развитие этих способов расширяет комплекс поисков малых концентраций киноварит, не выделяемых никакими пными геофизическими методами.

Также актуальна разработка методики и техники измерений гамма-излучения неупругого рассеивания дейтронов для определения повышенных содержаний углерода на обнажениях, в горных выработках и скважинах с целью создания метода, позволяющего различать электрические аномалии, обусловленные графитизированными породами и рудными телами. Этот метод может оказаться пригодным лишь в условиях развития некарбонатных сред; поэтому целесообразно опробование для указанной цели способа наведенной радиоактивности кислорода.

Гамма-нейтронным методом производят поиски бериллиевых руд по их средам рассеивания, изучают содержание бериллия в стенках

горных выработок, скважин и проб. Для определения содержания фтора в разрезах скважин применяют спектрометрический вариант активационного метода с использованием быстрых нейтронов полониево-бериллиевого источника.

На основе эффекта Мессбауэра разрабатывается метод определения олова в касситерите по стенкам горных выработок; в связи с малой глубиной метода (2—3 м) его основные перспективы связаны с анализом проб.

Глазок к ядерным рентгено-радиометрический метод, с помощью которого производится опробование горных выработок, скважин, анализ проб на свинец, вольфрам, олово и другие металлы («Методы рудной геофизики», 1968).

Дальнейшее развитие методики и техники ядернофизических наблюдений откроет, очевидно, привлекательную перспективу геохимических съемок в движении, дополняющих комплекс геофизических исследований рудных районов методами прямой индикации различных металлов. Первые рекомендации в этом направлении предложены Е. М. Филипповым (1965).

2.12. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В КОМПЛЕКСЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Металлометрия по вторичным ореолам рассеивания, как правило, сопровождается геофизическими съемками масштабов от 1:50 000 до 1:500 000, позволяя оценивать перспективность геофизических аномалий путем непосредственного выявления рудных элементов. Увязка результатов геофизических и геохимических работ упрощается благодаря проведению съемок по одной и той же сети; при этом уменьшается и общая стоимость исследований. Пробы обычно берут с помощью сверловой лопатки из поверхностного слоя под корневой системой трав на глубине (порядка 20 см), которая устанавливается после опытных работ путем геохимического «зондирования», т. е. отбора проб с различных глубин. При попадании пункта сети на коренные породы точка отбора смещается. Если площадь обнаженного участка велика и отобрать пробу из рыхлых отложений не удается, в журнале отмечают наличие проб на первичных ореолах. Таких проб обычно немного, а определенные искажения, вносимые в распределение геохимического поля изменением поверхностных условий, ликвидируются благодаря достаточно густой сети наблюдений и большим размерам ореолов, превышающим размеры поисковых объектов. Спектральный анализ проб производят в лабораторных условиях, реже на базе полевой партии (полуколичественный). Обычно анализируют халькофильную группу элементов и отдельно ртуть.

Съемки по вторичным ореолам рассеивания занимают основное место среди геохимических методов как в СССР, так и за рубежом. С их помощью открыты многочисленные месторождения цветных и редких металлов. Однако этот вид исследований еще недостаточно используется для решения таких задач геологического картирова-

пия, как оконтуривание металлоносных интрузивов, прослеживание зон нарушений, где возможности метода достаточно велики.

Его эффективность значительно увеличится при повсеместном внедрении методик количественного спектрального анализа, позволяющего использовать современные приемы обработки.

В более мелких масштабах применяют съемку по потокам рассеивания. За счет уменьшения шага отбора проб из плистой фракции допых осадков удается добиться полноценного выяснения перспектив района даже при расстояниях между маршрутами 1—2 км, как показали исследования южного склона Большого Кавказа (Мустафабеи и др., 1964). Эффективность съемки по потокам рассеивания подтверждается и результатами исследований Г. И. Семенова в Северном Тянь-Шане на месторождениях меди, свинца, цинка, никеля, молибдена, серебра, вольфрама, олова.

При изучении допых осадков обычно проводят попутное опробование водопунктов. В связи с трудностью транспортировки проб и стремлением получить результаты измерений на месте полевых работ целесообразно гидрохимическое опробование комплексировать с резистивметрией (Тархов, Ванцян, 1955; Рожкова и др., 1967), позволяющей экспрессно оценить минерализацию природных вод.

Вопрос об использовании удельных электрических сопротивлений при определении минерализации вод подробно рассматривался Н. И. Воробьевым (1963). Исследования А. С. Семелова (1965) на Тянь-Шане, в Восточном Забайкалье и других районах показали, что это определение неоднозначно, но подчиняется определенной закономерности. При построении зависимости удельных сопротивлений от минерализации большинство точек укладывается в полосу, расположенную между теоретическими кривыми для Na_2SO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Если построить для района эталонную кривую подобной зависимости, то точность определения минерализации значительно возрастет. Однако и приближенные оценки сопротивлений имеют значение при массовых исследованиях естественных источников на больших и труднодоступных территориях, особенно с параллельным измерением pH .

Высокая и повышенная минерализация вод — часто благоприятный признак наличия месторождений тяжелых металлов. Воды глубинной циркуляции отличаются по минерализации от поверхностных (обычно первые более минерализованы), что позволяет проследживать крупные тектонические нарушения с помощью резистивметрии (гидроэлектрометрии). Для измерений используют поверхностные резистивметры А. С. Полякова, а также другие конструкции. Так, в ЛГУ Д. Р. Бархатовым при участии А. С. Семелова сконструирован полевой транзисторный измеритель сопротивлений (ТИС).

Существенно увеличивается глубинность геохимических поисков при спектрометрии керн скважин и образцов из подземных горных выработок. Получение трехмерной картины распределения гипогейного ореола позволяет правильно направить последующие геологоразведочные работы.

ГЛАВА 3

ВОПРОСЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

3.1. УЧЕТ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА В МАГНИТОРАЗВЕДКЕ

Общие положения

Влияние рельефа в магниторазведке проявляется различным образом. Если намагниченное тело расположено в немagnetной среде, зафиксированная на неровной поверхности наблюдений аномалия значительно отличается от аномалии, наблюдаемой на горизонтальной плоскости (см. рис. 1, б). Эти искажения необходимо учитывать, например, при выявлении магнитных руд в осадочных породах путем анализа карт изодинам наземных съемок или воздушных съемок способами скатывания и по горизонталям.

Если намагниченные породы залегают неглубоко по сравнению с уровнем наблюдений или выходят на дневную поверхность, то магнитное поле, зафиксированное даже на горизонтальной плоскости при аэромагнитной съемке на одной высоте, искажено в условиях пересеченного рельефа за счет изменения расстояния от намагниченных масс до уровня измерений. Наибольшие осложнения возникают при неровной поверхности наблюдений на площади, рельеф которой образуют намагниченные породы, вмещающие искомый объект.

Вопросы учета влияния рельефа в магниторазведке рассматривали И. И. Боровко в ВПРГ, А. А. Логачев в ЛГИ, Б. Д. Миков в СО АН СССР, Г. Г. Ремпель в СНИИГГМС и некоторые другие исследователи.

Общие принципы учета неровностей рельефа продемонстрированы И. И. Боровко на годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ в 1960 г. на примере исследования поля над каньонообразной впадиной. При этом процесс исключения влияния рельефа из графиков горизонтальной линии по заданным значениям Z (приведение к одному

уровню) и исключение эффекта, вызванного недостатком магнитных масс («заполнение впадины магнитным материалом»). Для вычисления поля на одном уровне Н. П. Боровко рекомендует несложные пограммы; операция «заполнения» заключается в добавлении к приведенным значениям Z поля от призмы, сечение которой совпадает с сечением впадины. За намагниченность призм принимается средняя намагниченность пород, образующих рельеф дневной поверхности. Искажающее влияние рельефа исключалось указанным способом на теоретических моделях почти полностью (на 80—90%).

Учет влияния рельефа является сложной и трудоемкой операцией, и предложенные приемы в основном касаются отдельных частных случаев, которые рассматриваются ниже.

Наклонное намагниченное полупространство и уступ; корреляционный способ учета

Для наклонного полупространства (Миков, 1963) поправка за влияние «магнитного» рельефа местности постоянна в каждой точке наблюдения и может быть вычислена по формуле

$$\Delta Z_p = 2\pi I \cos \gamma \cos (\gamma - i), \quad (3,1)$$

где I — интенсивность намагничивания пород рельефа; γ — угол наклона плоскости наблюдения к горизонту; i — угол между вектором интенсивности намагничивания и горизонталью.

Для приближенного решения задачи можно использовать простой способ (Хесин, 1965), сущность которого такова. Некоторые исследователи, в том числе Ц. Г. Акопян, Ю. С. Глебовский, Г. П. Круглякова, Б. Д. Миков, обращали внимание на то обстоятельство, что в условиях однородной магнитной среды наблюдается четкая корреляция между высотой точки наблюдения H и магнитным полем. Из опыта полевых работ, проведенных автором в условиях магнитной среды на Малом Кавказе, устанавливалась примерно линейная зависимость Z от H , причем максимумы поля соответствовали выступам «магнитного» рельефа, минимумы — депрессиям в рельефе.

Для анализа пределов допущения о линейной зависимости рассмотрен случай наклонного уступа — типичного элемента горной местности (рис. 11). При этом для часто наблюдаемых условий удалось установить приближенно прямолинейную зависимость вычисленного над уступом поля Z от высоты расположения прибора над нижней гранью уступа H , во всяком случае в средней части склона. Следовательно, можно вычислить способом наименьших квадратов или определить графически поправку за рельеф

$$\Delta Z_p = a + bH. \quad (3,2)$$

При использовании описанного метода введения поправок для случая съемки в типичной горной местности необходимо избегать проведения профилей через участки заметных изломов в рельефе,

Критерием применимости метода при известной величине I может служить близость величины поправки, снятой с графика, к величине поправки, определенной по кривым рис. 12. Для Дашкесанского района намагниченность вулканогенных пород составляет примерно 0,002 СГС. Тогда поправка за рельеф для $\gamma = 45^\circ$ (см. рис. 12) составит примерно 15 м. Такой же порядок имеет максимальная поправка согласно рис. 13.

В другом случае, если слабомагнитная верхняя часть среды, достаточно протяженная по глубине, подстилается породами

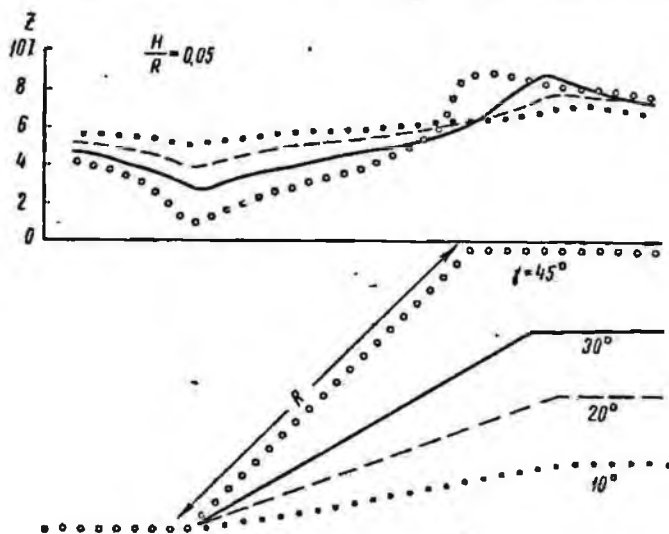


Рис. 12. Графики вычисленных значений вертикальной составляющей Z (в единицах намагниченности I) над наклонным уступом при различных углах наклона γ линии наблюдения (отношение высоты этой линии над уступом H к протяженности уступа $R = 0,05$).

повышенной магнитности в виде слоя, который на данной глубине можно аппроксимировать плоскопараллельным, то рассмотренная выше «избыточная» намагниченность I (намагниченность взятой для расчета однородной среды) будет отрицательна, и с повышением рельефа значения поля будут уменьшаться.

Косвенным подтверждением этого положения является характер зависимости значений ΔT , полученных при аэромагнитной съемке на южном склоне Большого Кавказа, от перепада высот между самолетом и поверхностью земли, который обусловлен рельефом местности. Для площади выявленной здесь слабой магнитной аномалии в области развития юрских сланцев низкой намагниченности оказалось, что вершины и хребты отмечаются относительными понижениями, а прямая, аппроксимирующая зависимость поля от высоты местности, наклонена в другую сторону, что прямая на рис. 13, а. Следовательно, магнитная аномалия связана с глубинными породами.

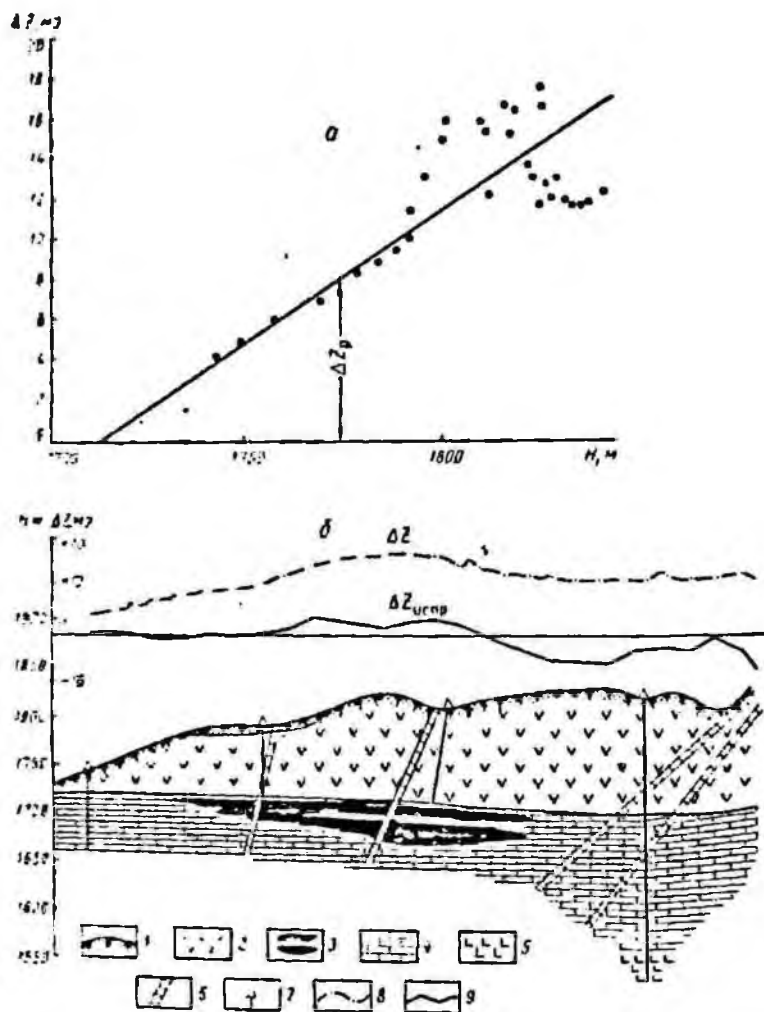


Рис. 13. Учет влияния рельефа при магнитной съемке (Ижмо-Дашкесайское месторождение)

а — графики зависимости ΔZ от высоты местности; б — приближенный и исправленный крайние ΔZ ; 1 — порфировый сл. и алякшадский, 2 — туфы, туфобриллики, 3 — сканово-ручные образования (богатые магнетитовые руды сосредоточены в нижней линзе); 4 — мраморизованные известняки, 5 — диабазы, диабазовые порфириты; 6 — порфириты; 7 — скважины; 8 — разрывы наблюдаемых излучений, 9 — график ΔZ с учетом поправки за рельеф.

Таким образом, анализ корреляционной связи между магнитным полем и высотой местности позволяет качественно охарактеризовать природу аномального поля, его связь с рельефом дневной поверхности, более наглядно выделить локальные намагнитченные объекты на фоне аномалий от пород, составляющих неровности рельефа.

Учет влияния рельефа при горизонтальной линии полета

Для количественного учета влияния рельефа намагнитченных пород при горизонтальной линии полетов и небольших по сравнению с высотой съемки колебаниях глубины нижней кромки магнитных

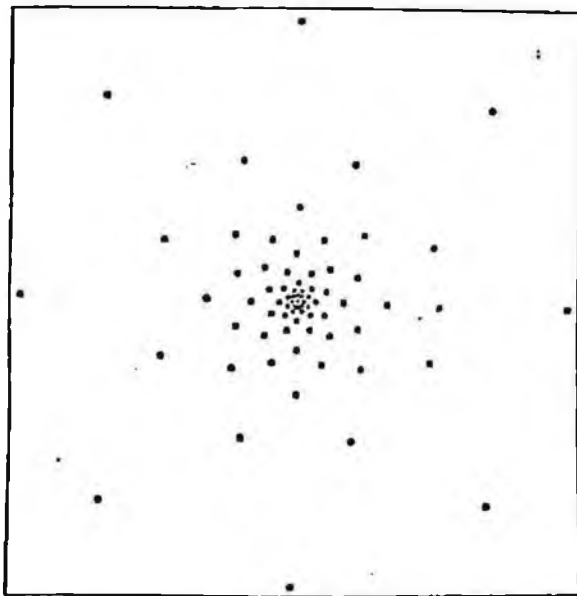


Рис. 14. Палетка Г. Г. Ремпеля для определения поправок за рельеф намагнитченных пород.

масс Г. Г. Ремпель (1964) предложил методику, аналогичную методике учета влияния рельефа в гравразведке.

Поверхность намагнитченных пород, составляющих рельеф, разбивают на элементарные площадки, имеющие форму секторов круговых колец. В пределах каждой площадки поверхность считается горизонтальной. Радиусы колец в масштабе топографической карты 1, 2, 4, 6, 10, 15, 20, 30, 50 и 100 м (от 100 до 10 000 м, по Г. Г. Ремпелю). Кольца зоны делят на восемь секторов, высоты отсчитывают в центрах кольцевых секторов, показанных на рис. 14 точками. Влияние каждого из n секторов при постоянном значении намагнитченности

учитывают по таблице, рассчитанной для $I = 5 \cdot 10^{-3}$ СГС по известной формуле

$$Z = \frac{2\pi f}{n} \left(\frac{\Delta H}{\sqrt{\Delta H^2 + R_1^2}} - \frac{\Delta H}{\sqrt{\Delta H^2 + R_2^2}} \right), \quad (3,3)$$

где ΔH — разность высот точки наблюдения и секторов; R_1 и R_2 — соответственно внутренний и внешний радиусы зоны.

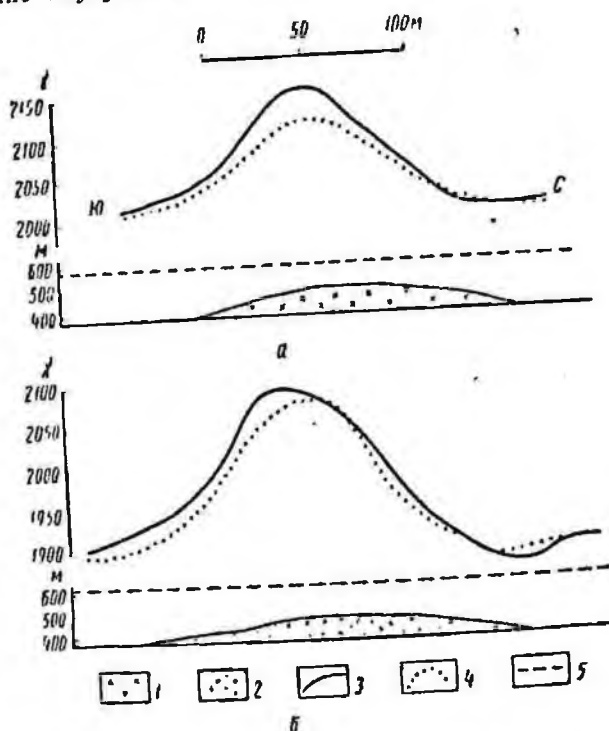


Рис. 15. «Топографическая» магнитная аномалия в штате Миссури (по Дж. У. Аллингему).

а — над горой Бан; б — над горой Вулф; 1 — граниты, $\chi_{\text{ср}} = 1700 \cdot 10^{-6}$ СГС; 2 — рнелиты, лациты и трихиты, $\chi_{\text{ср}} = 3300 \cdot 10^{-6}$ СГС; 3 — измеренное поле по аэромагнитному профилю (наклонение северное 70° , $T_0 = 68$ 600 γ); 4 — поле, вычисленное теоретически для условий трехмерной задачи; 5 — линии полета.

Палетку накладывают на топокарту так, чтобы ее центр совпал с проекцией точки наблюдений. Для первой зоны записывают высоту точки в центре палетки, для остальных выписывают разности высот по восьми точкам со своим знаком, а затем по таблице определяют значения поля, создаваемого каждым сектором палетки, с тем же знаком, что у разности высот между точкой наблюдения и центром сектора. Таким образом, вычисляется влияние поверхности рельефа магнитных образований в радиусе 10 км. Если радиусы зон на местности при съемке иного масштаба изменяются, во столько же раз меняется величина ΔH . При намагниченности пород, отличной от

$5 \cdot 10^{-3}$ СГС, конечный результат вычислений умножают на отношение истинной намагниченности к расчетной. В случае необходимости учета влияния удаленной на расстояние свыше 10 км контактной поверхности и ближе кромки магнитных масс можно использовать вспомогательные таблицы (Ремпель, 1964).

Для двухмерного случая решение описанной задачи упрощается. Так, А. Л. Пискаревым (1965) были использованы точные данные о рельефе местности и высоте линии полета по маршрутам съемки. Теоретические аномалии от топографических масс с намагниченностью $1 \cdot 10^{-3}$ СГС для заданной линии наблюдений были рассчитаны с помощью точечной палетки Д. С. Микова (1962). Путем деления разности амплитуд в соседних экстремумах по аэромагнитограммам на разность вычисленных значений определялась истинная намагниченность пород. Поскольку величины намагниченности имели разброс за счет влияния и других факторов, кроме рельефа, они осреднялись для отдельных площадей, в пределах которых эти величины близки. Найденные средние значения намагниченности умножались на величину поправки за рельеф, вычисленную для единичной намагниченности. Полученная поправка за рельеф вычиталась из наблюдаемых значений поля.

Описываемая поправка при обработке и интерпретации результатов магнитных съемок имеет важное значение. Исправленный график ΔT у А. Л. Пискарева выглядит значительно плавнее и закономернее, чем график поля до введения поправки.

Можно привести пример из практики аэромагнитной съемки в США («Аэромагнитные методы в геофизике», 1966), когда локальные аномалии полной напряженности почти целиком определяются рельефом обнаженных докембрийских графитов и вулканогенных пород. На рис. 15 сравнивается наблюдаемая аномалия с теоретически рассчитанной аномалией от «магнитного» рельефа; совпадение теоретического и наблюдаемого полей могло быть еще полнее, если учесть, что при расчетах использована величина намагниченности по результатам измерений образцов, которая зачастую бывает занижена.

Учет влияния рельефа, образуемого немагнитными вмещающими породами

Для наклонной линии наблюдения и немагнитных вмещающих пород методика учета влияния рельефа наиболее разработана благодаря исследованиям Б. Д. Микова (1963), а также А. А. - Логачева.

Прием, предложенный А. А. Логачевым, описан в его известном учебнике (1968) и сводится к следующему. Вычисляется поле на заданной горизонтальной поверхности по его значениям на сложной поверхности наблюдений способом, аналогичным пересчету на высоту. Так, для двухмерной задачи разрез разбивается на вертикальные,

намагниченные по падению пласты малой мощности с поверхностной плотностью магнетизма

$$I = \frac{Z}{2\pi \cos \gamma}, \quad (3,4)$$

где Z — значение вертикальной составляющей поля над элементом рельефа; γ — угол наклона верхней грани этого элемента.

В какой-то точке M поле dZ элемента разреза определяется из формулы

$$\vartheta Z = \frac{Z}{\pi} \left(\theta \cos \gamma + \ln \frac{r_2}{r_1} \sin \gamma \right), \quad (3,5)$$

где θ — телесный угол, под которым видны края верхней кромки пласта из точки M ; r_1 и r_2 — расстояния до них.

Для вычисления поля в точке M взамен интегрирования производят почленное суммирование с помощью палеток.

Основываясь на предложениях А. К. Маловичко, Б. Д. Миков и О. А. Соловьев (1963) опробовали на моделях способ пересчета поля со сложного рельефа местности на горизонтальную плоскость с предварительным подбором промежуточных «фиктивных» масс, действием которых аппроксимируется наблюдаемое поле. Подбрав фиктивные тела, их поле можно пересчитать на внешнюю полость. В двухмерном случае и для подбора этих тел, и для пересчета удобно применять палетку Д. С. Микова. С помощью этой же палетки можно рассчитать величины горизонтальной составляющей как по профилю рельефа, так и на выбранной горизонтальной плоскости, получив необходимый материал для интерпретации. Весьма ценно, что для расчетов не требуется выхода кривой Z в нормальное поле; достаточно использовать центральную часть аномалии.

Следуя по описанному пути и рассчитывая на уровне наиболее низких отметок профиля такие фиктивные значения поля, которые при пересчете на реальную поверхность земли совпали бы с наблюдаемыми, В. И. Аронов, В. М. Гордиш (1966) предложили методику пересчета и палетки для вычисления коэффициентов. В двухмерном варианте расчеты могут осуществляться с помощью арифмометра. При решении трехмерной задачи трудоемкость вычислений, существо которых изложено при описании редукций гравиметрических наблюдений (раздел 3.2), значительно возрастает.

Поэтому в условиях немагнитной вмещающей среды следует стремиться к использованию приемов интерпретации, не требующих предварительного учета криволинейности поверхности наблюдений.

Соответствующие способы (пересечения векторов T , подбора, с использованием преобразований Фурье и др.) специально рассматриваются в разделе 3.5. Следует здесь заметить, что для применения большинства из них желательно иметь наблюдаемую кривую горизонтальной составляющей H . Это обстоятельство лишней раз свидетельствует о целесообразности проведения комплексных наземных Z - и H -съемок или хотя бы отдельных расчетных профилей.

Оценка смещения магнитных аномалий

Важной стороной учета негоризонтальности линии наблюдения является точное определение проекции верхней кромки рудного тела на днеловую поверхность, необходимое для исключения ошибок при проверке бурением. Чаще всего крупные месторождения железа, пирротитсодержащих сульфидов и других полезных ископаемых высокой намагниченности имеют пластообразную форму. Для вертикально намагниченного, бесконечного по простиранию и на глубину

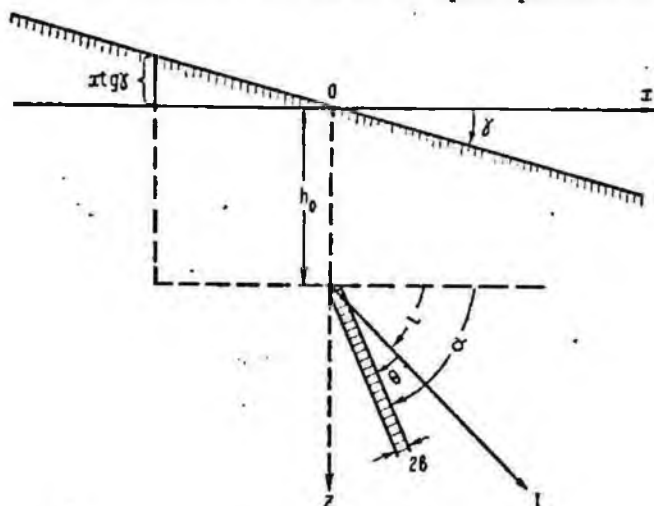


Рис. 16. Схема наклонного пласта.

только пласта Б. Д. Миков (1960) отмечает смещение $Z_{\max}$ вниз по рельефу от проекции верхней кромки пласта. В. В. Алексеев и Б. Э. Хесин (1968) рассмотрели более общий случай косо намагниченного наклонного пласта при наклонной линии наблюдения. При этом учитывались геологические особенности южного склона Большого Кавказа — близширотное простирание аномальных объектов, типичное для условий Тавро-Кавказской геосинклинали (а также Тянь-Шаня), северное падение и т. д. Разработанная методика учета смещения магнитных максимумов может применяться во многих случаях, если изучаемое тело близко по форме к пласту, имеющему близширотное простирание.

На рис. 16 ось x направлена в сторону северных румбов, ось y — параллельно простиранию пласта (на восток), ось z — вертикально вниз, α — угол падения пласта, i — угол наклона проекции вектора намагниченности на вертикальную плоскость, проходящую через линию падения. Величина I представляет собой составляющую вектора намагниченности в плоскости профиля;

$$\theta = \alpha - i; \quad (3,6)$$

$$\cos i = \cos i_0 \cos A, \quad (3,7)$$

где i_A — наклонение вектора намагниченности; A — магнитный азимут падения пласта.

При субширотном простирании $A \rightarrow 0$ и $i \rightarrow i_0$.

Для косо намагниченного наклонного тонкого пласта при наклонной линии наблюдения можно установить, что

$$Z = 2I_2b \frac{(h_0 - x \lg \gamma) \cos \theta - x \sin \theta}{(h_0 - x \lg \gamma)^2 + x^2}. \quad (3.8)$$

Дифференцируя по x выражение (3.8) и приравнявая нулю первую производную вертикальной составляющей, получим местоположение максимума Z

$$x_{\max} = h_0 \frac{\sin \frac{\gamma - \theta}{2}}{\cos \frac{\gamma + \theta}{2}} \cos \gamma. \quad (3.9)$$

Из формулы (3.9) можно получить несколько следствий.

1. $\gamma = 0$, $\theta = 0$ — случай тонкого пласта, намагниченного по падению при горизонтальной линии наблюдения. В этом случае смещение отсутствует.

2. $\gamma \neq 0$, $\theta = 0$ — случай пласта, намагниченного по падению при наклонной линии наблюдения. Тогда

$$x_{\max} = h_0 \lg \frac{\gamma}{2} \cos \gamma.$$

Смещение $z_{\max}$ происходит в сторону понижения рельефа. Аналогичный результат получен Б. Д. Миковым.

3. $\gamma = 0$, $\theta \neq 0$ — случай косо намагниченного пласта при горизонтальной линии наблюдения. При этом, как указывает п. А. А. Тогачев,

$$x_{\max} = -h_0 \lg \frac{\gamma}{2}.$$

Знак минус означает, что смещение в данном случае всегда противоположно знаку угла θ , т. е. если пласт наклонен к горизонту более круто, чем вектор намагниченности, то смещение $Z_{\max}$ происходит по восставию пласта, а в противоположном варианте — по падению. Любопытно, что во втором варианте минимум Z расположен по восставию пласта и общеизвестный качественный прием определения падения приводит к грубой ошибке.

4. $\gamma = \theta \neq 0$ — смещения по рельефу нет, но амплитуда аномалии отличается от первого случая.

5. Наибольшее смещение $Z_{\max}$ при наклонной линии наблюдения происходит, когда $\gamma = -\theta$ (или $\theta = -\gamma$).

Кривые Z , для различных соотношений γ и θ показаны на рис. 17; здесь принято $h_0 = 1$; $I_2 b = 1$ СГС.

Имея данные о направлении намагниченности и падении искоемых объектов, для различных аномалий Z можно определить направление смещения $Z_{\max}$ от проекции верхней кромки рудной залежи на днев-

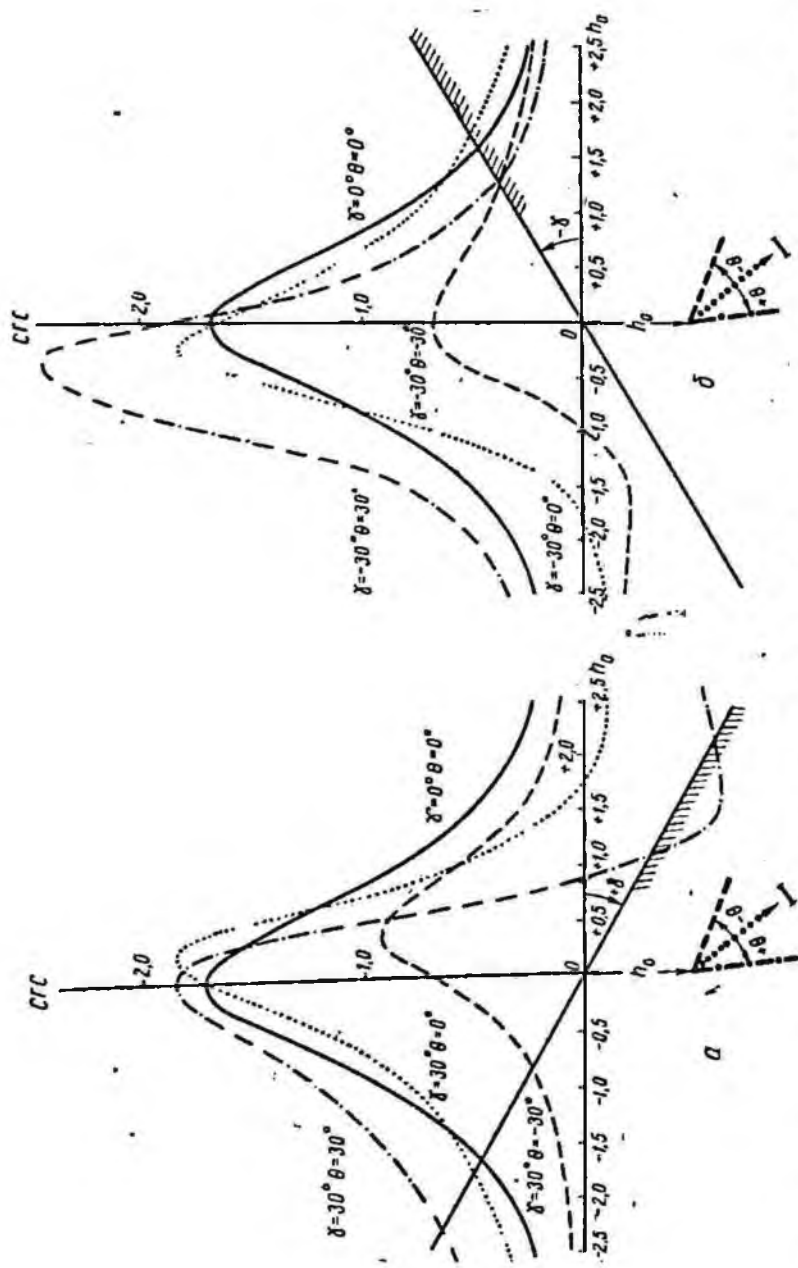


Рис. 17. Кривые Z_0 над наклонным пластом: а — при падении пласта по рельефу; б — при падении пласта «на-
встречу» рельефу

ную поверхность с помощью рис. 17. Для учета величины смещения $Z_{\max}$ по формуле (3,9) построена палетка (рис. 18), где нанесено семейство кривых $\xi_{\max} = x_{\max}/h_0$ как функций от γ при постоянных θ . При этом пунктиром показаны физически переальные значения для условий южного склона Большого Кавказа, где, как отмечалось, падение пластов обычно северное, так же как нормальное наклонение.

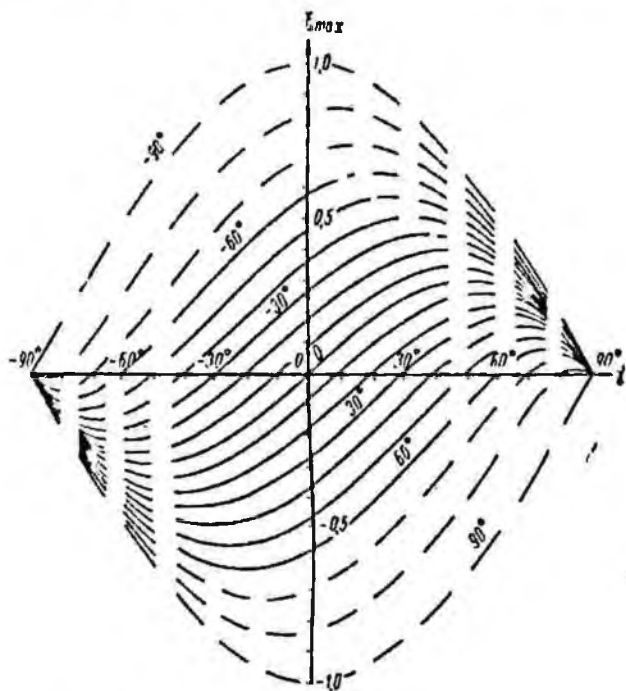


Рис. 18. Палетка для учета смещения максимума $Z_{\max}$ от проекции верхней кромки пласта на дневную поверхность.

При смещении $Z_{\max}$ по восставию необходимо определить $x_{\max}$ по приведенной палетке, вычислив приблизительно h_0 существующими приемами для наклонного пласта при горизонтальной линии наблюдения, и затем сместить проверочную скважину на величину, несколько превышающую рассчитанное значение $x_{\max}$. Можно отметить, что при $\gamma = -(20-30)^\circ$ и $\alpha = 70 \div 80^\circ$ $x_{\max} \approx 0,4 h_0$; тогда при $h_0 = 50$ м $x_{\max} \approx 20$ м.

Очевидно, что недоучет такого заметного смещения может привести к пропуску рудного тела, вследствие чего не только будут затрачены лишние средства, но и дискредитирована перспективная площадь. Поэтому при интерпретации карт изодинам $Z_{\max}$ целесообразно помимо осей аномалий проводить оси проекций верхних кромок ожидаемых рудных тел, определяя смещение по предлагаемой палетке.

Аналогичный прием можно использовать при оценке смещения максимумов магнитных аномалий от проекций верхней кромки магнитоактивных объектов на дневную поверхность, выделяемых в процессе аэромагнитной съемки. При значительной высоте полета большинство указанных объектов в этом случае можно уподобить тонким пластам, неограниченным по глубине. Для уменьшения влияния ограниченности пластов по простиранию оценку смещения аномалий при негоризонтальной линии полета в горной местности следует производить по профилям вблизи центральной части аномалий или сводить трехмерную задачу к двумерной путем построения осредненных графиков по ряду профилей. Осредненные значения относятся к центральному профилю группы осреднения. При необходимости процессе осреднения можно сделать «скользящим», т. е. последовательно перемещать группы осреднения через интервал между профилями.

Основные рекомендации

1. При необходимости обнаружения объекта на глубине без его детальной характеристики достаточно применить корреляционный способ учета влияния рельефа. С его помощью устанавливается, связано ли наблюдаемое аномальное поле в своей главной части с породами, слагающими рельеф, или с глубинными объектами. Наличие локальных неоднородностей типа рудных тел проявляется в виде местных резких отклонений от прямой регрессии.

2. Необходимый материал для интерпретации можно получить путем приведения поля, наблюдаемого на криволинейной поверхности наблюдений, к одному уровню (наиболее высоким пунктам местности) и учета влияния недостающих магнитных масс.

Однако при пересчете на высоту исчезают не только аномалии, обусловленные формами рельефа, но и аномалии от изучаемых объектов. Это обстоятельство, мало существенное при мелкомасштабных съемках, вызывает необходимость подбора разных уровней приведения результатов более детальных работ. Приблизительно отметки плоскостей приведения можно оценить по графикам корреляционной зависимости амплитуды поля от высоты местности: поскольку области наибольшего разброса соответствуют абсолютным отметкам тех пунктов, под которыми предполагаются искомые объекты, несколько выше уровня соответствующих пунктов следует выбирать горизонтальные плоскости пересчета.

