

11-163/1
3
А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
У Р А Л Ь С К И Й Ф И Л И А Л

вып. 3

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

1965

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ УРАЛА

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ СБОРНИК
№ 4

СВЕРДЛОВСК

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ УРАЛА

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ СБОРНИК

№ 4

СВЕРДЛОВСК

553.3/4.083

В отдельных статьях сборника излагаются результаты теоретических исследований в области развития и усовершенствования методов и аппаратуры геофизической разведки, приводятся материалы по их опробованию и применению для решения ряда геологических задач в условиях Урала и Казахстана.

Сборник рассчитан на широкий круг инженеров-геофизиков и научных работников, проводящих геофизические исследования.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Уральского филиала АН СССР

п46554
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

Ответственный редактор Н. А. Иванов

Редакционная коллегия:

Г. М. Воскобойников, П. Ф. Родионов, И. Н. Сенько-Булат-
ный, Д. Е. Конищев, З. И. Борисова (секретарь)

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

ВЫП. 3

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ

1965

Ю. П. БУЛАШЕВИЧ, Н. И. ХАЛЕВИН, А. Н. ТИМОФЕЕВ, А. А. КУЗНЕЦОВ

К ВЫБОРУ МЕСТА ЗАЛОЖЕНИЯ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ НА УРАЛЕ

В статье рассматриваются вопросы комплексных геолого-геофизических исследований на Урале, которые должны предшествовать бурению сверхглубокой скважины. На основе проведенного анализа сформулирован круг поставленных задач и указаны ориентировочные места заложения скважины.

В последнее время большое внимание уделяется обоснованию необходимости бурения на территории СССР нескольких сверхглубоких скважин в связи с изучением земной коры. Этому вопросу посвящен ряд опубликованных работ (1, 5, 6, 11, 12 и др.).

В 1961 г. комиссия в составе представителей Института геофизики и Института геологии Уральского филиала АН СССР, а также Уральского геологического управления дала обоснованное заключение о необходимости проведения комплекса геолого-геофизических исследований в целях наиболее целесообразного выбора места заложения сверхглубокой скважины на Урале. Материалы комиссии были одобрены ученым советом Института геофизики Уральского филиала АН СССР и доложены на сессии экспертного геологического совета Министерства геологии и охраны недр СССР, созванной в ноябре 1961 г.

В настоящее время региональное изучение Урала геофизическими методами, проводимое Уральским геологическим управлением при участии Института геофизики и другими организациями, получило значительное развитие. Накоплен фактический материал, который может явиться исходной базой для дальнейшего планирования исследований по выбору места заложения сверхглубокой скважины на Урале.

В статье приводятся геолого-геофизические данные для составления предэскизного проекта таких исследований и отражен ряд спорных или еще неясных вопросов, которые должны получить свое решение в результате выполнения проекта.

1. ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ БУРЕНИЯ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ НА УРАЛЕ

Бурение сверхглубоких скважин на территории Советского Союза предусматривает решение ряда задач, связанных с изучением земной коры различных структурно-тектонических областей и выяснением природы вещества верхней мантии [1].

Бурение сверхглубокой скважины на Урале проектируется в целях наиболее полного изучения геосинклинального комплекса и подстилающего его гранитного слоя, а также вероятного вскрытия верхней части базальтового слоя на глубинах, не превышающих 15 км [1]. В результате бурения

такой скважины и проведения комплексных геолого-геофизических и геохимических исследований могут быть непосредственно выяснены следующие важнейшие вопросы строения земной коры геосинклинальных областей:

- 1) мощность, состав и последовательность залегания пород геосинклинального комплекса;
- 2) характер переходной зоны от геосинклинального комплекса к образованиям «гранитного» слоя;
- 3) мощность и состав образований, относящихся к «гранитному» слою;
- 4) особенности переходной зоны от «гранитного» слоя к «базальтовому»;
- 5) физико-химические изменения пород с глубиной;
- 6) пути проникновения магматического вещества и источники рудных образований;
- 7) физические свойства пород и природа границ раздела;
- 8) изменение температуры с глубиной и термодинамические условия на больших глубинах.

Таким образом, будет получена информация, представляющая реальную основу для познания глубинного строения земной коры на Урале. Вместе с тем, повысится достоверность геологической интерпретации геофизических данных и откроются новые возможности в решении проблемы металлогении и прогноза глубинного распространения полезных ископаемых.

2. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах рассматриваемой нами части Уральской геосинклинальной области ($51^{\circ}20' - 58^{\circ}40'$ с. ш.) выделяется ряд субмеридиональных структурно-тектонических зон, характеризующихся определенными особенностями гравитационных и магнитных аномалий (рис. 1).

В пределах южной части Предуральского погружения (рис. 1, I) гравитационное поле характеризуется значительными отрицательными аномалиями Буге. В северной его части интенсивность аномалий увеличивается и в отдельных местах они становятся положительными. Зоны прилегающих с востока поднятий, включая зону Центрально-Уральского поднятия (рис. 1, IV), по аномалиям силы тяжести мало отличаются от Предуральского погружения за исключением части Центрально-Уральского поднятия, примыкающей к Уфимскому амфитеатру с востока.

К северу от широты г. Челябинска Тагило-Магнитогорский синклинирий (рис. 1, V) характеризуется положительными, в целом более интенсивными, аномалиями Буге над отдельными частями западного габбро-перидотитового пояса. По интенсивности аномалий Буге в синклинории (погружении) выделяется Тагило-Кушвинский район.

Севернее г. Челябинска зона положительных аномалий Буге выходит за пределы восточной границы Тагило-Магнитогорского погружения и занимает значительные районы Восточно-Уральского поднятия (рис. 1, VI). Однако в отличие от Тагильского погружения, в пределах этой части поднятия положительные аномалии Буге разделяются несколько меньшими по площади зонами отрицательных значений аномалий или близких к нулевым. Между 55 и 56° с. ш. область положительных аномалий захватывает три структурно-тектонические зоны: Тагильское погружение (рис. 1, V), Восточно-Уральское поднятие (рис. 1, VI) и Восточно-Уральское погружение (рис. 1, VII). К югу от г. Челябинска на протяжении 100 км Тагило-Магнитогорское погружение и Восточно-Уральское поднятие отличаются преобладанием близких к нулевым значений и отчасти отрицатель-

ский синклино-
локализованными
точно-Уральского
ачения аномалий
гся две зоны по-

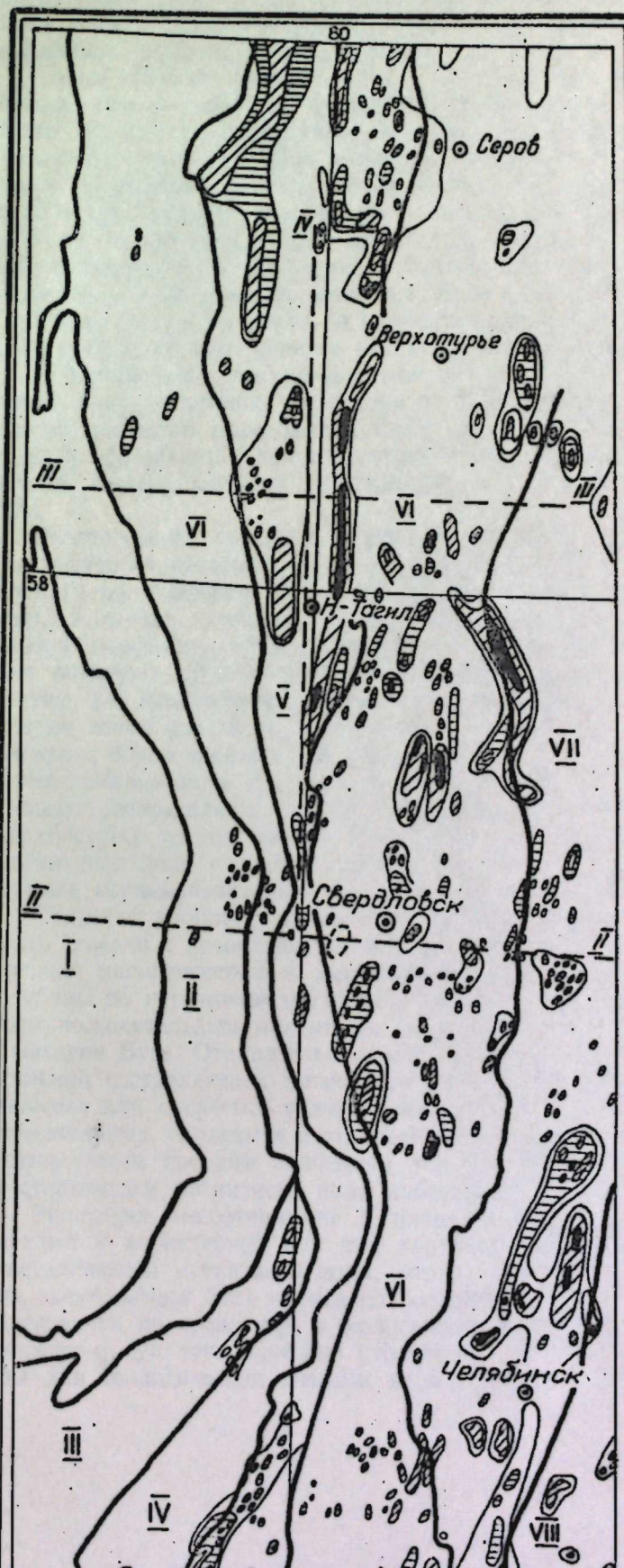
щади Урала в
хтером распреде-
рация зон поло-
пределах Тагиль-
на, в основном,
овных образова-
более глубоких
мечается приуро-
зонам распро-
твенно к грани-

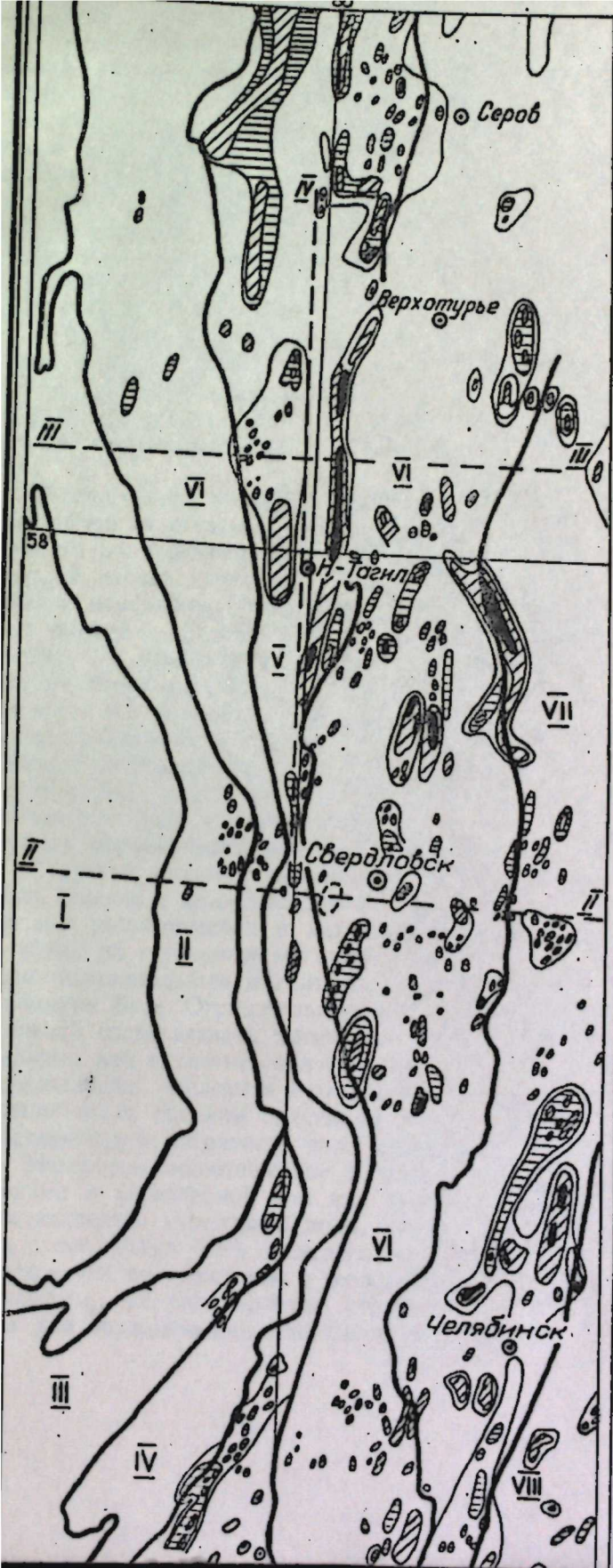
горское погру-
поднятия. Ха-
ространиению ос-
тно, и в глубине
альского подня-

магнитного поля
е аномалии маг-
ниты, серпенти-
преимущественно
ого погружения
к его краевым
о поля соответ-
основными глу-
н. Поэтому они
ми аномалий от-
разом, в припо-
по аномалиям
сих зон, фикси-

ого поля может
осадочных или
с увеличением
учаях интенсив-
положительные
аномалий верти-
гствуют отрица-
соответствие по-
аномалий Буге
й вертикальной
еже.

тектоническими
и вертикальной
дельных местах
физических ис-
относится к тем
или, недоступ-





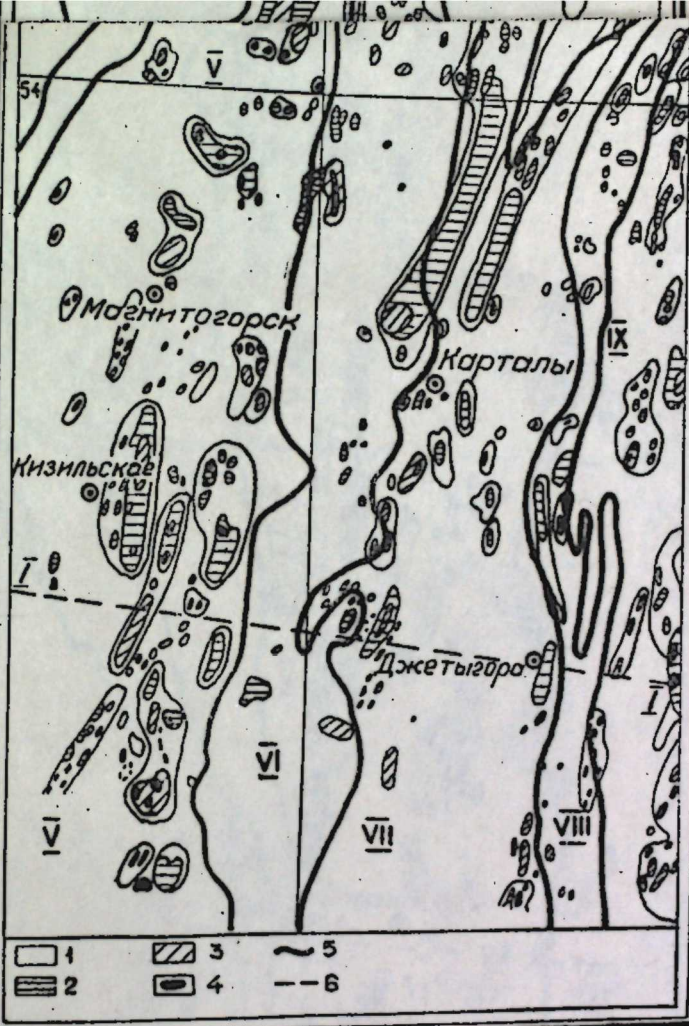


Рис. 1. Схематическая карта магнитных аномалий и тектоники Урала (составил А. Н. Тимофеев).

1 — магнитные поля напряженностью менее 500 т; 2 — то же, выше 500 т; 3 — то же, выше 1000 т; 4 — то же выше 2000 т; 5 — границы основных структур по И. Д. Соболеву; 6 — проектируемые профили ГСЗ.

I — Предуральское варисское погружение. Слабодислоцированные палеозойские, частично верхнепротерозойские отложения на докембрийском складчатом основании; II — Западно-Уральская зона складчатого палеозоя. Сильно дислоцированные отложения на верхнепротерозойско-кембрийском складчатом основании; III — Башкирское верхнепротерозойское поднятие. Дислоцированные верхнепротерозойско-кембрийские отложения на нижнепротерозойском кристаллическом основании; IV — Центральное-Уральское верхнепротерозойско-кембрийское поднятие. Сильно дислоцированные верхнепротерозойско-кембрийские отложения на нижнепротерозойском кристаллическом основании; V — Тагильско-Магнитогорское погружение. Дислоцированные ордовикские и палеозойские отложения на верхнепротерозойско-кембрийском складчатом основании; VI — Восточно-Уральское палеозойское поднятие. Дислоцированные ордовикские и среднепалеозойские отложения на складчатом верхнепротерозойско-кембрийском основании; VII — Восточно-Уральское погружение. Дислоцированные ордовикские средние- и верхнепалеозойские отложения на складчатом верхнепротерозойско-кембрийском основании; VIII — Зауральское палеозойское геоструктурное поднятие. Погребенные под мезо-кайнозойскими платформенными осадками дислоцированные ордовикско-среднепалеозойские отложения; IX — Притобольское палеозойское погружение. Скрытые под мезо-кайнозойскими осадками относительно слабо дислоцированные средние- и верхнепалеозойские отложения.

ными значениями аномалий Буге. Еще южнее Магнитогорский синклинорий, в отличие от Тагильского, характеризуется более локализованными зонами положительных аномалий Δg . В южной части Восточно-Уральского погружения (рис. 1, VII) наблюдаются положительные значения аномалий Буге небольшой интенсивности, на фоне которых отмечаются две зоны повышенных положительных значений.

Таким образом, северная часть рассматриваемой площади Урала в общих чертах отличается от южной интенсивностью и характером распределения аномалий и аномальных зон. Значительная концентрация зон положительных аномалий Буге повышенной интенсивности в пределах Тагильского погружения и Восточно-Уральского поднятия связана, в основном, с большим распространением здесь основных и ультраосновных образований как вблизи поверхности земли, так, по-видимому, и в более глубоких частях земной коры. При этом, в большинстве случаев, отмечается приуроченность положительных аномалий Буге к установленным зонам распространения основных пород, а отрицательных — преимущественно к границам, осадочным или древним метаморфическим толщам.

В южной части рассматриваемой области Урала Магнитогорское погружение более отчетливо отделяется от Восточно-Уральского поднятия. Характер аномалий Буге соответствует здесь меньшему распространению основных образований (как с поверхности земли, так, вероятно, и в глубине земной коры). Особенно это характерно для Восточно-Уральского поднятия.

Распределение аномалий вертикальной составляющей магнитного поля отличается от аномалий Буге. Интенсивные положительные аномалии магнитного поля связаны с ультраосновными (перидотиты, дуниты, серпентинит), а также, отчасти, с основными образованиями (преимущественно габбро, порфириды). Так, в пределах Тагило-Магнитогорского погружения они образуют субмеридиональные полосы, приуроченные к его краевым частям. По имеющимся данным, такие аномалии магнитного поля соответствуют зонам разломов, заполненным основными и ультраосновными глубинными образованиями, выходящими на поверхность земли. Поэтому они более локализованы и в силу характера связи с источниками аномалий отражают распределение основных образований, главным образом, в приповерхностных частях земной коры. Это дает возможность по аномалиям магнитного поля уточнять границы структурно-тектонических зон, фиксируемые ограничивающими их глубинными разломами.

С другой стороны, понижение напряженности магнитного поля может быть связано с преобладанием в верхней части земной коры осадочных или кислых магматических и метаморфических образований и с увеличением глубины до источников магнитных аномалий. Во многих случаях интенсивным положительным магнитным аномалиям соответствуют положительные аномалии Буге. Отрицательным или «нулевым» значениям аномалий вертикальной составляющей магнитного поля в среднем соответствуют отрицательные или «нулевые» значения аномалий Буге. Прямое соответствие положительных, «нулевых» и отрицательных средних значений аномалий Буге аналогичным средним значениям тех же знаков аномалий вертикальной составляющей магнитного поля наблюдается значительно реже.

Некоторое несоответствие в плане между структурно-тектоническими зонами и характерной для них картиной аномалий Буге и вертикальной составляющей магнитного поля, которое наблюдается в отдельных местах на схеме, может быть объяснено большей глубинностью геофизических исследований по сравнению с геологическими. Особенно это относится к тем участкам, где тектонические структуры, создающие аномалии, недоступны для геологических методов исследований.

Кроме структурно-тектонических особенностей, аномалии Буге и, в некоторой степени, аномалии магнитного поля нередко «контролируют» распределение месторождений полезных ископаемых или структур, с которыми они связаны. Как было указано выше, Тагило-Кушвинский горнорудный район характеризуется положительными аномалиями Буге повышенной интенсивности. Аналогичная связь в ряде случаев отмечается и для других известных рудных узлов, однако наиболее отчетливо она проявляется в Тагило-Кушвинском районе.

При более детальном анализе геофизических материалов можно заметить, что средняя часть рассматриваемой площади — в пределах $54^{\circ}20'$ и $57^{\circ}20'$ с. ш. — по характеру гравитационных и магнитных аномалий заметно отличается от северной и южной частей Урала. Здесь нередко аномалии имеют изометричную форму, тогда как южнее и севернее они более вытянуты в близком к меридиональному направлению. Такое изменение характера аномалий, по-видимому, объясняется тем, что здесь отмечается более интенсивная складчатость, значительна степень метаморфизма и более широко развиты интрузивные образования преимущественно кислого состава.

В результате детального анализа геофизических данных уральский геосинклинальный комплекс в рассматриваемых пределах и, в частности, Тагило-Магнитогорский синклинорий, по тектоническому строению можно разделить на три части: 1 — северную (севернее широты $57^{\circ}20'$); 2 — среднюю (между $54^{\circ}00'$ — $57^{\circ}20'$ с. ш.); 3 — южную (южнее широты $54^{\circ}00'$).

В северной части в пределах Тагильского синклинория толщи эффузивно-осадочных пород, в основном силуро-девонского возраста, отличаются относительно спокойным залеганием (сравнительно со средней зоной) и распространены на значительных площадях. Подобная же картина наблюдается и в Магнитогорском синклинории южнее 54° с. ш., однако здесь вблизи поверхности земли развиты толщи более молодых пород, залегающих относительно еще более спокойно, с малыми углами падения.

Указанное разделение рассматриваемой площади на три части, в основном по характеру гравитационного поля, иллюстрируется и прилагаемыми к настоящей работе профилями (рис. 2, 3, 4, 5).

Геосинклинальный комплекс отложений, вскрытие которого на полную мощность является одной из основных задач бурения сверхглубокой скважины на Урале, составляет верхнюю часть земной коры Тагило-Магнитогорского синклинория и других аналогичных тектонических структур (см. рис. 1). В пределах Тагило-Магнитогорского погружения сосредоточена практически главная часть месторождений полезных ископаемых, являющаяся основной промышленной базой Урала. Надо сказать, что фонд месторождений, залегающих вблизи поверхности Земли, в значительной степени исчерпан, особенно на Среднем Урале. Поэтому для правильного направления поисков новых, сравнительно глубоко залегающих месторождений, представляется необходимым изучение глубинного геологического строения прежде всего Тагило-Магнитогорского погружения. Место заложения сверхглубокой скважины целесообразно выбрать в районе одного из наиболее важных рудных узлов, где сосредоточены крупные залежи полезных ископаемых и производственные мощности, связанные с их извлечением и переработкой, и накоплен опыт бурения скважин. Такие районы, как правило, достаточно обжиты и геологически более полно изучены.

Районы Урала севернее 60° с. ш. труднодоступны для геолого-геофизических исследований. Поэтому в настоящее время их нерационально рассматривать при выборе места бурения сверхглубокой скважины.

Районы Урала южнее 50° с. ш. недостаточно изучены, не типичны для складчатой области, менее развиты в промышленном отношении и поэтому также выпадают из первоочередного изучения сверхглубоким бурением.

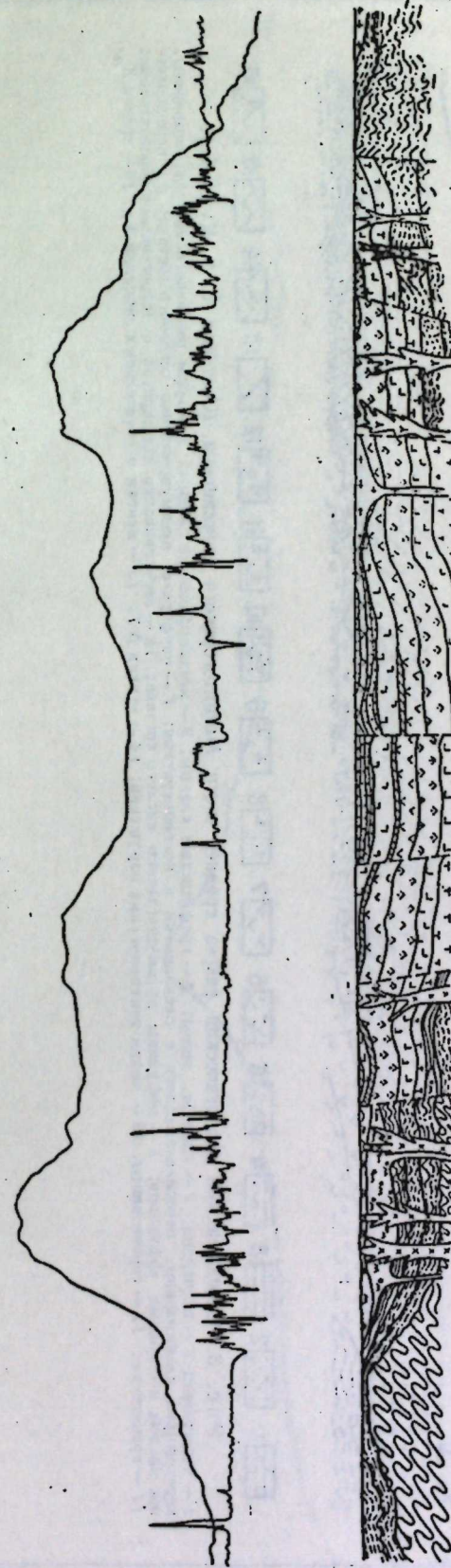


Рис. 2. Схематический геологический разрез южной части Магнитогорского синклинория по данным гравимангнитных съемок и геологическим работ. (Составили: А. А. Кузнецов и Э. С. Бучковский).

1 — кизильская свита (известняки, песчаники, аргиллиты, конгломераты, кремнистые сланцы); 2 — березовская свита (известняки, сланцы, туфопесчаники, диабазы и их туфы, трахитовые и дацитовые порфириты и их туфы); 3 — элиаирская свита (граувакки, алевролиты, глинистые сланцы; известняки, песчаники); 4 — улуштауская свита (туфы, туффиты, туфобрекчия кислого состава, лавы основного состава, линзы известняков); 5 — бугульгарская яшмовая толща; 6 — карамалтауская свита (туфогенные песчаники, лавы кислого и основного состава и их туфы); 7 — ирендыкская свита (туфы, вулканические брекчин, покровы андезитов, базальтового состава и их туфы); 8 — баймак-бурбаевская свита (лавы основного и кислого состава и их туфы); 9 — сикмарская свита (диабазовые порфириты, альбифориты, спиллиты, кремнистые сланцы, туффиты); 10 — кураганская свита (глинистые и кремнистые сланцы, туфы); 11 — катралинская свита (углистые кварциты, песчаники, филлиты, хлоритовые, хлорито-серпичтовые, кварцито-сланцевые, слюдистые, эпидито-хлоритовые сланцы, кварциты, известняки, графитистые сланцы); 12 — калянская свита (хлоритовые и хлорито-серпичтовые сланцы, кварциты, известняки, графитистые сланцы); 13 — протерозой (граниты, кварцито-сланцевые, хлоритовые, слюдистые, эпидито-хлоритовые сланцы, амфиболиты и линзы известняков); 14 — серпентиниты; 15 — перидотиты; 16 — габбро-диабазы, габбро, африты; 17 — диориты, габбро-диориты; 18 — граниты; 19 — тектонические нарушения; 20 — кривая относительных аномалий Δg ; 21 — кривая Z_a .

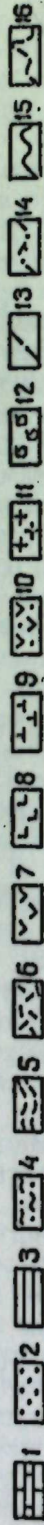
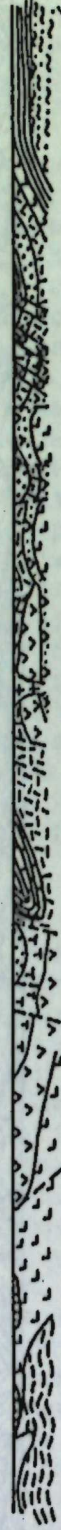
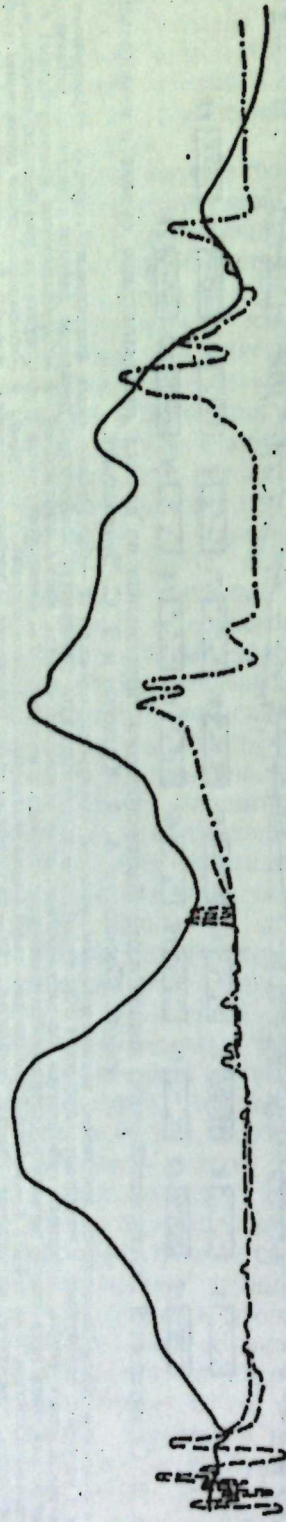


Рис. 3. Схематический геологический разрез средней части Магнитогорского синклиория. (Составил А. А. Кузнецов).

1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — сланцы, хшмы; 4 — графитистые сланцы; 5 — метаморфические сланцы; 6 — туфы различного состава, порфириты, кератофиды, альбитоиды, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами; 7 — порфириты преимущественно основного состава; 8 — переслаивающиеся кислых и основных эффузивов; 9 — эффузивы преимущественно кислого состава; 10 — переслаивание порфиритов с терригенными образованиями; 11 — гранитоиды; 12 — серпентиниты; 13 — линии тектонических нарушений; 14 — мрамор; 15 — криная опесканившаяся аномалия; 16 — криная Z.

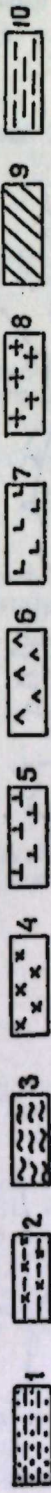


Рис. 4. Схематический геологический разрез южной части Тагильского синклиория. (Составили: А. Н. Тимофеев, О. В. Белавин).

1 — песчано-глинистые породы; 2 — хшмы, фланиты, кремнистые и глинистые сланцы, известняки; 3 — филлиты, углито-серпентиниты, хлорито-серпентиниты и другие сланцы; 4 — габбро; 5 — пироксениты; 6 — эффузивы основного состава; 7 — эффузивы среднего состава; 8 — граниты; 9 — протерозойский гнейсовый комплекс; 10 — карбонаты, филлиты, серпентиниты.

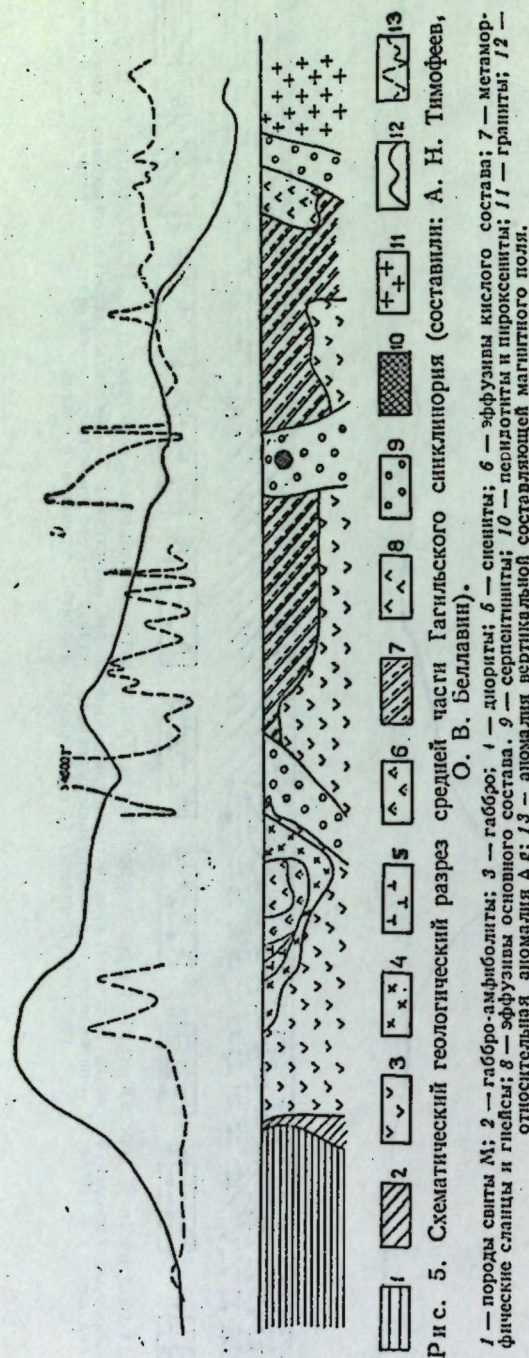


Рис. 5. Схематический геологический разрез средней части Тагильского синклинария (составили: А. Н. Тимофеев, О. В. Белавин).
1 — породы свиты М; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — габбро; 4 — эффузивы основного состава; 5 — серпентиниты; 6 — габбро; 7 — диориты; 8 — габбро; 9 — серпентиниты; 10 — перидотиты и пироксениты; 11 — граниты; 12 — метаморфические сланцы и гнейсы; 13 — эффузивы основного состава. 9 — серпентиниты; 10 — перидотиты и пироксениты; 11 — граниты; 12 — метаморфические сланцы и гнейсы; 13 — эффузивы основного состава.

Глубинная геологическая структура Тагило-Магнитогорского погружения в рассматриваемой части Урала может быть представлена схематическими разрезами и колонкой, составленными по геологическим и геофизическим данным (см. рис. 2, 3, 4, 5 и 6).

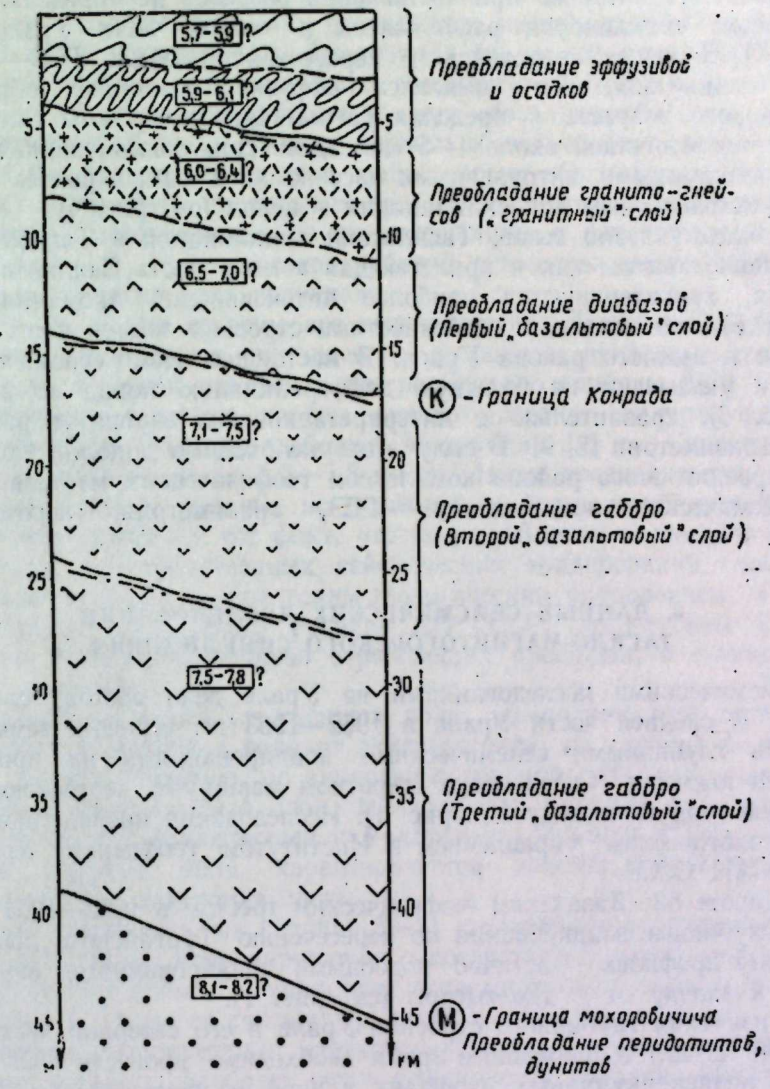


Рис. 6. Вероятная схема колонки осевой части Тагильского синклинария (составил Н. И. Халевин).

1 — в квадратах показаны наиболее вероятные значения граничных и пластовых скоростей упругих волн (в км/сек); 2 — сплошными линиями нанесены отражающие границы; пунктиром — границы менее четкие; 3 — наклон отражающих границ указывает на возможные изменения глубины до опорных сейсмических горизонтов; 4 — пунктир с точкой соответствует границам обмена упругих волн от землетрясений.

В результате интерпретации магнитных и гравитационных аномалий, проведенной без учета возможного влияния поверхности подкорового и «базальтового» слоев, суммарная вертикальная мощность палеозойских эффузивно-осадочных образований в южной части Магнитогорского синклинария оценивается приблизительно в 8—10 км (см. рис. 2). В разрезе профиля, проходящего в средней части Магнитогорского синклинария, сум-

марная вертикальная мощность палеозойских эффузивно-осадочных толщ, по-видимому, не превышает 5—7 км (см. рис. 3). Ниже указанных палеозойских эффузивно-осадочных толщ геосинклинального комплекса залегают, вероятно, протерозойские образования, относящиеся к «гранитному» слою, мощность которого при составлении разрезов не определялась. Оба эти участка синклинория расположены в южной части Урала (южнее 54° с. ш.). В полосе свердловского пересечения (профиль ГСЗ—11) мощность геосинклинального комплекса эффузивно-осадочных образований палеозойского возраста в пределах Тагило-Магнитогорского синклинория оценивается величиной около 4—5 км. Здесь синклинорий наиболее сжат, осложнен крупными интрузивными массивами, а самый разрез представляется нехарактерным для синклинория в целом (см. рис. 4).

