

**Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
«Уральский государственный горный университет»**

В. М. Сапожников

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ**

Учебное пособие

**Екатеринбург
2010**

Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Уральский государственный горный университет»



В. М. Сапожников

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Учебное пособие для студентов специальности
130201 «Геофизические методы поисков и разведки
месторождений полезных ископаемых»

Екатеринбург – 2010

УДК 550. 83
ББК
С25

Рецензенты: *Виноградов А. М.*, д-р. геол.-минер. наук,
ведущий научный сотрудник Института геофизики УрО РАН;
Голиков Ю. В., д-р. геол.-минер. наук, профессор кафедры
геоинформатики, Уральский государственный горный универси-
тет.

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Уральского государственного горного университета

Сапожников В. М.

С25 Комплексирование геофизических методов: учебное пособие / В. М. Сапожников;
Уральский гос. горный ун-т.-Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. – 76 с.

Учебное пособие представляет несколько сокращенный конспект лекций по дисциплине СД.Ф.03 «Комплексирование геофизических методов» для специальности 130201 «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» (РФ). В учебное пособие вошла та часть курса, которая посвящена поискам твердых полезных ископаемых и наиболее востребована при подготовке дипломных проектов большей частью студентов специальности РФ.

В пособии рассматриваются общие положения методологии планирования и проведения комплексных геофизических исследований преимущественно в рудных провинциях. Особое внимание уделено выявлению тектонических нарушений различного масштаба, которые являются контролируемыми, подводящими и распределяющими элементами рудоносных структур. Формирование и результативность комплекса при поисках рудных объектов показана на примере уранового месторождения, поскольку типовые комплексы для решения структурно-картировочных и поисковых задач на различные твердые полезные ископаемые подробно рассмотрены в специальной справочной литературе.

Учебное пособие предназначено для студентов специальности РФ очного и заочного обучения. Отдельные разделы могут быть полезны студентам других геофизических и геологических специальностей, которым разведочная геофизика дается в сокращенном виде. Пособие может быть полезно аспирантам, магистрам и работникам производственных организаций, применяющих геофизические методы.

Автор выражает благодарность инженеру кафедры геофизики Г. А. Косаревой, взявшей на себя труд по оформлению рисунков и окончательной компоновки пособия.
Рис. 23 Библ. 13 наим.

УДК 550. 83
ББК

ВВЕДЕНИЕ

Курс «Комплексирование геофизических методов» завершает подготовку студентов-геофизиков к профессиональной деятельности. В курсе на основе знаний по отдельным геофизическим методам с их достоинствами и ограничениями дается представление о решении типовых геологоразведочных задач путем комплексирования нескольких методов с целью получения совокупности данных, существенно расширяющих возможности геофизических исследований недр.

С необходимостью применить знания по комплексированию геофизических методов студенты сталкиваются еще на стадии обучения в вузе в период дипломного проектирования и это умение оценивается государственной аттестационной комиссией по итогам защиты учебного проекта по решению картировочной или поисково-разведочной задачи. Выпускник кафедры геофизики должен показать умение сформировать и обосновать рациональный комплекс методов в конкретной геологической среде.

Представленный курс лекций в основном ориентирован на изложение методик выявления и изучения месторождений твердых полезных ископаемых. Именно эти объекты являются главными для специальности РФ. Что касается комплексирования геофизических методов при поисках месторождений нефти и газа, то по этой теме издан конспект лекций доцента вуза Г. Г. Кассина.

Методология комплексирования геофизических методов сформировалась к началу 80-х годов прошлого столетия, когда появились специальные монографии, учебники и справочники, обобщающие теоретические положения и опыт комплексирования. В числе специалистов, внесших существенный вклад в формирование и пропаганду технологии комплексирования методов разведочной геофизики, следует назвать Г. С. Вахромеева, В. В. Бродового, А. А. Никитина, В. К. Хмелевского.

Впервые курс по комплексированию геофизикам в нашем вузе начал читать профессор Н. А. Иванов. Несколько лет этот курс читал доцент, а затем профессор А. Я. Ярош. Проблеме комплексирования геофизических методов, главным образом при поисках руд, посвятили свои докторские диссертации Г. П. Саковцев, ставший впоследствии ректором нашего вуза, и выпускник кафедры геофизики Г. С. Вахромеев. Последним на эту тему опубликована монография. К

настоящему времени по курсу комплексирования издано несколько вариантов учебников и справочников. Основные из них приведены в списке использованной литературы.

В настоящем конспекте помимо классических положений, отраженных в известных источниках, автор приводит некоторые свои разработки и сведения, которые могут оказаться полезными в процессе выбора и обоснования комплекса геофизических методов.

1. ПРЕДПОСЫЛКИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

При изучении теории и практики применения отдельных геофизических методов, которым посвящены специальные учебные курсы разведочной геофизики, обучающиеся знакомятся не только с достоинствами методов, но и их ограничениями при исследовании многообразных и сложных геологических сред. Практически всегда перед геофизическими методами ставится задача по изучению одиночных или комплекса объектов в некоторой вмещающей среде. И в общем случае ограниченные возможности одного метода делают невозможным без дополнительной информации определение природы геологических тел, признаки, существования которых выявляются в процессе измерений. Даже если наличие определенного объекта установлено, бывает сложно определить требуемые для его оценки характеристики.

Одной из основных причин необходимости применения комплекса геофизических методов является неоднозначность истолкования наблюдаемого поля, следовательно, и неопределенность конечных геологических выводов. В качестве примера обратимся к рис. 1, на котором видно, что близкие по виду положительные локальные аномалии поля силы тяжести (Δg) наблюдаются над разнообразными геологическими объектами относительно повышенной плотности (интрузии, руды). Поэтому по данным гравиметрии можно лишь установить факт увеличения плотности, каких-то горных пород на изучаемом участке, но нельзя определить геологическую причину нарушения однородности среды и объективно охарактеризовать аномалиеобразующий объект.

При решении поисковой задачи нередко возникает проблема классификации аномалий, которые по признакам похожи на те, которые характерны для искомого объекта. Часто среди выявленных аномалий встречаются такие, которые вызваны геологическими телами, не представляющими поискового интереса. Их создают неоднородности, относимые к классу геологических помех. На примере рис. 1 видно, что при поисках залежей руд с повышенной плотностью аномалии над разрезами *а*, *б* и *г* можно связывать с проявлением геологических помех. В рассмотренном примере для снижения или даже исключения неоднозначности в истолковании зафиксированных ано-

малый существенную помощь могло оказать применение электрического зондирования.

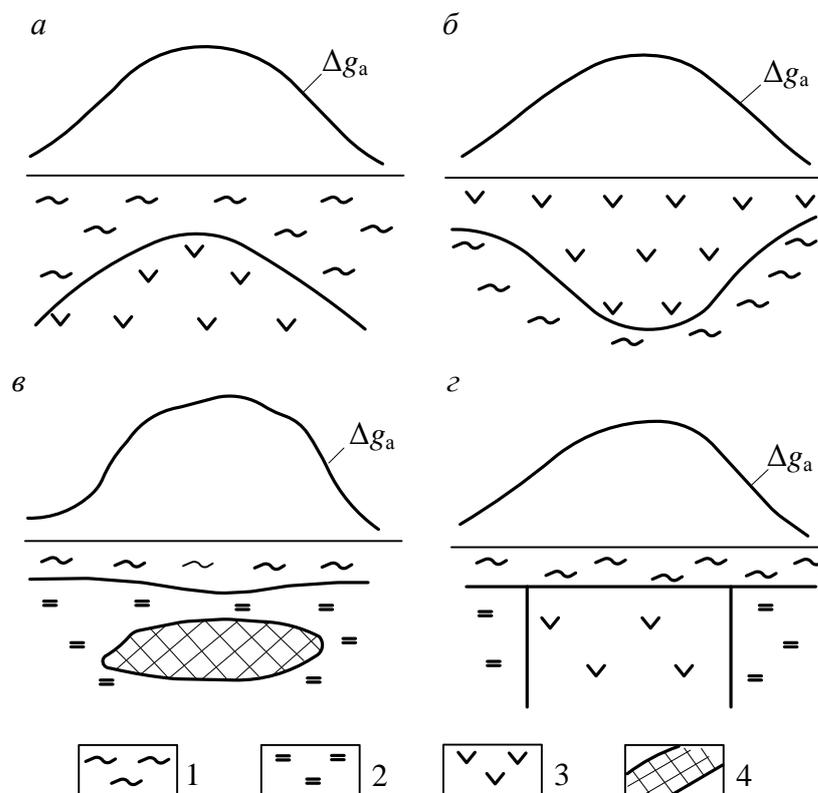


Рис. 1. Пример проявления однопиковых аномалий силы тяжести над разнообразными геологическими разрезами: породы: 1 – глинистые; 2 – гидротермально измененные; 3 – магматические; 4 – руды

Перед геофизическими методами, отличающимися высокой производительностью и возможностью дистанционно изучать земные недра, ставятся задачи по определению качественных и количественных характеристик изучаемых объектов. Например, по данным промысловых геофизических исследований скважин необходимо провести литологическое расчленение разреза, выделить пласты-коллекторы, определить их фильтрационно-емкостные свойства, характер насыщения, а для продуктивных пластов – установить коэффициент нефтегазонасыщенности. Такое многообразие требуемых характеристик приводит к необходимости применять солидный комплекс геофизических методов, нередко превышающий десяток наименований.

Во многих случаях из-за влияния факторов, осложняющих условия наблюдения, приходится применять разнотипные методы определения одной и той же физико-геологической или геометрической характеристики объекта. Например, для определения пористости коллекторов в одной скважине применяют три разнотипных геофизических метода: ГГК-П, НК и АК, которые контролируют результаты друг друга. В крайнем случае, ограничиваются какими-то двумя методами.

Природу аномалиеобразующих объектов иногда можно определить, используя несколько модификаций одного и того же метода, отличающихся глубиной исследования. В качестве примера можно привести двухразное электропрофилирование или двухзондовый микрокаротаж.

При проектировании и применении геофизических методов ответственным моментом является их разделение на основные и вспомогательные – детализационные методы. Первыми изучается все намеченное геологическое пространство, а вторые применяются лишь на отдельных участках, как наиболее перспективных по данным основных методов.

Таким образом, комплексирование геофизических методов проводится с целями выявить и надежно классифицировать неоднородности геологической среды. Среди общего числа аномалий необходимо выделить те из них, которые обусловлены объектами, представляющими первоочередной интерес. Следует определить качественные и количественные характеристики геологических образований, и, в первую очередь, тел полезных ископаемых, требуемые для оценки их ценности, проектирования дальнейшей разведки и условий добычи.

2. НОРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ. НЕКОТОРЫЕ СПОСОБЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

При проведении геофизических работ приходится оперировать понятиями нормального поля и геофизической аномалии. И хотя способы их определения для отдельных методов могут существенно различаться, основные принципы в этих способах являются общими. Это связано с тем, что задачей геофизических исследований является выявление и классификация неоднородностей в геологической среде.

Нормальное поле

Это такое физическое поле условно однородной геологической среды, которое существовало бы в случае отсутствия объектов, нарушающих однородность этой среды. Например, за нормальное в гравиразведке принимают поле силы тяжести условно однородного сфероида Земли, поверхность которого совпадает с уровнем океанов. Это поле определяют исходя из координат точки наблюдения по широте и долготе с учетом значения поля на экваторе. Для уточнения в это поле вносят поправку Буге, учитывающую влияние толщины и плотности промежуточного (между точкой наблюдения и уровнем океана) слоя.

В магниторазведке также рассчитаны карты нормального поля Земли, которое на ограниченной площади принимают за постоянное значение. Его определяют в соответствии с географическим положением этой площади на материке или в море. В методе радиоволнового просвечивания (РВП) нормальное электромагнитное поле вычисляют с учетом паспортной для передатчика начальной напряженности, геометрии (взаимного расположения элементов) установки и коэффициента поглощения поля (α_k) условно однородной среды (рис. 2).

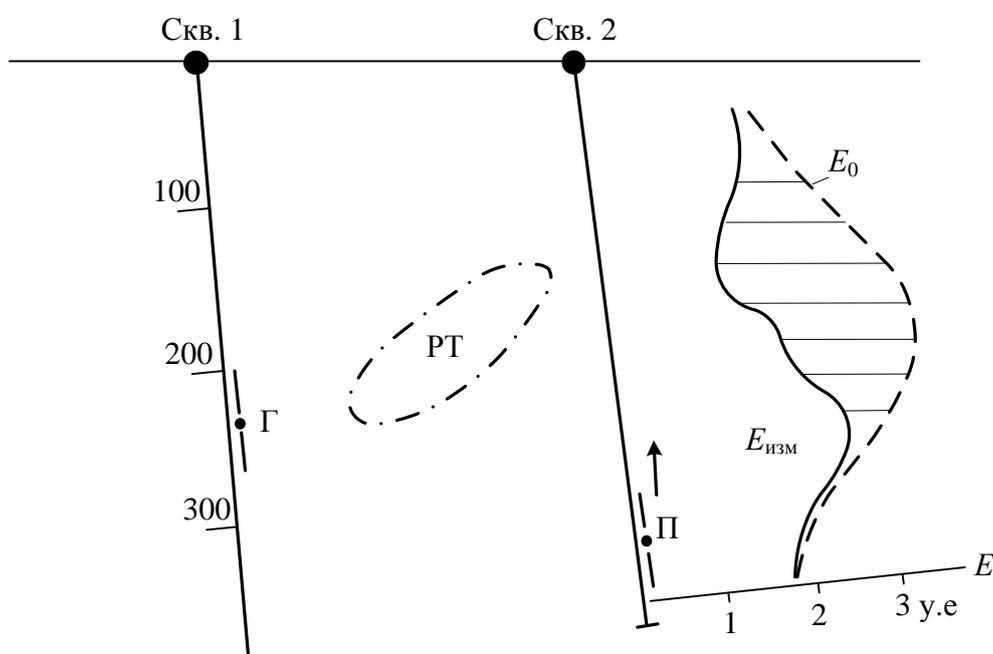


Рис. 2. Пример сопоставления напряженности измеренного ($E_{изм}$) и вычисленного нормального (E_0) поля в методе радиоволнового просвечивания
Г – генераторная антенна; П – приемная антенна; РТ – рудное тело

Похожий подход к определению нормального поля применяют в методе заряда, выражая это поле в виде функции от расстояния точки наблюдения до эпицентра погруженного источника тока. Эту функцию рассчитывают аналитически или определяют стохастическим способом по измеренному полю [13].

В методах, изучающих искусственно возбуждаемые поля, в качестве нормального иногда принимают некоторые обоснованные постоянные значения поля или в виде некоторого диапазона значений с верхним и нижним пределами.

В общем случае нормальным считается поле, обусловленное однородной по конкретному физическому параметру геологической средой. В некоторых случаях условно однородная среда может представлять какую-то структуру, например, горизонтально-слоистое полупространство, измеряемая характеристика поля над которым остается постоянной или изменяется по установленному закону. Принимаемая однородность среды зависит от масштаба исследований. При средне- и крупномасштабных съемках используют понятие о местном нормальном поле, отражающем стохастический подход к его определению.

Стохастический способ определения нормального поля

В методах, изучающих на ограниченной площади естественные физические поля или искусственно возбуждаемые поля при постоянном размере установки (магниторазведка, радиометрия, электропрофилирование и др.), в качестве фона (местного нормального поля) принимают некоторые постоянные значения, характерные для условно однородной геологической среды, которая рассматривается в качестве фонового объекта. Это может быть массив горных пород, горизонтально-слоистая толща или другая структура, характеристики поля для которой по показаниям применяемой установки в идеале должны сохраняться постоянными.

В реальной геологической обстановке в случае наличия такой структуры на результаты геофизических наблюдений влияет масса случайных факторов: мелкая неоднородность физических свойств фонового объекта, изменения геометрии его элементов, рельеф местности и т.п. В этих условиях перспективно использовать стохастический (вероятностно-статистический) подход к определению фона.

Простейшим примером служит статистическое определение коэффициента поглощения в методе РВП, который определяется по нескольким значениям, вычисленным на участках трассы измерений, не имеющих признаков экранирования поля генератора проводниками в межскважинном пространстве. Этот коэффициент для изучаемого разреза принимается как постоянная величина и используется при вычислении нормального поля.

Профильная съемка. В более общем случае, как это показано на рис. 3, *а* на примере профилирования методом вызванной поляризации (ВП) с установкой постоянного размера, исходными являются данные измерений на участке, для которого имеются основания отнести поле на нем к условному фону. Как видно из рис. 3, *а*, значения кажущейся поляризуемости (η_k) на профиле изменяются в определенных пределах. Для объективного отражения изменчивости поля строится дифференциальная кривая распределения анализируемой характеристики с учетом закона, принимаемого для статистически однородной совокупности этой характеристики. В случае η_k распределение хорошо описывается нормальным законом Гаусса. Построение распределения ведется с применением линейной шкалы с разбивкой диапазона измеренных значений на равные интервалы (классы). Ось ординат отражает частоту появления при измерениях значений поля для каждого из классов (соответствует середине класса) и принимается в штуках или процентах (рис. 3, *б*). Для характеристики фона желательно иметь не менее 30 измерений.

При ограниченном объеме выборки для построения детальной кривой распределения в статистике применяют прием, предусматривающий использование второй шкалы значений поля. Ширина классов остается прежней, но их границы смещаются относительно первой шкалы на половину класса. Использование дополнительной шкалы позволяет в 2 раза увеличить число точек, по которым строится распределение, не уменьшая ширину класса.

Значение поля A , встречающееся с максимальной частотой (мода), которое при нормальном законе распределения совпадает со средним и медианой, принимают в качестве центрального значения – \bar{A}_0 (в рассматриваемом примере изучения поляризуемости $\bar{\eta}_{k0}=2.5\%$).

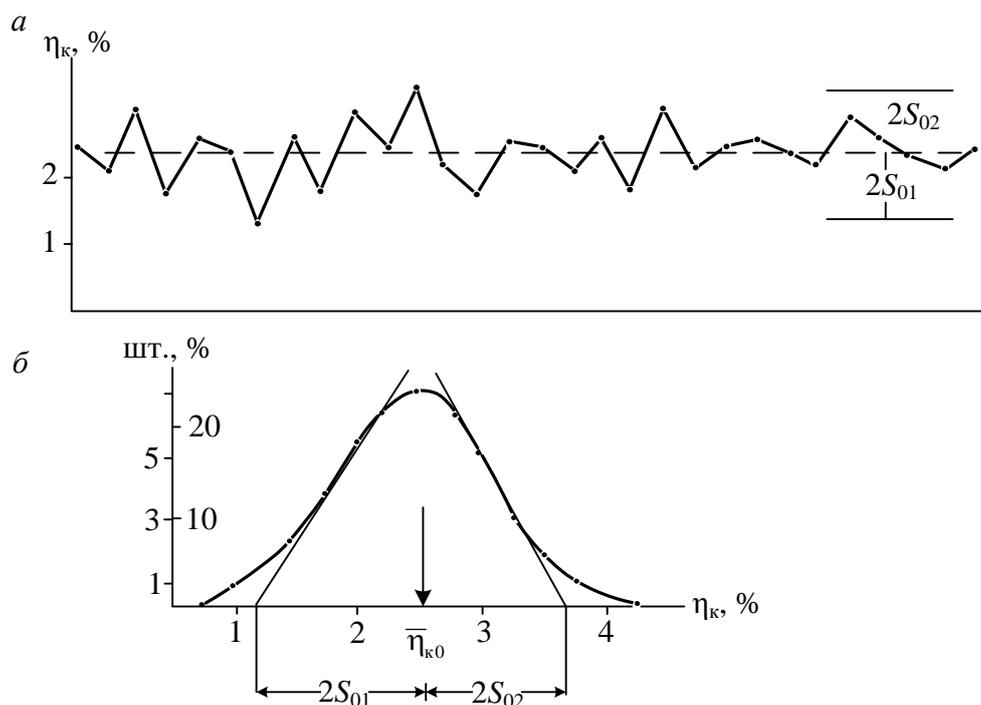


Рис. 3. Графики измеренных значений кажущейся поляризуемости (η_k) методом ВП по профилю в пределах фонового объекта (а) и дифференциальная кривая распределения значений η_k для этого профиля, по которой определяются стохастические характеристики фона (б)

Для характеристики рассеивания значений относительно центрального используют среднеквадратичное отклонение – S_0 . В теории вероятности ему соответствует стандартное отклонение (стандарт). Для его определения к ветвям кривой распределения проводятся две наклонных касательных (рис. 3, б). Согласно теории точки пересечения касательных с осью абсцисс смещены от центрального значения на величины $\pm 2S_0$, а расстояние между точками пересечения равно $4S_0$. В рассматриваемом примере $S_0=0,63\%$.

При упрощенном способе искомые характеристики определяют графически по графикам измеренного поля на фоновом объекте. Осредняющая график прямая соответствует значению \bar{A}_0 , а величина S_0 определяется по диапазону изменения фона, который приблизительно равен $4S_0$. На рис. 3, а этот диапазон отмечен ограничивающими линиями (в правой части рисунка).

Статистические характеристики нормального поля с распределением по закону Гаусса могут быть вычислены и аналитическим пу-

тем. Центральное значение вычисляется как среднее для n рядовых (i) измерений: $\bar{A}_0 = \Sigma A_{0i}/n$, а величина S_0 определяется по формуле

$$S_0 = \left[\sum_{i=1}^n (A_{0i} - \bar{A}_0)^2 / n \right]^{1/2} \quad (1)$$

По результатам оценки статистических характеристик нормального поля его диапазон с надежностью 95 % принимают равным:

$$A_0 = \bar{A}_0 \pm 2 S_0. \quad (2)$$

Очевидно, что все величины поля, попадающие в этот диапазон, могут рассматриваться как значения фона. По результатам измерений, приводимых на рис. 3, значения в интервале 1.24-3.74 относятся к фоновым характеристикам поля.

При известной величине S_0 к аномальным с надежностью 95 % относятся значения поля, отвечающие условиям: меньше $(\bar{A}_0 - 2S_0)$ или больше $(\bar{A}_0 + 2S_0)$.

Метод заряда. Исходными данными являются значения относительного потенциала, измеренные по некоторой сети, причем для нее известны координаты точек наблюдения, позволяющие определить расстояние от каждой точки до эпицентра заряда. В примере (рис. 4), иллюстрирующем применение способа, результаты съемки поля заряда в рудное пересечение скважины 1 представлены в виде плана изолиний потенциала.

Наиболее распространенной моделью вмещающей среды в этом методе является однородное изотропное или горизонтально-слоистое полупространство. Для реализации способа определения нормального поля на планшете съемки намечаются 6-8 радиальных профилей с началом в эпицентре заряда O . На одном чертеже строят графики измеренного потенциала (U) для этих радиальных профилей как функции расстояния (r) от точки O и проводят осредняющую их кривую $U_{\text{ср}}$. Кривая $U_{\text{ср}}$ и рассматривается в качестве функции нормального потенциала $U_0(r)$. Естественно, эту процедуру можно выполнить аналитически по простейшей программе осреднения.