При детальных работах разведочного характера часто изучаются отдельные аномалии. Определив истинное положение в плане верхней кромки рудного тела, через проекцию верхней кромки на дневную поверхность можно провести плоскость, которая удалена от изучаемого объекта примерно на такое же расстояние, что и реальная поверхность наблюдений. Тогда пересчитанное на указанную плоскость поле сохранит порядок своих значений, и условия для проведения количественной интерпретации будут соблюдены (если пренебречь влиянием удаленных намагниченных масс).

3. Предложенные пути, как и другие варианты пересчетов (на самые высшие уровни, уровни вблизи максимальных отметок, средние уровни, уровни наибольшего числа пунктов и самые низшие уровни), заслуживают всестороннего опробования в различных хорошо изученных геологических ситуациях с целью разработки

критериев и методики пересчетов. Известные способы приведения характеризуются сложностью и трудоемкостью. Видимо, целесообразна разработка более простых модификаций этих способов с учетом геологических и физико-географических особенностей каждого района; особого изучения при этом заслуживает проблема взаимной увязки карт по сопредельным территориям.

4. По результатам наблюдений в горизонтальной плоскости учет топографических намагниченных масс во многих случаях можно произвести способом Г. Г. Ремеля.

5. При изучении объектов, залегающих в немагнитной среде, целесообразно использование методов, пригодных для интерпретации результатов наблюдений без предварительного пересчета. К ним относятся разные варианты способа подбора. Если на криволинейной поверхности проведены измерения Z - и H -составляющих, для интерпретации аномалий от тел, которые можно аппроксимировать некоторыми простыми формами, применимы такие классические способы, как пересечение векторов и радиус-векторов, а также некоторые другие (см. раздел 3.5).

6. Если на следующем за магниторазведкой этапе проектируется бурение на выявленных объектах, для конкретных условий изучаемой площади следует определить смещение экстремумов от проекций верхней кромки на дневную поверхность во избежание ошибочного выбора пунктов заложения скважин и излишних объемов бурения.

3.2. ПРОБЛЕМЫ РЕДУЦИРОВАНИЯ В ГРАВИРАЗВЕДКЕ

Каково значение учета рельефа в общей проблеме редуцирования для условий горной местности, как влияют резкие колебания высот на аномалии от различных объектов при том или ином уровне приведения — все эти вопросы чрезвычайно существенны не только для исследования гравитационного, но и других потенциальных полей. Редуцирование, по Е. Н. Люстиху и Б. А. Андрееву, представляет собой приведение теоретически вычисленного значения поля известных масс к уровню пункта наблюдений путем вычисления различных поправок (редукций). Разница между наблюдаемым значением поля и редуцированным — от проекции P' на уровне моря к уровню наблюдения P на рис. 19 — значение нормальной силы тяжести (точнее, ее ускорения) является аномалией, геологическая природа которой исследуется.

При введении поправки Буге нормальные массы I и II (массы со средней плотностью коры — «нормальной» плотностью, равной $2,67 \text{ г/см}^3$), расположенные выше пункта P , остались не исключенными. Притяжение этих масс уменьшает наблюдаемое поле. Выемки в рельефе оказались заполненными фиктивными массами. Эти массы (III и IV) искусственно увеличивают поправку за промежуточный слой и, следовательно, уменьшают аномалию Буге. Влияние масс I и II , III и IV учитывается поправкой за рельеф местности, приравление которой к аномальным значениям улучшает неполную

Эти массы учитываются в статистической редукции. При статистической редукции все возвышенности вокруг пункта P (см. рис. 19) заменяются впадинами (Ia и IIa), так что поле остается неизменным.

Притяжение рельефа, оставшегося после поверки, эквивалентно притяжению бесконечной пластины $ABCD$, плотность которой уменьшена за счет впадин в рельефе. Согласно формуле (3,10), эта плотность равна $2,17 \text{ г/см}^3$, т. е. на $0,20 \text{ г/см}^3$ меньше средней плотности пород, слагающих рельеф.

Теоретический пример можно подтвердить расчетом эффективной средней плотности для Гарджальского хребта на Дальнем Востоке (Березкин, 1967). Средняя плотность по образцам здесь составляет $2,67 \text{ г/см}^3$, а плотность, вычисленная по гравиметрическим данным, оказалась равной $2,46 \text{ г/см}^3$.

Аномальный вертикальный градиент на этом участке составляет 60 Е , что практически объясняет расхождение величины эффективной плотности с данными лабораторных измерений. Понятно, что в величине вертикального градиента отразились и неучтенные воздушные массы в промежуточном слое.

Таким образом, статистические аномалии отличаются от неполных аномалий Буге постоянной величиной вследствие статистического учета истинной плотности промежуточного слоя. Следовательно, статистическая редукция удобна для выделения аномалий геологического происхождения; при этом вычисление редукции не требует значительных затрат труда. Улучшить статистическую редукцию можно вычислением поправок за рельеф окружающей площади; тогда аномалии от геологических объектов будут выделяться наиболее четко.

При необходимости количественного анализа аномалий Δg в полной редукции Буге следует вычислять поправки за разновысотность пунктов наблюдений с учетом аномального вертикального градиента $V_{\text{ан}}$. При этом условия для интерпретации трансформированных аномалий силы тяжести в редукции Буге с топографической поправкой применимы различными способами, предложенные для горизонтальной поверхности наблюдений. Считая поверхность наблюдений горизонтальной, можно приближенно определить значение вертикального градиента по карте в редукции Буге (Андреев, Клушин, 1962). Полученная величина умножается на превышения пунктов наблюдения относительно плоскости приведения, а результат суммируется с аномалией силы тяжести в редукции Буге.

В горных областях величина аномального вертикального градиента достигает таких значений, что соответствующие поправки исчисляются миллигалами. Для Кавказа В. И. Аронов (1963) принимает колебания $V_{\text{ан}}$ равные $\pm 30 \text{ Е}$; на Большом Кавказе они еще заметнее (Балахадзе, 1957). Различия в знаках $V_{\text{ан}}$ объясняются тем, что избыточные массы могут залегать как ниже, так и выше пункта наблюдений.

В. И. Аронов (1963) рекомендует производить приведение к плоскости, проходящей через наивысшую точку рельефа, чтобы избе-

жать аналитического продолжения через возмущающие массы. На практике, если число наивысших пунктов мало, удобнее пересчитывать на более низкий уровень, близкий максимальных высот, во избежание чрезмерного подавления аномалий от изучаемых объектов.

Сущность расчетной модификации, использованной В. И. Ароновым, заключается в том, что на самом низшем уровне подбираются такие значения поля, которые вне физической поверхности наблюдений обуславливают поле, совпадающее с достаточной точностью с реальным полем. Вычислительный процесс заключается в пересчете аномалий в нижнее полупространство по методу Б. А. Андреева, затем вычислении поля на высоте пунктов наблюдений; подобные операции повторяются несколько раз до удовлетворительного совпадения вычисленного и наблюдаемого полей. При расчете предполагается, что поверхность наблюдений горизонтальна и проходит через пункт, для которого производится приведение. Такое допущение не вносит больших ошибок. Дело в том, что используемое для расчетов значение поля в центре палетки является истинным (вернее, наблюдаемым), и к нему прибавляется сумма произведений Δg_i (среднего значения Δg в зоне с номером i) на коэффициент C_i для каждой зоны. Эти коэффициенты быстро уменьшаются при удалении от центра палетки, вследствие чего ошибка «переноса» значений Δg с физической поверхности наблюдений на плоскость, проходящую через высоту наблюдаемого пункта, оказывается значительно меньше величины редукции. В. И. Аронов отмечает, что внутри каждой зоны относительные превышения рельефа имеют разные знаки, и при определении средних значений в зонах ошибки переноса частично компенсируются; к этому же приводит смена знака V_{zz} .

В горной части Карпат, где относительные превышения достигают 1,5 км, а падающая абсолютная высота 2 км, пересчет на уровень 2 км позволил получить достаточную точность приведения (порядка 0,5 мд).

Геологическое значение пересчета В. И. Аронов (1964) иллюстрирует примером обработки карты Буге с поправкой за рельеф, построенной по данным двухмиллиметровой съемки масштаба 1 : 200 000. Как видно на рис. 20, повышенным значениям силы тяжести в редукции Буге с поправкой за рельеф при плотности промежуточного слоя, равной 2,5 г/см³, соответствуют поднятия в рельефе. Однако незначительное увеличение плотности (например, на 0,1 г/см³), как отмечает В. И. Аронов, приводит к тому, что вместо максимумов возвышенностям будут соответствовать минимумы поля. Поскольку истинная плотность промежуточного слоя неизвестна, для исключения подобных фиктивных аномалий полезен пересчет на высоту. Большинство отрицательных значений аномалий силы тяжести после приведения к единому уровню на высоте 2 км резко сократило свою амплитуду, а некоторые практически исчезли (рис. 20). Вследствие этого в рассматриваемой области оказались исключенными две региональные зоны больших градиентов, протягивающиеся по простиранию горной системы, которые связывались

с геологическими причинами. Заметим здесь же, что при пересчете на наиболее низкий уровень высотных отметок области (0,3 км) фиктивные аномалии проявляются более резко.

Ввиду трудоемкости описываемых вычислений желательно обеспечить подготовку части необходимых данных в предполетной период.

В будущем, очевидно, следует ожидать выполнения некоторых гравиметрических съемок с борта вертолета или дирижабля при движении на одной абсолютной высоте. Тогда целесообразно заранее вычислять на необходимом уровне поправки за рельеф местности,

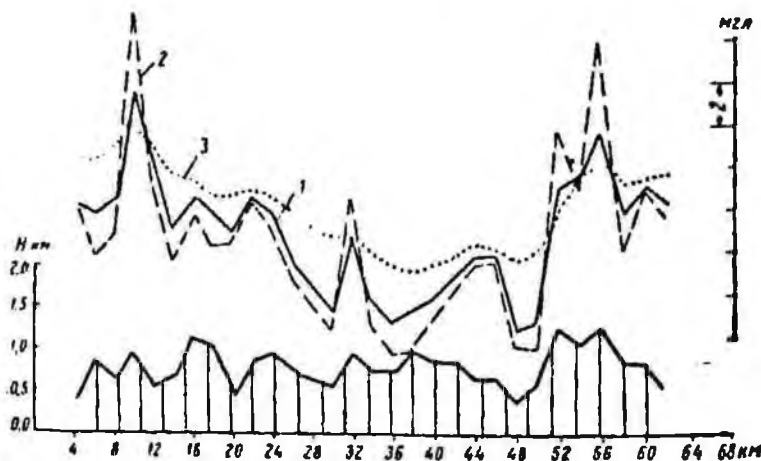


Рис. 20. Графики аномалий Буге.

1 — наблюдаемые; 2 — пересчитанные на уровень 0,3 км; 3 — пересчитанные на уровень 2 км (по В. И. Арнонову).

чтобы вводить их в наблюдаемые значения Δg по мере накопления полевых материалов. Пересчет на высоту (приведение к единому уровню) не редуцированных, а наблюдаемых значений поля опробовали Г. С. Бутаков в Институте геофизики АН УССР, И. А. Плохих в Свердловском горном институте.

Уместно напомнить, что влияние аномального вертикального градиента резко ослабляется при использовании величины эффективной средней плотности промежуточного слоя (Березкин, 1967). Если, например, тело с положительной избыточной плотностью залегает под возвышенностью в рельефе, то плотность, вычисленная по гравиметрическим данным, окажется заниженной. Аномальный вертикальный градиент, возникающий благодаря наличию этого тела, будет уменьшать разницу в силе тяжести для пунктов, расположенных на различных уровнях над возмущающим объектом. Следовательно, уменьшится величина эффективной средней плотности, вычисленной по данным гравиразведки. Таким образом, при выделении гравитационной аномалии, обусловленной исследуемым объектом, аномальный вертикальный градиент в значительной сте-

пени учитывается автоматически в связи с изменением средней плотности промежуточного слоя.

С другой стороны, изучение региональной составляющей аномального вертикального градиента позволяет извлечь дополнительную информацию о глубинных рудоконтролирующих структурах (Соловьев и др., 1963).

Учет влияния рельефа местности с помощью таблиц и номограмм

Для учета влияния дневного рельефа широко применяются способы П. И. Лукавченко (1951), В. М. Березкина (1959, 1960), Е. А. Мудрецов (1963), А. И. Пришивалко и Л. Д. Немцова (Немцов, 1967). Эти способы изложены в известных монографиях и учебниках, поэтому достаточно напомнить об их существовании.

Учитываемая область разбивается на отдельные участки с помощью круговых или квадратных палеток. Действительная поверхность этих участков аппроксимируется поверхностью, имеющей апалитическое выражение, и вертикальная составляющая их притяжения определяется с помощью специальных таблиц и номограмм. В способе В. М. Березкина набор поправок производится по характерным точкам вдоль лучей, пересекающих основные формы рельефа. Другие авторы разбивают учитываемую область на строго определенные участки.

Конечный радиус области учета влияния рельефа можно определить следующим образом.

По В. М. Березкину, влияние рельефа дальней области приближенно выражается формулой

$$\delta g = \frac{2\pi\sigma H^2}{R}, \quad (3,11)$$

где γ — гравитационная постоянная; H — превышение дальней области, представленной в виде плоского слоя с плотностью σ ; R — параметр, характеризующий размер учитываемой области.

Формула (3,11) получена для горного рельефа в предположении, что наблюдения выполняются в долине или на возвышенности, а окружающий рельеф представляется в виде плоского слоя бесконечного простирания. По этой формуле легко построить семейство кривых

$$\delta g = F(R)$$

для разных R , по которым определяется радиус области при заданной точности определения поправки и зафиксированном превышении.

При региональных и мелкомасштабных исследованиях радиус учитываемой области приходится исчислять десятками и даже сотнями километров.

Однако в практике мелкомасштабных гравиметрических съемок учет влияния рельефа производился обычно с конечным радиусом в 10 км. В связи с этим и в настоящее время целесообразно при построении карт изомал учитывать только зоны до 10 км, чтобы

но допустить расхождений на стыках площадей. То же замечание можно сделать относительно плотности промежуточного слоя, используемой при вычислении поправок Буге и за топографические массы. В горных рудных областях юга СССР среднее значение плотности промежуточного слоя колеблется около величины $2,67 \text{ г/см}^3$. С указанным значением плотности и рассчитывают поправки, чтобы выделить аномалии от изучаемых геологических объектов, расположенных в промежуточном слое, и в то же время увязать результаты съемок по смежным площадям. Наряду с этим для увязки конкретной площади желательно вычисление поправок при необходимой величине Λ и местной плотности промежуточного слоя.

Поправки за рельеф при крупномасштабных и детальных съемках в горной области обычно составляют несколько миллигал. Влияние дальних зон сказывается слабо. Градиент поправок за средние зоны может достигать 1 мГ/100 м , в величина искомым аномалий имеет порядок $0,5 \text{ мГ}$. Поэтому точность учета поправок имеет важное значение; считается, что она в большинстве методов определяется величиной порядка $\pm 0,1 \text{ мГ}$. На практике точность уменьшается, так как среднеквадратичная ошибка в работе самого вычислителя по расчетам «во вторую руку» составляет $\pm 0,12 \text{ мГ}$ в методе П. И. Лукавченко (Землянов, 1965) или близка к этой величине.

Наибольшая часть суммарной поправки падает обычно на средние зоны и радиусе от нескольких сот метров до нескольких километров от расчетного пункта. В связи с этим поправки за ближние зоны иногда вообще не учитываются, хотя из-за этого могут возникнуть ошибки, измеренные десятками долями миллигала.

Существенно влияет на точность введения поправки качество топопланшетов; при низком качестве топографических материалов точность ухудшается в несколько раз. Точно так же влияет правильность определения координат расчетной точки; если высота точки, полученная при топопривязке, не совпадает с высотой, снятой с планшета, целесообразней использовать значение последней.

С помощью способа П. И. Лукавченко вычислителю за рабочий день обычно удается определить поправки в трех пунктах, расположенных в резко пересеченной местности. Способ В. М. Березкина требует меньших затрат труда на определение высот. Если точность учета рельефа ограничивается величиной $\pm(0,1-0,2) \text{ мГ}$, для подсчета поправок способом В. М. Березкина достаточно карт масштаба $1:25\,000$ и $1:50\,000$, иногда $1:100\,000$.

При наличии детальных топографических карт для учета влияния рельефа ограниченных участков ($1-2 \text{ км}^2$) нужно пользоваться таблицами Е. А. Мудрецов (1963). Однако способ характерных точек более производительен (за смену вычислителю удается рассчитать поправки в $10-20$ гравиметрических пунктах). Резко повышается производительность учета влияния рельефа при детальной и номограммным профилям. Соответствующие таблицы В. М. Березкина (1967).

Общим недостатком указанных способов является не очень широкий диапазон превышений, для которых составлены таблицы и номограммы. В связи с этим для условий высокогорных районов Ю. В. Бердников (Северо-Кавказское ГУ) предложил использовать специальные номограммы, аппроксимируя рельеф местности телом, имеющим форму цилиндра с вырезанным из него соосным конусом, который опирается вершиной в расчетную точку. Номограммы построены в определенном вертикальном масштабе в отношении превышений. Поэтому с помощью масштабной линейки можно получить поправку непосредственно по высотам, снимаемым с карт, не вычисляя превышений. Еще более повышается производительность труда, если использовать электрический аналог номограммы (Бердников, 1968).

В тех редких случаях, когда превышения, а также их изменения невелики (десятки метров), и требуется весьма высокая точность введения поправок (0,02—0,03 м), можно использовать способы, разработанные в Волго-Уральском филиале ВНИИ Геофизики с весовым осреднением превышений или осреднением квадратов превышений при аппроксимации рельефа гармонической поверхностью (Немцов, 1967).

Упрощенные варианты аналитических приемов учета влияния рельефа

Если в условиях очень сложного рельефа не требуется введения поправок с высокой точностью, можно упростить способ П. И. Лукавченко, используя вместо средней высоты отделения высоту его центральной точки, а влияние зон, начиная с седьмой и далее, учитывать только по восьми отделениям (Белогуб, Рейнлиб, 1966). При этом возникают ошибки, равновероятные по знаку. Для оценки их компенсации проведено сравнение предложенного способа и способов П. И. Лукавченко и В. М. Березкина для резко пересеченного рельефа хребтов Сихотэ-Алиня, Малого Хингана и Вандана по 34 пунктам, где превышения отделений относительно точки гравиметрических наблюдений достигают иногда 1000 м. Разница в поправках достигала 0,23—0,31 м, но чаще всего не превышала 0,1 м.

Авторами составлен набор номограмм, представляющих собой неподвижные шкалы поправок (для каждой зоны) с подвижной линейной шкалой высот. Это позволяет, совмещая отметку высоты гравиметрического пункта на шкале высот с пулем шкалы поправок, по высоте центральной точки элементарного сектора прочесть поправку за его влияние. Производительность работ по упрощенной методике, согласно хронометражу в геофизической экспедиции Дальневосточного ГУ, составляет в среднем 24 пункта за смену при учете влияния рельефа в радиусе от 30 до 10 000 м.

Известен еще ряд предложений, в большинстве своем модифицирующих общепринятые способы и направленных главным образом на повышение производительности работ (Дергачев, 1961; Любалин,

1963; Макагонов, Соловьев, 1965). Эти предложения можно свести к учету влияния близких зон при аппроксимации рельефа наклонной плоскостью или двумя наклонными полуплоскостями, разреженную сеть расчетных пунктов в средних зонах, учету поправок в дальних зонах по эмпирическому графику зависимости поправок от высоты.

Следует подчеркнуть, что при закономерном изменении рельефа объем работ по его учету значительно сокращается, если вычислить поправки для разреженной сети пунктов, а затем строить карты по поправкам. При этом можно вычислить поправку интерполяции, что увеличивает точность учета влияния рельефа.

При небольших превышениях (порядка 1 м) первые две зоны радиусом до 10 м учитывать не надо. Если площадку вокруг гравиметрического пункта можно представить как наклонную плоскость или сочетание двух плоскостей с углом между ними и горизонтальной плоскостью меньше 9° , то поправка за первые шесть зон не превышает 0,12 мГл, и ее при низкой точности выделения аномалий можно не учитывать.

Наличие ясно выраженных склонов речных долин или хребтов, аппроксимируемых наклонной плоскостью или двумя полуплоскостями с разными углами наклона, позволяет определить поправки даже при отсутствии детальных топографических карт. Поправка за рельеф наклонной плоскости вычисляется по формуле

$$g_p = 4/\sigma R \left[\frac{\pi}{2} - \cos \gamma K \left(k; \frac{\pi}{2} \right) \right], \quad (3.12)$$

где R — параметр, характеризующий размер учитываемой области; $K \left(k; \frac{\pi}{2} \right)$ — полный эллиптический интеграл первого рода; $k = \sin \gamma$; f — гравитационная постоянная.

Возможности статистического редуцирования при учете влияния рельефа

Относительное значение силы тяжести Δg_n в пункте наблюдения при отсутствии геологических неоднородностей и осложнений рельефа функционально зависит от высоты пункта H . Зависимость между приращением силы тяжести Δg и высоты ΔH превращается в корреляционную за счет присутствия аномальных масс вокруг пункта

$$\Delta g = b \Delta H + C, \quad (3.13)$$

где b — коэффициент регрессии Δg на ΔH (учитывает изменение H в поправках за высоту и промежуточный слой, а также линейную составляющую поправки за рельеф); C — постоянная (учитывает региональный фон и постоянную составляющую поправок).

Если имеются локальные неоднородности, обусловленные геологическими причинами Δg_a и местным рельефом Δg_r , то их гравитационное влияние записывается в виде

$$\Delta g_a + \Delta g_r = \Delta g_n - b \Delta H - C. \quad (3.14)$$

При детальном работам величина Δg_r меняется мало; поэтому сравнение аномалий в неполной редукции Буге со статистическими аномалиями показало возможность применения корреляционного метода выделения аномалий геологического происхождения на участке полиметаллического месторождения (рис. 21). Статистическая аномалия определяется как разность между значением Δg_n и теоретическим значением, полученным по формуле (3.13). Величины b и C вычисляются способом наименьших квадратов по формуле типа (3.13) с использованием всех имеющихся данных о значениях Δg_n и соответствующих H .

Подобные результаты были получены Л. С. Прицкером (1966) в районе Кара-Тау.

Статистическое редуцирование уменьшило влияние рельефа и при обработке гравиметрических наблюдений по опорному пересечению длиной в десятки километров (рис. 22). Очевидно, что разница между аномалиями Буге и статистическими меньше, чем поправки за рельеф, тем более, что последние рассчитаны лишь для области радиусом от 200 до 10 000 м.¹

Следовательно, часть топографической поправки учтена в статистической редукции. Какая именно часть, за какие зоны — этот вопрос требует дополнительного изучения. Во всяком случае коэффициенты корреляции между поправками за зоны 200—2000 м и 2000—10 000 м, с одной стороны, и абсолютными высотами местности, с другой, — одинаковы в пределах точности вычислений и составляют ~0,7. Однако общий вид соответствующих графиков на рис. 22 скорее всего свидетельствует об учете в статистической редукции части влияния дальних зон.

Учет подземного рельефа

Влияние подземного рельефа в типично горной местности обычно не так велико, поскольку коренные породы зачастую обнажены или прикрыты весьма маломощным (0,5—1 м) чехлом рыхлых отложений.

Однако в долинах рек, на выполаживающихся склонах влияние этого чехла с повышенной плотностью горных пород может обусловить фиктивные аномалии. Поправку за подземный рельеф вводят, если имеются достаточные геологические данные о мощности рыхлых отложений по капавам, шурфам, скважинам или густая сеть геофизических наблюдений, обеспечивающих точность определения глубин

¹ Для учета иных возможных причин различий между графиками Δg_B и Δg_c рассчитана эффективная плотность промежуточного слоя, которая составила 2,59 г/см³. Влияние аномального вертикального градиента оказалось невелико, причем большей частью оно проявляется в уменьшении значений Δg_B .

коренных пород не ниже ± 2 м (Гольдшмидт, 1965). Эти наблюдения могут в благоприятных условиях выполняться и в виде электрозондирований, но наибольшего эффекта можно ожидать от использования одноканальных сейсмических установок, например ОСУ-1.

Ошибки за счет плотности, вычислений по палеткам значительно меньше ошибки определений мощности рыхлых отложений. Вычисление поправки за влияние подземного рельефа при наличии карты изомощностей рыхлого слоя сводится к решению прямой задачи гравиразведки. Для вытянутых форм подземного рельефа используют палетки Г. Н. Гамбургцева или О. А. Шванка, конечных по пространству объектов — Н. Ф. Типкина, палетки КазВНИГ и другие. Для расчета аномалий Δg от трехмерных тел произвольной формы и размеров удобны таблицы прямых гравитационных эффектов (Немцов, 1967).

Н. М. Бисептаев (1966) предложил способ совместного учета влияния дневного и подземного рельефов, схожий с методикой И. И. Лукавиченко. Таблицы или номограммы для учета поправки на рельеф рассчитываются по формуле притяжения единичной массы в точке, находящейся на оси цилиндрического кольца с радиусом R :

$$g_p = 2\pi/\sigma \left(\sqrt{h_2^2 + R^2} - \sqrt{h_1^2 + R^2} - \sqrt{h_2^2 + R_{i+1}^2} + \sqrt{h_1^2 + R_{i+1}^2} \right), \quad (3.15)$$

где h_1, h_2 — превышения точки наблюдений над верхним и нижним основаниями цилиндрического кольца.

По h_1 и h_2 какого-либо кольцевого сектора определяются $g_p(h_1)$ и $g_p(h_2)$. Разность этих поправок, умноженная на величину избыточной плотности между рыхлыми образованиями и коренными породами, дает поправку за подземный рельеф, а умноженное $g_p(h_1)$ на величину плотности коренных пород — поправку за дневной рельеф.

Размер палетки для учета подземного рельефа значительно меньше, чем при учете влияния топографических масс. Так, если мощность кольцевого слоя равна 10 м, суммарная поправка за зоны радиусом до 500 м составит 0,47 мГ (при избыточной плотности 1 г/см³). Из этой поправки 0,24 мГ приходится на долю кольцевой зоны (2—20) м и 0,11 мГ на долю зоны (20—50) м. Таким образом, именно в этих зонах и необходим обычно учет влияния подземного рельефа.

Учет влияния подземного рельефа возможен корреляционным способом.

При наличии слоя рыхлых отложений со средней мощностью h его гравитационное влияние достаточно точно (Андреев, Клушин, 1962) определяется формулой

$$\Delta g(x_1) - g(x_1) \approx 2\pi/\sigma e^{-\frac{2zh}{l}} (z_1 - z_2), \quad (3.16)$$

где l — ширина аномалий; x_1, x_2 и z_1, z_2 — абсциссы и аппликаты точек рыхлого слоя вдоль линии профиля.

Как отмечает Л. С. Прпцкер (1966), из выражения (3,16) очевидно пропорциональность между изменениями аномалии Δg и глубины кровли подземного рельефа Δz . Указанным автором были установлены в некоторых случаях величины коэффициента корреляции между Δg и Δz , равные 0,99. Следовательно, можно выявить корреляционную связь в случае совместного влияния на наблюдения значения Δg дневного и подземного рельефов.

Связь между приращениями силы тяжести за счет дневного рельефа и приращениями его высотных отметок ΔH записывается в виде

$$\Delta g_1 = b_1 \Delta H + c_1, \quad (3,17)$$

а между приращениями силы тяжести и отметками подземного рельефа в виде

$$\Delta g_2 = b_2 \Delta z + c_2. \quad (3,18)$$

Суммарное влияние дневного и подземного рельефов на гравитационное поле

$$\Delta g = \Delta g_1 + \Delta g_2 \quad (3,19)$$

определяется общим уравнением регрессии

$$\Delta g = b_1 \Delta H + b_2 \Delta z + c, \quad (3,20)$$

где

$$c = c_1 + c_2.$$

Коэффициенты регрессии определяются для уравнения связи вида

$$\Delta g - \bar{\Delta g} = b_1 (\Delta H - \bar{\Delta H}) + b_2 (\Delta z - \bar{\Delta z}). \quad (3,21)$$

Величины b_1 и b_2 вычисляются через коэффициенты корреляции r и среднеквадратические отклонения s следующим образом:

$$b_1 = \frac{r(\Delta H, \Delta g) - r(\Delta z, \Delta g) r(\Delta H, \Delta z)}{1 - r^2(\Delta H, \Delta z)} \frac{s_{\Delta g}}{s_{\Delta H}}, \quad (3,22)$$

$$b_2 = \frac{r(\Delta z, \Delta g) - r(\Delta H, \Delta g) r(\Delta H, \Delta z)}{1 - r^2(\Delta H, \Delta z)} \frac{s_{\Delta g}}{s_{\Delta z}}. \quad (3,23)$$

Корреляционный способ наиболее эффективен для учета подземного рельефа, так как разница плотностей между рыхлыми и крепкими неизменяемыми породами сравнительно велика, а влияние удаленных зон убывает очень быстро.

Рекомендации по дальнейшим исследованиям

1. В связи с простотой и высокой производительностью корреляционного способа его целесообразно применять более широко для вычисления статистической редукции и быстрого выявления гравитационных аномалий, обусловленных геологическими причинами,

как при макромасштабных, так и детальных работах, особенно в условиях однообразного рельефа (протяженный склон) на исследуемом участке. Поскольку локальные неоднородности рельефа типа вымыв в разрывности пункта наблюдения создают исключение в статистической выборке, для устранения влияния местных неоднородностей в рельефе, которые совместно с локальными плотностными неоднородностями геологического характера обуславливают статистическую аномалию, необходимо наряду со статистической поправкой вводить поправки за рельеф, вычисляемые в характерных точках участка В. М. Березкина.

Для отработки методики статистического редуцирования необходимо это отработавшее в различных масштабах, геологических и физико-географических условиях и сравнение с местной топографической картой при различных радиусах учета влияния рельефа в этой работе.

2. При выявлении карт аномалий силы тяжести, вычисленных для точек, расположенных на криволинейной поверхности наблюдения, зачастую необходимо приведение к горизонтальной плоскости, а потому выборка обычно на уровне высших отметок местности (при обзоре приведения затронут в заключении раздела 3.1). При этом требуется учет аномального вертикального градиента и отработавшие различных способов переноса: простым прибавлением поправки за градиент к аномалиям на реальной поверхности наблюдений или серии последовательных приближений путем подбора фиктивных масс на соседнем уровне. К этой же задаче можно подойти иначе, используя для интерпретации сами величины вертикальных градиентов силы тяжести. Приведение может не потребоваться, если плотность промежуточного слоя определялась из градиентных данных и, следовательно, аномальный вертикальный градиент учтен в редукции Буге.

3. Одним из путей развития гравиразведочных работ является подготовка материалов для редуцирования: построение карт поправок и приведение поправок за рельеф к горизонтальной плоскости, на которую после получения полевых материалов обычно пересчитывают значения гравитационного поля.

4. Целью выраженные протяженные склоны, речные долины и т.р. следует заменять наклонной плоскостью или двумя плоскостями с разными углами наклона при вычислении поправок за рельеф. В этом случае даже при учете влияния ближних зон углы можно определить достаточно надежно по карте масштаба 1:25 000 по архивному отношению разности отметок горизонтальной, попадающих в рассматриваемую зону, к кратчайшему расстоянию между ними. Для вычисления поправок используется таблица, рассчитанная по формуле (3.12). Если рельеф, окружающий гравиметрический пункт, заменяется несколькими наклонными плоскостями, то поправки вводятся за каждую наклонную пластину отдельно с весами, равными отношению площади данной пластины к площади всего круга.

В дальнейшем необходима разработка критериев возможности замены крупных блоков рельефа телами простой геометрической формы.

5. Поправку для дальних зон целесообразно определять по графику зависимости (обычно параболической) от высоты местности в учитываемых зонах. Задачей исследователей каждой области является установление вида этой зависимости.

3.3. УЧЕТ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА В ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ

Учет влияния рельефа в электроразведке разработан в еще меньшей степени, чем в других методах. В настоящее время имеются оценки искажающего влияния некоторых простых форм рельефа на результаты электропрофилирования, которые могут быть использованы также при рассмотрении данных ВЭЗ; следует здесь заметить, что при больших разросах зондирования мелкие неоднородности рельефа проявляются слабо.

Влияние рельефа в методе ПС сказывается двояким образом. С одной стороны, в условиях горной местности возникают фильтрационные э. д. с., которые создают отрицательные аномалии ПС над положительными формами рельефа. Сопоставление графика потенциала ПС с топографическим разрезом обычно позволяет выделить аномалии подобного типа по характерному «зеркальному» отображению в них рельефа местности.¹ Более сложным является вопрос об искажающем влиянии форм рельефа на распределение поля источника или источников тока. По аналогии с гравитразведкой и магниторазведкой можно заключить, что для количественной интерпретации аномалий, наблюдаемых на неровной поверхности, необходимо приведение к горизонтальной плоскости, а затем восстановление такой картины поля, которая бы фиксировалась при заполнении выемок в рельефе породами, чье сопротивление соответствует среднему сопротивлению среды, вмещающей искомый объект и образующей рельеф. Эта задача в электроразведке значительно сложнее в связи с равенством нулю нормальной компоненты плотности тока на границе земли — воздух.

По этому поводу Д. И. Четвертнев (1957), отмечая, что в плоском случае расчет возмущений однородного поля постоянного тока неровностями границы сводится к нахождению конформного отображения рассматриваемой полуплоскости с криволинейной границей на верхнюю полуплоскость при некоторых условиях, указывает, что в «...произвольной области не существует достаточно простого алгоритма для построения искомого отображения, поэтому эффективное решение прямых задач возможно лишь для достаточно

¹ При пересечении профилем русла горной реки с каменистым ложом отмечается впадинко-электрическое, по А. П. Краеву, поле, которое проявляется в виде минимума потенциала на фоне общего повышения за счет фильтрации на склонах долины. Потенциал такого поля растет вдоль течения реки.

простых форм рельефа, таких, как линии обтекания круга или многоугольника с вершиной в бесконечности.

Естественной поставит обратную задачу: известна напряженность возмущенного первичностью поверхности однородного плоского поля постоянного тока как функция расстояния по поверхности; определить форму последней.

Следуя этому пути и подобрав профиль рельефа способами, использованными при решении некоторых аналогичных задач аэродинамики, можно сравнить его с действительным и сделать вывод о наличии или отсутствии неоднородности на глубине. Рассчитывая уравнение криволинейной поверхности в системе координат, начало которой совпадает с диволом — источником естественного электрического поля, Д. П. Четаев (1957) предлагает последовательность операций, необходимых для аналитического решения задачи. Видимо, для этапа, который предпочитает буровой проверке аномалий, необходима разработка программы для ЭЦВМ, позволяющих подобрать такое уравнение криволинейной поверхности, которое позволяет получить истинный профиль рельефа; тогда начало координат будет соответствовать положению искомой одиночной аномалии. До этого наличие аномалий ИС в условиях сложного рельефа местности, кроме некоторых простых исключений, может в лучшем случае свидетельствовать о присутствии аномальных объектов, а их точное местоположение и другие характеристики следует определять только с привлечением иных методов.

Усовершенствование способа Д. П. Четаева, предложенного для выделения неоднородностей по расчету профиля рельефа местности из наблюдаемого распределения поля, имеет практическое значение, так как задача надежного установления наличия аномального объекта на данном участке является одной из важнейших целей геофизических съемок.

Для учета типичных форм рельефа в методе сопротивлений различные исследователи решали прямую задачу путем теоретических расчетов и модельных работ (Чантуришвили, 1955; Владимиров, 1957; Поляков, Азизин, 1962; Смольников, 1965). Результаты многих исследований изложены в монографии А. В. Вешева (1965), поэтому достаточно привести некоторые основные положения методики учета.

Предварительно заметим, что влияние рельефа зависит от двух причин: изменения фактических размеров установки против расчетной и изменения телесного угла, который рассматривается при выводе формул для ρ_k . На графиках профилирования вкrest простирания рельефа (часто совпадающего с простиранием структур) поднятия рельефа (хребты) отражаются понижением кажущихся сопротивлений ρ_k , а впадины (долины) — повышением сопротивлений (рис. 23).

Как видно из иллюстраций, наибольшие искажения наблюдаются в результатах ДП, наименьшие — СП. Аномалии за счет рельефа возрастают с увеличением угла наклона местности и сильно зависят от размеров установки. Особенно заметно влияние рельефа

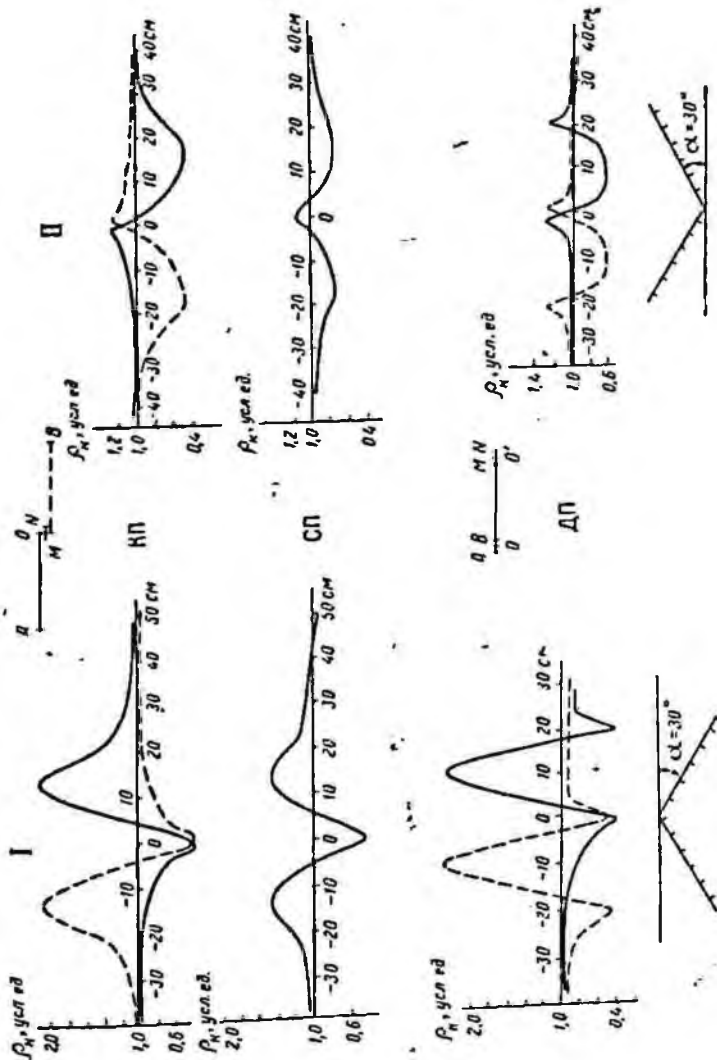


Рис. 23. Кривые P_n комбинированного (КП), симметричного (СП) и профилированного (ДП) профиля над хребтом (I) и долиной (II) с бесконечными склонами (по А. В. Вешеву и А. С. Полякову).