Как было указано выше, Тагильский синклинорий в Тагило-Кушвинском районе, так же как и прилегающая к нему часть Салдинского антиклинория, характеризуются наиболее интенсивными аномалиями Буге (см. рис. 5), что связано с особенностями строения земной коры этого интересного и важного района Урала. В настоящее время сейсмические наблюдения указывают на большую дифференциацию пород по вертикали (см. рис. 6), сравнительно с интерпретационным вариантом разреза по данным гравиметрии [8, 9]. В силу этого необходимо дополнительное изучение строения этого района комплексом геофизических методов (глубинные сейсмические зондирования — ГСЗ, гравиметрия, аэромагнитная съемка).

3. ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

С сейсмическими исследованиями на Урале дело обстоит следующим образом. В средней части Урала в 1962—1963 гг. строение земной коры изучалось глубинными сейсмическими зондированиями на проходящем несколько южнее г. Свердловска широтном маршруте, пересекающем всю уральскую горную систему (см. рис. 1). Исследования проводились Уральским геологическим управлением и Институтом геофизики Уральского филиала АН СССР.

На широте 52° Казахским геофизическим трестом в 1962—1963 гг. проведены глубинные зондирования по пересечению Тургайского прогиба по широтному профилю. Частично подобными зондированиями изучается и Урал — к западу от г. Джетыгоры (см. рис. 1).

Для изучения глубинного строения Урала в его северной части (севернее 57°00' с. ш.) в ближайшее время необходимо провести ГСЗ на двух взаимно перпендикулярных профилях длиной не менее 300 км. Пересечение их целесообразно выбрать в районе г. В. Туры. Широтный профиль даст представление о строении земной коры в различных структурных зонах (антиклинориях, синклинориях). Меридиональный профиль позволит выбрать в синклинории наиболее благоприятный участок с точки зрения оптимальных глубин до опорных границ раздела в земной коре, определить в нем зоны нарушения, а также ответить на вопрос о наличии на Урале крупных субширотных структур.

Из изложенного следует, что более обоснованно место заложения сверхглубокой скважины может быть выбрано лишь после проведения указанных выше глубинных сейсмических зондирований. В настоящее время, с точки зрения обоснования выбора этого места, можно базироваться на следующих данных.

В районе г. В. Туры Институтом геофизики в 1960—1961 гг. были проведены исследования по изучению упругих волн от промышленных

взрывов и обменных волн удаленных землетрясений, в связи с использованием их для изучения строения земной коры. В результате выявлен ряд границ раздела, где скачком изменяется скорость упругих волн. На рис. 6 показана вероятная схема колонки этой части Тагильского синклинория, составленная по материалам интерпретации результатов указанных выше исследований. Анализируя ее, можно предположить, что в результате глубинных сейсмических зондирований будет выбрано место, где граница Конрада (поверхность второго «базальтового» слоя) залегает на глубине менее 15 км, а граница первого «базальтового» слоя — на глубине 8—11 км. На первой из этих границ, кроме образования отраженных волн, имеет место обмен продольных волн от землетрясений на поперечные, что повышает достоверность ее идентификации с физическим разделом в земной коре [2]. Бурение сверхглубокой скважины даст геологическую информацию об обеих этих границах.

Кроме того, будут изучены все вышележащие образования, структура которых, по имеющимся в настоящее время данным, представляется в следующем виде. В самой верхней части разреза (до глубины 2—3 км) развиты эффузивно-осадочные породы нижнего девона — силура, изученные в настоящее время буровыми работами до глубины 1,2 км. Скорости упругих волн в них составляют 5,5—5,8 км/сек. Ниже предполагается наличие образований близкого состава, но существенно более метаморфизованных. На это может указывать тот факт, что по результатам исследований методом массовых пространственных сейсмических зондирований, выполненных в районе г. В. Туры Уральским геологическим управлением и Институтом геофизики Уральского филиала АН СССР, до глубины 2—3 км, обнаружено большое количество отражающих площадок, а глубже число их резко сократилось.

По данным изучения отраженных волн, возникших при промышленных взрывах, и обменных волн от землетрясений, на глубине 4—6 км намечается граница, которую, по аналогии с другими районами, можно коррелировать с поверхностью слоя, где скорость упругих волн составляет 6,0—6,4 км/сек. На прилегающей к Уралу части Русской платформы такой скоростью упругих волн характеризуется докембрийский фундамент, относящийся к «гранитному» слою.

Как уже говорилось, на глубине 8—11 км отмечается отражающая граница, которая может коррелироваться с поверхностью слоя, отождествляемого в настоящее время большинством исследователей с первым «базальтовым» слоем [7]. Ранее ее считали границей в «гранитном» слое.

По данным интерпретации отраженных волн, возникающих при промышленных взрывах, наиболее четко фиксируется граница, отождествляемая с поверхностью Конрада, от которой в некоторых других районах земного шара также наблюдаются весьма интенсивные отраженные волны. По преобладающему в настоящее время представлению, эта граница соответствует слою, где широко развиты породы габброидного состава (второй «базальтовый» слой). Глубина до нее в исследованной части синклинория колеблется в пределах 14—17 км. Граница эта уверенно коррелируется с зоной обмена волн удаленных землетрясений, где образуются волны p_n . На глубине порядка 39—45 км находится недоступная для проектируемого бурения граница Мохоровичича, коррелирующаяся с расположенной на глубине около 45 км зоной образования обменных волн от землетрясений. Большинство исследователей считает, что ниже границы М преобладают породы перидотитового или эклогитового, возможно, и жадеитового состава.

Следует подчеркнуть, что представленный на рис. 6 предполагаемый вариант разреза весьма схематичен, особенно в части петрографических

отождествлений. Кроме того, нужно иметь в виду, что весь сложно построенный комплекс синклинория в той или иной мере видоизменен тектоническими нарушениями и связанными с ними интрузивными и эффузивными образованиями.

4. О МЕСТЕ ЗАЛОЖЕНИЯ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

В свете имеющихся в настоящее время данных, предпочтительнее первую на Урале сверхглубокую скважину заложить в Тагильском синклинории, в районе городов В. Туры — Красноуральска (см. рис. 1). В пользу этого можно высказать следующие доводы:

1. По сравнению со средней частью Магнитогорского синклинория в указанном районе вблизи дневной поверхности развиты более древние породы. Наличие их, вероятно, позволит в районе городов В. Туры — Красноуральска полнее охарактеризовать ложе синклинория, что является одной из важнейших задач сверхглубокого бурения.

2. По сравнению с зоной, находящейся в пределах 54° — $57^{\circ}20'$ с. ш., Тагильский синклинорий, на широте городов В. Туры и Красноуральска, характеризуется меньшей нарушенностью пород. В средней зоне Урала породы нередко смяты в складки с крутыми углами падения. Поэтому не исключена возможность, что значительные интервалы скважины будут пройдены по вертикально падающим породам, а это затруднит выяснение разреза в целом. Необходимо также иметь в виду, что бурение в зонах нарушений существенно усложняется.

3. В районе городов В. Туры — Красноуральска пробурен ряд структурных скважин глубиной 1,2 км, что дает дополнительную информацию при выборе места заложения сверхглубокой скважины.

4. Район городов В. Туры и Красноуральска находится вблизи крупных заводов, помощь которых необходима будет при наладке и эксплуатации уникального бурового оборудования.

Кроме того, на Среднем Урале очень важно выяснить металлогенические закономерности глубинной части синклинория, так как большинство медноколчеданных и магнетитовых тел неглубокого залегания уже вырабатывается, а существующей здесь крупной металлургической промышленности руды необходимы во все возрастающем объеме.

Однако сказанным мы не предопределяем окончательно места заложения скважины. Как уже упоминалось, это может быть сделано лишь после проведения ГСЗ. Другие выделенные нами части Урала (средняя и южная) также представляют большой интерес. Так, на Южном Урале, по данным ряда геологов, геосинклинальный разрез представлен более полно; к тому же здесь может быть меньше нарушений. Поэтому изучение бурением этой части Урала также заслуживает внимания.

Для окончательного выбора места заложения и составления проектного разреза сверхглубокой скважины на Урале необходимо провести дополнительные комплексные геофизические исследования. При этом, следует также осуществить бурение структурных скважин средней глубины (2—3 км), связанных с комплексными геофизическими исследованиями. Основная цель бурения этих скважин — повышение достоверности геологической интерпретации геофизических данных.

Кроме рассмотренных выше глубинных сейсмических зондирований, для изучения земной коры на Урале в связи с заложением сверхглубокой скважины необходимо проведение гравиметрических и магнитометрических наблюдений, в том числе аэромагнитных.

Гравиметрические исследования необходимо провести по линиям ГСЗ, а также по 2—4 профилям, параллельным линиям ГСЗ и отстоящим от них

на расстоянии 15—20 км. Кроме того, следует провести гравиметрические исследования более детального характера по интерпретационным профилям, а также специальные съемки на отдельных участках, включая работы, связанные с изучением плотности горных пород в естественном залегании. Аэромагнитные наблюдения необходимо проводить над всеми региональными гравиметрическими профилями, причем над линиями ГСЗ — на нескольких высотах (до высоты 3—5 км над поверхностью Земли). Геофизические исследования нужно дополнить изучением физических свойств горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения. «Сов. геол.», 1961, № 12.
2. Булкин Н. К., Сытин Ю. И. Использование обменных волн типа ps_n для исследования глубинных интервалов разреза земной коры на территории Центральной Туркмении. В кн.: «Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». М., Гостоптехиздат, 1961.
3. Кузнецов А. А., Таврин И. Ф. Некоторые данные о тектоническом строении Зеленокаменного синклинория на восточном склоне Южного Урала по результатам гравиметровых и магнитных съемок. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 34, Свердловск, 1958.
4. Кузнецов А. А., Таврин И. Ф. Глубинное геологическое строение Магнитогорского синклинория на Южном Урале по данным геофизики. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Оренбургской области». Оренбург — Свердловск, 1960.
5. Материалы экспертно-геологического совета Министерства геологии и охраны недр СССР по вопросу о проходке и местах заложения сверхглубоких скважин на территории СССР. М., январь 1962 г.
6. Материалы к объединенной сессии секции геологии и геофизики ЭГС МГ и ОН СССР по вопросу об организации изучения глубин земной коры и выборе мест заложения сверхглубоких скважин. М., октябрь 1961.
7. Померанцева И. В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. ДАН СССР, 1962, т. 145, № 3.
8. Тимофеев А. Н., Беллави О. В. О гравиметрическом и магнитометрическом пересечении Тагильско-Магнитогорского синклинория Урала. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 2.
9. Тимофеев А. Н., Беллави О. В. О глубинном геологическом строении Урала по данным геофизики. В сб.: «Состояние и перспективы развития разведочной геофизики». М., Гостоптехиздат, 1961.
10. Халевин Н. И. Строение Урала в свете геофизических данных. «Сов. геол.», 1960, № 12.
11. Халевин Н. И., Малахов А. А. О региональных, сейсмических исследованиях на Урале в связи со сверхглубоким бурением. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 1.
12. Шейнман Ю. М. О местах заложения сверхглубоких скважин. «Сов. геол.», 1961, № 6.

А. А. КУЗНЕЦОВ

О ВЕРОЯТНОЙ СТРУКТУРЕ МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В статье приводятся полученные в результате интерпретации гравитационных и магнитных аномалий сведения о предполагаемой структуре Магнитогорского синклинория, представляющие интерес для геологов и геофизиков, изучающих геологию Урала.

В пределах Магнитогорского (Зеленокаменного) синклинория на Южном Урале в течение ряда лет проводятся комплексные региональные геофизические исследования. В настоящее время вся площадь синклинория покрыта магнитными съемками и пересечена рядом гравиметрических профилей. На основании анализа данных этих исследований с привлечением геологических данных составлена схема вероятной структуры региона (см. рисунок) и построены схематические геологические разрезы, отражающие возможное глубинное строение синклинория [1, 2, 3].

Выявленные в результате интерпретации физических полей основные структурные элементы синклинория сводятся к следующему:

1. Вдоль западной и восточной границ синклинория (погружения), сложенного эффузивно-осадочными палеозойскими образованиями, в магнитном поле прослеживаются четко выраженные, линейно вытянутые положительные аномалии, соответствующие серпентинитовым массивам. Эти массивы приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих Магнитогорское погружение. Таким образом, с помощью магнитной съемки границы синклинория картируются уверенно.

На основании количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий вертикальная мощность серпентинитовых массивов оценивается величиной порядка 1—2 тыс. метров. В отдельных случаях под серпентинитами, возможно, залегают образования ультраосновных пород (дунитов, перидотитов и пироксенитов) мощностью до 2—3 тыс. метров, подобно тому как это показано на схематическом геологическом разрезе (см. рис. 2 в предыдущей статье на стр. 7).

Серпентинитовые и ультраосновные массивы, прослеживаемые вдоль западной границы синклинория, согласно интерпретации аномалии силы тяжести, представлены в виде межпластовых залежей и подстилаются сланцевыми толщами, слагающими Урал-Тауский антиклинорий. Это позволяет полагать, что западную границу Магнитогорского синклинория следует проводить по восточному контакту серпентинитовых массивов, восточнее которого древние кембро-протерозойские сланцевые толщи погружены на значительную глубину, а в верхней части разреза залегают эффузивно-осадочные палеозойские образования. Подобное же резкое погружение кембрийских и протерозойских сланцевых образований.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

Структурная схема средней части Магнитогорского синклинория по геофизическим данным. (Составил А. А. Кузнецов.)

1 — протерозойские графито-слюдяно-гранатые, амфиболо-гранатые, слюдяные, графитистые, альбито-кварцево-слюдяные сланцы, порфиритонды и филлиты, гнейсы и граниты; 2 — кембрийские филлиты, углито-графито-кремнистые, кварцевые, слюдяно-кварцевые, эпидото-слюдяные сланцы; аркозовые, полимиктовые, песчаники и конгломераты; 3 — силурийские диабазовые, базальтовые, андезито-базальтовые, дацитовые и андезито-дацитовые порфириты; кварцевые порфиры; фельзиты, кварцевые альбитофиры и их туфы; 4 — силуро-девонские андезитовые, андезито-дацитовые, дацитовые и андезито-базальтовые порфириты; 5 — девонские полимиктовые песчаники, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфобрекчии, туфокогломераты, яшмовиды, кремнистые и глинистые сланцы, андезитовые, андезито-дацитовые и частично андезито-базальтовые порфириты; 6 — карбоновые диабазовые, базальтовые, андезитовые порфириты, кварцевые альбитофиры, альбитофиры и их туфы; 7 — карбоновые

песчано-глинистые и карбонатные породы; 8 — мезо-кайнозойские песчаные и глинистые породы, известняки и мергели; 9 — гранитоиды; 10 — диориты; 11 — габбро, габбропориты, габбро-диориты, габбро-амфиболиты; 12 — серпентиниты; 13 — тектонические нарушения установленные; 14 — тектонические нарушения предположенные (по данным геофизических исследований). I — Урал-Тауский антиклинорий (древние сланцевые толщи); II — Баймакская подзона (силурийские эффузивно-осадочные толщи, частью перекрытые девонскими осадками); III — западная часть Ирендык-Уральской подзоны (сложенная в верхней части разреза эффузивами ирендыкской свиты); IIIa — восточная часть Ирендык-Уральской подзоны (туфогенно-осадочные образования девона); IV — Кизильская подзона (западная часть Магнитогорского краевого прогиба, соответствующая Сибай-Бакрузьянской аномальной полосе), сложенная карбонатными и песчано-глинистыми образованиями; V — Уртазымо-Богдановско-Кизильская полоса (восточная часть Магнитогорского краевого прогиба — эффузивно-осадочные толщи нижнего карбона с широко развитыми гранитоидными интрузиями); VI — Кульминско-Измайловско-Карабулакская полоса (девонские туфогенно-сланцевые и яшмовидные толщи, местами перекрытые эффузивно-осадочными образованиями незначительной мощности); VII — западная часть Караганско-Кацбахской полосы (мощные толщи силурийских и силуро-девонских основных порфиритов, местами перекрытых карбоновыми и девонскими образованиями); VIIa — восточная часть Караганско-Кацбахской полосы (силурийские основные порфириты, постепенно выклинивающиеся в северном направлении); VIII — Суундук-Полоцк-Каменская полоса, соответствующая западному борту Восточно-Уральского антиклинория (кембрийские и протерозойские сланцевые толщи, гранитные интрузии).

характерных для Восточно-Уральского антиклинория (Суундук-Полоцк-Каменская аномальная полоса (см. рисунок, VIII), наблюдается и вдоль восточной границы синклинория, о чем свидетельствует резкое повышение интенсивности аномалии силы тяжести. Интерпретация гравитационной ступени, прослеживаемой вдоль восточной границы синклинория, позволяет предположить, что в пределах синклинория сланцевые образования погружаются на глубину порядка 700—800 м в центральной его части и до 2 км и более — в южной.

2. По характеру гравитационного и магнитного полей Магнитогорский синклинорий подразделяется на ряд вытянутых в меридиональном направлении полос.

В западном крыле синклинория Л. С. Либровичем [4, 5, 6] выделены Баймакская и Ирендык-Уральская структурно-фациальные подзоны, граница между которыми проходит вдоль тектонического нарушения.

В пределах Баймакской подзоны (см. рисунок, II) развиты эффузивно-осадочные толщи зилаирской (D_{3fm}) и улутауской (D_{2gu}) свит, суммарная мощность которых, по-видимому, не превышает 1000—1500 м. Ниже залегают эффузивные образования баймак-бурибаевской (S_{w-lu}) и сакмарской (S_{lu-w}) свит. Суммарная вертикальная мощность этих образований, согласно интерпретации аномалий силы тяжести, увеличивается в восточном направлении от нескольких сот до трех и более тысяч метров на границе с Ирендык-Уральской (см. рисунок, III) подзоной. В южной части Баймакской подзоны суммарная вертикальная мощность основных эффузивов возрастает до 5000 м. Такое увеличение мощности, согласно стратиграфической схеме, принятой в Южно-Уральском геологическом управлении, может быть объяснено тем, что здесь, кроме сакмарских и баймак-бурибаевских эффузивов, в разрезе присутствуют, вероятно, основные эффузивы ирендыкской свиты, а в самой восточной части подзоны — районе Гайского месторождения — и эффузивно-осадочные образования карамалыташской свиты.

В пределах Ирендык-Уральской подзоны развиты пироксеновые порфириты ирендыкской свиты, слагающие хребет Ирендык-Крыкты. Далее, с запада на восток, последовательно обнажаются образования карамалыташской, улутауской и зилаирской свит, а в отдельных замкнутых синклиналях — эффузивные толщи нижнего карбона.

По характеру гравитационных аномалий рассматриваемая подзона подразделяется на две части.

В западной, сложенной в верхней части разреза эффузивами ирендыкской свиты, наблюдается положительная аномалия, интенсивность которой повышается в южном направлении. Это, вероятно, обусловливается увеличением суммарной мощности эффузивных толщ за счет появления образований карамалыташской и улутауской свит, мощностью, согласно интерпретации, до 2—3 тыс. метров. Положительная аномалия силы тяжести, характерная для западной части Ирендык-Уральской подзоны (см. рисунок, III), на всем ее протяжении как с запада, так и с востока ограничена участками повышенных горизонтальных градиентов. На отдельных участках зонам повышенных горизонтальных градиентов соответствуют геологически установленные тектонические нарушения. Учитывая представления Л. С. Либровича о том, что Ирендык-Уральская подзона по тектоническим нарушениям приподнята относительно Баймакской и Кизильской подзон, можно предположить, что западная часть Ирендык-Уральской подзоны является самостоятельным, относительно приподнятым, блоком. Амплитуды смещения по тектоническим нарушениям, ограничивающим этот блок земной коры, согласно интерпретации аномалии силы тяжести оцениваются в 1000—1500 м.

В восточной части Ирендык-Уральской подзоны (см. рисунок, IIIa) интенсивность аномалий силы тяжести в восточном направлении постепенно снижается, что может быть объяснено увеличением мощности туфогенно-осадочных образований карамалыташской, улутауской и зиланрской свит и погружением, а, возможно, и уменьшением мощности основных порфиров Ирендыкской свиты в восточном направлении. Суммарная вертикальная мощность туфогенно-осадочных образований девона, согласно интерпретации, колеблется в пределах 4—6—7 тыс. метров в южной части рассматриваемой площади.

Граница между Ирендык-Уральской и залегающей восточнее Кизильской подзонами проводится по тектоническому контакту эффузивов с известняками [5]. Этому контакту в магнитном поле соответствует цепочка линейновытянутых положительных магнитных аномалий. В северной половине рассматриваемой площади простираются линейновытянутые магнитных аномалий отклоняется к западу от линии тектонического контакта. Здесь положительные магнитные аномалии приурочены к серпентинитовым массивам, картируемым при геологических съемках. Это позволяет предположить, что все локальные аномалии, прослеживаемые вдоль западной границы Кизильской структурно-фациальной подзоны, связаны с интрузивными образованиями, не выходящими на дневную поверхность.

3. В центральной части Магнитогорского синклинория — в пределах Магнитогорского краевого прогиба, выполненного нижнекарбонными эффузивно-осадочными толщами и карбонатно-песчано-глинистыми образованиями среднего и нижнего карбона, выделяются две аномальные полосы: западная — Сибай-Бакрузякская (см. рисунок, IV), соответствующая Кизильской структурно-фациальной подзоне; восточная — Уртазымо-Богдановско-Кизильская (см. рисунок, V), соответствующая западной части Магнитогорской подзоны.

Кизильская подзона характеризуется пониженными значениями аномалии силы тяжести и напряженности магнитного поля. По данным количественных расчетов, выполненных по аномальным кривым Δg и Z_a , высказано предположение, что суммарная вертикальная мощность карбонатно-песчано-глинистых образований колеблется от 3—4 тыс. метров в центральной части рассматриваемой схемы и до 1000 м — в южной.

В северной части подзоны несколько севернее пос. В. Кизильского карбонатно-песчано-глинистые образования выклиниваются, ниже-карбонная депрессия замыкается и карбонатные осадки сменяются туфогенными образованиями девона.

В пределах восточной части Магнитогорского краевого прогиба интенсивность аномалии силы тяжести и магнитного поля резко повышается. На фоне относительно повышенной интенсивности магнитного поля выделяется ряд участков (приуроченных к гранитоидным массивам), где напряженность вертикальной составляющей магнитного поля достигает нескольких тысяч гамм. Резкое отличие характера аномальных полей Уртазымо-Богдановско-Кизильской полосы, по сравнению с Сибай-Бакрузякской объясняется изменением литологического состава пород, слагающих эти полосы. Верхняя часть геологического разреза указанной полосы сложена в основном эффузивно-осадочными толщами нижнего карбона, среди которых широко развиты порфиры основного состава. По количественным расчетам, вертикальная мощность эффузивно-осадочных образований нижнего карбона в центральной части полосы достигает 3—4 тыс. метров.

Западная граница Уртазымо-Богдановско-Кизильской аномальной полосы уверенно картируется как с помощью магнитной съемки (полоса локальных линейновытянутых аномалий), так и с помощью гравитационной (гравитационная ступень). Если в северной части рассматриваемой

площади зона тектонических нарушений, выделяемая в результате геосинклинальных исследований, совпадает с линией тектонического контакта, проводимой Л. С. Либровичем, то в южной она проходит несколько восточнее. В силу этого, область распространения известняков и сланцев, картируемых южнее пос. Кизильского, следует отнести к Кизильской подзоне, а не к Магнитогорской, как это предлагал Л. С. Либрович [5].

Несколько севернее района пос. В. Кизильского изменение характера гравитационного и магнитного полей (понижение интенсивности аномалий), а также смена эффузивных образований карбона туфогенно-сланцевыми толщами верхнего девона позволяет предположить, что Магнитогорский краевой прогиб здесь замыкается.

Восточная граница Магнитогорского краевого прогиба в гравитационном и магнитном полях картируется так же уверенно, как и западная (см. рисунок). В южной части площади исследования, судя по характеру гравитационного и магнитного полей, область распространения эффузивно-осадочных образований нижнего карбона резко суживается. Одновременно происходит и снижение их вертикальной мощности. На основании отмеченных фактов, а также геологически установленного отсутствия в разрезе южнее пос. Ново-Орска эффузивов нижнего карбона, можно предположить, что Магнитогорский краевой прогиб в этом районе суживается и за пределами схемы замыкается.

4. В пределах восточного борта Магнитогорского (Зеленокаменного) синклинория выделены три аномальные полосы.

Кульминско-Измайловско-Карабулакская полсса (см. рисунок, VI), характеризующаяся относительно пониженной интенсивностью магнитного и гравитационного полей. В северной части, как указано выше, эта полоса, сложенная туфогенно-сланцевыми толщами верхнего и среднего девона, сливается с аномальной полссой восточной части Ирендык-Уральской структурной фациальной подзоны западного борта синклинория. Согласно интерпретации аномалии силы тяжести, суммарная мощность верхне- и среднедевонских образований, иногда перекрытых эффузивами карбона, оценивается в 2,5—3,5 тыс. метров. В южной части полссы их мощность, возможно, достигает 4 тыс. метров (см. рис. 2 в предыдущей статье на стр. 7.). Примерно такая же мощность характерна и для разреза западного борта синклинория. Таким образом, можно предположить, что девонские туфогенно-сланцевые и яшмовидные толщи, развитые в пределах Кульминско-Измайловско-Карабулакской полссы, являются аналогами девонских образований, слагающих восточную часть Ирендык-Уральской подзоны западного борта синклинория.

К востоку от Кульминско-Измайловско-Карабулакской полссы прослеживается Карагано-Кацбахская (см. рисунок, VII) полсса, в пределах которой наблюдаются положительные магнитные и гравитационные аномалии.

На площади рассматриваемой полосы картируются эффузивно-осадочные образования силура и нижнего девона, среди которых широко развиты основные порфиры, слагающие ирендыкскую, баймак-бурибаевскую и сакмарскую свиты. Суммарная мощность эффузивных образований согласно интерпретации аномалии силы тяжести уменьшается в направлении с запада на восток. При этом наблюдаемое ее резкое изменение приурочено к зоне вероятного тектонического нарушения, к востоку от которого мощность эффузивов уменьшается на 1—2 км. Можно предположить, что в западной части полосы (см. рисунок, VII), где суммарная вертикальная мощность аномальных масс колеблется в пределах от 3—4 км в центральной части до 6—7 км — в южной, в разрезе залегают эффузивы всех названных выше свит; в восточной части (см. рисунок, VIIa) эффузивы,

слагающие только баймак-бурибаевскую и сакмарскую свиты, за счет чего и происходит уменьшение вертикальной мощности до 4—4,5 тыс. метров в южной части полосы. К северу суммарная мощность основных эффузивов в восточной части полосы постепенно уменьшается и на широте пос. В. Кизильского эффузивы, по-видимому, сменяются ордовикскими сланцевыми толщами, которые в южной части подстилают эффузивно-осадочные образования баймак-бурибаевской и сакмарской свит.

На основании геологической интерпретации гравитационных и магнитных полей Карагано-Кацбахской полосы можно предположить, что геологический разрез западной ее части аналогичен разрезу западной части Ирендык-Уральской подзоны, в пределах которой также широко развиты основные эффузивы силура и нижнего девона. Разрез восточной части Карагано-Кацбахской аномальной полосы соответствует разрезу Баймакской структурно-фациальной подзоны, где уменьшение вертикальной мощности эффузивно-осадочных пород, по сравнению с западной частью Ирендык-Уральской подзоны, происходит за счет отсутствия в разрезе образований ирендыкской свиты. В южной же части синклиория, где мощность эффузивно-осадочных образований резко возрастает, породы ирендыкской свиты, возможно, присутствуют как в разрезе Баймакской подзоны, так и в разрезе Карагано-Кацбахской аномальной полосы.

5. Согласно приведенным выше основным закономерностям глубинного строения, установленным в результате интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, и современным геологическим представлениям, Магнитогорский синклиорий представляется в виде крупного опущенного (относительно обрамляющих его антиклинорий) блока верхней части земной коры, ширина которого достигает 100—110 км, а длина превышает 400 км. Этот блок системой тектонических нарушений разбит на отдельные, более мелкие блоки, вытянутые в меридиональном направлении. Блоки, расположенные в центральной части синклиория, погружались в течение более длительного времени, чем периферийные. Иными словами, область погружения в процессе формирования синклиория систематически сокращалась.

На основании вышесказанного, в истории формирования Магнитогорского синклиория можно наметить четыре этапа.

На первом этапе синклиорий развивался, по-видимому, как единый опускающийся блок земной коры (ограниченный зонами глубинных разломов), в котором накапливались эффузивно-осадочные образования сакмарской и баймак-бурибаевской свит.

К началу второго этапа относится заложение двух разломов, ограничивающих с запада и востока область накопления эффузивов ирендыкской свиты (Ирендык-Уральская подзона, западная и центральная часть Магнитогорской структурно-фациальной подзоны). В южной части синклиория суммарная вертикальная мощность эффузивов, слагающих названные свиты, несколько повышается, что, по-видимому, обуславливается более интенсивным погружением. Одновременно с интенсивным погружением центральной части, сопровождавшимся накоплением эффузивно-осадочных образований, в южных областях синклиория опускались и периферийные его части, о чем свидетельствует наличие эффузивов ирендыкской и баймак-бурибаевской свит, особенно в пределах Баймакской подзоны.

В течение третьего этапа формирования синклиория область максимального прогибания (погружения) еще более суживалась. Эффузивно-осадочные образования среднего и верхнего девона развиты в основном в пределах восточной части Ирендык-Уральской (см. рисунок, IIIa) и в западной части Магнитогорской подзон. Наличие девонских образований за пределами указанных участков синклиория позволяет предположить,

что интенсивное погружение центральной его части происходило на фоне общего погружения синклиория, особенно четко прослеживаемого на широте Халиловского и Ишкининского серпентинитовых массивов.

Магнитогорский краевой прогиб, где развиты мощные толщи эффузивно-осадочных и карбонатных образований каменноугольного возраста, формировался в течение четвертого этапа. В Магнитогорском краевом прогибе выделяются две структурно-фациальные зоны: восточная и западная. Для восточной зоны характерно развитие мощных толщ эффузивно-осадочных образований нижнего карбона. В западной (Кизильской подзоне) эффузивные образования отсутствуют или имеют незначительную мощность и перекрыты мощными толщами (до 3—4 тыс. метров) карбонатных песчаных и глинистых образований среднего и верхов нижнего карбона.

Описанная схема элементов тектоники и глубинного строения Магнитогорского синклиория отражает только самые общие закономерности, что обусловлено редкой сетью профилей, на которых велись гравиметровые съемки. Проводимые в настоящее время площадные исследования, безусловно, позволят уточнить наши представления о более мелких структурах, определить морфологию интрузивных массивов и их взаимоотношение с вмещающими породами, что окажет существенную помощь в установлении закономерностей размещения полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов А. А., Таврин И. Ф. Некоторые данные о тектоническом строении Зеленокаменного синклиория на восточном склоне Южного Урала по результатам гравиметровых и магнитных съемок. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 34, Свердловск, 1958.
2. Кузнецов А. А., Таврин И. Ф. Глубинное геологическое строение Магнитогорского синклиория на Южном Урале по данным геофизики. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Оренбургской области». Оренбург — Свердловск, ЦБТИ Оренбургского совнархоза, 1960.
3. Кузнецов А. А. К вопросу об изучении геологического строения Магнитогорского района по геофизическим данным. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 46, Свердловск, 1960.
4. Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 114, М., 1932.
5. Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртайского района на Южном Урале. Зап. Всерос. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 12, вып. 1, М., 1933.
6. Либрович Л. С. Силурийские отложения восточного склона Урала. Геологическая карта Урала (объясн. зап.), М.—Л., ОНТИ, 1939.

О. В. БЕЛЛАВИН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
СВЕРДЛОВСКОГО СИНКЛИНОРИЯ
ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

На основании геофизических исследований приводятся данные о тектонике Свердловского синклинория, мощности отдельных слагающих его толщ и морфологии Шарташского гранитного массива.

При изучении геологии отдельных регионов в последнее время все шире используются геофизические методы разведки, в особенности гравиметрические. В последние годы Институтом геофизики Уральского филиала АН СССР были выполнены на Урале детальные гравиметрические исследования на ряде широтных профилей, что позволило решить некоторые важные вопросы, касающиеся структурно-тектонического районирования, мощности отдельных толщ, формы интрузий и глубинного геологического строения Урала [2, 4, 12].

В настоящей работе излагаются результаты интерпретации гравиметровых измерений по профилю, пересекающему полосу эффузивно-осадочных пород между Верх-Исетским и Мурзинским гранитными массивами.

По данным гравиметрических исследований [2], Верх-Исетский гранитный массив, залегающий в ядре антиклинальной структуры, представляет собой чечевицеобразное тело, залегающее на глубину до 3—3,5 км. Мурзинский массив, вытянутый в меридиональном направлении на 160 км, в северной и южной частях имеет в вертикальном сечении разную форму. На широте пос. Нейво-Шайтанска, где граниты даже среди гнейсов фиксируются интенсивной отрицательной аномалией Δg , размеры массива по вертикали, согласно расчетам, достигают 7—8 км, падение контактов крутое восточное, на глубине граниты выклиниваются. Таким образом, массив здесь имеет форму акмолита, как это утверждал Б. В. Романов [9] и многие другие исследователи. Совершенно иной характер имеет гравитационное поле в южной части массива. Интенсивность отрицательной аномалии Δg , соответствующей гранитам, здесь в 2—3 раза меньше, чем в северной его части. Распространение гранитов на глубину не превышает, вероятно, 1,5—2 км, что хорошо увязывается с геологическими данными последних лет [8].

Полоса эффузивно-осадочных пород, расположенная между Верх-Исетским и Мурзинским массивами, имеет весьма сложное строение, причем в отношении тектонической структуры ее нет единого мнения. Например, эффузивы преимущественно основного состава, залегающие вдоль восточной границы Верх-Исетского массива, П. И. Аладинский и И. Д. Соболев [1] относят к Пышмино-Свердловской ветви Зеленокаменного синклинория; А. А. Пронин [7] выделяет здесь Свердловский синклинорий, как

входящий в состав Тагило-Магнитогорского погружения, а по И. Д. Соболеву [10] Свердловский синклиниорий входит в состав Восточно-Уральского поднятия. В. В. Хоментовский [13] именует эту часть «зоной наложенных мульд» и считает, что ее структура вообще ничего общего с синклиниорием не имеет. Относительно мощности эффузивно-осадочной толщи также высказываются различные мнения.

На основании гравиметрических наблюдений, проведенных в этой зоне, построена кривая аномалии силы тяжести (рис. 1). При расчетах были приняты следующие значения избыточной плотности для различных пород относительно гранитов:

	г/см ³
Габбро	0,45
Основные эффузивы	0,25
Порфиритонды и зеленые сланцы	0,20
Кварцитовые и филлитовые сланцы	0,05
Алевриты	0,00
Толща эффузивно-осадочных пород в целом	0,20
Гнейсы и древние парасланцы	0,07

В работе, кроме определения автора, использованы данные И. Ф. Таврина [11] и результаты измерений плотности этих пород, которые были выполнены в Уральском геологическом управлении.

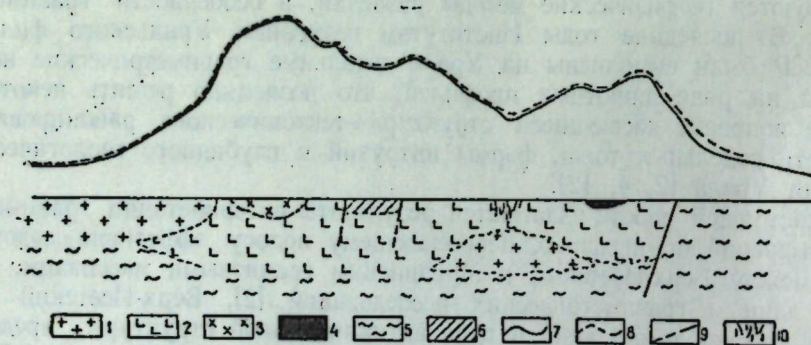


Рис. 1. Схематический геологический разрез Свердловского синклиниория и кривая Δg .

1 — граниты; 2 — породы эффузивно-осадочной толщи; 3 — габбро; 4 — серпентиниты; 5 — гнейсы и древние парасланцы; 6 — алевриты и кремнистые сланцы; 7 — наблюдаемая кривая Δg ; 8 — подобранная кривая Δg ; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — Березовское дайковое поле.

Полосе эффузивов к востоку от Верх-Исетского массива соответствуют на кривой аномалии силы тяжести повышенные значения Δg . При этом аномалия хорошо увязывается с границами Свердловского синклиниория (по схеме А. А. Пронина [7]). Интенсивность аномалии здесь примерно такая же, как и в западной, Тагило-Дегтярской, полосе [2]. По разности значений Δg над гранитами Верх-Исетского массива и над эффузивами, по палеткам и по формуле для вычисления аномалии силы тяжести, создаваемой уступом, можно определить, что мощность эффузивов в Свердловском синклиниории составляет примерно 5 км.

При построении разреза нами не выделены внутри толщи зеленокаменных пород отдельные свиты, так как зачастую нет существенной разницы в их плотности, границы их имеют сложную конфигурацию и рассчитать достаточно надежно положение этих границ не представляется возможным. Следует также сказать о том, что указанные на разрезе контуры не являются точным изображением реальных контактных поверхностей. Гранит-

ные массивы, например, вообще не имеют здесь резких границ. Не всегда существует четкая граница и между другими комплексами пород. Поэтому на рис. 1 схематически изображено расчетное положение аномальных масс, построенное с учетом геологических данных.

На графике Δg можно выделить несколько локальных аномалий. Положительной аномалией фиксируется Балтымский габбровый массив, вытянутый в виде узкой полосы вдоль восточного края Верх-Исетской интрузии. При разности в плотности габбро и основных эффузивов, окружающих массив, равной 0,2 г/см³, распространение габбро на глубину по интенсивности аномалии Δg определяется в 1—1,3 км. Массив, по расчетам, имеет корытообразную форму, подобно известному массиву Седбери.

Восточнее локальная аномалия Δg соответствует полосе кремнистых сланцев и алевритов. Максимальные значения горизонтальных градиентов силы тяжести приурочены к восточной и западной границам этой полосы. Вдоль контактов тянутся цепочки вытянутых в меридиональном направлении тел диабазов, фиксирующих линии тектонических нарушений. В. В. Хоментовский относит эти породы к низам палеозоя или даже к протерозою и считает, что они слагают сводовую часть крупной антиклинальной структуры. Геологические исследования последних лет, проведенные в этом районе [5], показывают, что алевриты, наоборот, моложе лежащих рядом эффузивов. Это же подтверждают данные Н. П. Малаховой, по устному сообщению которой микрофауна из керна скважины, пройденной в этих породах, определена ею как девонская. Соответственно этим данным структура представляется синклинальной. Таким образом, существует два противоположных мнения относительно стратиграфии и строения этой полосы. Расчеты, проведенные по кривой Δg , показывают, что при избыточной плотности 0,2 г/см³ наблюдаемую аномалию создает тело, имеющее форму призмы, вертикальной мощностью 0,7 км. Судя по форме структуры в вертикальном сечении и тектоническому характеру контактов, а также учитывая последние данные о стратиграфии района, можно прийти к заключению, что описываемая структура представляет собой грабенообразное погружение с амплитудой порядка 700 м. Если допустить, что выходящие на поверхность алевриты лежат в основании разреза синклиниория и слагают сводовую часть антиклинальной структуры, как это утверждает В. В. Хоментовский, и подсчитать аномалию от этой структуры, то легко убедиться, что она будет значительно отличаться от наблюдаемой аномалии по форме и интенсивности.