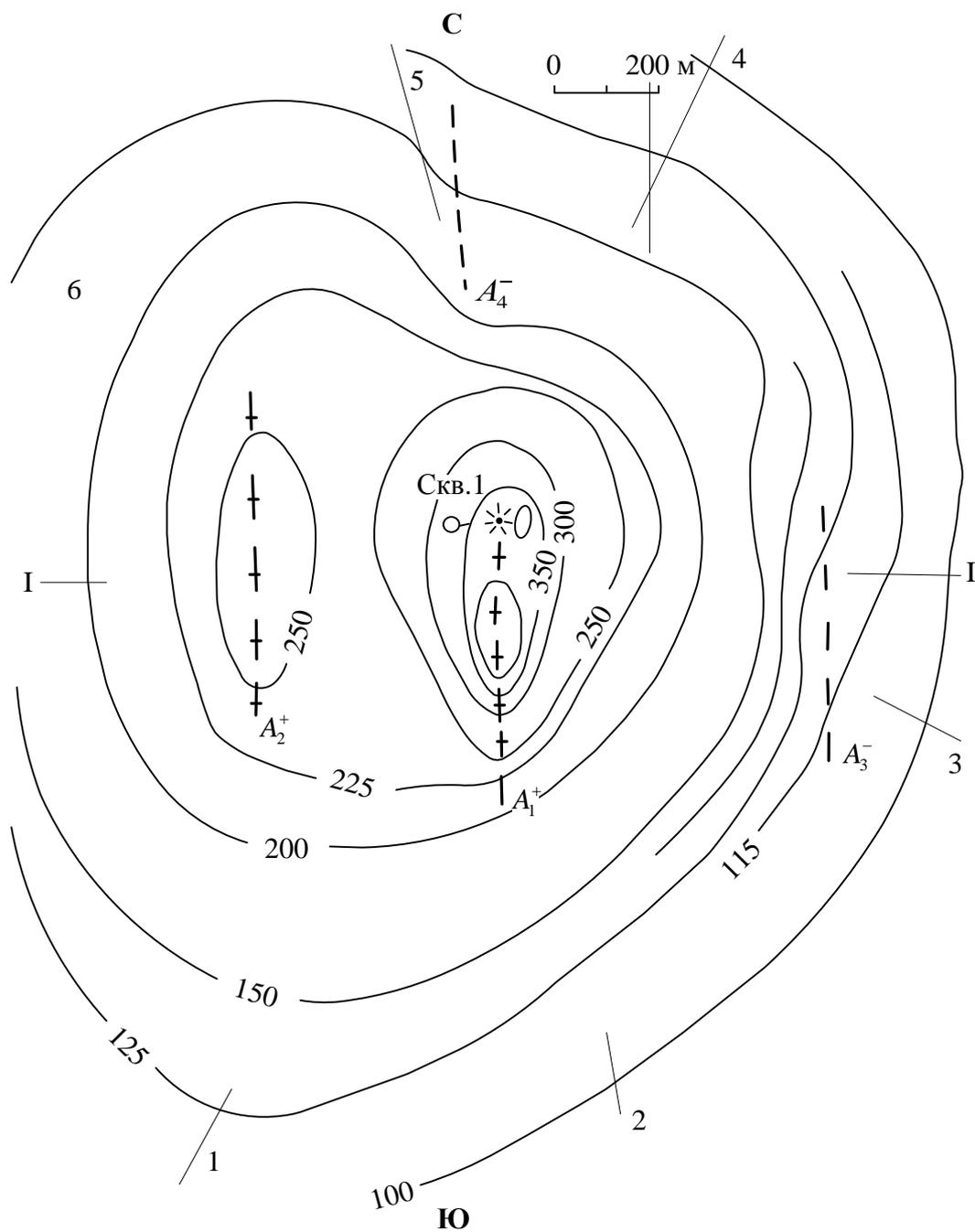


Рис. 4. План изолиний потенциала (в мВ) поля заряда, сделанного в рудное пересечение скв.1:

A^+ , A^- – оси положительных и отрицательных аномалий, 1-6 – радиальные профили, O – эпицентр заряда; I – I – линия геологического разреза

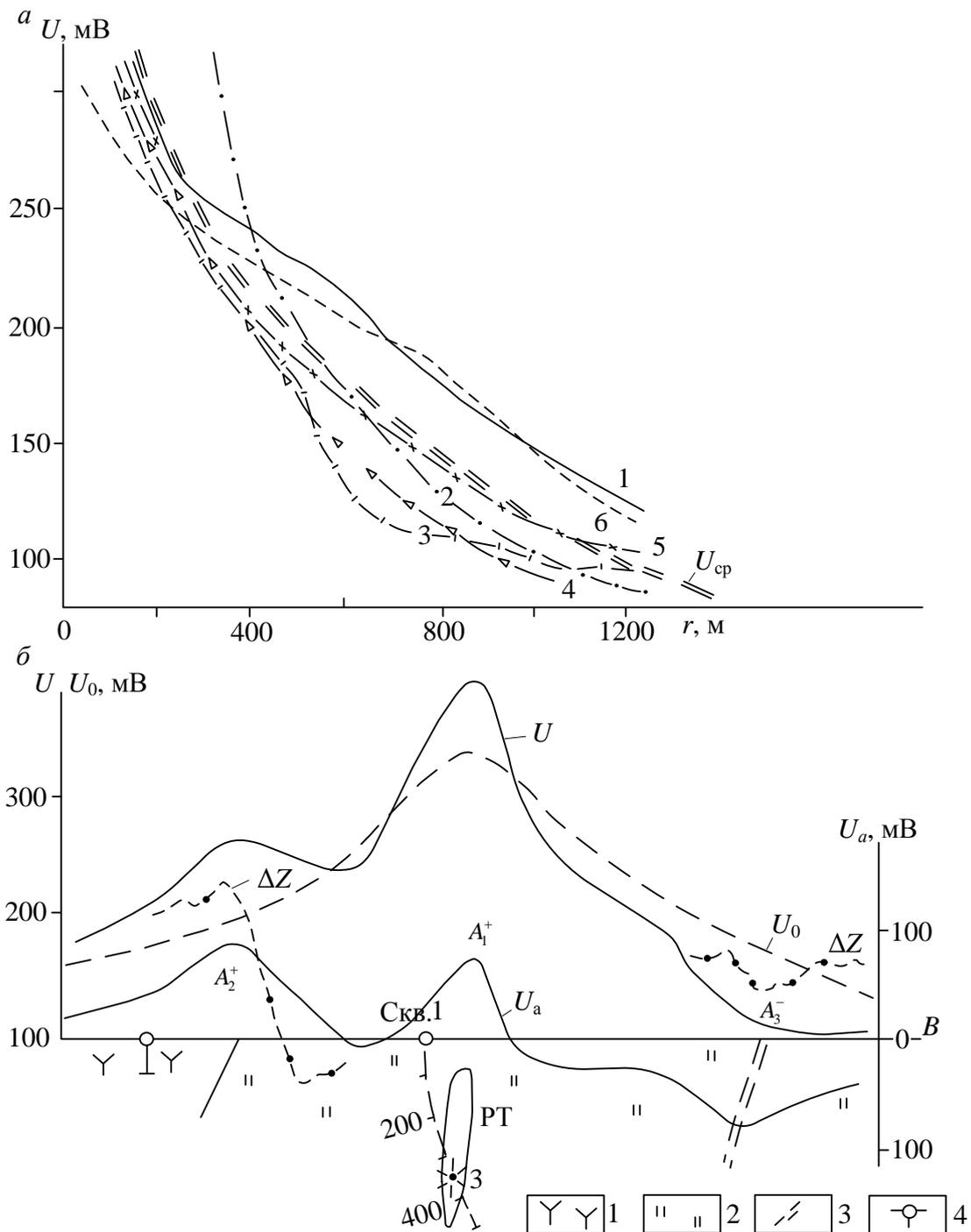


Рис. 5. Результаты обработки и интерпретации поля заряда в скважину 1 (исходные данные на рис. 4):

a – графики потенциала по системе радиальных профилей и осредняющая их кривая ($U_{cp} = U_0(r)$); b – графики измеренного, нормального и аномального потенциала (U , U_0 , U_a), фрагменты измерений магнитного поля (ΔZ) и геологический разрез по профилю I–I.

1 – субвулканические липарито-дациты; 2 – гидротермально измененные породы; 3 – разрывные нарушения; 4 – скважины; 3 – заряд; РТ – рудное тело (проекция на плоскость разреза)

В случае наличия признаков проявления анизотропной вмещающей среды стохастический способ определения нормального потенциала в методе заряда применяют с учетом схемы перехода от анизотропной к изотропной среде [13].

По результатам определения нормального потенциала можно при любой ориентировке профилей съемки вычислить нормальный потенциал по профилю. Пример определения в методе заряда по плану изолиний (рис. 4) нормального потенциала по одному из поперечных профилей показан на рис. 5, а.

Геофизические аномалии

Геофизическая аномалия характеризует отклонение физического поля от его нормальных значений. По геофизическим аномалиям изучают неоднородности геологической среды различного масштаба, что позволяет получить представление о самой структуре земных недр. В общем случае, при анализе результатов геофизических измерений в качестве аномальной составляющей рассматривают величину разности между измеренным значением поля в i -ой точке (A_i) и местным нормальным полем (A_0): $A_{ai} = \Delta A_i = A_i - A_0$. Нормальное поле может быть постоянным или плавно меняющимся, задаваться некоторыми средними величинами или, при учете его дисперсии, в виде предельных значений. В общем случае к аномальным относятся значения, превышающие верхний предел нормального поля или оказывающиеся ниже его нижнего предела. В первом случае наблюдается положительная аномалия, а во втором случае отрицательная аномалия.

Например, на рис. 2 аномальная составляющая изображена заштрихованной областью и отражает появление отрицательной аномалии, связанной с экраным влиянием сульфидного рудного тела.

В качестве примера определения аномальной составляющей изучаемого поля могут служить результаты, полученные при обработке и интерпретации данных метода заряда, приводимые на рис. 4 и 5. Данные о распределении нормального потенциала $U_0(r)$ используются для выделения в рядовой точке аномальной составляющей U_a измеренного потенциала U , равной

$$U_a = U - U_0(r). \quad (3)$$

По результатам определения нормального потенциала можно при любой ориентировке профилей съемки вычислить нормальный, а

затем и аномальный потенциал по профилю. Результаты подобных вычислений нормального потенциала, сопоставления его с измеренным полем и график аномального потенциала по одному из поперечных профилей с элементами геологической интерпретации показан на рис. 5, б.

В рассматриваемом примере аномалия A^+_1 связана с приподнятой относительно заряда частью заряженного рудного тела, имеющего северное склонение. Другая положительная аномалия A^+_2 обусловлена контактом гидротермально измененных пород, вмещающих заряженное тело, с менее электропроводной субинтрузией. Отрицательные аномалии фиксируют субвертикальные плоскости разрывных нарушений относительно повышенной электропроводности.

Безразмерные характеристики геофизических аномалий. В ряде случаев для характеристики аномального объекта целесообразно использовать нормирование аномалий относительно каких-то стандартных величин, при котором учитывается уровень фона, снижается зависимость от точности измерений, типа измеряемой аппаратуры, условий наблюдений, вида изучаемого поля. Появляется возможность сопоставлять аномальные эффекты, зафиксированные от одного и того же объекта различными методами или одним методом, но с применением различных технологий, и в других случаях.

В промысловой геофизике при оценке аномалий широко применяется двойной разностный параметр α . Он представляет отношение

$$\alpha = \Delta A_i / \Delta A_3 = (A_i - A_0) / (A_3 - A_0), \quad (5)$$

где ΔA_i – аномалия на рядовом объекте, ΔA_3 – максимальная аномалия на объекте, принятом за эталон (может быть и любым объектом, с которым производится сравнение). Например, при проведении измерений поля ПС в скважине на изучаемом пласте-коллекторе потенциал равен 20 мВ, на пласте с самыми высокими фильтрационно-емкостными свойствами потенциал равен 10 мВ, на глинах, рассматриваемых в качестве фона, зафиксированы значения 60 мВ. Следовательно, для изучаемого пласта имеем $\alpha_{\text{ПС}} = -40 / -50 = 0,8$.

Применение безразмерного двойного разностного параметра удобно для установления корреляционной зависимости $\alpha_{\text{ПС}}$ от некоторых промысловых параметров, например, от коэффициента пористости K_p , определенного по данным лабораторных исследований. Подобные зависимости часто имеют достаточно универсальное значение и широко используются на производстве.

При геофизических поисковых и разведочных работах на твердые полезные ископаемые для характеристики аномальности i -го объекта при применении j -го метода используется показатель контрастности γ_{ij} , равный [1]:

$$\gamma_{ij} = \Delta A_i / S_0. \quad (6)$$

В этом параметре учитывается не только аномальность поля относительно уровня фона, но и дисперсия самого фона. Показатель контрастности удобен для сравнения эффективности методов при оценке их конкурентности, а также для вычисления аномальности объекта в случае применения комплекса методов. Для успешного применения метода необходимо условие $\gamma_i > |2|$.

Использование безразмерных величин γ_i позволяет учитывать результаты нескольких методов путем вычисления функции комплексного показателя θ , представляющую алгебраическую сумму показателей контрастности отдельных методов. Знак у показателей контрастности при суммировании устанавливается в соответствии с решаемой задачей, обеспечивая подчеркивание аномальности искомым объектам по комплексу методов. Подробнее этот вопрос рассмотрен ниже в разделах 3 и 5.

3. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизические методы применяются для изучения разнообразных геологических и технических объектов. Это могут быть геологические структуры, благоприятные на содержание ценного сырья, месторождения и отдельные тела полезных ископаемых. К типовым объектам также относятся земельные основания для строительства или прокладки автомобильных и железных дорог, скважины или другие горные выработки на разведываемых или эксплуатируемых месторождениях и др. При организации и проведении геофизических работ на любых объектах необходимо четко сформулировать цели исследований по выявлению и изучению в типовых условиях геологических образований. Следует также рассмотреть возможные варианты их параметров, физические предпосылки для успешного решения поставленных задач. Результаты, получаемые в процессе исследований, часто требуют оперативного и обоснованного внесения корректив в их технологию. Ответственным моментом является представление ито-

говых данных исследований в форме понятной и удобной для специалистов, организующих комплексные геологоразведочные или изыскательские работы.

Решение всех этих вопросов осуществляется с помощью сформированной для соответствующей стадии работ физико-геологической модели (ФГМ) объекта геофизических исследований. Существенный вклад в теорию и методику комплексирования геофизических методов, включая принципы формирования ФГМ, внес выпускник Свердловского горного института профессор Гелий Сергеевич Вахромеев [1].

ФГМ отражает упрощенно-обобщенное представление об изучаемом геофизическими методами объекте, предполагающее наличие системы геолого-геофизических сведений, имеющихся на данной стадии работ. ФГМ создают в период проектирования геофизических работ, в процессе их проведения по мере поступления получаемых данных, а также после завершения работ в виде итогового документа.

Обобщенную ФГМ можно представлять в виде совокупности частных моделей: геологической, петрофизической и физических полей в профильном, плоскостном или объемном вариантах.

Геологическая модель.

Примеры геологических моделей рудных полей

Геологическая модель отражает представление об объекте исследований как системе геологических тел и проявлений геологических процессов с изображением соответствующих разрезов, карт, блок-схем и т. п.

Представляет интерес рассмотреть обобщенные морфогенетические геологические модели постмагматогенных рудных полей, которые являются предметом изучения при поисках рудных месторождений. Под рудным полем понимают геологический объект, состоящий из генетически родственных сближенных рудных скоплений, гидротермально измененных минерализованных пород и малых магматических образований, представляющих собой фазы отщепления из общего материнского очага и использовавших в своем движении общие каналы. Поэтому при поисках рудных месторождений интерес представляет выявление всех этих структурных элементов рудных полей.

Наиболее отчетливо модели рудных полей продемонстрированы в работах П. Ф. Иванкина на основе детального изучения более 50

глубокозалегающих месторождений руд самого различного состава. Достоинство типизации рудных полей, выполненное П. Ф. Иванкиным, состоит в том, что сформированные им геологические модели отражают в наглядной форме главнейшие их структурные элементы, к выявлению которых могут успешно привлекаться геофизические методы. Об этом свидетельствует опыт успешных поисково-разведочных работ, отраженный в частности в монографии [13]. Большой набор примеров рудных месторождений, изученных в пределах разнотипных рудных полей, часть из которых приведена ниже, рассмотрен в справочнике [9].

Постмагматогенные рудные поля формируются выше или на периферии материнских интрузий, которые являются источником постмагматических растворов, создающих ореолы гидротермальных изменений горных пород и рудные скопления. По характеру взаимоотношений гидротермального оруденения с материнскими интрузиями можно выделить три рода рудных полей.

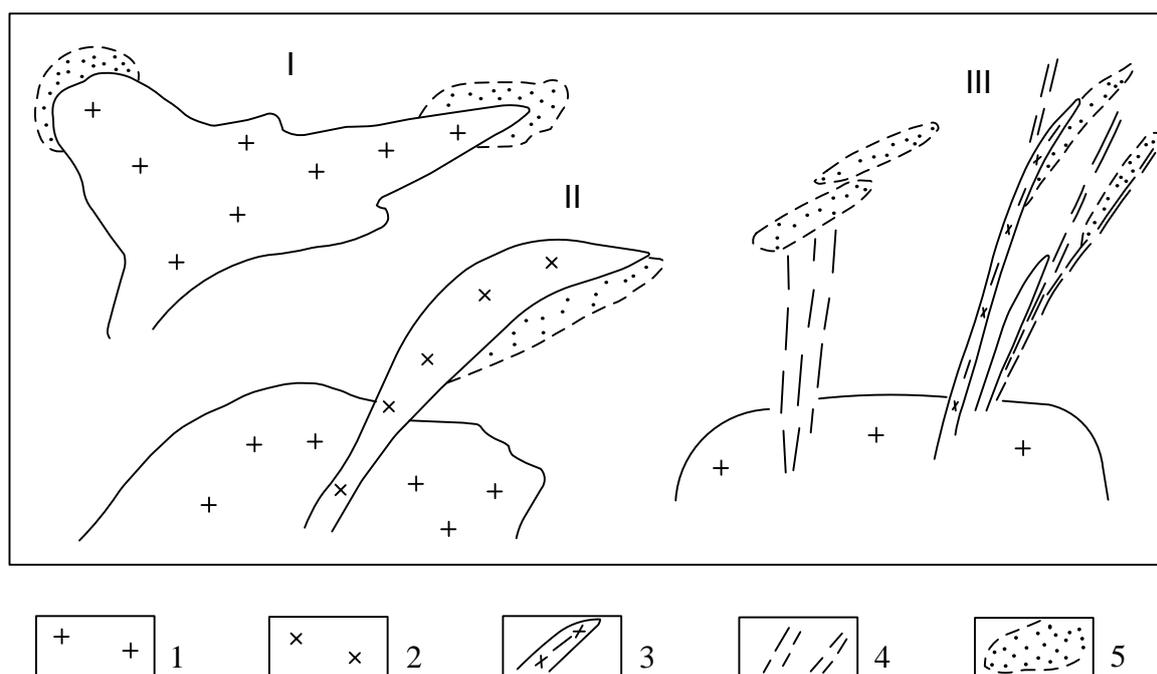


Рис. 6. Морфологические типы (геологические модели) постмагматических рудных полей разного рода (I, II, III) (по П. Ф. Иванкину):

1 – материнский плутон; 2 – тела поздних магматических отщеплений; 3 – лентовидные тела малых интрузий; 4 – разрывные нарушения; 5 – рудоносный комплекс, включающий гидротермально измененные породы и руды

Рудные поля I рода являются ореольными или бескорневыми (рис. 6). Они формируются на ранних стадиях остывания внедривше-

гося магматического тела в условиях широкого фронта отделения растворов по всей или части поверхности материнского интрузива. Растворы обычно обогащены водой, летучими и рудными компонентами. Минерализация вмещающих пород происходит вблизи места отделения растворов от остывающей магмы. В результате образуются широкие ореолы измененных пород с рассеянной или прожилковой минерализацией без богатых локальных скоплений. На поверхности они проявляются в виде полей измененных пород и рассеянной минерализации на достаточно обширных пространствах над погребенными интрузиями или вдоль границ вскрытых эрозией магматических тел. Примеры геологических разрезов месторождений, типичных для ореольных рудных полей I рода, приведены на рис. 7. Эти разрезы могут рассматриваться как геологические модели этих объектов. Главными их структурными элементами являются интрузии и ореолы рассеянной или прожилковой минерализации.

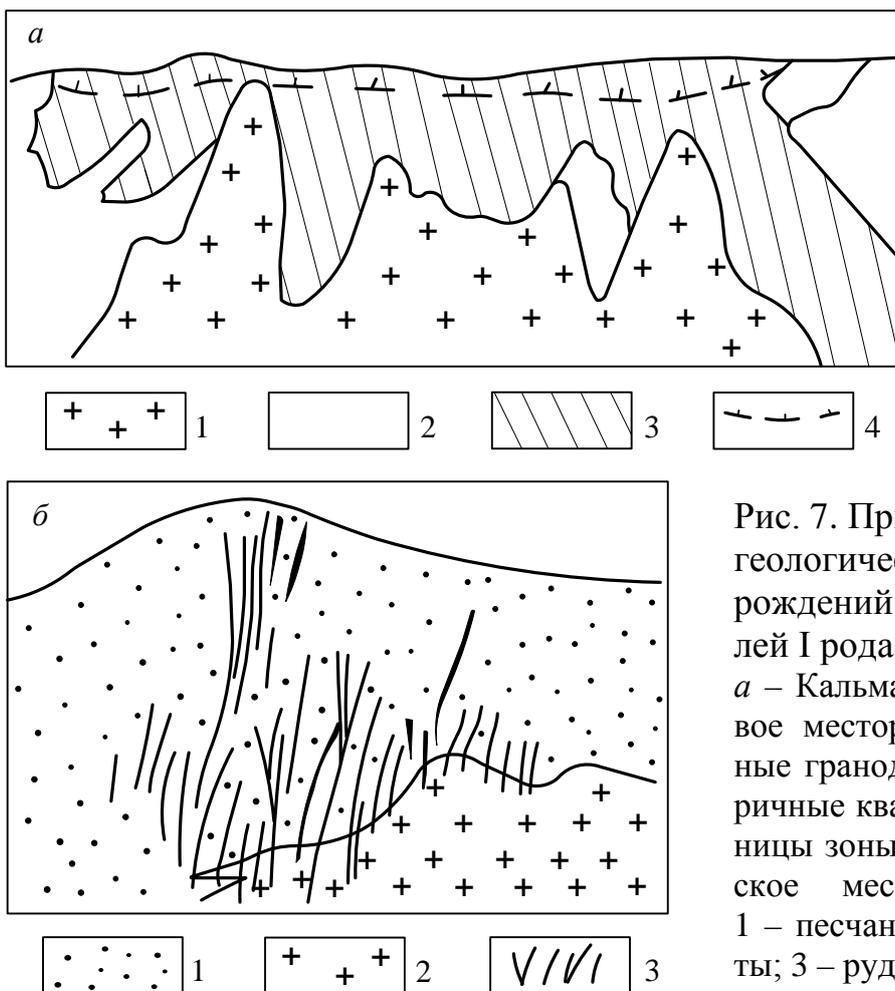


Рис. 7. Примеры схематических геологических разрезов месторождений ореольных рудных полей I рода:
а – Кальмакырское медно-порфировое месторождение: 1 – интрузивные гранодиорит-порфиры; 2 – вторичные кварциты; 3 – руды; 4 – границы зоны окисления; *б* – Иультинское месторождение вольфрама: 1 – песчаники и сланцы; 2 – граниты; 3 – рудные жилы

Рудные поля II рода – это системы рудных тел, окружающих их зон гидротермально измененных пород и поздних магматических от-

щеплений, имеющих общие корни (или рудно- и магмоподводящие каналы), уходящие внутрь крупного интрузива, производными которого все они являются (рис. 6.) Считается, что растворы поступали из верхних частей интрузива и проникали в их кровлю в виде потоков, двигавшихся по нарушениям, контактам или другим проницаемым каналам, что обусловило структурный контроль оруденения. Фигура рудного поля и свойства преобразованных в его пределах пород отражают направленность рудоносных растворов от корней к фронту поля. Рудные поля II рода характерны для гипабиссальных интрузий, часто приурочены к вулканическим постройкам, сформировавшихся над ними, имеют пологие и крутопадающие ветви. Примеры месторождений, типичных для корневых рудных полей II рода, приведены на рис. 8.