$AO = 10.5$ см; $MN = 1$ см;
 $AB = MN = 1$ см; $OB = 10$ см.

сказывается при размерах установки, близких к размерам осложняющей дневной поверхности (вкост его простирапия).

Влияние рельефа на кривых КП и СП выявляется по следующим признакам:

а) над вершиной хребта наблюдаются резкий минимум СП, обратное пересечение кривых КП;

б) с обеих сторон от вершины хребта, на расстоянии, равном разному, расположены максимумы кривой СП и прямо пересечение кривых КП;

в) над осью долины наблюдаются прямое пересечение кривых КП и максимум кривой СП (рис. 24); прямое пересечение отмечается также над нижним основанием наклонного уступа;

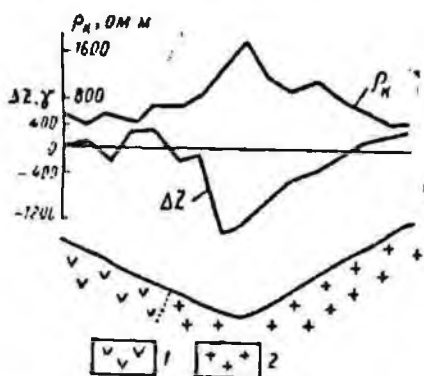


Рис. 24. Топографические аномалии P_k (магнитопроектирование АМНП) и ΔZ на медно-золотодобном месторождении (по Э. А. Арутюняну, Г. М. Панину, А. Г. Горхану).

1 — изофиты, 2 — гравидириты.

рисунке, можно перестроить кривые P_k , выделив аномалии от глубинных объектов.

Следует заметить, что при расположении установок СП или КП вдоль долин и хребтов искажения графиков меньше, чем при расположении поперек. При этом непосредственно на хребте кажущееся сопротивление увеличивается по сравнению с результатами измерений в горизонтальной плоскости, а в долине — уменьшается. Это связано с изменением плотности тока в среде при различных формах границы раздела земля (проводник) — воздух (изолятор).

Модельные работы В. К. Хмелевского (1962), проведенные для истолкования результатов полевых наблюдений на Айпетрипской Ниле, показали, что на дипольных зондированиях вдоль вершины хребта влияние рельефа не сказывается при расстояниях между диполями, меньших ширины верхней кромки хребта. При увеличении этих расстояний величины P_k , полученные на осевой установке, уменьшаются, на экваториальной — записываются. Поскольку

г) с обеих сторон оси долины отмечаются широкий минимум кривой СП и обратное пересечение кривых КП на расстоянии от оси долины, равном разному установкам.

Эти же закономерности используются при ограниченных по простирапию формах рельефа, если размеры установки малы (протяженность склонов по падению превышает размеры установки более чем в 2 раза). Если размеры установки превышают протяженность склопа по падению, то кривые P_k приближаются к асимптотам, параллельным оси абсцисс (рис. 25). С помощью зависимостей, показанных на этом

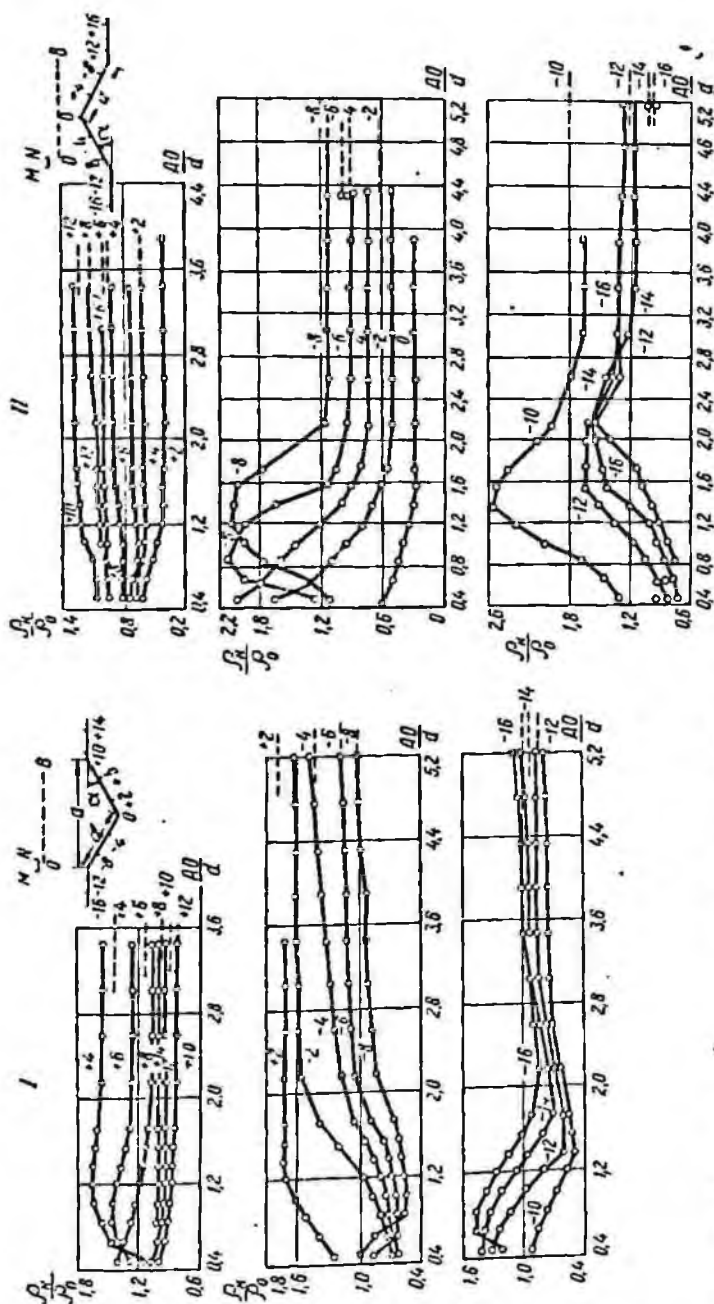


Рис. 25. Кривые зависимости ρ_k трехэлектродной установки в различных ее положениях относительно неровности земной поверхности с «конечными склонами» от отношения размеров установки к длине склона (по А. В. Вешеву, А. С. Полякову и Л. С. Чугурицину).

I — кривые зависимости для хребта при $d = 10.5$ см; II — кривые зависимости для долины при $d = 11.5$ см. α — угол наклона склонов 30° ; цифры над кривыми показывают расстояние середины МЭ от оси неровности в см (полюсные значения — вправо от центра, отрицательные — влево); пунктиром показаны асимптотические значения для аномалий однородного поля.

глубинности осевых зондирований вдвое меньше, чем экваториальных, влияние рельефа можно исключить путем вычисления полусумм сопротивлений, полученных на экваториальной установке при данном разноме и осевой — при полуразноме. Глубина залегания опорного горизонта более точно определится как полусумма глубин, рассчитанных в результате интерпретации кривых зондирования обоих видов.

Метод среднего градиента наименее чувствителен к пересеченному рельефу. Если оседонению рельефа приходится на среднюю часть линии AB , то отношение ρ_k к сопротивлению среды в нормальном поле ρ_n от размеров AB не зависит. Несимметричность линии AB относительно формы рельефа также мало сказывается на отношении ρ_k/ρ_n . Характерно, что изменения этого отношения вдоль боковой грани призмы, по данным модельных работ А. С. Полякова, примерно линейны. Это обстоятельство способствует применению корреляционного способа учета влияния рельефа и в методе СГ.

Качественный подход к выделению аномалий проводимости на фоне искажений за счет рельефа имеет важное значение, особенно в методе КН, который применяется на стадии детальных работ при уточнении перспектив участка.

Наиболее трудна задача выделения проводника под тальвегом долины. Некоторую пользу может принести в этом случае вычисление полусуммы значений ρ_k для прямой и обратных установок, которая ближе к тому сопротивлению однородной среды ρ_n , которое наблюдалось бы при отсутствии искажающего влияния рельефа. Если проводник залегает под склоном долины, то наибольшее влияние он оказывает на результаты измерений ближайшей к нему установки; прямой пересечение кривых ρ_k находится между осью долины и проводником.

В общем случае учитывать влияние рельефа следует моделированием в бике или на полупроводящей бумаге: из нее вырезают наблюдаемые формы рельефа по профилю, и по результатам измерений разности потенциалов и силы тока рассчитывают кривую ρ_k , отображающую влияние рельефа, по формуле, полученной В. И. Олофинской (Блох, 1962):

$$\rho_{k1} = \frac{\pi}{\ln \frac{AO - \frac{MN}{2}}{AO + \frac{MN}{2}}} \cdot \frac{\Delta U_{изм}}{I_{изм}}. \quad (3.24)$$

Затем вычисляют влияние искомого проводника, которое отмечалось бы при плоской дневной поверхности, по формуле

$$\frac{\rho_{k2}}{\rho_n} = 1 + \frac{\rho_k}{\rho_n} - \frac{\rho_{k1}}{\rho_n}. \quad (3.25)$$

В реальных условиях вмещающая среда неоднородна, и для избавления от влияния приповерхностных неоднородностей А. С. Поляковым предложено применять трансформации наблюдаемых кривых

вых путем деления сопротивлений в прямой и обратной установках КП на значение сопротивлений метода СП (т. е. на полусумму наблюдаемых сопротивлений). Аналогично следует перестраивать теоретические кривые от рельефа; тогда аномалии от глубинного проводника выделяются более наглядно.

Влияние рельефа в методах переменного тока изучено также недостаточно.

М. Н. Егоров (1965) рекомендует измерять «наклонные составляющие» поля H'_z и H'_x . При наклонной линии наблюдения точка смены знака кривой H'_z и максимум H'_x не находятся непосредственно над рудным телом, а сдвинуты вниз по профилю. Этот сдвиг с определяется по формуле

$$c = h' \sin \gamma, \quad (3.26)$$

где величина h' приближенно равна половине расстояния между экстремумами H'_z ; γ — угол наклона рельефа к горизонту.

Если график H'_z симметричен и аномальная ось прямолинейна в плане, вводится поправка лишь за сдвиг аномалии. В противном случае вычислению этой поправки предшествует учет изгибности рудного тела с помощью полуразностной поправки, которая вводится перемещением нулевой линии вверх на величину

$$\frac{(H'_z)_{\max} - (H'_z)_{\min}}{2}.$$

Описанный способ учета наклонной линии наблюдений предложен для метода заряда на переменном токе; он может быть использован и в других модификациях электроразведки, являющихся современными вариантами известного метода индуктивности.

При построении кривой обращения углов в методе индукции учет наклонной линии наблюдения производится смещением оси абсцисс таким образом, чтобы она стала осью симметрии этой кривой. Подробное описание способов учета топографического эффекта, в том числе для редко употребляемых модификаций метода индукции, содержится в работе А. Г. Тархова (1954).

В разделе 2.7 отмечалось слабое влияние рельефа на результаты измерений методом ВП при отсутствии электропроводящих минералов в разрезе вмещающих пород. Однако аномалии ВП над сульфидными рудами, залежами массивных магнетитов и аналогичными объектами искажаются за счет того, что от рельефа зависит разность потенциалов поляризующего тока (как и в методе сопротивлений) и величина вызванной поляризации. Характер искажений графиков ρ_k иной по сравнению с кривыми η_k , так как источник поля вызванной поляризации соответствует не токовому электроду, а электронному проводнику, расположенному по-другому относительно приемных электродов («Методы рудной геофизики», 1968). На основании модельных работ вкrest «хребта» и «долины» А. С. Поляковым показано, что наиболее заметно на величине η_k сказываются положительные формы рельефа. Над поднятием в рельефе отмечается максимум η_k ; при наличии проводника амплитуда максимума заметно растет.

Таким образом, реальным путем учета искажений, встречающихся на практике, пока является электромоделирование. Для совершенствования приемов учета влияния рельефа, разработки способов интерпретации наблюдаемых значений требуются дальнейшие исследования теоретического плана, привлечение современной вычислительной техники. Внимания заслуживает оценка характера возможных искажений и путей их исключения в электроразведке переменным током.

Целесообразно в каждом конкретном районе попытаться решить задачу о смещении экстремумов потенциала ПС, чтобы избежать наиболее серьезной ошибки в выборе пунктов проверки, а также смоделировать поля для типичных форм рельефа с целью оценки их влияния.

3.4. КАЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Значение и особенности качественного истолкования.

Понятия о качественной и количественной интерпретации, используемые в разведочной геофизике, во многом условны. Из терминологии следует, что в процессе качественной интерпретации делаются приближенные, очевидные геологические выводы из результатов геофизических наблюдений. Количественная же интерпретация базируется на численных расчетах и позволяет определить параметры изучаемого объекта в цифровом выражении.

В то же время установление, например, простирания и протяженности искомого рудного тела традиционно относится к задачам качественной интерпретации, хотя указанные характеристики довольно точно определяются в количественной мере. Точно так же к проблемам качественной интерпретации относят важнейшую задачу разведочной геофизики — установление наличия искомого объекта — хотя для ее решения в ряде случаев требуется большой объем вычислений, если аномалии от таких объектов затухают помехами. К количественной интерпретации относят обычно лишь расчеты глубины залегания и угла падения, площади сечения или объема, физических свойств скрытых на глубине геологических объектов.

Поэтому имеет смысл несколько иной подход к понятиям интерпретации. В сложных условиях горных рудных районов процесс истолкования включает в себя различные приемы, позволяющие извлечь информацию из данных комплексных геофизических работ на основе выявления объективных связей между параметрами (полями), которые существуют в явном или неявном виде.

При этом основные задачи качественной интерпретации — установление наличия объекта определенного вида, а количественной — уточнение его массы и положения в пространстве. Конечно, результаты обоих видов истолкования носят условно-вероятностный характер, так как зависят от ряда допущений и опираются на ограниченное число результатов опытов.

Математическая сторона интерпретации заключается в решении обратной задачи разнообразными приемами, с помощью которых изучаемые контактные поверхности или локальные объекты характеризуются количественно, но чаще всего неоднозначно. При геологической интерпретации используют приемы решения прямой и обратной задач, а также другие способы (трансформации) для анализа наблюдаемых распределений. Полученные данные синтезируются с целью замены одного распределения (физических полей) другим, более наглядным (геологической картой, разрезом). Эта замена зачастую производится приближенно, т. е. качественно, но достаточно уверенно.

С другой стороны, возникает необходимость деления методов интерпретации на детерминированные, основанные на аналитической обработке, которая исходит из физических теорий потенциала и распространения волн, и вероятностные, основанные на статистической обработке, в которых результаты геофизических наблюдений рассматриваются как реализации случайных функций. К последней группе относятся способы, разработанные для выделения слабых аномалий при наличии случайных помех и находящиеся на грани качественной и количественной интерпретации.

В практике геофизического изучения горных областей качественное истолкование результатов съемки производится всегда, зачастую на этом этапе решаются все поставленные задачи. Значение качественной интерпретации гораздо больше, чем количественной. Конечно, не следует эти виды работ противопоставлять друг другу: количественная интерпретация дополняет качественную и в свою очередь базируется на ее выводах. Однако развитию методов качественного истолкования в обычном понимании уделялось до последнего времени значительно меньше внимания, чем приемам количественной интерпретации. Такую тенденцию трудно понять. Действительно, если по результатам качественного анализа материалов геофизических работ будет сделан ошибочный вывод о наличии рудного тела, то могут быть потрачены значительные средства на бурение профиля проверочных скважин или на аналогичные дорогостоящие работы. Если же количественные расчеты глубины залегания установленного перспективного объекта содержат большую погрешность, то производственный риск выразится лишь в затратах на дополнительный метраж по одной скважине.

Надо отметить, что необоснованное применение количественных методов иногда приводит не только к излишним затратам труда, но и к заведомо неправильным выводам. Если, например, в горной местности с крутыми углами падения слоев, внедрениями интрузий интерпретировать кривые ВЭЗ по палеткам для горизонтально-слоистой среды, то полученный разрез не будет иметь ничего общего с истинным, тогда как разрез ρ_n отобразит основные геологические особенности.

Можно привести пример применения ВЭЗ в сложных орографических и геолого-тектонических условиях из опыта Таджикской

геофизической экспедиции. Как отмечали А. Н. Балашев и другие на V Всесоюзной геофизической конференции (г. Новосибирск, 1963), в пределах Алтын-Топкапского рудного поля важной задачей является определение глубины залегания известняков под эффузивами, что позволяет правильно ориентировать поиски скрытых скарпово-полуметаллических месторождений. Искажающее влияние рельефа, сложная блоковая структура района, меняющиеся (от 400 до

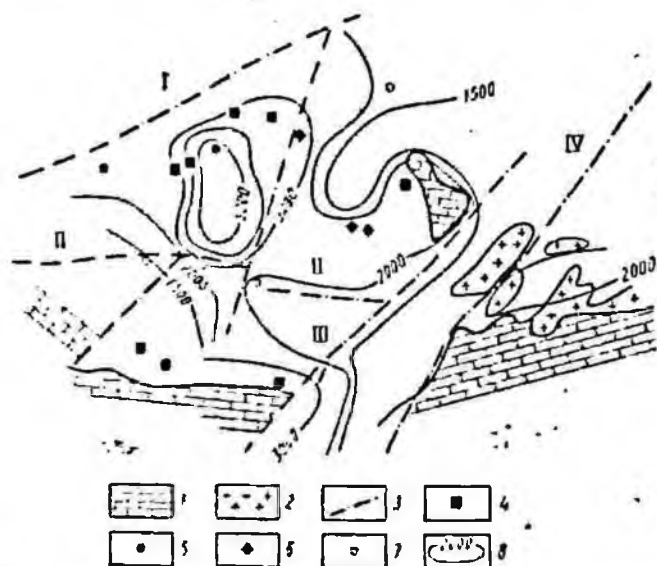


Рис. 26. Результаты исследования методом ВЭЗ на площади Алтын-Топкапского рудного поля (составили А. Н. Балашев, П. М. Вольфштейн, В. С. Петров и Н. В. Петрова).

1 — выходы известняков на поверхность, 2 — интрузивные породы, 3 — зоны разломов; глинистые; 4 — вскрытые известняки на глубине до 100 м; 5 — вскрытые известняки на глубине до 200 м, 6 — вскрытые известняки на глубине до 300 м; 7 — не вскрытые известняки, 8 — изомы.

1500 ом·м) сопротивления эффузивов, наличие вертикальных контактов пород с различными сопротивлениями делают невозможной количественную интерпретацию ВЭЗ. Однако рассмотрение карт изом дает возможность выделить площадь относительно неглубокого залегания известняков между разломами I, II и III (рис. 26). В восточной части площади небольшие значения сопротивлений на участках неглубокого залегания известняков связаны с обилием малых интрузий, прорывающих известняки. Результаты зондирования подтверждены данными бурения на разведываемых месторождениях и сигнальными структурными скважинами.

Материалы зондирования дают наглядное представление о крупных тектонических нарушениях, если по кривым ВЭЗ построить градиент ρ_z по каждому разному питающим электродом: зонам разло-

мов соответствуют участки пересечения кривых ρ_k для разных разностей.

Использование аппарата количественной интерпретации, разработанного для КМПВ применительно к средам с четкими скоростными границами, привело к ошибкам в интерпретации результатов первого этапа сейсморазведки на Большом Кавказе. Применение способа разностного годографа, предложенного А. П. Волиным (1962) для приближенной интерпретации результатов МРВ в Алмалыкском рудном районе, позволило получить скоростные разрезы качественного характера, в целом отвечающие геологическим представлениям и увязываемые с результатами других геофизических исследований. В этом способе значения скоростей

$$v = 2 \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad (3,27)$$

определяемые по разностному годографу, полученному при обработке встречных годографов аналогично методу преломленных волн, сносятся по вертикали вниз. Эти значения приписываются точкам среды, расположенным по сторонам равнобедренного треугольника с вершинами в пунктах взрыва на глубине

$$h = \frac{h_{\max}}{2}, \quad (3,28)$$

где $h_{\max}$ — максимальная глубина проникновения луча рефрагированной волны, идущего от одного ПВ к другому.

Однако изолинии скоростей, полученные описываемым способом, имеют несколько искаженную форму, так как растягиваются по сторонам интерпретационных треугольников.

В связи с этим Ю. Г. Шопин и О. В. Мирошникова (ВИРГ) предложили для построения изолиний скоростей РВ использовать известный способ Вихерта — Чибисова, с помощью которого проводятся плавные изолинии в предположении об отсутствии горизонтальных неоднородностей; на полученный скоростной фон сносятся значения эффективных скоростей, определяемых по разностному годографу. Соответствующие скоростные уровни можно установить построением вариационных кривых для каждого взрывного интервала. Для участков, характеризующихся блоковым строением или пелинейной зависимостью скорости от глубины, выделяются два (и более) уровня изменения значений.

Определение скоростных уровней и порядок их учета при построении окончательного разреза страдают субъективностью, поэтому же исследователи справедливо полагают, что наиболее перспективный путь надежного и производительного построения скоростного поля связан с исключением локальных скоростных неоднородностей.

Таким образом, используемые на практике приемы интерпретации данных метода рефрагированных волн являются качественно-количественными.

Переплетение количественных и качественных приемов можно проиллюстрировать следующим примером.

Поскольку класс искоемых объектов в каждом районе более или менее определен, интерпретатор зачастую использует для первого сравнения с наблюдаемым полем набор теоретических кривых для объектов данного класса. Например, производится истолкование графиков и карт изодинам ΔT , и в районе работ рудные тела можно аппроксимировать полубесконечными однородно намагниченными тонкими пластинами, а рудопосылы и intrusion — призмобразными телами.

Набор кривых ΔT для пластин различного простирания, падения, направления намагниченности приводит М. С. Рефорд («Аэромагнитные методы в геофизике», 1966). Любопытно, что местоположение верхней кромки тонкого пласта, как следует из этого набора кривых, в любом случае соответствует абсциссе той точки графика ΔT , в которой он пересекается прямой линией, соединяющей максимум и минимум аномалии.

Используя полученные закономерности, интерпретатор быстро, без специальных расчетов, характеризует изучаемые рудные объекты, хотя по существу процесс истолкования является количественным и относится к способам сравнения с теоретическими кривыми (палеточным).

Аналогичное истолкование производится для призм; распределения полей над призмами рассмотрены Б. К. Баттачария («Аэромагнитные методы в геофизике», 1966).

После приобретения навыка теоретические распределения интерпретатору не нужны, и процесс истолкования приобретает черты чисто качественного.

Привлечение некоторого объема количественных расчетов на стадии качественной интерпретации данных других методов также позволяет резко повысить ее достоверность. Если, например, по результатам вычислений избыточная плотность объекта, вызвавшего локальную аномалию Δg , окажется равной $1,5 \text{ г/см}^3$, его рудная природа не вызовет особых сомнений.

Ценные результаты дает анализ разрезов η_k (см. рис. 37). Совопадение графиков ρ_k и η_k . Например, максимум η_k и минимум ρ_k соответствуют рудам сплошным или густоокрапленным с гальванической связью между проводящими включениями; максимум η_k при отсутствии аномалии ρ_k связывается со вкрапленным оруденением, максимумы η_k и ρ_k — с литифицированными кварцсодержащими телами (влияние графитизации здесь не рассматривается).

Таким образом, важнейшие задачи геофизических работ, которые заключаются в установлении скрытых объектов и оценке их природы, решаются в основном в процессе качественного истолкования характера наблюдаемых полей, их сопоставления между собой и с геологическими данными.

Определенный пробел в развитии методов качественной интерпретации успешно заполняется в последние годы благодаря исследованиям ВИРГ, ИГГ СО АН СССР, МГРИ и других институтов и организаций. При этом также наблюдается переход качественных приемов в количественные. Например, геологические контуры под слоем рыхлых отложений проводятся не субъективно, а с учетом статистических характеристик физического поля и определением доверительного интервала возможных отклонений этих контуров от истинного положения контакта.

Выделение аномалий на фоне помех

В горных рудных районах известны многочисленные помехи различных типов. Регистрируемые погрешности можно разделить на природные, технические и «субъективные» или, в зависимости от подхода, на случайные, в том числе грубые, и систематические.

К природным помехам относятся геологические осложнения, связанные с резкими неоднородностями в мощности и составе поверхностных отложений, неровности рельефа. К ним же можно причислить микросейсмы в сейсморазведке и гравиразведке, магнитные бури в магниторазведке, меняющиеся во времени поля в электроразведке, порывы ветра в узких ущельях, сбивающие с курса самолет или вертолет, скачки нуля-пункта приборов при резких перепадах температуры, влажности и давления. Помехи последнего вида можно отнести и к техническим.

Технические помехи связаны с недостаточно высоким качеством приборов и оборудования, утечками в проводах, промышленными паводками в сейсморазведке и электроразведке, влиянием искусственных металлических предметов в магниторазведке и электроразведке.

Субъективные ошибки оператора и вычислителя, во многом связанные с трудностями выбора удобного для установки аппаратуры и достаточно освещенного пункта, особенно в заселенной местности, проявляются при снятии отсчета или записи результатов измерений; особенно часты ошибки этого рода при вычислениях.

Большинство ошибок имеет случайный характер. Грубые «выскачки», например при толчке прибора, обычно исключаются путем сравнения результатов различных методов между собой и проведения контрольных измерений. Систематические помехи, как геологические (региональный фон), так и технические (плавное изменение нуля-пункта), учитываются специальной методикой наблюдений и их обработкой.

Наиболее известным приемом разделения аномалий на «полезные» и «помехи» является осреднение поля.

Выделяемые при этом региональные и локальные составляющие определяются конкретными геологическими задачами и масштабами съемки. При мелкомасштабном тектоническом районировании региональные аномалии могут соответствовать структурам порядка

антиклинорий и синклинорий, а при крупномасштабном картировании в поисках — рудоконтролирующим малым интрузиям.

Помехами обычно считаются локальные аномалии низкочастотного порядка (высокочастотные составляющие наблюдаемого поля). Однако помехой может быть и аномалия низкого порядка, т. е. региональный фон. Для разделения полей можно применять способ

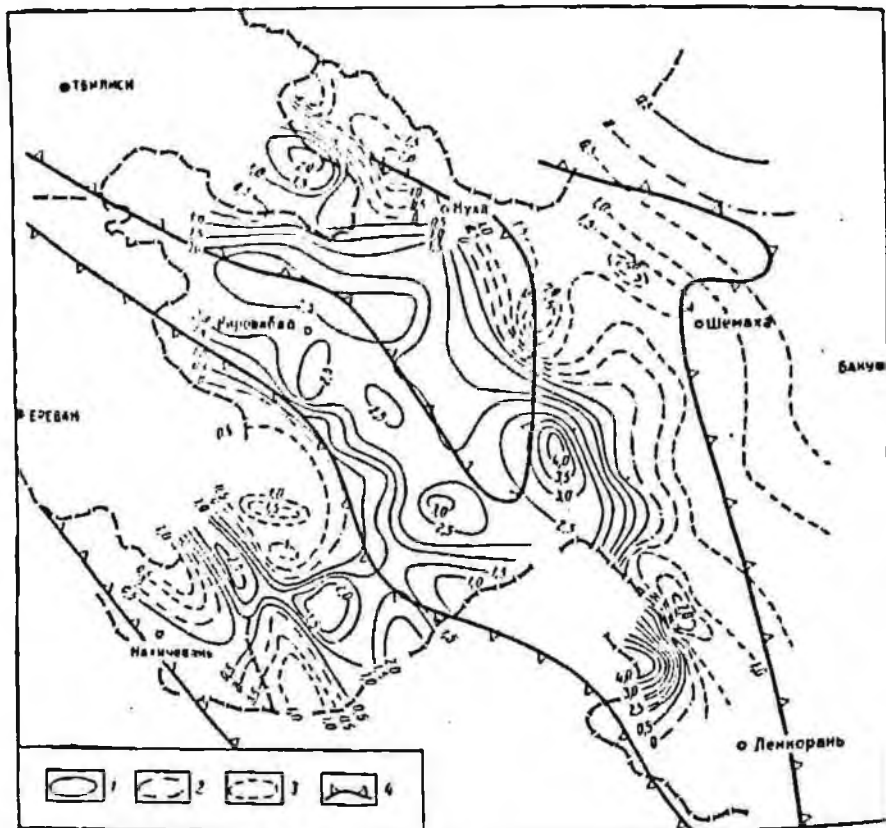


Рис. 27. Карта региональной составляющей магнитного поля в Азербайджане, полученная способом медианы.

Исходными в мГс: 1 — положительные; 2 — нулевая; 3 — отрицательные; 4 — контур максимальной региональной составляющей гравитационного поля по Р. М. Гаджиеву.

скользящего среднего. Этот способ удобен для выделения областей, характеризующихся определенным уровнем поля.

При асимметричном характере распределения (например, результатов магниторазведки) для определения нормального поля и разделения на составляющие более обоснован способ медианы, предложенный И. П. Боровко (ВИРГ). Медианное значение определяется по равенству сумм отрезков на профиле, где значение регистрируемого поля больше и меньше медианного. Если имеется карта

Сравним две карты региональной составляющей магнитного поля. Одна из них получена при обработке способом медианы сводной карты

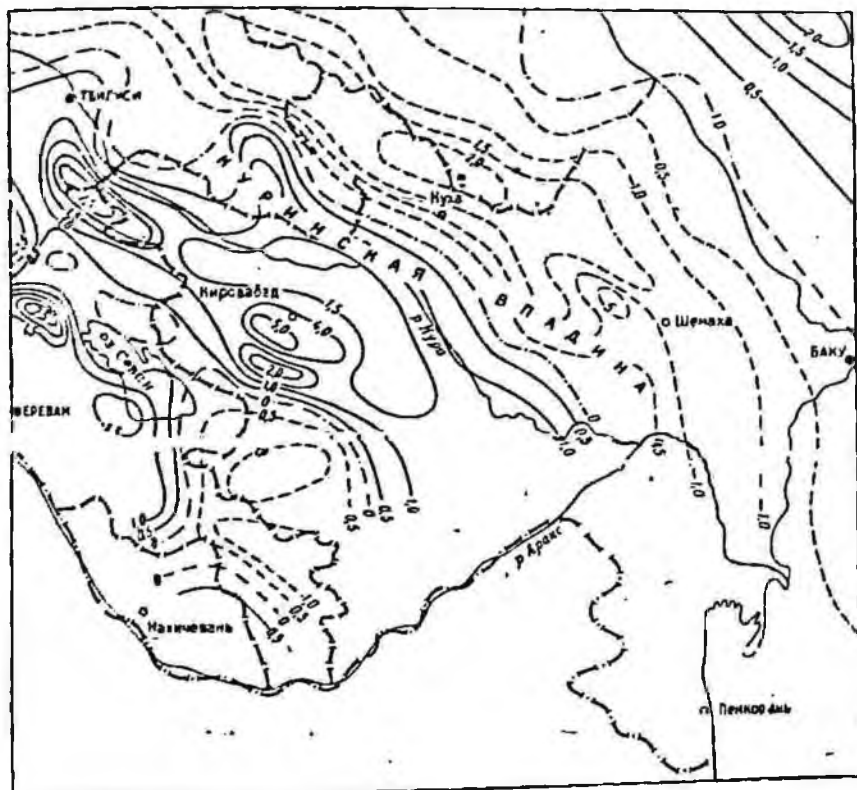


Рис. 28. Карта изодинам ΔT_s по данным аэромагнитной съемки на высоте 9 км.
Условные обозначения см. на рис. 27.

Осреднение件用ね только при исследовании потенциалньх полей. Группирование и накопление в сейсморазведке также содержат элементы осреднения. При осреднении годографов уменьшается влияние рельефа. Многократное повторение геотермических

наблюдений и осреднение их результатов дает возможность выделить меняющиеся во времени тепловые поля и установить наличие аномалий, обусловленных геологическими причинами. Наложение графиков профилирования III друг на друга при совмещении осей абсцисс и местоположения токовых электродов приводит к проявлению четкого общего фона η , поляризованных пород. При исключении этого фона облегчается выделение локальных аномалий. Точно также целесообразно подходить к выбору нормального поля в некоторых электромагнитных методах.

Помимо средних значений поля, для характеристики аномалий важны и другие особенности, в том числе изрезанность (или неоднородность).

Некоторые исследователи (Озерцова, 1967; Соловьев, 1966) применяют для оценки неоднородности поля его дисперсию и коэффициент вариации. Более производительен и нагляден способ Г. И. Кругляковой, которая предлагает использовать отношение длины графика к длине соответствующего участка профиля, вычисляемое аналогично скользящему среднему. По максимумам графика амплитуд изрезанности выделяются зоны крупных тектонических нарушений.

Количественно оценивается также преобладающее простирание изолиний по розе-диаграмме направлений с помощью способов, разработанных для микромагнитной съемки (Жоголев, Гран, 1959). Методы условной статистики, применяемые и в других областях геофизических исследований, с успехом опробованы при обработке материалов гравиразведки в Казахстане.

Удобны для выделения линейных структур, зон разломов, крутопадающих контактов карты горизонтальных градиентов. Значения градиентов вычисляются по одному направлению (вкрест преобладающего простирания) с помощью вспомогательной шкалы, на которой в масштабе карты для постоянного сечения изолиний указаны значения градиентов, например, в миллиартедах на единицу длины. Эта шкала изображается на кальке в виде короткого отрезка прямой, на котором отмечены значения градиента (например, 10 мЗ/км, 20 мЗ/км и т. д.), и перемещается вдоль выбранного направления. Значения градиента считываются (или интерполируются) из тех значений на шкале, которые совпадают с очередной изолинией.

Более объективный характер имеют карты полных горизонтальных градиентов, построенных или вычисленных по измеренным величинам составляющих вдоль взаимно перпендикулярных осей, и полных градиентов, полученных после определения не только горизонтальных, но и вертикальной составляющих.

Поскольку большинство эндогенных рудных месторождений в горных областях тяготеет к пересечениям структур разных простираний, желательно трансформировать карты физических полей таким образом, чтобы подчеркнуть присутствие перспективного узла. Некоторые положительные результаты получены автором в Азербайджанском филиале ВНИИ Геофизики при опробовании крестообразной палетки на моделях взаимно-перпендикулярных структур.

Два пересекающихся прямоугольника расчерчиваются поперечными линиями, за исключением средней части, которая представляет собой общий для обоих прямоугольников пустой квадрат, где записываются результаты. Эта часть палетки приходится на область выполнения поля непосредственно на сопряжении структур. Подсчитывается число изомипам, пересекаемых линиями оставшихся четырех квадратов (или только их параллельными сторонами). Пересечения в прямоугольниках суммируются, и сумма умножается на отношение меньшего числа к большему. Максимум отмечается вблизи узла.

Одним из наиболее ответственных этапов интерпретации является проведение корреляционных осей. Если влияние искомого объекта искажено поверхностными неоднородностями, ошибками измерений и другими геологическими и техническими причинами, весьма полезно использование приемов корреляционного анализа, хорошо известного в сейсморазведке.

Рассматривая наблюдаемое поле как сумму «полезных» аномалий и помех и полагая, что функция распределения помех является случайной, стационарной, Ю. Б. Шауб (1963) предложил способ взаимной корреляции, основанный на вычислении функции $K(x)$.

Функцию $K(x)$ вычисляют путем умножения значений поля $F(x)$ на соседних профилях в точках, равноотстоящих в противоположных направлениях от данной координаты x :

$$K(x) = \frac{1}{2n+1} \sum_{m=-n}^n F_1(x-m\Delta x) F_2(x+m\Delta x), \quad (3,29)$$

где Δx — шаг наблюдений; $2n+1$ — число точек, по которым производится усреднение произведения $F_1 F_2$.

Это число точек укладывается в интервал, равный расстоянию между профилями, для обеспечения выделения лишь тех аномальных осей, которые пересекаются профилем под углом более 45° . Если простирание искомого объекта известно с точностью, большей $\pm 45^\circ$, то интервал соответственно сокращается. Вычисленная функция $K(x)$ относится к середине расстояния между средними точками интервалов на соседних профилях. При вычислении $K(x)$ удобно использовать простой шаблон. Для его изготовления на кальке вычерчивают два ряда квадратов, в которые попадают выписанные в виде ведомости значения наблюдаемого поля. Между рядами, в середине шаблона, прорезают отверстие. Расположенные на соседних профилях пары квадратов с одинаковыми номерами обводят тушью одного цвета, чтобы избежать ошибки при перемножении.

Сумму, полученную от сложения произведений цифр, находящихся в одноцветных квадратах, записывают в прорезь, т. е. в ведомость исходных значений. Это и есть величина $K(x)$. Затем шаблон сдвигают вдоль исходных значений на один пикет, и вычисления повторяют. За 1 смену вычислитель получает примерно 200 значений $K(x)$.

Если наблюдается максимум $K(x)$, то полезная аномалия — четная функция. Таковы формы аномалий для многих рудных объектов. Если наблюдается минимум $K(x)$, то искомая функция — нечетная. Знакопеременные аномалии часто соответствуют зонам нарушений, контактам пород.

Способ взаимной корреляции опробован на нескольких перспективных участках Пасюкино-Закатальского рудного района и Азербайджане. Любопытны результаты по крупнейшему на Кавказе Физачинскому месторождению полиметаллов, меди и других ценных элементов. Сульфидная литейка здесь была зафиксирована на всем протяжении съемкой ПС. По графикам АЗ присутствие магнитных руд отмечалось лишь на восточном фланге. После обработки данных магниторазведки по западному флангу уже раабуренного месторождения была выделена протяженная ось, проведенная по максимумам функции взаимной корреляции.

Использование способа для корреляции различных полей по одному в тому же профилю показало возможность увеличения эффективности комплексных исследований на другом месторождении, открытом в том же районе с помощью геофизических методов (см. рис. 21, I). Различные помехи затрудняют здесь выделение рудной залежки отдельными методами; вычислив общую информацию в битах для каждого метода по формуле

$$J = \log_2 \frac{|y_i|}{\Delta y}, \quad (3,30)$$

где y_i — результат наблюдений, Δy — удвоенная абсолютная ошибка, удалось получить наглядный график функции взаимной корреляции информации, полученных разными методами. На этом графике локальные помехи сглажены еще больше, чем на кривых суммарной информации разных методов (см. рис. 21, I).

При необходимости анализа очень сложного потенциального поля, которое обусловлено системами аномалиеобразующих объектов, приуроченных к различным структурным этажам и имеющих различную ориентировку, можно использовать известный в сейсморазведке метод регулируемого направленного приема.

Высокая разрешающая способность РНН основана на острой характеристике направленности интерференционной системы, которая образуется в результате сложения систем аномалий различного простирания. Поэтому близость интенсивностей и частотных спектров аномалий не мешают выделению объектов или систем объектов, отличающихся своей ориентировкой. Эти отличия могут быть пеленгирования зависят от величины базы суммирования, среднего угла между аномалиями и профилями, ширины спектра аномалий; все эти условия можно изменять. Зачерченные графики наблюдаемого поля фотографируются с таким расчетом, чтобы расстояние между соседними профилями составляло 2,8 м на пленке, которая предназначается для анализа на стандартном фотоэлектрическом сумматоре.