Таким образом, представления В. В. Хоментовского об антиклинальной структуре описываемого района и связанные с этим стратиграфические взаимоотношения противоречат результатам гравиметровой съемки. Приведенные выше данные позволяют сделать вывод о том, что полоса эффузивно-осадочных пород, залегающих к востоку от Верх-Исетского массива, безусловно, представляет собой крупную синклинальную структуру. Что касается вопроса о том, является ли она частью погружения (по А. А. Пронину) или поднятия (по И. Д. Соболеву), то одинаковый характер и интенсивность гравитационных аномалий, соответствующих Пышмино-Свердловской полосе и Тагило-Дегтярской полосе [2] (бесспорно, являющейся частью погружения), говорят в пользу первого варианта.

К востоку от Верхне-Пышминской синклинали зоны на северном продолжении Шабровско-Шарташской брахиантиклинали [13] наблюдается интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести, хотя существенного изменения в составе и плотности пород, слагающих верхние горизонты разреза, здесь не отмечается. При площадной мелкомасштабной гравиметровой съемке отчетливо проявляется пространственная связь этой аномалии с Шарташским гранитным массивом. Кажется наиболее вероят-

ным то, что наблюдаемое в этой части профиля значительное уменьшение напряженности гравитационного поля (см. рис. 1) обуславливается распространением гранитов Шарташского массива на глубине к северу. Отсутствие детальной геологической карты этой площади¹ и насыщенность Березовского рудного поля дайками гранитоидов [3] затрудняют проведение расчетов и построение разреза. Поэтому оценка вероятной глубины залегания гранитов и их вертикальной мощности является сугубо приближенной.

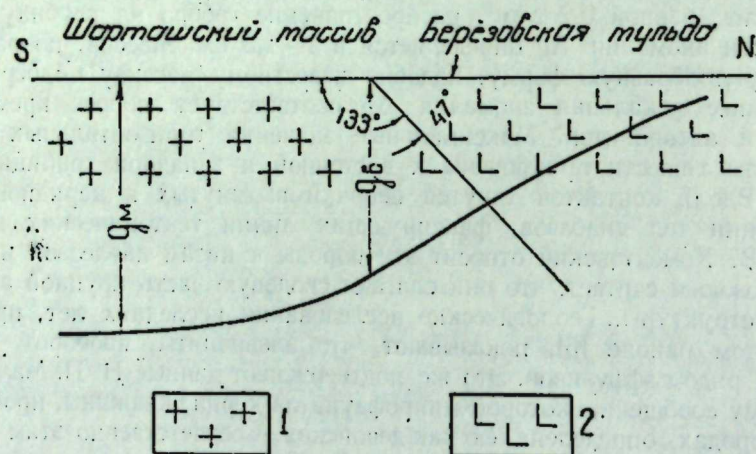


Рис. 2. Кривая Δg по субмеридиональному профилю, пересекающему Шарташский массив и Березовскую мульду.
1 — граниты; 2 — эффузивно-осадочные породы.

На рис. 2 приведена кривая Δg , построенная, по данным мелкошабной гравиметровой съемки, по субмеридиональному профилю через Шарташский гранитный массив и Березовскую мульду. При интерпретации этой аномалии по приближенным формулам, предложенным А. Н. Ярошем [16], максимальные вертикальные размеры массива определяются величиной порядка 4 км. Допуская, что контакт между Березовской мульдой и гранитным массивом имеет форму наклонного уступа, можно определить угол падения контактной поверхности по приведенной в работе О. А. Шванка и Е. Н. Люстиха [14] формуле

$$\varphi = \arctan \frac{g_a}{g_m} \quad (1)$$

где φ — угол между горизонтальной поверхностью и плоскостью падения уступа;

g_m — максимальное значение аномалии силы тяжести;

g_a — значение аномалии в точке выхода тела на дневную поверхность.

Подставляя соответствующие значения в формулу, получаем $\varphi = 133^\circ$, то есть угол падения будет равен 47° . Зная расстояние от северной границы массива до профиля, легко рассчитать, что глубина до гранитов здесь приблизительно равна 2,5–3 км.

К востоку от Шабровско-Шарташской брахиантиклинали напряженность гравитационного поля вновь возрастает и вблизи Мурзинского разлома величина аномалии Δg достигает уровня, характерного для Зеленокаменного синклинория [2, 4, 12]. Восточнее разлома интенсивность анома-

лии резко уменьшается. У нас нет оснований предполагать на глубине наличие основных или ультраосновных пород, могущих создать аномалию такой интенсивности, так как бурением установлено, что мощность серпентинизированных перидотитов в Березовской мульде не превышает 200–300 м. В плане описываемая аномалия составляет часть обширной аномальной зоны, расположенной севернее и соответствующей полосе зеленокаменных пород. Очертания аномалии примерно совпадают с контурами мульды. Поэтому надо считать, что указанная аномалия создается залегающими здесь эффузивно-осадочными породами. Если принять разность в плотности гнейсовой толщи и пород, слагающих мульду (габбро-диабазы, диабазы, порфириды, зеленые сланцы и туфогенно-осадочные отложения), равной $0,13 \text{ г/см}^3$, то максимальная мощность эффузивно-осадочных образований определяется, согласно расчетам, величиной порядка 4 км.

В соответствии с этим кажется вероятным, что так называемая Березовская мульда представляет собой не локальную структуру, осложняющую центральную часть свода, как это считает В. В. Хоментовский, а часть Зеленокаменного синклинория — несколько обособленный блок его.

Падение контактной поверхности, соответствующей Мурзинскому разлому, который ограничивает мульду с востока, и по палеткам А. А. Юнькова [15], и по формуле (1) определяется как западное; угол падения примерно равен $70\text{--}75^\circ$.

Из сказанного следует, что наблюдаемые в описываемом районе аномалии силы тяжести хорошо объясняются особенностями геологического строения самой верхней части земной коры до глубины 5–6 км. При этом интенсивные положительные аномалии Δg на профиле связаны с толщами эффузивов и интрузиями основных пород. В тех случаях, когда эти породы отсутствуют, не наблюдается и сколько-нибудь существенного увеличения силы тяжести. Значительные (до 90 этвеш) градиенты, характерные для наблюдаемых аномалий, также говорят в пользу неглубокого залегания аномальных масс. Однако этот вывод не исключает, разумеется, того, что в некоторых частях Урала на гравитационное поле заметно влияет и базальтовый слой. Возможно, верхняя граница его настолько приближается к дневной поверхности, что эффузивы, заполняющие наиболее глубокие части Зеленокаменного синклинория, и ультрабазиты глубинных разломов как бы сливаются с породами базальтового слоя и являются его непосредственным продолжением [6, 12].

Таким образом, анализ аномалий силы тяжести по приведенному профилю позволяет сделать вывод о синклиналиной структуре района, расположенного между Верх-Исетским и Мурзинским массивами, а также оценить мощность залегающих здесь эффузивно-осадочных образований, достигающую, по расчетам, величины порядка 4–5 км. Данные гравиметрических исследований показывают, что граниты Шарташского массива, вероятно, продолжают под Березовское дайковое поле, где и залегают на глубине около 3 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аладинский П. И., Соболев И. Д. Урал, тектоническая схема. Большая советская энциклопедия. Т. 44, М., Изд-во БСЭ, 1956.
2. Беллави О. В. О строении Верх-Исетского и Мурзинского гранитных массивов по данным гравиметрии. Тр. Первого уральского петрографического совещания. Т. 1, Свердловск, 1963.
3. Бородаевская М. Б. и Бородаевский Н. И. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947.
4. Кузнецов А. А., Таврин И. Ф. Некоторые данные о тектоническом строении Зеленокаменного синклинория на восточном склоне Южного Урала по результатам гравиметрических и магнитных съемок. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 34, Свердловск, 1958.

¹ В. В. Хоментовский пишет: «... об остальной части синклинали мы в сущности ничего не можем сказать, кроме описания изображенных на карте контуров» [13, стр. 62].

5. Наседкин А. П. О структурных закономерностях распределения медно-кобальтового оруденения в западной части Пышминской зеленокаменной полосы. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Урала». Свердловское книжное изд-во, 1963 (Труды Свердловского горного ин-та, вып. 43).
6. Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3.
7. Пронин А. А. Основные черты тектоники восточного склона Среднего Урала. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 32, Свердловск, 1959.
8. Пронин А. А. О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала. Доклады советских геологов на XXXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
9. Романов Б. В. Гранитная формация Урала и его редкометальная металлогения. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Урала». Вып. 1. М.—Л., Госгеолгиздат, 1947.
10. Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Труды Первого Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1963.
11. Таврин И. Ф. Плотность и магнитная восприимчивость пород западной части Магнитогорского синклинория и восточной части Урал-Тау на Южном Урале. Труды ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Свердловск, 1962.
12. Тимофеев А. Н., Беллави О. В. О гравиметрическом и магнитометрическом пересечении Тагил-Магнитогорского синклинория Урала. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 2.
13. Хоментовский В. В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинория на Среднем Урале. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 7, М., Изд-во АН СССР, 1958.
14. Шванк О. А. и Люстих Е. Н. Интерпретация гравитационных наблюдений. М.—Л., Гостоптехиздат, 1947.
15. Юнков А. А., Афанасьев Н. Л., Федорова Н. А. Интерпретация аномалий Δg над контактами и сбросами. М., Госгеолтехиздат, 1961.
16. Ярош А. Н. Приближенные формулы для интерпретации гравитационных и магнитных наблюдений. В сб.: «Теория и практика интерпретации геофизических аномалий». Вып. 15. М., Госгеолгиздат, 1951.

Д. С. ВАГШАЛЬ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГРАВИМЕТРОВОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ВПАДИН ПРИ ПОИСКАХ СИЛИКАТНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Освещен успешный опыт использования гравиметровой съемки в целях выявления впадин при поисках силикатно-никелевых руд. Устанавливается преимущество гравиметровой съемки перед электроразведкой для решения этой задачи. Рекомендуется широкое применение гравиметровой съемки при поисках силикатно-никелевых руд и намечается возможность использования этого метода при поисках ряда других полезных ископаемых, локализуемых в углублениях коренных пород, а также для решения некоторых задач гидрогеологии и геологии.

Силикатные никелевые руды локализуются в рыхлых образованиях коры выветривания гипербазитов. Эти образования заполняют карстовые впадины на контактах гипербазитовых интрузий с карбонатными породами и углубления на поверхности самих интрузий. Для поисков никеленосных впадин применение различных геофизических методов имеет весьма благоприятные физико-геологические предпосылки. Однако до последнего времени использовались только методы сопротивлений электроразведки, а также магнитометрия, фиксирующая иногда кору выветривания пониженными или осложненными полями [1,4].

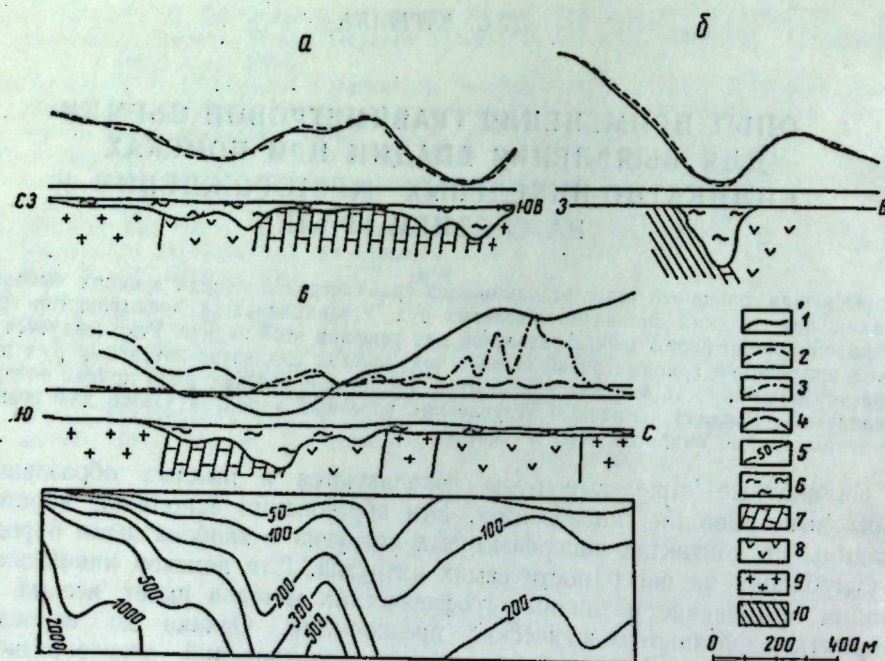
Гравиметровая съемка в этих целях ранее не применялась; опыт ее использования для выявления подобных впадин при поисках месторождений других полезных ископаемых очень незначителен и в литературе освещен слабо [2,5]. Высказывалось даже мнение о малой вероятности широкого применения гравиметрии при поисках впадин, в частности, карстовых [3].

В 1962 г. Опытной-методической экспедицией Уральского геологического управления на ряде известных месторождений Среднего Урала были изучены вопросы применения гравиметровой съемки для выявления впадин при поисках силикатно-никелевых руд.

Исследования были начаты в районе Режевского месторождения Среднего Урала. Плотность рыхлых рудоносных образований на изученном месторождении составляет $1,75 \text{ г/см}^3$, плотность вмещающих пород — серпентинитов, мраморов, гнейсов — $2,55\text{—}2,75 \text{ г/см}^3$. Недостаток плотности рыхлых пород весьма значителен и достигает $0,8\text{—}1,0 \text{ г/см}^3$. Размеры карстовых и тектонических впадин также достаточно велики: длина 400—1300 м, ширина 50—400 м, глубина 50—150 м, реже — до 200 м. Вмещающие породы с поверхности разбиты трещинами и выщелочены, как это обычно наблюдается на силикатно-никелевых месторождениях.

Высокоточной гравиметровой съемкой, проведенной в исследуемом районе

по сети 200×50 м, над никеленосными впадинами были зафиксированы локальные отрицательные аномалии небольшой интенсивности. Например, над впадинами северной части заснятой площади, разрез которых построен по данным бурения (см. рисунок, а), наблюдаются отрицательные локальные гравитационные аномалии, контуры которых совпадают с геологическими данными. Не менее четкие аномалии отмечены при съемках, проведенных в других никеленосных районах. На рисунке, б приведена типичная кривая Δg над месторождением никеля; отрицательная аномалия достигает здесь заметной интенсивности.



Данные геофизических исследований на силикатно-никелевых месторождениях.

а, б, в — кривые Δg на разных месторождениях.
1 — наблюдаемая кривая Δg ; 2 — расчетная кривая Δg ; 3 — кривая ΔZ ; 4 — кривая ρ_k при $AB=500$ м; 5 — изоэоны разреза ρ_k по данным ВЭЗ; 6 — рыхлые образования; 7 — мраморы; 8 — серпентиниты; 9 — гнейсы; 10 — сланцы.

Данные расчетов показывают, что в большинстве случаев экспериментальные кривые силы тяжести хорошо согласуются с вычисленными по разведенным геологическим разрезам. Это свидетельствует о том, что, несмотря на сложность разреза (трещиноватость поверхности коренных пород), плотностная граница совпадает с границей распространения рыхлых образований. Следовательно, открывается возможность оценки глубины впадин, что имеет важное значение для определения их перспективности в отношении промышленной рудоносности. Количественная интерпретация облегчается тем, что в условиях Среднего Урала положение исследуемой плотностной границы в ряде точек интерпретационного профиля обычно известно, так как за пределами минимума Δg она выходит на дневную поверхность или близко к ней.

Для сравнения эффективности гравиразведки и электроразведки на исследуемом участке по сети гравиметровой съемки было выполнено электропрофилирование по схеме $AA' MNB'B$ с $AB=500$ м и $A'B'=100$ м, а также вертикальное электроразведывание (ВЭЗ) по ряду профи-

лей. По данным профилирования, район месторождения характеризуется пониженными значениями кажущегося сопротивления, однако отдельные никеленосные впадины не отмечаются. Например, в районе залежи Л-4 (см. рисунок, в) снижение ρ_k наблюдается лишь на южном борту впадины; на северном же борту сопротивление не изменяется. И далее на север, за пределами впадины ρ_k сохраняется на уровне, наблюдающемся над впадиной.

Кривые ВЭЗ характеризуются постепенным возрастанием ρ_k с увеличением разностей питающих электродов, причем кривые, наблюдающиеся за пределами впадины, аналогичны, а на отдельных точках — идентичны кривым, полученным непосредственно на впадине. На разрезе ρ_k по данным вертикального электроразведывания область повышенной электропроводности распространяется далеко на север за пределы впадины.

Такая геоэлектрическая обстановка, очевидно, обусловлена тем, что коренные породы с поверхности выщелочены и разбиты трещинами, в связи с чем по электропроводности они существенно не отличаются от рыхлых образований.

В противоположность электроразведке, гравиметровая съемка фиксирует рассматриваемую впадину совершенно четко, как это видно на рисунке, а.

Таким образом, рыхлые никеленосные отложения с помощью электропрофилирования и ВЭЗ среди выщелоченных и трещиноватых пород не выделяются, в то время как гравиметрия позволяет решать эту задачу как качественно, так и количественно. Преимущества за гравиметровой съемкой сохраняются и для условий более простого геоэлектрического разреза, когда электрическая граница соответствует контакту рыхлых и массивных пород. Если количественная интерпретация данных гравиразведки не представляет существенной сложности, то вопросы количественной интерпретации электропрофилирования еще в достаточной степени не разработаны. Кроме того, геологические объекты с незначительным недостатком плотности, помимо рыхлых образований, встречаются редко, низким же сопротивлением обладают различные сланцы, зоны трещиноватости и др. Стоимость же гравиразведки существенно не превышает стоимости профилирования. Количественная интерпретация данных ВЭЗ, даже при наличии четких электрических границ, встречает серьезные трудности в связи с тем, что для впадин характерны крутые борты и относительно небольшие площадные размеры при значительной их глубине. Затраты же на выполнение ВЭЗ в несколько раз превышают расходы на гравиметровую съемку.

Предложена методика выявления впадин при поисках никелевых месторождений в условиях Среднего Урала, которая сводится к проведению гравиметровой съемки масштаба 1 : 25 000 или 1 : 10 000 на площадях развития никеленосных гипербазитов (серпентинитов). Предусматривается также изучение гравитационных минимумов методом ВЭЗ с целью исключения аномалий, вызванных плотностными неоднородностями коренных пород и комплексного исследования объектов по двум независимым физическим параметрам — плотности и электропроводности.

Исследования, выполненные по указанной методике в Режевском районе, позволили выделить ряд карстовых и тектонических впадин. Практически все аномальные зоны, рекомендованные для проверки бурением, оказались обусловленными наличием впадин в коренных породах. Например, в районе с. Леневского гравиметровой съемкой зафиксирован ряд карстовых впадин глубиной 30—60 м, в районе д. Ворониной обнаружены впадины шириной 50—100 м, глубиной 80—120 м.

Результаты исследований позволяют рекомендовать широкое использование гравиметровой съемки при поисках силикатно-никелевых месторождений. Можно полагать, что эта съемка найдет применение и при

поисках других полезных ископаемых, локализующихся в углублениях коренных пород: бокситов, погребенных россыпей благородных металлов и алмазов, залежей каолинитов и огнеупорных глин. В практике инженерной геологии и гидрогеологии гравиметровая съемка, по-видимому, позволит повысить эффективность поисков карстовых впадин и погребенных долин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аузин А. К. Комплексные геофизические исследования при поисках силикатных никелевых руд. «Разведка и охрана недр», 1962, № 10.
2. Киселев М. И. О состоянии и задачах геофизических работ на золото. «Геофизическая разведка», 1961, № 5.
3. Огильви А. А. Основные вопросы изучения карста методами геофизики. «Землеведение», нов. сер., 1960, № 5.
4. Lauterbach R. Geophysikalische Prospektionsverfahren zur Aufsuchung und Erschließung von Nickellagerstätten. ZS. angew. Geol., 1956, Bd. 2, No 8, 9.
5. Melbye C. E. Geophysical used in Rocky Mountains to trace uranium channels, locate narrow veins and determine depth of desert sand and gravel. Mining World, 1960, Bd. 22, No 7.

О. В. БЕЛЛАВИН

О ПРИМЕНЕНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ СЛЮДОНОСНЫХ РАЙОНОВ НА УРАЛЕ

В статье анализируется опыт геофизических исследований слюдоносных районов на Урале. По-новому ставится вопрос о направлении исследований комплексным методом, что представляет интерес для совершенствования методики поисково-разведочных работ на слюду.

В результате расширения работ по изучению слюдоносности в последнее время на Урале встал вопрос о совершенствовании методики поисков слюдяных месторождений, которая, как известно, продолжает оставаться без изменения на протяжении многих лет. Существующая методика в значительной мере устарела и к тому же не охватывает все новейшие, более экономичные способы выявления месторождений. В частности, не решен вопрос о том, какие задачи и как можно решать с помощью геофизических методов разведки. Использование методик, применяемых в этих целях, например, в Сибири и Карелии, — для своеобразных геологических условий Урала оказывается малоэффективным. Слюдяные месторождения Урала, в отличие от карельских и мамских, приурочены к древним платформам, расположены вблизи осевой части Уральской геосинклинали, в области интенсивной складчатости среди древних метаморфических толщ первично-осадочного происхождения. Наиболее распространены здесь биотитовые и двуслюдяные гнейсы, слюдяные гнейсы и сланцы, амфиболиты, графито-кварцевые сланцы. Встречаются также прослои гранато-кианито-слюдяных, кианито-слюдяных и ставролитовых сланцев, слюдяных кварцитов и микрогнейсов. Широко распространены плитообразные тела гнейсо-гранитов, а также мелкие тела гипербазитов.

Тектоническое строение Урала чрезвычайно сложное. Все точки слюдопроявления находятся в крупных антиклинальных структурах, осложненных обычно складчатостью высшего порядка вплоть до микроскладчатости. Повсеместно отмечается обилие крупных и мелких дизъюнктивных нарушений.

Пространственное распределение месторождений слюды подчиняется общей геологической структуре района. Пегматитовые жилы, несущие промышленное ослюдование, концентрируются на сравнительно небольших площадях в виде отдельных кустов жил. В большинстве случаев они приурочены к ядрам мелких антиклинальных складок второго и третьего порядка, расположенным на крыльях крупных антиклинальных структур, и нередко занимают зоны древних разломов, наиболее интенсивного проявления смятия и дробления пород.

Длина слюдоносных жил колеблется от 20—30 до 100—150 м. Горизонтальная мощность их исчисляется от десятков сантиметров до 10—12 м, редко достигает 30—50 м. Большинство пегматитовых жил имеет крутое падение и простирание, близкое к меридиональному; нередко наблюдается южное склонение жил до 40—45°. Мощность рыхлых отложений в пределах месторождений колеблется от 0—1 м на возвышенностях до 10—15 м в низинах. Слюда расположена в жилах в виде отдельных гнезд, причем с глубиной количество ее иногда увеличивается [5].

Вследствие сложности геологического строения Урала при поисках слюдяных месторождений в первую очередь встает задача выделения и прослеживания продуктивных горизонтов, для решения которой прежде всего

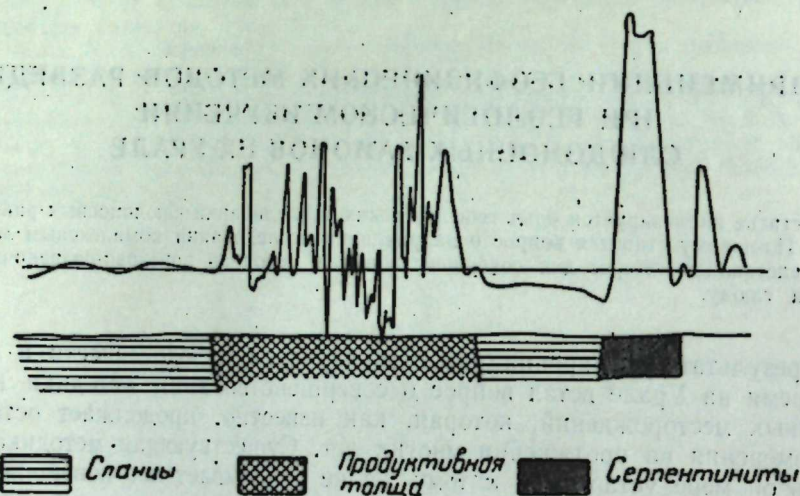


Рис. 1. Кривая ΔZ над продуктивной толщей и вмещающими породами.

необходимо выяснить структуру изучаемой площади. Задача эта осложняется ундуляцией складок и наличием крупных дизъюнктивных нарушений. К тому же месторождения слюды на Урале относительно мелкие, разрозненные и расположены часто в пониженных участках местности, где мощность рыхлых отложений достигает иногда нескольких метров, а обнаженность горных пород очень слабая.

Поиски и разведка отдельных пегматитовых жил в пределах уже выявленных продуктивных горизонтов также являются трудной задачей из-за незначительных размеров жил. Выявление пегматитов затрудняется, кроме того, широким распространением пластовых тел гнейсо-гранитов, по морфологии и физическим свойствам мало отличающихся от пегматитовых жил, а также обилием мелких послерудных дизъюнктивных нарушений.

Изучение слюдоносных площадей обычно сопровождается значительным количеством горных работ, причем выработки распределяются по площади более или менее равномерно, по заранее выбранной сети. Это, с одной стороны, приводит к тому, что большая часть горных работ затрачивается впустую, с другой стороны, многие пегматитовые тела, несущие ослюденение, остаются невыявленными.

В 1954 г. на Урале была сделана первая попытка выделить наиболее перспективные на слюду участки с помощью геофизических методов разведки. Важнейшим результатом этих работ, проведенных в районе пос. В. Сысерть [1], был вывод о возможности картировать с помощью магниторазведки продуктивную толщу (рис. 1), т. е. толщу двуслюдяных

и кианито-слюдистых гнейсов, к которым на изучаемой площади приурочены слюдоносные пегматитовые жилы. Это давало новое направление применению геофизики, так как до настоящего времени во всех опубликованных работах, посвященных геофизическим исследованиям слюдоносных площадей, поднимались только вопросы, касающиеся поисков и разведки отдельных жил. Кроме того, положительные результаты, полученные при поисках пегматитовых жил с помощью методов электроразведки, давали основание для проведения таких работ в более широких масштабах и позволяли более обоснованно выбрать методику дальнейших исследований.

В последующие годы работы по изучению слюдоносных районов с помощью геофизических методов были продолжены, причем основное внимание было направлено на непосредственное выявление пегматитовых жил. Выяснилось, что продуктивная толща, по данным магнитной съемки, выделяется на ряде типичных слюдяных месторождений, характерных для Среднего и Южного Урала (рис. 2). Однако при поисках и разведке пегматитовых жил с помощью электроразведки были встречены серьезные затруднения, так как кривые ρ_k часто получаются сложной «пилообразной» формы, вследствие чего уверенно выделить на них отдельные максимумы, соответствующие пегматитам, бывает весьма затруднительно. По этой причине существующая

тенденция к выявлению собственно слюдоносных пегматитов привела к тому, что геофизические методы поисков слюдяных месторождений не нашли широкого применения. Вместе с тем, если геофизика не решает в настоящее время задачи обнаружения слюдоносных жил, то это вовсе не означает неприменимость геофизических методов исследования при поисках месторождений слюды. Комплекс этих методов должен быть направлен не на непосредственные поиски слюдоносных пегматитовых жил, а на последовательное выявление благоприятных структур, комплексов и других регионально выраженных положительных индикаторов слюдоносности, а затем — на поиски внутри таких площадей структурных элементов четвертого-пятого порядка, кустов пегматитовых жил и т. д. Так, последовательно сужая район исследования и изменяя комплекс применяемых методов, можно будет подойти к непосредственному выявлению пегматитовых жил.

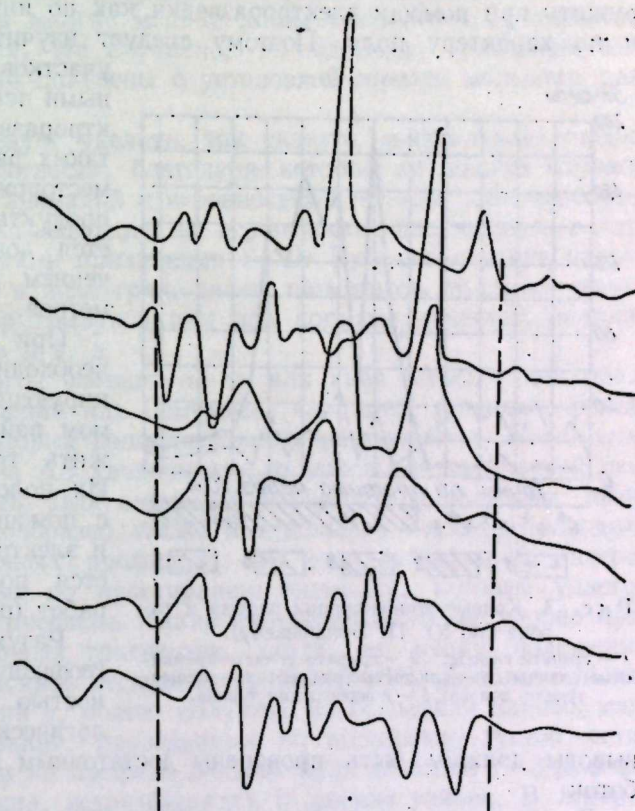


Рис. 2. План профилей ΔZ над продуктивной толщей. Штриховой линией схематически обозначены границы продуктивной толщи.

На первом этапе для выяснения структурных особенностей изучаемого района и в помощь геокартированию целесообразно применение площадной магнитной съемки масштаба 1 : 50 000 или 1 : 25 000. Работы в самом начале обязательно должны сопровождаться геологическим изучением разреза вдоль профилей. При благоприятных условиях с помощью магниторазведки можно непосредственно выделить продуктивные горизонты.

Известно, что наиболее часто жилы пегматитов располагаются в зонах разломов, интенсивной трещиноватости и складчатости. Такие зоны обычно сильно обводнены, минерализованы и во многих случаях их удается обнаружить при помощи электроразведки как по интенсивности аномалий, так и по характеру поля. Поэтому следует изучить возможность выделения участков, насыщенных слюдоносными пегматитами, с помощью электроразведки. Первые результаты таких работ, проведенных на двух месторождениях, показывают, что продуктивная толща характеризуется довольно выдержанным значением ρ_k порядка 2—6 тыс. ом-метров.

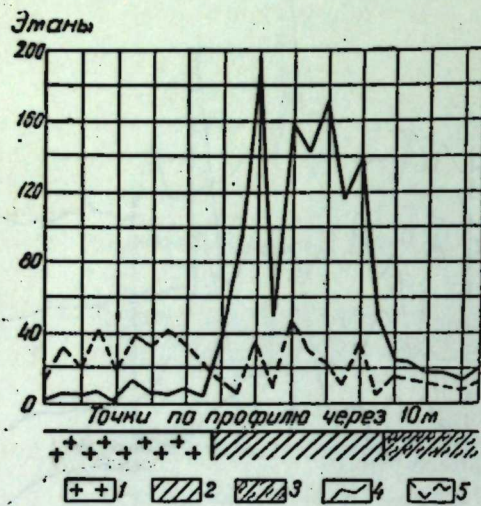


Рис. 3. Кривые концентрации радона и торона (по Ю. П. Булашевичу).

1 — гранито-гнейсы; 2 — графито-углисто-кремнистые сланцы; 3 — слюдистые сланцы; 4 — концентрация радона; 5 — концентрация торона.

выводы должны быть проверены достаточным количеством горных выработок.

В результате выполнения такого комплекса геофизических исследований можно будет достаточно уверенно и с минимальным объемом горных работ выделить наиболее благоприятные для поисков структуры, а в некоторых случаях даже определить границы продуктивных горизонтов и участки для проведения разведочных работ.

На втором этапе исследований, в результате детальной разведки встает задача обнаружения отдельных пегматитовых жил. В Карелии, где соотношение удельного электрического сопротивления пегматитов и вмещающих пород колеблется обычно от 1 : 3 до 1 : 5, а иногда и до 1 : 10 [6], для решения этой задачи с большим или меньшим успехом применяются различные методы электроразведки. Низкая эффективность подобных работ на Урале объясняется в первую очередь своеобразием геологического строения слюдоносных площадей, когда на протяжении двух-трех десятков метров нередко можно наблюдать многократное чередование пегматитов с различными по составу метаморфическими породами. Кроме того, во многих случаях нет существенной разницы¹ в проводимости пегматитов

¹ По данным М. А. Зыскина (Уральское геологическое управление), для пегматитов $\rho = 30 \div 36$ тыс. ом-метров, а для гнейсов различного состава $\rho = 14 \div 35$ тыс. ом-метров.

и вмещающих пород¹, ряд аномалий связан с неровностями рельефа, экранными явлениями, различными условиями заземления и пр. Однако и в таких условиях применение геофизических методов разведки может облегчить выявление отдельных жил. Для этого необходимо усовершенствовать методику исследований. Не всегда оправданы применяемые параметры установок симметричного профилирования. При $AB = 150$ м и длине пегматитовых жил порядка 100 м может возникнуть явление обтекания тока. Разносы MN в 5 и 10 м, вероятно, также слишком велики, так как мощность жил и прослоек гнейсов будет зачастую меньше размеров MN . При этом на кривой ρ_k могут быть получены локальные максимумы даже над проводящими породами, а многие мелкие жилы высокого сопротивления на кривой не выделяются. Не случайно, по-видимому, положительные результаты в 1954 г. были получены с установкой гораздо меньшего размера ($AB = 27$ м).

Большое внимание следует уделить, так сказать, «визуальной» оценке природы аномалии на местности, благодаря которой во многих случаях удастся установить связь аномалий с неровностями рельефа или, наоборот, обнаружить признаки, указывающие на вероятность нахождения в данном месте пегматитов. Такими признаками Г. Ф. Кулешов считает, например, своеобразные формы в виде гряд, свалы пегматитов, высыпки слюды или пегматитов около нор грызунов или под корнями деревьев, наличие выветрелой слюды «парги» и т. д.

Для того чтобы уточнить, вызвана ли та или иная аномалия влиянием жилы высокого сопротивления или помехами, например влиянием рельефа, можно провести некоторые дополнительные исследования. Если оставить MN неизменными, а AB увеличивать, то максимум, вызванный пегматитами, будет возрастать. Для аномалий, связанных с рельефом, этого не произойдет [6]. Целесообразно также в отдельных случаях проводить измерения на промежуточных профилях, так как наибольший интерес представляют выдержанные по простиранию аномалии, которые удастся проследить от профиля к профилю. Такие измерения наиболее удобно проводить при съемке срединных градиентов, когда, не меняя положения электродов AB , можно заснять несколько профилей MN . Дополнительные данные о природе аномалий ρ_k можно получить на основании данных магнитометрических исследований, проведенных по достаточно густой сети. Расстояние между точками на профиле должно быть не более 1—3 м, в зависимости от мощности жил, встречающихся в данном районе. В литературе описан положительный опыт применения такой методики [4].

В качестве «выбраковочного» метода следует опробовать также измерение сейсмoeлектрического эффекта второго рода, в основе которого лежит явление возникновения в горных породах естественных потенциалов под действием упругих колебаний. Опытные работы, проведенные на слюдяных месторождениях Карелии [7], показали, что с помощью таких измерений удастся фиксировать пегматитовые жилы, практически не отличающиеся по удельному сопротивлению от вмещающих пород.

Однако выделить с помощью геофизических методов разведки отдельные пегматитовые тела возможно, по-видимому, только в том случае, когда жилы пегматитов находятся на значительном расстоянии друг от друга, во всяком случае, когда расстояния между ними значительно превосходят мощность самих жил. В противном случае, на графиках кажущегося сопротивления можно наметить только отдельные участки, соответствующие скоплениям пегматитовых тел, так называемым «кустам» жил, но и этот результат следует считать положительным, так как выявление таких «кустов» представляет значительный интерес при поисковых работах.

Известно, что пегматиты часто содержат минералы, обладающие повышенной радиоактивностью. Это, казалось бы, дает основание полагать, что пегматитовые жилы можно будет обнаружить с помощью эманационной съемки. В некоторых случаях это действительно удается сделать. Так, например, Ю. П. Булашевичем [2] описан успешный опыт применения радиоактивного метода для поисков пегматитов в полосе щелочных пород Урала. Однако акцессорные минералы таких пегматитов отличаются от тех, которые характерны для пегматитов гранитного ряда. Поэтому нами были выполнены лабораторные измерения радиоактивности образцов¹ пород из всех наиболее значительных месторождений Урала. Во всех случаях пегматиты по своей активности практически не отличаются от вмещающих пород. Эманирующая способность пегматитов также весьма мала. Все эти данные говорят о том, что поиски слюдоносных пегматитов с помощью радиоактивных методов при проведении измерений на дневной поверхности нецелесообразны. Полевые исследования, проведенные в 1960 г. в пределах Полдневского и Абросовского месторождений, подтверждают этот вывод. Отдельные редкие аномалии при эманационной съемке были получены как над вмещающими породами, так и над пегматитовыми жилами, в том числе и бесплодными; поэтому наличие аномалий не позволяет сделать какого-либо определенного вывода о слюдоносности пегматитов указанных месторождений.

В то же время известны случаи, когда гнездовые скопления слюды сопровождаются значительным повышением радиоактивности. В этих случаях при проведении измерений непосредственно на поверхности жилы фиксируются аномалии, достигающие нескольких десятков эман, а при удалении на 1—2 м от поверхности величина аномалии практически равна нулю. Это явление следует учитывать при проведении буровых работ в районе месторождений. Используя его, при радиоактивном каротаже можно обнаружить гнездовые скопления слюды.

В дальнейшем, наряду с усовершенствованием методики геофизических исследований при выделении продуктивных горизонтов в поисках пегматитовых жил, особое внимание следует обратить на разработку методов, позволяющих разделить слюдоносные и бесплодные пегматиты, а также обнаружить внутри пегматитовых жил участки, обогащенные слюдой.

Необходимо полно изучить физические свойства пород слюдоносных районов, в частности, плотность. Это поможет более целенаправленно проводить полевые исследования, будет способствовать более обоснованной интерпретации полученных материалов и, вероятно, позволит расширить комплекс применяемых методов.

И, наконец, следует тщательно изучить характер гравитационного поля слюдоносных районов. При предварительном изучении гравиметрических карт намечается закономерность расположения месторождений слюды в таких участках метаморфического комплекса, которые характеризуются положительными аномалиями силы тяжести небольшой интенсивности или находятся на флангах отрицательных аномалий, обусловленных гранитными массивами. Вопрос этот крайне важен для правильного направления дальнейших поисковых работ и для решения его необходимо провести специальные исследования.

Развивая и совершенствуя методику геофизических исследований, следует уже сейчас шире внедрять в практику зарекомендовавшие себя с положительной стороны методы решения отдельных вопросов геологического строения слюдоносных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беллавин О. В. К вопросу о применении геофизических методов разведки при поисках пегматитовых жил в условиях Среднего Урала. «Научные работы студентов». Сб. 3. Свердловск, 1957 (Свердловский горный институт).
2. Булашевич Ю. П. Применение радиоактивного метода для поисков пегматитов в полосе щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.
3. Булашевич Ю. П. О картировании графитизированных пород. «Разведка и охрана недр», 1957, № 2.
4. Игнатьева Т. С. Рекомендации по применению комплекса съемки срединных градиентов и микромагнитной съемки при поисках редкометалльных пегматитовых жил. В сб.: «Новое в методике и технике геологоразведочных работ». Труды ВИТР, сб. 3, М., Госгеолтехиздат, 1961.
5. Кулешов Г. Ф. К вопросу о слюдоносности Урала. Свердловский бюлл. горного о-ва, № 9, 1958.
6. Лиогенький С. Я. О повышении эффективности геофизических работ при поисках и разведке слюдяных пегматитовых жил. «Разведка и охрана недр», 1960, № 8.
7. Нейштадт Н. М. Поиски пегматитов при помощи сейсмоэлектрического эффекта второго рода. «Сов. геол.», 1961, № 1.