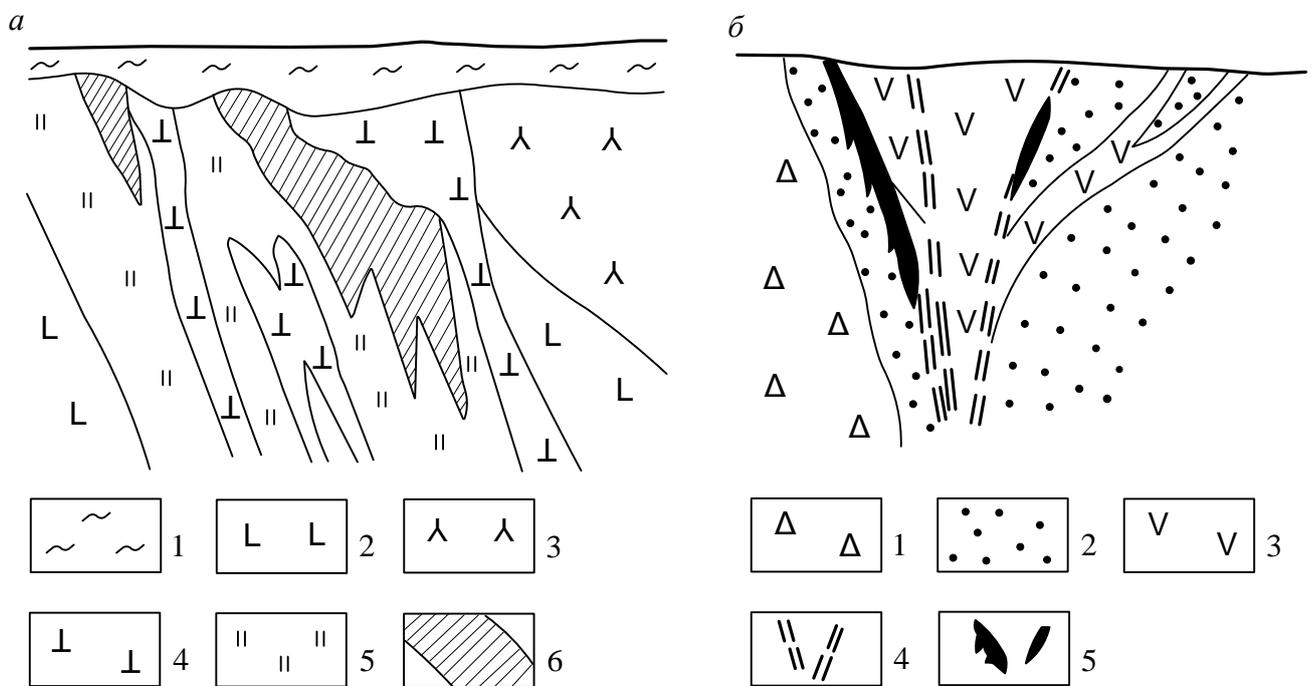


Рис. 8. Схематические геологические разрезы месторождений рудных полей II рода:

a – южная часть Гайского медноколчеданного месторождения: 1 – рыхлые отложения; 2 – туфы; 3 – диабазовые порфириты; 4 – субвулканические липарит-дациты (малая интрузия); 5 – метасоматиты; 6 – руды; *б* – молибден-урановое месторождение: 1 – диабазы и спилиты докембрия; 2 – переслаивающиеся осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 3 – субвулканические андезиты (малая интрузия); 4 – разрывные нарушения; 5 – рудные тела

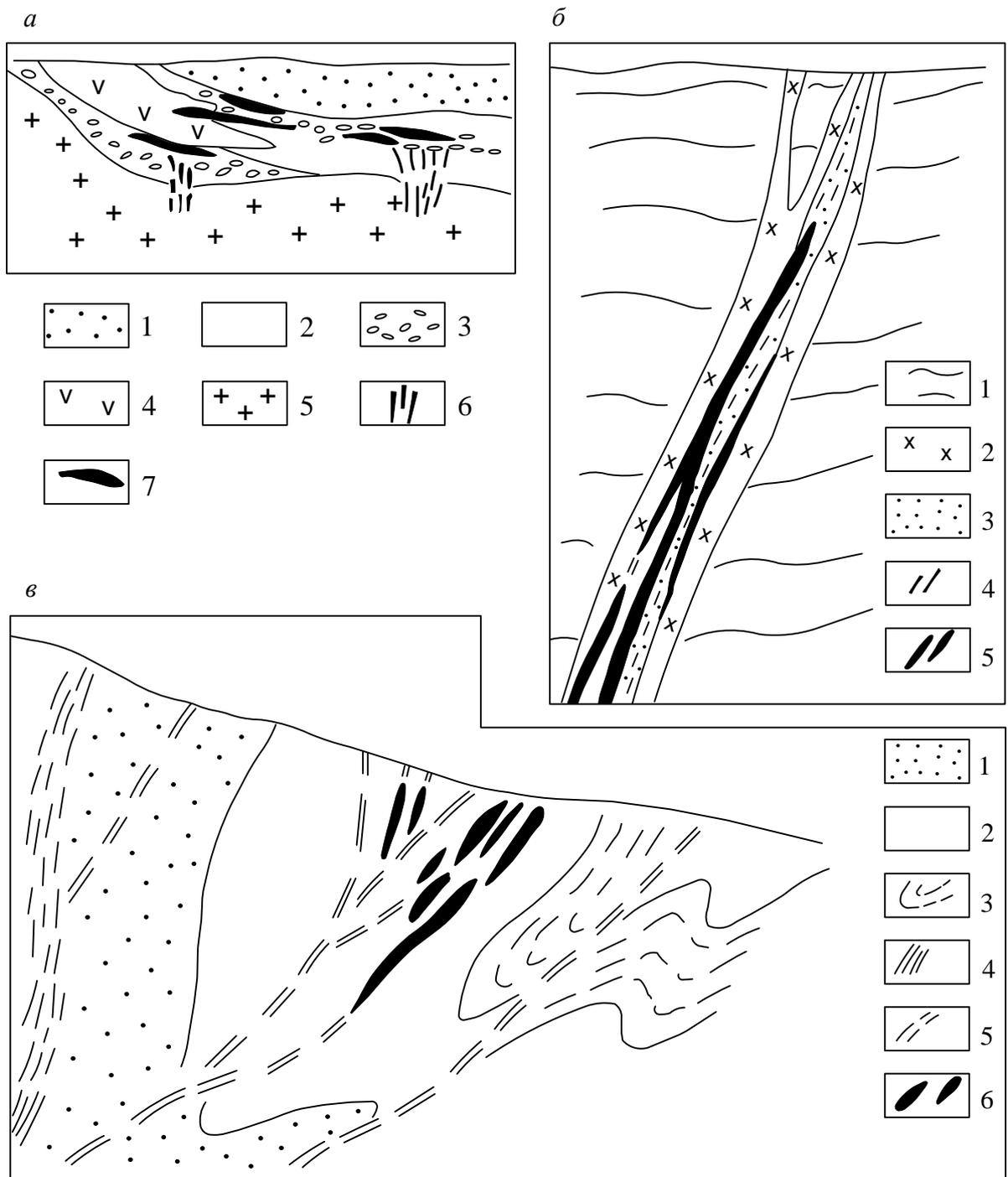


Рис. 9. Примеры геологических разрезов месторождений корневых рудных полей III рода:

a – мышьяково-урановое месторождение: 1 – алевролиты с прослоями песчаников; 2 – песчаники; 3 – конгломераты и гравелиты; 4 – туфолавы; 5 – граниты; 6 – разрывные нарушения; 7 – рудные тела; *б* – уран-титановое месторождение: 1 – кристаллические сланцы и гнейсы; 2 – пегматитовые жилы; 3 – гидротермально измененные породы; 4 – бластомилониты тектонических швов; 5 – рудные тела; *в* – Сахалинское месторождение киновари: 1 – песчаники, конгломераты, алевролиты; 2 – глинистые алевролиты; 3 – пачки глин; 4 – главный разлом; 5 – оперяющие трещины; 6 – рудные тела

К рудным полям III рода относят систему рудных тел, окружающих их измененных пород и иногда сопровождающих их серий малых интрузий, значительно оторванных от глубинных материнских плутонов (рис. 6). Образовавшие их потоки гидротерм приурочены к самостоятельным тектоническим зонам, уходящим на глубину, или к ветвям крупных разломов. Последние являлись открытыми системами и, хотя могут нести следы гидротермальных изменений и минерализации, но промышленных залежей руд не содержат. Последние чаще образуются в ответвлениях крупных разломов, выклинивающихся к дневной поверхности. Иногда рудные скопления встречаются в локальных проницаемых геологических телах, игравших роль экранированных для растворов резервуаров, с которыми контактировали тектонические нарушения. Поэтому рудные залежи в рудных полях этого рода залегают согласно со слоистыми толщами или разрывными нарушениями в породах с повышенной пустотностью. Примеры месторождений, характерных для рудных полей III рода, приведены на рис. 9.

Таким образом, как следует из геологических моделей, при поисках рудных месторождений главными объектами выявления геофизическими методами являются рудные залежи, включающие их ореолы окolorудных изменений, рудоконтролирующие тектонические нарушения, крупные и малые интрузии. Все эти объекты имеют аномальные петрофизические свойства и благоприятные предпосылки для обнаружения при геофизических съемках.

Модели петрофизические и физических полей

Петрофизическая модель отражает сведения о распределении в геологическом пространстве физических свойств, характеризующих геологические тела, как объекты, имеющие предпосылки для выявления и изучения их геофизическими методами. При этом возможны случаи объединения нескольких геологических образований в структурно-вещественные комплексы (СВК) с одинаковыми или близкими физическими свойствами. В этом случае происходит упрощение петрофизической модели по сравнению с геологической моделью. Однако не исключены случаи, когда внутри условно единого геологического тела существуют участки изменений свойств за счет проявления процессов локального преобразования горных пород, которые отличаются по физическим свойствам и могут фиксироваться геофи-

зическими методами. Такая картина наблюдается при локальном метаморфизме, околорудных изменениях, развитии трещиноватости и др. процессах. В этих случаях петрофизическая модель может отражать результаты действия этих процессов и выглядеть сложнее, чем геологическая модель.

Петрофизическая модель может быть представлена в виде таблиц, типовых физико-геологических колонок, сводных геолого-геофизических разрезов, петрофизических карт или разрезов: самостоятельных или совмещенных с геологическими картографическими материалами. Желательно дополнять традиционно принятые в геологии мелкомасштабные литолого-стратиграфические разрезы (колонки) данными о физических свойствах, представленных на них толщ.

Исходные данные о физических свойствах горных пород для формирования петрофизической модели получают в результате лабораторных измерений на образцах, по данным интерпретации результатов каротажа или параметрических наблюдений физических полей на отдельных участках, а также путем использования справочной литературы. Помимо данных по изучаемой территории обязательно приводятся необходимые сведения об объектах-аналогах, что позволяет учесть опыт предшественников. Примером петрофизической модели месторождения может служить упрощенная типовая физико-геологическая колонка, изображенная на рис. 11.

Физические поля или результаты их трансформации отражают данные, получаемые при решении прямой задачи на основе геологической и петрофизической моделей, или же отражают данные реальных наблюдений. Они необходимы для обоснования возможностей геофизических методов. На стадии проектирования это могут быть геофизические поля на объектах-аналогах, ранее изученных в схожих геологических условиях. Физические поля также приводятся как исходный материал, использованный при геологической интерпретации уже выполненных измерений, когда с помощью ФГМ представляются итоговые документы геофизических работ.

Пример физико-геологической модели

В качестве примера на рис. 10, 11 приводится ФГМ уранового месторождения, приуроченного к разрывным дислокациям в метаморфизованных породах протерозоя. По классификации П. Ф. Иванкина оно относится к корневым рудным полям III рода, оторванных

от материнского глубинного плутона и приуроченных к тектоническим зонам. На геологической модели (рис. 10, *a*) видно, что разрывные нарушения тяготеют к крыльям антиклинальной структуры, представленной вулканогенно-карбонатными отложениями. Оруденение локализуется в зонах проявления разрывной тектоники преимущественно в сланцевых толщах на участках с повышенной пористостью, появившихся вследствие разуплотнения пород. Рудоносные растворы помимо урана привнесли в зону их разгрузки вещества, сформировавшие ореолы гематитизации и сульфидизации. Эпигнетические изменения вмещающих пород сопровождались образованием в верхней части разреза зоны окисления.

Петрофизическая модель месторождения (рис. 11) отражает развитие аномальных проявлений в физических свойствах, как в контуре рудных тел, так и в околорудно-измененных породах. В рудах помимо высокой радиоактивности (J_γ) отмечается увеличение плотности (σ), магнитной восприимчивости (χ), поляризуемости (η_k) и понижение сопротивления (ρ_k). Вмещающие породы достаточно дифференцированы по физическим свойствам, что позволяет ожидать появление аномалий от складчатых структур. Анализируя петрофизическую модель, можно полагать, что зоны околорудно-измененных пород, характеризующиеся разуплотнением, повышением магнитной восприимчивости, электропроводности и поляризуемости, должны проявиться в магнитном поле, а также по данным методов электротометрии. Следует ожидать наложение на структурную составляющую полей проявлений, связанных с телами рудных тел и сопровождающих их ореолов минерализации.

Действительно, на графиках полей, измеренных комплексом методов по профилю, проходящему через рудоносную структуру (рис. 10, *b*), отражаются главнейшие ее элементы. Так, отрицательной локальной аномалией силы тяжести отмечается ядро антиклинали (выход к поверхности карбонатов среди магматических пород). Расширение этой аномалии связано с проявлением зон разуплотнения и трещиноватости, обусловленных существованием здесь разрывных нарушений, как одного из признаков благоприятных условий для проникновения рудоносных растворов.

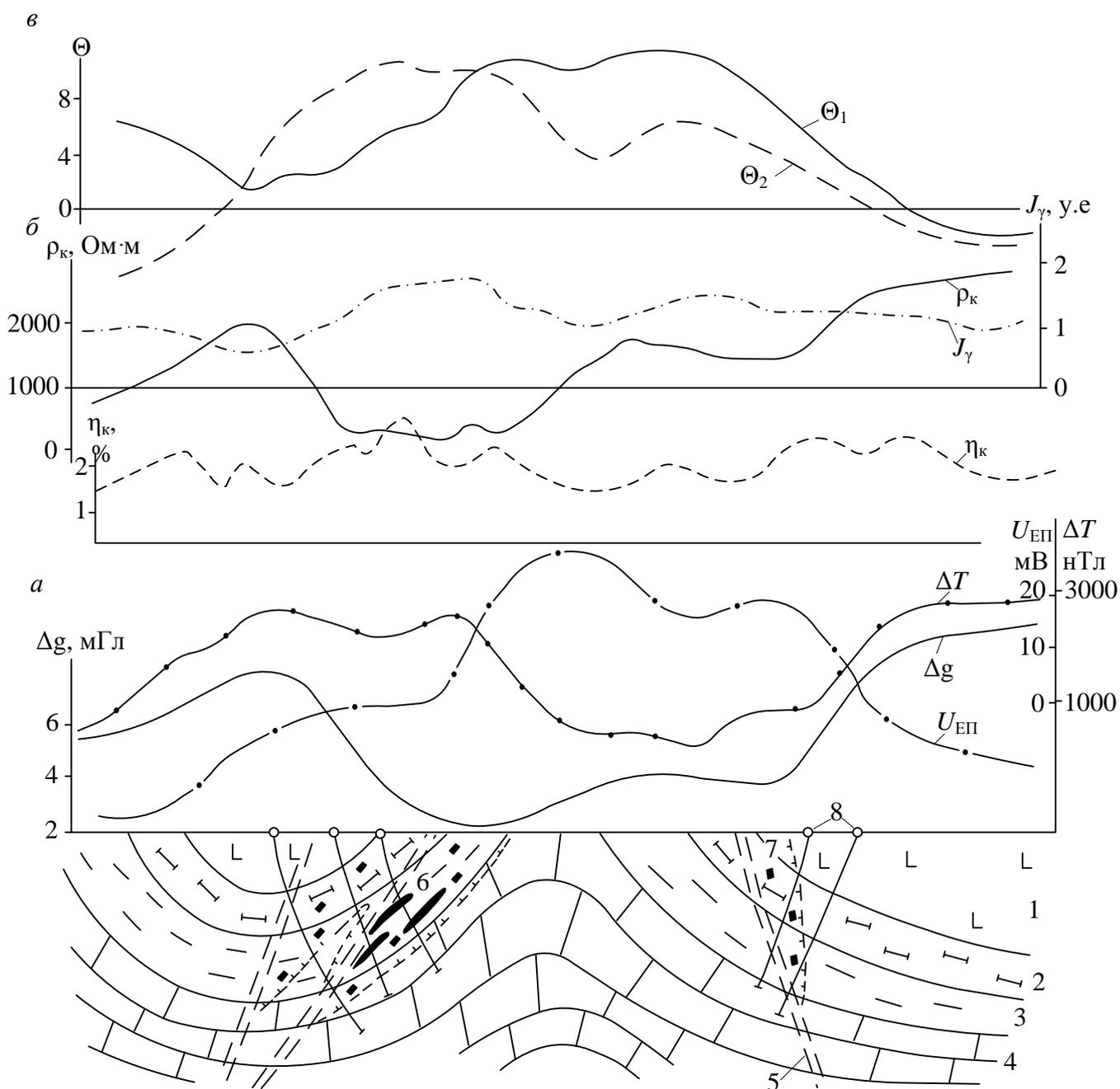


Рис. 10. ФГМ месторождения урана (по В. Е. Голомолзину, В. А. Титовой, А. В. Денисову):

a – геологический разрез (геологическая модель) месторождения: 1 – габбро-диабазы; 2 – пестроцветные слюдистые сланцы; 3 – слюдисто-карбонатные шунгитсодержащие сланцы; 4 – доломиты; 5 – тектонические нарушения; 6 – урановые руды; 7 – зоны гидротермально метасоматических изменений и минерализации; 8 – скважины; *б* – графики геофизических полей; *в* – функции комплексного показателя аномалий гравитационного и магнитного полей (θ_1), полей электрметрии и радиометрии (θ_2)

Отрицательная локальная аномалия магнитного поля, связанная с ядром антиклинали, явно уже гравитационной аномалии, то есть заметно повышение магнитного поля в районе ослабления поля силы

тяжести (над выходом к дневной поверхности рудоносных пород). Такое несоответствие двух полей является признаком отражения развития вторичных процессов, связанных с проявлением рассеянного ожелезнения, что характерно для фронтальной части ореола поступавших из недр рудоносных растворов. Это весьма благоприятный поисковый признак.

Для месторождения характерны участки профиля, на которых отмечается заметное уменьшение удельного сопротивления, хотя и слабое, но заметно повышение поляризуемости среды по данным срединного градиента с размером установки 1000 м. Так как над этим участком также наблюдается заметное повышение гамма-поля, то эти важные признаки следует также рассматривать как благоприятные для обнаружения оруденения.

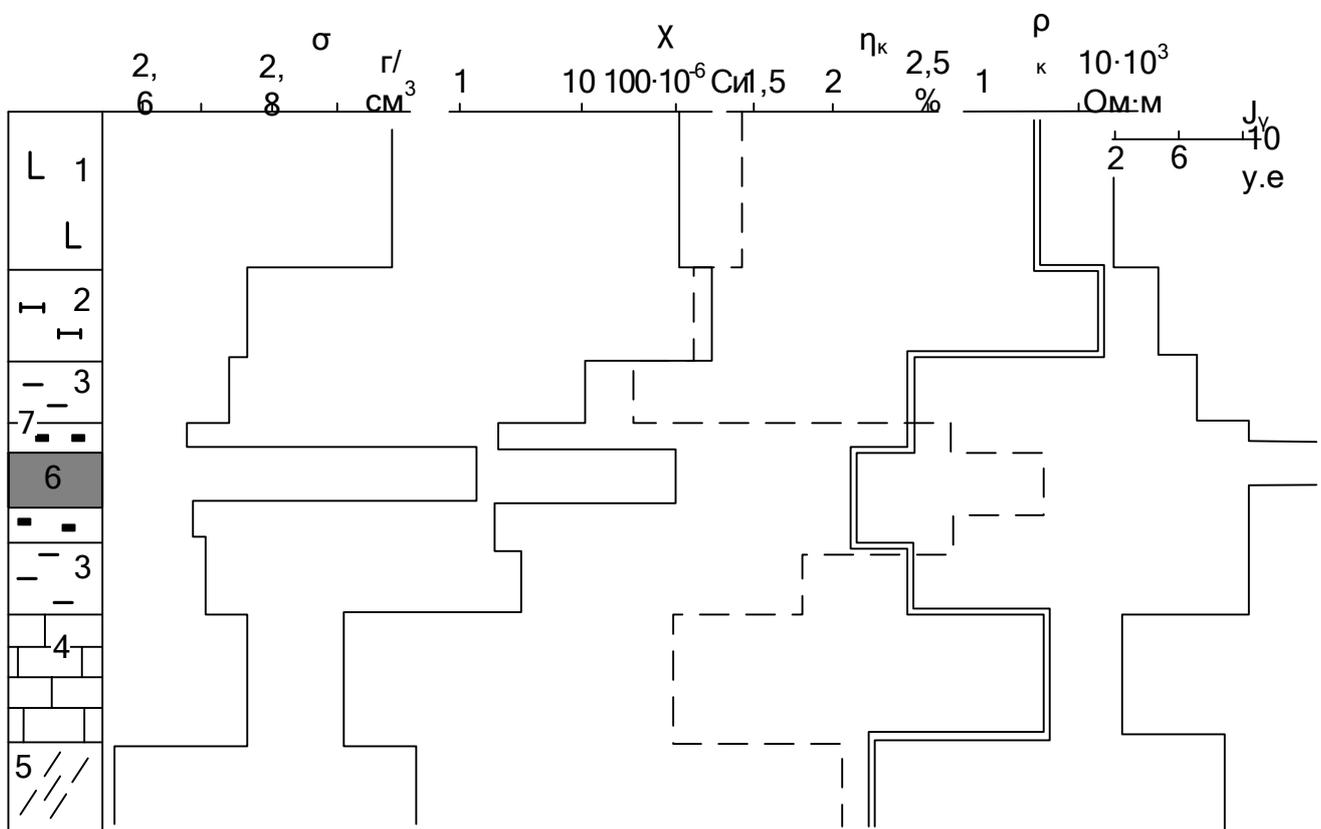


Рис. 11. Типовая физико-геологическая колонка (петрофизическая модель) месторождения урана (см. рис.10):
 графики плотности (σ), магнитной восприимчивости (χ), кажущихся поляризуемости (η_k) и удельного сопротивления (ρ_k), радиактивности (J_γ) горных пород разреза (1-7 см. подрисуночные надписи к рис.10, а)

Весьма отчетливо влияние рудоносных пород проявляется в виде четкой положительной аномалии естественного электрического

поля. И хотя аномалия несколько смещена по восстанию относительно самого оруденения и наблюдается еще над участком с рассеянной минерализацией, однако, при наличии других признаков район, наиболее перспективный на оруденение, по аномалии естественного поля фиксируется достаточно надежно.