Изменение расстояния между профилями на исходном чертеже приводит к изменению всех условий разрешения: углов между аномалиями, средних углов между аномалиями и профилями, частотного состава аномалий. Чтобы проверить справедливость интерпретации, тот же сумматор можно использовать и для моделирования.

А. Б. Коган (ВНИГНИ) справедливо подчеркивает, что использование РНП позволит изучить природу аномалий, которые в сумме могут создавать поле, на первый взгляд не имеющее ничего общего с истинными источниками.

Если форма исходного сигнала известна, для обработки наблюдений по профилям, в особенности одиночным, эффективно использование способа обратных вероятностей (Тархов, Сидоров, 1960; Демидович, 1964; Пикитин, 1967). Однако накладываемое условие не содержит слишком больших ограничений, так как опыт показал близость выделенных осей аномалий при изменении формы и ширины сигнала.

В способе обратных вероятностей производится корреляция наблюдаемого поля $F(x)$ с ожидаемым сигналом $A(x)$, а затем используется теорема гипотез Байеса. Если помехи $f(x)$ распределены случайно, по нормальному закону, имеют стационарный характер, то максимум корреляционной функции будет соответствовать положению искомого сигнала на профиле. Примерный вид искомой аномалии можно легко определить из опыта работ на соседних или аналогичных участках и даже из общих геолого-геофизических предпосылок. Средний квадрат аномалии, т. е. отношение суммы квадратов значущих ординат к их числу, принимается близким к среднеквадратичному отклонению результатов наблюдений. Шаг обработки выбирается после определения радиуса автокорреляции помех. Для этого необходимо вычислить нормированную автокорреляционную функцию поля на участке, где искомый сигнал отсутствует, т. е. на заведомо безрудной площади¹, по формуле (1,1).

Способом обратных вероятностей с успехом обрабатывались данные различных методов, в том числе съемки ПС в Кедабекском рудном районе на Малом Кавказе, где ожидаемые по геологическим данным сульфидные залежи не проявлялись на графиках потенциала ПС, и ΔZ на Большом Кавказе на участках с низкой эффективностью магниторазведки. Очень характерно, что аномалии, выделенные на иллюстрационных графиках ΔZ (рис. 29), оказались смещенными вниз по рельефу согласно полученной теоретически формуле (3,9).

Чтобы проверить гипотезу о нормальности распределения помех, для безрудной части Филлзчайского рудного поля построена гистограмма (рис. 30, а), вычислена теоретическая кривая плотности нормального распределения ΔZ . Высокая степень согласованности теоретического и наблюдаемого распределений, выраженных кривыми пакопленных частотей, установлена при помощи критерия

¹ Поскольку выбор безрудного участка всегда условен, желательно проводить расчеты радиуса автокорреляции по нескольким разобраным профилям и выбрать наименьшее значение.

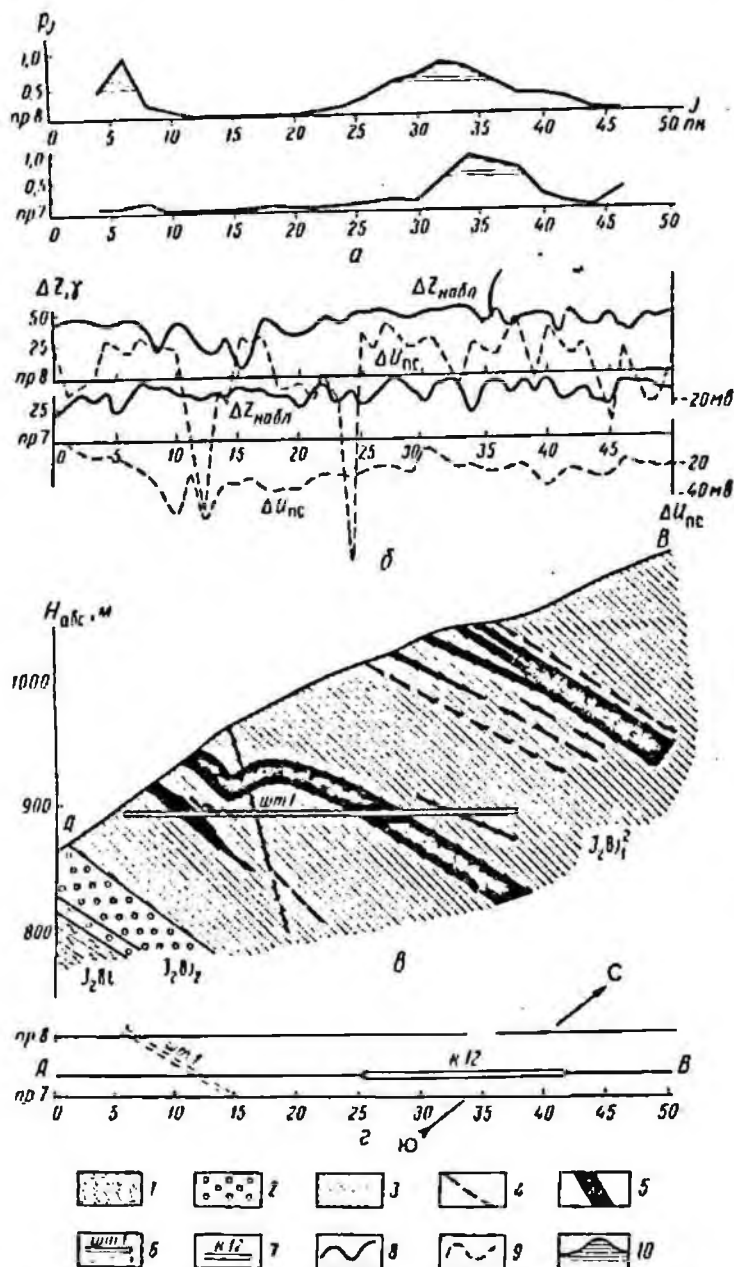


Рис. 29. Выделение полиметаллических залежей после обработки графиков ΔZ способом обратных вероятностей.

а - графики ампертирной вероятности обнаружения лавинной аномалии; б - графики наблюдений значений ΔZ и потенциала естественного электрического поля (по данным Азербайджанской геофизической экспедиции); в - геологический разрез (по В. Нагиеву); г - расположение геологического разреза в плане; 1 - известняк-сланцевая свита; 2 - чередование песчаных песчано-глинистых сланцев с глинистыми сланцами; 3 - верхнесидеритовая свита; глинистые сланцы с сидеритовыми конкрециями; 4 - разрывные нарушения; 5 - сульфидные руды; 6 - расположение шtolы в разрезе и на плане; 7 - расположение скважины; 8 - график ΔZ ; 9 - график потенциала ПО; 10 - график обратных вероятностей выявления заданного объекта (заштрихована область вероятности $P_j > 0,5$).

Колмогорова (рис. 30, б). Радиус автокорреляции помех составляет 20 м (рис. 30, в).

Для того чтобы примерно определить местоположение ожидаемой аномалии $A(x_i)$, достаточно построить график корреляционных сумм вида

$$U = \sum_{i=1}^n A(x_i) F(x_i). \quad (3,31)$$

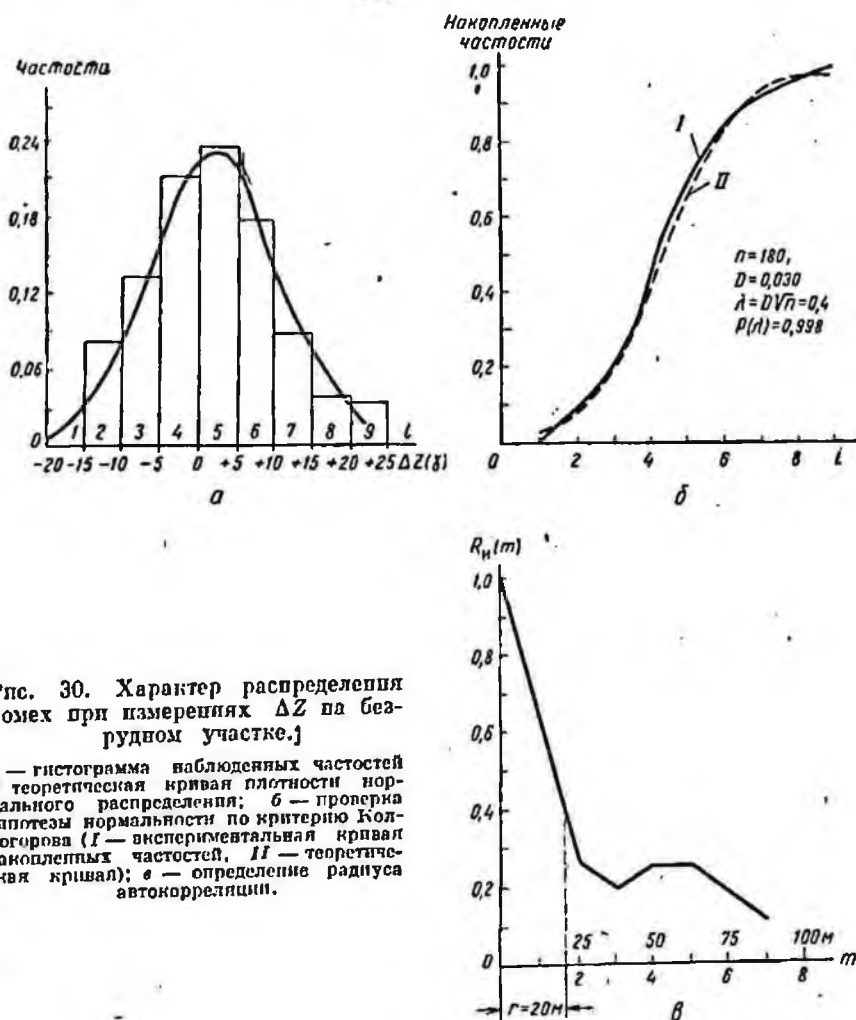


Рис. 30. Характер распределения помех при измерениях ΔZ на безрудном участке.]

а — гистограмма наблюдаемых частот и теоретическая кривая плотности нормального распределения; б — проверка гипотезы нормальности по критерию Колмогорова (I — экспериментальная кривая накопленных частот, II — теоретическая кривая); в — определение радиуса автокорреляции.

Такие суммы за смену вычислителя подсчитываются для числа точек наблюдения m , примерно равного 200. Количество пунктов в интервале обработки n определяется шириной аномалии $A(x_i)$ и шагом обработки.

Сумма произведений записывается для середины обработанного материала, например пикета с номером j ; затем аномалия $\Delta(x_j)$ сдвигается относительно графика поля по профилю $F(x_i)$ на шаг обработки, и корреляционные суммы вычисляются для следующего пикета $j+1$. Другими словами, вычисление корреляционных сумм аналогично вычислению скользящего среднего, которое извешивается по ординатам ожидаемой аномалии.

Коэффициент правдоподобия вычисляют по формуле

$$\Lambda_j = \exp \left[-\frac{1}{2s^2} \sum_{i=1}^n \Delta^2(x_i) \right] \exp \left[\frac{1}{s^2} \sum_{i=1}^n \Delta(x_i) F(x_i) \right], \quad (3.32)$$

а апостериорную вероятность обнаружения аномалии

$$P_j(\Delta > 0 | F_1, F_2, \dots, F_n) = \frac{\Lambda_j}{1 + \Lambda_j}, \quad (3.33)$$

где $\Delta(x_i)$ — значение ординат ожидаемой полезной аномалии; $F(x_i)$ — наблюдаемые значения, приведенные к нулевому среднему; j — номер пикета от 1 до m ; i — номер аномального значения на интервале n ($n \ll m$); s^2 — дисперсия помехи.

Легко убедиться, что первая экспонента есть величина постоянная, определяемая квадратом искомой аномалии. Следовательно, достаточно вычисленную корреляционную сумму U поделить на s^2 , возвести основание натурального логарифма e в соответствующую этому частному степень, а затем умножить на постоянную величину второй экспоненты, чтобы получить коэффициент правдоподобия. Если $\Lambda_j > 1$ (или $P_j > 0,5$), то аномалия имеет место. Понятно, чем больше апостериорная вероятность P_j , тем больше внимания следует уделить изучаемому участку.

Столь подробное описание способов взаимной корреляции и обратных вероятностей имеет свою подоплеку. Дело в том, что предложенные приемы выделения сигналов, соизмеримых с помехами, в горной местности зачастую будут подчеркивать коррелирующиеся особенности рельефа. Можно сопоставить оси аномалий с топографической картой и разделить в первом приближении аномалии от искомых объектов и от морфологических особенностей земной поверхности, но при совпадении простираний аномалий геологического происхождения и форм рельефа такой подход неприемлем.

Неопределенность в обнаружении аномалий искомого класса уменьшается при использовании способов обратных вероятностей и взаимной корреляции. В первом способе выделяются аномалии от объектов заданной формы; во втором, получив максимум или минимум величины $K(x)$, можно сопоставить их с формами рельефа и теоретическим представлением об аномалии от ожидаемого объекта и проанализировать фильтрацию, если, например, форма рельефа имеет вид четной функции, а форма аномалии — нечетной.

3.5. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РАСЧЕТЫ

Методами рудной геофизики изучают поля потенциальные (магниторазведка, гравитразведка, метод сопротивлений) и квазипотенциальные (ВП, терморазведка), а также волновые (сейсморазведка, электромагнитные методы)¹. Естественно, что значительно различаются способы интерпретации, использующие характеристики динамические (амплитуда аномалии и ее градиент) и временные (фазовый сдвиг, время прихода волны), скалярные и векторные. Тем не менее с точки зрения исследователей горных районов выделяются некоторые общие черты многих приемов истолкования, прежде всего связанные с рассмотрением моделей физических тел правильной геометрической формы и пренебрежением криволинейностью поверхности наблюдений.

Эти особенности, как показано в главе I, ограничивают применение большинства из многочисленных способов интерпретации, основанных на сравнении полученных результатов с палочными кривыми или характерными точками эталонных графиков. В последние годы развиваются способы, учитывающие статистические закономерности и сложный характер геологических границ (нередко являющихся графиками второго рода, где терпит разрыв не величина физического параметра, а его производная). Наряду с этими способами в горной рудной геофизике с успехом могут быть применены приемы, использующие наиболее общие закономерности поля и позволяющие производить отсчет глубины от реальной поверхности наблюдений. Таковы способы подбора, вариаций изучения векторов магнитного поля, распределения поля на разных уровнях.

С другой стороны, для горных рудных районов характерны некоторые специфические задачи. К ним относится задача выбора наиболее перспективных из многочисленных аномальных объектов; зачастую эти объекты выходят на дневную поверхность, и весьма важно наряду с их массой оценить положение нижней кромки. Аналогичная задача решается, например, при изучении интрузивных тел, контролирующих оруденение, или подошвы памятных пород, экранирующих рудные растворы. Благоприятным фактором количественной интерпретации является возможность во многих случаях принять исследуемые геологические тела за двухмерные.

Интерпретация магнитных и гравитационных аномалий при наклонной линии наблюдений

Способы получения количественных характеристик в случае, когда результаты наблюдений относятся к неровной поверхности, немногочисленны. Поэтому целесообразно осветить их существо, в первую очередь применительно к наиболее распространенному

¹ Вопросы изучения радиоактивности, которым посвящен ряд специальных работ, здесь не рассматриваются.

магнитометрическому методу, где эти способы и наиболее разработаны для намагниченности вмещающих пород, близкой к нулевой.

Глубина до верхней кромки намагниченных тел или их центров тяжести может определяться различными способами. В благоприятных условиях, если наблюдается аномалия, не осложненная соседними локальными аномалиями и региональным фоном, и предполагается, что она отвечает вертикально намагниченным объектам типа штока, шара, горизонтального цилиндра, крутопадающего пласта, применяются методы, предложенные В. П. Бауманом. Они подразделяются на метод полных векторов, пригодный для определения глубины залегания протяженных на глубину столбообразных залежей или тонких пластов, и метод радиус-векторов для шарообразных тел и горизонтальных двумерных тел с изометричным сечением.

Первый способ основан на пересечении в верхнем полюсе залежки векторов T_n , построенных из реальных точек наблюдения по величинам Z_n и H_n . Если четких пересечений не получается, значит, форма залежки иная, но падению объект ограничен. В этом случае может оказаться эффективным метод радиусов-векторов. Радиусы-векторы, проведенные из центра шара или цилиндра в точку наблюдения на реальном профиле, образуют с вертикалью угол θ_0 .

Для вертикального намагничивания угол θ_0 у горизонтального кругового цилиндра

$$\theta_0 = \frac{\pi}{4} - \frac{\operatorname{arctg} \frac{Z}{H}}{2}, \quad (3,34)$$

у шара

$$\theta_0 = \operatorname{arctg} \frac{1}{2} \left[-3 \frac{Z}{H} \pm \sqrt{\left(3 \frac{Z}{H} \right)^2 + 8} \right]. \quad (3,35)$$

При косом намагничении следует учитывать угол намагничивания

$$\varphi = \frac{\pi}{2} - i.$$

Так, для кругового горизонтального цилиндра

$$\theta_0 = \frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} - \frac{\operatorname{arctg} \frac{Z}{H}}{2}. \quad (3,36)$$

Если радиусы-векторы пересекаются в нескольких точках, можно сделать вывод о наличии нескольких тел.

Разновидностью описанных методов является определение глубины залегания намагниченных тел по отношению Z/H (Миков, 1963). Это отношение для перечисленных выше тел не зависит от глубины их залегания и является функцией формы. Основываясь на аналитических выражениях Z/H для тонкого пласта и штока, косо намагниченных горизонтального кругового цилиндра и шара, Б. Д. Миков построил совмещенную круговую палетку лучевой типа (рис. 31). Каждая ее кольцевая зона является самостоятельной

палеткой, на которой изображено распределение отношения Z/H в зависимости от величины θ_0 (через 10°).

Соответствующая известной форме тела палетка при вертикальном намагничении совмещается со значениями Z/H по профилю съемки таким образом, чтобы последние совпали со значениями линий палетки. Найденное положение палетки определит положение верхнего края тонкого пласта (штока) или центра цилиндра (шара).

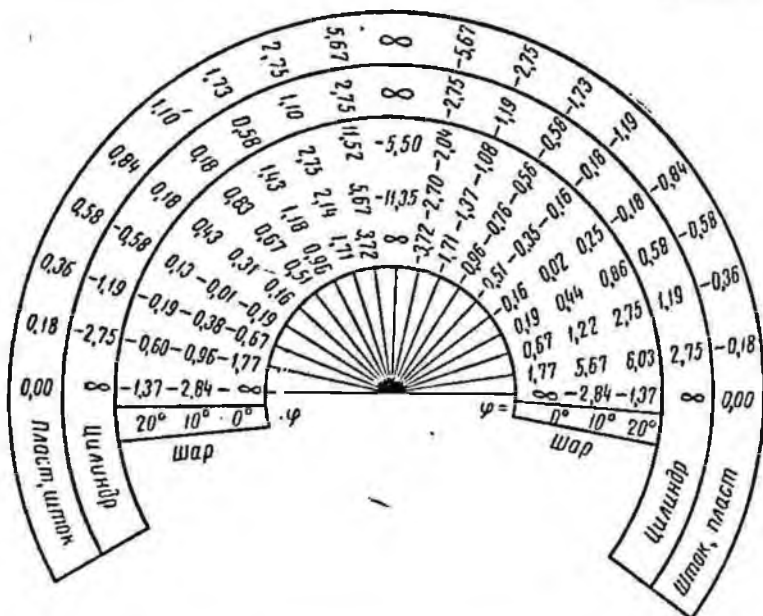


Рис. 31. Палетки Б. Д. Микова для определения глубины залегания намагниченных тел по отношению Z/H .

Для наклонно намагниченного цилиндра палетка из вертикального положения поворачивается в сторону наклона вектора намагничения на половину его угла. Для косо намагниченного шара используется набор палеток для различных углов φ (рис. 31).

При известной форме тел можно использовать также лучевые и пространственные палетки (Миков, 1962; Миков, 1963), способы, основанные на измерениях поля в точках на одной высоте, и некоторые другие.

Наиболее эффективны из описываемого класса приемов пространственные палетки, предложенные В. Барановым (Колюбакин, Лапина, 1960). Например, у тонкого вертикального пласта линии равных значений Z и H будут окружностями, диаметры которых

$$D = \frac{2M}{Z} = \frac{2M}{H}, \quad (3,37)$$

где M — мощность полюса.

Если аномалия Z имеет положительные и отрицательные значения, нулевая линия палетки совмещается с точкой профиля, где $Z_0 = 0$ (рис. 32, а). Затем палетки в вертикальном положении перемещается до тех пор, пока какая-либо изолиния не коснется

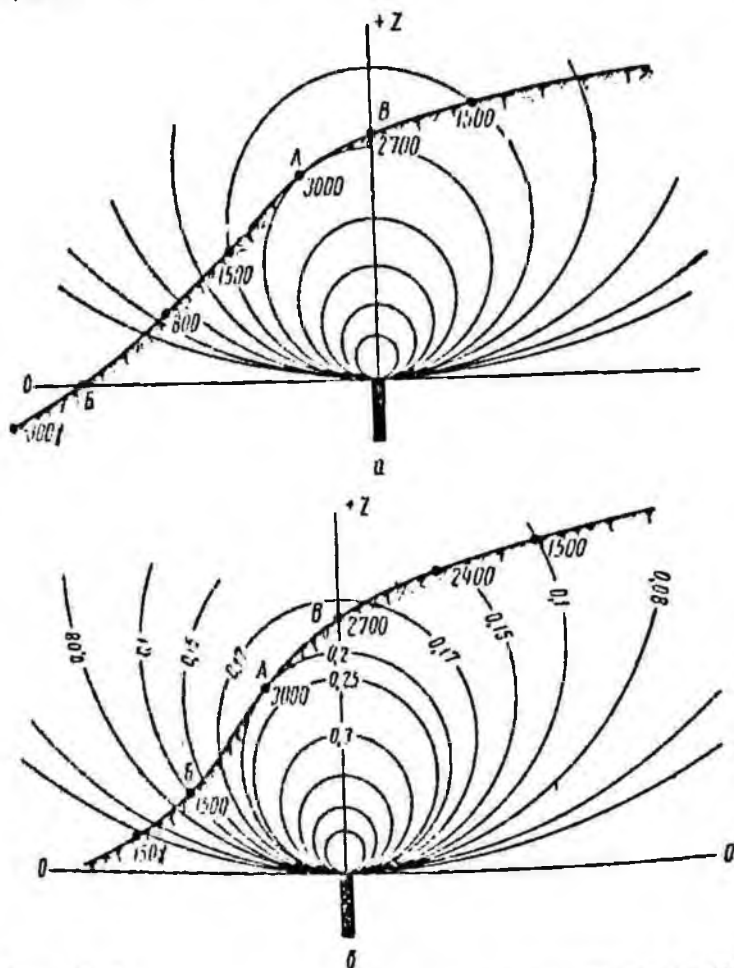


Рис. 32. Определение положения тонкого вертикального пласта пространственной палеткой (по Б. Д. Микову).

а — по кривой Z с отрицательными значениями поля; б — по кривой Z без отрицательных значений.

точки профиля, где величина Z_0 максимальна. При этом значения Z_0 в других точках профиля должны быть пропорциональны соответствующим изолиниям палетки. Центру палетки тогда соответствует положение полюса.

Если отрицательных и нулевых значений Z_0 по профилю не зафиксировано, то можно выбрать точки А, где $Z_0 = Z_{\max}$, и Б,

где $Z_0 = 0,5 Z_{\max}$ (рис. 32, б). Палетка совмещается с выбранными точками таким образом, чтобы одна изолиния касалась линии наблюдений в точке А, а другая, соответствующая вдвое меньшей интенсивности, в точке Б.

Уточнить положение верхней кромки пласта или штока (центра горизонтального крутового цилиндра или шара) можно по значениям поля в промежуточных точках путем осреднения. Если наблюдаются большие расхождения для различных пунктов профиля, следует попытаться подобрать другой вид пространственной палетки, для иной формы тела.

Положение в геологическом разрезе двумерных тел произвольного сечения при отсутствии различных фоновых влияний может быть определено достаточно точно методом подбора по известной точечной палетке Д. С. Микова или исключением элементарных полей (Миков, 1962). Искомый объект замещается суммой элементарных круговых цилиндров, поле от которых суммируется (или вычитается) до полного совпадения (или сглаживания) наблюдаемой кривой Z или H .

Процесс вычитания требует много времени, поэтому целесообразно сразу вычесть поле кругового цилиндра, который примерно соответствует всему сечению. После замены сечения цилиндра равновеликим прямоугольным сечением оставшуюся часть аномалии исключают расчетом поля для элементарных сечений с помощью пространственной лепестковой палетки.

Многими исследователями плодотворно разрабатываются способы пересчета в нижнее полупространство для определения особенностей потенциального поля. Такие работы проводятся в ИФЗ АН СССР, УфИАН СССР, Днепропетровском горном институте, Новосибирском университете (Каратаев и др., 1966) и других организациях. Особые точки, где преобразованная функция теряет аналитичность, соответствуют особенностям изучаемого объекта (точкам излома верхней кромки, вершинам боковых углов и т. п.). К ним примыкает способ, основанный на интегральных преобразованиях Фурье, в результате которых определяется комплексная координата угловой точки, наименее удаленной от поверхности наблюдений (Трошков, 1964). Произвольно изменяя положение начала координат, можно получить ряд таких точек, т. е. определить положение верхней кромки возмущающего объекта или объектов. В принципе подобный подход пригоден для интерпретации сложных аномалий в условиях пересеченного рельефа при наличии возмущающих тел неправильной формы и намагниченных произвольно (по однородно). Однако широкое применение указанной группы методов ограничивается чувствительностью к ошибкам измерений и фоновым влияниям, трудоемкостью вычислений и ростом погрешностей по мере пересчета.

Следует заметить, что на практике зачастую оправдывается широкое применение простого способа касательных с коэффициентами В. К. Пятацкого для определения верхних кромок намагниченных тел.

При истолковании гравиметрических аномалий, как и магнитных, количественные расчеты для наклонной линии наблюдений выполняются способами подбора, изучения распределения поля в вертикальной плоскости.

Вариант способа подбора, основанный на исключении геоплотностных неоднородностей, которые в верхней части разреза часто известны по геологическим данным, с успехом использован Ю. И. Пикольским и др. (ГИРГ) при глубинном изучении горных районов Армении в масштабе 1 : 200 000. Этот же вариант оказался эффективным при поисках глубокозалегающих колчеданных руд на Урале.

При наличии в разрезе четких и протяженных плотностных границ, вскрытых скважинами, влияние этих границ можно учесть статистически, составляя систему уравнений для Δg как функции координат и глубины залегания границы раздела. Коэффициенты, вычисленные способом наименьших квадратов, используются для определения глубины залегания контактной поверхности путем подстановки их значений и значений горизонтальных координат в выражение для известного Δg на каждом пункте. При наличии нескольких границ, значительно удаленных друг от друга по вертикали, расчет их глубин целесообразно, видимо, проводить с привлечением соответствующим образом трансформированных значений Δg .

Аналогичный прием можно использовать и в других геофизических методах.

Приближенные оценки глубины залегания и массы объекта

В настоящее время геофизические съемки довольно часто проводит одновременно с геологосъемочными и буровыми работами. Чтобы в течение текущего сезона проверить наиболее перспективные аномалии, необходимо во время полевых работ быстро оценить порядок запасов, которые могут быть обнаружены, если аномалия окажется «рудной» (т. е. массу объекта), глубину залегания верхней кромки, протяженность на глубину и другие параметры.

Поскольку в этом случае основное описание связано с возможным пропуском объекта, наряду с качественным истолкованием целесообразно привлекать высокопроизводительные приемы приближенной оценки глубины залегания искоемых объектов, основанные на неравенствах, не учитывающих форму, не вертикальность намагничивания тел и подобные ограничения.

По этим неравенствам можно определить предельную глубину залегания гравитирующего или намагниченного тела, что имеет важное практическое значение при оперативном задании проверочных скважин.

Так, ссылаясь на работы Смита, Д. С. Нарсиние (1965) приводит неравенства для определения наибольшей глубины h , на которой может находиться верхняя кромка тела, вызвавшего магнитную

аномалию, по максимальным значениям намагниченности I и горизонтальных производных ΔZ :

$$h \leq \pi \sqrt{3} \frac{|I|_{\max}}{|\Delta Z'|_{\max}}, \quad (3,38)$$

$$h^2 \leq 6\pi \sqrt{2} \frac{|I|_{\max}}{|\Delta Z''|_{\max}}. \quad (3,39)$$

Если намагничение вертикально и имеет один и тот же знак, неравенства существенно улучшаются:

$$h \leq 2,59 \frac{|I|_{\max}}{|\Delta Z'|_{\max}}, \quad (3,40)$$

$$h^2 \leq 3,14 \frac{|I|_{\max}}{|\Delta Z''|_{\max}}. \quad (3,41)$$

Для двумерной задачи при параллельном направлении намагничивания:

$$h \leq \frac{4 |I|_{\max}}{|\Delta Z'|_{\max}}, \quad (3,42)$$

$$h^2 \leq \frac{1,5\pi |I|_{\max}}{|\Delta Z''|_{\max}}. \quad (3,43)$$

Для интерпретации гравитационных аномалий И. Г. Клушин, ссылаясь на Ботта, Смита и Фишера (Андреев, Клушин, 1962), предлагает следующие неравенства:

в случае трехмерного тела

$$h \leq \frac{3\Lambda(x)}{2 \left| \frac{\partial \Lambda}{\partial x} \right|}, \quad (3,44)$$

двухмерного

$$h < \frac{\Lambda(x)}{\left| \frac{\partial \Lambda}{\partial x} \right|}, \quad (3,45)$$

где $\Lambda(x)$ — максимальное значение аномалии; $\frac{\partial \Lambda}{\partial x}$ — максимальный горизонтальный градиент.

Более точные предельные формулы типа неравенств приводит К. В. Гладкий (1967) для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий от определенного класса объектов.

Аномальные массы изучаемых тел определяются однозначно согласно теореме Гаусса о потоке поля (Параскис, 1965). Если, например, объект с плотностью σ_1 находится среди вмещающих пород с плотностью σ_2 , Δg выражено в миллигалах, а элемент площади аномалии ΔS — в квадратных метрах, то действительная масса M объекта в тоннах определяется из формулы

$$M = 23,9 \frac{\sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_2} \sum \Delta g \Delta S. \quad (3,46)$$

Оценка протяженности изучаемых объектов на глубину наименее устойчива и требует привлечения широкого комплекса данных. Поднятие магнитных образцований обычно определяется лишь в благоприятных условиях, если наблюдаются отрицательные значения магнитного поля или известна намагниченность объекта (Булипа, 1966; Духовский, 1966). При этом необходим надежный выбор нулевой линии, для чего можно применить способ Н. М. Пудовкина, основанный на вычислении величин, сопряженных наблюдаемым.

При наличии сотен и тысяч наблюдений ΔT можно использовать для определения пазухи кромок способ Н. Г. Клушина (1968), если разнообразно намагниченные тела образуют статистически однородную последовательность и обладают сравнительно малой мощностью и большой протяженностью относительно высоты полета. Предполагается, что глубина залегания верхней кромки известна: последнее условие всегда выполняется при изучении вскрытых эрозией геологических тел. Н. Г. Клушин приводит графики нормированной автокорреляционной функции поля для тел, аппроксимированных тонкими пластинами, и показывает, что эти графики достаточно заметно различаются при разных глубинах залегания нижней кромки. Для изучения других тел, которые можно представить, например, в виде симметричной антиклинали, следует построить аналогичные графики, используя альбом теоретических кривых Д. С. Микова, а затем сравнить с ними полученную после обработки полевых данных функцию $R_n(m)$. Однако до широкого внедрения описываемого метода необходимы еще некоторые теоретические и экспериментальные работы, в частности, по исследованию критериев однородности, влияния частотной характеристики регистрирующей аппаратуры на энергетический спектр поля.

В гравиметрии для оценки положения нижней кромки обычно использовались данные о глубине залегания верхней кромки и центра тяжести возмущающего объекта. Значительно улучшить построения можно с помощью серии палеток, разработанных в Казахском геофизическом тресте (Кузьмин и др., 1965).

В этих палетках эталонами количественной интерпретации служат следующие геометрически правильные тела:

- 1) уступ, бесконечный по простиранию;
- 2) пласт вертикальный и наклонный, не ограниченный и ограниченный по простиранию;
- 3) треугольная горизонтальная призма, не ограниченная по простиранию, с верхним основанием, выходящим на дневную поверхность;
- 4) трапециевидная горизонтальная призма, ограниченная по простиранию;
- 5) полушар с горизонтальным нижним основанием.

Такой набор позволяет аппроксимировать большинство интересующих исследователя геологических тел наиболее близкими.

Если известны глубина залегания верхней кромки и ширина объекта вкrest простирания (эти данные можно извлечь из материа-

лов сейсморазведки, электроразведки, магниторазведки, геологических работ), то остальные параметры тела, в том числе избыточная плотность, глубина нижней кромки, и форма будут определены подбором по палеткам. По этим данным можно оценить морфологию рудопосевных интрузивов, ориентировочную массу рудной залежки.

Что касается определения верхних кромок по кривым электрозондирования, то иногда можно использовать различные виды теоретических палеток. При использовании индуктивных методов «размеры и проводимость источника аномалии определяются по частотным и переходным характеристикам, а его положение в пространстве — по кривым распределения поля» (Якубовский, 1963). В районах со сложным, но в целом низкоомным разрезом используется простой способ определения глубины центра сферической или оси цилиндрической залежки. Она равна расстоянию между точками, где амплитуда аномалии составляет половину ее минимального значения.

Обобщенный параметр объекта, куда входят его проводимость и размер, можно определить по измерениям с афиметром на одной частоте, используя для облегчения расчетов палетку Б. С. Светова.

При интерпретации кривых переходных процессов используют их правые асимптоты. Уравнения правых асимптот для точек в центре аномалии или на ее оси представляют (в полулогарифмическом масштабе) в виде прямых, угловые коэффициенты которых для сферы

$$b_c = 4,3\alpha_0, \quad (3,47)$$

для цилиндра

$$b_u = 2,5\alpha_0. \quad (3,48)$$

Обобщенный параметр α_0 для двумерного тела с изометричным сечением радиуса R и удельным сопротивлением ρ равен ρ/R^2 .

В методе индукции глубина залегания проводящего объекта определяется по Ю. В. Якубовскому и Л. Л. Ляхову из выражения

$$h = \frac{x_m}{\operatorname{ctg} \varphi_m} (\sqrt{1 + \operatorname{ctg} \varphi_m} - 1), \quad (3,49)$$

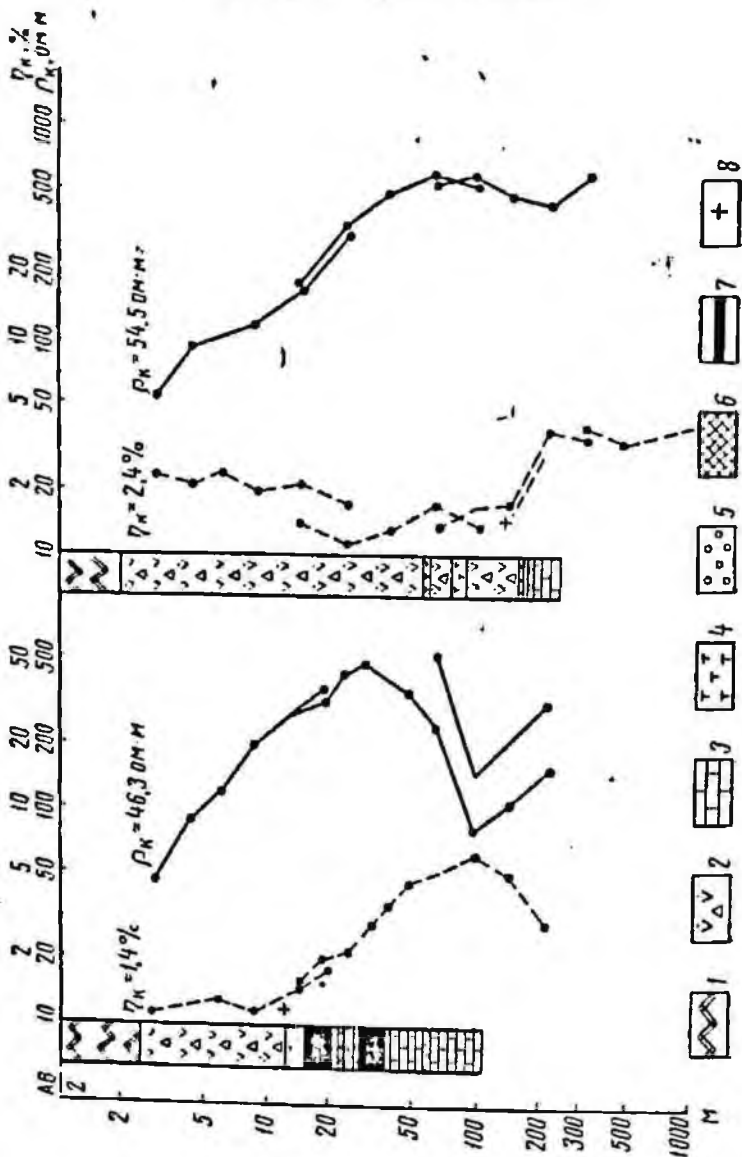
где x_m — расстояние от точки обращения угла до точки с максимальным или минимальным значением этого угла φ_m .

Осреднение результатов, полученных при использовании обоих экстремумов φ_m на кривых обращения углов и соответствующих значений x_m , уточняет глубину залегания проводника. Простой способ определения местоположения верхней кромки поляризуемого тела заключается в нахождении координаты точки перегиба на кривой ВЭЗ ВП (Комаров и др., 1966). Аналогичный прием (рис. 33) использован Б. Э. Хесным и О. В. Новиковой (1966).

Глубину залегания сульфидной залежки можно определить по графикам профилирования ВП. Для этого В. В. Алексеев в АзГЭ с успехом применил известный способ касательных, который был предложен впервые в электроразведке А. С. Семеповым.

Рис. 33. Выделение магнитных руд методом БЭЗ ВЛ (маштаб колонок и тарифных логарифмический).

1 — почвенный слой; 2 — рыхлые отложения; 3 — туфовые породы; 4 — известняк; 5 — порфириты; 6 — базальты; 7 — магнетитовая руда ($Fe > 45\%$); 8 — начало резкого водорастания значеный Цк.