¹ Образцы эти любезно предоставил из своей коллекции Г. Ф. Кулешов.

Р. Г. АБЕЛЬС

РАДИУС ДЕЙСТВИЯ СВЕРДЛОВСКОЙ МАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

На основании магнитограмм свердловской (Верхнее Дуброво), казанской (Займище), слущкой¹ (близ Ленинграда) и иркутской (Зуй) обсерваторий и проведенных магнитных наблюдений на некоторых опорных пунктах на Урале и в Западной Сибири рассчитаны значения радиуса действия Свердловской магнитной обсерватории.

Под «радиусом действия» следует понимать те предельные расстояния от г. Свердловска, на которых возможно приведение к эпохе с требуемой точностью (по свердловскому магнитографу) наблюдений магнитного склонения D и горизонтальной составляющей H на опорных пунктах.

Составлена соответствующая таблица значений радиуса при спокойном магнитном поле Земли и при небольших возмущениях и направлениях S , $Ю$, $В$ и $З$ от Свердловска.

В 1954 г. в печати появилась обстоятельная работа М. С. Пенкевич «О радиусе действия магнитных обсерваторий» [1], в которой подробно рассмотрены источники погрешностей (связанных с приведением к эпохе, то есть к средней годовой величине) магнитных наблюдений в какой-либо обсерватории, если делать приведение к эпохе по данным другой, ближайшей к ней обсерватории. Использованы при этом материалы наблюдений (ежечасные значения магнитных элементов) 13 обсерваторий, расположенных на огромной территории СССР, и двух зарубежных обсерваторий.

Количественные оценки погрешностей (например, обусловленных разностями годового и векового хода) и суммарных квадратичных погрешностей приведения по 20 парам обсерваторий за 1949 г. указаны за спокойные и возмущенные дни в двух таблицах. Как пишет М. С. Пенкевич: «Числа, представленные в этих таблицах, являются усредненными за значительный период, поэтому они дают только общую характеристику сходимости вариаций различных обсерваторий. Расхождения вариаций для отдельных часов и дней могут быть как меньше указанных в таблицах, так и больше» (стр. 96). И далее: «Для каждого отдельного случая наибольшая возможная погрешность, как правило, не будет превышать табличной более чем в 3 раза» (стр. 98).

В настоящей работе автором была поставлена перед собой более узкая, конкретная практическая задача: используя вариации магнитных элементов (не средние, а отдельные или индивидуальные) в магнитных обсерваториях — Верхнее Дуброво (Свердловск), Займище (Казань), Слуцкая (Ленинград) и Зуй (Иркутск) за 1937 г. и, кроме того, результаты наблюдений на некоторых опорных пунктах в Западной Сибири и частично на Урале, — определить радиус действия Свердловской магнитной обсерватории применительно к точности, которая требуется для наблюдений на опорных пунктах.

¹ Слуцкая обсерватория разрушена в период Великой Отечественной войны и сейчас не существует.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ТРЕХ ПАР ОБСЕРВАТОРИЙ
ВЕРХНЕЕ ДУБРОВО — ЗАЙМИЩЕ, ВЕРХНЕЕ ДУБРОВО — СЛУЦК,
ВЕРХНЕЕ ДУБРОВО — ЗУЙ**

Для данной работы использованы следующие материалы:

1. Магнитограммы магнитного склонения D , горизонтальной составляющей H и вертикальной составляющей Z обсерватории Верхнее Дуброво за 13 дней июня—сентября 1937 г. и копии магнитограмм обсерваторий Займище, Слуцкой, Зуй за соответствующие 10—13 дней тех же месяцев. Дни выбраны с различными степенями и типами возмущений.

2. Абсолютные величины D , H , Z за каждый четный час в указанные дни (не средние, а мгновенные).

Составлены разности D , H , Z за каждый четный час для обсерваторий Свердловск—Казань, Свердловск—Слуцк и разности D , H для обсерваторий Свердловск—Иркутск. Абсолютных величин Z от Иркутской обсерватории не было получено. В разности этих элементов внесены поправки за средний суточный ход в течение времени, равного разнице долгот этих обсерваторий от Свердловска. Поправки брались по представленным графически средним суточным ходам свердловской обсерватории за все дни соответствующего месяца 1937 г.

Составлены таблицы (здесь не приведенные), в которых для каждой пары обсерваторий и для каждого элемента показаны:

- 1) абсолютные величины магнитных элементов за каждый четный час;
- 2) разности элементов с поправками за суточный ход;
- 3) активность магнитного поля по 5-балльной шкале: 0,0; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 за каждый двухчасовой промежуток (по магнитограммам обсерватории Верхнее Дуброво).

Взятые из этих таблиц разности магнитных элементов (D минус D ; H минус H ; Z минус Z) для каждой из трех пар обсерваторий сгруппированы по степеням магнитной активности¹ и приведены в табл. 1—8, где показаны: а) средние значения разностей; б) средние отклонения от этих средних за дни или части дня с данной активностью магнитного поля (часы указаны по Гринвичскому времени); в) разности максимальных и минимальных значений разностей, которые в дальнейшем (в тексте и таблицах) будем обозначать δ_{max} .

Рассмотрим сначала данные для обсерваторий Верхнее Дуброво—Займище (табл. 1—3).

Сопоставление магнитограмм этих обсерваторий показало большое сходство между вариациями D , H , Z в Верхнее Дуброво и Займище: обычно бывает расхождение лишь в деталях; вариации в Верхнее Дуброво несколько больше, чем в Займище.

Из таблиц для D и H видно, что чем выше активность магнитного поля, тем больше различаются между собой разности магнитных элементов; однако это наблюдается не всегда: для D 5 июня и 14—15 июля при активности 0,5 балла разности магнитных элементов изменились больше, чем 9 и 24 июля и 27 августа при активности 1,0. Дело здесь в том, что возмущение может проявляться не только в повышенной активности, но и в отступлениях от нормального суточного хода, что и имело место 5 июня и 14—15 июля.

Возмущение, как известно, часто сопровождается изменением уровня кривой, не одинаковым для разных обсерваторий. При этом активность магнитного поля может быть и не очень высока.

¹ Указанные в таблицах характеристики степени возмущения «активность до» обозначают, что в данном интервале времени могут встречаться небольшие промежутки с меньшей активностью магнитного поля. Например, если указано «активность до 1,0», то могут быть и промежутки с активностью 0,5.

Таблица 1

Верхнее Дуброво (Свердловск) — Займище (Казань)
(Магнитное склонение D)

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	τ (по Гринвич- скому времени)	Средняя разность $D_{ВД} - D_З$	Среднее отклонение от средней, $\pm$ мин	δ_{max} , мин
0,0 (спокойно)	10/VII 13/VII	8—24 6—20	3°34',2 3 34,0	0,5 0,3	1,9 1,6
		Среднее	3 34,1	0,4	1,8
0,5 (небольшие возмущения)	5/VI 14/VII 15/VII	6—18 2—14 2—24	3 33,6 3 35,4 3 34,9	1,3 1,0 0,8	4,4 3,8 2,8
		Среднее	3 34,6	1,0	3,7
		1,0 (умеренные возмущения)	9/VII 24/VII 27/VIII	12—24 6—24 0—24	3 33,7 3 34,0 3 34,0
Среднее	3 33,9			0,8	3,4
1,5 (значительные возмуще- ния)	6/VI 24/VII			2—24 0—4	3 35,8 3 32,8
		Среднее	3 34,3	3,2	8,8
2,0 (умеренная буря)	2/VIII	0—24	3 36,1	1,6	6,9

Таблица 2

Верхнее Дуброво — Займище
(Горизонтальная составляющая H)

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	τ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность* $H_{ВД} - H_З$	Среднее отклоне- ние от средней, $\pm \gamma$	δ_{max} , γ
0,0 (спокойно)	10/VII 13/VII	2—24	—580	3	15
		4—24	—580	4	18
1,0 (умеренные возмущения)	5/VI 15/VII 27/VIII	Среднее	—580	4	16
		4—20	—583	4	20
		0—24	—579	3	10
		0—24	—580	4	19
1,5 (значительные возмуще- ния)	6/VI 9/VII 19/VII 20/VII 24/VII	Среднее	—581	4	16
		2—24	—578	5	21
		12—24	—575	4	18
		6—24	—580	3	12
		6—24	—581	6	18
		0—24	—579	6	25
		Среднее	—579	5	19
2,0 (умеренная буря) . . .	2/VIII	2—24	—574	5	20

* Значения средней разности $H_{ВД} - H_З$ указаны со знаком минус, так как $H_{ВД}$ меньше $H_З$.

Таблица 3

Верхнее Дуброво — Займище
(Вертикальная составляющая Z)

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	γ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность $Z_{В.Д.} - Z_3$ γ	Среднее отклоне- ние от средней, $\pm \gamma$	δ_{max} γ
0,0 (спокойно)	4/VI 5/VI 13/VII	8—24	—286	1	4
		2—18	—295	2	9
		6—24	—280	2	10
0,5—1,0 (небольшие возму- щения)	15/VII 16/VI	Среднее	—287	2	8
		2—24	—296	5	22
		2—24	—296	5	22
1,5 (значительные возмуще- ния)	14/VII	Среднее	—296	5	22
		2—24	—277	6	25

Значения средней разности $Z_{В.Д.} - Z_3$ указаны со знаком минус, так как $Z_{В.Д.}$ меньше Z_3 .

Отметим, например, что 6 июня от 6 до 12 часов (в табл. I за часы 6—12 разность не указана) при активности 0,5—1,0 средняя разность для D равна $3^{\circ}38'$; она выше, чем приведенные в таблице средние разности за все три дня с общей активностью 1,5—2,0 балла. Разность эта на $4'$ выше, чем в спокойные дни, между тем как среднее значение разности за эти три дня с значительными возмущениями лишь на $0,8'$ больше, чем средняя разность в спокойные дни.

Для H влияние изменения уровня кривой во время возмущения, согласно табл. 2, отмечается 9 июля и 2 августа, когда средние разности элементов несколько понижены по сравнению с остальными разностями, приведенными в таблице.

Сходство кривых H в Верхнее Дуброво и Займище даже во время значительных возмущений, пожалуй, еще больше, чем кривых D , что следует также из указанной таблицы. Особенно поразительно сходство кривых и близость между собой разностей 19 июля во время значительного возмущения с активностью в 1,5 балла, когда среднее отклонение от средней составило $\pm 3 \gamma$, δ_{max} равна 12γ , что даже немного меньше, чем в вполне спокойные дни. Заметным изменением уровня кривой это возмущение не сопровождалось.

Вертикальная составляющая Z в Верхнее Дуброво и Займище испытывает значительно меньшие колебания, чем D и H . Возмущения проявляются в кривой Z не столько в резких вариациях, сколько в повышении и понижении ее уровня. Из приведенных в табл. 3 данных видно, что средние разности Z изменяются довольно значительно даже в спокойные дни: с 4 июня до 5 июня на 9γ , с 5 до 13 июня на 15γ .

Такие большие изменения средних разностей Z по сравнению с изменениями их для H нам не представляются реальными. Они являются, скорее всего, результатом недостаточной восприимчивости Ллойдовых весов к вариациям магнитных элементов в одной из указанных обсерваторий, а может быть в обеих, и не вполне учтенными изменениями базисных значений.

Таблица 4

Верхнее Дуброво — Слуцк
(Магнитное склонение D)

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	γ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность $D_{В.Д.} - D_{Сл.}$	Среднее отклоне- ние от сред- ней, $\pm \text{мин.}$	δ_{max} мин
0,0 (спокойно)	10/VII 13/VII 19/VII	6—24	$8^{\circ}2', 1$	1,9	7,6
		0—20	8 0,6	1,2	5,5
		0—12	8 0,9	0,9	2,8
0,5 (небольшие возмущения)	4/VI 5/VI 9/VII 14/VII	Среднее	8 1,2	1,3	5,3
		2—14	8 1,0	2,3	7,9
		2—18	8 2,2	2,8	8,0
1,0 (умеренные возмущения)	9/VII 14/VII 24/VII 27/VIII	2—10	8 1,3	1,4	5,2
		2—14	8 4,9	2,2	5,5
		Среднее	8 2,4	2,2	6,6
1,5 (значительные возмуще- ния)	6/VI 19/VII 20/VII	12—24	8 2,1	1,9	7,6
		16—24	8 2,9	1,6	6,7
		6—24	8 3,3	2,1	7,8
2,0 (умеренная буря)	2/VIII	2—8	8 0,4	3,2	10,6
		Среднее	8 2,2	2,2	8,2
		2—24	8 4,5	3,0	11,7
		14—24	8 3,7	2,5	7,9
		2—24	8 1,3	1,0	3,9
		Среднее	8 3,2	2,2	7,8
		2—24	8 6,5	3,5	13,5

Таблица 5

Верхнее Дуброво — Слуцк
(Горизонтальная составляющая H)

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	γ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность $H_{В.Д.} - H_{Сл.}$ γ	Среднее отклоне- ние от сред- ней, $\pm \gamma$	δ_{max} γ
0,0 (спокойно)	10/VII 13/VII	6—24	837	5	23
		2—24	840	6	19
		Среднее	838	6	21
0,5 (небольшие возмущения)	4/VI 5/VI 24/VII 27/VIII	2—14	842	10	33
		2—24	845	12	62
		2—24	841	15	82
1,0 (умеренные возмущения)		2—24	836	8	31
		Среднее	841	11	52
1,5 (значительные возмуще- ния)	6/VI 14/VII 20/VII 24/VII	2—24	826	36	184
		2—24	810	33	160
		2—24	846	6	23
		2—24	841	15	82
		Среднее	831	22	112

Таблица 6

Верхнее Дуброво — Слуцк
(Вертикальная составляющая Z)

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	χ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность $Z_{В.Д.} - Z_{Сл.}$	Среднее отклонение от средней, ± 1	δ_{max}
0,0 (спокойно)	4/VI	2—24	3389	6	21
	5/VI	2—18	3395	8	27
	13/VII	2—24	3387	5	17
0,5—1,0 (небольшие возмущения)	Среднее		3390	6	22
	9/VII	2—22	3384	6	25
	10/VII	8—24	3384	7	21
	19/VII	2—24	3377	3	13
	20/VII	2—24	3377	6	22
1,5 (значительные возмущения)	Среднее		3380	6	20
	6/VI	2—24	3399	37	186
	14/VII	2—24	3369	27	127
	24/VII	2—24	3367	14	54
	2/VIII	2—24	3398	26	111
2,0 (умеренная буря)	Среднее		3383	26	120
	19/VII	2—24	846	9	49
	2/VIII	2—24	827	22	93
Среднее			836	16	71

Рассмотрим разности D , H , Z для обсерваторий Верхнее Дуброво — Слуцк (табл. 4—6). По магнитограммам и таблицам для D и H можно сделать следующие заключения: вариации D и H в этих двух обсерваториях вообще сильно различаются между собою, хотя в них и наблюдается некоторый параллелизм. Различия их заключаются:

1) в больших колебаниях значений элементов в Слуцке, чем в Верхнее Дуброво;

2) в возникновении в Слуцке добавочных колебаний элементов, которые в Верхнее Дуброво либо совсем не наблюдаются, либо они очень незначительны;

3) в том, что отдельные максимумы и минимумы наступают иногда в Слуцке и в Верхнее Дуброво неодновременно;

4) в неодинаковом изменении уровня кривых;

5) в неодинаковых отступлениях от нормального суточного хода.

Эти различия вариаций D и H в указанных обсерваториях обуславливают и большие колебания разностей, чем в обсерваториях Верхнее Дуброво — Займище.

Изменения уровня кривых особенно сказались для H на колебаниях разностей во время значительных возмущений с активностью 1,5 балла 6 июня и 14 июля — средние отклонения от средних составляют соответственно $\pm 36\gamma$ и $\pm 33\gamma$.

С другой стороны, например, 20 июля во время возмущения с той же активностью 1,5 балла, не сопровождавшейся большим изменением уровня кривых, среднее отклонение от средней было равно лишь $\pm 1'$ для D и

$\pm 6\gamma$ для H , что не превышает даже среднего отклонения во время вполне спокойных дней.

Вообще, δ_{max} для D и H и средние отклонения от средних для обсерваторий Верхнее Дуброво — Слуцк приблизительно в 2—3 раза больше, чем для обсерваторий Верхнее Дуброво — Займище.

Для Z еще в большей степени, чем для H , на колебания разностей этого элемента влияют изменения уровня кривых, значительно большие в Слуцке, чем в Верхнее Дуброво. При этом увеличение Z сопровождается уменьшением указанных разностей и обратно. В спокойные дни и при небольших возмущениях средние значения из средних отклонений от средних составляют всего $\pm 6\gamma$. Несколько большие изменения средних разностей отмечаются в различные дни, например с 5 июня до 13 июля средняя разность уменьшилась на 8γ при спокойном магнитном поле.

Следует отметить, что для обсерваторий Верхнее Дуброво — Займище также при активности 0,0, как указано выше, изменение разностей магнитных элементов от одного дня к другому достигало 15γ , что почти вдвое превышает таковые изменения для обсерваторий Верхнее Дуброво — Слуцк; расстояние же от Верхнее Дуброво до Казани более чем в два раза меньше расстояния от Верхнее Дуброво до Слуцка.

Это невольно наводит на мысль, что высказанное ранее предположение о недостаточном учете базисных значений Ллойдовых весов справедливо скорее для Казани, чем для Верхнее Дуброво.

Перейдем к рассмотрению данных для обсерваторий Верхнее Дуброво — Зуй (табл. 7 и 8).

Верхнее Дуброво — Зуй
(Магнитное склонение D)

Таблица 7

Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	χ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность $D_{В.Д.} - D_{Зуй}$	Среднее отклонение от средней, $\pm \text{мин}$	δ_{max} мин
0,0 (спокойно)	3/VI	2—24	13°6',7	1,1	5,0
	10/VII	6—24	13 8,6	0,9	4,0
	19/VII	2—12	13 6,5	1,6	6,1
	3/IX	8—24	13 6,5	1,6	6,9
0,5 (небольшие возмущения)	Среднее		13 7,1	1,3	5,5
	4/VI	2—14	13 5,0	2,3	7,9
	5/VI	2—18	13 5,8	2,4	11,5
	9/VII	2—10	13 6,3	3,2	9,7
	14/VII	2—14	13 8,0	1,7	5,4
1,0 (умеренные возмущения)	Среднее		13 6,3	2,4	8,6
	4/VI	14—24	13 6,8	1,7	6,4
	9/VII	10—24	13 5,8	3,4	13,4
1,5 (значительные возмущения)	Среднее		13 6,1	2,6	9,9
	14/VII	16—24	13 10,3	2,6	6,6
	19/VII	14—24	13 6,0	4,0	14,1
	20/VII	2—24	13 8,2	3,0	15,8
	Среднее		13 8,2	3,2	12,2

Таблица 8.

Верхнее Дуброво — Зуй
(Горизонтальная составляющая H)

(горизонтальная составляющая γ)					
Активность магнитного поля	Дата (1937 г.)	γ (по Грин- вичскому времени)	Средняя разность* $H_{В.Д.}-$ $H_{Зуй}$	Среднее отклонение от сред- ней, $\pm \gamma$	δ_{max} , γ
0,0 (спокойно)	10/VII 3/IX 4/IX	6—24	—2826	8	19
		2—24	—2829	9	54
		2—24	—2833	8	44
0,5 (небольшие возмущения)	3/VI 4/VI	Среднее	—2829	8	39
		2—24	—2838	6	35
		2—14	—2849	12	38
1,0 (умеренные возмущения)	5/VI 19/VII	Среднее	—2844	9	36
		2—24	—2828	14	66
		2—12	—2817	8	21
1,5 (значительные возмуще- ния)	4/VI 9/VII 14/VII 19/VII 20/VII	Среднее	—2822	11	44
		14—24	—2837	5	18
		10—24	—2830	7	28
		2—24	—2811	14	63
		14—24	—2824	10	29
		2—24	—2828	8	38
		Среднее	—2826	9	35

* Значения средней разности $H_{В.Д.} - H_{Зуй}$ указаны со знаком минус, так как $H_{В.Д.}$ меньше $H_{Зуй}$.

Соотношения между вариациями элементов здесь приблизительно такие же, как между вариациями в Слуцке и Верхнее Дуброво. При общем сходстве кривых часто наблюдаются их существенные различия, особенно для D : Вариации элементов в Иркутске меньше, чем в Свердловске, а некоторые из них (как резкие так и плавные), отмечающиеся в Верхнее Дуброво, либо совсем отсутствуют в Зуе, либо слабо выражены. Чтобы было удобнее сравнивать между собой колебания разностей элементов для указанных обсерваторий и для большей наглядности приводим общую табл. 9, в которую включены взятые из табл. 1—8 средние величины значений δ_{max} и средних отклонений от средних для обсерваторий Верхнее Дуброво — Слуцк. При этом разности с активностью до 0,5 и до 1,0 балла объединены в одну группу «небольшие возмущения» и из них выведены средние величины. В эту таблицу включены те же данные для обсерваторий Верхнее Дуброво — Займище. Ниже эта таблица будет использована также для вычисления радиуса действия свердловской магнитной обсерватории.

В табл. 9 показано, что при активности от 0,0 до 1,0 балла средние отклонения от средних для D и H в обсерваториях Верхнее Дуброво — Слуцк и Верхнее Дуброво — Зуй близки между собой. При активности 1,5 эти отклонения отличаются, причем для D в первой паре обсерваторий

средние отклонения от средней приблизительно в 1,5 раза меньше, чем во второй, а для H , наоборот, в два раза больше.

Таблица 9

Среднее отклонение от средней для разностей D , H и Z
по трем парам обсерваторий

Активность магнитного поля	Магнитный элемент	Верхнее Дуброво — Займище		Верхнее Дуброво — Слуцк		Верхнее Дуброво — Зуй	
		Среднее отклонение от средней, $\pm$	δ_{max}	Среднее отклонение от средней, $\pm$	δ_{max}	Среднее отклонение от средней, $\pm$	δ_{max}
0,0	D	0',4	1',8	1',3	5',3	1',3	5',5
	H	4 γ	16 γ	6 γ	21 γ	8 γ	39 γ
	Z	2 γ	8 γ	6 γ	22 γ	—	—
0,5—1,0	D	0',9	3',6	2',2	7',4	2',4	9',0
	H	4 γ	16 γ	11 γ	52 γ	10 γ	40 γ
	Z	5 γ	22 γ	6 γ	26 γ	—	—
1,5	D	1',6	8',2	2',2	7',8	3',2	12',2
	H	5 γ	19 γ	19 γ	98 γ	9 γ	35 γ
	Z	6 γ	25 γ	26 γ	120 γ	—	—

Было бы интересно провести более полное и подробное сопоставление индивидуальных вариаций магнитных элементов обсерваторий в Свердловске, Казани, Слуцке, Иркутске, а может быть, и в других обсерваториях, при разных степенях и типах возмущений за значительно большее число дней, чем было рассмотрено в данной работе.

ПРИБЛИЖЕННЫЙ РАСЧЕТ РАДИУСА ДЕЙСТВИЯ СВЕРДЛОВСКОЙ МАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

Под радиусом действия магнитной обсерватории принято понимать радиус того круга, внутри которого различия вариаций магнитных элементов не должны выходить за некоторые пределы, определяемые той или иной поставленной нами задачей. При этом слово «радиус» следует понимать условно, так как указанные изменения вариаций наблюдаются внутри не круга, а некоторой овалообразной фигуры.

Как было упомянуто выше, основной целью настоящей работы является определение тех предельных расстояний от Свердловска, на которых возможно приведение к эпохе полевых магнитных наблюдений на опорных пунктах с требуемой точностью.

Для вычисления радиуса действия свердловской магнитной обсерватории используем сначала результаты наблюдений D на некоторых опорных пунктах Западной Сибири и Урала в 1928, 1934, 1937 и 1939 гг.; приведенных к середине соответствующего года по магнитографу обсерватории в Верхнее Дуброво. Пункты выбраны в разных направлениях и расстояниях от Свердловска. Во все указанные годы наблюдения были произведены одними приборами, а именно: D и H — магнитным теодолитом Муро-Шасселон № 81 с приспособлениями для измерения H электрическим методом; угол наклона I — индукционным инклинатором Эдельмана. Вертикальная составляющая Z определялась по измеренным значениям H и I . Теодолит Муро-Шасселона служил и для проведения всех астрономических наблюдений.

Точность каждого наблюдения (точнее, каждой серии наблюдений) можно оценить приблизительно в $\pm 0',8$ для D (принимая также во внимание ошибки определения азимута), $\pm 5 - 7 \gamma$ для H , $\pm 0',5$ для I [2].

Чтобы можно было надлежащим образом использовать наблюдения на опорных пунктах для изучения векового хода магнитных элементов, результаты наблюдений и приведенных к эпохе должны давать точность не меньшую, чем $\pm 1'$ для D и I , $\pm 5\gamma$ для H . Такая точность указана в инструкции для наблюдений на опорных пунктах, составленной В. П. Орловым. При этом число наблюдений должно быть, согласно этой инструкции, не менее восьми для D , двенадцати для H и шести для I .

Мерою точности ряда наблюдений будем считать среднее отклонение от средней отдельных наблюдений (точнее, отдельных серий наблюдений), приведенных к эпохе по записям магнитографа обсерватории.

Таблица 10

Характеристика точности результатов наблюдений D на некоторых опорных пунктах Западной Сибири и Урала, приведенных к середине года по магнитограммам обсерватории Верхнее Дуброво

Год	Пункт	Расстояние от г. Свердловска, км	Направление от Свердловска	Среднее отклонение от средних наблюдений от среднего, мин	$\delta_{\max}$, мин	Количество дней наблюдений	Количество наблюдений	Активность магнитного поля
1937	Филькино (Надеждинский завод)	300	С	0,4	1,5	3	7	0,0
1939	Там же	300	С	0,6	2,1	4	9	0,0—1,0
1937	Соликамск	380	ССЗ	0,9	3,1	2	6	0,0
1937	Орловское	380	ССЗ	1,3	5,2	3	9	0,0—0,5
1928	Тобольск	500	BCB	0,9	2,7	2	5	0,0—0,5
1937	Ишим	500	В	0,2	0,9	3	7	0,0—0,5
1939	Петропавловск	560	ВЮВ	0,9	4,0	4	11	0,0—0,5
1939	Акмоллинск	950	ЮВ	1,7	4,8	3	6	0,0—0,5
1937	Бреды	480	Ю	1,0	4,5	2	6	0,0—0,5
1937	Трухляя (Пермь)	300	СЗ	0,7	2,3	3	5	0,0—0,5
1934	Сургут	900	СВ	1,4	6,2	3	6	0,0—0,5
1934	Томск	1500	В	1,3	3,8	2	5	0,0—0,5
1934	Татарск	970	В	1,0	3,1	2	4	0,0—0,5
1934	Барабинск	1120	В	0,2	0,4	4	4	0,0

В табл. 10 приводим данные наблюдений, полученные в указанные годы. Попытаемся на основании этой таблицы сделать некоторые выводы о радиусе действия свердловской магнитной обсерватории, которые могут быть лишь очень приближенными, потому что результаты — средние отклонения от средних — не вполне сравнимы, так как они выведены из разного числа дней наблюдений. Может быть различным и характер вариаций магнитных элементов при одной и той же оценке активности магнитного поля. К тому же следовало бы провести большее количество наблюдений на большем числе пунктов.

Применительно к точности в $\pm 1'$, предъявляемой к результатам определений D на опорных пунктах, будем считать радиусом действия то расстояние, при котором среднее отклонение от средней не превышает $\pm 1'$. Соответствующее этому среднему отклонению значение $\delta_{\max}$ для приведенных величин D обычно равно 3—4', как видно из таблицы. Радиус действия будем рассчитывать при двух состояниях поля: 1) при активности 0,0 (вполне спокойно) и 2) при активности 0,5 и 1,0, которые объединены в одну группу «небольшие возмущения» так же, как и в табл. 9.

Принимая при этом, что среднее отклонение от средней пропорционально расстоянию, будем определять значение радиуса для магнитного склонения D при требуемой точности $\pm 1'$ путем деления расстояния от Свердловска до опорного пункта на указанное в таблице для этого пункта значение среднего отклонения от средней.

В направлении на север от Свердловска расположены пункты: Филькино (в 1937 г. активность поля была 0,0; в 1939 г. — 1,0); Соликамск (активность 0,0) Орловское (активность 0,5).

Согласно изложенному, из данных, приведенных в табл. 10, находим радиус (в км):

1) при активности 0,0:

$$а) \text{ по наблюдениям в Филькино } \dots \frac{300}{0,4} = 750;$$

$$б) \text{ по наблюдениям в Соликамске } \dots \frac{380}{0,9} = 422$$

$$\text{Среднее } \dots 586$$

или, округленно, среднее значение радиуса D равно 600 км с погрешностью ± 160 км (то есть около 27%);

2) при активности 0,5 и 1,0:

$$а) \text{ по наблюдениям в Филькино } \dots \frac{300}{0,6} = 500;$$

$$б) \text{ по наблюдениям в Орловском } \dots \frac{380}{1,3} = 292$$

$$\text{Среднее } \dots 396,$$

или, округленно, среднее значение радиуса D равно 400 км с погрешностью ± 100 км (то есть $\pm 25\%$).

В направлении на юг имеется только один опорный пункт в пос. Бреды, где велись наблюдения. Из таблицы находим при активности 0,5: по наблюдениям в пос. Бреды радиус $\frac{480}{1,0} = 480$ км, или, округленно, среднее значение радиуса D 500 км.

Таким образом, в направлении на юг радиус действия как будто несколько больше, чем на север.

Рассмотрим результаты наблюдений на расположенных к востоку от Свердловска опорных пунктах — городах: в Тобольске, Петропавловске, Томске, Татарске, где наблюдения проведены только при активности 0,5. Наблюдения на пункте пос. Ишима (активность также 0,5) для вычисления радиуса не использованы, так как при расстоянии пункта от Свердловска в 500 км среднее отклонение от средней составляет здесь всего $\pm 0'$, 2 и выведенное отсюда значение радиуса оказалось бы чрезмерно большим — 2700 км.

Вычисляем радиус D по наблюдениям на указанных 4 пунктах при активности 0,5 (в км):

$$1) \text{ в Петропавловске } \dots \frac{560}{0,9} = 622;$$

$$2) \text{ в Татарске } \dots \frac{970}{1,0} = 970;$$

$$3) \text{ в Тобольске } \dots \frac{500}{0,9} = 556;$$

$$4) \text{ в Томске } \dots \frac{1500}{1,3} = 1154$$

$$\text{Среднее } \dots 825$$

или, округленно, среднее значение радиуса равно 800 км с погрешностью ± 200 км (то есть $\pm 25\%$).

При активности 0,0 проведены наблюдения в Барабинске. Однако полученные в Барабинске данные, как и в Ишиме, не использованы, так как считаем случайностью то, что при таком большом расстоянии от Свердловска (1120 км) среднее отклонение от средней составляет лишь 0',2.

Для расчета радиуса в направлении на восток от Свердловска при активности 0,0, а также на запад при активности 0,0 и 0,5—1,0 попытаемся использовать разности магнитных элементов обсерваторий, указанные в табл. 9. При этом необходимо принять еще во внимание, что в этой таблице приведены средние отклонения от средних для разностей D , H , Z обсерваторий в Верхнее Дуброво, Займище, Слуцке и Зуе, другими словами, погрешности одних только приведенных по магнитографу Верхнее Дуброво; погрешности же самих наблюдений при этом не учтены. Чтобы учесть погрешности наблюдений, в которые, однако, не входили бы погрешности приведения, используем магнитные наблюдения на каком-нибудь опорном пункте, расположенном на близком расстоянии от обсерватории, когда можно считать погрешности приведения минимальными.

Таблица 11
Суммарные погрешности наблюдений D и H и приведенных их к середине года*

Активность магнитного поля	Погрешность	Верхнее Дуброво — Займище		Верхнее Дуброво — Слуцк		Верхнее Дуброво — Зуй	
		$D, \pm$ мин	$H, \pm \gamma$	$D, \pm$ мин	$H, \pm \gamma$	$D, \pm$ мин	$H, \pm \gamma$
0,0 (спокойно)	Наблюдений	0,3	2	0,3	2	0,3	2
	Приведений	0,4	4	1,3	6	1,3	8
	Суммарная	0,50	4,47	1,33	6,32	1,33	8,25
0,5—1,0 (небольшие возмущения)	Наблюдений	0,3	2	0,3	2	0,3	2
	Приведений	0,9	4	2,2	11	2,4	10
	Суммарная	0,95	4,47	2,22	11,18	2,42	10,20

* Суммарные погрешности рассчитаны по формуле $\sqrt{a^2 + b^2}$

В 1929 г., перед самым началом строительства обсерватории в Верхнее Дуброво, в 30 км от Свердловска, здесь был проведен ряд наблюдений теми же упомянутыми выше приборами, что и на опорных пунктах. Среднее отклонение от средней из 9 наблюдений D , приведенных по свердловскому магнитографу, составляло $\pm 0',3$, а $\delta_{\max}$ была равна $1',2$; для H из 7 наблюдений имеем соответственно $\pm 2 \gamma$ и $\pm 8 \gamma$. Прибавив эти средние отклонения от средних для D и H к средним отклонениям от средних, указанных в табл. 9, получим выведенные в табл. 11 суммы, которые будем считать погрешностью наблюдений в обсерваториях Казани, Слуцка, Иркутска, приведенных по Верхнее Дуброво (Свердловск).

Так как от Свердловска до Иркутска 2700 км, то, согласно изложенному, в направлении на восток для D радиус равен:

$$1) \text{ при активности } 0,0 \dots \frac{2700}{1,6} = 2030 \text{ км, или округ-}$$

$$\text{ленно } 2000 \text{ км;}$$

$$2) \text{ при активности } 0,5-1,0 \dots \frac{2700}{2,7} = 1116 \text{ км} \approx 1100 \text{ км.}$$

Для вычисления радиуса D в направлении на запад при спокойном магнитном поле и небольших возмущениях используем лишь табл. 11 разностей магнитных элементов для обсерваторий: Верхнее Дуброво — Займище;

Верхнее Дуброво — Слуцк. Зная, что расстояния от Свердловска до Казани и Слуцка (близ Ленинграда) составляют, соответственно, 700 и 1700 км, находим радиус (в км):

1) при активности 0,0:

$$a) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Займище } \frac{700}{0,5} = 1400 \text{ км;}$$

$$б) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Слуцк } \frac{1700}{1,33} = 1280$$

$$\text{Среднее} \dots \dots \dots 1340$$

или, округленно, среднее значение радиуса D равно 1350 км с погрешностью ± 60 км (то есть $\pm 5\%$);

2) при активности 0,5—1,0:

$$a) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Займище } \frac{700}{0,95} = 737;$$

$$б) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Слуцк } \frac{1700}{2,22} = 766$$

$$\text{Среднее} \dots \dots \dots 752$$

или, округленно, среднее значение радиуса D равно 750 км с погрешностью ± 15 км (то есть $\pm 2\%$).

В табл. 10 указаны еще опорные пункты Трухията (г. Пермь) и в г. Акмолинске, расположенные: первый — в 300 км к северо-западу от Свердловска, второй — 950 км — к юго-востоку от него. По этим пунктам также рассчитан радиус D ; наблюдения велись при небольших возмущениях. По наблюдениям в Трухиятах радиус равен $\frac{300}{0,7} = 430$ км, то есть немного больше, чем в направлении на север от Свердловска. По наблюдениям в Акмолинске, $\frac{950}{1,7} = 560$ км, то есть немного больше, чем в направлении на юг.

Перейдем к вычислению радиуса H .

При направлениях на восток и запад от Свердловска используем только разности магнитных элементов пар обсерваторий. Согласно точности $\pm 5 \gamma$, предъявляемой к определениям H на опорных пунктах, и аналогично расчету радиуса D , будем считать радиусом действия H то расстояние, при котором среднее отклонение от средней не превышает $\pm 5 \gamma$. Принимая, как и для D , среднее отклонение пропорциональным расстоянию, получим для расстояния, соответствующего $\pm 5 \gamma$ (см. суммарные погрешности в табл. 11) радиус (в км):

1) при активности магнитного поля 0,0:

$$a) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Займище } \dots \dots \frac{700 \times 5}{4,47} = 783;$$

$$б) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Слуцк } \dots \dots \frac{1700 \times 5}{6,32} = 1345$$

$$\text{Среднее} \dots \dots \dots 1064$$

или, округленно, среднее значение радиуса H равно 1050 км с погрешностью ± 280 км (то есть $\pm 27\%$);

$$в) \text{ по обсерваториям Верхнее Дуброво — Зуй } \dots \dots \frac{2700 \times 5}{8,25} \approx 1650;$$

2) при активности 0,5—1,0:

а) по обсерваториям Верхнее Дуброво — Займище . . . $700 \times \frac{5}{4,47} = 783;$

б) по обсерваториям Верхнее Дуброво — Слуцк . . . $1700 \times \frac{5}{1,18} = 760$

Среднее 772

или, округленно, среднее значение радиуса H равно 750 км с погрешностью ± 12 км (то есть $\pm 2\%$);

в) по обсерваториям Верхнее Дуброво — Зуй . . . $2700 \times \frac{5}{10,20} \approx 1300.$

Итак, в направлениях на восток и запад от Свердловска мы получили следующие значения радиуса H по двум обсерваториям:

Активность магнитного поля	Направление от Свердловска	Радиус действия D , км	Радиус действия H , км
0,0	В	2000	1650
	З	1300	1050
0,5—1,0	В	1100	1300
	З	750	750

Как видим, при той и другой активности для D и H радиус действия в направлении на восток оказался приблизительно в 1,5 раза больше, чем в направлении на запад. Такое большое различие в значениях радиуса в этих направлениях, где широты географические и магнитные сравнительно близки между собой, нам не представляется реальным. По-видимому, мало надежны значения радиуса в направлении на восток, потому что они вычислены на основании разностей магнитных элементов только обсерваторий Свердловск-Иркутск, причем Иркутск находится на большом расстоянии (2700 км) от Свердловска. Между тем, значения радиуса в направлении на запад получены по разностям магнитных элементов обсерваторий Свердловск-Казань и Свердловск-Слуцк, расположенных значительно ближе друг к другу.

Кроме того, в пользу большей надежности значения радиуса в направлении на запад говорит хорошее согласие результатов, полученных по обеим парам обсерваторий для D при активности 0,0 и 0,5—1,0 и для H при активности 0,5—1,0 (среднее отклонение от средней составляет не более 5%), а также совпадение расстояний для D и H при активности 0,5—1,0.

На основании высказанных соображений, полученные по обсерваториям Верхнее Дуброво—Зуй значения радиусов D и H в расчет не принимаются.

Считая более достоверным значение, рассчитанное по наблюдениям на четырех опорных пунктах при активности 0,5—1,0, принимаем за радиус D в направлении на восток это значение, равное 800 км.