Представление о возможности совместного учета результатов нескольких методов показано на примере двух вариантов функции комплексного показателя (рис. 10, в). При вычислениях в качестве нормального поля использовались значения, типичные для участков профиля, проходящих над магматическими породами. Вычислительные формулы для Θ составлялись с таким расчетом, чтобы подчеркнуть положительными аномалиями присутствие объектов, представляющих первоочередной интерес.

Функция Θ_1 вычислялась по формуле $\Theta_1 = -\gamma_{ГР} - \gamma_{М}$ и отражает совместное проявление аномальности полей гравиметрии и магнитометрии. При структурных исследованиях интерес представляют выходы к дневной поверхности потенциально рудоносной толщи сланцев, и соответствующие им отрицательные аномалии этих полей являются положительными факторами контроля этих искомым объектов. Это обстоятельство учтено в формуле Θ_1 . График функции Θ_1 имеет картировочное значение и положительная аномалия Θ_{A1} хорошо соответствует выходам сланцев совместно с толщиной карбонатных пород среди тел магматитов.

Функция Θ_2 отражает аномальность методов электроразведки (КС, ВП и ЕП) и радиометрии, связанных с самим месторождением урана и близрасположенного рудопроявления. Она вычислялась по формуле $\Theta_2 = \gamma_{ВП} + \gamma_{ЕП} - \gamma_{КС} + \gamma_{Р}$. Результирующая аномалия этих методов подтверждает возможность применения данного комплекса методов для поисков урановых руд в геологических условиях близких тем, которые отражены на представленной ФГМ.

Таким образом, сформированная по данным геологии, измерений физических свойств в скважинах и полей на дневной поверхности ФГМ, позволяет расшифровать природу геофизических аномалий наземных методов, выявить те признаки, по совокупности которых можно обнаруживать урановые месторождения в районе с подобными геологическими условиями. Появляется возможность обосновать комплекс геофизических методов, при применении которого можно рассчитывать на успешные результаты поисков.

4. ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПО ДАННЫМ РУДНОГО КАРОТАЖА

В настоящее время сведения о физических свойствах при проектировании, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых в основном получают по данным геофизических методов исследования скважин (ГИС). Одним из вариантов представления петрофизической модели объекта исследований является типовая геолого-геофизическая колонка разреза изучаемой геологической среды. В промышленной геофизике она получила название сводный геолого-геофизический разрез. Поскольку физические свойства осадочной толщи, изучаемой методами промышленной геофизики, достаточно стабильны по латерали, для формирования модели разреза используют диаграммы 2-3 скважин, имеющих пересечения всех структурных элементов разреза.

В рудных районах, характеризующихся высокой изменчивостью разнообразных признаков геологических образований, представление об их физических свойствах можно получить с помощью стохастической модели разреза.

Основными элементами структуры рудного поля являются геологические тела и зоны развития геологических процессов, мощности которых измеряются десятками метров. Отдельный элемент, исходя из опыта ГИС, представляет образование с включениями и его можно с некоторым приближением рассматривать как двухкомпонентную среду. Размеры включений обычно составляют первые метры. Роль включений играют мелкие чередующиеся пропластки пород иного состава по сравнению с вмещающей их средой. К включениям относят также локальные участки проявления выборочного эпигенетического преобразования в геологическом теле, останцы материнской породы, подвергшейся метаморфическим изменениям, и др.

Кодирование диаграмм ГИС

Рассматривая пересечение геологического тела в скважине как двухкомпонентную смесь, предложено выполнять кодирование диаграмм каротажа, позволяющее представить информацию о пересечении в виде характеристик изучаемого свойства (поля) A и долей содержания для каждого из компонентов [8]. Естественно полагать, что для одного из компонентов макросмеси присущи высокие значения

свойства A_B , а для другого – низкие значения этого свойства A_H . Коэффициенты, отражающие содержание каждого из компонентов, соответственно равны K_B и K_H .

Для реализации простейшего способа определения характеристик такой макросмеси необходимо провести в пределах пересечения три линии, осредняющие значения измеряемого свойства для каждого из компонентов (средние значения A_B и A_H) и диаграммы в целом (значение A_{cp}) (рис. 12). Первые два значения определяют свойства компонентов, а коэффициенты содержания каждого из компонентов находят по формулам:

$$K_B = (A_{cp} - A_H)/(A_B - A_H), K_H = (A_B - A_{cp})/(A_B - A_H) = 1 - K_B. \quad (4)$$

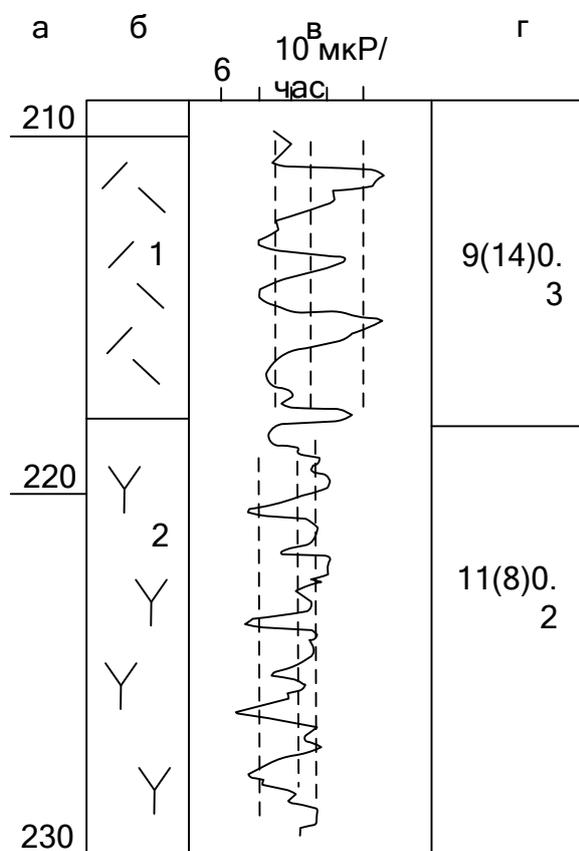


Рис. 12. Пример кодирования диаграммы ГК для двух интервалов участка скважины:
а – глубины; *б* – геологическая колонка; *в* – диаграмма; *г* – результаты кодирования; 1 – туфы; 2 – липариты

Очевидно, что, если мощность рассматриваемого пересечения составляет H метров, то доли компонентов в метрах равны: $H_B = HK_B$ и $H_H = HK_H$.

Информацию об измеренном физическом признаке для каждого пересечения геологического образования можно представить в виде кода следующего вида: $A_{ок}(A_{вкл})K_{вкл}$. Первое значение соответствует средней величине физического свойства основного компонента, доля

которого в макросмеси выше. Значение в скобках отражает среднее значение физического свойства компонента, рассматриваемого как включение, а последнее значение соответствует его доле в макросмеси. Следует заметить, что основной компонент также как и включения могут характеризоваться относительно высокими или низкими значениями свойства. Например, при кодировании данных измерений методом ГК естественной радиоактивности в мкР/час (рис. 12) для интервала 210-218 м (туфы) с помощью набора значений 9(14)0,3 фиксируется наличие среди основной части пласта мощностью 8 м включений (пропластков с повышенным содержанием кислой фации), на долю которых приходится 2,4 м. Основная масса туфов имеет радиоактивность 9 мкР/час, а более радиоактивные пропластки характеризуются значениями около 14 мкР/ч. Для липаритов, залегающих ниже туфов, пересечение которых зафиксировано в интервале 218-230 м, характерны средние значения для основного компонента 11 мкР/час, а для включений 8 мкР/час. Доля включений составляет 0,2, и поэтому результаты кодирования для этого интервала выражаются набором значений 11(8)0,2.

Имеется программа автоматического кодирования диаграмм методов ГИС, созданная В. А. Серковым при участии автора.

Результаты кодирования позволяют представить данные измерения физического свойства (поля) по скважине в компактной форме, удобной для хранения, трансляции, применения разнообразных способов обработки, построения петрофизических разрезов без потери информации о неоднородной структуре геологических образований, отражающей проявление определенных процессов. Например, имея данные кодирования диаграммы электрометрии с измерениями удельного сопротивления ρ в Ом·м, можно вычислить коэффициент электрической анизотропии λ . Для среды с двухосной анизотропией, характеризующейся удельным сопротивлением вкrest слоистости – ρ_n , по слоистости – ρ_t , справедливы следующие формулы:

$$\rho_n = K_B \rho_B + K_H \rho_H, \quad \rho_t = \rho_B \rho_H / (K_H \rho_B + K_B \rho_H), \quad \lambda = (\rho_n / \rho_t)^{1/2} \quad (5)$$

Статистическая обработка результатов кодирования

Данные кодирования диаграмм методов ГИС, зарегистрированных по нескольким скважинам изучаемого участка на стадии поисков или разведки, позволяют сформировать петрофизические модели каждого элемента структуры этого участка. Задача практически сво-

дится к получению представления о типичных горных породах и рудах участка, как объектах исследования геофизическими методами. При этом следует отразить те изменения в свойствах этих пород, которые вызывают процессы тектоники, метаморфизма и минерализации.

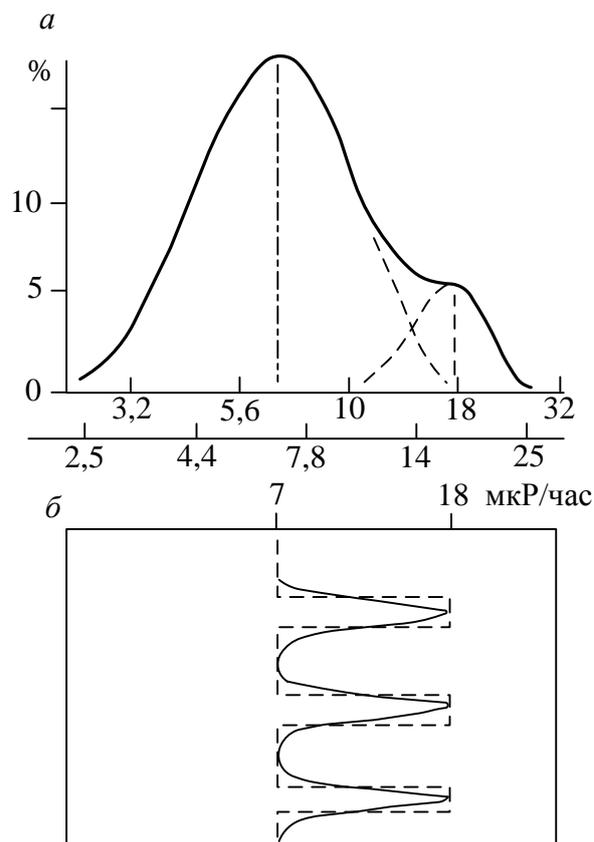
Петрофизические модели присущих изучаемому разрезу литотипов горных пород формируются на основе статистических исследований по выборкам для каждого из них путем построения кривых распределения изучаемых физических характеристик. В выборку для конкретного литотипа включаются все его пересечения, которые на геологических колонках классифицированы приблизительно одинаково. Статистика проводится для каждого изучаемого геофизического свойства отдельно, подобно тому, как это делается при оценке уровня нормального поля стохастическим способом (см. раздел 2). Поскольку распределение для большинства физических свойств статистически однородных совокупностей горных пород подчиняется логнормальному закону, рассмотрим этот случай детально.

Для построения дифференциальной кривой распределения признака (физического поля или свойства) A необходимо выполнить группирование данных о нем по классам (интервалам равной ширины на оси абсцисс), применяя логарифмическую шкалу. Для достаточно представительных (репрезентативных) выборок удобно разбивать один порядок на 4 класса. Например, границы классов могут соответствовать значениям: 1-1,8-3,2-5,6-10-18-32 и т. д. В случае применения второй смещенной шкалы границы классов: 1,4-2,5-4,4-7,8-14-25 и т. д. При таком подходе отпадает необходимость применять бланки с логарифмической шкалой.

В таблицу группирования заносятся значения мощности в метрах. Для двухкомпонентных макросмесей в таблицу заносятся мощности компонентов H_H и H_B в классы в соответствии с характерными для компонентов значениями A_H и A_B . В большинстве случаев они разносятся по разным классам, но при близких значениях измеряемого признака мощности компонентов могут попасть в один класс. Дифференциальная кривая распределения (функция частоты) строится по данным о суммарной мощности (ординаты) каждого класса (на оси абсцисс это середины классов). Пример дифференциальной функции распределения приведен на рис. 13, а.

Рис. 13. Пример построения статистической диаграммы для туфов смешанного состава:

a – дифференциальная кривая распределения естественной радиоактивности (выборка по 5 скважинам); *б* – статистическая диаграмма ГК (поле в логарифмическом масштабе)



В большинстве случаев кривые распределения отражают статистическую неоднородность изучаемых образований, которая проявляется в двухгорбности кривых, или они имеют другие особенности, также позволяющие сделать вывод о двухкомпонентной структуре этих образований. Пользуясь известными приемами статистики, сложную кривую распределения можно представить в виде двух элементарных кривых, соответствующих логнормальному закону. По ним легко определить центральные значения признака для каждого компонента, а также долю каждого компонента в выборке (по соотношению площадей элементарных кривых). Эти данные и используют для статистической характеристики изучаемых объектов по геофизическим признакам путем построения прямоугольных диаграмм, которые затем могут быть скорректированы с учетом специфики вида аномалий измеряемого в скважинах поля. Так, для метода ГК аномальными являются пропластки (включения) с максимумом аномалии в середине пропластков и полумаксимумом на их границах.

Рис. 13, *б* иллюстрирует принцип построения статистической диаграммы для объекта по данным, получаемым при использовании распределения естественной радиоактивности туфов смешанного состава (измерения по 5 скважинам на периферии медноколчеданного

месторождения). О соотношении долей основного компонента и включений можно судить по ширине площадок значений радиоактивности основного компонента и включений. В рассматриваемом примере это соотношение 1:3 и, следовательно, на статистической диаграмме $K_{\text{вкл}} = 0,25$.

Построение типовой физико-геологической колонки

Построение начинается с формирования типовой геологической колонки, которая отражает в разрезе весь комплекс геологических тел, участвующих в создании структуры изучаемого участка, с отражением последовательности их залегания. При исследованиях мелкого масштаба можно использовать литолого-стратиграфическую колонку, которая создается геологической службой в каждом районе геологоразведочных работ. Такие колонки обычно не имеют масштаба, а сведения о мощностях толщ или геологических тел приводятся на колонке в виде диапазонов их мощностей. На геологических колонках отдельно выделяются объекты, которые развиты в районе не повсеместно, то есть появляются в виде локальных тел. В первую очередь это относится к малым интрузиям, рудным телам и зонам метаморфизма. Подобные объекты изображаются в виде включений в толще вмещающих пород.

На основе дифференциальных кривых распределения геофизических признаков для каждого литотипа формируются статистические диаграммы по изученным признакам для всего разреза в соответствии с геологической колонкой. В большинстве случаев все геологические тела представляются на статистических геофизических диаграммах как образования с включениями. Неоднородность объектов показывают путем изображения прямоугольных или скорректированных с учетом типичной формы диаграмм, подобных той, которая представлена на рис. 13, б. Пример типовой физико-геологической колонки (упрощенный вариант без отражения компонентов в горных породах) приведен на рис. 10.

Типовая физико-геологическая колонка дает представление о физических свойствах всего комплекса геологических образований в изучаемом районе, и на ее основе могут решаться разнообразные задачи в период проведения геологоразведочных работ. Полученные данные используют при формировании петрофизической модели при исследовании участков с условиями, близкими тем, которые учтены

при формировании типовой колонки, как на стадии проектирования работ, так при интерпретации измеренных полей. В период разведки типовая колонка помогает правильно классифицировать объекты, изученные методами ГИС.

5. ВЫБОР КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Выбор геофизического комплекса можно рассматривать как творческое решение сложной задачи, требующее высокой квалификации исполнителей. Поэтому недаром в вузах для выпускников геологического направления квалификационной работой обычно является проект поисково-разведочных работ. При его защите судят об умении выпускника обосновать необходимый комплекс методов для успешного решения конкретной задачи геологоразведочного производства.

При выборе геофизического комплекса руководствуются следующими положениями.

1. Необходимо использовать всю имеющуюся информацию о результатах ранее проводившихся в районе проектируемых работ геологических, геофизических и геохимических исследованиях. Это могут быть материалы регионального и среднемасштабного геологического картирования, спутниковой и аэрогеофизической съемки, результаты бурения и изучения опорных или структурных скважин и др.

2. Учесть опыт предшественников по геофизическим исследованиям в схожих геологических условиях, давших, в первую очередь, положительные результаты. Познакомиться с типовыми комплексами применения геофизических методов для целей картирования и поисково-разведочных работ на определенные полезные ископаемые.

3. Сформировать рациональный геофизический комплекс, включающий минимально достаточное число методов, сочетание и последовательное применение которых имеет наилучшие перспективы для решения поставленной задачи с оправданным расходом требуемых средств.

В комплекс включают методы, несущие разнородную информацию и позволяющие классифицировать (с определенной вероятностью) геологические объекты в пределах изучаемой среды. Методы подразделяют на основные и вспомогательные. Первые планируются

применять на всей площади работ, а вторые, часто рассматриваемые как детализационные, необходимы для определения природы и геометрических характеристик выявленных аномалиеобразующих объектов на участках ограниченных размеров.

Типовой комплекс включает избыточное число методов, поскольку обобщает опыт успешного применения геофизических методов для решения определенного класса задач в разнообразных условиях и при различной аппаратурной оснащенности исполнителей. Приводимые в справочной, учебной и научной литературе сведения дают возможность выбрать лишь оправданно необходимый минимум методов. Тем не менее в проекте должны быть отражены данные о типовом комплексе и приведены обоснования для принятых решений о выбранном минимуме методов.

При некоторых геофизических исследованиях специальными документами регламентируется применение определенного обязательного комплекса с возможностью его дополнения методами, для применения которых имеются веские причины. Так, например, в промышленной геофизике результаты исследования скважин не считаются кондиционными, если не применялся обязательный для данной стадии комплекс методов.

Внутри рационального комплекса могут быть отдельно выделены целевые комплексы методов. Это круг методов, объединяемых для решения какой-то узкой задачи. В качестве примера можно привести целевой комплекс методов для выявления крутопадающих секущих разрывных нарушений. Комплекс включает высокоточную магниторазведку, комбинированное электропрофилирование, метод естественного электрического поля. Эффективность этого комплекса продемонстрирована в разделе 8.

При обосновании рационального комплекса следует привлекать количественные оценки геологической и экономической эффективности методов, а также учитывать временные факторы их применения.

Хорошо зарекомендовал себя на практике способ вычисления показателей контрастности отдельных методов γ_j (см. раздел 2) и функции комплексного показателя (ФКП) θ , представляющей сумму показателей контрастности нескольких методов для характеристики комплекса [1]. При обосновании выбора одного из конкурирующих методов предпочтение отдается тому, для которого при анализе условий выделения аномалиеобразующего объекта на материалах ФГМ

или на уже разведанном объекте–аналоге показатель γ_j по модулю больше.

Для комплекса методов составляется формула алгебраического суммирования показателей контрастности с таким расчетом, чтобы аномальные эффекты каждого измеряемого признака для главного объекта поисков или разведки давали увеличение функции θ . Это достигается изменением знака у показателей, соответствующих отрицательным аномалиям. Например, если сульфидное месторождение фиксируется положительными локальными аномалиями гравитационного поля (Гр) и вызванной поляризации (ВП), но отрицательными аномалиями кажущего сопротивления (КС) и магнитного поля (М), то формула для вычисления θ имеет вид:

$$\Theta = \gamma_{гр} + \gamma_{вп} - \gamma_{кс} - \gamma_{м}. \quad (6)$$

Вычисление ФКП приводит к увеличению контрастности проявления искомого объекта и подавлению помех. Так, при поисках сульфидных месторождений фиксируется много локальных положительных гравиметровых аномалий, не связанных с оруденением. С этими аномалиями часто коррелируются положительные аномалии КС и магнитного поля. В результате применения формулы (6) такие объекты-помехи будут сопровождаться низкими или даже отрицательными аномалиями ФКП, что позволит исключить их из рассмотрения.

Необходимо заметить, что для ФКП характерен некоторый фон, на величину которого влияет количество задействованных признаков, фактически число методов m , для которых определены показатели контрастности. В качестве фонового значения Θ_0 используется величина $\pm 2\sqrt{m}$, а в качестве аномальной рассматривается значение, превышающее по модулю Θ_0 . Поэтому эффективность комплекса оценивают величиной аномалии ФКП – Θ_a .

Эффективность комплекса выше, если Θ_a больше модуля показателя контрастности любого метода. Увеличение числа методов в комплексе приводит к росту фона для ФКП, и вполне возможно, что при этом величина Θ_a увеличится незначительно. Поэтому требуется ограничиться минимальным числом методов, применение которых гарантирует уверенное выделение искомого объекта достаточно контрастной аномалией ФКП.

Выбор геофизического комплекса для картирования разрывных нарушений

Тектонические нарушения относятся к важнейшим объектам геофизических исследований, поскольку часто имеют контролирующее значение при формировании месторождений полезных ископаемых. Изучение разрывных нарушений с одной стороны может привести к открытию рудных залежей, а с другой стороны связано с необходимостью установить строение изучаемых геологических объектов, в том числе и рудовмещающих структур.

Разрывные нарушения подчиняются определенной иерархии по размерам и глубине проникновения. К общим закономерностям можно отнести существование сеток из нарушений различного масштаба, разнородность проницаемости вдоль нарушений, способность к заполнению относительно молодыми геологическими телами.

Наиболее крупные разрывные нарушения, обычно классифицируемые как глубинные разломы, проникают на глубину в сотни километров и имеют ширину до десятков километров. Разломы этого типа представляют полосы, в пределах которых образовались крупные интрузии различного состава, возникли вулканические центры. Пример схемы, образующей сеть из глубинных разломов субмеридиального и субширотного простирания в пределах Оренбургского Урала, показан на рис. 14, а [4]. Места пересечения разнонаправленных разломов, очевидно, являлись наиболее проницаемыми каналами поступления из глубины рудномагматических потоков, поэтому именно в узлах сетки из разломов отмечены интрузии, вулканические аппараты и проявления рудной минерализации.