Протяженность на глубину тела, вскрытого на дневной поверхности и расположенного в середине линии AB , определяется из выражения (Комаров и др., 1966):

$$\frac{\eta_k - \eta_1}{\eta_2 - \eta_1} = - \frac{\rho_k - \rho_1}{\rho_2 - \rho_1} \approx - \frac{1}{1 + 1.5 \frac{\rho_2 a}{\rho_1 c}}, \quad (3,50)$$

где η_2 и ρ_2 — поляризуемость и удельное сопротивление изучаемого тела; η_1 и ρ_1 — то же вмещающих пород; $2a$ — горизонтальная протяженность тела (ширина аномалии); c — вертикальная протяженность. Величины η_1 и ρ_1 — фоновые, их определить несложно. Если расположить питающий электрод в середине аномалии η_k , полученной методом СГ, то вблизи него $\eta_k \approx \eta_2$ и $\rho_k \approx \rho_2$. Остается вычислить вертикальную протяженность.

Поляризуемость аномального объекта можно определить, если его форма, глубина залегания известны. Для вкрапленных руд при измерениях с трехэлектродной установкой, согласно В. А. Комарову и др. (1966), можно считать

$$\eta_{ан} \approx \eta_{изб} \left(\frac{a}{h} \right)^n; \quad (3,51)$$

где

$$\eta_{изб} = \eta_2 - \eta_1;$$

$$\eta_{ан} = \eta_k - \eta_1;$$

a — радиус тела или полумощность пласта; h — глубина залегания центра тела.

Если среда двухслойная, $n = 0$. Для горизонтального кругового цилиндра $n = 2$, для шара $n = 3$.

При наличии необходимых данных из уравнения (3,51) легко получить величину $\eta_{изб}$.

Если тело вкрапленных руд залегает среди пород, не содержащих электропроводящих минералов, то поляризуемость, обусловленная вкрапленностью

$$\eta_{в} = \eta_{изб} = \eta_2 - \eta_1. \quad (3,52)$$

В случае наличия вмещающих пород, содержащих вкрапленность, выпячивается не вся величина η_1 ; она уменьшается на величину поляризуемости, обусловленной полными проводниками (1,5–2%).

Поляризуемость $\eta_{в}$ с объемной концентрацией вкрапленности ξ связана зависимостью

$$\eta_{в} \approx \frac{\beta \xi}{1 + \beta \xi}, \quad (3,53)$$

где β — коэффициент, зависящий от удельного сопротивления, характера электропроводящих включений, а также времени зарядки и разрядки.

Для медноколчеданных руд одного из закавказских месторождений коэффициент β равен 2,6; южноуральских — 2,5; для полиметаллических руд в Таджикистане — 1,45; 3,1 и 4,5.

Если размеры тела, а следовательно, его объем V определены, общее содержание электропроводящих минералов в аномальном объекте:

$$V_{эл} = \frac{1}{\epsilon} V. \quad (3,54)$$

В некоторых случаях удается оценить концентрацию некоторых металлов по величине поляризуемости или тип руды по характеру спада кривой вызванной поляризации.

Особенности интерпретации в рудной сейсморазведке

Интерпретация материалов сейсморазведки методом РВ качественными способами изложена в разделе 3.4.

Основным вопросом в интерпретации географон рефрагированных волн является определение зависимости скорости от глубины. Если среда характеризуется только монотонным увеличением скорости с глубиной, то обратная кинематическая задача решается известными способами В. В. Голицына и С. В. Чибисова.

В способе С. В. Чибисова наибольшая глубина h проникновения сейсмического луча, вышедшего на расстоянии $x(h)$ по ПВ с $v_k = v(x_k)$ в точке выхода, определяется следующим образом. На географоне выбирается n точек, для которых наносятся значения кажущейся скорости $v_k(x)$, и строится график первой производной $\frac{\Delta x}{\Delta t} = v_k(x)$. Построенный график должен иметь вид плавной кривой, отображающей возрастание скорости от v_0 в точке $x = 0$ до v_{kmax} в точке $x = x_n$. По этой кривой вычисляется отношение $\frac{v_{kmax}}{v_k(x)}$ и с помощью таблицы гиперболических функций строится график подынтегральной функции $\operatorname{arcsinh} \frac{v_{kmax}}{v_k(x)}$. Затем для определения глубины вычисляется интеграл по формуле трапеций

$$h = \frac{1}{2\pi} \left[\operatorname{arcsinh} \frac{v_{kmax}}{v_{k1-1}} + \operatorname{arcsinh} \frac{v_{kmax}}{v_{k1}} \right] \Delta x. \quad (3,55)$$

Поскольку в описываемом способе считается, что истинная скорость $v_{ист} = v_k(x)$, тем самым устанавливается искомая зависимость $v_{ист}$ от глубины.

Способ С. В. Чибисова требует громоздких вычислений, чувствителен к систематическим ошибкам.

На практике непрерывную градиентную среду часто рассматривают как предельный случай тонкослоистой среды при уменьшении мощности отдельных слоев, что позволяет использовать приемы, разработанные в КМНВ, и упростить расчеты по методу С. В. Чибисова. Соответствующие способы предложены Н. А. Караевым, О. К. Кондратьевым и другими исследователями. О. К. Кондратьев,

учитывая, что каждая точка годографа рефрагированной волны является одновременно точкой излома (τ и) и начальной точкой (n , τ) годографа «элементарной» головной волны, рекомендует эмпирическую формулу

$$\bar{v} = \frac{\bar{v}_{\tau, n} - \bar{v}_{n, \tau}}{2} = \frac{1}{2} \left(\frac{x}{t} + \sqrt{\frac{x}{t} v_k} \right), \quad (3,56)$$

и тогда глубина залегания фактивной границы (максимальная глубина проникновения луча)

$$h = \frac{\bar{v} \left(1 - \frac{x}{v_k} \right)}{2 \left[1 - \left(\frac{\bar{v}}{v_k} \right)^2 \right]}. \quad (3,57)$$

Способ О. Н. Кондратьева, приближаясь по точности к способу С. В. Чибисова, позволяет при вычислениях использовать не весь годограф, а отдельные его характеристики.

При произвольном законе увеличения скорости с глубиной А. Н. Левин (1965) годограф рефрагированной волны представляет в виде знакопеременующегося степенного ряда:

$$l(x) = a_1 x - a_2 x^3 + a_3 x^5 - \dots \quad (3,58)$$

Для практических целей ограничиваются тремя членами ряда. Тогда закон изменения скорости с глубиной, от которого зависят коэффициенты, определяется простой формулой, а искомые коэффициенты вычисляются способом наименьших квадратов, исходя из расстояния между пикетами и количества точек наблюдений. Таким образом, отпадает необходимость осреднения наблюденных годографов, численного дифференцирования для вычисления величины v_k . Следует заметить, что при больших вертикальных градиентах скорости закон ее изменения с глубиной по приближенным формулам определяется недостаточно точно. Как показали исследования Ю. Г. Шопила и О. В. Миропниковой (ВНГР) в пределах Малого Кавказа, для изучения скоростного разреза целесообразно использовать одновременно способы С. В. Чибисова и А. Н. Левина.

В более сложных, чем горизонтально слоистые, средах методика решения обратной задачи в настоящее время полностью не разработана. Одним из перспективных направлений является использование полей времен, рассмотренных для головных и отраженных волн рядом авторов.

Аналогичные исследования ведутся для разработки методов интерпретации годографов дифрагированных волн, при их обработке используются специальные палетки и лучевые диаграммы.

Интерпретация данных МПЗ производится по способу Н. С. Берзон. Положение отражающего элемента определяется вектором полного градиента времени, координатой точки поверхностного годографа и значением средней скорости.

Постоянное повышение требований к качеству проектирования и истолкования материалов геофизических исследований обуславливает необходимость применения специальных счетно-решающих, аналоговых и моделирующих устройств, а также универсальных электронных цифровых вычислительных машин. Значение автоматизации особенно велико при исследованиях в горных рудных районах, которые сопряжены с большими трудностями как в получении полевых материалов, так и в их обработке из-за наличия многочисленных помех.

Счетно-решающие, предназначенные для решения специальных задач разведочной геофизики, и аналоговые устройства, рассчитанные на выполнение определенных математических операций, не обладают высокой точностью, универсальностью и быстродействием. Поэтому их применение ограничивается обычно вычислением корреляционных функций потенциалных полей, преобразований Фурье и некоторых других.

Значительно шире при исследовании горных рудных районов могут быть использованы моделирующие устройства и ЭЦВМ для решения таких трудоемких и требующих перебора многочисленных вариантов задач, как выбор сетей, учет влияния рельефа, статистическая обработка материалов и выделение слабых аномалий, подбор реальных сред.

Моделирующие устройства

Моделирование дает возможность учесть влияние рельефа в электроразведке, рассчитать потенциальные поля над телом неправильной формы и решить обратную задачу разведочной геофизики методом подбора, который применим при неровной поверхности наблюдений. Использование электромоделирования основано на математической аналогии между распределением магнитного и гравитационного полей в природе и электрического поля в проводящей среде от источников постоянного тока, с одной стороны, а с другой, — на физической аналогии в распределении электрических полей в природе и на модели при соблюдении геометрического подобия и физических свойств разрезов. Результаты интерпретации определяются по местоположению питающих электродов, создающих в определенном масштабе электрическое поле, подобное магнитному или гравитационному полю в природе.

Электромоделирование проводится на электропроводящей бумаге (см. раздел 3.3), в электролитических ваннах или на сетке омических сопротивлений (Фокин, Пидецкий, 1961; Пидецкий, Фокин, 1965). В последнем случае точность моделирования повышается и появляется возможность автоматизации ввода данных и измерения моделируемого разреза. На использовании сеточной модели основаны пространственный электромодельный интегратор ПЭГ для решения трехмерных задач, созданный в ВИТР, моделирующее устройство Казахского политехнического института.

Однако сеточные модели довольно громоздки по конструкции, в связи с чем более удобны установки на электропроводящей бумаге. Установка МУСГ-1 на электропроводящей бумаге разработана в последнее время в ВИТР (А. Ф. Фоксин и др.). Она позволяет решать двухмерные задачи для наземных (воздушных) и подземных исследований в магниторазведке, гравитразведке и электроразведке постоянным током и получать кривые Z_n , H_n , T_n , Δg , V_{xz} , V_d , ρ_k . При этом рудное тело или группа тел может иметь различные физические свойства в сечении, а линия профиля искривляться.

В ВИТР разработана также более сложная и дорогостоящая установка МТУ-1 для решения трехмерных задач на основе электролитической ванны.

Оригинально устройство электронного интерпретационного прибора ЭИП-2, предназначенного для подбора контура двухмерного тела по кривым Δg , V_{xz} , V_d , H_n , T_n . Прибор типа ЭИП целесообразно применять в методике исключения элементарных полей.

В Казахском политехническом институте (А. А. Непомнящих и др.) используется немагнитная сетка, в которой размещаются призмы из материала с различной магнитной восприимчивостью. Подобную сетку, очевидно, можно использовать при подборе промежуточных модельных тел в методе пересчета поля со сложной поверхности наблюдений на горизонтальную (см. раздел 3.1).

Электронные цифровые вычислительные машины

С помощью электронных машин дискретного действия изучается широкий класс задач не только вычислительных, но и логических; одновременно вовлекаются в рассмотрение многие параметры. Благодаря высокой производительности и точности вычислений облегчается обработка и интерпретация геофизических материалов существующими приемами; более того, появляется возможность разработки новых методов, которые ранее не могли быть реализованы из-за сложного вычислительного аппарата. Примером первого типа программ служат способы подбора полей от тел неправильной формы при сложной поверхности наблюдений. Ко второму типу относятся программы распознавания (табл. 3).

Программирование — основной элемент в использовании ЭЦВМ. Его можно разделить на несколько этапов (Бенькович, Цареградский, 1965).

1. Установление необходимости автоматизации решения данной геофизической задачи и выбор метода, обеспечивающего устойчивость и надежность решения.

2. Выбор численного способа решения и составление расчетных формул.

3. Разработка алгоритма, т. е. свода четких правил, позволяющих последовательно и однозначно описать процесс выполнения работы.

4. Составление по разработанному алгоритму логической схемы программы.

Таблица 3

Задача	Программа	Мирна ВЦВМ	Органи- зации	Литература
Выбор сетей	«Поиск-1» для непро- рышных сетей, «Поиск-2» для точечных сетей, «Поиск 3»	Мишск-2	ВНПРГ	Семепова, 1964; «Ме- тоды рудной геофизики», 1968
Определение плот- ности пород, сла- гающих рельеф, по гравиметрическим данным	Для неравномерного распределения точек наблюдения по профилю	Урал-2	ВНИИ Гео- физика	Бережная, Телегина, 1966
Пересчет потенциа- льного поля со сложного рельефа на единый уровень	То же	*	*	Бережная, Телегина, 1966
	Для плоского и про- странственного распре- деления поля ΔZ . Шаг сети постоянный	М-20	СО АН СССР	Сергеев, 1967
Расчет поправок в рельеф в грави- метрии	Для точек произволь- ной сети	Мишск-2	ВНПРГ	Ломтадзе, 1966
Вычисление статистических характеристик	Полная статистическая обработка выборок	Урал-2	ДТГУ	«Методы рудной гео- физики», 1968
	Обработка результа- тов измерений физиче- ских свойств	Мишск-2	ЗСГУ	То же
	Статистическая харак- теристика геофизических полей	М-20	СПИИГТамС	*
	Анализ функции рас- пределения по серии малых выборок	М-20	ЗСГУ	*
Корреляция	Многомерная корреля- ция	Мишск-2	Казахский филиал ВНПРГ	*
	То же	М-20	СО АН СССР	*

Задача	Программа	Марка ЭЦВМ	Организация	Литература
Корреляция	Парная корреляция	М-20	ВНИИГидро-уголь	«Методы рудной геофизики», 1968
	Вычисление функций автокорреляции и взаимной корреляции	М-20	ЗСГУ	То же
	То же	Минск-2	ВИРГ	»
Выделение слабых аномалий на фоне помех	Способ «обратных вероятностей»	Урал-2	МГРИ	Демидович, 1964
	То же	М-20	ЗСГУ	«Методы рудной геофизики», 1968
	Вычисление скользящего среднего (с переменным радиусом осреднения) и остаточных аномалий в каждом пункте	Минск-2	ВИРГ	
	Определение преобладающего простирания изолиний по результатам измерений в узлах квадратной сети	Минск-2	ВИРГ	«Методы рудной геофизики», 1968
	Трансформация потенциальных полей, заданных по неравномерной сети	»	»	Ломтадзе, 1967
Количественная интерпретация	Статистическое определение параметров намагниченных тел	»	»	«Методы рудной геофизики», 1968
	Определение особых точек по двумерным магнитным аномалиям	»	»	То же
	Определение верхней крошки, избыточной массы и координат центра тяжести объекта произвольной формы способом подбора по гравиметрическим наблюдениям на неровной поверхности	»	»	Ломтадзе, 1967

Задача	Программа	Машина ЭЦВМ	Организация	Литература
Количественная интерпретация	Определение отражающих элементов по данным МПЗ	Минск-2	ВИНГ	
	Решение обратной кинематической задачи по голограммам отраженно-дифрагированных волн	М-20	Казахский геофизический трест	«Методы рудной геофизики», 1968
Комплексная интерпретация	«Гора-3» для распознавания объектов по комплексу признаков	М-20 Стрела, Минск-1	Институт проблем передачи информации АН СССР	Плюберг, Овчинникова, 1966
	«Образ-3»	Минск-2	ВИНГ	«Методы рудной геофизики», 1968
	Множественная регрессия для разделения пород по вещественному составу	М-20	СО АН СССР	

5. Собственно программирование, т. е. задание последовательности команд, при выполнении которых ЭЦВМ осуществляет решение задачи.

Необходимо учесть, что эффективность использования ЭЦВМ определяется не столько применением того или иного математического приема и умелым маневрированием возможностями машины, сколько правильным выбором наиболее существенных особенностей геологической модели изучаемой среды. От конкретных геологических условий и задач зависят основные факторы расчета — параметры преобразования (радиус осреднения, размер элементарных тел и др.). Поэтому программирование или выбор готовых программ требует сотрудничества математиков и высококвалифицированных геофизиков.

Наиболее слабыми местами в использовании ЭЦВМ для решения геофизических задач пока остаются ввод и вывод информации.

Чтобы числа ввести в машину, их предварительно прописывают на картонных перфокартах, киноленте или телеграфной ленте. В том же виде в машину вводится программа. Скорость ввода равна десяткам чисел в секунду; еще меньше скорость вывода, который обычно представляет собой печать на бумажной ленте. Скорость увеличивается при использовании магнитной записи.

Расчет экономической эффективности применения ЭЦВМ затrudнителей. Если учитывать только затраты на счет (вместе с вводом, контролем перфорации и выводом информации из машины), то сравнение с ручным счетом по материалам ВПРГ показывает неоспоримые преимущества применения ЭЦВМ (табл. 4).

Таблица 4

Программа	Затраты на 1000 точек				
	машин- ных часов ЭЦВМ Минск-2	человеко-дней ручного счета		рублей	
		с ЭЦВМ	без ЭЦВМ	с ЭЦВМ	без ЭЦВМ
Расчет поправок за влияние двух зон в гравиметрии для неравномерной сети	4,0—5,0	11	170	134	680
Вычисление парных коэффициентов корреляции и их значимости на уровне 95 и 90% для 25 параметров	2	—	50	—	200
Определение преобладающего простирания изолиний по измерениям в пунктах квадратной сети	0,8	4	100	32	400
Трансформации потенциальных полей, заданных по неравномерной сети, по пяти параметрам	2,0—2,5	17	—	113	—

Однако при рассмотрении табл. 4 (где принята стоимость человеко-дня 4 руб., а машинного часа 20 руб.) следует учесть, что большие затраты труда связаны с подготовкой к вводу в машину материала и разносторонней получаемых результатов. Скорость подготовки самих перфокарт исчисляется 2000 чисел за смену. Следовательно, общая экономия от применения ЭЦВМ может быть значительно ниже, чем это следует из табл. 4.

Для повышения производительности ввода ведутся специальные работы конструкторского характера. Потерю времени на ввод и вывод можно как-то компенсировать путем выполнения наибольшего числа преобразований исходных данных на ЭЦВМ за один ввод.

С этой точки зрения особенно удобны программы В. В. Ломтадзе (1966, 1967) для ЭЦВМ «Минск-2», которые позволяют не только рассчитать поправки за рельеф для пунктов произвольной гравиметрической сети, но и произвести последующие трансформации аномалий в редукции Буге. Соответствующая программа ВПРГ рассчитана на выполнение следующих преобразований потенциальных полей: а) осреднение поля по квадратам двух размеров; б) пересчет поля вверх и вниз на различные уровни; в) вычисление первых

производных по осям x , y , z и определение полного горизонтального градиента; в) вычисление второй вертикальной производной; д) расчет остаточных аномалий по результатам осреднения и пересчетов поля вверх.

Исходное поле задается в виде каталога непосредственно для точек наблюдения; для них же вычисляются трансформации или их часть.

Программа проверялась на материалах аэромагнитной съемки Армении масштаба 1 : 25 000, проведенной на уровнях 75, 150, 300, 600 и 1200 м. Поле ΔT на уровне 300 м пересчитывалось по программе на другие уровни. При пересчете на высоту 600 м значений поля в 850 точках по профилям вкрест простирания пород на площади 11 x 9 км² оказалось, что расхождения между пересчитанными и наблюдаемыми значениями в максимумах аномалий не превышали 10% их амплитуды. При пересчете вниз расхождения достигали 25% для уровня 150 м и 30% для уровня 75 м (в основном за счет автоматического сглаживания перед трансформацией методом наименьших квадратов, что особенно сказывается на экстремумах). Общая картина поля, однако, не искажалась.

Наиболее существенны для специфики горных областей программы учета влияния рельефа в гравиразведке и программы комплексной интерпретации с использованием различных полей.

Автоматизация учета влияния рельефа началась с исследований Ботта в Англии в 1957 г. Опробование ЭЦВМ на материале горной Англии при изменении высот от 2,5 до 230 м показало, что средняя ошибка составляет 2,5%. Однако Ботт и многие другие авторы зоны в радиусе до 1 км учитывают вручную; Кане (Cane, 1962) предложил внутренние зоны разбивать под углом 45° на восемь частей и поверхность каждого октанта аппроксимировать наклонной площадкой. Тогда притяжение получаемой фигуры вычисляется с помощью ЭЦВМ.

Большинство программ рассчитано на квадратную сеть наблюдений и ручное определение средних высот квадратов (Литвиненко и др., 1965; Коваль, 1966). Однако некоторые программы позволяют обрабатывать материалы, полученные по неравномерной сети (Ломтадзе, 1966), а средние высоты квадратов определять интерполяцией по узлам квадратов (Аронов, Колосальцев, 1963).

Программы разделения объектов на классы реализуют способы разрешения более общей проблемы узнавания. Это направление разрабатывается в МИИХ и ГИ, в ВПИР и других институтах. Сущность этого направления заключается в том, что на известных примерах выбирается сочетание характерных признаков, последующий перебор которых позволяет отнести изучаемый объект к определенному классу, скажем, аномалию к «рудной» или «нерудной».

Исследования по применению методов распознавания образов в разведочной геофизике находятся в начальной стадии. Они сталкиваются со многими трудностями, связанными с необходимостью иметь достаточное количество полностью изученных объектов для

обучения и экзамена, с отбором наиболее информативных признаков и их градаций и др. Имеются недоработки и в теории разделения на классы, и в самих программах. В частности, опробование известной программы распознавания «Кора-3» в Азербайджанском филиале ВНИИГеофизики (И. Л. Визирян и С. Я. Агакишпева) показало, что наибольший вес приобретают признаки с первыми номерами; столь априорный подход, естественно, нежелателен.

К последнему направлению, по существу, можно отнести исследования СО АН СССР по изучению статистических и функциональных зависимостей потенциальных полей между собой и геологическими объектами (Г. И. Каратаев и другие). Например, были найдены гравитационные и магнитные характеристики, наиболее тесно коррелирующие с вещественным составом интрузий в Казахстане. Удалось составить оператор (уравнение регрессии), который достаточно надежно разделяет все изученные интрузии по наблюдаемым геофизическим признакам на кислые, средние, основные и ультраосновные.

Описанные способы указывают на возможность замены в некоторых случаях опыта интерпретатора объективным и производительным машинным анализом¹. Однако предстоит преодолеть еще многие трудности, связанные с отбором материала, вводом и выводом его из машины, анализом теории и практики программирования. Количество программ, составленных для решения различных задач на различных машинах, достаточно велико; к тому же оно постоянно растет. Поэтому не менее важной целью, чем разработка новых способов решения трудоемких задач геофизических исследований в горных рудных областях, является систематизация имеющихся программ, их сравнительное опробование на эталонном материале и составление рекомендаций по выбору рациональных способов решения типичных задач. Обнадеживает в этом отношении планируемый переход на сочетание двух основных типов машин: БЭСМ-4 и БЭСМ-6 («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968).

¹ Недостаточная эффективность программ распознавания во многом определяется, очевидно, учетом неосознанного опыта — интуиции.

ГЛАВА 4

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ РЕШЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

4.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геофизическая характеристика геологических образований в связи с задачами прогнозирования

Геофизические съемки в комплексе работ по геокартированию дают возможность оценить перспективы рудности целых районов и отдельных площадей и имеют конечной целью установление геологических факторов контроля оруденения. Интерпретация результатов этих съемок основывается на сведениях о физических свойствах пород, изучению которых уделяется все большее внимание.

Анализ физических свойств горных пород и результатов геофизических съемок в хорошо изученных районах позволяет сформулировать определенные предпосылки выделения типичных объектов, которыми в большинстве случаев руководствуются при проведении геофизических работ.

Важнейшие объекты съемочных работ в горных рудных областях — интрузивные и субинтрузивные образования, зоны разломов и гидротермальной переработки, антиклинальные структуры, контакты пород различной проницаемости, так как именно наличие рудности интрузий, благоприятных структур и литофаций определяет перспективность района в отношении тех или иных полезных ископаемых, и также целесообразность проведения более детальных геологоразведочных работ, включая и геофизические.

Приведем краткую геофизическую характеристику этих объектов.

1. Основные и ультраосновные интрузии характеризуются положительными гравитационными и магнитными аномалиями, которые выражены тем сильнее, чем круче падение изучаемых массивов, глубже их корни. Следует оговориться, что часто встречаются слабоманитные лейкократовые габбро и гивербазиты; намагниченность послед-

них сильно зависит от степени серпентинизации и увеличивается по мере серпентинизации иногда на порядок. При воздействии на серпентиниты гидротерм и образования кварц-карбонатных пород происходит понижение плотности и намагниченности.

В основных породах наблюдаются высокие скорости упругих волн, их контакт с метаморфизованными вмещающими образованиями характеризуется большим перепадом скоростей.

2. Интрузии среднего состава обычно отчетливо выделяются повышенным магнитным полем даже среди аналогичных по составу эффузивных пород; им также присуща увеличенная скорость рефрагирования волн, причем значения скоростей для интрузивных пород более закономерны, чем для эффузивных (см. рис. 10).

3. Кислые интрузии и экструзии выделяются гравитационными минимумами (см. рис. 36), повышенной радиоактивностью и относительно пониженным магнитным полем. Однако их краевые фации обычно обуславливают заметные магнитные аномалии.

4. Среди эффузивных пород наиболее четко выделяются порфировые и базальтоидные потоки с повышенными плотностью, намагниченностью и скоростью упругих колебаний. Для молодых лав, широко распространенных на Малом Кавказе, типично мозаичное магнитное поле вследствие изменчивости направления вектора остаточной намагниченности и частого переслаивания лавовых покровов. Аномалии от покровных эффузивов часто затушевывают искомые аномалии от других геологических объектов (см. рис. 13).

Для трещин взрыва характерны изометричные гравитационные и магнитные аномалии; наиболее типичны сочетания магнитного максимума с гравитационным минимумом или понижений того и другого поля.

5. Зоны разломов четко выделяются всеми геофизическими методами: наличием точек дифракции, пониженными скоростями упругих колебаний и сопротивлениями (см. рис. 35 и 36), аномалиями естественного электрического поля, повышенной радиоактивностью, разнообразными сочетаниями аномалий гравитационного и магнитного полей в зависимости от характера разлома. Если по сбросу приходят в тектонический контакт различные по физическим свойствам породы, то фиксируются типичные аномалии уступа; если зона разлома выполнена породами основного состава, отмечаются положительные гравитационные и магнитные аномалии. В других случаях могут наблюдаться отрицательные магнитные аномалии (за счет выноса магнетита из нарушенной зоны и его перехода в немагнитные соединения железа), отрицательные аномалии Δg в зонах дробления регенерированных разломов или смещения аномалий при сдвигах и подвигах.

6. Области гидротермальной переработки, как правило, легко выделяются среди магматических образований пониженным магнитным полем (см. рис. 39). В их картировании помогают также данные электроразведки (гидротермально измененные породы иногда отражаются понижениями сопротивлений, повышениями поляризуемости,

аномалиями ИС) и результаты металлометрии, которая отмечает многие типы оруженых пород. Металлометрия, а иногда гравиразведка позволяют отличить гидротермально измененные оруженые зоны от участков графитизации (графитизация часто также является признаком оружения).

Зоны окварцевания хорошо выделяются электроразведкой на постоянном токе благодаря повышению сопротивлений.

7. Антиклинальные структуры, особенно если в их ядрах к дисевой поверхности приближаются породы нижнего структурного аэтика, фиксируются положительными гравитационными аномалиями, повышениями скорости упругих колебаний. Стрессе их крыльев характеризуются поведением отражающих площадек. С другой стороны, при мелкомасштабных стемках крупным структурам типа антиклинорий с характерной графитизацией соответствуют часто гравитационные и магнитные минимумы, а синклинориям, выполненным основными породами, — максимумы. В сводах положительных структур, как и в зонах разрывов, можно ожидать повышение геотермических градиентов.

8. Контакты пород, особенно осадочных и магматических, четко картируются по изменениям характера магнитных полей и сопротивлений (см. рис. 34), часто по радиоактивности, скорости упругих колебаний и гравитационному полю. Среди осадочных пород хорошо отличаются карбонатные породы повышенного сопротивления от сравнительно проводящих глинистых образований.

Таким образом, комплекс геофизических методов позволяет уточнять особенности геологического строения в перхней части разреза и изучать глубинные образования, помогая в прогнозировании рудных месторождений. Так, благоприятны для образования рудных месторождений стыки структур, их пересечения, фиксируемые в геофизических полях. Крупные зоны разломов, уходящие на значительную глубину, обычно являются каналами для рудоносных флюидов. К разломам глубокого заложения тяготеют многие месторождения полиметаллов, ртути, золота, олова, редких металлов. Локализация руд происходит зачастую в перистых ответвлениях от этих разломов. Отмечена приуроченность колчеданных и полиметаллических месторождений к брахиантиклиналям. Выделяя соответствующие участки геофизическими методами, можно значительно сузить площадь проведения дорогостоящих детальных работ.

Картирование ультраосновных интрузий дает возможность оконтурить области, перспективные для поисков хромитов, титано-магнетитов и других полезных ископаемых; картирование кислых — заметить районы образования ряда месторождений, в том числе редких и радиоактивных элементов. Прослеживание контактов интрузий с карбонатно-эффузивным комплексом пород позволяет определить участки, где можно рассчитывать на обнаружение залежей скварного генезиса.

Более глубокий анализ геолого-геофизической обстановки приводит к конкретизации прогнозирования. Так, Д. М. Печерский

(1964) установил связь магнитных характеристик гранитоидов Северо-Востока СССР с тектоническими условиями их формирования, что позволяет решать задачи металлогении.

По Д. М. Печерскому, гранитоидные интрузии, внедрившиеся в слабо проницаемые деформированные толщи геосинклинальных отложений, чаще всего немагнитны. Гранитоиды, образовавшиеся вдоль глубинных разломов в условиях высокого кислородного потенциала, обладают повышенной намагнитченностью. С этим типом гранитоидов на Северо-Востоке СССР (как и в западной части США) связано большинство гидротермальных месторождений золота, тогда как оловосодержащие интрузивы обычно немагнитны.

Интересны данные статистического анализа о связи намагнитченности и глубины становления интрузивов.

Большинство магнитных интрузивов, как оказалось, сформировалось на глубине 0,5—1 км. С уменьшением глубины происходит резкий спад намагнитченности (кислые субвулканитические тела практически немагнитны), так же как при значительном увеличении глубины. Если глубина становления превышает 5 км, большинство гранитоидов немагнитно. Указанная закономерность подтверждается исследованиями Л. Н. Котляревского в Узбекистане, а также в Азербайджане.

Анализ общей геофизической характеристики даже таких сравнительно хорошо изученных горных рудных областей, как тектономагматические зоны Азербайджана, позволил установить некоторые важные особенности их геологического строения. Так, на южном склоне Большого Кавказа аэромагнитной съемкой, проведенной примерно на одной высоте, выделена скрытая на глубине крупная гранитоидная интрузия, с которой, возможно, связана рудоносность Белокапо-Закапальского рудного района.

Чтобы исключить предположения о связи аномалии ΔT с рельефом слабомагнитных сланцевых толщ, выходящих на дневную поверхность, изучена связь между магнитным полем и высотой полета. Оказалось, что вершины и хребты (которые ближе к поверхности наблюдений, чем долины) отмечаются относительно понижениями ΔT , т. е. аномальный объект имеет глубинную природу.

Восточнее этой аномалии, в районе Исмаиллов, намечается положительная гравитационная аномалия антикавказского направления, также заслуживающая внимания как признак возможно рудоподного поднятия.

Тектономагматические зоны Малого Кавказа уверенно разделяются в соответствии с особенностями гравитационного и магнитного полей.

Сомхити-Агдамской зоне, где преобладают толщи среднеюрских вулканогенных пород, насыщенные интрузиями, соответствует положительное магнитное поле, осложненное рядом максимумов, образующих цепочку аномалий ΔT в целом кавказского простирания, которая, очевидно, отражает разлом глубокого заложения. На этом фоне выделяется несколько аномалий антикавказского направления.

Особенно отчетливо по гравиметрическим данным вырисовывается поперечный Шамхорский максимум, к которому приурочен единственный в этой области выход запалеозоя.

Наличие гравитационного максимума при сравнительно спокойном магнитном поле позволяет интерпретировать указанную аномалию как приближение к дневной поверхности кристаллического фундамента, представленного в основном метаморфическими сланцами высокой плотности и низкой намагниченности. Указанный вывод может иметь определенное поисковое значение в связи с наличием в нижнепалеозойских сланцах Шамхорского и Локского выступов признаков оруденения золота, меди и полиметаллов, а также выявлением геофизических аномалий предположительно рудного характера на первом из названных участков.

По геофизическим данным структуры антикавказского направления отличаются и в Дашкесанском синклинории, к югу от Кировабада, где поперечный разлом глубокого заложения послужил каналом для излияния сильно магнитных порфиров верхнемелового возраста. Соответствующие породы можно рассматривать как бедные железные руды. На участках пересечения антикавказских разрывов с более протяженными кавказскими отмечаются изометричные аномалии ΔT , которым соответствуют интрузии типа Дашкесанской, Кедабекской. С ними связаны месторождения железа, кобальта, алунита, серного колчедана. Поэтому заслуживает внимания отмечаемая по данным магнитной съемки к северо-западу от Кедабекской аналогичная последней достаточно крупная Чолахичайская интрузия, причем на поверхности закартирован лишь небольшой выход интрузивных пород среднего состава. Детали строения этой интрузии изучались сейсморазведкой, подтвердившей наличие на глубине основных интрузивных пород (см. рис. 10).

Резкой сменой знака как магнитных, так и гравитационных аномалий отмечается переход от Сомхито-Агдамской к Севано-Нарабахской зоне, сложенной преимущественно вулканогенно-осадочными породами мела и палеогена. При этом пояс гипербазитовых интрузий не отмечается повышенными магнитным или гравитационным полями. Возможно, последнее обстоятельство связано с небольшой мощностью ультраосновных пород, внедрившихся по узким каналам ветвям глубинного разлома. Характерно, что те гипербазитовые интрузии, где известны хромитовые проявления, отмечаются сравнительно повышенным магнитным полем, т. е. их мощность существенна.

Приуроченность наиболее крупного в центральной части Малого Кавказа Далидагского гранитоидного массива к глубокому гравитационному минимуму позволяет рассматривать южное продолжение этого минимума и отрицательные аномалии к востоку и западу как отражение скрытых кислых интрузий, отдельные апофизы которых выступают на дневной поверхности. Указанные гравитационные минимумы, увязываемые с отрицательным магнитным полем, присущим площадям развития кислых пород, могут служить критериями

для выделения областей, перспективных на редкометальное оруденение.

Многие затронутые выше общие положения в целом подтверждаются также результатами известных региональных построений для Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и других областей.

Особенности крупномасштабных и детальных съемок в связи с поисками месторождений золота, вольфрама, молибдена, олова, редких металлов¹

Геологическая и физико-географическая характеристики горных районов позволяют использовать простые приемы для решения задач геологического картирования, связанных с выделением и прослеживанием контактов пород под маломощным рыхлым покровом. Так, на основе материалов магниторазведки и металлометрии в Алмалыкском районе удалось выявить перспективные на медь и золото площади пониженного магнитного поля и повышенных концентраций металлов; в их пределах при проверке были найдены ценные месторождения (Вольфсон и др., 1964). По данным съемок масштаба 1 : 25 000 в Севано-Карабахской тектоно-магматической зоне Малого Кавказа установлено, что ультраосновные породы фиксируются не только магнитными аномалиями, но и повышенными концентрациями хрома и никеля в рыхлых отложениях. Соответствующие закономерности для интрузий другого состава в иных районах также позволили использовать металлометрию для геокартирования.

Детальное расчленение пород с помощью магниторазведки и аэмагнитной съемки иллюстрируется рис. 34. На изученном участке Малого Кавказа по данным магнитных съемок масштаба 1 : 10 000 с привлечением результатов радиометрии и электроразведки удалось получить кондиционные данные о геологическом строении с минимальным объемом поверхностных горных выработок. Известная здесь Ново-Ивановская интрузия по магнитным данным, подтвержденным последующим анализом штифов, была разделена на две фазы — основную и щелочную. Северо-восточный контакт щелочной фазы интрузии с известняками, закрытый наносами мощностью от 1 до 4—5 м, четко выделяется на карте графиков Z_n (рис. 34, а). Магнитные аномалии в приконтактной полосе интенсивностью до 20—40 мэ при относительно спокойном положительном поле с амплитудами около 10 мэ, характерном для щелочных пород, могли быть связаны как с небольшими линзами скарнов, так и с изменением состава интрузии. Неоднозначность в решении этого вопроса устранена благодаря использованию аэмагнитной съемки (рис. 34, б). Щелочные породы отмечаются аномалиями до 85 условных эман, но к северо-востоку, ближе к зоне контакта, концентрация эманации резко уменьшается, что скорее всего свидетельствует о смене состава

¹ Часто вольфрам, молибден, ртуть, олово также относят к группе редких металлов («Геологический словарь», Госгеолтехиздат, 1955).

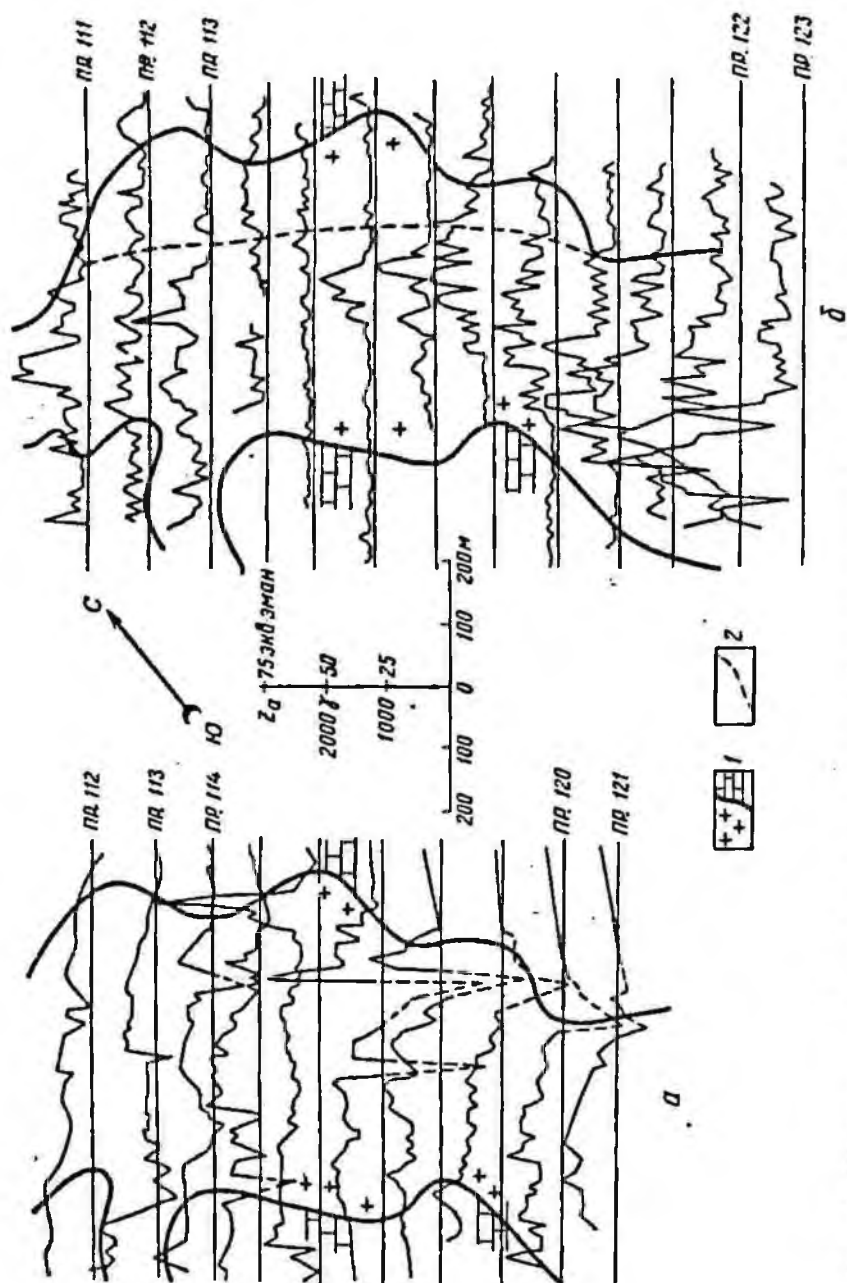


Рис. 34. Использование данных магниторазведки (а) и магнитной съемки (б) для разделения интрузивных пород (на графиках прерывистой линией показаны отрицательные значения магнитного поля). 1 — контакт интрузии с известняками; 2 — граница раздела интрузивных пород и кристаллических гнейсов по данным магнитной съемки.