Таким образом, в направлении на восток радиус при активности 0,5—1,0 лишь немного больше, чем в направлении на запад, а именно, в соотношении $\frac{800}{750} = 1,07$.

Полагая, что в таком же соотношении к направлению на запад находятся радиусы D при активности 0,0 и H при активности 0,0 и 0,5—1,0 в направлении на восток, находим:

Магнитный элемент	Активность магнитного поля	Радиус, км
D	0,0	$1350 \times 1,07 \approx 1450$
H	0,0	$1050 \times 1,07 \approx 1100$
H	0,5—1,0	$750 \times 1,07 \approx 800$

Вычислить значения радиуса в направлениях на север и на юг для H нам не удалось, однако не будет большой ошибки, если в этих направлениях примем для H те же расстояния, что и для D , потому что в направлении на запад радиус H того же порядка, что и для D : разность величин радиуса для D и H при активности 0,0 составляет 200 км, или 20%, а при активности 0,5—1,0 она равна нулю.

В направлении на юг было рассчитано значение радиуса D только при активности магнитного поля 0,5—1,0, так как наблюдения в пункте пос. Бреды, послужившие основанием для определения радиуса в этом направлении, проведены в период небольших возмущений. Предполагая, что при активности 0,0 значение радиуса в направлении на юг так же, как и при активности 0,5—1,0, несколько больше, чем в направлении на север, и находится в том же соотношении, получим для радиуса в направлении на юг при активности 0,0 значение, равное $600 \times \frac{500}{400}$, или приблизительно 750 км. Это же значение принимаем и для H .

Таблица 12

Значения радиуса действия магнитной обсерватории Верхнее Дуброво, км

Активность магнитного поля	Направление от г. Свердловска	Для D	Для H	Для D и H
0,0 (спокойно)	С	600	600	600
	Ю	750	750	750
	В	1450	1100	1300
	З	1350	1050	1200
0,5—1,0 (небольшие возмущения)	С	400	400	400
	Ю	500	500	500
	В	800	800	800
	З	750	750	750

Итак, наиболее вероятными являются значения радиуса, приведенные в табл. 12. Из двух последних столбцов этой таблицы видно, что в среднем для D и H во всех направлениях при небольших возмущениях радиус действия приблизительно в 1,5 раза меньше, чем при спокойном магнитном поле.

Повторяем, что вычисленные радиусы следует рассматривать лишь как весьма приближенные: погрешность в их определении может достигать, как было указано выше, около $\pm 30\%$ этих расстояний от Свердловска.

Для того чтобы получить более надежные и точные расстояния для радиуса, необходимо установить на целесообразно выбранных пунктах временные вариационные магнитные станции. Записи на таких станциях в течение хотя бы одного-двух месяцев дали бы материал, на основании которого можно было бы надлежащим образом изучить вопрос о радиусе действия магнитной обсерватории.

ПРИВЕДЕНИЕ МАГНИТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ К ЭПОХЕ ПО ОБСЕРВАТОРИЯМ В СВЕРДЛОВСКЕ И ИРКУТСКЕ ДЛЯ ПУНКТОВ, РАСПОЛОЖЕННЫХ МЕЖДУ ЭТИМИ ОБСЕРВАТОРИЯМИ

Из табл. 12 следует, что для опорных пунктов, расположенных в районе г. Слуцка (близ Ленинграда), а тем более в районе г. Иркутска, приведение наблюдений по Свердловскому магнитографу требуемой точности $\pm 1'$ для D и $\pm 5'$ для H не обеспечивает.

Если опорный пункт наблюдений находится между двумя обсерваториями, то, сделав приведение по каждой из них и взяв среднюю величину, получим результат значительно более точный (раза в два), чем если использовать данные только одной обсерватории. В первом случае число приведенных как бы увеличивается вдвое и, кроме того, уменьшаются ошибки поправок за суточный ход, так как поправки эти, приданные по каждой обсерватории, входят с разными знаками.

Рассмотрим результаты приведенных по обсерваториям в Свердловске и Иркутске для некоторых опорных пунктов в Западной Сибири по наблюдениям 1934 г.

Были составлены таблицы, здесь не помещенные, в которых указаны: результаты наблюдений D и H с поправками для приведения к середине года и за средний суточный ход отдельно по Верхнее Дуброво и Зую; средние из этих результатов по каждой обсерватории; средние отклонения от средних; разности результатов приведенных по Верхнее Дуброво и Зую, а также активность магнитного поля по 5-балльной шкале в период наблюдений, согласно магнитограммам обсерватории Верхнее Дуброво. Такие таблицы были составлены для 6 опорных пунктов (в населенных пунктах Сургут, Нарым, Александровское, Томск, Татарск, Барабинск), находящихся на расстоянии 900—1500 км от г. Свердловска.

Эти таблицы дают, кроме средних отклонений от средних, еще другую меру точности результатов, а именно: разность приведенных величин по обсерваториям в Верхнее Дуброво и Зуе, в которой, кроме того, исключены погрешности самих наблюдений. Следует еще обратить внимание на то, что 3 пункта, рассматриваемые в таблицах (Нарым, Сургут, Александровское), особенно два последних, расположены в северных широтах, где вариации магнитных элементов могут иногда существенно отличаться от вариаций в той и другой обсерваториях.

Средние величины из указанных средних отклонений от средних для всех 6 пунктов составляют $\pm 1',1$ для D , $\pm 8\gamma$ для H по Свердловску и соответственно $\pm 1',4$, $\pm 9\gamma$ по Иркутску, то есть по Иркутску они немного больше.

Если исключить наблюдения в Нарыме как мало надежные (все 6 наблюдений H проводились здесь только в течение 2 ч), то разности для H изменяются в пределах 2—10 γ , а средняя разность, не принимая во внимание знак, равна 5 γ .

Для D максимальная разность приведенных по обоим обсерваториям равна $1',6$ — в Барабинске, хотя для него средние отклонения от средних составляют по этим обсерваториям всего $\pm 0',2$ и $\pm 0',4$. В среднем для всех пунктов разность приведенных по обсерваториям в Верхнее Дуброво и Зуе результатов равна $1'$.

Отметим, что на большинстве пунктов число наблюдений меньше, чем требовалось по программе (8 серий для D , 12 серий для H). Если бы программа была полностью соблюдена, то, разумеется, точность результатов была бы выше. Значительное число наблюдений (27 серий для D) проведено в Александровском; из них большая часть приходится на небольшие возмущения (активностью до 1,0). В силу этого среднее отклонение от средней составляет по Верхнее Дуброво $\pm 1',9$ по Зую $\pm 2',0$. Следовательно, если для пункта Александровского ограничиться приведением по одной обсерватории, то точность результатов получается недостаточной, несмотря на значительное число наблюдений, а среднее из них по обоим обсерваториям дает требуемую точность, если принять также во внимание, что разность между этими результатами равна $1',0$.

Упомянем здесь о наблюдениях Д. А. Смирнова, проведенных им в Западной Сибири в 1900—1901 гг. [3]. Сделав приведение по Свердловску

(Екатеринбургу) и Иркутску, Д. А. Смирнов получил в среднем выводе из всех наблюдений средние отклонения от средних для D в 1900 г. по Свердловску $\pm 0',8$, по Иркутску $\pm 1',1$, а в 1901 г. соответственно $\pm 0',8$ и $0',9$. Для H им получены в 1900 и 1901 гг. равные величины: по Свердловску $\pm 5\gamma$, по Иркутску $\pm 5\gamma$. При этом число наблюдений на каждом пункте составляло обычно 2—4 для D и 2—3 для H . Разность результатов приведенных (не принимая во внимание знак) для D в 1900 г. составляла $1',2$, а в 1901 г. — $0',8$; для H в 1900 и 1901 гг. разность была равна 5 γ .

Таким образом, по наблюдениям, проведенным автором в 1934 г., точность приведенных по Свердловску и Иркутску в среднем для всех пунктов оказалась для D и H приблизительно такой же, как у Д. А. Смирнова в 1900—1901 гг. Средние отклонения от средних для D и H в 1934 г. немного больше, чем в 1900—1901 гг. Объясняется это тем, что 1900 и 1901 гг. были исключительно спокойными в отношении состояния магнитного поля Земли. Как указывает Д. А. Смирнов, во время его наблюдений, судя по записям магнитографа Слуцкой обсерватории, ни разу не было возмущений.

Из рассмотренных результатов наблюдений в 1900—1901 гг. и в 1934 г. можно сделать следующие заключения: если вести наблюдения по принятой в настоящее время программе опорных пунктов — 8 серий наблюдений для D , 12 серий — для H , то при спокойном магнитном поле в большинстве случаев приведение даже по одной обсерватории дает требуемую точность $\pm 1'$ для D , $\pm 5\gamma$ для H . Однако иногда (может быть, вследствие некоторых отступлений от нормального хода) точность эта может быть и не обеспечена. Например, у Д. А. Смирнова 6 наблюдений D в г. Красноярске в результате приведенных по Свердловску дали среднее отклонение от средней $\pm 1',4$. Средняя же величина из приведенных по обоим обсерваториям вполне обеспечивает требуемую точность.

Во время возмущений, достигающих 1,0 балла, требуемая точность также может быть получена, если провести достаточное число наблюдений — около 25—30 серий для каждого элемента.

Настоящая работа была закончена еще в 1939 г., но опубликовать ее в то время не удалось.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пенкевич М. С. О радиусе действия магнитных обсерваторий. Труды Главной геофизической обсерватории, вып. 43, Л., 1954.
2. Абельс Р. Г. О точности результатов магнитных наблюдений на опорных пунктах. Информ. сб. по земному магнетизму № 4, Л., 1937.
3. Смирнов Д. А. Магнитные и астрономические наблюдения по Обь-Енисейской соединительной системе и по железной дороге от Челябинска до Красноярска в 1900—1901 гг. Зап. Акад. наук, Спб., 1906.

В. А. ШАПИРО

ОСОБЕННОСТИ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ МАГНЕТИТОВ ПОКРОВСК-УРАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В работе обсуждаются результаты исследований намагниченности горных пород и руд группы Покровск-Уральских месторождений магнетита. Делается вывод о нестабильности остаточной намагниченности магнетитов указанной группы месторождений, результатом чего является совпадение направления суммарного вектора остаточной намагниченности с направлением современного магнитного поля.

За последние годы многие отечественные исследователи [1, 2, 3] и зарубежные [4] уделяют большое внимание роли остаточной намагниченности в изучении магнитных аномалий.

Основная цель выполненной работы — выяснение роли вектора остаточной намагниченности в аномальном эффекте над месторождениями магнетита. Исследована группа контактово-метасоматических месторождений магнетита, расположенных в районе рудника Покровск-Уральский на Северном Урале. Геологическое строение рудных тел и вмещающих пород позволяет считать эти объекты типичными для контактово-метасоматических месторождений Урала. Всего было изучено пять рудных тел; на двух — эксплуатационные работы полностью прекращены, остальные три разрабатываются в настоящее время шахтным и открытым способами.

В работе приведены результаты исследований, полученные по двум рудным телам: Бауманскому и Градиентовому. Бауманское рудное тело разрабатывается, Градиентовое — почти полностью выработано, никаких эксплуатационных работ в настоящее время там не ведется. Оба рудных тела вскрыты карьерами, что позволило собрать большой материал в различных их участках. Это во многом облегчило решение поставленных задач.

В процессе сбора материалов было отобрано из Бауманского рудного тела 1312, а из Градиентового — 239 ориентированных образцов. Опробовались не только рудные тела, но и вмещающие породы, представленные, в основном, порфиритами. Определена остаточная намагниченность I_r и магнитная восприимчивость χ всех образцов. Измерения проводились на индукционном приборе Н. А. Иванова и В. Н. Менькова [5] по предложенной ими методике. Полученные результаты позволили детально представить распределение намагниченности внутри рудных тел и направление суммарного вектора остаточной намагниченности в целом для каждого из них, а также особенности намагничения вмещающих пород. Поскольку результаты для Бауманского и Градиентового рудных тел оказались сходными, то далее подробно рассматриваются материалы, характеризующие намагничение Бауманского рудного тела, и менее подробно — Градиентового.

Чтобы представить пространственное распределение векторов остаточ-

ной намагниченности, векторы (каждый в виде двух проекций на вертикальную и горизонтальную плоскости) были нанесены на план в месте отбора. Принцип построения векторов подобен принципу, использованному В. В. Металловой [1]. На первый взгляд полученная картина казалась хаотичной. Когда же все 1312 векторов были просуммированы по составляющим, а затем по этой сумме был построен общий результирующий вектор, то оказалось, что направление этого вектора совпадает с направлением геомагнитного поля в районе Бауманского рудного тела

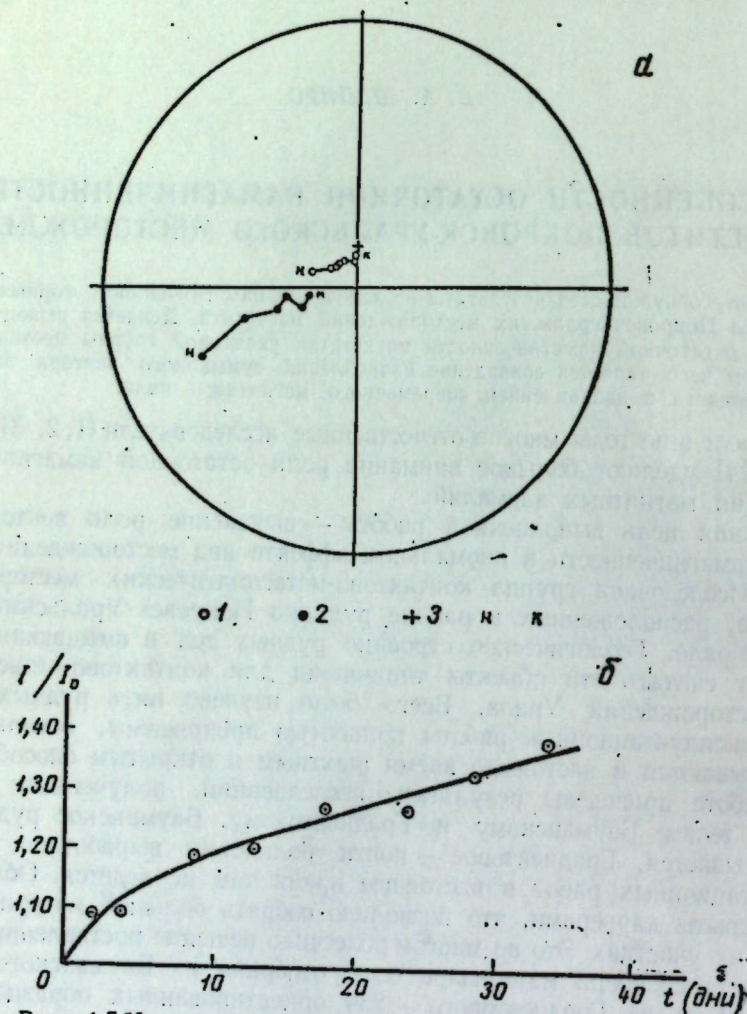


Рис. 1. Изменение величины и направления I_d в земном поле. а — изменение направления вектора остаточной намагниченности образцов магнетита 151 и 162 в земном поле. 1 — проекция вектора образца 151; 2 — проекция вектора образца 162; 3 — положение современного полюса; и — начальное положение вектора; к — конечное положение вектора; б — изменение величины вектора остаточной намагниченности образца 151.

с точностью $1^\circ,3$, а в районе Градиентного — 3° . Есть основания предполагать, что для всех остальных обследованных рудных тел района остаточная намагниченность направлена по современному полю. Такое положение может быть объяснено нестабильностью остаточной намагниченности и наличием временной намагниченности, которая по направлению совпадает с современным магнитным полем.

Была проведена оценка стабильности остаточной намагниченности магнетитов и вмещающих пород по обычной методике [2] с учетом специфических особенностей магнетита. Особое внимание уделено изучению влияния слабых полей на остаточную намагниченность, а также изучению влияния на остаточную намагниченность механических сотрясений в слабых полях (порядка земного поля). Оказалось, что существенная часть остаточной намагниченности исследованных магнетитов является вязкой намагниченностью (временной, как предлагает называть ее Г. Н. Петрова [2]).

С целью изучения действия земного поля на остаточную намагниченность руд и вмещающих пород было исследовано всего 424 образца. Из этого числа 386 образцов были ориентированы в земном поле произвольно и повторно измерялись через 7—20 дней, ориентировка остальных образцов строго фиксировалась, а время эксперимента было продлено до 150—200 дней. У 93% всех образцов величина и направление остаточной намагниченности после выдержки в земном поле изменились и только у 7% образцов изменение вектора не превышало возможных погрешностей измерений. На рис. 1, а показано изменение в направлении остаточной намагниченности двух образцов 151 и 162, векторы которых были ориентированы по земному полю. Оба вектора положительны. Образец 151 представляет собой монолитный магнетит с восприимчивостью 0,206 CGSM (здесь и далее размагниченный фактор не учитывался); образец 162 — скарнированная порода с магнетитом, характеризуется восприимчивостью 0,141 CGSM. Длительность эксперимента для образца 151 составляла 36 дней, для образца 162—92 дня. За этот период остаточная намагниченность образца 151 увеличилась с 0,045 до 0,059 CGSM, а образца 162 — с 0,045 до 0,072 CGSM.

На рис. 1, б показано увеличение модуля вектора остаточной намагниченности образца 151, вектор которого был ориентирован по направлению земного поля. Магнитная восприимчивость за этот промежуток времени не изменилась. Несколько образцов размагничивались в переменном магнитном поле. Образец 83 ($\chi=0,206$ CGSM, остаточная намагниченность 1,39 CGSM) размагнитился на 50% в поле 30 э, на 96% в поле 120 э, а в поле 200 э осталось лишь 1,4% первоначальной намагниченности. Для

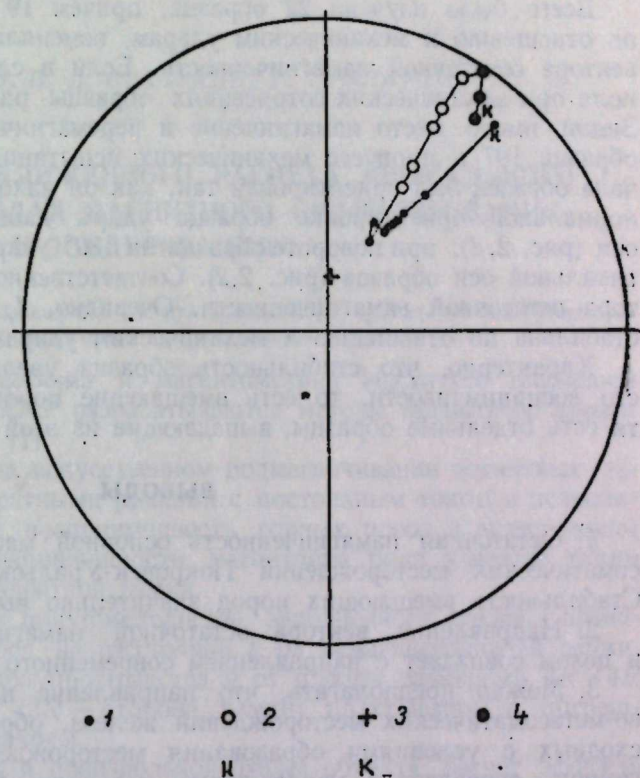


Рис. 2. Изменение направления вектора остаточной намагниченности образца 107 при ударах по и против вертикальной оси.

1 — нормальная ориентировка образца; 2 — обратная ориентировка после поворота на 180° ; 3 — положение современного полюса; 4 — векторы, выходящие в верхнюю полусферу; и — начальное положение вектора; к — конечное положение вектора.

других образцов получены аналогичные результаты. Следовательно, I_r магнетитов, слагающих месторождение, не стабильна в земном поле.

Интересные результаты получены при испытании стабильности I_r образцов к механическим ударам (алюминиевым молотком). Испытаниям подвергались образцы с различными значениями восприимчивости (0,03—0,22 CGSM) и остаточной намагниченности (0,008—1,5 CGSM), причем условия проведения испытаний также были различными (наличие или отсутствие земного поля).

Всего было изучено 22 образца, причем 19 оказались нестабильными по отношению к механическим ударам, изменяли величину и направление вектора остаточной намагниченности. Если в случае отсутствия внешнего поля при механических сотрясениях образцы размагничивались, то в поле Земли имело место намагничение и перемагничение. Характер поведения образца 107 в процессе механических испытаний показан на рис. 2. Сначала образец был ориентирован так, как он находился в точке отбора. При нормальной ориентировке образца удары наносились по вертикальной оси (рис. 2, 1); при повороте образца на 180° удары наносились против вертикальной оси образца (рис. 2, 2). Соответственно изменялся и модуль вектора остаточной намагниченности. Очевидно, I_r испытанных образцов не стабильна по отношению к механическим ударам.

Характерно, что стабильность образца увеличивается с уменьшением его восприимчивости, то есть вмещающие породы более стабильны, хотя есть отдельные образцы, выпадающие из этой схемы.

ВЫВОДЫ

1. Остаточная намагниченность основной массы руд контактово-метасоматических месторождений Покровск-Уральской группы нестабильна. Стабильность вмещающих пород значительно выше.

2. Направление вектора остаточной намагниченности рудного тела в целом совпадает с направлением современного поля.

3. Можно предполагать, что направление намагниченности контактово-метасоматических месторождений железа, образовавшихся в условиях, сходных с условиями образования месторождений Покровск-Уральской группы, совпадает с направлением современного поля. Однако прежде чем использовать этот вывод в практике интерпретации магнитных аномалий, необходимо провести исследования на других месторождениях в разных районах страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Металлова В. В. Отрицательная намагниченность горных пород. Уч. зап. ЛГУ, вып. 10. В сб.: «Вопросы геофизики», 1958.
2. Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
3. Сметов А. А. Характер намагниченности руд и природа отрицательных магнитных аномалий Ангара-Илимского района. Уч. зап. ЛГУ, вып. 10. В сб.: «Вопросы геофизики», 1958.
4. Kenneth G. Books. Remanent magnetism as a contributor to some aeromagnetic anomalies. «Geophysics», 1962, vol. 27, No 3.
5. Иванов Н. А., Меньков В. Н. Индукционный баллистический прибор для измерения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности образцов горных пород. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Геофизический сборник № 3, Свердловск, 1962.

Н. А. ИВАНОВ, В. Д. СТАДУХИН, Г. Г. УЛИТИНА

ПАЛЕТКИ ДЛЯ ПРИБЛИЖЕННОГО РАСЧЕТА АНОМАЛЬНОГО ЭФФЕКТА В МЕТОДАХ МАГНИТНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ И ЗОНДИРОВАНИЯ

Описаны палетки для приближенного расчета аномального эффекта от тел произвольного сечения и формы в методах магнитного профилирования и зондирования.

В лаборатории геомагнетизма и магнитометрии Института геофизики Уральского филиала АН СССР разрабатываются методы магнитного профилирования и зондирования [1].

Эти методы основаны на искусственном подмагничивании магнитных залежей незаземленных квадратными рамками с постоянным током и позволяют определять магнитную восприимчивость горных пород в естественном залегании по измерению напряженности магнитного поля в центре рамки или магнитного потока квадратной рамки.

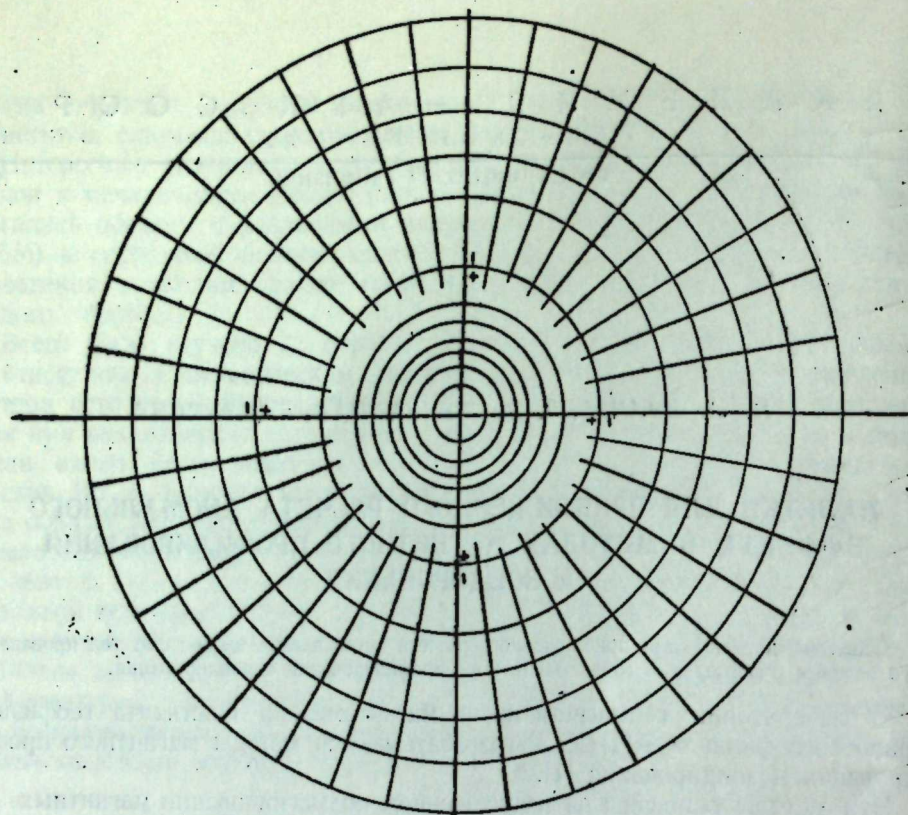
Теория разработана для полупространства, заполненного средой с проницаемостью μ и находящегося на расстоянии h от намагничивающей рамки. Аномальные эффекты от полупространства и от породы размерами $4R \times 4R$ в плане и $2R$ в глубину ($2R$ — сторона рамки) практически, с погрешностью менее $\pm 1\%$, одинаковы.

При меньших размерах и произвольной форме объекта расчет эффекта аналитическим путем очень сложен. В связи с этим в данной работе описываются палетки, позволяющие вычислять аномальный эффект напряженности магнитного поля в центре рамки от двухмерных и изометричных тел произвольного сечения и формы.

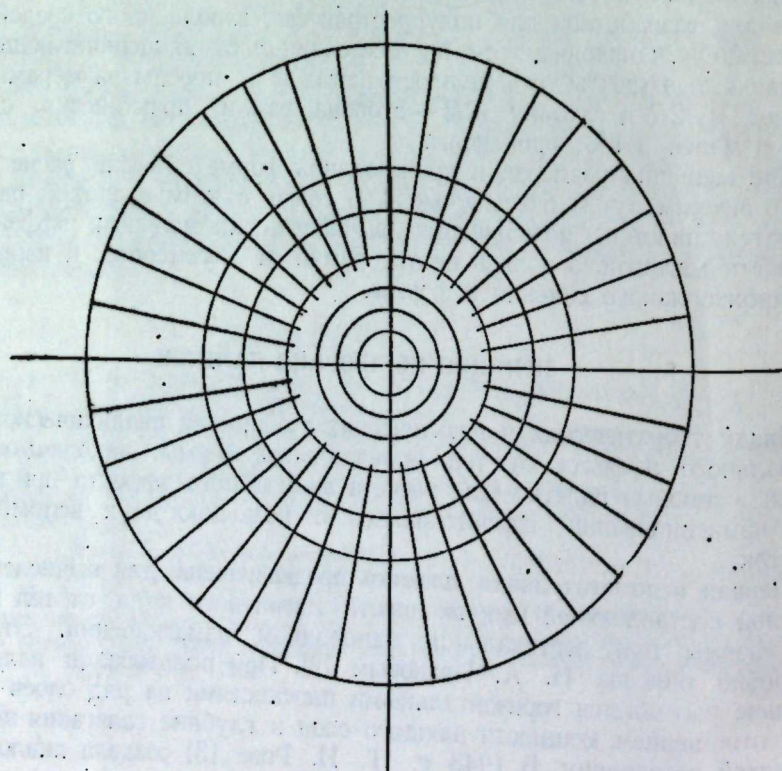
ПРИНЦИП ПОСТРОЕНИЯ ПАЛЕТОК

Ввиду теоретических и практических трудностей аналитического расчета аномального эффекта от тел произвольной формы, находящихся в поле рамки, основные палетки (для расчета аномального эффекта при неоднородном намагничивании) рассчитывались с помощью двух вспомогательных палеток.

Первая вспомогательная палетка предназначена для вычисления вертикальной составляющей напряженности магнитного поля от тел произвольной формы при вертикальном однородном намагничивании. Эта палетка подробно описана Н. А. Ивановым [2]. При пользовании палеткой тело в плане рассекается горизонтальными плоскостями на ряд слоев с постоянным отношением мощности каждого слоя к глубине залегания центра слоя, принятой за единицу. В 1948 г. Т. Н. Розе [3] создала аналогичную по принципу палетку.



a



b

Рис. 1. Палетки для расчета магнитных аномалий от тел произвольной формы. а — при вертикальном намагничении; б — при радиальном намагничении.

Расчетная формула палетки

$$\Delta Z = \frac{Il}{2} (\varphi_{m+1} - \varphi_n) (\sin \Theta_{m+1} \cdot \sin 2 \Theta_{m+1} - \sin \Theta_m \sin 2 \Theta_m) = 0,1 \times 10^{-5} \text{ CGSM}, \quad (1)$$

где l — вертикальная мощность слоя, выраженная в единицах глубины залегания его центра;
 I — интенсивность намагничивания;
 Θ — угол между осью Z и r ($r = \sqrt{Z^2 + \rho^2}$);
 ρ — радиус-вектор в горизонтальной плоскости;
 $\varphi_{n+1} - \varphi_n$ — угол между соседними радиус-векторами.

$$\delta \left(\frac{\Delta Z_{\text{с слоя}}}{\Delta Z_{\text{с суммы}}} \right) 100\%$$

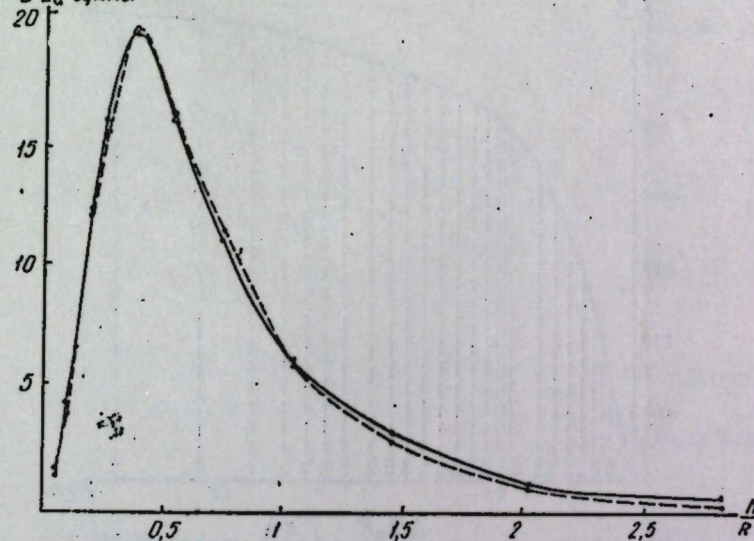


Рис. 2. Сопоставление теоретических (сплошная кривая) и рассчитанных (штриховая кривая) значений аномального эффекта для всех пластов.

При построении палетки принято:

$$I = 100 \times 10^{-5} \text{ CGSM}; \quad \varphi_{n+1} - \varphi_n = 10^\circ; \quad l = \frac{h_n}{5} = \frac{1}{5},$$

где h_n — глубина залегания центра слоя.

$$\sin \Theta_{m+1} \cdot \sin 2 \Theta_{m+1} - \sin \Theta_m \cdot \sin 2 \Theta_m = 0,0573.$$

Палетка представляет собой систему концентрических окружностей радиуса ρ , из центра которых проведены лучи, составляющие друг с другом углы $\varphi = 10^\circ$ (рис. 1, а). Значения ρ равны: 0,11; 0,21; 0,28; 0,35; 0,40; 0,45; 0,51; 0,57; 0,64; 0,79; 0,87; 1,03; 1,41; 2,01; 2,39; 2,79; 3,23; 3,65; 4,26; 4,99; 5,91; 7,44; 9,51; 14,9; 25,2; 85,9. Все площадки с $\rho \leq 1,41$ создают положительные, а с $\rho > 1,41$ — отрицательные значения вертикальной составляющей. При вычислении ΔZ каждый отдельный слой изображается в плане в масштабе палетки, и палетка накладывается центром в точку, где определяется ΔZ . Подсчитывается число площадок палетки, уместившихся в сечении тела, и умножается на переводный коэффициент

$$q_1 = \frac{5 \cdot I}{100 \cdot 10^{-5}} \cdot \frac{l}{h_n} \quad (2)$$

Центральный круг равноценен 15 площадкам палетки.

Вторая вспомогательная палетка позволяет вычислять вертикальную составляющую напряженности магнитного поля на оси радиального намагничивания. Принцип расчета и правила пользования палеткой аналогичны вышеописанной.

Расчетная формула палетки

$$\Delta Z = I \cdot l (\varphi_{n+1} - \varphi_n) (\sin^3 \Theta_{m+1} - \sin^3 \Theta_m) = 0,1 \times 10^{-5} \text{ CGSM.} \quad (3)$$

При построении принято

$$I = 20 \times 10^{-5} \text{ CGSM; } \varphi_{n+1} - \varphi_n = 10^\circ;$$

$$\sin^3 \Theta_{m+1} - \sin^3 \Theta_m = 0,086.$$

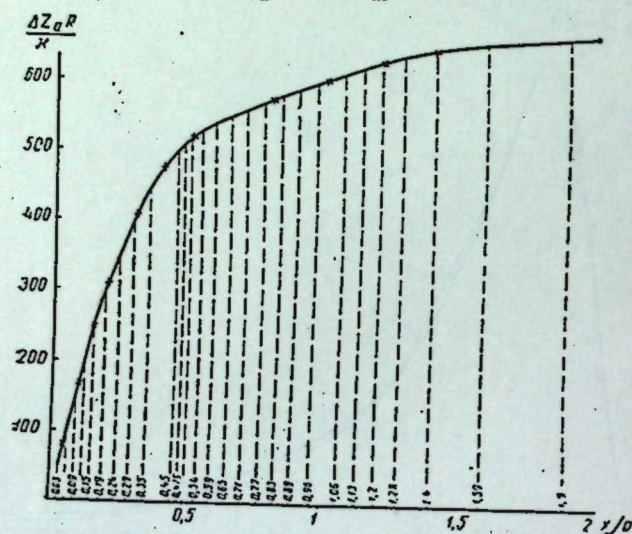


Рис. 3. Зависимость $\frac{\Delta Z_0 R}{x} = f\left(\frac{x}{R}\right)$ для пласта № 7.

Палетка приведена на рис. 1, б. Значения ρ равны: 0,49; 0,67; 0,83; 0,98; 1,14; 1,33; 1,56; 1,86; 2,29; 3,02; 4,92. Число площадок, подсчитанное с помощью палетки, умножается на переводный коэффициент

$$q_2 = \frac{I}{200 \cdot 10^{-5}} \cdot \frac{l}{h_n}. \quad (4)$$

При расчете основных палеток с помощью вспомогательных были выполнены следующие предварительные операции:

1. Все нижнее полупространство с глубины $h = 0,05R$ было разбито горизонтальными плоскостями на 13 слоев с постоянным отношением $\frac{l}{h_n}$, равным 1:3. Глубины до поверхности каждого слоя, выраженные в единицах R , соответственно равны: 0,05; 0,07; 0,1; 0,14; 0,19; 0,27; 0,37; 0,53; 0,74; 1,03; 1,45; 2,02; 2,84.