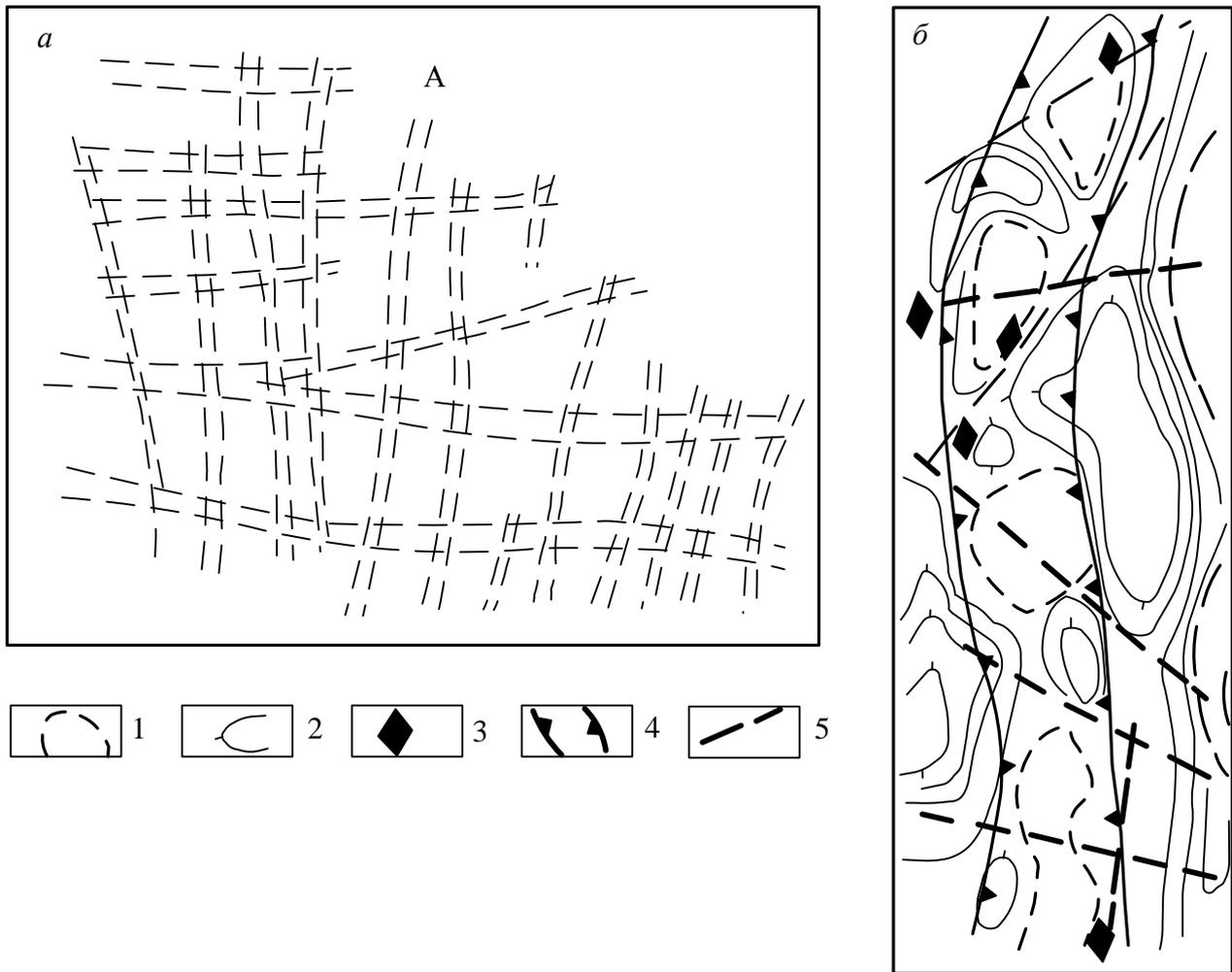


Рис. 14. Схемы сетки поясов глубинных разломов Оренбургского Урала (а) и Домбаровской рудной зоны в пределах Ащebutакского пояса (б), выделенные по данным гравиметрии (по А. М. Виноградову):

А – Ащebutакский глубинный разлом; б: 1 – участки отрицательных остаточных аномалий силы тяжести; 2 – некоторые изолинии положительных остаточных аномалий силы тяжести; 3 – медноколчеданные месторождения; 4 – зона магмовыводящего разлома; 5 – секущие разрывные нарушения

Гравиметрия является наиболее надежным геофизическим методом, обнаружения глубинных разломов, поскольку характеризуется наибольшей глубиной и способностью выявлять крупные геологические тела при относительно простой технологии съемки.

На примере Домбаровской рудной зоны (рис. 14, б), являющейся частью Ащebutакской полосы магмовыводящего глубинного разлома (рис. 14, а), видно, что известные медноколчеданные месторождения расположены на периферии отрицательных остаточных аномалий силы тяжести. Последние обусловлены установленными или предполагаемыми на глубине интрузиями гранитоидов. Такое представление о

связи корневых рудных месторождений с глубинными интрузиями преимущественно кислого состава, развиваемое П. Ф. Иванкиным (см. раздел 3), разделяет и крупный специалист в области рудной геофизики Урала А. М. Виноградов [4]. Отметим также приуроченность рудных месторождений Домбаровской зоны к более мелким секущим разломам (рис. 14, б), что подчеркивает важность картирования данных объектов. Свой вклад в решение этой задачи может внести детальная гравиметровая съемка.

Существуют благоприятные предпосылки выявления разломов регионального значения по данным аэросъемки. Наиболее простым является случай, когда тектонический контакт разделяет две разнородные толщи (часто это мегаблоки) с различной магнитной восприимчивостью пород. Разлом определяется по линейной узкой полосе смены знака аномалии магнитного поля типа уступ. В областях смятия разломам соответствуют полосы несогласованности ориентировки локальных аномалий и другие отличительные признаки (см. раздел 8).

По магнитным данным часто картируются тектонические зоны, пересекающие однородный комплекс кристаллических пород. Появление аномального эффекта в подобных случаях связывается с интенсивной гидротермальной проработкой пород, в результате которой сильно намагниченные образования могут утратить свои магнитные свойства. В этом случае наблюдаются линейно-вытянутые локальные по ширине понижения магнитного поля. В других случаях гидротермальная деятельность может привести к значительному обогащению тектонических зон ферромагнитными минералами, что приводит к созданию цепочек вытянутых положительных аномалий.

Накоплен солидный опыт картирования разрывных нарушений по комплексу признаков в гравимагнитных полях, имеющих общие особенности. Подборка из фрагментов карт площадных съемок с типичными проявлениями в аномальных полях разломов, уходящих на глубину, приведена ниже в разделе 8 (рис. 24).

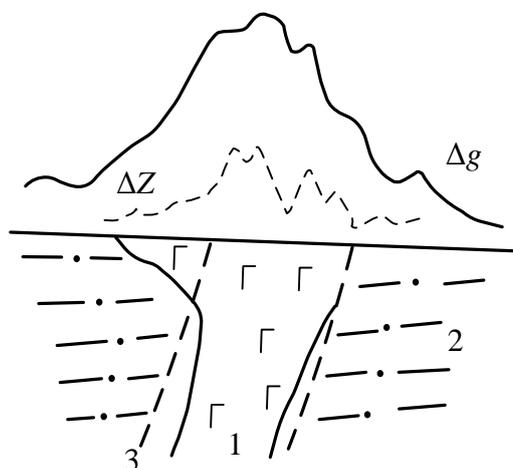
Как и при наземной съемке, благоприятные условия для картирования разломов аэросъемкой возникают при проникновении в тектонические зоны интрузий кислого или основного и ультраосновного состава. В результате формируются полосы чередующихся локальных для мелкомасштабных карт аномалий, подобных показанных на рис. 14, б.

В комплексе с магнитной часто применяют радиометрическую съемку в аэроварианте. Данные гамма-спектрометрических измерений помогают разделить блоки пород различного состава, отличающиеся содержанием радиоактивных элементов. Нередко разломы сопровождаются линейными аномалиями гамма-поля, знак и интенсивность которых зависят от целого ряда факторов.

Сейсморазведка весьма ограниченно используется для обнаружения глубинных разломов в районах, перспективных на твердые полезные ископаемые. Исключения составляют работы по отдельным профилям ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование). Основной вклад в изучение глубинной тектоники сейсморазведка вносит в процессе поисковых работ на углеводороды.

Существует группа глубинных разломов более высокого порядка, чем рассмотренные выше, с меньшими размерами в пространстве. Их ширина измеряется сотнями метров. Они также образуют линейные пояса с локальными интрузиями преимущественно одного формационного типа. Подобные разломы нередко выделяются совпадающими гравитационными и магнитными линейными аномалиями. Пример такого разлома, фиксирующего раздвиг в массиве сланцев, показан на рис. 15.

Рис. 15. Пример проявления в гравимагнитных полях разлома, заполненного базальтоидной интрузией [4]:
1 – базальтоиды; 2 – сланцы;
3 – тектонические контакты



Часто разрывные нарушения являются границами относительно жестких участков земной коры, принявшей под действием тектонических сил блоковое строение. Блоки и разделяющие их разломы могут быть различной величины в пространстве и образовываться в результате горизонтальных и вертикальных сдвигов. В этом случае в пределах блоков геологические и геофизические характеристики обладают некоторыми стабильными признаками, а на границах блоков они из-

меняются резко. Примером в этом отношении могут служить материалы, представленные на рис. 16. По нему заметно, что на тектонических границах блоков происходит смена характера гравитационного, магнитного полей и поля электросопротивления.

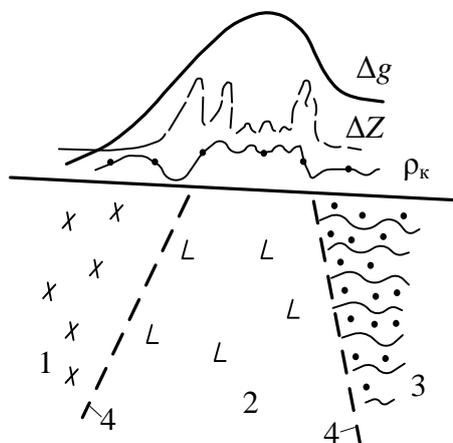


Рис. 16. Пример проявления в геофизических полях (силы тяжести, магнитном, удельного сопротивления) разрывных нарушений, являющихся границами блоков [4]: 1 – гранитоиды; 2 – вулканогенные породы основного состава; 3 – осадочные отложения; 4 – разрывные нарушения

Нередко блоковая структура проявляется в пределах однородных по составу массивов горных пород. Разрывные нарушения, являющиеся границами блоков, имеют относительно небольшую ширину (первые десятки метров и меньше) и представляют зоны трещиноватости с частично измененными дислокациями и другими процессами свойствами горных пород. В районах развития тектоники над зонами трещиноватости часто наблюдаются увеличения мощности рыхлых отложений, что придает дополнительные аномальные свойства комплексу пород. В верхних частях разреза, подвергшихся одновременному воздействию тектонических сил и агентов выветривания, происходит понижение значений многих физических свойств: плотности, магнитной восприимчивости, удельного сопротивления. Эти изменения обуславливают появление отрицательных аномалий гравимагнитных и электрических (кажущегося сопротивления при электропрофилировании и зондировании) полей.

Разрывные нарушения в зависимости от структуры участка и гидрогеологического режима подземных вод могут играть роль дренажной системы или, напротив, системы притока подземных вод. В первом случае над разрывным нарушением наблюдаются отрицательные, а во втором – положительные аномалии естественного поля фильтрационной природы. Пример выделения разрывного нарушения комплексом геофизических методов приведен на рис. 17.

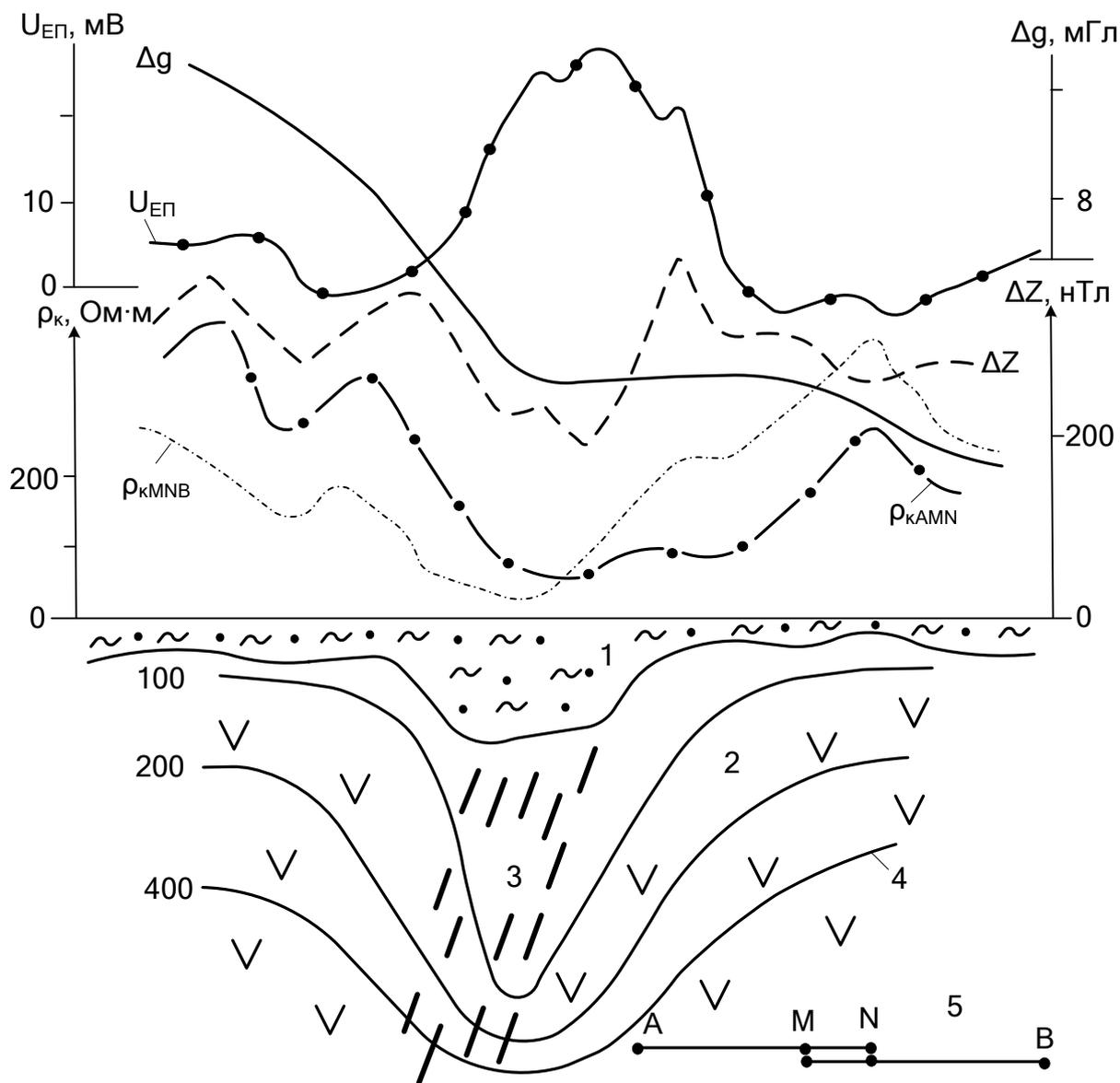


Рис. 17. Аномальные графики геофизических полей и геоэлектрический разрез, фиксирующие разрывное нарушение:

1 – рыхлые отложения; 2 – базальты; 3 – зона трещиноватости; 4 – изолинии кажущегося сопротивления геоэлектрического разреза (результаты метода ВЭЗ); 5 – установка комбинированного электропрофилирования

Приводимые на этом рисунке характеристики геофизических полей получены для относительно простой обстановки, когда тектоническое нарушение рассекает относительно однородные горные породы.

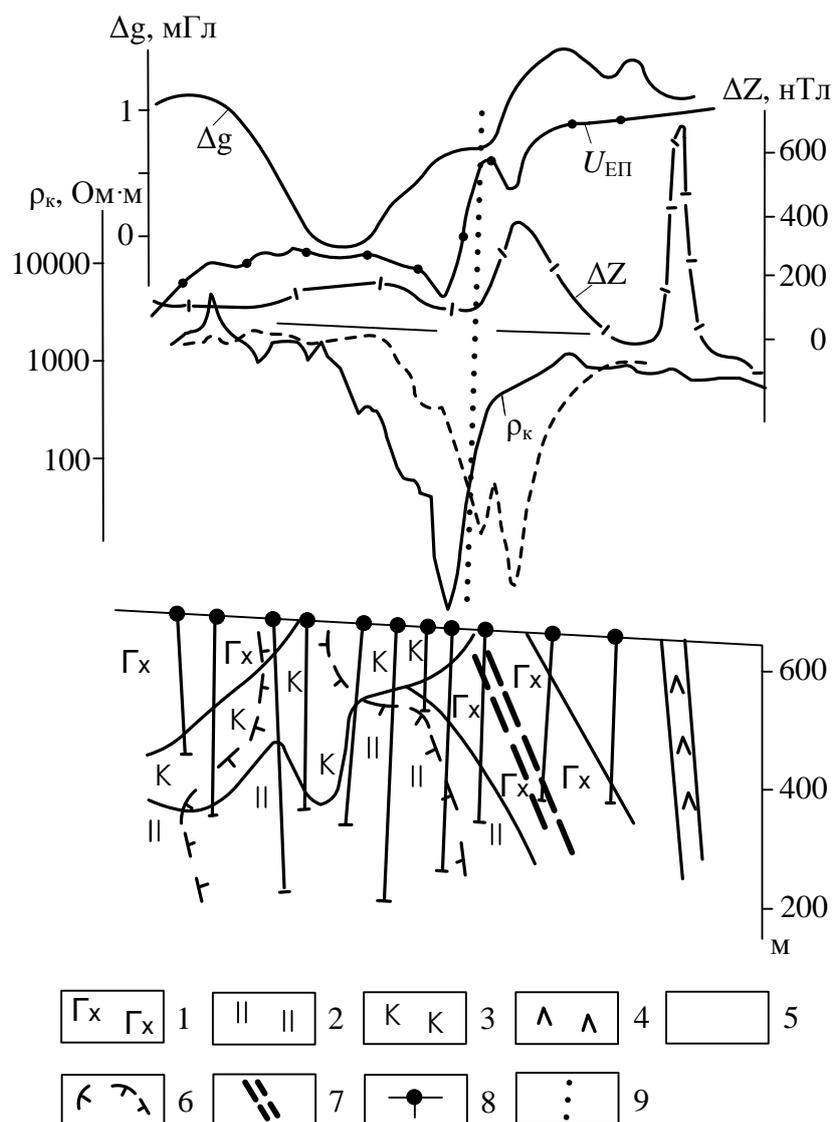


Рис. 18. Пример проявления в геофизических полях золоторудного месторождения в коре выветривания и разрывного нарушения, игравшего роль рудоподводящего канала (по материалам Северо-Енисейской геофизической экспедиции):

1 – кварц-графитистые сланцы; 2 – кварц-карбонатно-слюдистые сланцы; 3 – золотоносные коры выветривания; 4 – дайка пород основного состава; 5 – кварц-слюдистые сланцы; 6 – контур пород с повышенным содержанием золота; 7 – разрывное нарушение; 8 – скважины; 9 – корреляционная ось локальных аномалий геофизических полей над разрывом

Более интересен случай проявления разрыва на участке его действия как рудоподводящего канала. Примером в этом отношении являются материалы, представленные на рис. 18. На нем показаны графики геофизических полей, измеренные над золоторудным месторождением, сформировавшимся в коре выветривания. Рудоносные

породы отчетливо выделяются отрицательной аномалией силы тяжести как участок разуплотнения, который, видимо, существовал до начала рудообразования, и был подчеркнут изменениями при поступлении активных золотонесущих растворов. К индикаторным признакам изменений в горных породах также относятся понижения магнитного поля и удельного сопротивления, отрицательная аномалия естественного поля. Увеличивает вероятность проявления золоторудного месторождения существование в краевой части ореола измененных пород наклонного разрывного нарушения, которое фиксируется типичным набором локальных аномалий, близким по виду тому, который наблюдается на рис. 17. Отличие состоит в том, что над разрывом в рудовмещающих породах локальные аномалии проявляются на более сложном фоне.

Наличие четких аномалий над разрывным нарушением подчеркивает важное значения этого объекта для формирования месторождения. С большой долей вероятности можно полагать, что по этому каналу трещиноватых пород и поступали к палеодневной поверхности рудоносные растворы. Просочившись в проницаемую среду они сформировали золоторудную зону, которая классифицируется как приуроченная к коре выветривания.

В условиях перекрытия разрывных нарушений мощным покровом осадочных пород или в случае слабой проявленности изменений физических свойств в зонах тектонических дислокаций существенную помощь в выявлении разрывных нарушений может оказать обобщение данных нескольких методов в форме функции комплексного показателя (см. раздел 2). В качестве примера на рис. 19 приведены результаты исследований над тектонической зоной дробления, включающей пегматитовую жилу. Тектоническая зона фиксируется четкой аномалией ФКП с максимумом, равным 11,5 единиц при уровне фона для трехметодного комплекса в 3,4 единицы. По показаниям отдельных методов (радиометрии, магнитометрии и электропрофилирования) эта зона почти не проявлена.

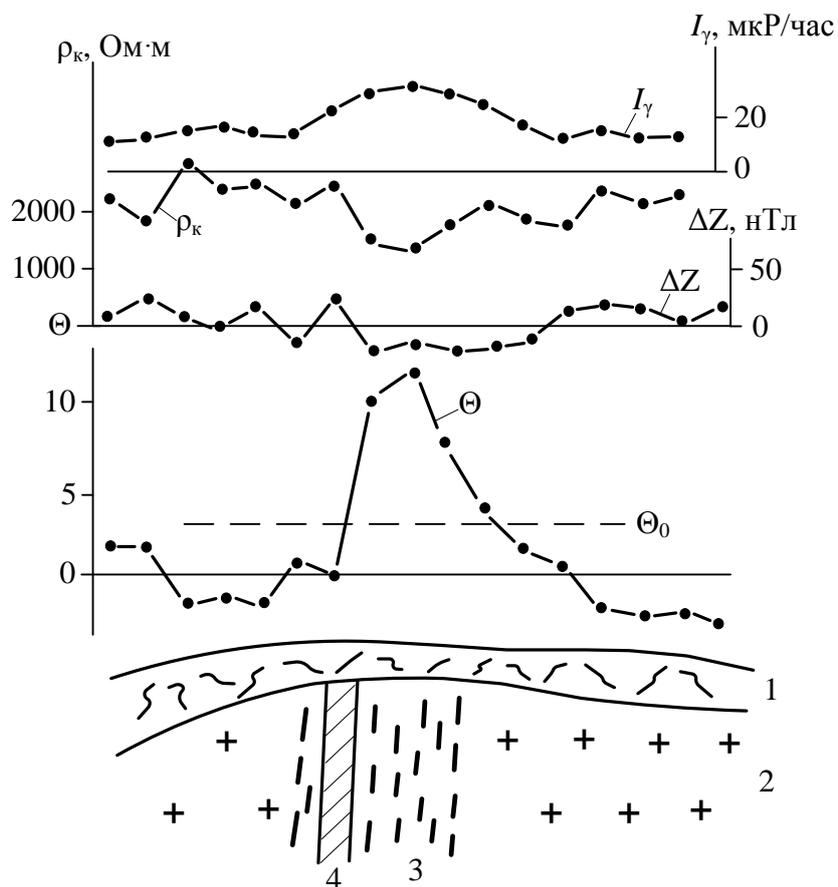


Рис. 19. Графики наземной гамма-съемки, электропрофилеирования и магниторазведки над зоной дробления, включающей пегматитовую жилу, обобщенные способом построения ФКП (по Г. С. Вахромееву):

1 – элювиальные отложения, 2 – граниты; 3 – зона дробления; 4 – пегматиты

Определенную помощь в выделении разрывных нарушений, особенно на стадии поисков рудных месторождений, может оказать малоизвестный способ картирования горных пород по вектору градиента электропроводности [12]. Доказано, что многие геологические тела, включая зоны смятия, трещиноватости, ореолы окolorудных изменений и др., характеризуются областями изменений электропроводности, что, как было показано на приведенных ранее примерах (рис. 10, 17, 18), позволяет успешно применять для их выделения методы электрметрии. Отличительным свойством рассматриваемого метода является способность измерять новый параметр – градиент кажущегося удельного сопротивления (в дальнейшем – сопротивления), а также выявлять геологические образования, когда над ними не окажется ни одной точки наблюдения.