интрузивных пород. Действительно, горные выработки вскрыли краевую фацию габбро-диабазов повышенной намагнитченности.

При истолковании результатов геофизических съемок подобного рода возникают трудности, связанные с тем, что на геологической карте обычно фиксируются контуры коренных пород, в то время как магниторазведка «просвечивает» не только слои рыхлых поверхностных отложений, но и немагнитные коренные породы. В этом случае полезна увязка приближенных расчетов глубин залегания намагнитченных масс с матерпалами ВЭЗ, которые позволяют получить сведения о мощности рыхлого покрова, с данными капшметрии металлометрических проб. Наличие повышенной магнитной восприимчивости рыхлых отложений, увязанной с магнитными аномалиями, свидетельствует о связи последних с коренными породами, перекрытыми четвертичным чехлом. Если локальная аномалия ΔZ не связана с повышенным магнитной восприимчивости в пробах, можно сделать вывод о наличии выступа магнитных пород, не вскрытых эрозией. С другой стороны, смещение капшметрической аномалии относительно магнитной вниз по рельефу позволяет уточнить положение источника сопутствующей геохимической аномалии.

Таким образом, производительные методы геофизических работ в комплексе с геохимическими позволяют осуществлять надежное геологическое картирование участков, которые прикрыты рыхлыми отложениями, лесом, густым кустарником или альпийским луговым покровом, где применение канав, шурфов и других поверхностных горных выработок не только сопряжено с затратами времени и средств, но и не может обеспечить полноценное изучение площади и выявление узко локализованных объектов. Например, в Дашкесанском рудном районе в течение нескольких лет проводились горные работы с целью поисков кобальтового оруденения, приуроченного к маломощным зонам дробления. Перспективный участок был опоскован геофизическим отрядом в кратчайшие сроки (рис. 35).

Детальное картирование рудоконтролирующих пород или структур с помощью геофизических методов приобретает особое значение при поисках благородных и редких элементов, концентрации которых невелики и не могут изменить физические свойства вмещающей среды. Так, Л. Л. Ляхов и другие (1964), отмечая повышение поляризуемости золота, плотности вольфрамита, проводимости молибденита, рекомендуют осуществлять косвенные поиски их месторождений, картируя понижения гравитационного и магнитного полей, аномалии и гамма-аномалии над рудовмещающими гидротермально измененными гранитоидами.

Часто поиски маломощных рудных тел можно свести к картированию гидротермально измененных зон, вмещающих промышленное оруденение. Поскольку мощность этих зон обычно достаточно заметна, привлечение геофизических методов для их выделения и прозаметна, привлечение геофизических методов оправдано. Таким образом, слеживание может быть экономически оправдано. Таким образом, например, исследуются золоторудные месторождения гидротермального генезиса с помощью магниторазведки.

Зоны и участки гидротермально измененных пород на золоторудных месторождениях дарьсунского типа в Восточном Забайкалье, изученных А. А. Солодовым (ЦНИГРИ), отмечаются понижениями магнитного поля на 5–10 мГ. Золотоносные кварцево-сульфидные жилы здесь непосредственно выделяются аномалиями ЦС и ВП.

Чаще всего объектами поисков являются золоторудные кварцевые жилы. Иногда их удается выделить электропрофилированием на постоянном или переменном токе, однако известны случаи, когда кварцевые жилы не отличаются по сопротивлениям от вмещающих пород. Поэтому все большее значение приобретает пьезоэлектрический метод выделения кварцесодержащих тел (см. рис. 44).

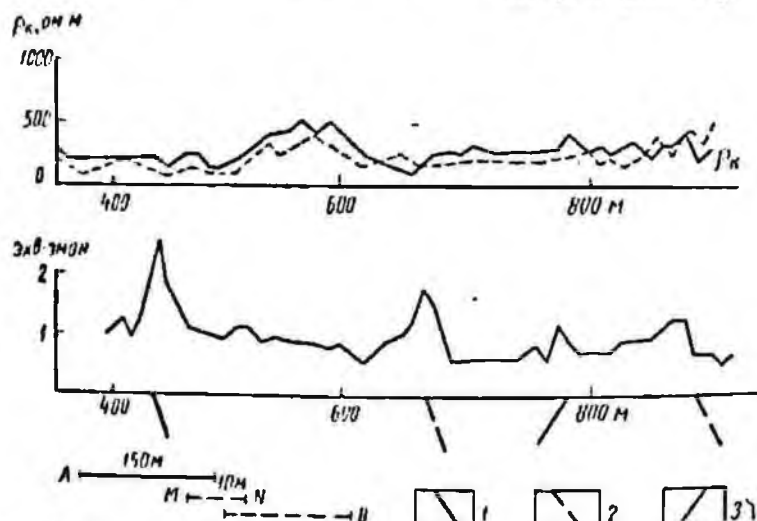


Рис. 35. Выделение кобальтоносных зон дробления по данным комбинированного профилирования и эманацонной съемки в Дашкозавском районе.

1 — правосторонняя зона дробления; 2 — зоны дробления, выделяемые по геофизическим данным; 3 — контур туфогенных сил.

Расположению гидротермальных и скариовых месторождений вольфрама, молибдена, разнообразных редких металлов (кадмия, галлия, лития, германия и др., в том числе редких земель) связано с особенностями строения кислых интрузивов, изучаемых преимущественно комплексом гравиразведки, магнитгоразведки и радиометрии. Если известна приуроченность месторождений вольфрама и ассоциирующих с ним элементов к гранитам, слабо затронутым эрозией (тогда как эродированные тела не несут редкометаллового оруденения), то сопоставление контура гравитационного минимума с геологической картой позволяет оценить (разбавить) изучаемую площадь. Кроме того, надинтрузивные штокверки в Казахстане отмечаются повышенной гамма-активностью, а купола лейкократовых гранитов в зависимости от уровня эрозионного среза и степени гидротермальной переработки характеризуются различным магнит-

ным полем («Методы рудной геофизики», 1968). Зонам скарпирования и ороговикования, контактов интрузий с приуроченным к ним оруденением обычно соответствуют положительные магнитные аномалии.

Кварцево-вольфрамитовые и кварцево-молибденитовые жилы иногда картируются электроразведкой, реже — магниторазведкой по минимумам поля среди вмещающих магнитных пород. Распределение минимумов ΔZ и максимумов ρ_k целесообразно сопоставлять с топопланшетом, отфильтровывая аномалии, связанные с протяженным депрессиями в рельефе.

На молибденовых, медно-молибденовых и вольфрамо-молибденовых месторождениях наблюдается пиритизация пород, что благоприятствует привлечению методов ПС и ВП для выделения и прослеживания этих месторождений. Интересны описанные Н. П. Беневоленским аномалии ПС, окаймляющие редкометалльные штокерки благодаря интенсивной пиритизации периферии рудных тел.

Поиски жильных и штокерковых месторождений олова также основаны на изучении металлоносных гранитоидов и выделении касситерито-сульфидных и касситерито-кварцевых рудных тел описанными выше методами. Характерно применение магниторазведки при прослеживании касситерито-пирротитовых жил, метода частотной дисперсии для изучения плохо проводящих руд (см. раздел 2.7).

Редкие металлы выявляются, как правило, при поисково-разведочных работах на руды других полезных ископаемых. Например, германий и селен ассоциируют с некоторыми кольцевидными месторождениями; редкие земли — с ториевыми. Характерные примеры выделения редких земель по высокой гамма-активности приведены В. А. Козицким и А. Ф. Станковским («Опыт применения радиоактивных методов при поисках и разведке перадиоактивных руд, 1962»).

Последовательность методических приемов при поисках редкометалльных карбонатитов описана Н. Н. Боровко (1961). Рудовмещающие ультраосновные щелочные интрузии повышенной намагниченности и радиоактивности фиксируются четкими изометричными аномалиями, иногда кольцевого характера, интенсивностью до нескольких десятков миллиэрстед, до десяти микроэрстед/час и более (в воздухе). Сами зоны интрузивной и другой минерализации выделяются среди вмещающих пород положительными аномалиями ΔZ и гамма- или эманиационными аномалиями, преимущественно торпоровыми.

Следует заметить, что для изучения месторождений, связанных с зонами калиевого метасоматоза, несомненно значение гамма-спектроскопии. Практически во всех случаях для непосредственного выявления металлов привлекаются съемки по вторичным ореолам рассеивания, глубинность которых возрастает, также как у гамма-спектроскопии, на площадях с автохтонным рыхлым покровом (элювием горных вершин, хребтов и плато).

Выше приводились примеры мобильных и экономичных геофизических съемок, используемых главным образом для картирования верхней кромки кристаллических пород. Ценность полиантенных съемок значительно возрастает, если их увязать с опорными пересечениями, включающими широкий комплекс трудоемких геофизических методов. Применение такого комплекса позволяет значительно увеличить надежность интерпретации результатов площадных съемок, изучить поведение на глубине интрузий, складок, разрывов, строение нижнего структурного этажа.

Наиболее рационально, по-видимому, одновременное проведение площадных работ и комбинированных пересечений. В этом случае те элементы комплекса, которые используются в полиантенной съемке, отражаются на опорных маршрутах в виде обобщенных графиков. Таким образом сокращаются общие затраты на организацию и проведение геофизических работ при повышении достоверности интерпретации. Однако на практике опорные пересечения часто запаздывают, так как они проводятся в достаточно перспективных районах, где площадные съемки могут быть уже закончены. В этом случае облегчается истолкование данных опорных маршрутов, поскольку часть геофизических полей регистрируется на хорошо изученных участках; материалы же ранее проведенных площадных съемок подвергаются переинтерпретации.

С другой стороны, если горный район, трудно доступный для наземных и вертолетных съемок, хорошо обнажен, и перспективны его поверхности установлены геологическими методами, опорные пересечения могут предрешать съемкам площадей, включая в себя весь необходимый комплекс методов картирования и поисков. Не исключено, что при этом могут быть выявлены не только глубинные структуры, но и пропущенные геологической съемкой месторождения или рудопроявления по аномалиям ПС, ΔZ и металлометрии. На соответствующих участках целесообразно проведение последующих площадных работ.

Шаг наблюдений на опорных пересечениях меняется в зависимости от сложности геологического строения, задач и вида используемых методов: порядка 2 км между точками ВЭЗ с АВ до 10 км; 0,5 км — для ВЭЗ ВП с АВ до 2 км; 100—200 м — для гравиразведки; 50 м — для магниторазведки и наблюдений ПС¹. Имеющийся опыт показывает необходимость постановки комплексных исследований минимум по одному маршруту на изучаемом плашете для обеспечения глубинности основного геологического разреза, предлагаемого к кондиционной геологической карте. Увеличение числа пересечений резко повышает затраты: стоимость 10 км комплексного профиля составляет около 20 тыс. руб., тогда как примерно в такую же сумму обходится съемка ПС в комплексе с металлометрией или магнито-металло-

¹ Методика сейсморазведки описана в разделе 2.9.

метрическая съемка масштаба 1 : 25 000 на планшете в 100 км² с необходимой детализацией. При возможности исключения из комплекса сейсморазведки число маршрутов следует увеличить.

Разрез, представленный по одному из профилей вкост Сомхито-Агдэмской зоны Малого Кавказа (рис. 36), составлен с учетом данных гравиразведки, магниторазведки, ВЭЗ ВП, сейсморазведки методом рефрагирования волн по материалам А. Ш. Мамед-Заде, Ю. Г. Шопина и др. Следует отметить, что при построениях подобного рода полезнее использовать данные магнитной попланшетной съемки (рис. 36, а), чем непосредственные наблюдения по профилю (рис. 36, б). Анализ геофизических данных по профилю привел к значительным изменениям в представлениях о геологическом строении этого района Шамхорского антиклинария (см. на рис. 36, в геологический разрез, построенный по материалам геологических съемок масштаба 1 : 25 000).

В его южной части удалось показать взаимоотношение выделенных двух фаз Ново-Ивановской интрузии, установить лакколитообразную форму нижнемеловой интрузии, расположенной севернее. Далее по профилю уточняются структуры среднеюрских отложений, отмечаются скрытые тела кислых интрузий. В северной части четко выделяется высоким скоростям и поляризуемостью блок нижнепалеозойских пород, осложненный на юго-востоке тектоническим нарушением. В пределах этого блока крупномасштабные и детальные геофизические съемки позволили выявить ряд перспективных на сульфидное оруденение участков, уязвимых с локальными структурами по данным гравиразведки и сейсморазведки, а также с повышенными содержаниями меди, свинца, цинка в рыхлых отложениях по материалам металлотрической съемки.

Серия подобных пересечений через северо-восточную часть Малого Кавказа позволила значительно уточнить схему тектоники и магматизма Кедабекского рудного узла, основанную на обобщении результатов попланшетных съемок масштаба 1 : 25 000.

Опорные пересечения на южном склоне Большого Кавказа, элементы которых отражены на рис. 22 и 37, также подтверждают большие перспективы применения методики комплексных маршрутов для изучения структур и металлоносности горных рудных районов на глубине.

4.2. ПОИСКИ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Класс сульфидных месторождений чрезвычайно широк и объединяет месторождения серного и медного колчедана, полиметаллов и ртуть, других цветных металлов.

Сульфиды, за исключением сфалерита и киновари, обладают высокой проводимостью и обычно являются благоприятными объектами для поисков методами электроразведки. Среди месторождений различных масштабов, открытых с помощью геофизических методов, — Тоганалыпское серноколчеданное на Малом Кавказе и полиметаллические месторождения южного склона Большого Кавказа (Азербайджан), медноколчеданные Кизил-Кольское на Северном Кавказе, Акбастау, Кушмурун в районе Чингизского

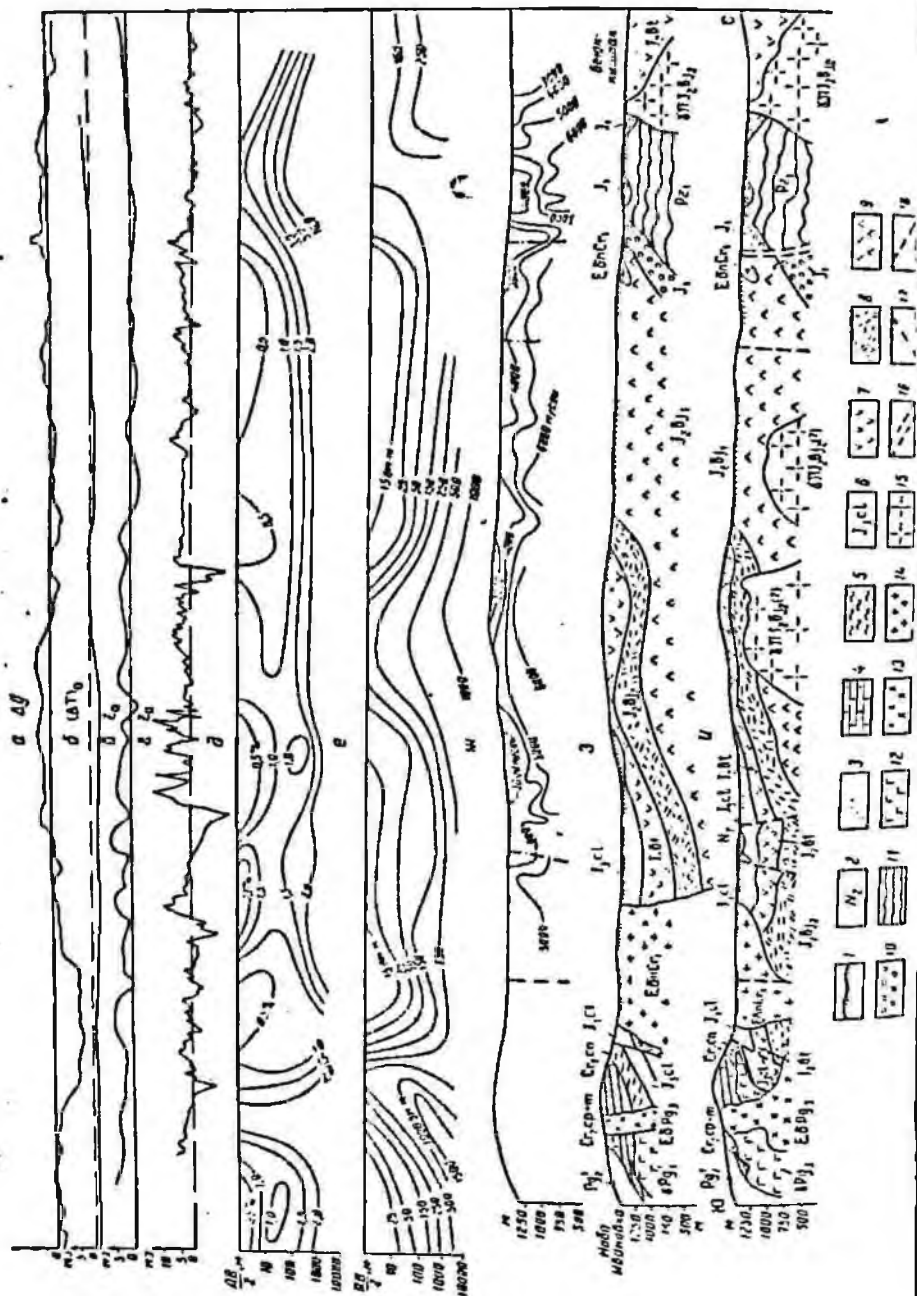


Рис. 3б. Результаты комплексных работ по опроуму чересочению на Малом Кавказе.

[illegible]

хребта (Казахстан), многие месторождения Урала и других районов.

Сульфидные месторождения обычно окружены широким ореолом пиритизации. Благодаря этому комплексные опорные пересечения, включающие зондирования ВП, позволяют установить наличие этих месторождений на глубине. Так, по данным В. В. Алексеева (АзГЭ), все известные полиметаллические месторождения и перспективные по геолого-геофизическим данным участки Белоканского медно-полиметаллического района на Большом Кавказе укладываются в несколько зон (I, II, III, IV) почти широтного простирания, выявленных близмеридиональными маршрутами ВЭЗ ВП. Даже на фоне высокой поляризуемости вмещающих пиритизированных сланцев с различного рода помех указательные зоны фиксируются четкими аномалиями на разрезах η_k (рис. 37).

Полиметаллические руды, залегающие в сланцевой толще Большого Кавказа, как и многие другие сульфидные месторождения характеризуются отрицательными аномалиями естественного электрического поля, четкими ореолами рассеивания свинца, ореолами меди, цинка и других металлов. Благодаря присутствию пирротина и магнетита намагниченность руд достигает иногда до $(30\ 000-40\ 000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Их сопротивление для массивных разностей измеряется долями ом-метра, вкрапленных — десятками ом-метров при сопротивлении вмещающих пород в сотни ом-метров; избыточная плотность достигает $1,5\ \text{г/см}^3$. Однако аномалии ПС могут быть обусловлены слабominерализованными зонами нарушений или вообще иметь «безрудный» характер. Магнитные аномалии могут соответствовать пластовым интрузиям и дайкам. Вторичные ореолы рассеивания не проявляются над сланными залежами.

Основываясь на этих данных, для выявления и оконтуривания перспективных участков здесь применяются комплекс магнитных съемок, электроразведки ПС и металлометрии на свинец, медь и цинк в виде съемки масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000. Уточнение природы аномалий, размеров предполагаемых рудных объектов и элементов их залегания производится более широким комплексом методов: наряду с перечисленными используют КП на двух разносах,

профилитрование ВП, метод заряда, гравиразведку в масштабах 1 : 5000—1 : 2000. Характер физических полей над крупнейшим месторождением этой группы показан на рис. 38. Основная тенденция

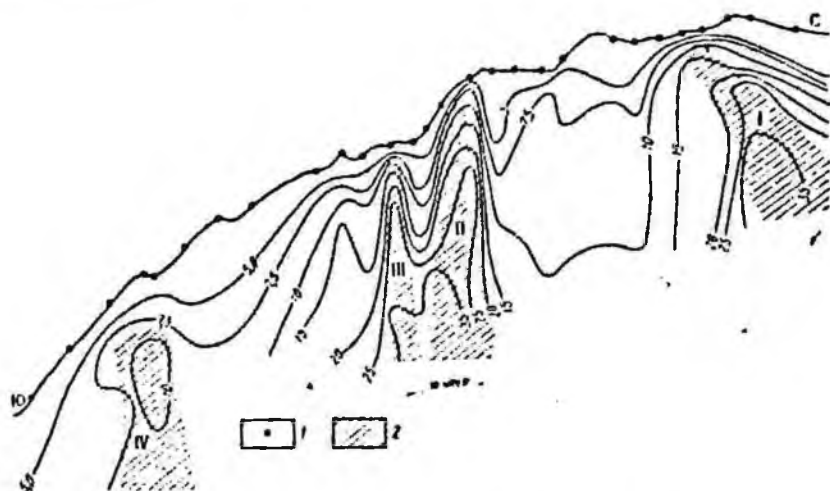


Рис. 37. Разрез η_k на южном склоне Большого Кавказа.

1 — точки ВЭЗ ВП; 2 — зона высокой поляризуемости.

рельефа на участке месторождения, которая выражена понижением к северу, практически не сказывается на графиках η_k , но вызывает смещение максимумов ΔZ .

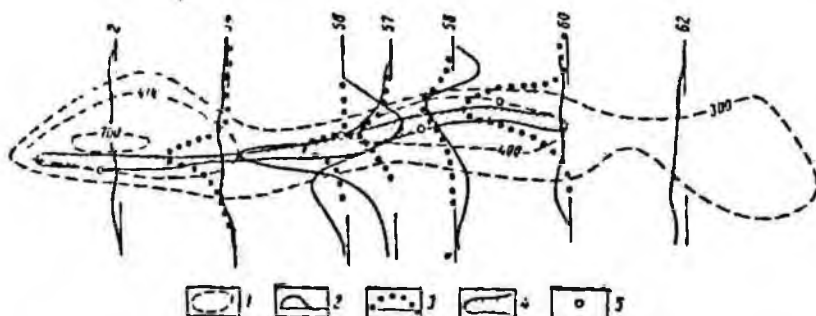


Рис. 38. Выделение полиметаллического месторождения комплексом геофизических методов.

1 — изопотенциалы естественного поля (отрицательные значения); 2 — графики ΔZ ; 3 — графики η_k ; 4 — проекция верхней кромки полиметаллической колчеданной валежки; 5 — овалы, вскрывшие колчеданную руду $\eta_{k \max} = 25\%$; $\Delta Z_{\max} = 0.5$ мЭ.

На последнем этапе исследований геофизические методы применяются для идентификации рудных тел, вскрытых горными выработками и скважинами, изучения мощности, морфологии, состава залежей и решения других разведочных задач с помощью измерений

в скважинах и подземных выработках, широкого комплекса каротажных работ.

Четко намеченная последовательность полевых работ — от аэромагнитных съемок в сочетании с металлометрией по потокам рассеивания, опорных комплексных пересечений к детальным наземным и подземным исследованиям — позволяет в кратчайшие сроки и с минимальными затратами выявить и оконтурить перспективные участки, задать проверочные выработки и скважины и скорректировать их проходку. Непременным условием является учет возможных искажений за счет рельефа, неравномерности сети, изучение геологических особенностей аномальных участков, комплексность интерпретации (см. рис. 21, 29).

Геологические условия в сравнительно однородной сланцевой толще Большого Кавказа в целом благоприятны для выполнения геофизических исследований. Определенные трудности возникают при поисках слабомагнитных руд; пути их преодоления описаны в разделе 3.4, где даны рекомендации по выделению слабых аномалий корреляционными способами.

На Рудном Алтае методика поисков полиметаллических руд близка к описанной выше (Гевляки, и др., 1966). Основными поисковыми методами здесь являются металлометрия и метод естественного электрического поля, детализируемый — ВП и гравиметрикой. Интенсивность аномалий на Алтае в целом меньше, чем в полиметаллической провинции южного склона Большого Кавказа, но значительно меньше и уровень помех в связи со сложным рельефом. Для месторождений межпластового типа отрицательные аномалии ПС достигают 100, реже 200 мВ; концентрации свинца, меди и цинка в рыхлых отложениях редко превышают сотые доли процента; аномалии ВП составляют не более 6—10%. Месторождения лентовидного типа выделяются более четко. Аномалии ПС над ними достигают —360 мВ, концентрации металлов во вторичных ореолах иногда доходят до десятых долей процента, η_k — до 15—20%; аномалии Δg по расчетам невелики.

Следует заметить, что при поисках сульфидных месторождений массивные руды могут быть выделены большинством известных методов, вплоть до радиоволнового. Более сложная обстановка наблюдается на месторождениях, представленных прожилково-вкрапленными, вкрапленными рудами, особенно в условиях неоднородной вмещающей среды с чередованием разнообразных магматических, метаморфических и осадочных пород. В этих случаях геофизические методы используются чаще всего для картирования (см. рис. 26) и лишь методы ВП, иногда ПС позволяют судить о наличии проводников.

Для примера вновь обратимся к Алмалыкскому рудному району, где накоплен большой объем геолого-геофизических данных. К ним относятся гранодиорит-порфиры, которые выделяются сейсморазведкой (см. рис. 9) и магниторазведкой (рис. 39), приурочена медная и цинковая минерализация. Профилированием ВП предполагаемый участок рудной минерализации отмечен аномалией поляризуемости в 10% при фоне 2—3%, а проверочная скважина вскрыла измененные спелит-диориты с промышленным и забалансовым оруденением.

Однако аномалии ВП могут быть вызваны графитизированными сланцами; аномалии ПС также нередко имеют нерудный характер. Поэтому для определения природы электроразведочных аномалий обязательно привлечение в комплексе металлотрии и магнито-разведки.

Большие трудности сопутствуют выявлению с дневной поверхности сульфидных залежей, залегающих на глубинах свыше 100 м. Имеются сведения о положительных и благоприятных условиях

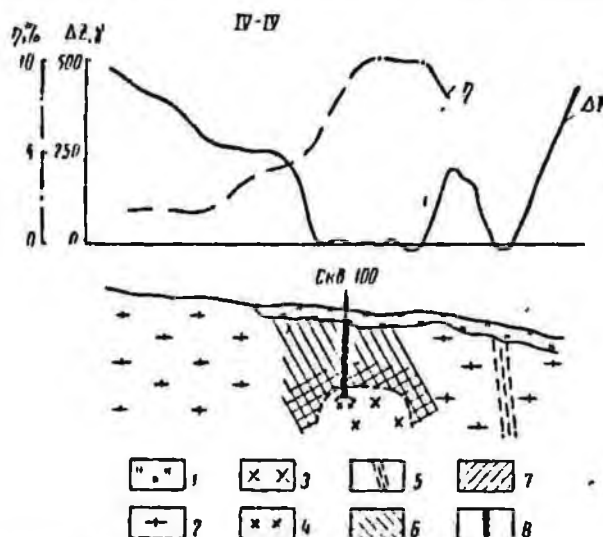


Рис. 30. Схематический разрез по линии IV—IV в Алмдыльском рудном районе (по А. Г. Хваловскому).

1 — современное отложение; 2 — сланцы; 3 — гранодиорит-порфиры, предполагаемые по данным магнито-разведки; 4 — гранодиорит-порфиры, вскрытые проверочной скважиной; 5 — зона разлома по данным магнито-разведки; 6 — гидротермально-плавленные породы по данным магнито-разведки; 7 — рудная минерализация предполагаемая; 8 — рудная минерализация, вскрытая проверочной скважиной.

оните изучения глубин, примерно вдвое больших, с помощью индуктивных методов. Однако перспективы выявления глубоко залегающих месторождений связаны, очевидно, с дальнейшим усовершенствованием методики и техники гравиразведки и сейсморазведки.

В ряде случаев удастся выявить глубоко залегающие полиметаллические руды по ореолам ртути, которая является частым спутником свинцово-цинкового оруденения и наиболее глубинным индикатором (Каратуз).

Самостоятельные месторождения киновари геофизическими методами обычно непосредственно не выделяются. Однако на крупнейшем в мире ртутном месторождении Идрия в Югославии, где содержания ртути превышают 0,5%, аномалии η_k достигают 10—12%, как сообщает С. П. Андреев (1965) со ссылкой на зарубежные источники¹.

¹ Очевидно, за счет вторичных сульфидов и самородной ртути.

Еще одно затруднение при выявлении сульфидных руд связано с развитием зоны окисления, вследствие чего верхняя часть залежки теряет проводимость, намагниченность (если во вторичных рудах отсутствуют магнетит или магнитные разности пирротинов), а также избыточную плотность. При поисках рудных тел с развитой зоной окисления на участках, где коренные породы содержат повышенные концентрации радиоактивных элементов, наряду с плумбометрией может оказаться полезной эмацционная съемка. Р. И. Дубов приводит пример комплексной съемки на Северо-Акатуевском полиметаллическом месторождении, где аномалия естественного поля фиксирует графитизированные сланцы, а рудное тело, не отмечаемое электроразведкой, наглядно выделяется по графику 10-секундного индукционного тока.

Краткое рассмотрение проблемы поисков и разведки полиметаллических месторождений, подробно описанной многими авторами, показывает, что имеется определенная общность методической схемы, которая корректируется с учетом конкретных геологических условий. Основой этой схемы является сочетание электроразведки, магнито-разведки и металлометрии. Сказанное, безусловно, не исключает применения других методов и развития новых приемов исследований, основанных на малоизвестных свойствах полиметаллов (сфалерит, например, пьезоэлектрик, галенит — полупроводник).

4.3. ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Железорудные месторождения — исторически первые объекты разведочной геофизики — разнообразны по происхождению и составу. В горных областях СССР наибольший интерес представляют богатые магнетитовые руды скарпово-метасоматического генезиса, хотя в общем балансе запасов железных руд их доля сравнительно невелика. К ним относятся известные месторождения гор Магнитная и Благодать на Урале, Темир-Тау в Горной Шории, Дашкесанская группа в Азербайджане.

Приобретает определенное значение позднематматический тип месторождений, представленный апатит-магнетитовой и титаномagnetитовой минерализацией в рудных габбро, а также обогащенные магнетитом аффузивные породы (Капутанское месторождение Армении, месторождение горы Патыл в Горной Шории).

С помощью геофизических методов, в первую очередь аэромагнитной съемки, открыты многочисленные месторождения богатых железных руд (Крутиховская, Шмидт, 1961; Логачев, 1968). Высокая намагниченность железных руд в ряде случаев обуславливает интенсивность магнитных аномалий в сотни миллиардов от крупных рудных тел, залегающих сравнительно неглубоко и создающих аномалии крутопадающего пласта. Однако многие месторождения, представляющие промышленный интерес, не обладают столь благоприятными характеристиками.

Например, при аэромагнитной съемке масштаба 1 : 100 000 — 1 : 200 000 в горных районах Сибири на высоте 500—800 м над

уровнем долины и 250—300 м над уровнем водоразделов часто не удается зафиксировать даже известные магнетитовые месторождения. Поэтому на современном этапе научности в горных рудных районах поиски проводятся в более крупных масштабах, на небольших высотах.

Тем не менее, даже крупномасштабная аэромагнитная съемка не всегда позволяет наметить перспективные объекты. Глубокозалегшие, пологие рудные тела создают аномалии небольшой интенсивности, порядка десятков миллиэрстед, которые по амплитуде

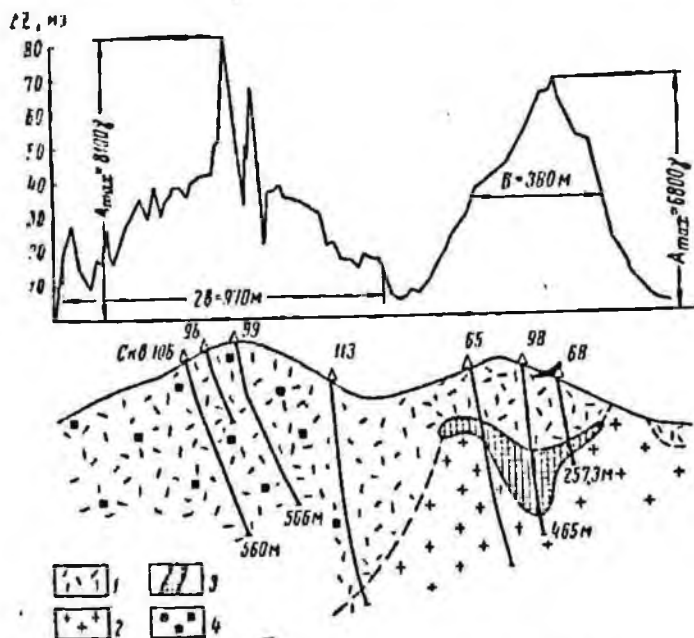


Рис. 40. График ΔZ и геологический разрез Нисского железорудного месторождения (по О. А. Савицкому).

1 — диффузно-туфово-осадочные отложения среднего девона;
2 — биотитовые граниты, плагиограниты; 3 — магнетитовые руды;
4 — содержание магнетита.

вообще не отличаются от аномалий, не имеющих поискового значения. В этом случае может оказаться полезной наземная съемка, более тонко улавливающая особенности магнитного поля. Рассматривая график ΔZ (рис. 40) над участком Нисского месторождения в Алтае-Саянской области, легко убедиться, что слепое рудное тело, залегающее на контакте кислой интрузии и вулканогенно-осадочных пород среднего девона, отличается плавным изменением поля, а девонские отложения с вкрапленностью магнетита характеризуются иззубренностью кривой ΔZ . Максимум аномалии, обусловленной намагниченными породами, совпадает с наивысшей точкой в рельефе, тогда как максимум аномалии, соответствующей рудной залежки

на глубине, смещен от вершины горы и располагается по склону ниже проекции центра этой залежи в соответствии с расчетами в разделе 3.1.

Особые трудности возникают, когда железные руды залегают полого в районе с широким развитием магматических пород высокой намагниченности, как это наблюдается в пределах Дашкесанского рудного поля. На фоне аномалий от магнитных вмещающих пород в этом случае очень сложно выделить перспективные участки. Результаты расчетов вертикальной составляющей Z_v по измеренным бурением разрезами показали, что аномалии от покровных аффузивов могут в несколько раз превышать аномалии, обусловленные железорудными залежами. На карте ΔT_v отчетливо вырисовывались интрузивные массы основного состава, имеющие значительное распространение на глубину. Для выделения участков локализации железных руд, приуроченных к приконтактовой зоне интрузивных пород основного состава, была построена карта горизонтальных градиентов магнитного поля. Оказалось, что к участкам повышенных градиентов приурочены известные по геологоразведочным данным железорудные месторождения (Хеспи, Новикова, 1966). Опытные работы показали, что пластообразные пологие залежи Дашкесана в отличие от вмещающих намагниченных пород отмечаются аномалиями η_k по материалам ВЭЗ ВП (см. рис. 33). Эти залежи нагляднее выделяются магниторазведкой с измерениями вертикальной и горизонтальной составляющих. Количественная интерпретация, проведенная Д. Л. Ортенбергом еще в 1923—1924 гг. с использованием векторов магнитного поля, позволила определять положение залежей в условиях резко пересеченного рельефа.

Особенно перспективна количественная интерпретация без предположений о количестве, форме и намагниченности объектов для реальных условий изучаемой площади. Такая методика, использующая закономерности распределения магнитного поля в вертикальной плоскости, успешно опробована в СНИИГГиМС Г. Н. и Л. С. Константиновыми (Шестая научно-техническая геофизическая конференция, 1968) по материалам пересчетов в верхнее полупространство и скважинной магниторазведки на месторождениях Горной Шории.

Применение электроразведки для выяснения природы магнитных аномалий не ограничивается методом ВП, глубинность которого составляет несколько сотен метров. Магнетитовые руды, обладающие высокой проводимостью, отмечаются в Дашкесане минимумами ρ_k на кривых ВЭЗ при неглубоком залегании; в районе горы Благодать над магнетитовой залежью наблюдается четкое прямое пересечение кривых КП (Крутиховская, Шмидт, 1961). По результатам измерений на разных разностях КП В. Н. Головцын и Ф. И. Манилов (Институт геофизики АН УССР) определяли характер распространения магнетитовой руды на глубину на Анзасском месторождении. Здесь, как и в Темпр-Тау, ими выделены рудные тела на разрезах ρ_k по данным ВЭЗ.

Теоретические исследования и полевые работы П. А. Доброхотовой (МГРИ) на железорудных месторождениях Оленегорского района Мурманской области показали возможности применения индуктивных методов электроразведки для поисков и разведки магнитных руд.

На Урале магнитная восприимчивость вмещающих пород изменяется от 2 до $15 \cdot 10^{-3}$ СГС, удельное сопротивление — от 3000 до 10 (и 0) ом·м, плотность — от $2,7$ до $2,9$ г/см³, а контактово-метасоматические руды характеризуются соответственно величинами $(60—200) \cdot 10^{-3}$ СГС; $4—12$ ом·м; $4,5—4,8$ г/см³. Аналогичные соотношения физических свойств железных руд и вмещающих пород наблюдаются в других районах скариново-магнетитового оруденения. Поэтому при затруднениях в изучении природы магнитных аномалий над крутопадающими объектами, которые слабо отличаются по намагниченности от вмещающих пород, иногда целесообразно привлекать гравиметрию или градиентометрию. Наблюдаемые аномалии от магнетитовых тел имеют амплитуду до нескольких миллигал, а градиенты достигают нескольких сотен этвеси. Материалы гравиразведки помогают и в определении направления падения рудного тела, когда залежь намагничена по падению и имеет значительную протяженность на глубину.

В благоприятных геологических условиях результаты наземных магнитных съемок позволяют не только определить местоположение рудных залежей, но и подсчитать их запасы, выявить пропущенные при разведке магнетитовые тела. Так, сравнение теоретической кривой Z_n с наблюдаемым полем над месторождением Одиное в Восточном Саяне позволило предположить наличие на глубине второго, слабого рудного тела, которое было вскрыто последующим бурением.