2. Во всем нижнем полупространстве по формулам (5), (6), (7), полученным на основании закона Био-Савара для квадратной рамки с током, были рассчитаны составляющие напряженности магнитного поля в точках, расположенных через $0,2R$. В местах большого градиента намагничивающего поля сеть сгущалась. Начало координат взято в центре рамки; оси X и Y

ки; ось Z направ-

$$\left[\frac{y}{(R+y)^2 + z^2} \right] - \left[\frac{y}{(R+y)^2 + z^2} \right] \quad (5)$$

$$\left[\frac{x}{(R+y)^2 + z^2} \right] - \left[\frac{x}{(R+y)^2 + z^2} \right] \quad (6)$$

$$\left[\frac{R+y}{(R+y)^2 + z^2} \right] + \left[\frac{R+y}{(R+y)^2 + z^2} \right] + \left[\frac{R+y}{(R+y)^2 + z^2} \right] + \left[\frac{R+y}{(R+y)^2 + z^2} \right] \quad (7)$$

которых намаг-
эфициенты, рас-

(8)

к;

исчет аномального,
каждого пласта
пласт изображал-
каждого пласта
ний с теоретиче-
1]

(9)

аста;

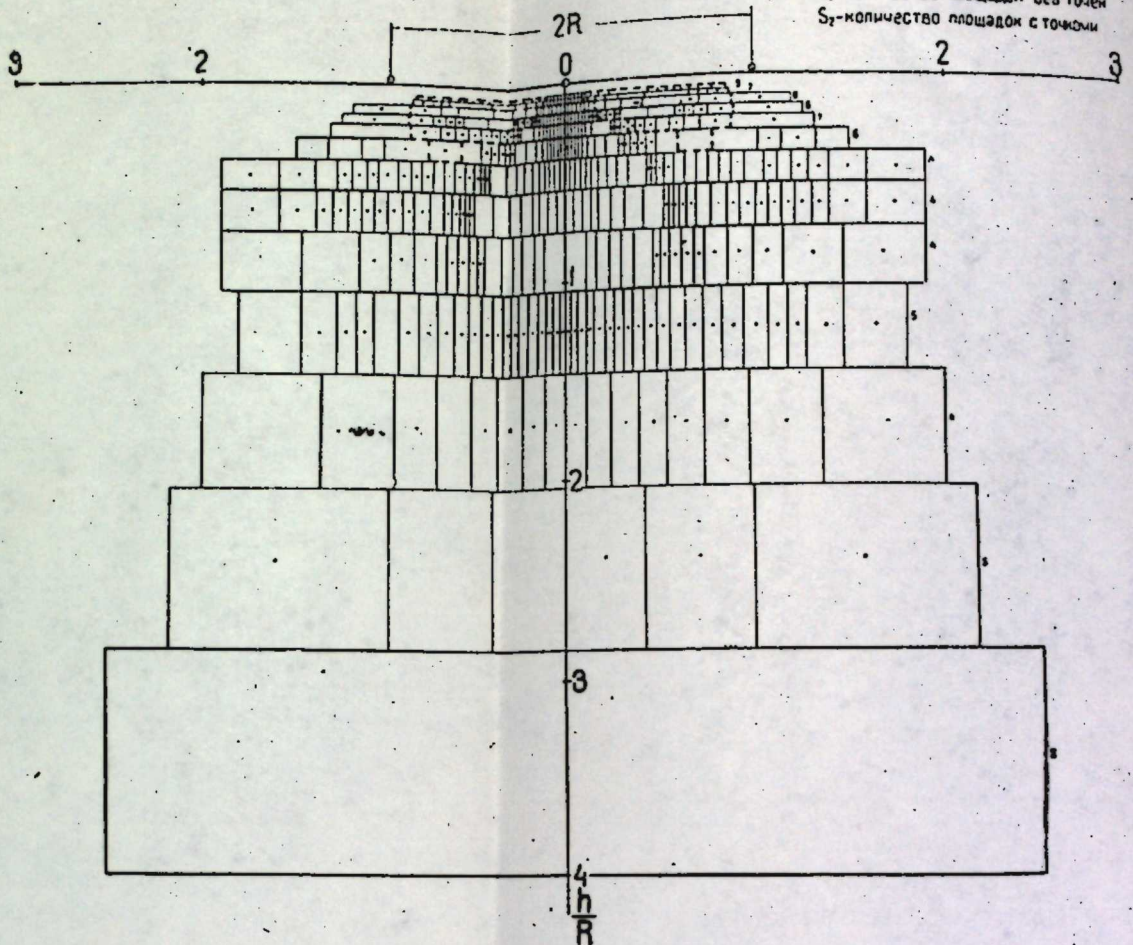
верхней и ниж-
я по формуле

$$\Delta Z \alpha = q \cdot S \gamma$$

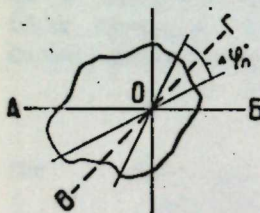
$$q = 50 \frac{\chi}{R} \quad (R - \text{в сантиметрах})$$

$$S = 50 S_1 + 10 S_2$$

S_1 - количество площадок без точек
 S_2 - количество площадок с точками



a



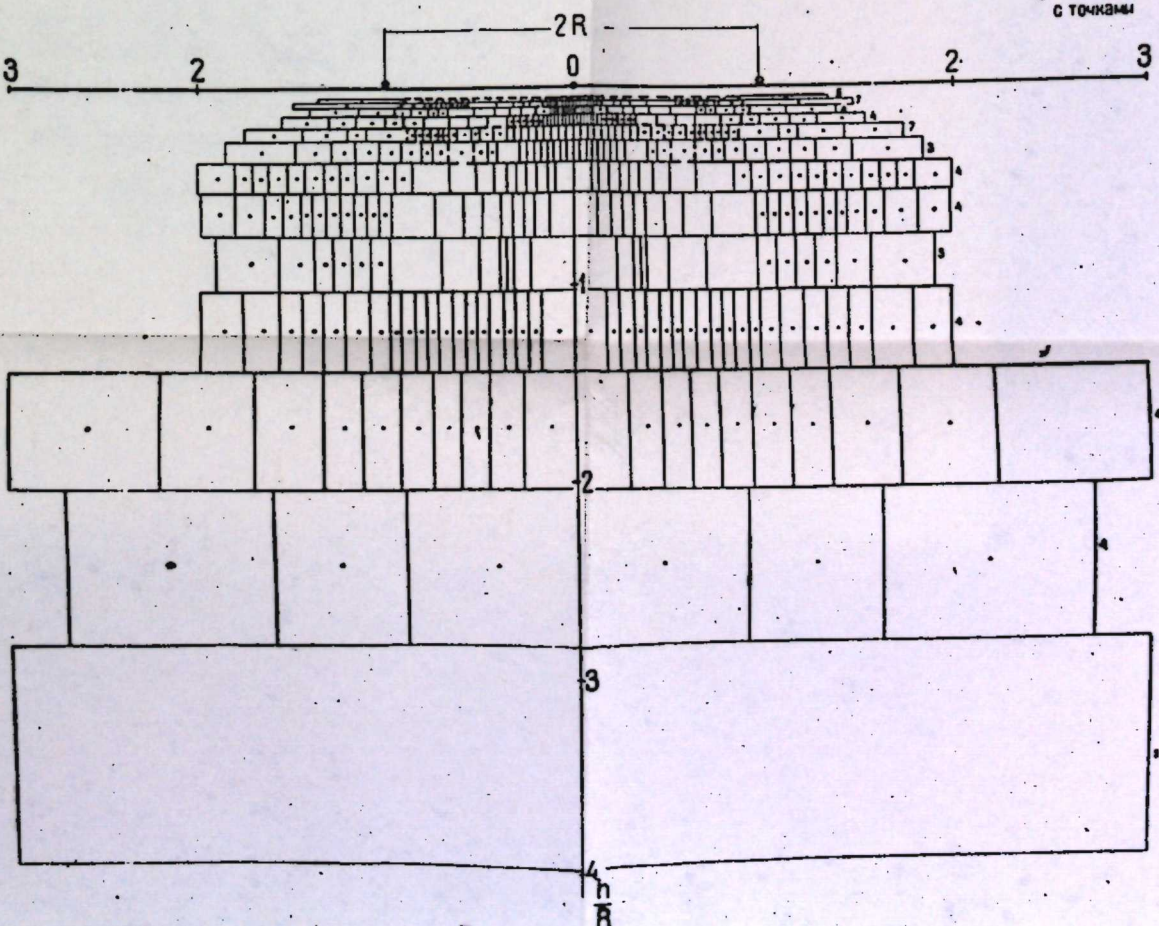
AB - Интерпретационный профиль
 O - Точка, в которой определяется эффе́нт
 $\Delta \varphi_n$ - Разность по сектору
 ВГ - Линия разреза по сектору

$$\Delta Z \alpha = q \cdot S \gamma$$

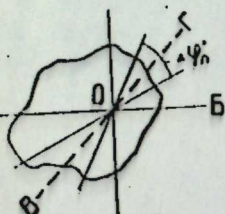
$$q = 50 \frac{\chi}{R}$$

$$S = 50 S_1 + 10 S_2$$

(R - в сантиметрах)
 S_1 - количество площадок без точек
 S_2 - количество площадок с точками



a



АБ - ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫЙ ПРОФИЛЬ
 О - ТОЧКА, В КОТОРОЙ ОПРЕДЕЛЯЕТСЯ ЭФФЕКТ
 $\Delta\psi_n$ - РАСТВОР n -го СЕКТОРА
 ВГ - ЛИНИЯ РАЗРЕЗА ПО n -му СЕКТОРУ

$$\Delta Z a = q \cdot S \gamma$$

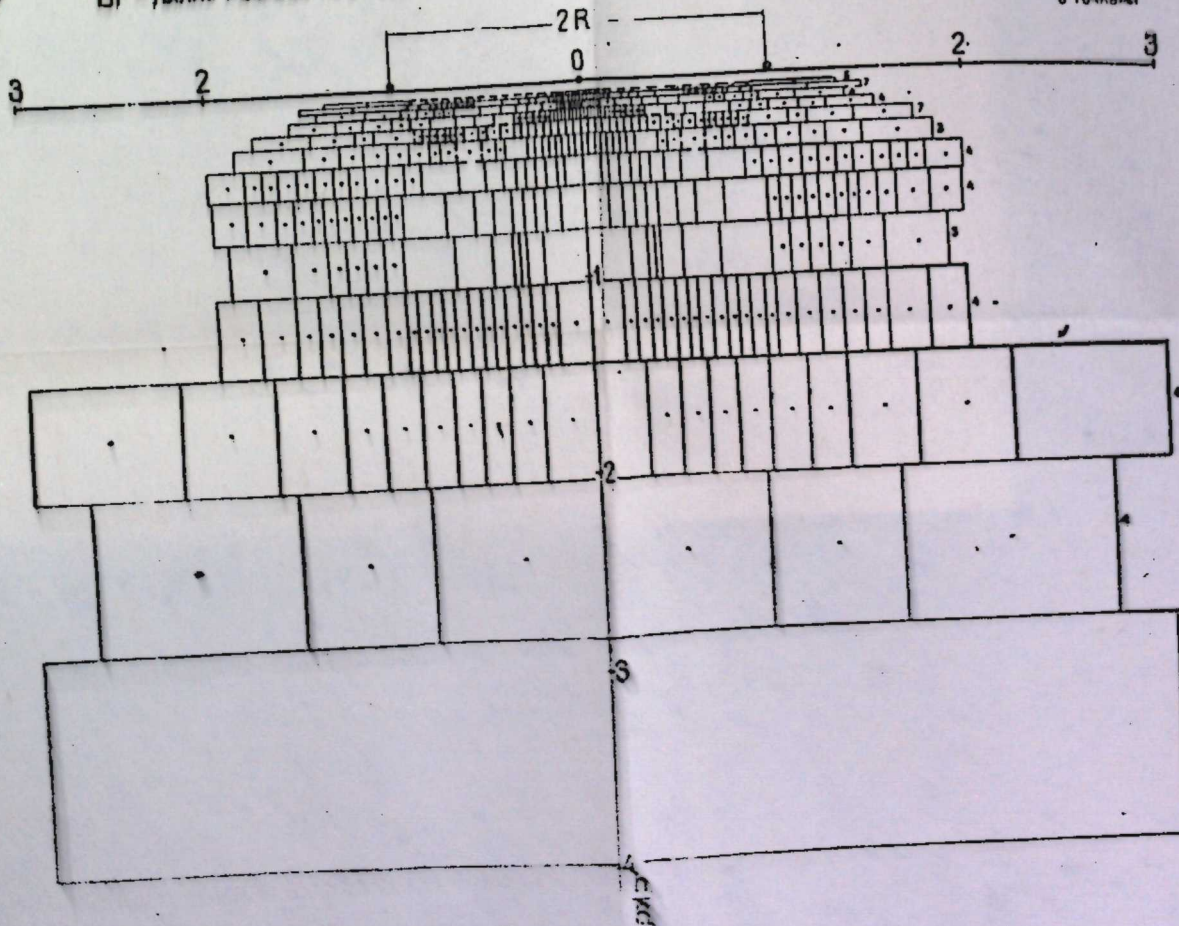
$$q = 50 \cdot \frac{\chi}{R}$$

$$S = 50 \frac{S_1}{R} + 10 \frac{S_2}{R}$$

(R - В САНТИМЕТРАХ)

S_1 - КОЛИЧЕСТВО ПЛОЩАДИ БЕЗ ТОЧЕК

S_2 - КОЛИЧЕСТВО ПЛОЩАДИ С ТОЧКАМИ



δ

Рис. 4. Налетки для приближенного расчета аномального эффекта.
a — от двухмерных тел; *δ* — от изометрических тел.

Центральный
Вторая вспомога-
составляющую
нения. Прини-
вышеописанной.
Расчетная ф

$$\Delta Z = I$$

При постро-

Палетка пр
0,98; 1,14; 1,33
ное с помощью

При расчете
полнены следую-

1. Все нижне-

зональными
 $\frac{l}{h_n}$, равным 1:3

нищах R , соот-

0,53; 0,74; 1,03

2. Во всем

ном на основан-

рассчитаны соот-

ложенных чере-

поля сеть сгуш-

направлены горизонтально, перпендикулярно сторонам рамки; ось Z направлена вертикально.

$$H_x = 0,1ni \left\{ \frac{z}{(R-x)^2+z^2} \left[\frac{R-y}{\sqrt{(R-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+y}{\sqrt{(R-x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] - \frac{z}{(R+y)^2+z^2} \left[\frac{R-y}{\sqrt{(R+x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+y}{\sqrt{(R+x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] \right\} \quad (5)$$

$$H_y = 0,1ni \left\{ \frac{z}{(R-x)^2+z^2} \left[\frac{R-x}{\sqrt{(R-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+x}{\sqrt{(R+x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] - \frac{z}{(R+y)^2+z^2} \left[\frac{R-x}{\sqrt{(R-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+x}{\sqrt{(R+x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] \right\} \quad (6)$$

$$H_z = 0,1ni \left\{ \frac{R+x}{\sqrt{(R+x)^2+z^2}} \left[\frac{R-y}{\sqrt{(R+x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+y}{\sqrt{(R+x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] + \frac{R-y}{(R-y)^2+z^2} \left[\frac{R-x}{\sqrt{(R-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+x}{\sqrt{(R+x)^2+(R-y)^2+z^2}} \right] + \frac{(R-x)}{(R-x)^2+z^2} \left[\frac{R-y}{\sqrt{(R-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+y}{\sqrt{(R-x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] + \frac{R+y}{(R+y)^2+z^2} \left[\frac{R-x}{\sqrt{(R-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+x}{\sqrt{(R+x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] \right\} \quad (7)$$

где ni — магнитодвижущая сила в ампервитках;

x, y, z — текущие координаты.

3. На каждом пласте выделялись участки, в пределах которых намагничивающее поле рамки можно считать однородным.

4. Для обеих вспомогательных палеток переводные коэффициенты, рассчитанные по формулам (2) и (4), получили значения

$$q' = \frac{q_1}{0,33 \cdot f_1 \cdot ni} = \frac{q_2}{f_2 ni} = 50 \frac{\%}{R}, \quad (8)$$

где q' — общий переводный коэффициент для обеих палеток;

f_1 и f_2 — функции, зависящие от координат;

$\%$ — магнитная восприимчивость;

$2R$ — сторона рамки в см.

После всех подготовительных операций производился расчет аномального эффекта в центре рамки от всех выделенных участков каждого пласта с помощью вспомогательных палеток. Для этого каждый пласт изображался в масштабе палеток. Оценка точности расчетов для каждого пласта была проведена путем сопоставления рассчитанных значений с теоретическими. Значения теоретические определялись по формуле [1]

$$\Delta Z_a = \frac{\mu-1}{\mu+1} \cdot \frac{0,8ni}{R} \left[\varphi\left(\frac{h_1}{R}\right) - \varphi\left(\frac{h_2}{R}\right) \right], \quad (9)$$

где ΔZ_a — аномальный эффект от горизонтального пласта;

μ — магнитная проницаемость;

$\varphi\left(\frac{h_1}{R}\right); \varphi\left(\frac{h_2}{R}\right)$ — безразмерные функции, соответственно, для верхней и нижней границ пласта, которые рассчитываются по формуле

$$\varphi\left(\frac{h}{R}\right) = \frac{1}{\left[1+4\left(\frac{h}{R}\right)^2\right] \sqrt{2+4\left(\frac{h}{R}\right)^2}}$$

Результаты сравнений приведены на рис. 2. Среднеквадратичная погрешность отклонений рассчитанных значений от теоретических для всех 13 пластов равна $\pm 0,2\%$ (за 100% взят теоретический суммарный аномальный эффект от всех пластов).

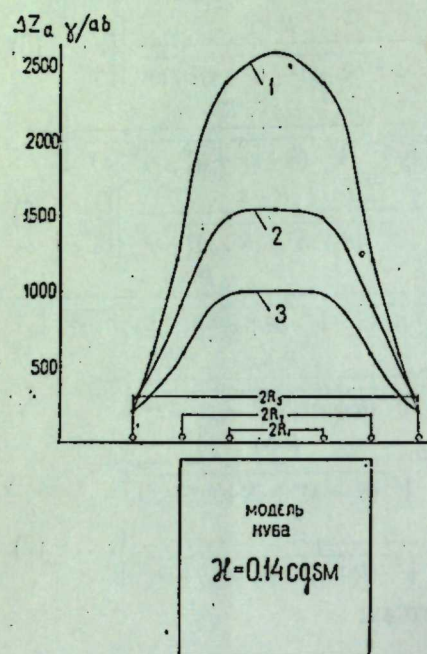


Рис. 5. Кривые магнитного профилирования над моделью куба и результаты расчета по палеткам (показаны крестиками).

- 1 — для рамки $2R_1 \times 2R_1$;
2 — для рамки $2R_2 \times 2R_2$;
3 — для рамки $2R_3 \times 2R_3$.

ричного тела предварительно строится его контур в плане и намечается количество секторов.

2. По формуле (8) рассчитывается переводный коэффициент палетки.

3. Центр палетки совмещается с точкой, в которой рассчитывается поле и подсчитывается число площадок S , вставившихся в контуре тела.

4. Определяется значение аномального эффекта в гаммах на ампервиток по уравнению

$$\Delta Z_a = q'S.$$

На рис. 5 приведены кривые ΔZ_a , измеренные на полемере [4] над моделью куба. Крестиками на кривых показаны результаты вычисления эффекта с помощью палеток. Совпадение измеренных и рассчитанных значений полное.

ВЫВОДЫ

Использование палеток дает возможность:

- 1) рассчитывать аномальный эффект напряженности магнитного поля в центре квадратной рамки от тел различной формы;
- 2) строить кривые профилирования и зондирования над телами произвольного сечения и формы;
- 3) проводить интерпретацию результатов полевых исследований методом подбора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стадухин В. Д. Магнитное профилирование и зондирование незаземленными рамками с постоянным током. В сб.: «Электромагнитное зондирование и магнитотеллурические методы разведки». Л., Изд. Ленинградского ун-та, 1963.
2. Иванов Н. А. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук. Рукопись. Свердловск, 1941 (фонды б-ки науч. работников Свердловского горного ин-та).
3. Розе Т. Н. Палетка для вычисления магнитных аномалий от тел, нижняя граница которых находится на бесконечной глубине. Труды НИИЗМ, вып. 2 (12), М., 1948.
4. Иванов Н. А., Зацепин Н. Н., Суворов Е. А., Ежов Н. М. Магнитометр для измерений моделированных магнитных аномалий. В сб.: «Геофизическое приборостроение», вып. 9, Л., ОКБ МГ и ОН, 1961.

В. Д. СТАДУХИН, Г. Г. УЛИТИНА

МАГНИТНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ КВАДРАТНЫМИ И ПРЯМОУГОЛЬНЫМИ РАМКАМИ НА ТЕЧЕНСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Излагается краткая теория прямоугольной рамки, описывается методика полевых измерений и приводятся результаты магнитного профилирования квадратными и прямоугольными рамками на Теченском железорудном месторождении. Показано, что использование прямоугольных рамок при магнитном профилировании экономически более выгодно по сравнению с применением квадратных рамок.

В работах [1 и 2] описаны методы определения магнитной восприимчивости горных пород и руд в естественном залегании; суть этих методов заключается в том, что незаземленными квадратными рамками с постоянным током создается дополнительное (к земному) подмагничивающее поле, а на поверхности земли измеряется вертикальная составляющая напряженности вторичного магнитного поля в центре рамки [1] или магнитный поток через контур рамки [2]. Если измерения проводить в одной точке несколькими рамками все больших размеров, то глубина проникновения подмагничивающего поля будет увеличиваться. Такие измерения (по аналогии с вертикальным электрическим зондированием) названы магнитным зондированием, а измерения, выполненные в ряде точек профиля рамками двух постоянных размеров, — магнитным профилированием.

Намагничивающие рамки обязательно должны иметь форму квадрата, конфигурация их может быть самой различной. Например, при магнитном профилировании удобнее разложить вдоль интерпретационного профиля прямоугольную рамку и провести измерения внутри этой рамки, не перемещая ее с места на место.

1. ТЕОРИЯ ПРЯМОУГОЛЬНОЙ РАМКИ

Незаземленная прямоугольная рамка со сторонами $2R$ и $2l$ располагается параллельно плоской границе полубесконечной среды с магнитной проницаемостью μ на расстоянии h от границы. Напряженность магнитного поля по оси Z , создаваемая рамкой в любой точке, определяется формулой, полученной на основании закона Био - Савара,

$$Z=0,1ni\left\{\frac{R-y}{(R-y)^2+z^2}\left[\frac{l-x}{\sqrt{(l-x)^2+(R-y)^2+z^2}}+\frac{l+x}{\sqrt{(l+x)^2+(R-y)^2+z^2}}\right]+\right. \\ \left.+\frac{R+y}{(R+y)^2+z^2}\left[\frac{l-x}{\sqrt{(l-x)^2+(R+y)^2+z^2}}+\frac{l+x}{\sqrt{(l+x)^2+(R+y)^2+z^2}}\right]\right\}+$$

$$+ \frac{l+x}{(l+x)^2+z^2} \left[\frac{R-y}{\sqrt{(l+x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+y}{\sqrt{(l+x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right] +$$

$$+ \frac{l-x}{(l-x)^2+z^2} \left[\frac{R-y}{\sqrt{(l-x)^2+(R-y)^2+z^2}} + \frac{R+y}{\sqrt{(l-x)^2+(R+y)^2+z^2}} \right], \quad (1)$$

где x, y, z — текущие координаты;

i — сила тока в амперах;

n — количество витков рамки.

Начало координат взято в центре рамки, ось X направлена параллельно длинной стороне. Полная величина вертикальной составляющей напряженности магнитного поля в центре рамки и на всей оси X (при $l=\infty$) будет представлять сумму первичного и вторичного полей, аналитическое выражение которой получается из формулы (1) с использованием метода зеркальных изображений [3]

$$z_a = Z_0 + \Delta z_a = \frac{0,4 \pi i}{R} \left[1 + \frac{\mu-1}{\mu+1} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{2h^2}{R} \right)} \right]. \quad (2)$$

В формуле (2) неизвестными являются μ и h , которые будут определены, если проводить измерения рамками двух размеров. Если измерения выполняются с компенсацией нормального поля, то первого слагаемого в формуле (2) не будет. Нормальное поле на оси X с приближением от центра к короткой стороне рамки (при ограниченных ее размерах, допустим, при $2l=10R$) возрастает очень медленно, практически оставаясь постоянным (с погрешностью $\pm 1\%$) до $x=3,5R$. Таким образом, на расстоянии $x=\pm 3,5R$ от центра рамки первичное поле ее можно считать однородным.

2. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

На первых этапах (1958—1960 гг.) метод магнитного профилирования был опробован над сильно магнитными породами и рудами, залегающими вблизи дневной поверхности (1—3 м), рамками небольших размеров (10×10 м и 20×20 м). Ввиду больших значений вертикальной составляющей

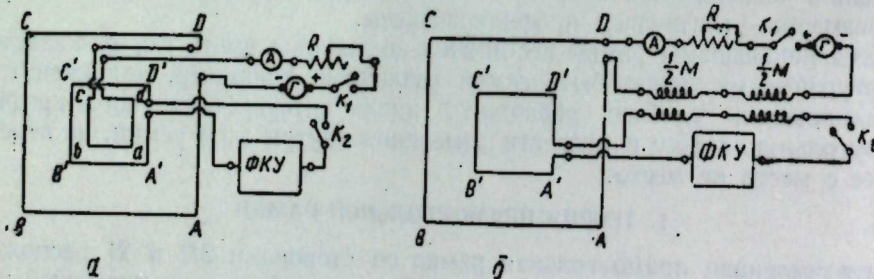


Рис. 1. Схемы измерения магнитного поля а и б.

$ABCD$ — намагничивающая рамка; $A'B'C'D'$ — приемная рамка; $abcd$ — компенсирующая катушка; $1/2 M$ — катушки взаимной индукции; G — генератор постоянного тока; A — амперметр; R — реостат; K_1, K_2 — ключи замыкания; $ФКУ$ — фотоэлектрический усилитель с микроамперметром на выходе.

напряженности вторичного поля (60—1500 γ) в качестве регистрирующего прибора были использованы Z-магнитометры (М-2, Шведский АВЕМ и др.). Методика работ того периода описана [1].

При измерениях над слабмагнитными породами ($\sigma < 1000 \times 10^{-6}$ CGSM) большими рамками (200×200 м и более) величина вторичного поля будет колебаться в пределах точности измерений магнитометрами. В этом случае требуется высокочувствительная измерительная аппаратура. С 1961 г. вертикальная составляющая напряженности магнитного поля стала измеряться рамкой размерами 40×40 см с 3000 витков. В момент включения импульса тока в намагничивающую рамку наводится ЭДС в приемной рамке. Измерительным прибором служит фотоэлектрический усилитель с микроамперметром на выходе. Было изготовлено два прибора с ценой деления по полю 0,3 и 0,12 γ.

Схемы измерения приведены на рис. 1, а, б. В схеме а компенсация нормального поля осуществляется катушкой $abcd$, жестко укрепленной на каркасе измерительной рамки $A'B'C'D'$ и включенной последовательно с намагничивающей рамкой $ABCD$. Положение катушки $abcd$ подбирается опытным путем. В схеме на рис. 1, б компенсация осуществляется с помощью двух катушек взаимной индукции ($1/2 M$). Катушки параллельны друг другу, имеют равные суммирующиеся индуктивности, но вторичные обмотки их навиты в противоположные стороны, в результате чего они не реагируют на внешние электромагнитные поля. Опытным путем установлено, что по первой схеме получаются более стабильные результаты, чем по второй.

Магнитное профилирование выполнялось рамками величиной 40×40 м, 47×47 м, 740×60 м и 700×100 м, изготовленными из провода ПСМ. Источником питания для квадратных рамок служили два аккумулятора 3—СТ-70, а для прямоугольных — генератор постоянного тока станции ЭРС-53.

На неровной и холмистой местности производилась нивелировка углов и центра рамки; по соответствующим графикам вводилась поправка на наклон рамки и на смещение измерительной рамки по вертикали от плоскости намагничивающей рамки. Измерительная рамка устанавливалась по уровням с помощью подъемных винтов. Измерения прямоугольными рамками выполнялись без компенсации нормального поля, но при обработке полученных данных из наблюдаемых значений вычиталось первичное поле, рассчитанное по формуле (1) для указанных выше размеров рамок.

Квадратными и прямоугольными рамками измерения были выполнены в 21 точке. При этом на измерения прямоугольными рамками было затрачено 8 ч, а квадратными рамками — 12 ч. Состав бригады в обоих случаях был один и тот же — 8 человек.

3. ДАННЫЕ МАГНИТНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Теченское железорудное месторождение расположено между Свердловском и Челябинском, в 60 км к северу от Челябинска. Оно залегает среди толщ пород эффузивно-осадочного комплекса, наибольшее распространение среди которых имеют порфириды различного состава, их туфы, известняки, песчано-глинистые известняки, песчано-глинистые и известково-глинистые сланцы. Мощность рыхлых отложений, покрывающих толщу сверху, достигает 7—10 м. Падение толщи восточное под углом 70—80°. Месторождение представлено несколькими рудными телами, сложенными рудными скарнами с прослоями сплошного магнетита.

Интерпретационный профиль пересек две рудные залежи: восточную, самую большую, 700×100 м, и западную, 250×30 м.

По профилю магнитометром М-17 была измерена вертикальная составляющая Z магнитного поля Земли и выполнено магнитное профилирование квадратными и прямоугольными рамками (рис. 2). На рисунке видно,

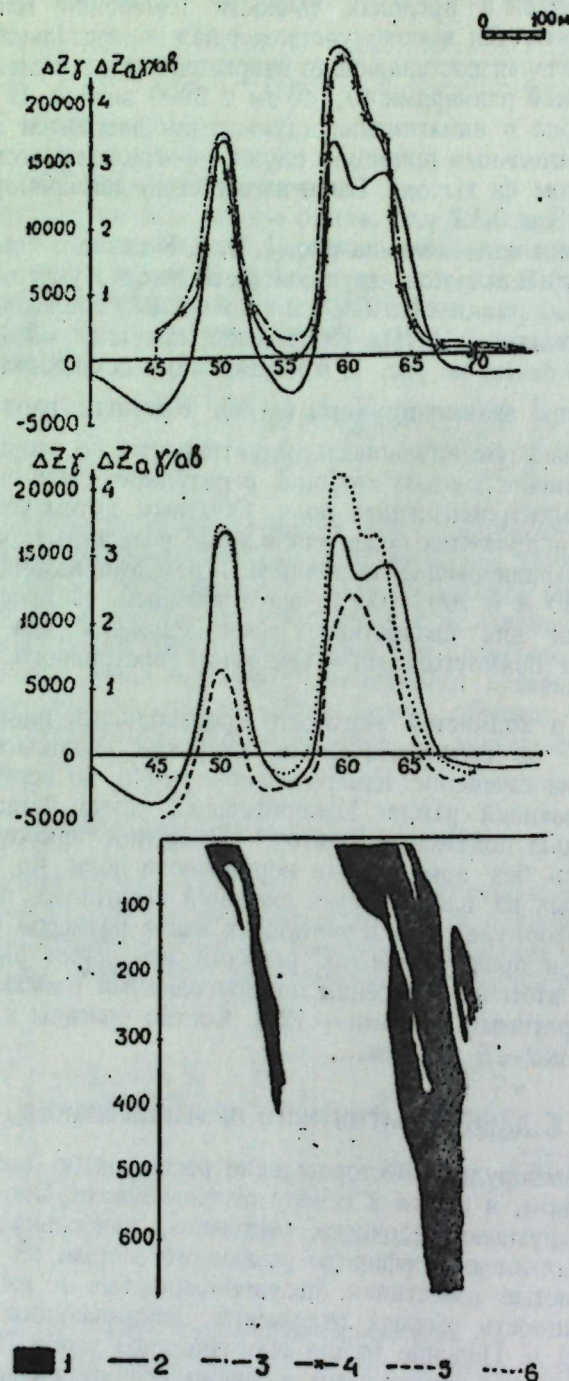


Рис. 2. Кривые магнитного профилирования над рудным телом.

1 — рудное тело; 2 — кривая ΔZ . Кривая ΔZ , измеренная: 3 — рамкой 47×47 м; 4 — рамкой 40×40 м; 5 — рамкой 700×100 м; 6 — рамкой 740×60 м.

что кривые магнитного профилирования, измеренные квадратными и прямоугольными рамками, по своему виду похожи на кривую ΔZ . При этом кривые магнитного профилирования, измеренные прямоугольными рамками (нижние графики), более сходны с кривой ΔZ ; подобно кривой ΔZ , они имеют отрицательные значения. Это указывает на то, что аномалия ΔZ связана, в основном, с наведенным намагничением.

По данным магнитного профилирования в точке 61 (над центром основного рудного тела) определена магнитная восприимчивость по приведенной в работе [1] формуле для квадратной рамки и по формуле (2) для прямоугольной рамки. Значения магнитной восприимчивости соответственно равны 0,069 CGSM и 0,072 CGSM.

ВЫВОДЫ

1. Магнитное профилирование дает возможность определять магнитную восприимчивость пород и руд в естественном залегании и в большом объеме.
2. Магнитное профилирование прямоугольными рамками примерно в 1,5 раза производительнее, чем квадратными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стадухин В. Д. Определение магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании по измерению напряженности магнитного поля в центре квадратной рамки. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Геофизический сборник № 3, Свердловск, 1962.
2. Стадухин В. Д. Определение магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании по измерению магнитного потока квадратной рамки. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Геофизический сборник № 3, Свердловск, 1962.
3. Смайт В. Электростатика и электродинамика. М., Изд-во иностр. лит., 1954.

Г. Г. ОРЛОВ

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С ВЫСОТОЙ

Предлагаются способы интерпретации кривых изменения интенсивности магнитных аномалий с высотой. С помощью билогарифмических палеток определяется форма возмущающего объекта и другие его параметры. По изменению угла наклона асимптоты верхней ветви кривой затухания аномалии с высотой дается суждение о наличии магнитных объектов под маскирующими их мелкозалегающими месторождениями. Показаны результаты интерпретации аномалий предложенными способами.

Ряд геологоразведочных организаций проводит повысотные магнитные измерения над выявленными перспективными на железо аномалиями.

Кривые $\Delta T = f(h)$ над известными геологическими объектами сравниваются с аналогичными кривыми над вновь выявленными аномалиями, расположенными вблизи известных месторождений и примерно в одинаковой геологической обстановке. Такое сравнение позволяет подразделить аномалии на перспективнорудные и неперспективные.

Для оценки глубины залегания возмущающих объектов по кривым $\Delta T = f(h)$ можно воспользоваться нижеследующим простым способом в тех случаях, когда аномалия может быть аппроксимирована функцией вида $\Delta T = \frac{2M}{h^n}$. Например, $\Delta T = \frac{2M}{h^3}$.

Известно [1], что если взять три последовательные точки на кривой: $\Delta T = \frac{2M}{h^n}$, ординаты ΔT которых находятся в следующей зависимости:

$$\Delta T_2 = \sqrt{\Delta T_1 \cdot \Delta T_3} \quad (\text{рис. 1}),$$

то

$$\frac{h_3}{h_2} = \frac{h_2}{h_1} \quad \text{и} \quad \frac{\Delta T_3}{\Delta T_2} = \frac{\Delta T_2}{\Delta T_1}.$$

Принимая в формуле $\Delta T = \frac{2M}{h^n}$ величину $h = h^* + h'$, где h^* — глубина залегания тела, отсчитываемая от поверхности земли, и h' — высота полета при аэромагнитной съемке, получим

$$h_2' + h^* = \sqrt{(h_1' + h^*)(h_3' + h^*)},$$

откуда

$$h^* = \frac{(h_2')^2 - h_1' \cdot h_3'}{h_1' + h_3' - 2h_2'}.$$

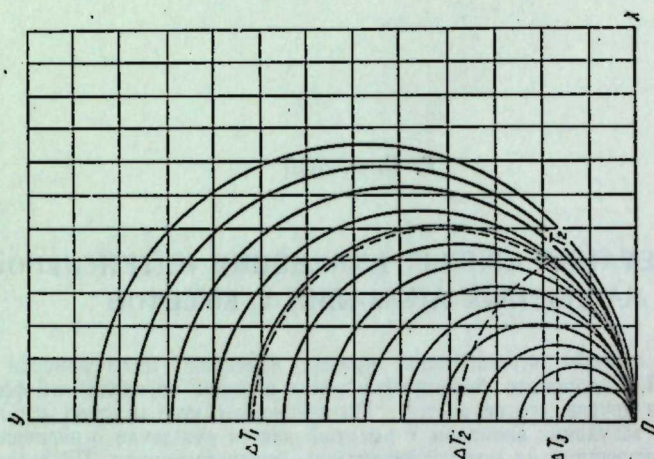


Рис. 2. Номограмма для графического определения $\Delta T_2 = \sqrt{\Delta T_1 \Delta T_3}$.

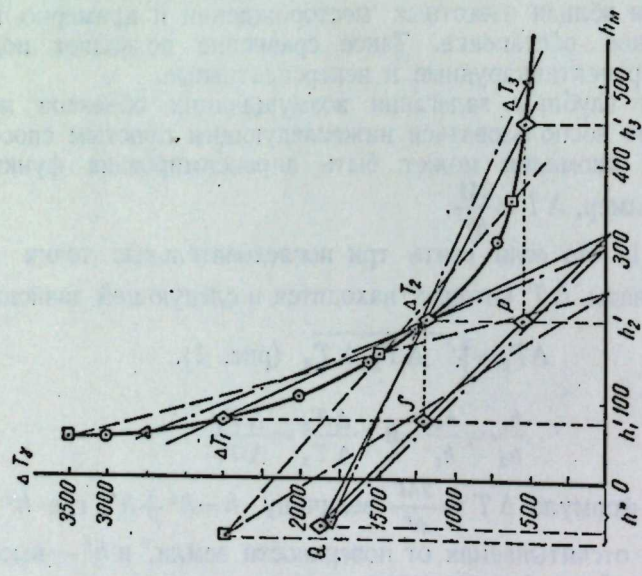


Рис. 1. Способ интерпретации кривой изменения ΔT с высотой (Верх-Лозьвинская А-ХІ-60).

Определение глубины h^* можно осуществить также графически [2] следующим образом (см. рис. 1):

1. На кривой изменения аномалии с высотой возьмем две достаточно удаленные друг от друга точки со значениями ΔT_1 и ΔT_3 . Между этими точками находим третью точку ΔT_2 со значением

$$\Delta T_2 = \sqrt{\Delta T_1 \Delta T_3}.$$

2. Находим точку S на пересечении прямых ΔT_2 и h_1 и точку P на пересечении ΔT_2 и h_2 .

3. Соединяем прямыми точки ΔT_1 с ΔT_2 , P с S и ΔT_3 с ΔT_2 . Все три прямые продолжаем до пересечения их с осями координат.

4. Прямые, проведенные через точки ΔT_3 , ΔT_2 и P , S , пересекаются в точке Q , абсцисса которой равна искомому значению глубины h^* .

5. Прямые, проведенные через точки ΔT_1 , ΔT_2 и P , S , пересекаются в точке, лежащей на оси абсцисс при $\Delta T=0$, что является контролем правильно выбранного положения уровня нормального поля для кривой $\Delta T=f(h)$.

Расчет $\Delta T_2 = \sqrt{\Delta T_1 \Delta T_3}$ в целях его ускорения проводится графически по номограмме (рис. 2).

Значения интенсивности аномалий в двух выбранных точках ΔT_1 и ΔT_3 откладываем по оси OY номограммы.

Пересечение полуокружности ΔT_1 с прямой ΔT_3 , проведенной параллельно оси абсцисс, в точке T_2 дает отрезок OT_2 , по величине равный искомому значению $\Delta T_2 = \sqrt{\Delta T_1 \Delta T_3}$.

Если изменение значений ΔT (или Z_a) и $\frac{\Delta T_1 - \Delta T_2}{\Delta h}$ (или $\frac{\Delta Z_a}{\Delta h}$) с высотой выразить не в простом, а в логарифмическом масштабе, то полученные трансформированные кривые можно интерпретировать по предложенным нами в 1961 г. [3] палеткам (рис. 3).

При этом по затуханию магнитного поля (или его градиентов) с высотой можно определить форму возмущающих объектов, их вертикальную мощность и магнитную характеристику. Кроме того, в некоторых случаях можно расчленить сложную аномалию, обусловленную двумя возмущающими объектами, залегающими один под другим.

При построении кривой ΔT (или Z_a) по оси ординат сверху откладываются высоты (с учетом величины h^* для глубокозалегающих тел), на которых производились наблюдения. По оси абсцисс наносится интенсивность аномалии в гаммах (или в γ/m при построении градиентов аномалии).

Кривая ΔT (или Z_a), нанесенная на восковке, совмещается с одной из кривых палетки (см. рис. 3), при этом соблюдается параллельность осей координат на восковке и палетке.

На уровне креста на палетке и книзу от него читаются величины $h=b$ (или $R=q$) и $Z_a=3M$ (или $Z_a=2I$); $\Delta T=3M$ или $\Delta T=2I$ (в CGSM).

На рис. 4, а показан пример интерпретации аномалий Z_a . Вычисленная глубина до центра рудной залежи (сжатый эллипсоид вращения при $h=q$) равна 18 м (по скважине 17 м). На рис. 4, б, в дан пример выявления сложной аномалии от двух объектов. Вблизи от земной поверхности располагается меньшее рудное тело, под ним — более крупное. Для таких структур рудных полей на кривых затухания аномалии ΔT (или Z_a) на больших высотах отмечается увеличение угла наклона асимптоты верхней ветви кривой аномалии по сравнению с углом наклона асимптот кривых палетки (см. рис. 4, б и рис. 5, б).

Это указывает на сложность аномального поля, и кривая затухания ΔT (или Z_a) может быть расчленена на две ветви, одна из которых более

крутая. Интерпретация каждой ветви в отдельности дает два интервала глубин (см. рис. 4, б): 60—80 м для ближайшей залежи и, ориентировочно, 300 м для более глубокого рудного тела. По геологическому разрезу на глубине 300—400 м действительно залегает более мощное рудное тело.