Для практической реализации метода рекомендуется крестообразная установка. Она включает питающий электрод A , а также две

пары приемных электродов $M_1 N_1$ и $M_2 N_2$, расположенных на взаимно перпендикулярных линиях. Каждый из приемных электродов удален от центра (A) установки на одинаковое расстояние r . Отрицательный питающий электрод относят, как и в методе заряда, на значительное расстояние. Для определения направления наиболее резкого падения сопротивления $\Delta\rho_r$ в окрестностях установки строят вектор по измеряемым составляющим (разностям потенциалов) ΔU_1 и ΔU_2 , оси для которых направлены из A на приемные электроды N_1 и N_2 . Значение $\Delta\rho_r$, которое согласно теории метода представляет разность сопротивлений в центре установки и минимальным сопротивлением на окружности радиуса r , вычисляют по формуле:

$$\Delta\rho_r = \frac{2\pi r(\Delta U_1^2 + \Delta U_2^2)^{1/2}}{J} . \quad (7)$$

Величина градиента сопротивления равна $\delta\rho_r = \Delta\rho_r/r$.

Крестообразная установка рекомендуется не для детальных исследований, а для выделения на исследуемой площади главнейших аномальных по электропроводности объектов, к которым относятся и разрывные нарушения. Съёмку можно проводить по редкой и нерегулярной сети с радиусами измеряемыми сотнями метров. При картировании геологических образований руководствуются типичными картинками поведения векторов градиента и перпендикулярным им изолиниям сопротивления [12]. Естественно, что изолинии должны оконтуривать участки, на которых происходит изменение электропроводности горных пород. Так, разрывные нарушения должны иметь линейную форму изолиний сопротивления и систему векторов градиента, перпендикулярных простиранию разрыва.

На рис. 20 приведены результаты, полученные на территории, включающей медноколчеданное месторождение. Исходные данные для построения векторов градиента сопротивления получены И. М. Петруниным. В пределах изученной площади по векторам градиента и изолиниям сопротивления (перпендикулярным векторам) выделяются главные элементы рудоносной структуры: субмеридиональная зона смятия (фиксируемая комплексом геофизических методов и подтвержденная бурением), игравшая роль рудоподводящего канала, оперяющее секущее тектоническое нарушение со следами

околорудных изменений в боковых породах (рудораспределяющий канал) и само месторождение. Отметим, что на изученной площади зафиксированы другими геофизическими методами многочисленные аномалии, создающие сложную для расшифровки картину.

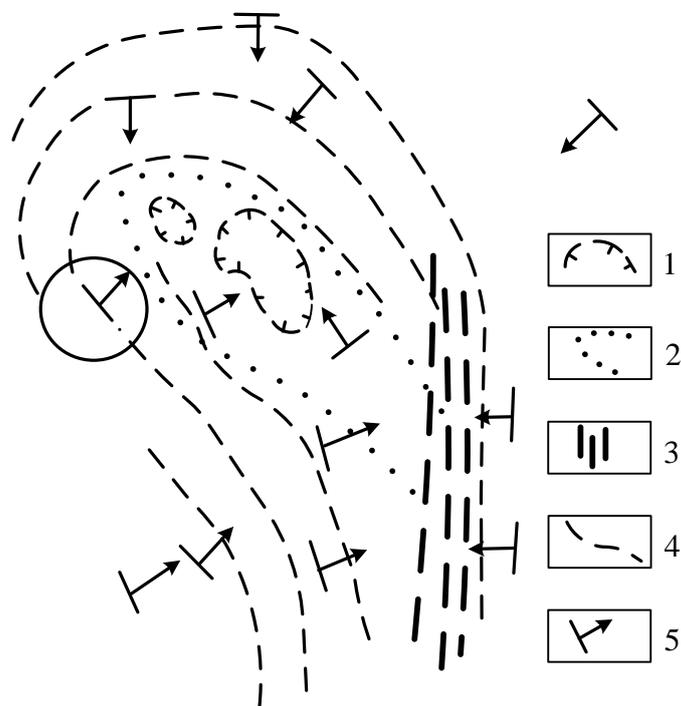


Рис. 20. Результаты измерений градиента электропроводности на южноуральском медноколчеданном месторождении:

1 – контуры рудных залежей; 2 – контуры ореола околорудных изменений; 3 – тектоническая зона смятия; 4 – изолинии удельного сопротивления; 5 – векторы градиента электропроводности

Завершая тему выбора геофизического комплекса для выделения разрывных нарушений, еще раз подчеркнем необходимость учитывать их иерархию, сложность структуры объектов из-за насыщенности внедрившихся в ослабленные зоны более локальных по размерам геологических тел, типичные размеры разрывов различного порядка и возможности их выявления разноглубинными методами.

Пример формирования поискового комплекса геофизических методов

Рассмотрим пример формирования геофизического комплекса на примере детальных поисков урановых месторождений в условиях геологической среды, представление о которой дает геологическая модель, изображенная на рис. 6, а. Планируются поиски эндогенных

месторождений секущего типа в пределах складчатой области в условиях развития разнообразных по составу и возрасту пород (субинтрузии магматических пород в толщах осадочных отложений и метаморфизованных комплексов). Мощность рыхлых отложений не превышает 30 м. Оруденение локализуется в пределах наиболее проницаемых разностей осадочных и метаморфических пород. Положение рудных залежей контролируется системами разрывных нарушений. Вдоль рудоконтролирующих систем развиты ореолы гидротермально измененных пород с проявлением сульфидной минерализации и процессов окисления продуктов метасоматоза. В периферийной части этих ореолов отмечается увеличение концентрации темноцветных минералов с повышенной магнитной восприимчивостью. Внутри ореолов, напротив, превалируют щелочные минералы с ухудшением магнитных свойств. Рудные скопления образуют крутопадающие линзо- и жилообразные, реже штокверкоподобные залежи.

На основе опыта применения геофизических методов для поисков месторождений урана данного типа в справочной литературе рекомендуется следующий типовой комплекс для масштабов съемки 1:10000 и крупнее [2].

Геофизические методы, применяемые при детальном поисках урановых месторождений секущего типа

Метод	Решаемые задачи	Особенности геофизических полей
Гамма-съемка спектрометрическая	Обнаружение урановой минерализации, картирование интрузивных массивов	Гамма-аномалии
Эманационная съемка (шпуровая)	Выявление ореолов рассеивания урана	Локальные аномальные зоны
Гравиразведка	Картирование субинтрузий, крупных разрывных нарушений	Положительные аномалии над субинтрузиями, ослабление поля над зонами разломов
Магниторазведка	Картирование субинтрузий, обнаружение признаков ореолов гидротермалитов	Положительные аномалии над субинтрузиями, нарушение корреляции магнитных и гравиметровых аномалий над ореолами
Электроразведка	Литолого-петрографическое	Дифференциация пород по

(ЭП, ВЭЗ, ВП, заряд, ЕП, ЗСП, МПП и др.)	картирование, прослеживание рудоносных ореолов, зон трещиноватости, участков окисления и восстановления в зонах минерализации, определение мощностей рыхлых отложений и коры выветривания.	удельному сопротивлению от высокоомных субинтрузий до низкоомных метасоматитов и зон трещиноватости, выявление участков с сульфидной минерализацией как признака околорудных изменений
Сейсморазведка	Расчленение геологического разреза на глубину	Выделение границ толщ, фиксация зон тектонических нарушений в разрезе

Поиски начинаются со специализированного геологического картирования, задачей которого является уточнение существующих геологических карт в масштабах 1:25000 и 1:10000 с последующей локализацией площадей под поиски. Основными являются гравиразведка, магниторазведка, электропрофилирование по системе редких профилей, метод ВЭЗ в отдельных точках в помощь электропрофилированию, радиометрия. По результатам предварительной интерпретации материалов съемки всех геофизических методов строятся прогнозные разрезы, для уточнения которых задаются мелкометражные скважины.

Интерпретация геофизических данных осуществляется с целью выделения и оконтуривания участков проявления поисковых признаков, преимущественно косвенных. На выявленных перспективных площадях проводятся детальные поиски масштаба 1:5000 и 1:2000 в комплексе с разведочным бурением, проходкой канав. На этих площадях сгущается сеть ранее применявшихся методов, в комплекс вводятся детализационные методы: заряда, ВП, ЕП, эманационная съемка в шпурах и мелких скважинах. В глубоких скважинах выполняются каротажные работы комплексом методов, включая метод ГК.

Эффективность комплекса поисковых геофизических методов показана на примере материалов, на основе которых сформирована ФГМ для одного из районов, в пределах которого было открыто урановое месторождение (см. раздел 3).

6. ТОЧНОСТЬ НАБЛЮДЕНИЙ

Вопрос о точности наблюдений возникает как в период проектирования геофизических работ, так и по их завершении. При планировании точности наблюдений необходимо знать уровень аномалий от объектов, представляющих интерес для решения стоящих задач, погрешности измерений, которые возникают при применении имеющейся аппаратуры и планируемой технологии измерений, а также вероятный диапазон геологических помех, типичный для фоновых образований из-за их неоднородности.

Сведения об интенсивности аномалий, подлежащих обнаружению, получают исходя из анализа сформированной ФГМ и опыта предшественников. Обычно ориентируются на некоторую минимальную по интенсивности аномалию, которая характерна для объекта, представляющего интерес при решении поисковой задачи.

Необходимо учитывать, что искомую аномалию придется обнаруживать на фоне нормального поля, присущего среде, вмещающей искомый аномалиеобразующий объект. Нормальное поле всегда имеет некоторую дисперсию D_0 , которую можно охарактеризовать через среднеквадратичную погрешность измерения нормального поля S_0 , поскольку $D_0 = S_0^2$. Как уже отмечалось в разделе 2, величину S_0 можно оценить несколькими способами. К стандартным относится аналитический способ, основанный на использовании данных n измерений поля A в пределах фоновой среды и формулы (1). В случае малой выборки вместо n применяют значение $n-1$.

Дисперсия значений в пределах нормального поля складывается из дисперсии геологических помех S_{Γ} , вызванных неоднородностью фонового объекта, и дисперсии показаний, связанных с аппаратурно-методическими (условно приборными) погрешностями измерений S_{Π} . Поэтому общая дисперсия измерений фона равна: $S_0^2 = S_{\Gamma}^2 + S_{\Pi}^2$.

Приборная погрешность оценивается по результатам независимых контрольных n измерений поля по формуле

$$S_{\Pi} = \pm \sqrt{\sum_1^n (A_1 - A_2)^2 / (2n - 1)},$$

A_1 и A_2 – соответственно, первичное и контрольное измерение на i -ой точке.

По величине составляющей S_{Γ} , которая равна $S_{\Gamma} = (S_0^2 - S_{\Pi}^2)^{1/2}$, получают представление о влиянии геологических помех.

Для успешного выделения аномальных значений A_a , как это уже отмечалось в разделе 2, необходимо чтобы выполнялись условия: $A_a < (\bar{A}_0 - 2 S_0)$ или $A_a > (\bar{A}_0 + 2 S_0)$. В первом случае выделяется отрицательная, а во втором случае положительная аномалии.

Для снижения общей погрешности измерений S_0 руководствуются следующими положениями [1,3].

1. Если $S_{\Gamma} > S_{\Pi}$, то для снижения S_{Γ} полезным оказывается применение специальных методов обработки данных съемки с целью подавления геологических помех, носящих часто случайный характер. Например, простое сглаживание измеренного поля по N точкам уменьшает S_{Γ} почти в N раз.

2. Если $S_{\Pi} > S_{\Gamma}$, то есть смысл применить более точную аппаратуру или усовершенствовать технологию измерений. Например, за счет многократного (N кратного) измерения поля на одной точке и использования осредненного его значения удастся уменьшить величину S_{Π} приблизительно в \sqrt{N} раз.

Среднеквадратичная приборная погрешность S_{Π} вычисляется по результатам каждой съемки. Обычно планируется для выполненного объема наблюдений провести приблизительно в 5 % точек контрольные измерения.

7. ОБОСНОВАНИЕ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ

Как правило сеть наблюдений представляет систему параллельных профилей, на которых намечаются с определенным шагом точки наблюдения. Условно принимают, что профили параллельны оси x и перпендикулярны оси y . Тогда расстояния между профилями – Δy , а между точками – Δx .

Обычно геофизическая съемка проводится в помощь геологическому картированию определенного масштаба. Исходя из этого масштаба расстояние между профилями должно составлять на отчетной карте съемки 1 см. Например, при масштабе 1:50000 необходимо иметь $\Delta y = 500$ м. Шаг наблюдений обычно в 2 раза меньше межпрофильного расстояния. В рассматриваемом примере $\Delta x = 250$ м.

При непрерывной регистрации характеристик физического поля (на борту самолета, вертолета, судна, автомобиля) в силу инерционности регистрирующей аппаратуры условным шагом съемки можно

считать величину $\Delta x = V \cdot \tau$, учитывающую скорость и постоянную времени движущегося измерителя.

В условиях резкой изменчивости свойств геологической среды масштаб геофизической съемки может быть принят вдвое крупнее, чем для геологического картирования.

При проектировании поисковых геофизических работ, проводимых как правило в масштабах 1:10000 и 1:5000, необходимо предвидеть вид и величину ожидаемых аномалий от объектов, представляющих первоочередной интерес для решения поисковой задачи. Этими объектами могут быть не только тела полезных ископаемых, но и связанные с ними генетически и пространственно малые интрузии, разрывные нарушения, ореолы окolorудных изменений и др., имеющие обычно меньшую контрастность по аномальным признакам. Представления о форме и размерах аномальных зон искомым геологическим объектам формируются на основе анализа ФГМ.

Сеть основных наблюдений выбирают такой, чтобы в контур аномальной зоны попал хотя бы один профиль с двумя точками наблюдений, на которых аномальный объект будет зафиксирован.

Существует возможность теоретически оценить вероятность P обнаружения объекта [1, 6]. Обычно форму аномальной зоны объекта отождествляют с эллипсом, оси которого равны L (длина зоны) и B (ширина зоны). В наиболее простом случае вероятность пересечения аномальной зоны одним из профилей, ориентированных перпендикулярно большей оси (т.е. вкост простирания), когда $L \leq \Delta y$, выражается простой дробью: $P = L / \Delta y$. При неизвестной ориентировке такого объекта вероятность его пересечения определяется классическим решением «задачи об игле», сформулированной монахом Ж. Бюффеном еще в XVIII веке:

$$P = 2L / \pi \Delta y. \quad (7)$$

Можно отметить, что только за счет неизвестной ориентировки объекта поисков по отношению к направлению съемочных профилей при $L = \Delta y$ вероятность его обнаружения снижается с 1 до $P = 2/\pi = 0,637$.

Если известен угол β отклонения профилей от нормали к простиранию объекта в радианах, то при $L \leq \Delta y$ вероятность обнаружения объекта равна:

$$P = L \sin \beta / (\beta \Delta y). \quad (8)$$

Полезно заметить, что для значения $\beta = \pm \pi/6$ величина $\frac{\sin \beta}{\beta} = 0,955$, т.е. мало отличается от 1. Поэтому на практике достаточно чтобы сеть профилей была ориентирована только приблизительно правильно. Если это условие соблюдается, то при $\Delta y = 0,9 L$ пересечение аномальной зоны профилем гарантировано.

Общее решение задачи о вероятности пересечения контура аномалии профилем при произвольном значении угла β , когда $L / \Delta y \geq 1$, приводит к выражению:

$$P = \frac{2}{\pi} \left[\frac{L}{\Delta y} + \cos^{-1} \frac{\Delta y}{L} - \sqrt{\left(\frac{L}{\Delta y} \right)^2 - 1} \right]. \quad (9)$$

При $L = \Delta y$ снова получаем $P = 2/\pi = 0,637$.

Общее выражение для вероятности пересечения аномальной зоны эллиптического вида с осями L , B и периметром Π при произвольной ориентировке профилей съемки имеет вид:

$$P = \Pi / (\pi \Delta y), \quad (10)$$

$$\Pi = \frac{\pi}{2} [1,5(L + B) - \sqrt{L \cdot B}]. \quad (11)$$

Две точки профиля, пересекающего аномальную зону, окажутся внутри ее контура, если $\Delta x \leq B/2$.

Для более скупулезной оценки вероятности P имеется серия номограмм, учитывающих возможные варианты соотношения размеров контура аномалии, параметров сети и углов β [1, 3].

Оценим для примера вероятность обнаружения аномальной зоны размером 200×50 м сетью с ячейкой 100×25 м при неизвестном простирании оси зоны. В этом случае $L = 200$ м, $\Delta y = 100$ м. И по формуле (9) получим $P = 0,83$. С использованием специальных номограмм можно установить, что объект будет обнаружен с вероятностью $P = 1$, если отклонение профилей от нормали к простиранию объекта будет меньше 60° .

Следующая задача может быть сформулирована в виде задания. Необходимо определить, какого минимального размера аномальная зона с неизвестным простиранием может быть обнаружена с помощью сети размером 250×50 м. Для решения найдем величину периметра зоны Π из формулы (10) для случая $P = 1$, полагая $B = 100$ м и $\Delta y = 250$ м. Эта величина равна $\Pi = 785$ м. Решая уравнение для Π относительно L (методом подбора или составив квадратное уравнение относительно \sqrt{L}), получим искомую величину: $L = 360$ м.

На стадиях детальных поисков и разведки сеть наблюдений бывает самой разнообразной. Помимо прямоугольной сети при детальных съемках возможно проложение радиальных и криволинейных профилей, допустимы отклонения от равномерности изучения площади съемки. Повышенная детальность принята для интерпретационных профилей, шаг наблюдений на которых допустимо устанавливать таким, чтобы выявить характерные точки измеряемого физического поля (экстремумы, точки перегиба, перехода через ноль и т. п.). Обычно пункты наблюдения сгущают в районе эпицентра аномалий и разряжают на участках выхода в нормальное поле. В результате детальных работ необходимо установить конфигурацию, размеры аномалии, ее амплитуду и другие особенности, которые затем используют в процессе интерпретации.

Шаг наблюдений подбирают с таким расчетом, чтобы при аппроксимации поля между двумя фиксированными точками прямой линией отклонение фактических его значений от этой прямой не превышало 5 % средней величины значений поля. Например, при съемке естественного поля с шагом 20 м амплитуда аномалии составила 58 мВ, откуда следует, что среднее значение аномалии на профиле приблизительно равно 29 мВ. Между двумя рядовыми точками съемки, на которых получены значения 27 и 39 мВ, выполнено промежуточное измерение с результатом 36 мВ. Разница между последним значением и средней величиной рядовых измерений равна 3 мВ, что составляет 10,3 % от среднего значения аномалии. Следовательно, необходимо сгустить сеть, уменьшив шаг наблюдений по крайней мере в 2 раза.

8. ВЫДЕЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И ИХ КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Конечным результатом геофизических съемок является выявление и геологическое истолкование тех неоднородностей геологической среды, которые по размерам и контрастности свойств способны создавать ощутимые аномалии.

Важнейшими проблемами анализа измеренных полей являются исключение или ослабление их составляющих, связанных с влиянием геологических помех, разделение выделенных на фоне помех аномалий на региональные и локальные (возможно нескольких порядков). Необходимы классификация выделенных аномалий на перспективные (отвечающие целевым задачам) и неперспективные, выполнение качественной и количественной интерпретации аномалий и определение их геологической природы.

Выделение аномалий

При анализе поля A принимается аддитивная (суммирующая) его модель, согласно которой существующая в рядовой точке функциональная величина аномалии A_a имеет региональную A_{ap} , локальную $A_{ал}$ и случайную A_{ac} (помеха) составляющие:

$$A_a = A_{ap} + A_{ал} + A_{ac}. \quad (12)$$

Помехи обычно отождествляют со случайными функциями и эта их особенность позволяет применять специальные методы математической фильтрации, основанные на исключении составляющих поля с высокочастотным спектром и некоррелируемостью характеристик поля по площади. Простейшей операцией по ослаблению случайной составляющей является сглаживание в окне из нескольких точек. Если взять 5 точек и применить полином третьей степени, то формула для сглаживания измеренных значений A в рядовой точке с номером i с использованием данных по соседним точкам имеет вид:

$$A_{сгл}(i) = 0,486A(i) + 0,343\{A(i+1) + A(i-1)\} - 0,086\{A(i+2) + A(i-2)\}. \quad (13)$$

Процедура сглаживания приводит к уменьшению дисперсии фона, главным образом, за счет снижения геологической погрешности

при незначительном изменении неслучайной аномалии. В результате уменьшения общей среднеквадратической погрешности наблюдений увеличивается контрастность аномалии и, следовательно, улучшаются условия для ее выделения.

Примером могут служить результаты выделения слабой аномалии кажущейся поляризуемости, приводимые на рис. 21. Согласно исходным измерениям (график *а*), диапазон колебаний фоновых значений η_k составляет 0,5-2,5 %, а среднее значение равно 1,5 %. Выше верхнего предела фона зафиксированы 2 точки со значениями около 3 %. Полагая, что аномальные значения в этих точках равны 1,5 %, а среднеквадратичное отклонение для фона составляет 0,5 %, вычисленный показатель контрастности аномалии (см. (6)) для данных условий равен 3.