О наличии рудных тел на глубине можно судить по измерениям магнитного поля в картировочных скважинах. Если поле по мере углубления скважины нарастает или хотя бы остается на уровне, зафиксированном на поверхности, следует рассчитывать на выявление рудного тела; если аномалия обусловлена вмещающими породами, в скважинах регистрируется поле Z_n с той же амплитудой, что и поле над породами на поверхности, но с обратным знаком. Материалы наземной и скважинной магниторазведки учитываются в Государственной комиссии по запасам (ГКЗ) при оценке месторождений железных руд.

Оценка запасов производится при помощи различных методов количественной интерпретации. В горных условиях, как отмечалось выше, предпочтителен метод подбора. Например, А. М. Полонский (1960) по месторождениям Ирбинской группы в Красноярском крае использовал магнитные съемки масштаба $1 : 2000$. По магнитным данным для ряда профилей вычислялись магнитные моменты M_i двумерного тела по кривым Z_n . Затем рассчитывалась площадь поперечного сечения залежки вдоль профиля с номером i :

$$S = \frac{M_i}{I_i}, \quad (4,1)$$

где M_i и I_i — соответственно избыточный магнитный момент и средняя интенсивность намагничивания тела в данном сечении.

Величину I_i он определял путем подбора теоретического графика Z_n над известным геологическим разрезом до совпадения с наблюдаемым по точечной палетке Д. С. Микова. Объем рудного тела вычислял как сумму объемов между двумя соседними профилями, расположенными друг от друга на расстоянии d_i по формуле

$$V = \sum \frac{S_i + S_{i+1}}{2} d_{i,i+1} \quad (4,2)$$

Запасы месторождений, подсчитанные этим способом с учетом удельного веса руды, отличались от запасов всех категорий по данным горно-геологических работ на 15%.

Таким образом, комплекс геофизических методов, базирующийся на магниторазведке, является важнейшей составной частью геолого-разведочного процесса на всех этапах поисков и разведки железных руд — от выделения перспективных площадей до защиты запасов отдельных месторождений в ГКЗ.

4.4. ПОИСКИ ХРОМИТОВ

Крупные хромитовые месторождения приурочены в основном к ультраосновным интрузиям больших размеров. Тем не менее определенный интерес представляют хромитовые залежи в пределах офиолитового пояса Малого Кавказа, аналогичные месторождениям Кубы. Этот пояс является ветвью апатолид Северной Турции; на юго-востоке он прослеживается на территории Ирана. В Турции и Иране запасы месторождений указанного северного пояса оцениваются примерно по 200 000 т; выявление месторождений таких размеров сделало бы оправданным их разработку в Азербайджане и Армении.

Сложная геологическая обстановка, резко пересеченный рельеф осложняют проведение геофизических поисков хромитов на Кавказе. Однако АзГЭ накопил положительный опыт оконтуривания хромитоносных участков (Хесин, Мурадханов, 1962). На первом этапе с помощью крупномасштабной (1 : 50 000—1 : 25 000) аэромагнитной или наземной магнитной съемки выделяют гидербазитовые интрузии, контролирующие хромитовые месторождения.

На втором этапе с помощью детальных (1 : 5000—1 : 2000) магнитных, металлометрических и гравиметрических (на участках пологих склонов и плато) съемок выделяют широкообразные рудосодержащие дуниты. Дунитам обычно соответствуют относительные понижения магнитного поля. Такие понижения ΔZ наблюдаются и над породами жильной серии, некоторыми разновидностями габбро, участками развития осадочных образований. Для крупных залежей наблюдаются повышения ΔZ над рудосодержащими дунитами. В связи с этим данные магниторазведки существенно дополняются материалами металлометрии. Для дунитов характерны более высокие концентрации никеля, чем для перидотитов, а главное — повышенные содержа-

ции цинка, который ассоциирует с хромитовыми залежами. Концентрация цинка до 0,003% отмечается все известные проявления хромитовой руды (рис. 41). При небольшой глубине залегания даже мелкие рудные тела, представляющие линзообразные сплюснутые руды размером не более нескольких метров, отмечаются общей аномалией Δg до 0,5–0,8 мГ, а на участке незначительного сурфизации — до 0,5 мГ. Местные положительные аномалии Δg могут быть связаны с плотными массивными гнирными или иными и другими

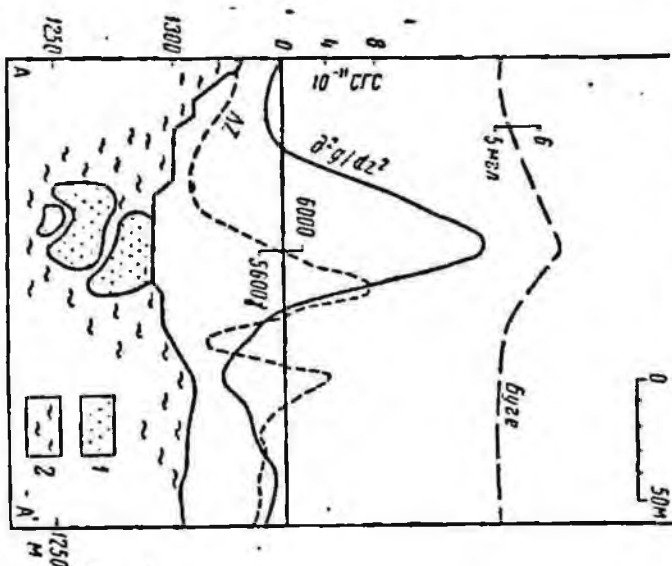
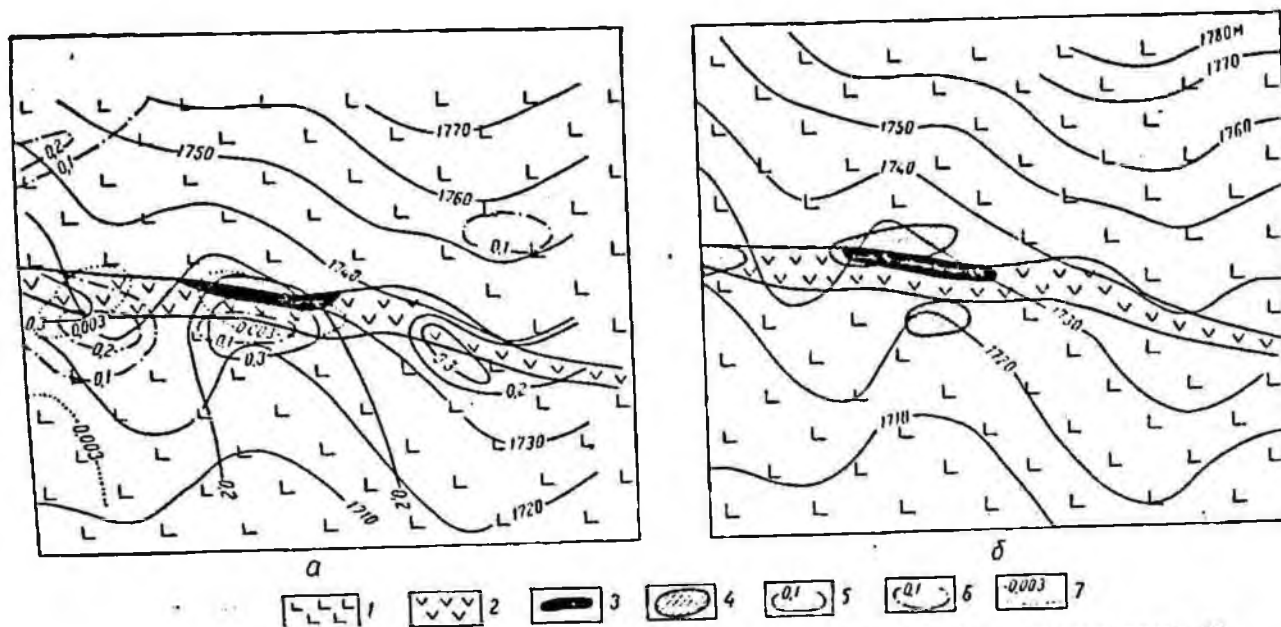


Рис. 42. Гравиметрический и магнитный профили по известным геологическим разрезам Голландского месторождения (по S. Jüngel). 1 — хромиты; 2 — серпентиниты.

габбро, двортитов, среднеситов, разорванных серпентинитов. Поэтому применение комплексного метода необходимо во всех случаях.

Для непосредственного выявления хромитовых тел при значительной серпентинитизации участка может быть использовано и применение более детальных гравиметрических или магнитометрических съемок в сочетании с электроавтоматической III и микроавтоматической. Однако наибольший интерес представляют крупные залежки сплошных хромитов, где эффективность гравиметрических съемок достаточно высокая. Для примера можно кратко описать результаты гравиметрической съемки примерно 1:2000 масштаба в богатой хромитами южной гниробразной полосе Турции, близ истоков Ингри и Ефрата (Jüngel, 1956). В пределах изученных месторождений серпентиниты очень



изменены и представляют собой глинисто-добный материал плотностью $2,50 \text{ г/см}^3$, в котором как бы плавают хромитовые линзы¹.

На участке, где ранее было добыто 1 300 000 т хромита, развиты ущелья глубиной до 20—50 м с возвышенностями между ними, обрывы, отвалы высотой 20—30 м и холмы высотой 70—100 м. Фланги окружающих гор, охваченные сетью наблюдений, имеют обрывистый рельеф с перепадами до 400 м. Поэтому внешний радиус последней волны учета влияния рельефа составил около 4,5 км. Типичная поправка за рельеф для для всех зон превышает 3 мдл при аномалиях от рудного объекта порядка 1 мдл. В некоторых случаях проверка гравиметрических аномалий бурением установила их связь с габбро-поритами плотностью $2,95 \text{ г/см}^3$. Однако на основном массиве, отмеченном ранее магниторазведкой (рис. 42), гравиметрические работы позволили выявить ниже дна карьера еще одно крупное рудное тело, залегающее под остатками выработанной залежки.

При исследовании скважин электрический каротаж обычно малоэффективен, однако интервалы хромитового оруденения могут быть выделены идерно-геофизическими методами.

Использованные примеры показывают, что в горных областях при изучении хромитонесущих участков наряду с гравиразведкой важную роль играет магниторазведка, и в некоторых случаях и другие методы.

4.5. ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТВЕРДОГО ПЕРУДНОГО СЫРЬЯ

Высокая экономическая эффективность геофизических исследований при поисках и разведке перудных месторождений в горных областях обусловлена тем обстоятельством, что соответствующие месторождения, как правило, являются крупными геологическими телами, залегающими вблизи дневной поверхности. Для их выявления и оконтуривания обычно достаточно использовать простые методики радиометрической или магнитной съемки, электроразведки постоянным током.

В разделе 4.1, где описывались приемы геологического картирования с помощью геофизических методов, многие сведения непосредственно относятся к поискам и разведке месторождений перудного сырья. Повсеместно производится разработка для строительных целей изверженных и метаморфических пород, известняков, глин, песков и других полезных ископаемых. При этом магматические породы основного состава могут быть закартированы магниторазведкой, кислые — радиометрией, известняки, гравийно-галечниковые отложения выделяются высокими сопротивлениями, глины — весьма низкими сопротивлениями и т. д. Опыт изучения месторождений известняков описан в работах М. А. Шибакова, А. А. Быстрицкого и А. А. Кузовкина. Суглинки, перекрывающие месторождения

¹ Указанное обстоятельство может послужить основанием для привлечения электроразведки в комплексе поисков хромитовых залежек.

известняков, вместе с последними могут являться сырьем для цементной промышленности. На одном из таких месторождений для подсчета запасов низкоомных суглинков наряду с шурфами и скважинами АзГЭ с успехом использован метод ВЭЗ.

Электрпрофилированием могут быть выделены такие ценные полезные ископаемые, как бентонитовые и каолиновые глины, залегающие среди вулканогенных пород Малого Кавказа. Использование электроразведки в комплексе с магниторазведкой позволило здесь в кратчайшие сроки оконтурить перспективные участки, указать скрытые продолжения зон, выявить новые. Более того, по данным А. М. Шахназаряна (АзГЭ), удается отделить высококачественные бентониты с сопротивлением 1—2 ом·м от бентонитовых глин более низкого качества ($\rho \approx 5$ ом·м).

Наглядный пример эффективности детальных геофизических работ поисково-разведочного характера представляют собой результаты съемки, выполненной С. Г. Гараевым (АзГЭ) в течение одного сезона на Чардахлинском месторождении каолиновых и огнеупорных глин. Эти глины образовались на последней стадии гидротермального процесса в зонах трещиноватости среди кварцевых плагнопорфиров байоса. Контакт немагнитных кварцевых плагнопорфиров с краевой фацей интрузии плагногранитов был установлен по повышению магнитного поля, что позволило локализовать участок съемки методом КП масштаба 1 : 5000. Возможности такой съемки были обоснованы параметрическим изучением сопротивлений, согласно которым кварцевые плагнопорфиры обладают сопротивлением порядка 1000 ом·м, а каолиновые глины — 60 ом·м. По графикам КП удалось не только проследить известные каолинизированные зоны и выделить ряд новых, но и указать их падение (рис. 43), а следовательно, точно заложить разведочные скважины.

Таким образом, в кратчайший срок были в несколько раз увеличены запасы месторождения при минимальном объеме обоснования выбранных канав, шурфов и скважин. Даже если не учитывать трудностей поисково-разведочных работ на этом месторождении при мощности наносов свыше 3 м, то экономический эффект от замены канав электроразведкой для выявления каолиновых зон ориентировочно можно оценить следующим образом. Примерно $\frac{3}{4}$ площади изученного участка покрыто рыхлыми отложениями мощностью до 3 м; коренные породы можно вскрыть магистральными канавами средней глубиной 2 м. Для полной замены геофизических профилей потребовалось бы 90 000 м³ канав. Затраты на их проходку лишь для вскрытия верхней кромки залежи составили бы примерно 180 000 руб., тогда как на все геофизические работы — в 10 раз меньше.

Велики возможности геофизических методов при поисках таких видов агрономического сырья, как апатиты и фосфориты. Например, над Хибинским апатитоносным массивом нефелиновых спенитов с воздуха были выявлены магнитная аномалия в 6—8 мЗ с очень малым градиентом и повышенная радиоактивность в 20—30 мкР/ч

при фоне 10 мкР/ч; по магнитным данным были установлены контуры массива и его глубина (5–7 км). Поведение границ интрузива на глубине изучали с помощью гравиразведки и сейсморазведки (Шаблинский, 1963). По данным МОП, отражающие площадки внутри массива полностью отсутствуют, а во вмещающих породах отмечаются группы параллельных друг другу границ. Наземные магнитные и гравиметрические съемки позволили проследить под наносами

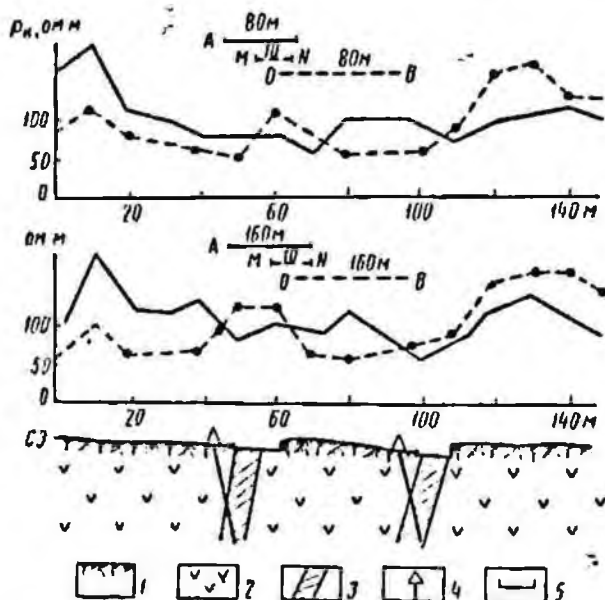


Рис. 43. Падение проводящих зон по данным комбинированного профилирования.

1 — рыхлые отложения; 2 — вторичные карбонаты; 3 — наклонные и горизонтальные глины; 4 — буровые сланцы; 5 — кварцы.

мощностью до 30–40 л Ковалевскую рудную зону на 3 км и выявить в ее пределах новые апатито-нефелиновые тела (Федюк, 1966). Апатиты могут быть связаны также с интрузиями ультраосновного, щелочного и карбонатитового состава, методика картирования которых подробно освещена Н. П. Боровко.

При поисках фосфоритов эффективно сочетание гамма-съемки (зачастую радиометрической съемки) масштаба 1 : 25 000 с металлотометрией, как это практикуется в Горно-Шорском фосфоритоносном бассейне. Фосфатизированным породам обычно отвечают гамма-аномалии порядка 20–30 мкР/ч при фоне 5–6 мкР/ч и ореолы рассеяния фосфора от 0,3 до 10%. На этапе разведки для оконтуривания фосфатоносных карстов здесь не используется симметричное электропрофилирование на двух разносах. Л. П. Скосырева и А. П. Лаубенбах (ВНИИГГ) подчеркивают необходимость спектрометрии

гамма-излучения в связи с урановой природой радиоактивности фосфоритов.

По О. В. Беллавину, при поисках слюдоносных пегматитов на Среднем Урале двуслюдяные и биотитовые гнейсы, содержащие пегматитовые жилы, выделяются резко дифференцированным магнитным полем на фоне спокойного поля тех же пород. Однако сами пегматитовые жилы при повышенной намагниченности вмещающих образований отмечаются минимумами Z_z . Для их картирования

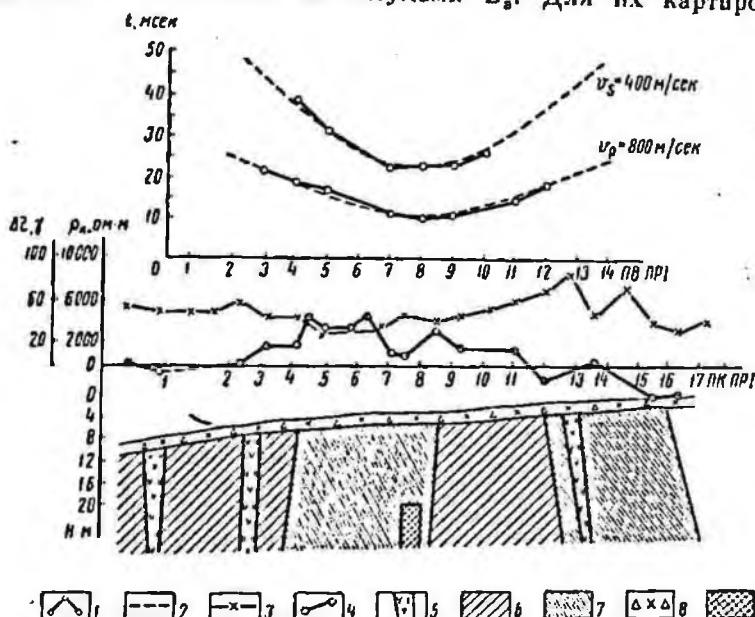


Рис. 44. Пьезоэлектрические годографы при наземных наблюдениях над выкли-
пшающейся кварцевой жилой (по С. Н. Коздрашеву)

1 — наблюдаемые годографы, связанные с продольными и поперечными волнами; 2 — теоретические годографы; 3 — график ρ_k ; 4 — график ΔZ ; 5 — дайки диоритов; 6 — амфиболитовые сланцы; 7 — кварцево-серпичитовые сланцы; 8 — четвертичные отложения; 9 — кварцевая жила.

с успехом используют методы СП и СГ благодаря высокому сопротивлению обогащенных слюдой пород, хотя определенные затруднения вызываются изменчивостью поверхностных условий. Аномалии, связанные с дневным рельефом, исключают после осмотра местности. Аномалии, обусловленные неоднородностью наносов, сглаживаются при увеличении разносов профилирования.

Иногда эффективны другие методы электроразведки или радиометрии. Слюдистые пегматиты в румынских Карпатах картируются методом естественного электрического поля. Им соответствуют отрицательные значения потенциала ПС порядка 10 мВ, гнейсам или слюдыстым сланцам — свыше 10 мВ. В других районах известны положительные аномалии ПС. Для поисков пегматитов в настоящее время с успехом используют также пьезоэлектрический метод.

Примерно та же методика применяется при поисках месторождений pieзооптического сырья — хрусталоопсных пегматитов, кварцевых жил. С. И. Кондрашев («Методика, техника и результаты геофизической разведки», 1967) приводит пример выделения pieзоэлектрическим методом кварцевой жилы на глубине 10—12 м. Глубина залегания рассчитана по географу; ни электроразведкой, ни магниторазведкой жила не фиксируется (рис. 44).

Некоторые месторождения исландского шпата на Малом Кавказе приурочены к зонам дробления в известняках. Эти зоны с сопротивлением порядка 250 ом·м среди ненарушенных известняков с сопротивлением порядка 1250 ом·м можно картировать методом КП. Те же зоны среди магнитных вмещающих пород прослеживаются по минимумам ΔZ . Аналогично выделяются среди гранитов халцедон-флюоритовые жилы в Забайкалье. Однако Р. И. Дубов описывает в результате применения метода СТ на месторождении кварцево-флюоритовых жил, которые отмечаются высокими сопротивлениями среди вмещающих аффузивных пород. Характерно для поисков флюорита применению люминесцентного анализа фторсодержащих проб из рыхлых отложений.

Значение геофизических методов в разведке оптического сырья (исландского шпата, оптического флюорита и др.) особенно велико, так как обычная методика горных работ с применением взрывов способствует разрушению ценного полезного ископаемого.

При разведке некоторых видов перудного сырья, в том числе вовлекаемого в эксплуатацию в последние годы для производства новых материалов (серпентиниты, базальты), большой экономической эффект может дать подсчет запасов по геофизическим данным. Целесообразно с этой целью составление уравнений регрессии, связывающих характеристику физического поля с отметками кровли и подошвы изучаемых пород, слагающих дневной рельеф. Глубина залегания пикней кромок определяется по результатам бурения отдельных скважин в характерных пунктах. Подобный прием описан в связи с учетом подземного рельефа в разделе 3.2. Применным, очевидно, при оценке запасов и некоторые способы определения пикней кромок, описанные в разделе 3.5.

Виды перудного сырья многочисленны. Известны примеры успешного использования электропрофилирования на баритовых жилах в пределах Грузии. В. А. Цареградским и др. («Шестая научно-техническая геофизическая конференция», 1968) описывается высокая эффективность выделения андалузит-корундовых залежей с помощью детальной гравиметрической съемки в Казахстане на участке горного рельефа со склонами крутизной до 40°, осыдями, относительными превышениями в несколько сот метров.

Таким образом, большие возможности геофизических методов при поисках и разведке многочисленных месторождений перудного сырья, известных в горных районах, свидетельствуют о необходимости расширения геофизических работ в этом направлении.

ГЛАВА 5

УСЛОВИЯ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В ГОРНЫХ РУДНЫХ ОБЛАСТЯХ

Материалы, изложенные в предыдущих главах, свидетельствуют о том, что геофизические методы в настоящее время с успехом применяются для решения разнообразных задач рудной геофизики в горных областях на всех этапах геологоразведочного процесса. Однако проведение геофизических съемок сталкивается со многими трудностями общего и специфического характера, обусловленными, с одной стороны, недостаточным развитием теоретических основ, методики и техники исследований, а с другой, — неполным использованием имеющегося опыта.

Общая проблема рудной геофизики — повышение разрешающей способности и глубины геофизических методов¹ — достаточно актуальна и в условиях горных областей. Пути ее решения разнообразны.

1. Более широкое использование сейсморазведки, обеспечивающей глубину в сотни метров и километры; высокоточной гравиразведки, глубина которой при поисках достигает первых сотен метров; МПП, электрозондирований. Можно ожидать высокую глубину от методов, использующих естественные поля, так как в одних случаях источники возбуждения (промышленные взрывы, удаленные грозы) находятся далеко от приемника, а в других сам объект поисков является источником первичного поля (ПС, экзотермических реакций окисления).

Представляется перспективной дальнейшая разработка приемов с направленными источниками полей. В некоторых из них, например, ток пропускается через дополнительные электроды, обеспечивающие фокусировку (близвертикальную направленность поля). Соответствующий метод электромагнитной разведки с двойным противо-

¹ Вообще говоря, повышение глубины является следствием повышения разрешающей способности, которая отражает возможность выделения объектов разных параметров при определенной глубине залегания или одного и того же объекта на разной глубине.

фазным возбуждением поля предложен в МГУ М. П. Крыловым, правда, пока применение этого метода ограничено решением разведочных задач на участках детальных работ, обеспеченных подъездом, в связи с необходимостью наличия заземляющих скважин и громоздкостью аппаратуры.

2. Применение комплекса методов для изучения глубинных рудо-контролирующих факторов.

3. Использование горных выработок и скважин для производства геофизических наблюдений.

4. Извлечение максимума сведений из комплексных данных на основе информационного подхода; подавление случайных коррелируемых и некоррелируемых помех в результатах каждого метода приемами математической статистики; выделение аномалий разными методами, обусловленными общими источниками, на основе многомерного корреляционного анализа.

Для этого необходимо изучение законов распределения, автокорреляционных функций аномалий и помех, связей между различными полями и параметрами, связей между признаками¹. Знание законов распределения полей позволит использовать надежно, устанавливаемые параметры распределения — математическое ожидание, дисперсию и другие — для решения сложных задач геокартирования и поисков.

5. Разработка новых приемов качественной и количественной интерпретации, зачастую основанных на переносе опыта из одного геофизического метода в другой. Аналогично сейсморазведке, например, ведется работа над созданием приемов интерпретации для градиентной среды в электроразведке (Р. П. Коркина) и магнито-разведке (А. А. Логачев, Г. А. Соловьев). Их совершенствование расширит область применения и повысит разрешющую способность всего комплекса геофизических исследований.

6. Учет околорудных изменений, гидротермальной переработки и пиритизации пород над месторождениями многих типов.

7. Сокращение возможных ошибок в процессе измерений, записи их результатов, вычисления аномалий и нанесения их на карты и разрезы. Нам показывает опыт, здесь зачастую наблюдаются ошибки исполнителей. Повысить точность результатов можно путем повторений процесса обработки, но этот путь требует больших затрат труда. Следовательно, стоит задача такого совершенствования методики и техники наблюдений, которое обеспечит максимальную автоматизацию получения материала вплоть до ввода его в универсальные вычислительные устройства, выдающие результаты работ в виде карт или графиков полей.

¹ Научно обоснованный выбор комплекса (с использованием приемов теории информации, теории игр) и выбор сети с учетом статистических характеристик полей позволяет рассчитывать на резкое повышение экономической эффективности геофизических методов.

8. Повышение точности аппаратуры и съемки.

Специфические проблемы горной рудной геофизики вкратце описываются в следующих разделах.

5.1. РАЗВИТИЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ И ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ РАБОТ

Учет влияния рельефа и криволинейности профилей

Задача учета влияния рельефа местности особенно актуальна в магниторазведке, гравразведке и большинстве методов электро-разведки. Для ее решения необходим общий подход к изучению искажений потенциального поля неровной поверхностью раздела земля — воздух, создание производительного вычислительного аппарата для учета массы пород, выступающих над плоскостью относительности или отсутствующих ниже нее, выбора оптимального уровня приведения. По-видимому, некоторые возможности учета влияния рельефа скрыты в использовании автокорреляционных свойств «поля высот». Распределение абсолютных отметок подчиняется нормальному закону, что облегчает исследование его свойств. Более подробное изучение закономерностей в рельефе дневной поверхности позволит, возможно, совместить средства расчета топопоправок с геоморфологическими количественными приемами решения геологических задач. Перспективным путем представляется расчет эффективных физических свойств по наблюдаемым полям; в этом случае учитывается характер местности, и соответствующие редукции могут быть вычислены значительно проще. Заслуживает особого внимания изучение статистических редукций. После учета статистических поправок, основанных на корреляции между рельефом и полем, подтверждаются геологические и топографические особенности местности в непосредственной окрестности пункта наблюдений.

Описываемый путь не снимает трудностей учета влияния ближних зон. Однако формы рельефа в ближних зонах зачастую можно аппроксимировать телами простой геометрической формы, способы учета которых сравнительно несложны, или использовать характерные точки рельефа для вычисления поправок.

К иному направлению относится разработка способов интерпретации геофизических наблюдений без предварительного редукционирования. Для этого необходимо совершенствование методов подбора и пространственных расчетов полей. Принципиальная трудность в этом направлении связана с переменными физическими параметрами вмещающих пород. Производительность предложенных способов повышается при более полном использовании электромоделирования и ЭЦВМ. Возможности последнего пути научным еще меньше, чем первого, и соответственно сравнительные исследования должны быть значительно расширены.

Задача интерпретации результатов, полученных при некривлении профиля в плане, не возникает при наличии карт необходимой детальности, которые составляются обычно по результатам магнитных

и гравитационных съемок. Однако интерпретация сейсмических или электроразведочных материалов по разрозненным маршрутам сталкивается с серьезными затруднениями в связи с необходимостью приведения результатов к линии профиля. Возникающие при этом ошибки, рациональные пути решения задачи практически еще не рассматривались, за исключением способа определения скоростей в методе отраженных волн, предложенного для речной сейсморазведки В. Г. Говенко.

В этом направлении необходимо изучение порядка возникающих ошибок, методики их учета путем соответствующего выбора пунктов и приведения к ровной линии.

Трудности аналитического решения описываемых задач весьма серьезны. Поэтому, исходя из необходимости обнаружения искомого объекта, в каждом районе целесообразна разработка приближенных способов учета влияния кривизлинейности профилей и плана и неровностей рельефа с использованием геологических особенностей, которые в ряде случаев допускают упрощение задачи. Решение вопроса о положении в плане объектов, аппроксимируемых телами определенного типа (пласт, сферическая залежь и т. п.), в подобных условиях обычно не представляет непреодолимых трудностей. Наряду с этим большее внимание необходимо уделить оценкам смещения вторичных ореолов рассеивания, используемых для определения положения рудных тел.

Совершенствование методов изучения естественных полей и ядерно-геофизических характеристик

Специфика горных районов обуславливает стремление к изучению аномалий естественного происхождения. По этой причине особое значение имеет устранение противоречий в теории метода ИС, количественное исследование полей-помех (фильтрационного происхождения). В связи с предполагаемым «отсосом» электронов из ядра Земли к ее поверхности (иследствие положительного заряда иплизей кроме попоферы) целесообразно экспериментально проверить представления Р. В. Фокса, который еще в 1830 г. рассматривал сульфидные руды Корнуолла как коллекторы земного тока. С этой точки зрения могут быть поляты интенсивные отрицательные аномалии ИС над железорудными и другими проводящими объектами, положительные — над высокоомными пегматитовыми и кварцевыми телами, изменения некоторых аномалий во времени, увеличение потенциала с глубиной в безрудных скважинах.

Позрела также необходимость расширить изучение радиополей, полей звуковых и инфразвуковых частот, генерируемых независимыми от исследователя источниками. В частности, в сейсморазведке целесообразна дальнейшая разработка способов, использующих природные источники колебаний (землетрясения, промышленные взрывы), как в региональных сейсмологических исследованиях со станцией «Земля».

Необходимо создание методики и техники терморазведки. Конструирование чувствительной аппаратуры, разработка способов определения теплового потока делают возможным проведение опытно-методических исследований в скважинах различной глубины. При этом наиболее трудной задачей является учет атмосферных и связанных с ними почвенных колебаний температуры. Принципиальная возможность ее решения связана с периодичностью атмосферных изменений, в то время как тепловой поток с глубины постоянен. Поэтому повторение наблюдений со статистической обработкой результатов должно помочь в выделении тепловых аномалий геологического происхождения.

Теоретические основания указанных способов, проверка критериев их применимости, видимо, заслуживают большего внимания научно-исследовательских организаций.

Необходимо обратить серьезное внимание на перспективность прямых поисков рудных месторождений с помощью непрерывных ядерно-физических наблюдений. Нейтронные методы могут занять важное место в комплексе поисков ртути и золота. В настоящее время также можно рассчитывать на достаточно быструю разработку таких способов с использованием нейтронных излучателей, как метод наведенной радиоактивности кислорода или неупругого рассеяния нейтронов для классификации электроразведочных аномалий, связанных с рудными телами или графитизированными породами с высоким содержанием углерода.

Новые аппаратные разработки

Наиболее насущной задачей в разработке аппаратуры для горных районов является уменьшение ее веса и повышение надежности. Затраты на современные типы аппаратуры с использованием дорогостоящих материалов, новых принципов измерений могут быть быстро компенсированы уменьшением простоев и числа бракуемых наблюдений. Особенно важен серийный выпуск комплектов портативной аппаратуры с соответствующим оборудованием: переносными катушками, проводами, электродами, в оформлении, удобном для транспортировки вьюком и вручную. Существенное значение имеет обеспечение геофизических отрядов легкими и надежными радиотелефонами.

Для массовых определений физических свойств горных пород и руд в естественном залегании перспективны ядерные и индукционные методы. Желательно сконструировать и серийно выпускать комплексные лабораторные установки для измерения основных параметров — плотности, намагниченности, поляризуемости, скорости упругих колебаний, что позволит унифицировать исследования физических свойств и значительно их расширить.

Успешный опыт опробования пешей гамма-съемки в движении с помощью радиометров-самописцев приводит к мысли о целесообразности разработки аналогичной магнитометрической и электрораз-

ведочной аппаратуры с целью изучения тонких особенностей физических полей, которые весьма существенны при интерпретации.

Уменьшение влияния рыхлого покрова

Наличие рыхлого чехла, изменение его состава и мощности сильно сказываются на результатах наблюдений, особенно при проведении электроразведочных работ. Например, при сопротивлении верхнего слоя 10 ом·м, мощности 50 м и сопротивлении подстилающих коренных пород 1000 ом·м горизонтальная составляющая индуцированного магнитного поля практически отсутствует. Для подавления экранирующего влияния наносов следует развивать специальные приемы возбуждения с фокусировкой и способы накапливания слабых сигналов.

Неоднородность рыхлых отложений является одним из наиболее распространенных источников помех. Пути их подавления связаны с разработкой теории и практическим опробованием способов группирования пунктов наблюдения в магниторазведке, гравитразведке и других методах, статистическим анализом помех и изучаемых аномалий. Проводимые исследования подтверждают эффективность этих направлений.

Изменение мощности рыхлых отложений не только существенно влияет на результаты геофизических наблюдений, а также геохимических съемок, но и на методику других геологоразведочных работ. Поэтому определению мощности рыхлых отложений с помощью электроразведки или сейсморазведки с малоканальными установками необходимо уделять все большее внимание. Очевидно, в недалеком будущем каждая крупномасштабная или детальная геологическая карта будет сопровождаться картой разных мощностей рыхлых отложений, построенной по результатам специальных геофизических работ; подавление влияния переменной мощности рыхлого чехла сведется тогда к его учету.

5.2. РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Обоснованный выбор задач, объектов и методики исследований

Выбор задач и объектов — важнейший этап в проведении геофизических исследований. На этом этапе необходимо привлечение наиболее квалифицированных специалистов — геологов, геофизиков и экономистов с тем, чтобы выбрать из большого числа возможных задач, стоящих в каждой области перед геологоразведочной службой, те задачи, которые наиболее полно отвечают потребностям практики, могут быть решены геофизическими методами, причем с меньшими затратами, чем при других видах работ.

Геофизические методы наиболее эффективны при изучении геологического строения значительных площадей, поисках и разведке крупных рудных залежей. Поэтому несомненна обоснованность

включения геофизических работ в комплекс исследований по геокартированию, поискам железорудных месторождений и других объектов больших размеров, четко выделяющихся по своим физическим свойствам среди вмещающих пород.

Если же в качестве цели выдвигаются поиски глубоко залегающих кварцевых жил, листоватых тел и тому подобных малоощупных, изменчивых по строению, составу и физическим свойствам объектов, которые в сложной геологической обстановке трудно выделить даже детальными геофизическими съемками на фоне изменчивого поля вмещающих пород, целесообразность больших объемов производственных геофизических работ требует более серьезного обоснования с анализом всех экономических факторов и ресурсов геофизической службы. Необоснованное проведение геофизических исследований не только задерживает решение других, более благоприятных задач, но и порождает недоверие к возможностям геофизических методов, препятствуя развитию геофизических работ.

Трудно рассчитывать на то, чтобы весь коллектив геолого-разведчиков полностью овладел бы оценками возможностей геофизических методов. Поэтому специалистам-геофизикам следует настойчиво изучать геологические особенности районов своей деятельности, самим подготавливать круг задач и объектов для изучения геофизическими методами с учетом наличия кадров специалистов, техники и достигнутого методического уровня.

Примемлемый для всех районов перечень задач и объектов, безусловно, привести нельзя. Однако, как отмечалось, имеется определенная общность в постановке геофизических работ, с помощью которых производится выделение и прослеживание контактов осадочных и изверженных пород, определение их падения; разделяются терригенные и карбонатные, кислые и основные, эффузивные и интрузивные образования; обнаруживаются и трассируются разрывные нарушения.

Поисковые задачи, как правило, решаются совместно с задачами геокартирования. Успешные крупномасштабные поиски проводятся, если аномалиеобразующие рудные тела (примущественно, массивной текстуры) обладают протяженностью до сотен метров хотя бы по одной из осей, крутым падением, залеганием верхней кромки на глубинах не свыше десятков, реже — ста метров. Такими объектами являются месторождения магнетита, серного колчедана, иногда и других сульфидов (за исключением чисто сфалеритовых и киноварных), агрономических руд и строительных материалов.

То обстоятельство, что выявляются лишь крупные и неглубоко залегающие тела, служит естественным фильтром для выбора наиболее перспективных объектов. Что касается трудностей выделения геофизическими методами пологих залежей цветных металлов и некоторых других, то их достаточно легко обнаруживают в условиях пересеченного рельефа с помощью обычных геологических методов или геохимических съемок.

Повышение требований к результатам геофизических работ, соответствующее усложнению методики привели в последние годы к значительному увеличению стоимости геофизических исследований. Здесь отразились широкое развитие модификаций сейморазведки, зондирований III и других глубинных дорогостоящих методов, более полная обработка получаемых полевых материалов. Однако увеличение стоимости партии—месяца, которое наблюдается в СССР и за рубежом, сопровождается увеличением получаемой геологической информации и вполне закономерно. Сказанное не означает, что упомянутые методы можно считать основными в настоящее время.

Учитывая, что воздушные съемки являются, как правило, аэромагнитными, несомненно ведущая роль магнитометрического метода в рудной геофизике. Нельзя полагать оправданными проявляющиеся иногда стремления отказаться от использования магнитометрии, радиометрии как методов, дающих, якобы, лишь приближенные представления и геологических особенностей изучаемой области. Это заблуждение часто основывается на сравнительной простоте и дешевизне применения указанных методов. Однако данные магниторазведки и радиометрии, комплекслируемых обычно с металлотрией, заслуживают такой же тщательной и полноценной обработки и интерпретации, как наиболее дорогостоящие виды сейморазведки; при условии глубокого изучения и анализа физических свойств пород, статистической обработки полученных полей, их трансформаций, подавления помех указанные «легкие» методы приносят геологическую информацию, значение которой трудно переоценить.