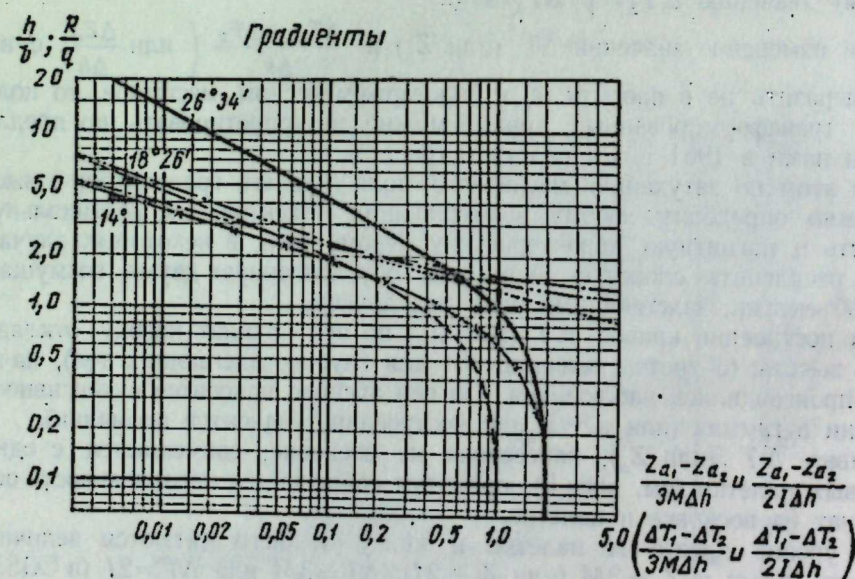
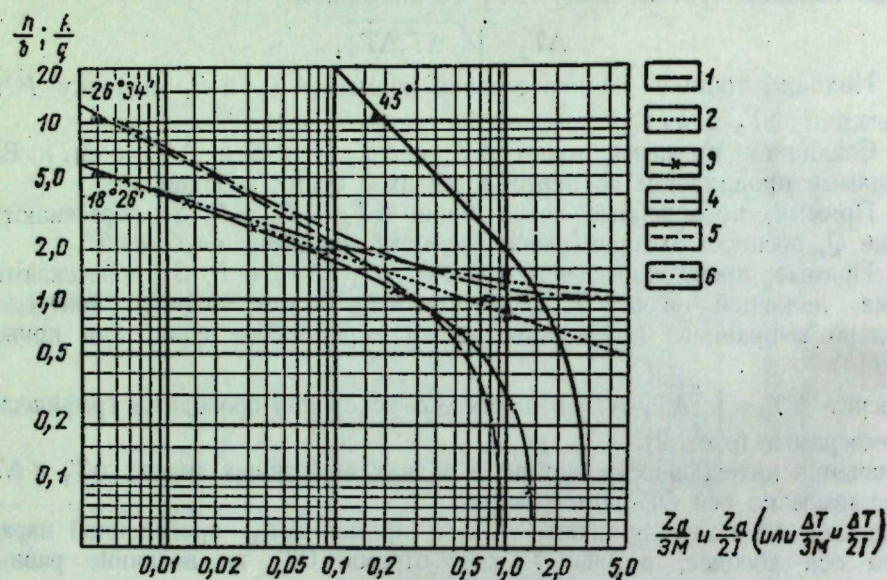


Рис. 3. Билогарифмические палетки для интерпретации кривых изменения интенсивности аномалий с высотой.

Z_a (или ΔT) — интенсивность аномалии в эпицентре, выраженная в значениях

$$\frac{Z_a}{3M} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{3M} \right) \text{ и } \frac{Z_a}{2I} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{2I} \right).$$

M — магнитный момент; I — интенсивность намагничивания пласта; R — глубина залегания центра рудного тела; h — глубина залегания верхней кромки пласта (глубины возмущающих объектов отсчитываются от ближайшего к земной поверхности уровня наблюдения); q — полуфокусное расстояние эллипсоидов; b — горизонтальная полутолщина пласта.

1 — пласт; 2 — шар; 3 — сжатый эллипсоид вращения; 4 — вытянутый эллипсоид вращения; 5 — сжатый эллиптический цилиндр; 6 — вытянутый эллиптический цилиндр.

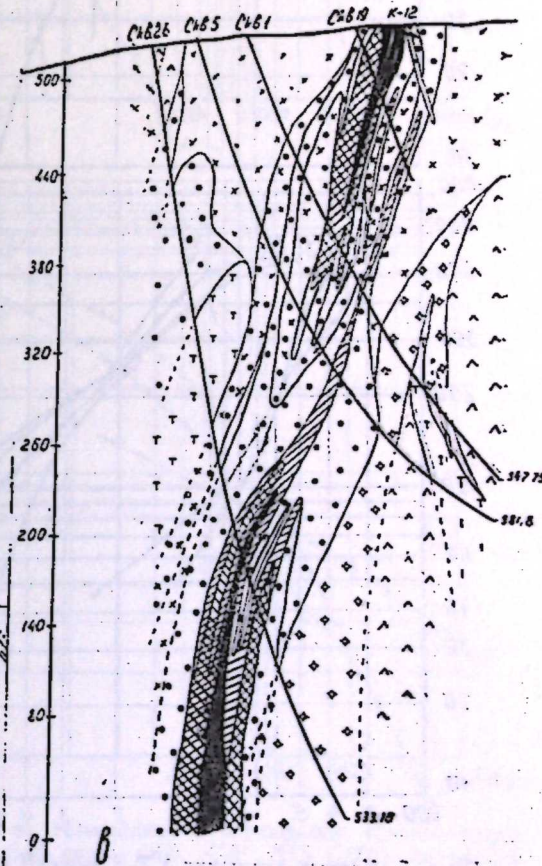
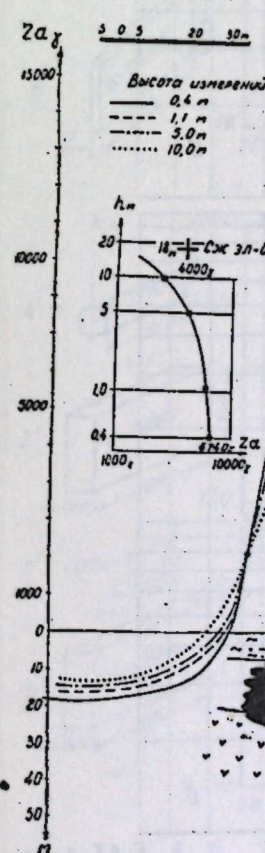
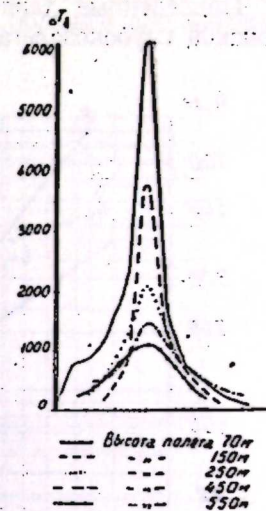
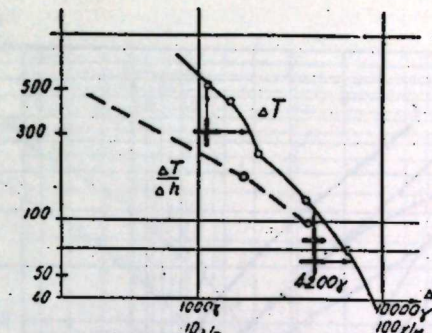
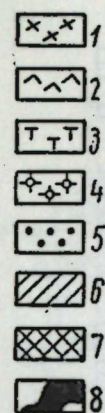


Рис. 4. Кривые изменения Z_a и ΔT с высотой для простых а и сложных б, в аномалий [3].

1 — гранодиориты, кварцевые диориты; 2 — порфириды; 3 — туфы кислых пород; 4 — альбитофиры; 5 — скарны; 6 — бедные магнетитовые руды; 7 — богатые магнетитовые руды; 8 — магнетит сляк.

На рис. 6 показано разделение (с помощью билогарифмических палеток) сложных аномалий от тел-моделей, расположенных друг под другом. Приведенные данные позволяют рекомендовать следующую методику поисков глубокозалегающих рудных залежей:

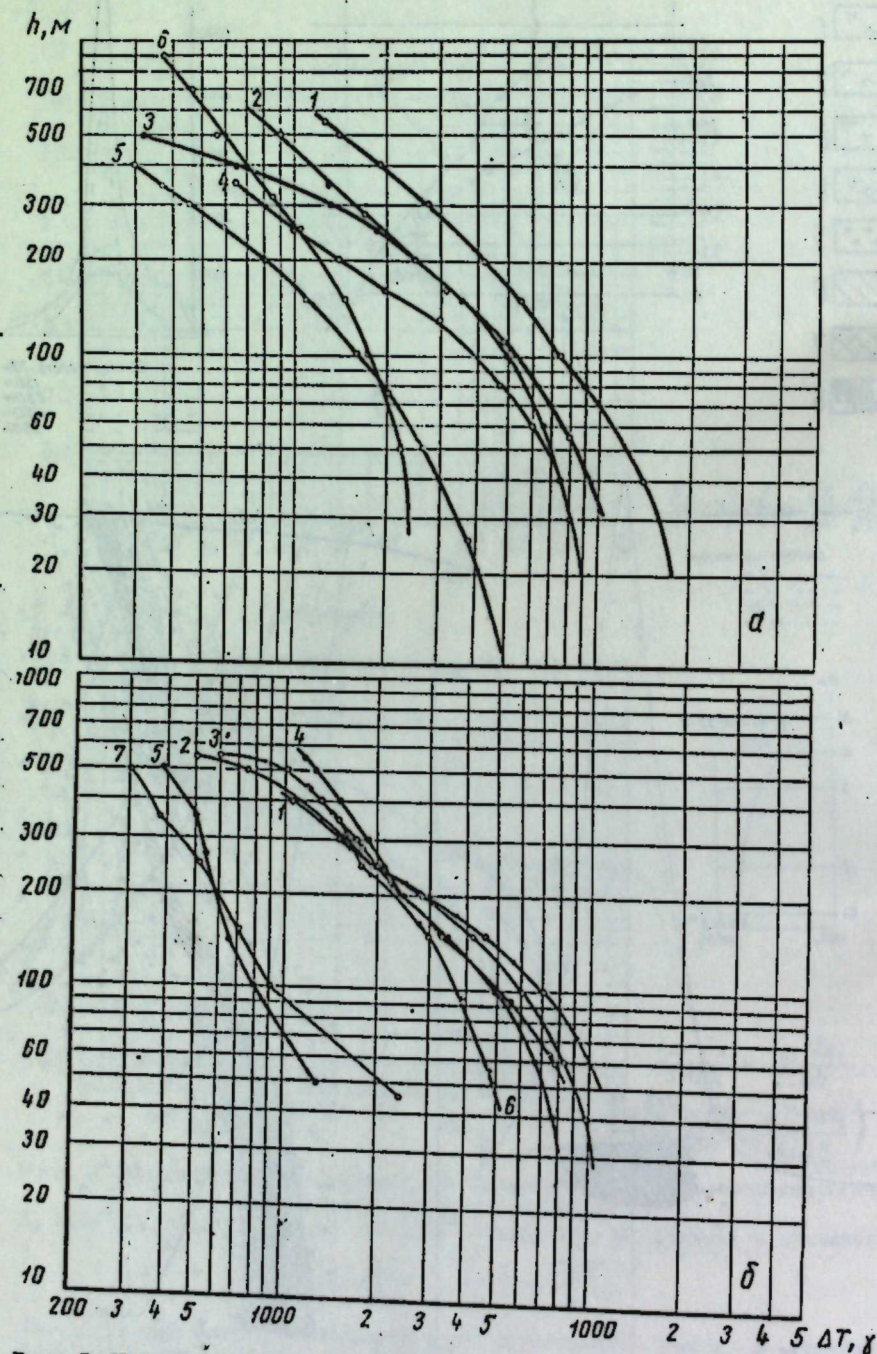


Рис. 5. Кривые изменения ΔT с высотой от простых а и сложных б аномалий.
а — месторождения: 1 — Тейское; 2 — Теча; 3 — Гранатовое; 4 — Абаканское; 5 — Июльское; 6 — Северо-Песчанское.
б — месторождения: 1 — Табрат; 2 — Абаза; 3 — Таят; 4 — Одиночное; 5 — Ново-Песчанское; 6 — Второй Северный рудник; 7 — Первый Северный рудник. Кривые 1, 3—5 (график а) и 1—4 (график б) даны по П. С. Ускову [4].

1. При аэромагнитных съемках полеты следует проводить на высотах: 50—100—200—400—800—1600 м (для залегающих вблизи поверхности земли месторождений с запасом 100 млн. тонн руды). Для других возмущающих объектов съемки ведутся соответственно на большей или меньшей высоте.

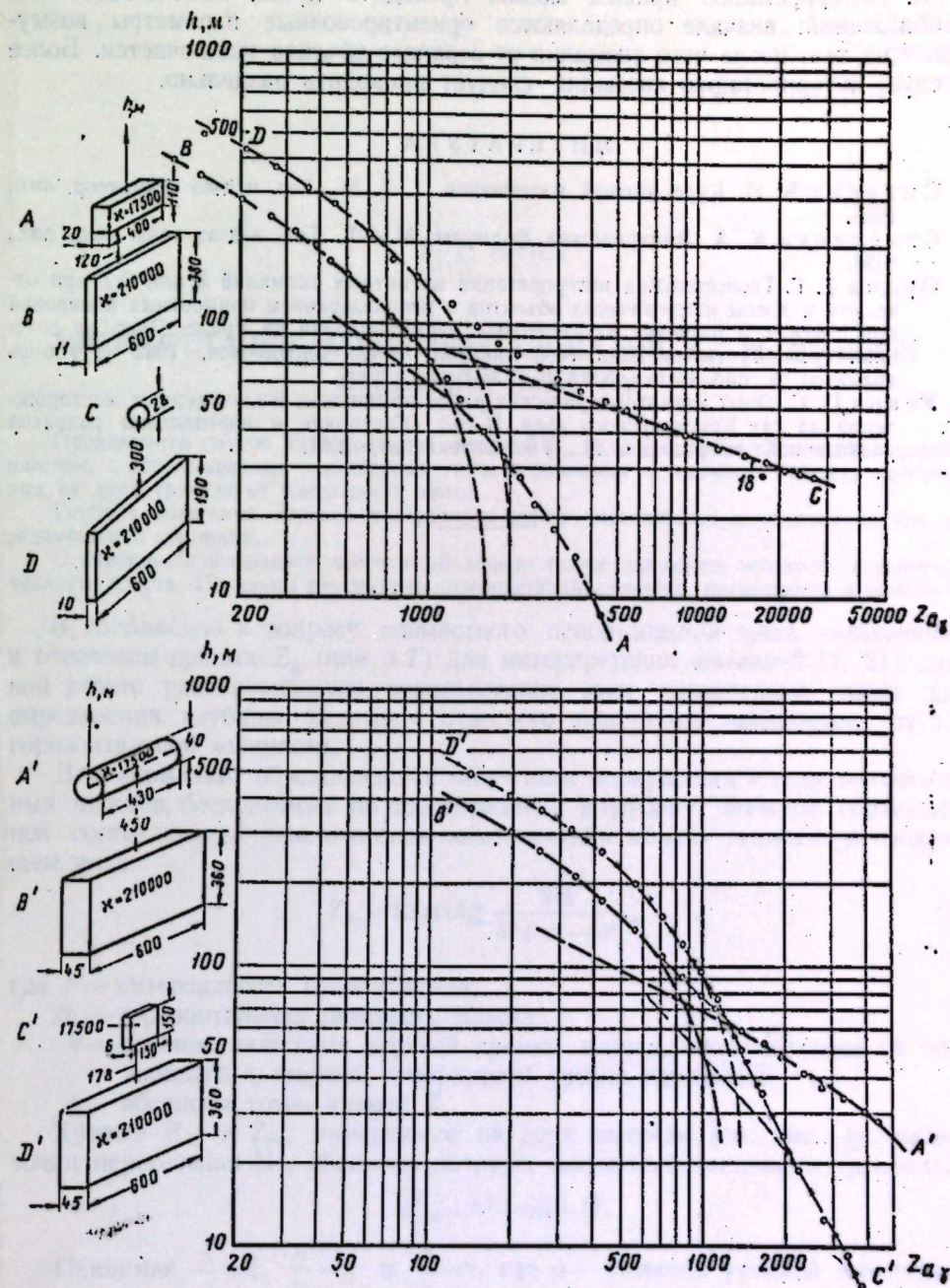


Рис. 6. Разделение сложных аномалий от возмущающих тел-моделей. Слева — схема попарного расположения моделей различной формы (AB, A'B', CD, C'D') на разном расстоянии друг от друга. Справа — соответствующие моделям кривые изменения Z_a с высотой.

Кружки — значения Z_a , измеренные на полимре конструкции Уральского филиала АН СССР; штрих-пунктир — палеточные кривые, с которыми совмещены измеренные значения Z_a (размеры моделей и расстояния между ними в 1000 раз меньше указанных на чертеже).

2. Равномерное распределение точек измерения ΔT достигается нанесением их на билогарифмический бланк в полете и сравнением с одной из кривых палетки (см. рис. 3). Это позволяет правильно выбирать нужную высоту полета.

3. Интерпретацию кривых можно проводить путем последовательных приближений: вначале определяются ориентировочные параметры возмущающих тел, после чего аномалия от верхнего объекта исключается. Более точную интерпретацию аномалий следует проводить отдельно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов В. И. Курс высшей математики. Т. 1. М., Гос. изд-во техн.-теор. лит., 1953.
2. Семендяев К. А. Эмпирические формулы. М.—Л., Гос. изд-во техн.-теор. лит., 1933.
3. Орлов Г. Г. Геологическая интерпретация магнитных аномалий Z или ΔT при отвесном и косом намагничении объектов с использованием повысотных измерений при поисках и разведке магнетитовых месторождений на Урале. Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1962 (рукопись хранится в библиотеке УФАИ СССР).
4. Усков П. С. Опыт магнитометрических работ по поискам железорудных месторождений на юге Красноярского края. В сб.: «Состояние и перспективы развития разведочной геофизики». М., Госгеолтехиздат, 1961.

Г. Г. ОРЛОВ

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ Z_a , ВЫЗВАННЫХ ОТВЕСНЫМ ПЛАСТОМ

Предлагается способ интерпретации аномалий Z_a (или ΔT), обусловленных отвесным пластом, с использованием характерных точек пересечения и отсечения кривых, измеренных на двух уровнях от поверхности земли.

Глубина залегания верхней поверхности пласта определяется независимо от его горизонтальной мощности.

С помощью приведенных вычислений можно также определить мощность и намагниченность пласта. Показаны результаты интерпретации аномалии предложенным способом.

В дополнение к вопросу совместного использования точек пересечения и отсечения кривых Z_a (или ΔT) для интерпретации аномалий [1, 2] в данной работе рассматривается использование этих характерных точек для определения глубины залегания отвесного пласта вне зависимости от его горизонтальной мощности.

Для аномалий, обусловленных объектами возмущения в виде вертикальных пластов, бесконечных по простиранию и в глубину, значение вертикальной составляющей при отвесном намагничении можно записать в следующем виде:

$$Z_{a_1} = 2I \arctg \frac{2bh}{h^2 + x^2 - b^2}, \quad (1)$$

где I — интенсивность намагничения;

$2b$ — горизонтальная мощность пласта;

h — глубина залегания верхней кромки пласта, отсчитываемая от ближайшего к дневной поверхности уровня измерений;

x — абсциссы точек кривой Z_a .

Кривые Z_{a_1} и Z_{a_2} , измеренные на двух высотах (см. рис. 1), имеют точки пересечения [1], абсциссы которых могут быть выражены уравнением

$$x_{\text{т.п}}^2 = h^2 + ah + b^2.$$

Принимая $\frac{x}{a} = \xi$, $\frac{h}{a} = \eta$ и $\frac{b}{a} = v$, где a — разность уровней измерения, запишем

$$\xi_{\text{т.п}}^2 = \eta(\eta + 1) + v^2. \quad (2)$$

Если через максимум кривой Z_{a_2} провести линию, параллельную оси абсцисс, то на кривой Z_{a_1} получим так называемые точки отсечения $x_{\text{отс}}$ (см. рис. 1).

Ордината точки отсечения может быть выражена

$$Z_{\text{отс}} = 2 \operatorname{arctg} \frac{2bh}{h^2 - b^2 + x_{\text{отс}}^2}$$

Значение максимума кривой $Z_{a_1}^{\text{max}} = 2 \operatorname{arctg} \frac{2b(h+a)}{(h+a)^2 - b^2}$. Решая уравнение $Z_{\text{отс}} = Z_{a_1}^{\text{max}}$, найдем

$$x_{\text{отс}}^2 = (h+a) - ah(h+a) - ab^2 = 0$$

или

$$(\eta+1)\xi_{\text{отс}}^2 = \eta(\eta+1) + \nu^2. \quad (3)$$

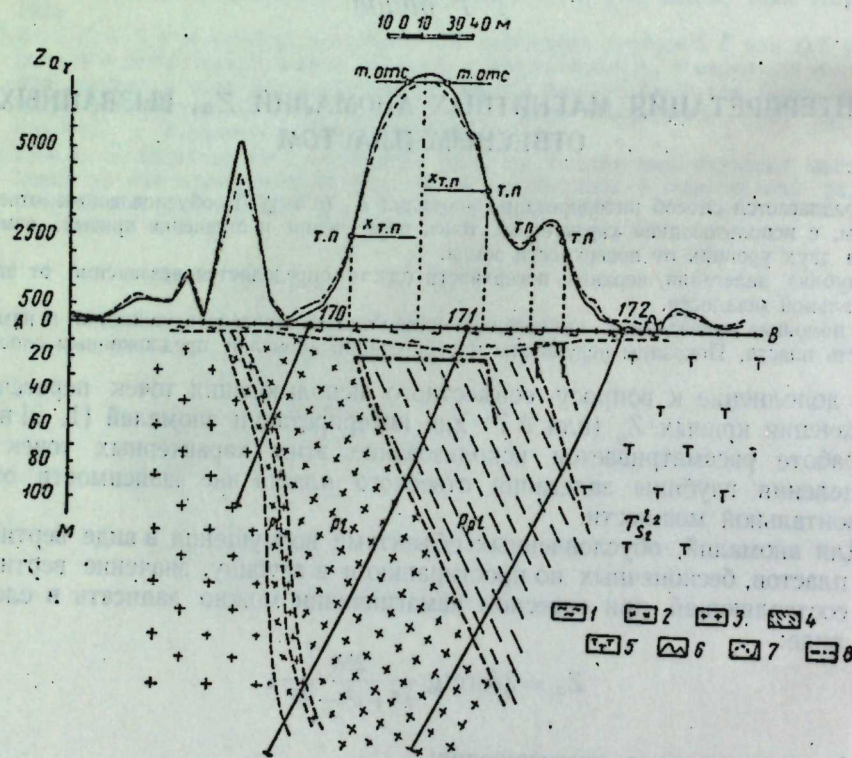


Рис. 1. Повысотные кривые Z_a и геологический разрез по линии скважин. 1 — покровные отложения; 2 — плагиоклазиты; 3 — сиениты; 4 — пироксен-плагиоклазовые породы; 5 — туфы; 6 — кривая Z_a на высоте 0,3 м; 7 — кривая Z_a на высоте 2,3 м; 8 — контур пироксен-плагиоклазовых пород по данным интерпретации.

Сравнивая (2) и (3), получим

$$\xi_{\text{т.п}}^2 = (\eta+1)\xi_{\text{отс}}^2. \quad (4)$$

Таким образом, $\eta = \frac{h}{a} = \left(\frac{\xi_{\text{т.п}}}{\xi_{\text{отс}}}\right)^2 - 1$

или

$$\eta = \left(\frac{x_{\text{т.п}}}{x_{\text{отс}}}\right)^2 - 1. \quad (5)$$

Из уравнения (5) следует, что глубина до поверхности пласта может быть определена по абсциссам двух характерных точек $x_{\text{т.п}}$ и $x_{\text{отс}}$ независимо от его мощности.

Значение горизонтальной полумощности пласта b определяется из равенства (2)

$$\nu = \sqrt{\xi_{\text{т.п}}^2 - \eta(\eta+1)} \quad (6)$$

или

$$b = \sqrt{x_{\text{т.п}}^2 - h(h+a)}. \quad (6')$$

С другой стороны, из формулы (3)

$$b^2 = \left(\frac{h}{a} + 1\right)(x_{\text{отс}}^2 - ah) \quad (7)$$

На рис. 1 показан пример интерпретации двух повысотных кривых Z_a по предлагаемому способу. Съёмкой прошлых лет в Тагило-Кушвинском районе на Среднем Урале была обнаружена аномалия, вытянутая в меридиональном направлении и по своему положению приуроченная к пироксен-плагиоклазовым породам (рис. 2). Интенсивность аномалии в эпицентре достигает 7000γ.

Большая интенсивность аномалии позволяла предполагать, что она вызвана магнетитовым рудным телом, так как для данного района, согласно геологоразведочным данным, аномалии более 3000—4000γ обуславливаются магнетитовыми рудами.

Однако при разбуривании этой аномалии скважинами 170, 171 и 172 было установлено, что до глубины 7 м встречены разрушенные ороговикованные порфиры, а ниже — пироксен-плагиоклазовые породы. С глубины 22 м в породах появляется рассеянная вкрапленность магнетита и халькопирита. На глубине 73—77 м вкрапленность магнетита от заметной гнездовой переходит в прожилки и далее в трехметровый пласт бедной 30%-ной руды. Еще глубже отмечается незначительная вкрапленность магнетита.

Естественно, возникает вопрос, может ли данная аномалия обуславливаться имеющейся вкрапленностью и маломощным пластом магнетита.

Для того, чтобы прийти к заключению о природе аномалии, автором были проведены по линии скважин 170, 171 и 172 (см. рис. 1) измерения Z_a на высоте 0,3 и 2,3 м ($a=2$ м). Полученные данные интерпретации представлены ниже:

Z_a	$x_{\text{т.п.}}$ м	$x_{\text{отс.}}$ м	$\left(\frac{x_{\text{т.п.}}}{x_{\text{отс.}}}\right)^2$	η	h , м
Правая ветвь	37	11	11	10	20
Левая ветвь	42,5	13,5	9,9	8,9	18
Среднее					19

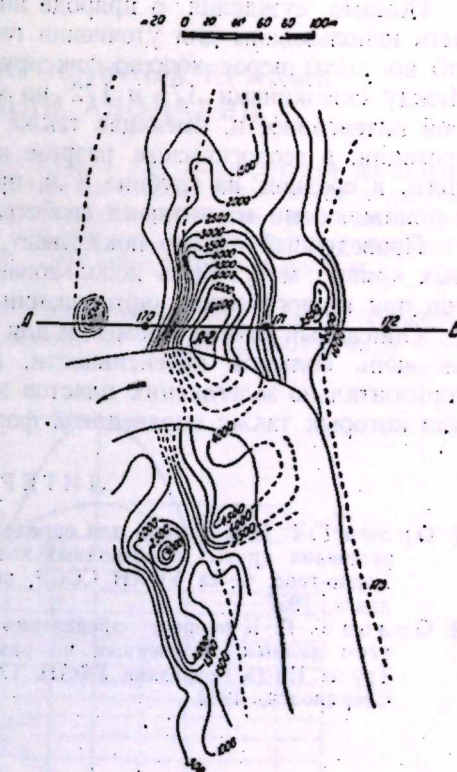


Рис. 2. План изолиний.

Значение горизонтальной полумощности пласта, полученное по формуле (6') и (7) для правой ветви кривой Z_a , равно 30,5 и 30 м; для левой ветви — 38 и 38,2 м. Таким образом, горизонтальная мощность пласта пород пироксен-плагноклазового состава, обуславливающего аномалию, равна 68 м.

Магнитная восприимчивость χ образцов пород, взятых с глубин 25, 68 и 75 м, соответственно равна $38 \cdot 10^{-3}$; $35,6 \cdot 10^{-3}$ и $37,4 \cdot 10^{-3}$ CGSM.

При $\chi = 35,6 \cdot 10^{-3}$ CGSM, $h = 19$ м и $b = 34$ м по формуле (1) получаем $Z_a^{max} = 7100\gamma$, что полностью совпадает с измеренным значением. Таким образом, интерпретация кривых Z_a предложенным способом позволила однозначно решить задачу и сделать заключение о том, что аномалия по своей природе нерудная и вызвана толщей пироксен-плагноклазовых пород с рассеянной вкрапленностью магнетита.

Помимо суждения о природе аномалии, повысотные кривые Z_a могут быть использованы для уточнения геологического разреза. На рис. 1 видно, что контакты пород хорошо фиксируются точками пересечения кривых Z_a . Между скважинами 171 и 172 на кривых Z_a отмечается аномалия меньшей интенсивности, имеющая также две точки пересечения. Согласно интерпретации, в геологическом разрезе можно предположить наличие залегающего, в среднем на глубине 8 м, прослоя пироксен-плагноклазовых пород с пониженными магнитными свойствами мощностью порядка 10 м.

Приведенный пример показывает, что точки пересечения двух повысотных кривых могут быть использованы для уточнения геологических разрезов при геологическом картировании.

Описанный способ применим для интерпретации магнитных аномалий ΔT не очень большой интенсивности, а также для аномалий Δg от тонких горизонтально залегающих пластов значительных размеров по простиранию, для которых также справедлива формула (1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Орлов Г. Г. Номограмма для определения глубин залегания залежи по точкам пересечения кривых производных потенциала, снятых на разных высотах. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 30, Геофизический сборник № 2, Свердловск, 1957.
2. Орлов Г. Г. К вопросу определения параметров геологических тел по геофизическим данным, полученным на разных расстояниях от возмущающего объекта. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Геофизический сборник № 3, Свердловск, 1962.

Г. Г. ОРЛОВ, А. Л. ИВАНОВ

ПАЛЕТКИ ТРАНСФОРМИРОВАННЫХ КРИВЫХ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ

Рассчитаны палетки трансформированных кривых для интерпретации магнитных аномалий от рудных тел в виде вертикальных пластов, сжатых и вытянутых эллипсоидов вращения вокруг вертикальной оси. Палетки могут применяться при наличии кривых аномалии Z_a или ΔT , полученных на двух высотах. На практических примерах показаны результаты интерпретации аномалии с помощью описанных палеток.

В литературе описан ряд палеток, предназначенных для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий по относительному виду кривых [1, 3, 4, 5].

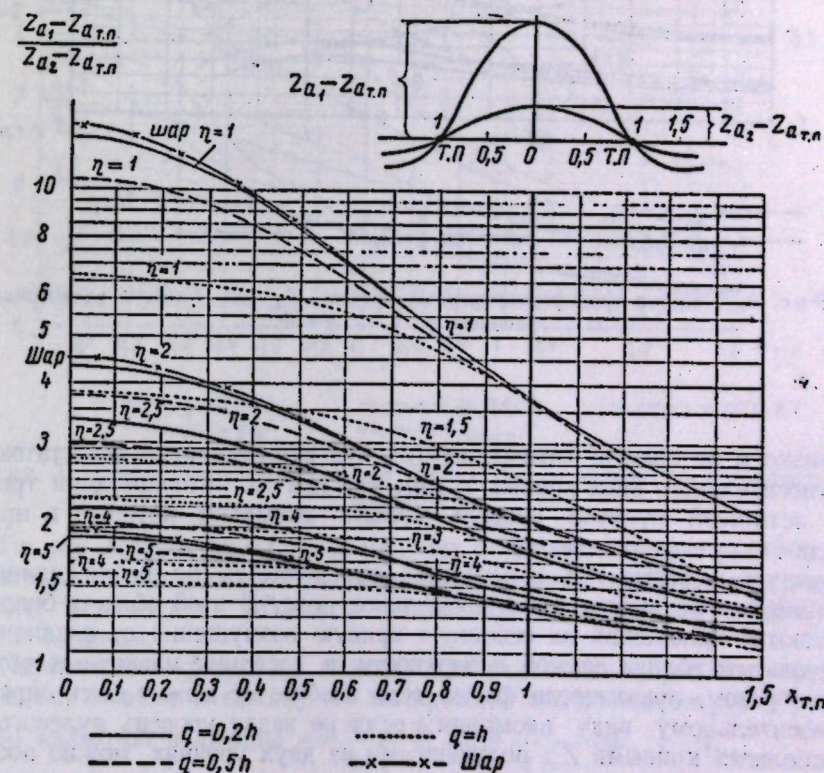


Рис. 1. Палетка трансформированных кривых Z_a для сжатого эллипсоида вращения $q=0,2h$; $q=0,5h$; $q=h$.

С помощью этих палеток определяется форма возмущающего объекта, глубина его залегания и иные параметры. По сравнению с другими методами интерпретации палетки относительного вида кривых имеют ряд преимуществ. Они дают возможность объективной оценки формы возмущающего тела; при интерпретации можно использовать всю кривую аномалии, а не отдельные характерные точки; пользование палетками достаточно просто и требует малой затраты времени.

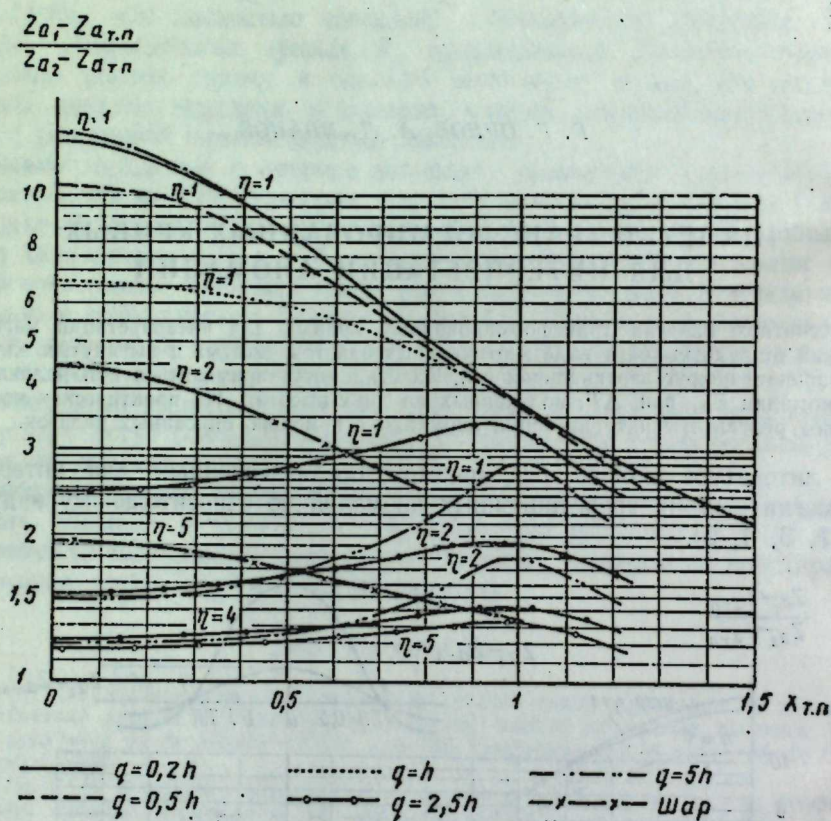


Рис. 2. Палетка трансформированных кривых Z_a для сжатого эллипсоида вращения $q=2,5h$; $q=5h$.

Однако в литературе отмечалось [2], что существенный недостаток палеток относительного вида кривых в том, что для их интерпретации требуется знать истинный нулевой уровень кривых аномалии, который в практике работ почти всегда неизвестен.

Различие в форме тел, в основном, определяется по расхождению кривых аномалии на выходе их в нормальное поле. В этой области более всего сказываются наложения на основную кривую возмущений от различных неоднородностей вблизи земной поверхности и соседних магнитных объектов. Таким образом, практически форма тела вообще не может быть определена по относительному виду аномалии, если не задан уровень нулевого поля.

Располагая кривыми Z_a , полученными на двух уровнях, можно построить палетки трансформированных кривых, по которым интерпретация аномалии не будет зависеть от нулевого уровня магнитного поля.

Предлагаемые палетки построены следующим образом:

1. По оси ординат отложены значения $\frac{Z_{a1} - Z_{a_{т.п}}}{Z_{a2} - Z_{a_{т.п}}}$ для одних и тех же абсцисс кривых аномалии.
 $Z_{a1} - Z_{a_{т.п}}$ — интенсивность аномалии на ближайшем к поверхности земли уровне измерений;
 $Z_{a2} - Z_{a_{т.п}}$ — интенсивность аномалии, измеренной на более высоком уровне;
 $Z_{a_{т.п}}$ — ордината точек пересечения двух повысотных кривых.

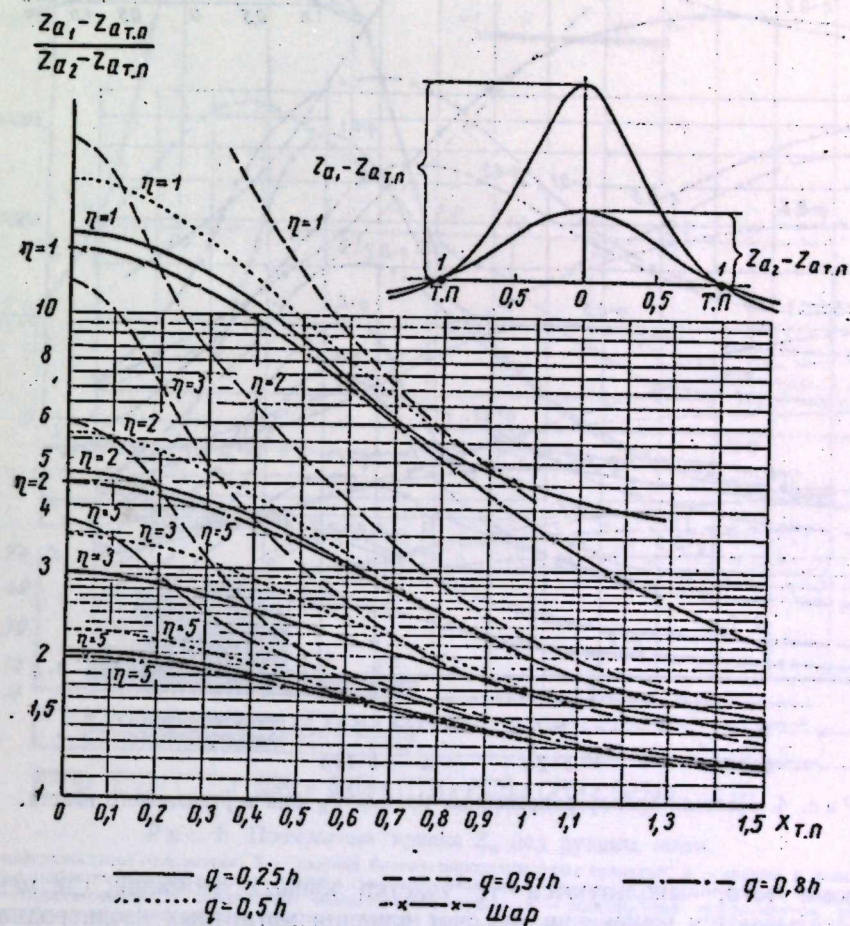


Рис. 3. Палетки трансформированных кривых Z_a для вытянутого эллипсоида вращения.

2. По оси абсцисс за единицу ширины аномалии принято расстояние по горизонтали от максимального значения кривых аномалии до точек их взаимного пересечения. Абсциссы любых других точек наносятся в долях принятой единицы.

3. Параметрами кривых на палетке для различных форм тел (вертикальные пласты, сжатые и вытянутые эллипсоиды вращения вокруг вертикальной оси) являются величины $\eta = \frac{h}{a}$ и $\frac{h}{b}$ (или $\frac{h}{q}$) — рис. 1—4,

где q — полуфокусное расстояние эллипсоида;
 b — половина горизонтальной мощности пласта.

В описанных палетках используется кривая аномалии в целом, так как отношение интенсивностей аномалий определяется на двух уровнях для каждой из точек на оси абсцисс. Это позволяет при интерпретации учитывать не только форму кривых аномалий вдоль профиля измерений, но и величину затухания аномалий с высотой.