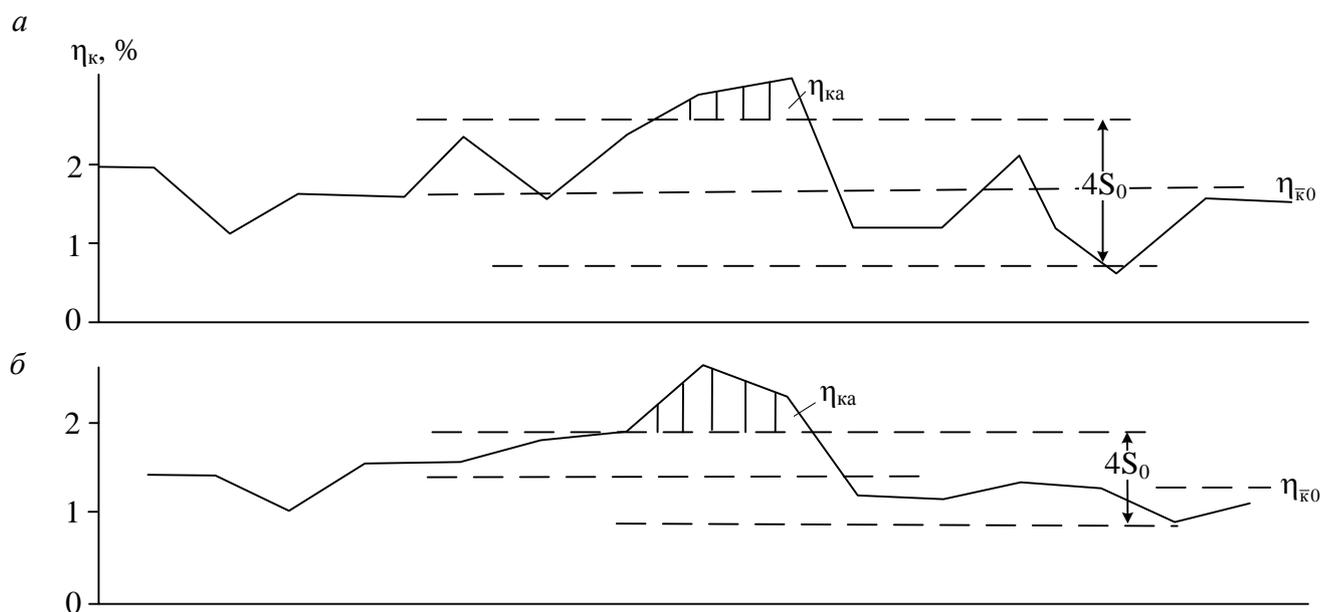


Рис. 21. Результаты выделения слабой аномалии кажущейся поляризуемости η_k по данным измеренного поля (график *а*) и после его сглаживания (график *б*)

После сглаживания исходного графика η_k по 5 точкам (график *б*) фоновые значения находятся в пределах 1-2 % при среднем 1,5 %, а аномальные значения остаются близкими к 3 %. Заметно, что на сглаженном графике аномалия проявляется более отчетливо. Этот эффект подтверждается и вычислением показателя контрастности, который становится близким к 6, то есть увеличивается в 2 раза относительно первоначального значения.

В инструкциях по ряду полевых методов к достоверной (надежность 99,5 %) аномалии относятся такие совокупности значений в не

менее чем 3 точках, для каждого из которых выполняется условие: $A_a/S_0 \geq 3$. Если за аномалию принимать значения, в 2 раза превышающие среднеквадратическую погрешность фона, то есть $A_a/S_0 \geq 2$, то надежность выделения такой аномалии согласно теории вероятности составляет 95 %. Оценивая надежность с точки зрения энергетического отношения аномалия/помеха, получим для последнего условия 82 %.

При выделении геофизических аномалий в общем случае проводится разделение региональных и локальных аномалий, отличающихся областью их проявления. Наилучшие условия разделения этих аномалий существуют в случае резкого их различия по размерам и интенсивности. В зависимости от целевой задачи подавляется либо одна, либо другая составляющая геофизического поля. Нередко интерес представляют как региональные аномалии, отражающие крупные структурные особенности геологической среды, так и локальные аномалии, которые связаны с влиянием мелких геологических тел, например, рудных залежей.

Выделение региональных аномалий проводится на основе сглаживания наблюдаемого поля, предполагающего существенное ослабление влияния помех и локальных объектов. К основным способам выделения региональных аномалий относятся следующие.

1. Усреднение поля вдоль профилей или по площади. Часто используют поточечное усреднение в пределах круга определенного радиуса.

2. Тренд-анализ, под которым понимается процедура аппроксимации эмпирических данных вполне определенными функциями, аргументами которых являются координаты точек наблюдения. Аппроксимация может осуществляться с помощью алгебраических полиномов, как правило, невысоких степеней. При кусочно-полиномиальной аппроксимации применяют сплайн-функции, представляющие кубические полиномы для ограниченных участков площади.

3. Пересчет в верхнее полупространство позволяет существенно ослабить влияние небольших геологических неоднородностей и упростить процесс интерпретации региональной аномалии, которая проявляется более отчетливо.

Локальные аномалии определяют после исключения из измеренного поля региональной составляющей. Для того чтобы подчерк-

нуть существование локальной аномалии, осуществляют пересчет измеренного поля в нижнее полупространство и вычисляют производные высшего порядка. Это позволяет усилить высокочастотную составляющую, связанную с геологическими телами небольших размеров.

Пример совместного проявления региональной и локальных аномалий в поле силы тяжести в районе медноколчеданного месторождения показан на рис. 22. На фоне плавного почти линейного уменьшения поля Δg в краевой части крупного массива базальтов (основные породы с повышенной плотностью) фиксируется локальная отрицательная аномалия (условно первого порядка), связанная с субинтрузией гранитоидов (породы кислого состава, менее плотные по сравнению с базальтами). Региональная аномалия от массива базальтов показана на рис. 22, б штриховой линией (Δg_p). Висячем боку субинтрузии гранитоидов внутри зоны гидротермально измененных пород (метасоматиты с минимальной для разреза плотностью) находится рудная залежь (с максимальной для разреза плотностью). Ореол метасоматитов создает отрицательную аномалию (условно второго порядка), на фоне которой проявляется локальная положительная аномалия (условно третьего порядка) от рудной залежи. Для наглядности все три локальные аномалии (1, 2, 3) изображены отдельно на рис. 22, в.

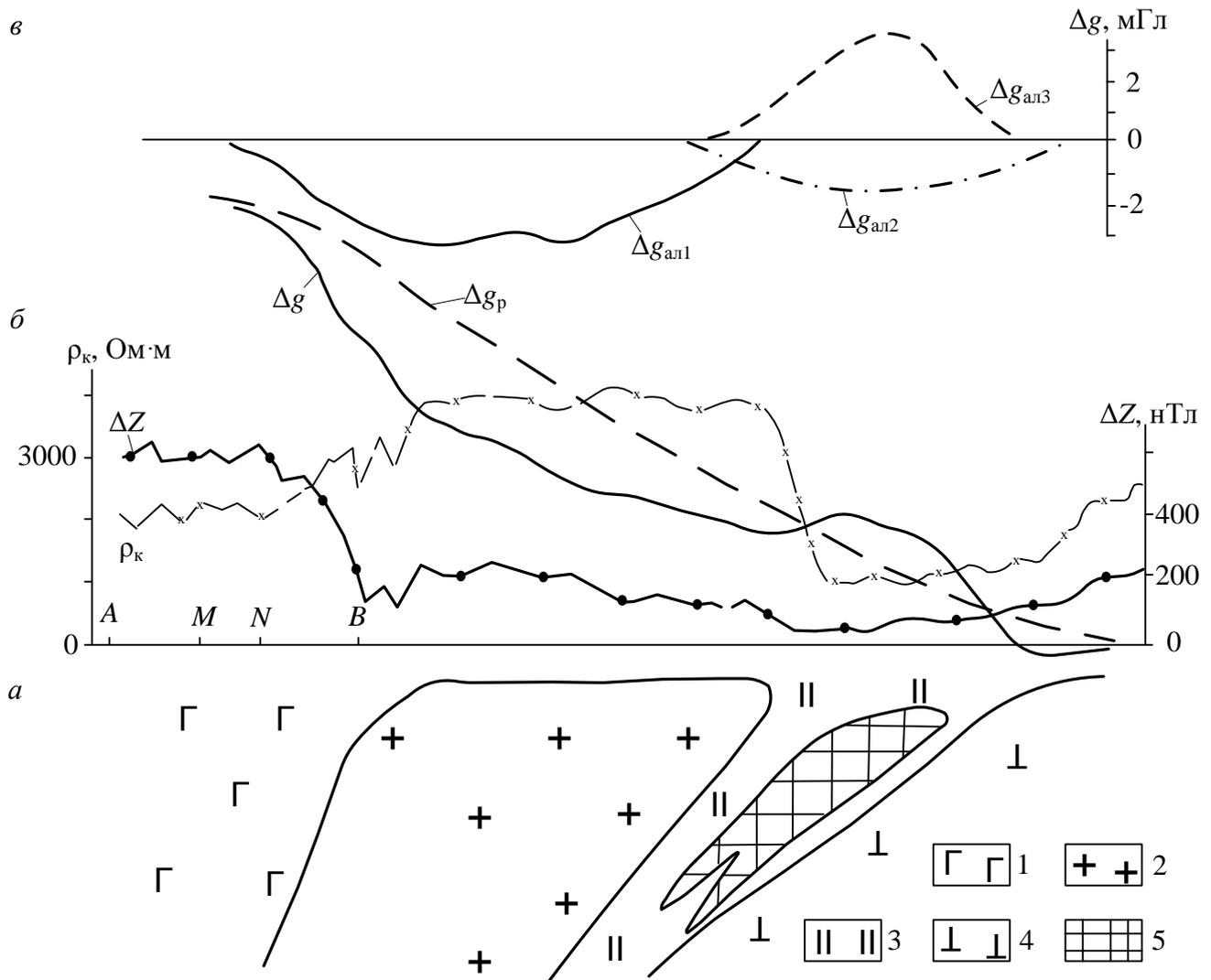


Рис. 22. Пример сложной аномалии силы тяжести, которая в совокупности с данными магниторазведки и электроразведки отражает присутствие в разрезе медноколчеданного месторождения комплекса геологических тел:
a – геологический разрез: 1 – базальты; 2 – гранитоиды; 3 – гидротермально измененные породы; 4 – туфы; 5 – руды; *б* – графики измеренного поля силы тяжести (Δg) и его регионального фона (Δg_p), магнитного поля (ΔZ), удельного сопротивления (ρ_k); *в* – графики локальных аномалий поля силы тяжести, отражающие присутствие в разрезе субинтрузии ($\Delta g_{ал1}$), зоны гидротермально измененных пород ($\Delta g_{ал2}$), рудной залежи ($\Delta g_{ал3}$)

О существовании нескольких локальных аномалий поля силы тяжести можно предположить по данным других геофизических методов. Так, присутствие субинтрузии гранитоидов, которым соответствует обширная отрицательная локальная аномалия гравитационного поля (1), отчетливо фиксируется ступенчатым понижением магнитного поля относительно уровня, характерного для базальтов, и увеличением в этом районе кажущегося сопротивления. Выход к

дневной поверхности зоны гидротермально измененных пород, которому соответствует локальная отрицательная аномалия (2), совпадает с областью минимальных значений магнитного поля и кажущегося сопротивления, что является довольно типичным признаком для ореолов окolorудных изменений. Существование в этой же области слабой локальной положительной аномалии силы тяжести (3) является следствием влияния рудных масс с аномально высокой плотностью. Слабость влияния рудной залежи связана с тем, что над ее верхней кромкой залегают низкоплотные породы (метасоматиты и кора выветривания), а также эффектом наложения положительной аномалии от руды на более обширную отрицательную аномалию от зоны гидротермалитов.

Необходимо подчеркнуть важность разделения аномалий силы тяжести, поскольку результаты их количественной интерпретации позволяют сформировать представления о пространственных контурах геологических тел, создающих эти аномалии. Данные же большинства других методов имеют значение для картирования неоднородностей в верхней части разреза.

Принципы комплексной интерпретации геофизических аномалий

Цель комплексной интерпретации данных различных методов состоит в том, чтобы выполнить классификацию геологических объектов, создающих достоверные аномалии, уделяя первоочередное внимание перспективным аномалиям.

Использование эталонных аномалий. Комплексная интерпретация может осуществляться с помощью как аналитических, так и вероятностно-статистических методов. Первым этапом интерпретации является построение рабочих (интерпретационных) физико-геологических моделей, которые позволяют задать некоторые априорные рамки и сузить неопределенность решения обратной задачи, выбрав наиболее вероятные варианты. В аналитических способах комплексной интерпретации геологические объекты и их параметры для ФГМ задаются в виде начальных приближений итерационного цикла решения обратной задачи. Интерпретатор должен представлять вид типичных аномалий, характерных для некоторого класса моделей геологических тел, подходящих для условий изучаемой среды. При этом учитываются ограничения, которые вытекают из представлений об априорной ФГМ и данных, полученных применявшимися геологиче-

скими (результаты проходки канав, шурфов, скважин), геохимическими и геофизическими методами.

Примером приемов решения обратных задач на участке проведения съемки методом заряда служит геологический разрез, построенный на основе комплексной интерпретации аномального поля заряда с учетом данных измерений магнитного поля и проходки скважин глубокого и картировочного бурения (рис. 5, б). При интерпретации аномального поля заряда использован набор некоторых теоретических аномалий электрического потенциала над типовыми объектами геологических разрезов рудных полей, приведенный на рис. 23.

Пособием по интерпретации локальных аномалий комплекса геофизических методов может служить таблица-схема, представляющая подборку аномалий от тел простейшей геометрической формы с аналитическими выражениями для вычислений полей в некоторых характерных точках (приложение 1).

Традиционными являются приемы визуального сопоставления аномалий, выделяемых по различным измеренным физическим полям. При анализе аномалий ориентируются по совпадению определенных признаков на установление меры аналогии исследуемых и эталонных объектов. В качестве эталонов используют геологические тела, детально изученные как геофизическими, так и геологическими методами, подтвержденные бурением и горными выработками.

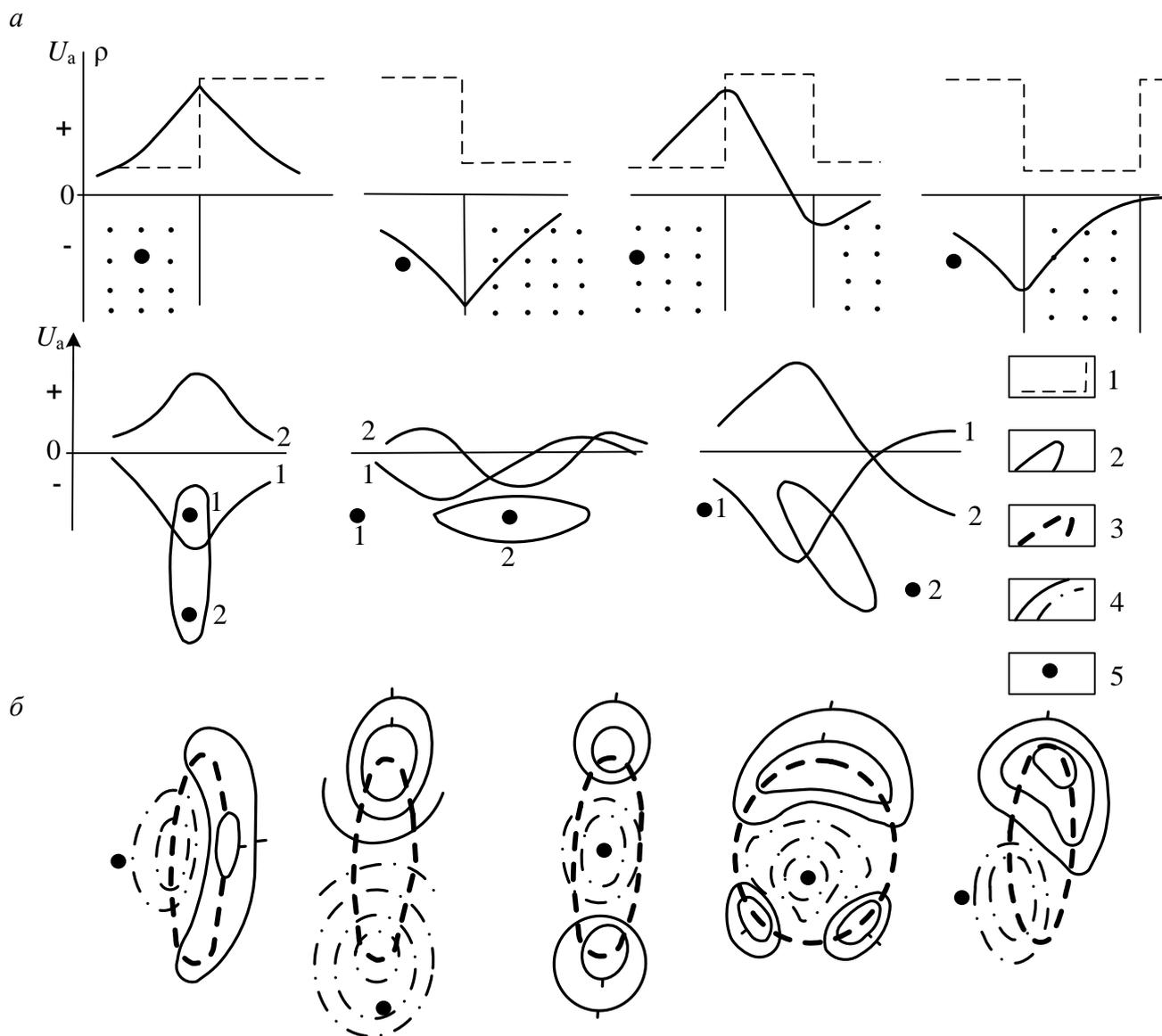


Рис. 23. Графики (а) и планы изолиний (б) аномального электрического потенциала (U_a) поля заряда в присутствии пластовых и сфероидальных тел:
 1 – графики удельного сопротивления (ρ) слоистых сред; 2, 3 – погруженный сфероидальный проводник в разрезе (2) и плане (3); 4 – изолинии положительного (сплошные линии) и отрицательного (штрихпунктирные линии) аномального потенциала; 5 – заряд

Фактически задача подготовки к комплексной интерпретации сводится к созданию физико-геологических моделей типовых объектов-эталонов. Например, составляется сводка признаков, по которым могут быть откартированы тектонические нарушения. К их признакам обычно относят: отрицательные аномалии гравитационного, магнитного полей, кажущегося сопротивления, связанные с разрыхлением пород в зоне нарушения, увеличением над ним коры выветривания. В ряде случаев нарушениям в плане соответствуют узкие полосы

резкого изменения поля, связанные с различием свойств двух блоков, разделенных разрывом. Для тектонических нарушений характерна линейность в проявлении отмеченных признаков. В качестве эталонных аномалий гравитационных и магнитных полей, фиксирующих проявления разрывной тектоники, может служить подборка, приведенная на рис. 24. Признаки разрывов выражаются в сгущении изолиний, смене ориентировки большой группы локальных аномалий, повторяющимся изломом аномалий, наличием линейно-вытянутых аномалий большой протяженности, смещении осей локальных аномалий или характерные деформации изолиний в определенном направлении. Все эти особенности аномальных полей можно видеть на рис. 24.

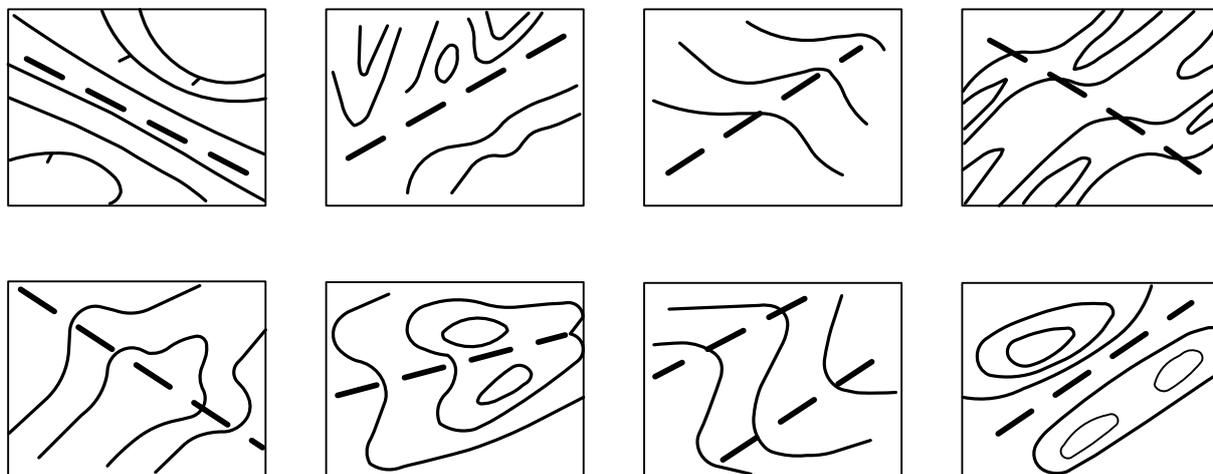


Рис.24. Примеры проявления тектонических нарушений (штриховые линии) в аномальных гравитационном и магнитном полях (по Г. Г. Кассину)

Разработаны специальные программы, позволяющие выделять и классифицировать комплексные аномалии в автоматическом режиме на основе некоторого набора эталонных образов типовых объектов. Результатом компьютерных способов распознавания образов являются прогнозные карты изученной территории с разбиением на несколько классов, характеризующихся различным набором признаков и имеющие определенное геологическое значение [2].

Одним из путей решения задачи диагноза геофизических аномалий является вычисление функций комплексного показателя (ФКП) θ , интегрированно обобщающих результаты измерений несколькими методами одновременно. Они служат для: 1) свертывания информации, полученной несколькими методами исследования; 2) приведения

наблюдений к уровню нормального поля; 3) выделения слабых аномалий; 4) разделения выявленных комплексных аномалий на перспективные и неперспективные [1].

Техника вычисления ФКП рассмотрена в разделах 3 и 5, а пример ее использования рассмотрен на материалах, послуживших основой при построении ФГМ для поисков месторождений урана (см. раздел 3, рис. 6). Полезность определения ФКП продемонстрирована также на рис 19.

Приводимое на рис. 6 отдельное вычисление ФКП для данных гравимагнитных исследований и поисковых методов электроразведки и радиометрии, связано с различием задач, которые ставятся перед этими комплексами. С помощью первых методов можно картировать выходы к дневной поверхности потенциально рудоносных сланцев и подстилающих карбонатных отложений. Как показано на рис. 6, эта задача решается успешно, и выявляемые аномалии ФКП (Θ_1) являются перспективными и локализуют участки для детальных поисков.

В случае применения поискового комплекса обнаружение аномалий ФКП для этого комплекса (Θ_2), подобной той, которая изображена на рис. 6, позволяет отнести ее к перспективным и рассматривать как признак присутствия уранового оруденения.

Количественная комплексная интерпретация наиболее эффективна для сильных аномалий, то есть при больших значениях показателей контрастности. Данные совокупности методов позволяют более надежно установить возможные ограничения, которые необходимо учитывать при применении интерпретационного аппарата математической физики. Наиболее успешным является метод подбора параметров аномалиеобразующих объектов, позволяющий получить решение прямой задачи, соответствующее эмпирическим данным об изучаемых полях.

Прежде чем перейти к построению детальной ФГМ осуществляется экспресс-интерпретация полей путем оценочных вычислений ожидаемых для модели аномалий и их сопоставления с реально измеренными полями на участке работ. Для этих целей можно воспользоваться уже упоминавшейся выше таблицей-схемой аномалий для тел правильной геометрической формы. Таблица дает представление о виде геофизических аномалий и их амплитуде при известных форме, размерах, условиях залегания и аномальности физических (плотност-

ных, магнитных, электрических) свойств большой группы объектов, моделирующих геологические тела.

Способ подбора. Для уточнения форм аномалиеобразующих геологических тел используется способ подбора, который предполагает отыскание их границ по полям для отдельных методов с учетом ограничений, вытекающих из данных других методов. Например, при интерпретации сложных гравиметровых аномалий по профилю необходимо предварительно определиться с уровнем региональной аномалии и создающей ее неоднородностью, а также с количеством и видом локальных аномалий, подлежащих количественной интерпретации. Существенную помощь при этом могут оказать данные других геофизических методов. Например, как это показано по материалам рис. 22, можно обосновать возможность выделения локальных аномалий от нескольких объектов и высказать предположения об их геологической природе.