Важным резервом повышения эффективности этих методов является учет всех существенных факторов в процессе проектирования. Например, не всегда соблюдается оптимальное соотношение высоты полета и межмаршрутного расстояния при гамма-магнитной съемке, которое, помимо хорошо известных зависимостей от «угла видимости», определяется конкретными геологическими условиями и задачами, поставленными перед магниторазведкой и радиометрией.

На стадии разведки всегда эффективно использование каротажа для расчленения разрезов скважины. Все шире применяются измерения физических полей в скважинах, детальные магнитные и гравиметрические наблюдения на поверхности и в горных выработках.

Некоторые общие черты геофизических исследований в горных рудных областях обобщены в табл. 5.

Названная в таблице схема может послужить основой для проектирования геофизических работ в малоизученных районах. Если конкретные геолого-геофизические особенности этих районов известны, эта схема, без сомнения, должна быть уточнена. Она уточняется также благодаря специализации съемок при поисках и разведке определенных видов минерального сырья, характеру изучаемых структур.

Так, при поисках месторождений черных металлов и заведомо известной бесперспективности районов работ в отношении цветных

Таблица 5

Этап	Задачи	Масштаб	Комплексы геофизических съемок	Геохимические методы	Геохимическое сопровождение
I	Выделение металлогенных районов (рудоконтролирующих разломов и интрузий зон повышенных концентраций металлов)	1:200 000— 1:50 000	Магнитная или гамма-магнитная воздушная съемка, гравиметрическая съемка	Металлометрия по потокам рассеивания с гидрохимическим анализом и рентгенометрией юдных источников	По готовой геологической основе или с геологическими маршрутами вкрьест простирания аномальных зон с отбором образцов для изучения фланжевых свойств
II	Выявление перспективных структур и аномальных участков с возможными рудными залежами	1:50 000— 1:25 000	Электроразведка ПС, вертикальная гамма-магнитная съемка, наземная магниторазведка и опорные пересечения (сейсморазведка МРВ и МПЗ, электрозондирование, БЗЗ ВП, иногда гравиразведка и другие методы)	Металлометрия по вторичным ореолам рассеивания с изучением магнитной восприимчивости и радиоактивности породных проб	Если не производится специальных съемок — геологические маршруты по опорным пересечениям
III	Установление принадлежности аномалий, оценка масштаба предполагаемых рудных тел и условий залегания	1:10 000— 1:2 000	Магниторазведка Z и H, гравиразведка, электро-разведка ПС, ВП, КП, индуктивные методы, сейсморазведка МРВ по расчетным профилям	Металлометрия по вторичным или первичным ореолам рассеивания	Горно-бурные работы с изучением физических и геохимических характеристик зерна, геофизических наблюдений в скважинах и горных выработках

и редких металлов применение ИС и металлометрии нецелесообразно. Те же методы обычно исключаются при поисках негматитов, кварцевых жил, когда расширение комплекса происходит за счет методов пьезоэлектрического эффекта, СГ, радиометрии. Радиометрия, ядерно-физические методы становятся ведущими при поисках радиоактивных и многих редких элементов. Для изучения урановых и сульфидных руд может привлекаться терморазведка. Исследования складчатых структур основываются преимущественно на данных сейсморазведки МОВ и гравиразведки, разрывных — магниторазведки, электропрофилирования, МДВ, аэрационной съемки и металлометрии.

Комплекс работ I этапа в некоторых условиях будет расширяться за счет ГСЗ, сейсмологических и магнито-теллурических методов. Наиболее широкий комплекс выглядит на этапе II. Это объясняется значительным числом методов, используемых при отдельных маршрутных пересечениях. На самом деле число модификаций наземной и подземной геофизики возрастает обычно на этапе III.

Улучшение планирования

Одним из важнейших условий эффективности геофизических работ является многолетнее планирование, основанное на перспективных планах более крупных организаций (геологических управлений, республиканских министерств). Такое планирование позволяет планомерно и целеустремленно развивать геофизическую службу, готовить кадры необходимых специалистов, создавать заделы необходимой техники, проектно-сметной документации.

Долгосрочное планирование в конкретных геологических районах должно базироваться на разработанных порайонных методических указаниях применительно к важнейшим задачам и масштабам исследований и соответствующих расценках единицы изучаемой площади. При этом дифференциацию норм по отдельным площадям относительно усредненных показателей нужно производить на местах, чтобы обеспечить экономическую заинтересованность исполнителей в концентрации работ на наиболее важных направлениях и участках.

Планы геофизических работ должны являться составной частью генеральных планов изучения определенных территорий, объектов. В генеральных планах следует предусматривать необходимую последовательность геофизических и других видов работ, проверку геофизических аномалий, с одной стороны, и использование горных выработок и скважин для проведения геофизических исследований и изучения физических свойств пород и руд, с другой.

Чтобы обеспечить оптимальность планирования, необходимо привлекать современные математические методы. Однако эти методы можно применить лишь тогда, когда ведутся четко оформленные планомерные, исследовательские, массовые геофизические исследования, результаты которых полностью учитываются геологами и реализуются во всех видах конечной геологической продукции.

Более простой аппарат линейного программирования с успехом использован Л. А. Степным (1965) для оптимизации планов геологического управления, ведущего картирование и поиски медноколчеданных месторождений в пределах зеленокаменной полосы.

Линейное программирование¹ является средством определения путей наиболее эффективного использования имеющихся ресурсов, т. е. решения частной, но практически важной задачи планирования.

Изменение характера и числа производственных ресурсов, заданных при выполнении определенного задания, вызывает пропорциональное изменение в выпуске продукции. При геологопоисковых и съемочных работах различные типы партий — геофизических, съемочных, комплексных и т. д. — можно рассматривать как виды ресурсов, а площадь заснятой или опробованной территории — как продукцию производства. Критерием эффективности обычно служит изменение производительности труда, т. е. стоимости единицы площади, при которой достигается необходимая степень изученности. За критерий можно принять максимальный выпуск продукции или кратчайший срок решения геологической задачи при данных ресурсах.

При оперативном планировании в масштабах партии, экспедиции полезно использовать разработанный в строительстве простой метод сетевого графика (Рогинский и др., 1966).

Применение научно обоснованных планов проведения геофизических работ, комплексирования геофизических методов между собой и с другими методами позволяет достигнуть решения поставленных геологических задач с наибольшей экономической эффективностью. При этом вполне возможно, что в геологоразведочном процессе стоимость геофизических работ повысится, но общий выигрыш от применения геофизических методов вполне оправдывает это повышение, как показывает практический опыт.

Благоприятные организационные формы

Вопрос о том, в каких организационных формах необходимо сочетать геофизические и геологические работы, во многом дискуссионен. Многие специалисты считают, что наиболее целесообразно проводить совместные работы с помощью системы комплексных геолого-геофизических партий под руководством геологов с полным подчинением геофизических исследований их потребностям. Большинство геофизиков полагает необходимым сохранение организацией самостоятельности геофизических ячеек в том или ином виде. К этой группе принадлежит и автор (во всяком случае, при достигнутом уровне геологоразведочных работ в горных рудных областях) по следующим причинам:

¹ Соответствующий аппарат находят применение также при решении задач интерпретации в работах С. В. Шалаева (ЛГН).

1. Необходимость подчинения всех видов геологоразведочных работ единому геологическому заданию является основным аргументом сторонников полного слияния геологических и геофизических организаций. Однако установление геологического задания не входит в компетенцию начальника партии, который к тому же далеко не всегда может правильно оценить возможности и целесообразность привлечения геофизических, геохимических и других методов для его выполнения. Опыт показывает, что истинно комплексный подход к проведению и использованию результатов геофизических работ зависит вовсе не от непосредственной подчиненности геофизического отряда начальнику геологической партии, а от правильно заданного плана координирования геолого-геофизических исследований и личной квалификации исполнителей — геологов и геофизиков.

2. Геологические съемки могут непосредственно сопровождаться радиометрическими, магнитными и другими наблюдениями для решения частных вопросов картирования. Однако геологическая съемка базируется на изучении обнажений и на данных маршрутов, которые прокладываются в наиболее благоприятных местах. Геофизические же съемки являются по своей сути площадными исследованиями; для получения надежной характеристики физических полей необходима твердая сеть наблюдений, строго привязанная к пунктам геодезической опоры.

Геофизические исследования сопровождаются большим объемом полевых и камеральных вычислительных работ и отличаются от геологических не только особенностями методики полевых наблюдений, но и обработки результатов.

3. Геофизические работы характеризуются применением сложной аппаратуры и большого количества вспомогательных технических средств, транспортных единиц. Это определяет особенности организации геофизических работ, целесообразность создания ремонтной базы, специальных лабораторий для изучения физических свойств пород и руд, соответствующего размещения геофизических организаций.

В труднодоступных горных областях с разнообразным комплексом полезных ископаемых для крупномасштабных и детальных работ обоснованной организационной формой является крупная геофизическая экспедиция, имеющая в своем составе производственные партии, опытно-методические отряды, ремонтно-лабораторную базу, геологическую службу, обеспечивающую предварительное изучение аномальных участков на месте, в том числе с помощью некоторого объема горных выработок и неглубокого бурения. Такая организация может осуществить регулярное методическое руководство и контроль, привлечь специализированные кадры, создать задел аппаратуры, наладить связь между участками работ. В ее силах ликвидация одного из серьезных недостатков геофизических исследований — нецелесообразного извлечения информации из геофизических материалов вследствие ограниченности камерального периода — путем использования счетно-решающих и моделирующих устройств, подготовки

данных для обработки с помощью ЭЦВМ. Координация работ геофизической экспедиции территориального геологического управления с организациями данного управления и смежными организациями, работающими в одном геологическом районе, должна осуществляться службой главного геофизика управления. Основными задачами этой службы являются долгосрочное научно-обоснованное планирование геофизических исследований, повышение квалификации геофизиков и геологов с помощью, главным образом, хорошо поставленной научно-технической информации, контроль за полным использованием геофизических данных всеми организациями управления, привлечение научно-исследовательских организаций для консультаций и руководства опытно-методическими работами.

Указанная форма не исключает использования геофизических методов геологическими партиями для решения частных задач, если геологи-исполнители обладают необходимой квалификацией, имеется портативная и надежная аппаратура, обеспечен контроль со стороны специализированной геофизической службы.

С другой стороны, для охвата больших территорий, проведения региональных работ целесообразно использовать силы более мощных геофизических организаций — контор, трестов. Успешный опыт «Спецгеофизик», Казахского и Западного геофизических трестов в исследованиях перспективных рудоносных территорий РСФСР, Казахстана, Кавказа, как и опыт специализированных нефтяных геофизических организаций, достаточно красноречиво подтверждает это положение. Можно рассчитывать, что многие приемы, навыки работ, накопленные более мощной нефтяной геофизической службой будут больше усваиваться геолого-геофизическими организациями рудного профиля, что позволит в короткие сроки значительно повысить эффективность геофизических работ в горных рудных районах. С другой стороны, расширение круга задач, развитие в рудной геофизике новых модификаций методов, глубокое изучение пород, составляющих кристаллический фундамент в нефтегазопосных областях, поднимают всю разведочную геофизику на более высокую ступень

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. И., Хосов Б. Э. К выбору пунктов буровой проверки магнитных аномалий в горной местности. Разведка и охрана недр, № 4, 1968.
- Андросов В. А., Клушин П. Г. Геологические истолкования гравиационных аномалий. Гостехиздат, 1962.
- Андросов С. И. Применение геофизических методов при поисках ртути в центральной части Корейского нагорья. Ученые записки ИИИГА. Региональный геологический, вып. 6, 1965.
- Аронов В. И. О редуцировании аномалий силы тяжести в горной местности. Сб. «Геофизическая разведка», вып. 16. Гостехиздат, 1963.
- Аронов В. И. Опыт редуцирования аномалий силы тяжести в горной области. «Геофизические исследования», сб. 1. Изд-во МРЭ, 1964.
- Аронов В. И., Гордун В. М. Плотность для редуцирования аномалий силы тяжести в магнитных аномалиях на изогонты. ВГГН, тематич. вып. «Вопросы методики гравиметрической разведки», сер. геоф., № 4, ОНТИ МИИМС, 1966.
- Аронов В. И., Колосальцов Н. В. Решение некоторых задач гравиметрической разведки с помощью электронных вычислительных машин. Изв. Вузов, Геология и разведка, № 10, 1963.
- Аромантичные методы в геофизике. Изд-во «Мир», 1966.
- Васильев В. К. Гранитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Белов Г. В. Геофизические работы в Канаде (1961—1966 гг.). Обзор, сер. геофиз., № 13, ОНТИ 4111.
- Белогуб Н. И., Ребриб Э. Л. Упрощение способа учета влияния рельефа по методу Н. И. Луизинского при приближении к гравиетром. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 16. Изд-во «Недра», 1966.
- Боньковский С. Л., Царегородский В. А. Обработка геофизических материалов на электронно-счетных машинах и программирование геофизических задач. Сб. «Геофизические исследования в Казахстане», Изд-во «Казахстана», Алма-Ата, 1965.
- Бердников Ю. П. Электрическая аналогия погрешности для введения поправки на рельеф местности в результаты гравиметрической съемки. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 24. Изд-во «Недра», 1964.
- Бородин А. Т., Теленин М. А. Приведения приближенного потенциального поля в среднем урону и проблема его дельтапных трансформации. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 16. М., изд-во «Недра», 1966.
- Бородин А. Т., Теленин М. А. Определение плотности пород по гравиметрическим данным. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 47. Изд-во «Недра», 1966.
- Борозкин Н. М. Учет поправки на рельеф местности при измерении значений ускорения силы тяжести. Труды МГРГ, т. XXXVI, 1959.
- Борозкин Н. М. Погрешности для учета влияния рельефа на показания гравиметров по значениям относительных высот в характерных точках. Изв. Вузов, Геология и разведка, № 11, 1960.
- Борозкин В. М. Учет влияния рельефа местности и промежуточного слоя в гравиметрии. Изд-во «Недра», 1967.
- Васильев В. М. О совершенствование учета влияния дневного и погребенного рельефа в гравиметрии. Сб. «Вопросы рудной геофизики в Казахстане», Изд-во «Казахстана», Алма-Ата, 1966.
- Вдох Н. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Воронов Н. И. О применении геофизических методов при поисках редкометалльных карбонатов. Изв. сб. ВСЕГЕИ, № 45, Геофизика (вып. 3), ОНТИ ВСЕГЕИ, 1961.
- Воронов В. Г. Об использовании переменных токов для измерения оффсетов выделенной поляризации. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 2, 1967.
- Воронов В. И. Опыт применения сейсморазведки в рудных районах Казахстана. Сб. «Вопросы разведочной геофизики». Сейсморазведка. Изд-во «Недра», 1966.
- Вулин Л. В. Приближения иерархия глубины аномалий нижней границы крупноплавающих магматических тел. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 45. Изд-во «Недра», 1966.

- Бухиниашвили А. В. К вопросу о проникновении естественного электрического поля рудных месторождений. Разведка и охрана недр, № 3, 1955.
- Вешев А. В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Изд-во «Недра», 1965.
- Виноградов П. А. Опыт применения многочастотных индуктивных методов при поисках колчеданных руд на Северном Кавказе. Труды международной научной конференции в г. Владикавказе. Изд-во «Недра», 1964.
- Владимиров Н. П. О некоторых результатах электроразведочных работ на пересеченном рельефе. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1957.
- Волан А. П. К постановке сейсморазведки в Алмаытском рудном районе. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 2. Гостоптехиздат, 1962.
- Волан А. П., Лапидус В. Я. Некоторые особенности распространения волн в кристаллических горных породах. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», вып. VII. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Вольфсон И. Б. и др. Опыт использования геофизических методов при геологическом обосновании поисков меднопорфировых руд в Алмаытском районе. Сов. геология, № 2, 1964.
- Воробьев Н. П. Применение измерения электропроводности для характеристики состава природных вод. Изд-во АН СССР, 1963.
- Временное руководство по методу электрической корреляции (МЭК). Свердловск, 1965.
- Выекоостровская Е. Б., Зелененский Д. С. О количественной оценке перспектив территории при поисках месторождений рудных полезных ископаемых. Сов. геология, № 8, 1964.
- Гимаев Б. А. Программа для вычисления коэффициентов четырехточечной установки при произвольном расположении электродов. Сб. «Вопросы теории и методики геофизических исследований». Геофиз. сб., вып. 5 (7). Изд-во АН УССР, 1963.
- Гарьковский В. Г. О поисках приповерхностных рудных месторождений. Разведка и охрана недр, № 12, 1960.
- Гладкий К. В. Гранитразведка и магниторазведка. Изд-во «Недра», 1967.
- Гладкий К. В., Сергеев С. А. Определение некоторых статистических характеристик аномальных гравитационных и магнитных полей. Труды МИНХИП, вып. 68, «Полевая геофизика». Изд-во «Недра», 1967.
- Гольдшмидт В. П. Методика учета поправки на дневной и «подземный» рельеф в высокочастотной гравитразведке. Сб. «Геофизические исследования в Казахстане». Изд-во «Казахстан», Алма-Ата, 1965.
- Граничицкая И. М. Способ определения поправки за рельеф близлежащих зон в гравиметрические измерения по профилям. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 21. Изд-во «Недра», 1967.
- Дежидович О. А. Некоторые результаты применения статистической обработки данных рудной электроразведки. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1964.
- Дергачев Н. П. К вопросу об учете поправки за влияние рельефа при детальной гравиметрической съемке. Сб. «Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений». Изд-во Пермского гос. ун-та, сб. 2, 1961.
- Духовенский А. А. Приближенное определение вертикальных размеров геологических образований по магнитным аномалиям. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 12. Изд-во «Недра», 1960.
- Евдокимов Ю. Д. О некоторых количественных оценках надежности поисковой сети. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 4. Изд-во «Недра», 1964.
- Егоров М. П. Способ исключения влияния рельефа местности в методе варада на переменном токе. Вестник ЛГУ, сер. геол. и географ., № 6, вып. 1, 1965.
- Егоров Э. П. О возможности применения нейтральных методов для количественных определений руды в естественных залегах. Сб. «Вопросы рудной геофизики». Радиометрия, вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.
- Ерхов В. А. Опыт применения метода естественных электромагнитных полей в Северной Киргизии. Инф. сообщ., вып. 78, сер. геофиз. ОНТИ ВНИИГ, 1965.
- Жоголев Л. П., Грин Б. Б. Некоторые вопросы микромагнитной съемки. Обмен опытом, вып. 10, ОНТИ ВНИИГ, 1959.
- Жоголев Л. П., Смелов А. А., Хабибуллин Р. П. К вопросу использования математической статистики при изучении физических свойств горных пород. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 3. Изд-во «Недра», 1964.
- Завьялов В. Д., Старилова Е. П. Сейсморазведочные работы методикой массовых пространственных зондирований. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 17. Гостоптехиздат, 1957.
- Землянов В. П. Анализ влияния рельефа и возможности его учета при гравиметрической съемке в условиях горных районов. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 5. Изд-во «Недра», 1963.
- Зуев Г. П., Степанов В. П. Метод идентификации токов электропроводящих рудных тел. Сб. «Геофизическая разведка», вып. 1. Гостоптехиздат, 1960.
- Кадыров Н. П., Бочаров Н. В., Ляхов Л. П. О возможности полиметодной эффективности использования ЭВМ при определении поправки за рельеф в гравиметрии. Изв. Вузов, Геология и разведка, № 1, 1966.
- Кареев Н. А., Троицников В. П. Методика и некоторые результаты пространственных наблюдений МОВ в рудных районах Алтая. Сб. «Вопросы разведочной геофизики». Сейсморазведка. Изд-во «Недра», 1966.
- Каратаев Р. П. и др. Дополнительные главы курса гравитразведки и магниторазведки. Изд. Новосибирского гос. ун-та, 1966.
- Клутини Н. Г. К теории построения промежуточных геологических документов. Записки ЛГУ, т. I, вып. 2, 1966.
- Клутини Н. Г. Статистическое исследование глубины распространения неоднородно намагниченных горных пород. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 52. Изд-во «Недра», 1968.

- Каушкин П. Г., Толочкин Н. П. Статистическое определение глубины аномалии источников аномалий магнитного поля. Визинки ЛПИ, т. XLVI, 1963.
- Ковьял Л. А. Эчет влияния рельефа при гравиметрии с помощью СИММ. Сб. «Применение электронно-вычислительной техники при обработке геофизических данных». ОНТИ ВНИИ, 1960.
- Коган А. В. Применение РИИ для анализа геофизических полей. БИТН, тематич. вып. «Вопросы методики гравиметрического разведки», № 4. ОНТИ ВНИИМС, 1966.
- Колосовский В. В., Лавина М. И. Обзор способов решения прямой и обратной задачи магнитной разведки. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 13 (180), 1960.
- Комаров В. А. Методика изучения поляризуемости обрыва горных пород. Общий опыт. № 55. ОНТИ ВНИИ, 1962.
- Комаров В. А. О связи вышнейшей поляризации, связанной постоянным и переменным током. Сб. «Методика и техника разведки», № 50. ОНТИ ВНИИ, 1967.
- Комаров В. А. и др. Теоретические основы интерпретации наблюдений в методе вышнейшей поляризации. Под-во «Недра», 1969.
- Котляревский Л. И. Методика составления и оценки карт магнитного поля по результатам промысловых съемок в рудных, горных и высокогорных районах. БИТН, № 67. ОНТИ ВНИИ, 1966.
- Крутиковский З. А., Шмидт Н. Г. Геофизические методы поиска рудных залежей месторождений. Гостехиздат, 1961.
- Кулякин М. И. о др. Методика решения прямой и обратной задачи гравиметрии для некоторых простых тел. Азия-Атл. Космический, вып. 1, 1964; вып. 2, 1965.
- Куликович А. Е. О ценности геофизико-геофизической информации. Сб. «Страны нефтегазовых провинций по геофизическим данным», геофиз. сб., вып. 3(14). Под-во «Наука думка», Киев, 1965.
- Купербасов Н. П. Гравиметрический нонракор. Сб. «Вопросы рудной геофизики в Казахстане». Под-во «Казахстан», Алма-Ата, 1966.
- Лактионов М. О., Тархов А. Г. Опыт термобарометрии на колесных месторождениях Урала. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, № 6, 1967.
- Левин А. И. Применение степенных рядов для решения обратной задачи по географу рефракционной вышней. Сб. «Применение геофизики», вып. 41. Под-во «Недра», 1965.
- Литвиненко О. К., Корнейчук А. А., Мелихов В. Р. Методика использования электронных цифровых вычислительных машин при обработке и интерпретации гравиметрических данных. Обзор, вып. 21, сер. геофиз., № 5. ОНТИ ВНИИМС, 1965.
- Логачев А. А. Минимизация. Под-во «Недра», 1968.
- Ломтадзе В. В. Вычисление поправки силы тяжести на рельеф местности с помощью СИММ. Нефтегазовая геология и геофизика, № 8, 1966.
- Ломтадзе В. В. Способ трансформации потенциальных полей, заданных по географической сетке, на цифровой вычислительной машине. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 6. Под-во «Недра», 1967.
- Ломтадзе В. В. Способ интерпретации гравитационных аномалий с помощью цифровой вычислительной машины. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 6. Под-во «Недра», 1967.
- Лукавиченко П. И. Таблицы и номограммы для вычисления поправки силы тяжести на рельеф местности при съемке с гравиметрии. Гостехиздат, 1951.
- Лукавиченко П. И. О рефракции и интерпретации аномалий силы тяжести в условиях сильно расчлененного рельефа местности. Сб. «Применение геофизики», вып. 31, 1961.
- Лубяцкий В. Д. Об учете влияния рельефа при приведении гравиметрической съемки. Сб. «Геофизическая разведка», вып. 13. Гостехиздат, 1963.
- Лукатик Е. П. Геофизический смысл рудных методов вычисления аномалий силы тяжести. Труды Ин-та теорет. геофизики АН СССР, т. III, 1947.
- Лыков Л. Л. и др. О геофизико-геофизических критериях при поисках скрытого польфрема-молибденитов и оловянно-вольфрамового оруденения. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, № 8, 1964.
- Малиганов П. П., Соловьев Г. А. К вопросу о вычислении поправки на влияние рельефа при наблюдениях с гравиметром. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, № 5, 1963.
- Мельников Н. Н. Гидростатический нивелирприбор для определения вертикальных смещений геофизических наблюдений. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 2. Под-во «Недра», 1964.
- Методика, техника и результаты геофизической разведки (материалы V Всесоюзной научной-технической геофизической конференции). Под-во «Недра», 1967.
- Методическое руководство по определению физических свойств горных пород в полезных ископаемых. Гостехиздат, 1962.
- Методы рудной геофизики. Под. ВПРГ, 1964.
- Михов Б. Д. Зависимости нонрализации магнитного поля для некоторых тел правильной формы при нонрализации земных наблюдений. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 1. Под-во (с) АН СССР, Новосибирск, 1966.
- Михов Б. Д. Практические приемы интерпретации магнитных аномалий в условиях сложного рельефа местности. Методические пособия. Под. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Михов Б. Д., Соловьев Г. А. Перечет магнитного поля со сложного рельефа местности на плоскость путем подбора промодульной модели. Сб. «Исследования статистической и функциональных линейных связей в гравиметрии и магниторазведке». Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Михов Б. С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Под-во Томского ун-та, 1962.
- Митрополит В. П. и др. К методике диамагнитной съемки в горной местности. Сб. «Аэромагнитная съемка в геологии». Гостехиздат, 1963.

- Мудрецова Е. А. Поправки за влияние рельефа при высокоточных измерениях с границей в шпалы, шпалы и на дивной поверхности. ОИГП ВИСМ, 1963.
- Мустафабаев М. А., Хасанов Б. Э., Мурадханов С. А., Алек-
сеев В. В. Поиски и разведка месторождений на южном склоне Большого
Кавказа с применением геофизических методов. Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- Нейштадт И. М., Мозанова З. В., Овчинников П. Л. Сейсмоэлектриче-
ские исследования на палеозойских и платформенных месторождениях. Сб. «Методика и
техника разведки», № 45. ОИГП ВИСМ, 1964.
- Нешков Л. Д. Высокоточная гравиметрия. Изд-во «Недра», 1967.
- Никитин А. А. Использование статистической теории обнаружения сигналов
для выявления слабых геофизических аномалий. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, № 5, 1967.
- Никольский Ю. П. Методы учета петрофизического фактора в «О» гравиметрии.
Сб. «Материалы по геофизическим исследованиям». ВСЕГЕИ, 1964.
- Никитин Л. В., Фокин А. Ф. Использование систем сопротивлений для
решения трехмерных и двумерных задач поисково-разведочной геофизики. Сб. «Вопросы
теории и применения математического моделирования». Изд-во «Сов. радио», 1965.
- Нильберг П. П., Овчинников М. П. Реализация программ «Корп-3»
на вычислительной машине «Стрела». Труды МИИХИП, вып. 62, 1968.
- Облогин Т. И. Сравнительное состояние рудной сейсморазведки. Сб. «Геофизиче-
ские исследования», № 2. Изд-во ЛГУ, 1968.
- Опыт применения радиоактивных методов при поисках и разведке недр радиоактивных
руд. Госгеотехиздат, 1962.
- Парасин Д. С. Принципы прикладной геофизики. Изд-во «Мир», 1965.
- Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. Сб.
«Магнитные свойства неметаллических пород». Труды Северо-Восточного комплексного ЦНИИ,
вып. 9. Москва, 1964.
- Пешков А. Л. Интерпретация магнитных аномалий северной части Тунгусской
связки. Ученые записки ИИГГА. Регион. геол., вып. 6, 1965.
- Позинский А. М. Оценка влияния петрофизических факторов на результаты интерпретации по данным
магниторазведки. Разведка и охрана недр, № 6, 1960.
- Позинский А. С. Выбор оптимальных размеров установок и влияние удаленного
электродов в методе координированного профилирования КР. ОИГП ВИСМ, 1965.
- Полынов А. С., Аудинов А. К. Учет влияния рельефа местности при выделении
глубинных продольных методов координированного профилирования. Сб. «Вопросы разведоч-
ной геофизики», вып. 2. Госгитиздат, 1962.
- Потаньев С. В., Чичин Н. С. Метод возбуждения сейсмических волн
путем бомбастания при региональных исследованиях в труднодоступных районах Сибири.
Геология и геофизика, № 9, 1965.
- Приккер Л. С. Выявление корреляционной аномалии при учете влияния рельефа
на наблюдения в гравиметрии. Сб. «Вопросы рудной геофизики в Казахстане». Изд-во
«Казахстан», Алма-Ата, 1966.
- Раджабов М. М., Вабязов О. Б. Об отрицательно-дифрагированных волнах,
регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании земной коры. Физика Земли,
№ 3, 1966.
- Ревякин И. С. и др. Применение геофизических методов при поисках полиметал-
лических месторождений на Рудном Алтае. Разведка и охрана недр, № 3, 1966.
- Редозубов А. А. - Электрическое зондирование и погружением электродом.
Труды Свердловского горного института, вып. 47, 1966.
- Ремпель Г. Г. О влиянии поправки на рельеф при интерпретации данных аромат-
нитной съемки. Труды СНИИГРММС, вып. 30. Новосибирск, 1964.
- Ремпель Г. Г. Определение намагниченности (плотности) пород, слагающих рельеф,
по данным магнитной (гравитационной) съемки. Геология и геофизика, № 8, 1966.
- Рогачев Б. В., Седелников Э. С. Использование радиополы сверхдлинно-
волнового диапазона в геофизической разведке. Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- Рогачев Б. В., Седелников Э. С. Использование радиополы сверхдлинно-
волнового диапазона в геофизической разведке. Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- Рогачев Б. В., Седелников Э. С. Использование радиополы сверхдлинно-
волнового диапазона в геофизической разведке. Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- Рожков Д. А. и др. Об эффективности резистивности. Сб. «Вопросы разведоч-
ной геофизики», вып. 6. Изд-во «Недра», 1967.
- Рысс Ю. С., Тютю А. С. Структура естественных электрических полей на руд-
ных месторождениях и ее использование при поисках и разведке полезных ископаемых. Обзор,
сер. геол., вып. 2. ОИГП ВИСМ, 1966.
- Саавиский И. Д. Таблица вертикальных подсчета эллиптических объектов
применительно к сетям наблюдений. Изд-во «Недра», 1964.
- Самойлов А. П. Пути совершенствования сейсмической разведки в Складчатых
Карпатах. «Геофизика и астрономия» (инт. бюл.), № 8. Киев, 1965.
- Светов В. С. и др. Электромагнитные методы разведки в рудной геофизике. Изд-во
«Недра», 1966.
- Семенов А. С. Измерения удельного электрического сопротивления природных
вод в отношении некоторых геологических задач. Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 1,
№ 6, 1965.
- Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля.
Изд-во «Недра», 1969.
- Семенова О. Г. К вопросу об оценке эффективности поисковой сети по вертикаль-
ности обнаружения объектов. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 4. Изд-во «Недра»,
1964.
- Семенова О. Г. Способ приближенной оценки эффективности вертикальных и по-
торных поисков. Сб. «Вопросы рудной геофизики», вып. 7. Изд-во «Недра», 1966.
- Сергеев В. О. Пересчет в верхнее полупространство аномалии вертикальной со-
ставляющей магнитного поля, заданной на сложном рельефе. Сб. «Некоторые методы и за-
дачи интерпретации геофизических данных». Изд-во «Наука», 1967.

Сиячиов Л. П. Гидростатическое определение превышений при гравиметрической съемке. (Сб. «Вопросы рудной геофизики в Казахстане». Изд-во «Казахстан», Алма-Ата, 1968).

Смольников Б. М. Учет влияния рельефа при геологических исследованиях. (Сб. «Строение нефтегазовых провинций по геофизическим данным». Геофиз. сб., вып. 2 (14). Изд-во «Наука», Москва, 1965).

Соловьев Г. А., Кадоров Н. И., Ляхов Л. Л. Об аномальном вертикальном градиенте силы тяжести. Изв. Узбек. Геологич. и разведки, № 7, 1962.

Тенин Л. А. Экономическая эффективность комплексных геолого-геофизических исследований и ее определение на основе методов линейного программирования. Обзор, сер. геофиз., № 8, ГИТИ ИГиМС, 1965.

Телинов В. П. Об определении пластичности пород, расположенных вблизи дневной поверхности, при детальной гравиметрической разведке. Разведка и охрана недр, № 10, 1964.

Тархов А. Г. Геофизическая разведка методом индукции. Гостехтехиздат, 1954.

Тархов А. Г. О статистической обработке результатов местных определений физический свойств образцов горных пород. (Сб. «Применения геофизики», вып. 20. Изд-во «Недра», 1958).

Тархов А. Г., Ваицян Г. М. Интегральная гидроэлектростатика. Разведка и охрана недр, № 5, 1955.

Тархов А. Г., Сидоров А. А. О математической обработке геофизических данных. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1960.

Тархов А. Г. и др. Поиски и разведка полезных ископаемых и геологическое картирование радиолокационным методом (радионик). Обзор, вып. 82, сер. геофиз., № 9. ГИТИ ИГиМС, 1965.

Трошинов Г. А. О количественной геологической интерпретации сложных двумерных гравиметрических и магнитных аномалий. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 2. Изд-во «Недра», 1964.

Турицын К. Г. О возможности использования обобщенного логнормального закона при описании распределения физических свойств горных пород. Геология и геофизика, № 2, 1964.

Уразаев И. М. Зависимость естественных электрических токов от стадий развития зоны окисления сульфидных месторождений. (Сб. «Разведочная геофизика», вып. 2. Изд-во «Недра», 1964).

Федюк В. П. Микроаналитическая съемка и ее геологические возможности. Гостехтехиздат, 1954.

Федюк В. П. Применение геофизических методов при поисках и разведке агрономического сырья. Обзор, сер. геофиз., вып. 1. ГИТИ ИГиМС, 1960.

Филипов Е. М. О возможности аномалии подземных излучений с генератором нейтронов. Геология и геофизика, № 2, 1965.

Флоринский Н. П. и др. Интерпретация данных электропрофилеирования при неоднородных рыхлых обрамлениях о незначительных корреляционных анализ. (Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 6. Изд-во «Недра», 1967).

Фомин А. Ф., Пинский Л. П. Специализированные устройства для моделирования полей при геофизических методах поисков и разведки рудных месторождений. Инф. сб. ВУГГ, № 20, 1961.

Хазфия Л. А. Информационная теория интерпретации геофизических исследований. Докл. АН СССР, т. 122, № 6, 1958.

Хасин Б. У. О простом способе учета влияния рельефа местности на результаты магнитной съемки. Разведка и охрана недр, № 5, 1965.

Хасин Б. У., Мурадинов С. А. Вопросы методики геофизических поисков хромитов в пределах офиолитового пояса (Азербайджанская ССР). За технику прогресса, № 8, 1962.

Хасин Б. У., Новикова О. В. Об особенностях геофизических исследований при поисках палеогеновых и палеозойских залежей. Разведка и охрана недр, № 12, 1966.

Хмельников Н. К. Дисольные погирывание вдоль вершины хребта. (Сб. «Разведочная и промышленная геофизика», вып. 44. Гостехтехиздат, 1962).

Чантурисия И. С. О количественном учете влияния рельефа для некоторых случаев разведки магнитными токами. Труды Ин-та геофизики, т. XIV. Изд-во АН ГрузССР, 1955.

Четверт Д. П. Одна обратная задача электроразведки. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1957.

Четверт Д. П. Аналитическая интерпретация данных при электроразведке методом естественного электрического поля в условиях сложного рельефа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1957.

Шабалинский Г. П. Метод отраженных волн при исследовании глубинного строения шельфовых зон. Докл. Академии Наук СССР, т. XVI, вып. 2, 1963.

Шуб Ю. В. Применение корреляционного анализа для обработки геофизических данных. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1962.

Шуб Ю. В. Технические вопросы геофизической конференции. Тезисы докладов. ВНИИГеофизики, 1964.

Шуб Ю. В. Применение сейсморазведки для картирования рудоконтролирующих структур под лавовыми покровами. (Сб. «Вопросы разведочной геофизики», Сейсморазведка. Изд-во «Недра», 1966).

Шуб Ю. В. Индуктивный метод электроразведки. Гостехтехиздат, 1963.

Саме М. F. A comprehensive system of terrain correction using digital computer. Geophysics, v. 27, No 4, 1962.

Good H. Temperature Wells Logging. The Oil weekly, November 4, No 10, 1946.

Good H. Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in East Turkey. Geophysics, v. 21, No 2, 1956.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	Стр. 3
--------------------	-----------

Г л а в а 1

Выбор методик

1.1. Особенности горных рудных районов и специфика геофизических исследований	6
1.2. Комплексирование при различных масштабах работ	17
1.3. Параметрические наблюдения и определения физических свойств пород	21
1.4. Сеть наблюдений	31

Г л а в а 2

Возможности используемых и рекомендуемых модификаций

2.1. Аэрогеофизическая съемка	35
2.2. Наземная магниторазведка	40
2.3. Гравитразведка и ее топографическое обеспечение	43
2.4. Электроразведка без специальных источников тока	47
2.5. Электроразведка постоянным и низкочастотным током	53
2.6. Электроразведка переменным током	57
2.7. Метод вызванной поляризации	62
2.8. Пьезоэлектрический метод разведки	65
2.9. Сейсморазведка	68
2.10. Геотермическая разведка	74
2.11. Радпометрия	76
2.12. Геохимические методы в комплексе геофизических исследований	78

Г л а в а 3

Вопросы обработки и интерпретации результатов наблюдений

3.1. Учет влияния рельефа в магниторазведке	80
3.2. Проблемы редуцирования в гравитразведке	91
3.3. Учет влияния рельефа в электроразведке	100
3.4. Качественная интерпретация	110
3.5. Количественные расчеты	131
3.6. Автоматизация обработки материалов	144

Геофизические исследования при решении различных геологических задач

4.1. Геофизическое картирование и прогнозирование месторождений	152
4.2. Поиск сульфидных месторождений	163
4.3. Поиск и разведка железорудных месторождений	163
4.4. Поиск хромитов	173
4.5. Подково-разведочные работы на месторождениях твердого нерудного сырья	176

Глава 5

Условия повышения эффективности геофизических работ в горных рудных областях

5.1. Развитие научно-исследовательских и опытно-методических работ	183
5.2. Рациональное использование геофизических методов	186
Литература	191

ХЕСИН БОРИС ЭМАНУИЛОВИЧ

РУДНАЯ ГЕОФИЗИКА В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Редактор издательства Н. Г. Богомолов. Техн. редакторы В. В. Максимов, Т. М. Шмакина
Корректор Н. А. Громова

Сдано в набор 20/VI 1969 г. Подписано в печать 25/IX 1969 г.
Формат 60×90^{1/16}. Уч.-изд. л. 13,25. Бумага М 2.
Индено 1-4-1. Цена 639/136-3. Тираж 1300 экз. Цена 1 р. 51 к.

Издательство «Цедра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник»
Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.