По данным электроразведки часто удается установить положение кровли коренных горных пород и вероятные физические характеристики скрытых под наносами геологических тел (на основе корреляционных зависимостей между электрическими и другими физическими свойствами). Часто по аномалиям методов естественного электрического поля и вызванной поляризации проявляются участки рассеянной сульфидной минерализации, типичные для окколорудно-измененных пород. Пример подобных аномалий приведен в разделе 3 на рис. 10. Естественно, что имеет смысл геометризовать в пространстве эти участки, данные о выходах к дневной поверхности которых устанавливаются электроразведкой. Особый интерес представляет задача определить положение в пространстве рудных залежей, признаки существования которых заметны в аномальном поле силы тяжести и могут проявиться по данным специальных методов, например, метода переходных процессов.

Для реализации способа подбора в рамках каждого метода разработаны разнообразные программы. Например, применительно к методу ВЭЗ разработан набор программ как для ручной, так и машинной (компьютерной) интерпретации. Подбор сводится к сопоставлению наблюдаемых кривых с теоретически рассчитанными графиками для горизонтально-слоистой среды с известными параметрами (удельное сопротивление и мощность) слоев. Для снижения неоднозначности интерпретации используют данные о сопротивлении не-

которых опорных слоев или точно установленных границах на отдельных участках работ. Наиболее достоверные данные получают при наличии скважин.

Классификация геологических объектов на принципе самообучения

Этот принцип позволяет по совокупности геофизических данных разделить площадь исследований на некоторое число однородных (по совокупности признаков) классов (объектов), причем их геологическая природа может до определенного времени оставаться неясной. Для установления природы таких классов требуется выполнить геологические исследования (анализ проб, проходка скважин и др.), однако объем заверочных исследований невелик. Достаточно проанализировать данные по типичным представителям классов.

Примером реализации такого подхода могут служить материалы петрофизической классификации и картирования горных пород по данным измерений физических полей в скважинах [10]. Так, при разведке медноколчеданного месторождения Осеннее на Южном Урале было установлено, что рудовмещающая структура представляет сложно построенную вулкано-тектоническую депрессию, осложненную крутопадающими и межслоевыми нарушениями. Всего в разрезе месторождения выделялось около десятка разновидностей литотипов [11], представлявших сложный комплекс геологических тел. Определенные сложности возникали с установлением наименования пород, подвергшихся гидротермальному метасоматозу, а также с определением роли субвулканических липарито-дацитов в формировании месторождения.

Для классификации геологических объектов на месторождении были привлечены данные каротажа естественной радиоактивности (ГК), которые, как известно, наиболее тесно связаны с литологическими особенностями горных пород. По этому свойству легче всего определить тип породы, подвергшейся эпигенетическим преобразованиям и принявшей черты метаморфизованной разновидности. Построенная по результатам статистической обработки диаграмм ГК по методике, изложенной в разделе 3, дифференциальная кривая распределения радиоактивности изображена на рис. 25. Из этой кривой следует, что все рудовмещающие породы можно разделить на три статистически однородные совокупности (А, Б, В) и определить границы

между ними (9 и 25 мкР/час) для построения петрорадиоактивных разрезов.

Результаты анализа химического состава показали, что радиоактивность рудовмещающих пород возрастает пропорционально увеличению кремнезема (47,6, 57,3, 65,7 %) и калия (1,9, 3,3, 4,8 % K_2O) и положительно коррелируется с повышением кислотности пород, которая в свою очередь отражает последовательность поступления в изучаемый массив магматических инъекций. Построенные петрофизические разрезы значительно проще геологических разрезов и наглядно отражают структурные особенности и историю формирования месторождения. Для этого на петрорадиоактивный разрез наложены контуры зон, отражающие степень сульфидной минерализации пород, установленные в результате статистической обработки диаграмм метода электродных потенциалов (МЭП). Данные метода фиксируют степень рудной концентрации ($>0,65$, $0,65-0,3$, $<0,3$), соответствующую уровню сплошных руд (класс Р), сильно измененных и сульфидизированных пород (класс С) и слабо измененных окolorудными процессами участков разреза.

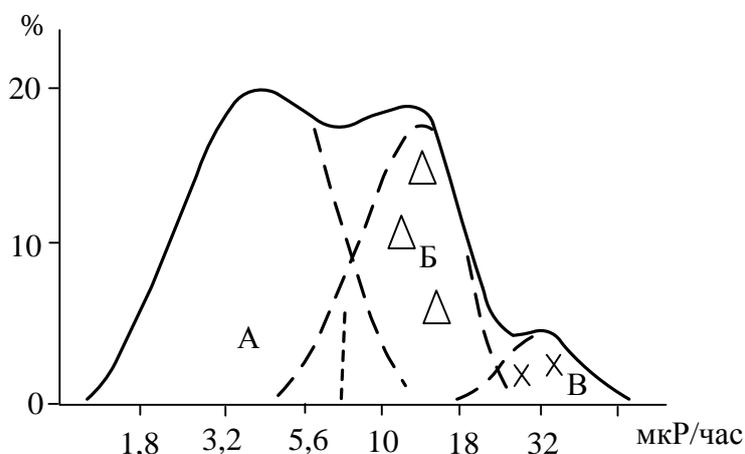


Рис. 25. Дифференциальная кривая распределения гамма-активности рудовмещающих пород медноколчеданного месторождения Осеннее

Результаты классификации геологических объектов по данным измерений двух геофизических полей на принципах самообучения с помощью статистического способа позволили построить петрофизические разрезы, на которых породы разделены на обоснованное огра-

ниченное число классов, отражающих главные черты рудоносной структуры.

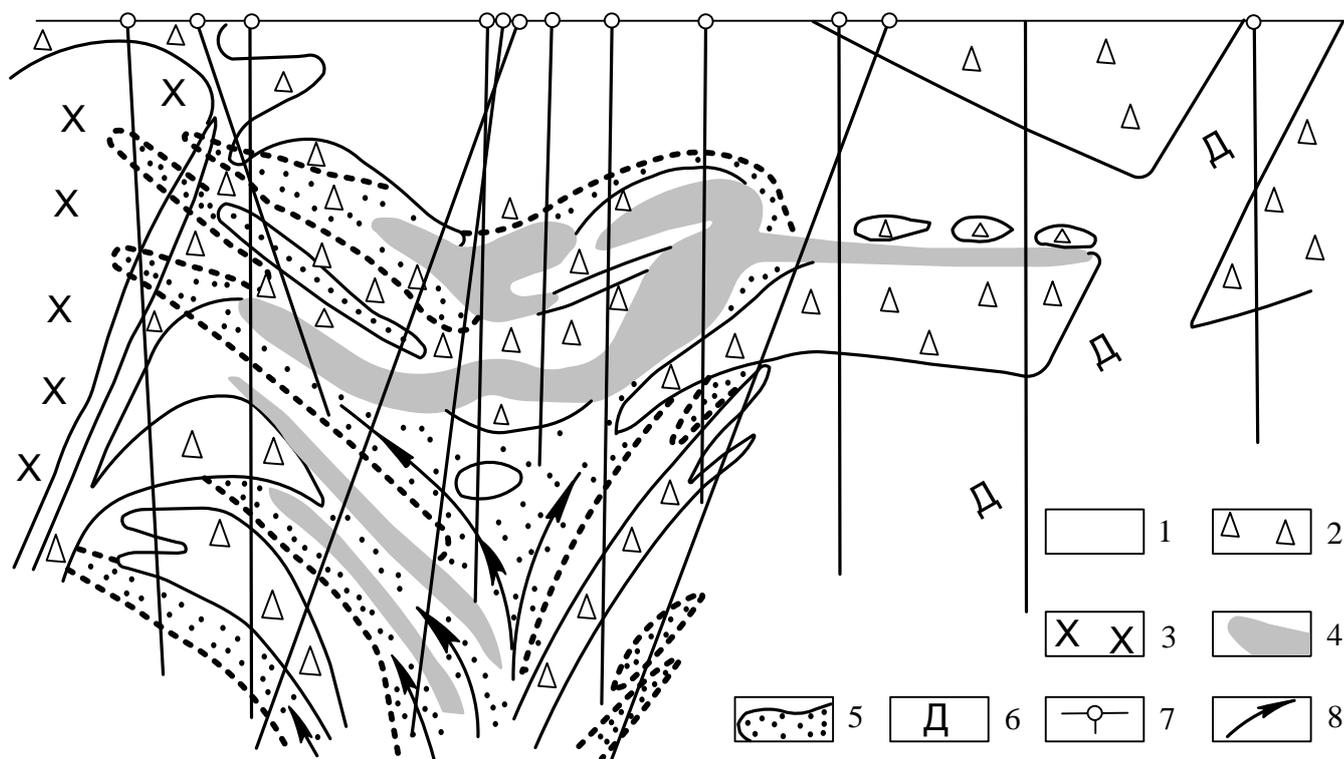


Рис. 26. Петрофизический разрез (классификация по двум геофизическим полям: ГК и МЭП) медноколчеданного месторождения Осеннее: 1, 2, 3 – петрорадиоактивные группы пород А, Б и В, соответственно; 4 – сплошные руды (класс Р); 5 – богатая сульфидная минерализация (класс С); 6 – дайка основных пород; 7 – скважины; 8 – предполагаемые пути движения рудоносных растворов

Один из таких разрезов приведен на рис. 26. Из него видно, что в массив, сложенный комплексом вулканогенных пород основного состава (комплекс пород класса А с низкой радиоактивностью), на завершающей стадии активного вулканизма по субвертикальной тектонической зоне внедрились субинтрузии кислых пород (липарито-дацитовые порфиры – класса Б по радиоактивности). Эти породы имеют силлобразную форму с корнями, уходящими на глубину. На заключительной стадии вулканизма ранее формировавшая толща была прорвана интрузией (сиенит-диориты класса В с наибольшей радиоактивностью). Поступление рудоносных растворов происходило по каналу, уже пройденному субинтрузиями липарит-дацитов, кото-

рые в верхней части перекрыли сквозную тектоническую зону, образовав экранированную структуру с участками повышенной проницаемости на контактах кислых и основных пород. Эти участки брекчирования и явились теми самыми резервуарами, в которых накапливались рудообразующие смеси.

Контуры зон, отражающих классы пород с высокой и умеренной степенью сульфидной минерализации (классы Р и С, соответственно) фиксируют картину проникновения рудных растворов с глубоких горизонтов вверх по узкому субвертикальному каналу. Очевидно, что в верхней части разреза происходило распределение этих растворов по экранированным пологим участкам брекчирования на контактах вулканогенных и субинрузивных пород, где увеличивалась концентрация рудного вещества. По данным комплексной интерпретации геофизических полей медноколчеданное месторождение Осеннее является типичным представителем корневых рудных полей II рода, геологические модели которых рассмотрены в разделе 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

Основная:

1. *Вахромеев Г. С.* Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 152 с.

2. *Комплексирование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика* / Под ред. В. В. Бродового, А. А. Никитина М.: Недра, 1984. – 384 с.

3. *Никитин А. А., Хмелевской В. К.* Комплексирование геофизических методов: Учебник для вузов. Тверь: ООО Изд. «ГЕРС», 2004. – 294 с.

Дополнительной:

4. *Виноградов А. М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 187 с.

5. *Геофизические методы разведки рудных месторождений.* / В. В. Бродовой, В. Д. Борцов, Л. Е. Подгорная и др. / Под ред. В. В. Бродового. М.: Недра, 1990. – 296 с.

6. *Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых* / Под ред. П. В. Вишневого, Г. С. Вахромеева, И. Л. Шаманского. М.: Недра, 1984. – 223 с.

7. *Геофизические поиски рудных месторождений* / Под ред. В. А. Кличникова. Алма-Ата: Каз.ФВИРГ, 1970. – 610 с.

8. *Кассин Г. Г.* Геофизические методы на региональном этапе геологоразведочного процесса. Екатеринбург: УГГА, 1996. – 104 с.

9. *Рудные месторождения СССР* / Под ред. В. И. Смирнова. Том 3. М.: Недра, 1974. – 392 с.

10. *Сапожников В. М.* Использование диаграмм каротажа для петрофизического картирования рудовмещающих горных пород. Методика поисков и разведки глубокозалегающих рудных месторождений. Вып. 1. Межвуз. науч. темат. сб. Свердловск: изд. УПИ, 1977. С. 11 – 19.

11. *Сапожников В. М., Голиков Ю. В., Берг Л. Я.* Опыт объемного петрофизического картирования рудовмещающих пород месторождения Осеннее. Методика поисков и разведки глубокозалегаю-

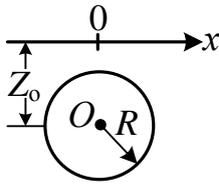
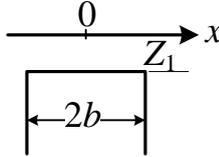
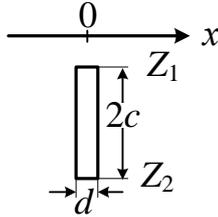
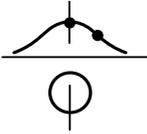
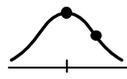
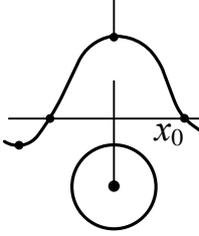
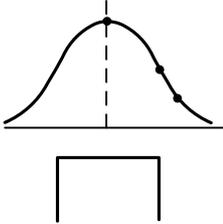
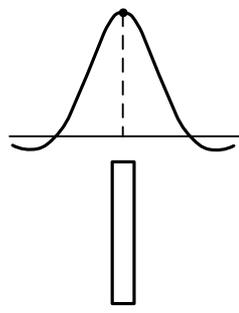
щих рудных месторождений. Вып. 1. Межвуз. науч. темат. сб. Свердловск: изд. УПИ, 1977. С. 20 – 27.

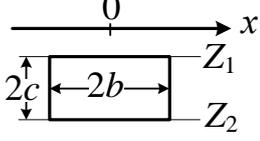
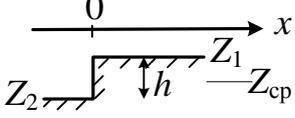
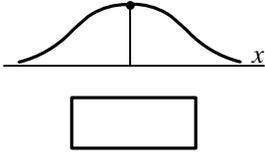
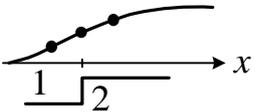
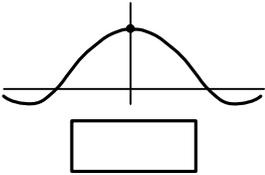
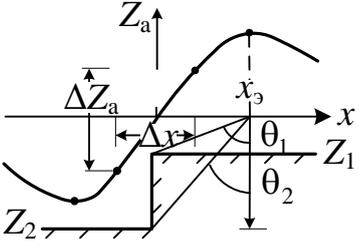
12. Сапожников В. М., Шевченко В. Г. Теория и методика электроразведки в градиентных средах. Л.: Недра, 1992. – 135 с.

13. *Электроразведка рудных полей методом заряда* / М. В. Семенов, В. М. Сапожников, М. М. Авдевич, Ю. В. Голиков. Л.: Недра, 1984. – 216 с.

**Сводка формул для вычисления значений
аномальных полей в характерных точках**

1		Ш	ПШ _Г	ПШ _В
2	разрез			
3	Δg_a^3	$\frac{4G\pi a^3 \Delta\sigma}{3Z_0^2}$ $x_{1/2} = 0,77Z_0$	$\frac{2G\pi a^3 \Delta\sigma}{3Z_0^2} \left(1 \pm \frac{3a}{4Z_0} \right)$	$\frac{2G\pi a^3 \Delta\sigma}{3Z_0^2}$ $x_3 = \frac{3}{8}a$
4	Z_a^3	$\frac{8\pi a^3 J}{3Z_0^3}$ $x_0 = \pm Z_0 \sqrt{2}$ $x_{3,2} = \pm 2Z_0$ $Z_{a2}^3 = -0,036Z_a^3$	$\frac{4\pi a^3 J}{3Z_0^3} \left(1 \pm \frac{9a}{8Z_0} \right)$	$\frac{4\pi a^3 J}{3Z_0^3}$ $x_3 = \frac{3}{8}a$
5	ρ_k^3 η_k^3	$\frac{2\kappa_1 \rho_1 a^3}{Z_0^3}$	$\frac{2\rho_1(\mu - 1)a^3}{5\mu + 1} \times$ $\times \left(\frac{1}{Z_0^3} \pm \frac{9a}{8Z_0^4} \right)$	$\frac{\rho_1(\mu - 1)a^3}{(\mu + 2)Z_0^3}$

1		Ц	МП	ТП
2	разрез			
3	Δg_a^3	$\frac{2G\pi R^2 \Delta\sigma}{Z_0^2}$ $x_{1/2} = \pm Z_0$ 	$\pm \infty$	$2Gd\Delta\sigma \ln \frac{Z_2}{Z_1}$ $x_{1/2} = \pm \sqrt{Z_1 Z_2}$ 
4	Z_a^3	$\frac{2\pi R^2 J}{Z_0^2}$ $x_{\min} = \pm Z_0 \sqrt{3}$ $x_0 = \pm Z_0$ 	$4J \operatorname{arctg} \frac{b}{Z_1}$ $x_{1/2} = \pm \sqrt{b^2 + Z_1^2}$ $x_{1/4} = \pm \sqrt{x_{1/2}^2 + 2Z_1 x_{1/2} }$ 	$2Jd \left(\frac{1}{Z_1} - \frac{1}{Z_2} \right)$ 
5	ρ_k^3 η_k^3	$\frac{2\kappa\rho_1 R^2}{Z_0^2}$	$\frac{2\rho_1(\mu-1)}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{b}{Z_1}$	$\frac{\rho_1 d}{\pi m} \left(\frac{1}{Z_1} - \frac{1}{Z_2} \right)$ $m = \frac{\mu}{\mu-1} - \frac{c}{b+c}$ $d = 2b$

1		Пр	У
2	разрез		
3	Δg_a^3	$2G\Delta\sigma \left\{ b \ln \frac{Z_2^2 + b^2}{Z_1^2 + b^2} + 2(f_2 - f_1) \right\}$ $f_i = Z_i \operatorname{arctg} \frac{b}{Z_i}$ 	$2\pi Gh\Delta\sigma$ $x_3 \rightarrow \infty$ $x_{1/2} = 0$ $x_0 \rightarrow -\infty$ $x_{1/4} = -Z_{cp}$ $x_{3/4} = Z_{cp}$ 
4	Z_a^3	$4J \left(\operatorname{arctg} \frac{Z_2}{b} - \operatorname{arctg} \frac{Z_1}{b} \right)$ 	$Z_a = 2J(\theta_1 - \theta_2)$ $\theta_{1,2} = \operatorname{arctg} \frac{x}{Z_{1,2}}$ $x_0 = 0$ $x_3 = \pm \sqrt{Z_1 Z_2}$ $x = 0 \quad \Delta Z_a / \Delta x = \frac{2J}{Z_1}$ 
5	ρ_k^3 η_k^3	$\frac{2\rho_1}{\pi m} \left(\operatorname{arctg} \frac{Z_2}{b} - \operatorname{arctg} \frac{Z_1}{b} \right)$ $m = \frac{\mu}{\mu - 1} - \frac{c}{b + c}$	$\rho_{ка} = \rho_1 \frac{(\mu - 1)(\theta_1 - \theta_2)}{\mu\pi}$ <p>при $\rho_2 = \rho_1$</p> $\eta_{ка} = (\eta_2 - \eta_1) \frac{\theta_1 - \theta_2}{\pi}$

Пояснения

Аномальные геофизические поля: гравитационное (Δg_a), магнитное (Z_a), удельное сопротивление ($\rho_{ка}$) и поляризуемость ($\eta_{ка}$).

Тела: шар (Ш), полушары вертикальный (ПШ_В) и горизонтальный (ПШ_Г), цилиндр (Ц), мощный пласт (МП), тонкий пласт (ТП), прямоугольная прямая призма (ПР), вертикальный уступ (У).

Размерности: линейные величины в м, $\Delta\sigma$ -избыточная плотность в г/см³; $G=6,67\cdot 10^3$ внесистемный вариант гравитационной постоянной, позволяющий получать Δg_a в мГл; $\Delta\chi$ -избыточная магнитная восприимчивость в системе СГС ($\Delta\chi_{СГС}=4\pi\cdot\Delta\chi_{СИ}$); J_i -интенсивность вертикального намагничивания: $J_i=\Delta\chi\cdot Z_n$; Z_n – нормальное поле Земли: $Z_n\approx 0,5$ Э; 1 Эрстед= 10^5 нТл.; $\arctg x$ в радианах; ρ_1 и ρ_2 – удельное сопротивление вмещающей среды и тела, соответственно; $\mu=\rho_2/\rho_1$; $K=(\mu-1)/(\mu+1)$; $K_1=(\mu-1)/(2\mu+1)$; $\rho_k=\rho_1+\rho_{ка}$; $\eta_k=1-\rho_k/\rho_k^*$; $\rho_1^*=\rho_1/(1-\eta_1)$; $\rho_2^*=\rho_2/(1-\eta_2)$; $\mu^*=\rho_2^*/\rho_1^*$; $\rho_k^*=\rho_1^*+\rho_{ка}^*$; $\eta_{ка}=\eta_k-\eta_1$; графики $\rho_{ка}$ и $\eta_{ка}$ подобны графикам Z_a ; $x_э=0$ (кроме уступа).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
1. ПРЕДПОСЫЛКИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ.....	5
2. НОРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ. НЕКОТОРЫЕ СПОСОБЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ.....	7
Нормальное поле.....	8
Стохастический способ определения нормального поля.....	9
Геофизические аномалии.....	15
3. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	17
Геологическая модель. Примеры геологических моделей рудных полей.....	18
Модели петрофизические и физических полей.....	23
Пример физико-геологической модели.....	24
4. ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПО ДАННЫМ РУДНОГО КАРОТАЖА.....	29
Кодирование диаграмм ГИС.....	29
Статистическая обработка результатов кодирования.....	31
Построение типовой физико-геологической колонки.....	34
5. ВЫБОР КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ.....	35
Выбор геофизического комплекса для картирования разрывных нарушений.....	38
Пример формирования поискового комплекса геофизических методов.....	48
6. ТОЧНОСТЬ НАБЛЮДЕНИЙ.....	51
7. ОБОСНОВАНИЕ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ.....	52
8. ВЫДЕЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И ИХ КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.....	56
Выделение аномалий.....	56
Принципы комплексной интерпретации Геофизических аномалий.....	61
Классификация геологических объектов на принципе самообучения	67
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	71
ПРИЛОЖЕНИЕ 1.....	73

Учебное издание

Вадим Михайлович Сапожников

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Учебное пособие

Редактор: И. В. Козлов

Компьютерная верстка: Г. А. Косаревой,
Н. Д. Вдовичак

Подписано в печать 04.10.2010 г. Бумага писчая. Формат 60x84 1/16.
Печать офсетная. Гарнитура Times New Roman.
Печ. л. 4,8. Уч.-изд. л. 2,49. Тираж 200.

Издательство УГГУ
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральский государственный горный университет
Отпечатано с оригинал-макета
в лаборатории множительной техники УГГУ