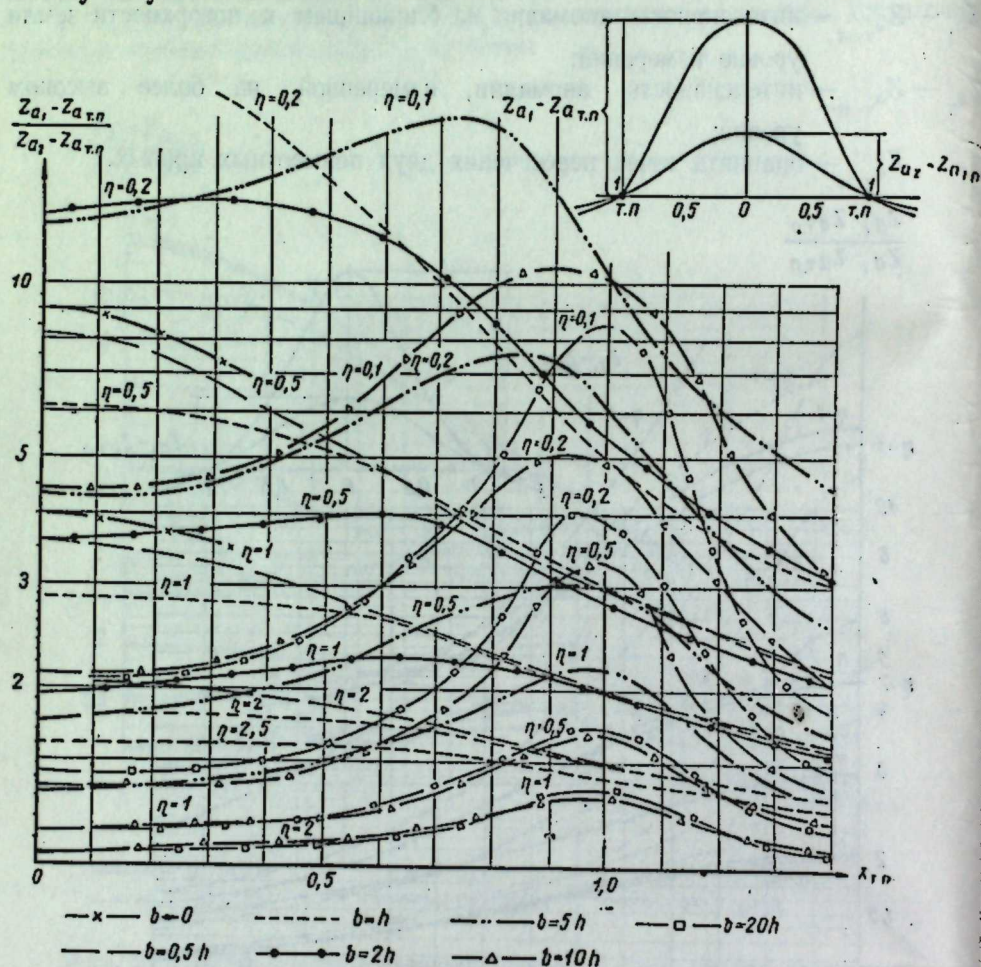


Рис. 4. Палетки трансформированных кривых Z_a для вертикального пласта.

Кроме того, используются те участки кривых аномалий, где меньше всего сказываются искажения за счет влияния магнитных неоднородностей вблизи поверхности земли.

На одном из железорудных месторождений Среднего Урала разведочной канавой на небольшой глубине от дневной поверхности было вскрыто рудное тело (рис. 5), представленное щебнистой и частично порошковатой магнетитовой рудой.

Вмещающие породы представлены метаморфизованными биотит-пироксенитовыми сиенитами. По данным опробования вдоль разведочной канавы построен график процентного содержания железа в руде.

Для определения глубины залегания рудного тела и оценки его формы были проведены измерения Z_a магнитного поля над разведочной канавой на высоте 0,3 и 1,8 м.

На рисунке видно, что контакты рудоносной пачки с вмещающими ее

породами — сиенитами — отмечаются достаточно точно точками пересечения кривых Z_a .

Результаты трансформирования кривых аномалии представлены в таблице. В эпицентре аномалии отношение интенсивностей, определенных на двух уровнях, равно 2,5; по мере приближения к точкам пересечения кривых Z_a отношение возрастает до 3,2. По данным таблицы построена трансформи-

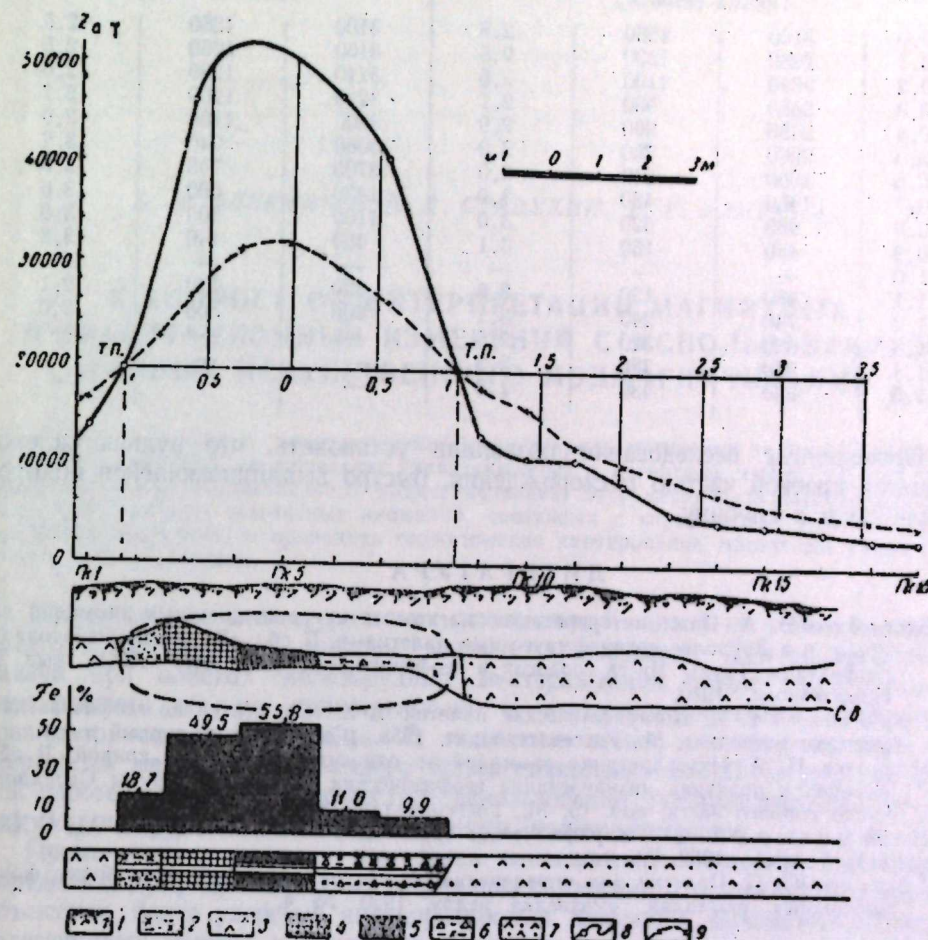


Рис. 5. Повысотные кривые Z_a над рудным телом.

1 — поверхностные отложения; 2 — элювий биотит-пироксенитовых сиенитов; 3 — средне- и мелкозернистые пироксен-плагноклазовые породы (метаморфизованные сиениты с вкраплением магнетита); 4, 5 — порошковатые и щебнистые магнетитовые руды; 6 — обогащенная пироксенитом сильно метаморфизованная интрузивная брекчия с редким вкраплением магнетита; 7 — элювий сиенитов; 8 — кривая Z_a , измеренная на высоте 0,3 м; 9 — кривая Z_a , измеренная на высоте 1,8 м.

рованная кривая, эта кривая аномалии лучше всего совмещается с кривой палетки (для сжатого эллипсона вращения) с параметрами $\eta=1$; $q=2,5$ (см. рис. 2). Так как разность высот измерений $a=1,5$ м, то глубина до центра залежи $h=a\eta=1,5$ м. Ширина залежи $2q=7,5$ м. По геологическим данным, глубина залегания рудной залежи от поверхности земли равна 0,7—1,2 м, ширина рудного тела в разведочной канаве — около 7 м. Таким образом, результаты интерпретации по палеткам трансформированных кривых подтверждаются полностью геологическими данными.

Результаты трансформирования кривых аномалии

Номер точки п. п.	$Z_{a_1} - Z_{a_{T. п.}}$ γ	$Z_{a_2} - Z_{a_{T. п.}}$ γ	$\frac{Z_{a_1} - Z_{a_{T. п.}}}{Z_{a_2} - Z_{a_{T. п.}}}$	$Z_{a_1} - Z_{a_{T. п.}}$ γ	$Z_{a_2} - Z_{a_{T. п.}}$ γ	$\frac{Z_{a_1} - Z_{a_{T. п.}}}{Z_{a_2} - Z_{a_{T. п.}}}$
Правая ветвь Z_a				Левая ветвь Z_a		
0,0	3100	1260	2,5	3100	1260	2,5
0,1	2980	1200	2,5	3160	1260	2,5
0,2	2840	1100	2,6	3240	1260	2,6
0,3	2680	980	2,7	3240	1200	2,7
0,4	2480	960	2,9	3200	1100	2,9
0,5	2260	760	3,0	3060	940	3,2
0,6	1960	640	3,0	2700	740	3,6
0,7	1460	480	3,0	1820	500	3,6
0,8	980	320	3,0	1160	300	3,8
0,9	480	160	3,1	460	140	3,3
1,0	—	—	—	—	—	—
1,1	460	120	3,8	320	140	2,1
1,2	740	240	3,1	600	300	2,0
1,3	820	320	2,5	—	—	—
1,4	880	380	2,3	—	—	—
1,5	880	480	1,8	—	—	—

Проведенные исследования позволили установить, что рудная залежь является краевой частью месторождения, быстро выклинивающейся по простиранию и в глубину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугайло В. А. Опыт интерпретации магнитных и гравитационных аномалий на Урале и в Зауралье логарифмическими палетками. В сб.: «Вопросы разведочной геофизики». Труды Ин-та геологии и геофизики, Сиб. отд. АН СССР, вып. 1, Новосибирск, 1960.
2. Гринкевич Г. И. Логарифмические палетки ΔZ . «Сб. статей по геофизическим методам разведки». М., Госгеолтехиздат, 1955. (Свердловский горный ин-т).
3. Иванов Н. А. Интерпретация аномалий по относительному виду кривой. В сб.: «Теория и практика интерпретации геофизических аномалий», Труды Свердловского горного ин-та, вып. 15, М., Госгеоллиздат, 1951.
4. Непомнящих А. А. Логарифмические гравитационные палетки. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1952, № 1.
5. Тафеев Ю. П. Палетки для определения элементов залегания простейших форм магнитных аномалий. «Разведка недр», 1950, № 4.

А. Л. АЛЕЙНИКОВ, В. Д. СТАДУХИН, Г. Г. УЛИТИНА

К ВОПРОСУ ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ИСКУССТВЕННОГО ПОДМАГНИЧИВАНИЯ

Приводится один из методов расшифровки природы магнитных аномалий, основанный на комплексной интерпретации гравитационных и магнитных измерений с использованием данных искусственного подмагничивания. Этот метод позволяет однозначно определять природу магнитных аномалий, связанных с «приповерхностными» возмущающими объектами, и проводить геологическое картирование магнитных пород под маломощными наносами.

В практике магнитометрических исследований одной из основных задач является расшифровка природы магнитных аномалий. Для решения этой задачи при поисках железорудных месторождений и при геологическом картировании обычно дополнительно к магнитометрическим проводятся гравиметрические наблюдения. В последнее время для этой же цели используется метод искусственного подмагничивания — МИП [1 и 2]. В данной работе описывается совместное использование гравимагнитных измерений (V_{xz} и H_{ax}) и метода искусственного подмагничивания.

Применение указанного комплекса исследований позволяет однозначно определять природу магнитных аномалий, связанных с «приповерхностными» объектами, более уверенно интерпретировать аномалии, вызванные глубоко-залегающими телами, и проводить геологическое картирование магнитных пород под маломощными наносами.

Ниже оцениваются возможности каждого из методов исследования в отдельности при решении указанных задач, теоретически и на примерах дается характеристика их совместного применения.

При определении природы магнитных аномалий во многих случаях используется коэффициент «пуассоновой связи» — Π (отношение избыточной плотности к интенсивности намагничивания возмущающих масс $\frac{\Delta \sigma}{I}$ г/см³·гс). Г. Д. Гарляндом [3] вычислены значения Π для габбро (72—6000 г/см³·гс), перидотита (40—84 г/см³·гс), пирротина (59 г/см³·гс), магнетита (18—36 г/см³·гс) и на конкретном примере показана возможность его практического использования.

В отличие от Г. Д. Гарлянда, вычислявшего значения $\frac{\Delta \sigma}{I_1}$ (I_1 — интенсивность индукционного намагничивания) по данным измерений плотности и магнитной восприимчивости на образцах пород, нами это отношение

определялось статистически по результатам интерпретации аномалий от месторождений магнетита и нерудных объектов по формуле

$$\frac{\Delta\sigma}{I} = \frac{V_{xz}}{kH_{ax}},$$

где k — гравитационная постоянная, равная $66,7 \cdot 10^{-9}$ CGS;

V_{xz} — вторая производная гравитационного потенциала;

H_{ax} — проекция горизонтальной составляющей напряженности аномального магнитного поля на профиль.

Возможность применения этой формулы определяется тем, что практически на 8 исследованных нами «рудных» и 9 «нерудных» аномалиях наблюдалось подобие кривых сопоставимых производных магнитного и гравитационного потенциалов (H_{ax} и V_{xz}), свидетельствующее об отвесном или близком к нему намагничении возмущающих объектов (см. рисунок). Величины V_{xz} измерялись гравитационным градиентометром ГРБМ-2. Значения H_{ax} определялись по данным измерений Н-магнитометром М-15. В случаях двухмерных аномалий эти величины целесообразнее вычислять соответственно по кривым аномалий силы тяжести Δg и вертикальной составляющей магнитного поля Z_a .

Исследования показали, что коэффициент «пуассоновой связи» колеблется от единиц до $100 \text{ г/см}^3 \cdot \text{гс}$ и более. При этом, подобно тому, как это отмечено Г. Д. Гарляндом для руд и некоторых нерудных объектов, «рудные» аномалии характеризуются меньшей величиной Π ($9-36 \text{ г/см}^3 \cdot \text{гс}$), чем «нерудные» ($108-500 \text{ г/см}^3 \cdot \text{гс}$). Для одной из «нерудных» аномалий коэффициент «пуассоновой связи» оказался равным $26 \text{ г/см}^3 \cdot \text{гс}$. Этот факт указывает на то, что некоторые аномалии, обусловленные различными геологическими факторами, могут характеризоваться одинаковым коэффициентом «пуассоновой связи». Например, при $\frac{\Delta\sigma}{I} = 26 \text{ г/см}^3 \cdot \text{гс}$, избыточная плотность и интенсивность намагничения возмущающих масс могут быть, соответственно, равны $1,3 \text{ г/см}^3$ и $0,05 \text{ CGSM}$ (для руд) или $0,13 \text{ г/см}^3$ и $0,005 \text{ CGSM}$ (для нерудных объектов).

Анализ полученных значений Π определяет возможность разделения исследуемых аномалий на перспективные и малоперспективные в смысле их связи с месторождениями магнетита. Однако разделение это не может быть достаточно уверенным, так как коэффициент «пуассоновой связи» не всегда может служить надежным критерием для определения природы аномалий.

Метод искусственного подмагничивания позволяет определять магнитную восприимчивость пород и руд в естественном залегании [2], а также однозначно разделять аномалии по их источникам на «приповерхностные» (магнитным профилированием) и «глубинные» (магнитным зондированием). Подмагничивание объекта осуществляется неоднородным магнитным полем, созданным незаземленными квадратными рамками. Глубинность метода зависит от размеров рамки и примерно равна $0,3-0,5$ длины ее стороны. Возмущающий объект, находящийся в зоне захвата рамки, создает на поверхности земли вторичный эффект, который изменяет вертикальную составляющую напряженности магнитного поля. Первичное поле рамки предварительно компенсируется. Вторичное поле измеряется высокочувствительными приборами с ценой деления $0,12-0,3 \gamma$.

Существуют две разновидности метода искусственного подмагничивания: магнитное профилирование и магнитное зондирование. Магнитное профилирование (измерения, выполненные в ряде точек профиля рамками двух постоянных небольших размеров) проводится в целях изучения магнитных свойств пород с поверхности земли до глубины $20-30 \text{ м}$. Магнитное зон-

дирование (измерения, выполненные в одной точке — в эпицентре аномалии — несколькими рамками все больших размеров) проводится в том случае, если по данным магнитного профилирования породы, залегающие вблизи поверхности, немагнитны.

Совпадение по форме кривой магнитного профилирования с кривой Z_a указывает на то, что аномалия связана с неглубоко залегающими магнитными породами (или рудами) и что в них преобладает отвесное намагничение. По магнитной восприимчивости можно судить о том, с чем связана та или иная аномалия: с магнетитовыми рудами или с магнитными породами. В тех случаях, когда возмущающий объект представлен бурыми железняками или бедными титаномагнетитовыми рудами, магнитная восприимчивость такого объекта невелика и сравнима по величине с восприимчивостью магнитных пород (диабазовые порфириды и др.). Следовательно, самостоятельно МИП, так же как и гравимагнитные измерения, не во всех случаях отвечает уверенно на вопрос о природе аномалии.

Метод искусственного подмагничивания и обычный комплекс гравимагнитометрических исследований (с вычислением Π) решают некоторые геологические задачи, но при раздельном самостоятельном их применении во многих случаях не являются эффективными, то есть не определяют природу аномалии. Это связано с тем, что многие магнитные породы и руды почти не различаются по магнитной восприимчивости, а аномалии, обусловленные различными возмущающими факторами, нередко характеризуются равными или близкими значениями коэффициента «пуассоновой связи». Вместе с тем известно, что породы и руды, неуверенно различаемые по магнитной восприимчивости и коэффициенту «пуассоновой связи», часто характеризуются разной избыточной плотностью. Это обстоятельство позволяет значительно расширить возможности и повысить эффективность гравимагнитометрических исследований и МИП путем их совместного использования. Действительно, метод искусственного подмагничивания позволяет определять магнитную восприимчивость пород и руд в естественном залегании. При преобладающем значении индуктивного намагничения по величине магнитной восприимчивости и коэффициенту «пуассоновой связи» может быть вычислена избыточная плотность возмущающего объекта

$$\Delta\sigma = I; \Pi = Z_0 \cdot \Pi,$$

где Z_0 — нормальное значение вертикальной составляющей магнитного поля Земли;

Π — магнитная восприимчивость, определенная методом искусственного подмагничивания.

Очевидно, по величине избыточной плотности и магнитной восприимчивости возмущающих масс геологическая природа их может быть установлена более уверенно, чем по магнитной восприимчивости или по Π , взятым отдельно.

Возможность учета только индукционного намагничивания возмущающих объектов определяется тем, что для всех 17 исследованных аномалий величина остаточной намагниченности была невелика, о чем свидетельствуют близкие значения избыточной плотности, определенной по образцам и предлагаемым комплексом исследований. Кроме того, подтверждением преобладающего влияния индукционного намагничения в ряде случаев является совпадение значений Π , вычисленных нами для «рудных» аномалий по кривым V_{xz} и H_{ax} с величинами Π , определенными Г. Д. Гарляндом для образцов магнетита с учетом только магнитной восприимчивости.

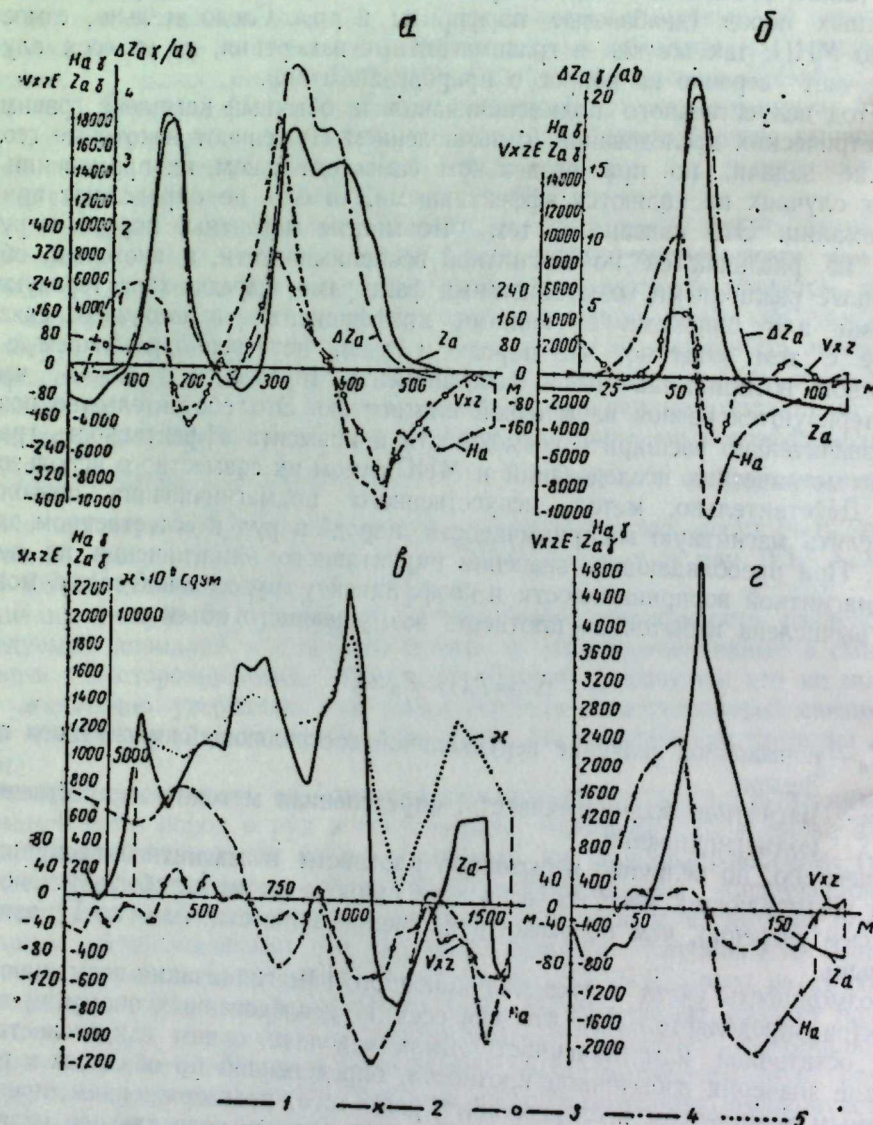
Для более точного учета остаточной намагниченности можно рекомендовать метод геомагнитных вариаций [4], который позволяет определять

$\frac{I_r}{I_i}$ — модуль отношения остаточной намагниченности I_r к индукционному намагничению I_i . В этом случае величина отношения избыточной плотности к значению индукционного намагничения может быть определена по формуле

$$\frac{\Delta\sigma}{I_i} = \Pi \left(1 \pm \frac{I_r}{I_i} \right).$$

Рассмотрим ряд примеров.

Теченское железорудное месторождение (рисунок, а). Расположено в 60 км к северу от Челябинска. Интенсивность магнитной аномалии, обусловленной преимущественно скарнами, залегающими на глубине 8—10 м.



Кривые вертикальной 1 и горизонтальной 2 составляющих напряженности магнитного поля, второй производной гравитационного потенциала 3, магнитного профилирования 4 и магнитной восприимчивости 5, рассчитанной по методу искусственного подмагничивания.

а — Теченское месторождение; б — Высотинская аномалия; в — Аномалия 78 профиля; г — Аномалия 35-II.

достигает 18 000 γ; размеры ее по изодинаме 2000 γ составляют 200 × 450 м и 100 × 200 м. Коэффициент «пуассоновой связи» равен 22,6 г/см³·гс; магнитная восприимчивость, определенная по МИП с рамками величиной 30 × 30 м и 50 × 50 м, равна 0,07 CGSM. Вычисленная избыточная плотность $\Delta\sigma = 1,0$ г/см³, измеренная на образцах — 1,2 г/см³.

Аномалия Высотинская (см. рисунок, б). Расположена в 15 км к северу от г. Покровск-Уральского. Обусловлена магнетитовыми рудами, залегающими на глубине 1,6 м. Интенсивность аномалии 22 000 γ, размеры ее по изодинаме 5 000 γ равны 20 × 40 м. Коэффициент «пуассоновой связи» равен 36,3 г/см³·гс. Магнитная восприимчивость, определенная в эпицентре аномалии по МИП с рамками величиной 16 × 16 м и 24 × 24 м, составляет 0,049 CGSM. Вычисленная избыточная плотность равна 0,9 г/см³, измеренная на образцах 1,0—1,2 г/см³.

Аномалия 78 профиля (см. рисунок, в). Расположена в 8 км к северу от г. Покровск-Уральского. Интенсивность аномалии достигает 1100 γ, размеры в плане по изодинаме 500 γ — 900 × 900 м. Магнитная восприимчивость, определенная по МИП рамками величиной 16 × 16 м и 24 × 24 м, и коэффициент «пуассоновой связи», соответственно, равны 0,006 CGSM и 136 г/см³·гс. Вычисленная избыточная плотность возмущающих масс составляет 0,41 г/см³. Полученные данные позволили сделать вывод о связи исследуемой аномалии с массивом габбро ($\kappa = 6000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, $\sigma = 3,0 \div 3,05$ г/см³, избыточная плотность $\Delta\sigma = 0,4$ г/см³). Проверка аномалии бурением подтвердила результаты интерпретации.

Аномалия 35-II (см. рисунок, г). Расположена вблизи Высотинской аномалии. Обусловлена порфиритами с вкрапленностью магнетита. Интенсивность 5000 γ, размеры по изодинаме 1000 γ 60 × 120 м. Коэффициент «пуассоновой связи» равен 26,4 г/см³; магнитная восприимчивость, определенная по МИП с рамками величиной 20 × 20 м и 30 × 30 м, равна 0,02 CGSM. Избыточная плотность возмущающих масс 0,26 г/см³, что вполне соответствует порфиритам. Результаты интерпретации показывают, что ни по величине П, ни по данным МИП природа аномалии не может быть определена уверенно. Однако исследование комплексом методов дает вполне однозначное решение вопроса о неперспективности аномалии.

ВЫВОДЫ

1. Интерпретация гравимагнитометрических исследований с использованием данных искусственного подмагничивания позволяет более надежно, чем каждым из методов в отдельности, определять природу магнитных аномалий. При этом природа «приповерхностных» аномалий определяется практически однозначно.

2. Глубинность данного комплекса исследований определяется глубиной МИП и составляет примерно 0,3—0,5 длины стороны намагничивающей рамки при условии, что размеры возмущающего объекта в плане соизмеримы с размерами рамки или больше их.

3. По данным МИП, магнитные аномалии уверенно разделяются на «глубинные» и «приповерхностные».

4. По величине П и данным МИП (в случае захвата тела полем рамки) «глубинные» аномалии могут быть разделены на перспективные и мало-перспективные по их связи с месторождениями магнетита.

5. Предлагаемый комплекс методов исследования позволяет более уверенно, чем это возможно по способу Г. Д. Гарлянда (то есть по одной лишь величине П), производить геологическое картирование пород под мало-мощными наносами.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую признательность проф. доктору Ю. П. Булашевичу за ряд ценных указаний, данных им при просмотре рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соловьев О. А. К вопросу о разделении магнитных аномалий на рудные и безрудные. «Геология и геофизика», 1960, № 9. (Сиб. отд. АН СССР).
2. Стадухин В. Д. Определение магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании по измерению напряженности магнитного поля в центре квадратной рамки. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Геофизический сборник № 3, Свердловск, 1962.
3. Garland G. D. Combined analysis of gravity and magnetic anomalies. «Geoph.», vol. 16, No 1, 1951.
4. Яновский В. М. Земной магнетизм. М., Изд-во техн.-теор. лит., 1953.

В. Н. ПОНОМАРЕВ, И. Н. ГЛУХИХ

ВОЗМОЖНОСТИ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ПЕРВОУРАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассмотрены возможности наземной магнитной съемки вертикальной составляющей магнитного поля Земли и каротажа магнитной восприимчивости для оценки качества железных руд Первоуральского месторождения. Показано, что магнитные измерения обеспечивают достаточно достоверные сведения о содержании извлекаемого железа в рудах, обогащаемых при помощи магнитной сепарации.

Первоуральское месторождение титаномagnetитовых руд представлено горнблендитами, содержащими вкрапленность и мелкие шилы титаномagnetитов. Основным рудным минералом является magnetит, весьма слабо и только в небольшом объеме затронутый процессами мартитизации. Magnetит образует в рудах мелкозернистые агрегаты, заполняет промежутки между зернами роговой обманки и часто присутствует в виде мелкой эмульсионной вкрапленности. Для руд этого месторождения характерно то, что с увеличением содержания magnetита форма его зерен становится более правильной и стремится к изоморфной и округлой. Руды обогащаются при помощи магнитной сепарации. Благодаря этому имеются предпосылки для использования магнитных измерений при оценке качества руд вместо существующего в настоящее время обычного химического анализа шлама в лабораторных условиях. При ударно-вращательном бурении с воздушной продувкой такая замена методов определения железа особенно целесообразна, так как из-за плохого выхода шлама химические анализы далеко не всегда отражают реальную картину распределения железа по горизонтам, что не может не сказаться на эффективности эксплуатационных горных работ.

Были проведены специальные исследования для выявления эффективности магнитометрических методов (магнитная съемка и магнитный каротаж) по определению процентного содержания железа в руде в естественном залегании.

1. МЕТОДИКА МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ Z_a

Опытные работы проведены почти на одной четверти площади карьера по большинству уступов. Для определения градиентов поля съемка Z_a осуществлялась магнитометром М-17 на трех высотах: 0,5; 1,0 и 1,5 м. Несмотря на сложные условия съемки в карьере среднеквадратичная погрешность Z_a не превысила $\pm 150\gamma$.

Для выбора оптимальной сети наблюдений в начале работ была заснята

площадка по сети $0,5 \times 2,5$ м и построены изодинамы по точкам $0,5 \times 2,5$ м; $2,5 \times 2,5$ м; $2,5 \times 5,0$ м (рис. 1). Дальнейшее разрежение сети наблюдений нецелесообразно, так как линзообразные выделения титаномагнетитов длиной 10 м на месторождении встречаются весьма редко. Наиболее часто наблюдаются линзы длиной до 2,5—5,0 м.

Из приведенных планов изодинам видно, что в условиях Первоуральского месторождения картина магнитного поля при сети $2,5 \times 5,0$ м лишь в небольших деталях отличается от плана изодинам, построенного по сети $0,5 \times 2,5$ м. Следовательно, наиболее целесообразно использовать сеть $2,5 \times 5,0$ м. Обработка результатов съемок проведена обычным способом.

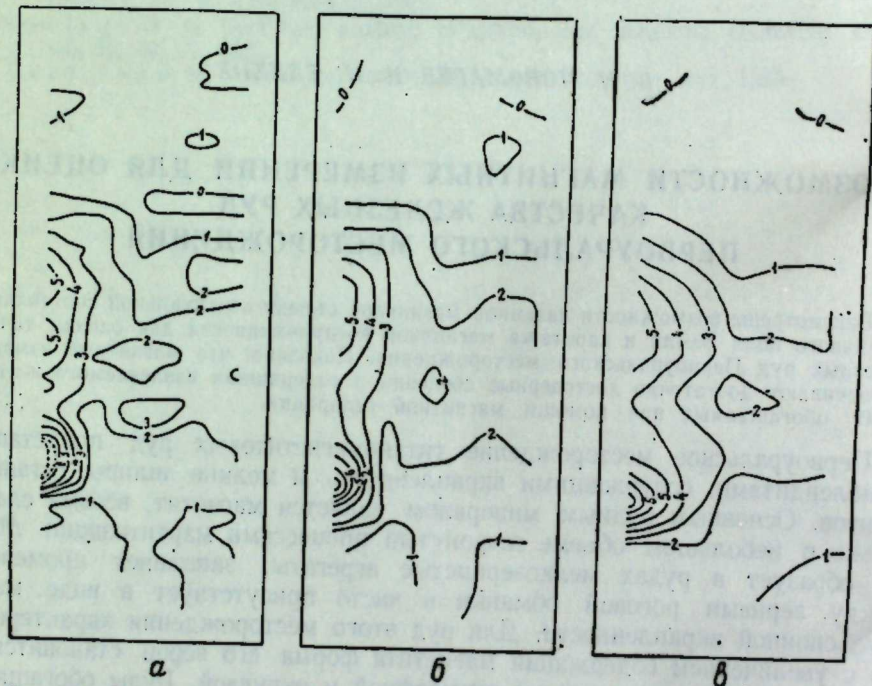


Рис. 1. Планы изодинам Z_a опытного участка. Изодинамы вычислены в тысячах гамм.
Сеть наблюдений: а — $0,5 \times 2,5$ м; б — $2,5 \times 2,5$ м; в — $2,5 \times 5,0$ м.

По данным магнитной съемки были построены планы изодинам в масштабе 1:1000.

Влияние различных мешающих факторов (железнодорожные пути, трансформаторные будки и т. д.) довольно хорошо выделяется на планах изодинам. Во-первых, железнодорожные пути на всем протяжении обуславливают резкие наибольшие локальные аномалии как положительные, так и отрицательные; трансформаторные будки, опоры прожекторов и другие железные конструкции вызывают, как правило, глубокие локальные отрицательные аномалии. Во-вторых, на этих аномалиях наблюдаются весьма большие градиенты вертикальной составляющей. Такие аномалии при интерпретации исключались.

Была использована следующая методика интерпретации: строились теоретические кривые вертикальной составляющей над исследуемым уступом с учетом ниже- и вышележащего уступов на высоте 0,5 м для различного содержания железа (соответствующая магнитная восприимчивость определялась по каротажу магнитной восприимчивости) и для различной ширины уступа. Поля от уступов рассчитывали по формулам для вертикальных

пластов, имеющих небольшую магнитную восприимчивость. Одна из этих кривых приводится на рис. 2.

Затем были построены кривые зависимости амплитуды аномалии вертикальной составляющей поля от ширины уступа для различного содержания железа¹ (рис. 3). Эти кривые построены при допущении, что выше- и нижележащий уступы имеют такую же магнитную восприимчивость, как и исследуемый. При большом количестве исследованных скважин и по полученным данным съемки, для более точной интерпретации, нижний и верхний уступы можно брать с разной, соответствующей действительности, магнитной восприимчивостью. Таким же путем могут быть построены теоретические данные и для дна карьера.

Усредняя кривую Z_a над исследуемым участком, можно по графикам рис. 3 определить среднее содержание железа.

В табл. 1 приводятся результаты определения процентного содержания железа по данным магнитной съемки и геологического опробования. Среднее содержание общего железа, по данным геологического опробования, 14,5%, а по данным магнитной съемки — 13,4%, то есть расхождение составляет всего 1,1%.

Так как в «хвостах» остается примерно 12,5% железа (в основном силикатного), можно считать, что погрешность определения содержания же-

Рис. 2. Теоретическая кривая Z_a над уступом. Ширина уступа 20 м; высота 10 м. Содержание железа: 1—14%; 2—17%; 3—19%.

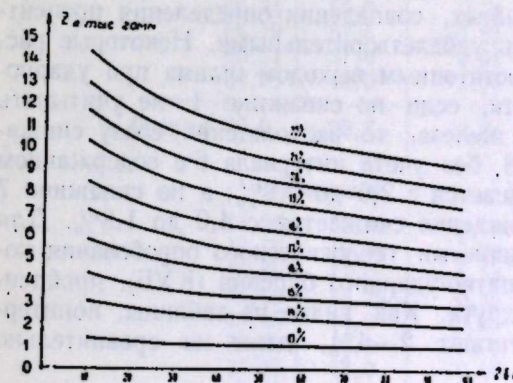
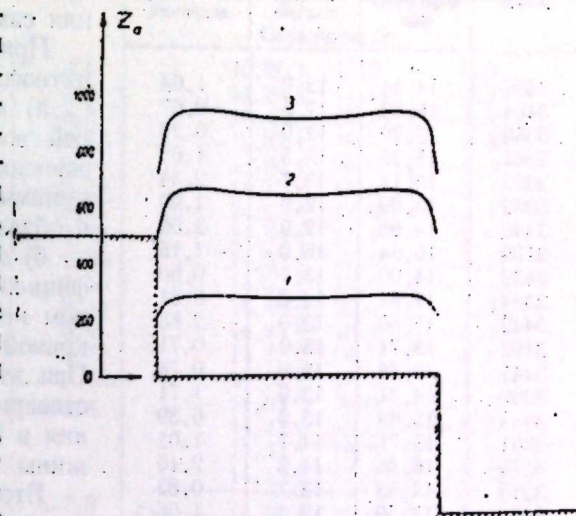


Рис. 3. Зависимость амплитуды аномалии Z_a в эпицентре от ширины участка для различного содержания железа.

леза, извлекаемого магнитной сепарацией, в бедных рудах не превышает в среднем 55%. Бортовое содержание железа для этого месторождения принято равным 14%.

Следовательно, результаты магнитной съемки Z_a могут быть использованы как ориентировочные данные при выборе правильного и экономичного направления разработки месторождения.

2. МЕТОДИКА КАРОТАЖА МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

Измерение магнитной восприимчивости в скважинах ударно-вращательного бурения проводилось со станцией КМКС-3. При этом мы

¹ Здесь и ниже подразумевается общее содержание железа в его немагнитных и магнитных соединениях.

Таблица 1
Результаты определения содержания
железа, %

№ сква- жины	По геоло- гическому опробова- нию	По маг- нитной съемке	Расхожде- ние в опре- делениях
3359	14,54	12,9	1,64
3404	16,83	17,5	-0,67
3360	12,20	12,0	0,20
3361	15,26	13,5	1,64
3405	16,14	13,7	2,44
3362	13,09	12,0	1,09
3440	14,66	12,0	2,66
3199	16,84	18,0	-1,16
3439	14,00	13,7	0,90
3364	12,81	12,0	0,81
3442	15,66	13,0	2,66
3192	13,71	13,0	0,71
3441	12,78	12,0	0,78
3200	14,71	13,0	1,71
3443	13,69	13,3	0,39
3361	15,71	14,7	1,01
3216	16,36	14,2	2,16
3215	14,53	13,7	0,83
3454	13,56	12,0	1,56
3455	12,06	12,0	0,06
3406	19,7	13,7	6,00
Среднее	14,5	13,4	1,1

На рис. 4 показана запись магнитной восприимчивости по скважине 3 (выполненная станцией КМКС-3), по которой определялся переходный коэффициент (рис. 5). С учетом этого коэффициента было найдено процентное содержание железа в ряде других скважин (табл. 2).

Как видно из приведенных данных, совпадения определения процентного содержания железа получились удовлетворительными. Некоторые расхождения, возможно, вызваны недостаточным выходом шлама при ударно-вращательном бурении. В частности, если по скважине 1 не учитывать интервал 6 с содержанием 42% железа, то расхождение сразу снижается с 2,4 до 0,8%; по скважине 8, без учета интервала 6 с содержанием 37,8% железа, расхождение уменьшается с 2,6 до 0,2%; а по скважине 7 без учета интервалов 5—6, расхождение снижается с 4,0 до 1,8%. Для сравнения приводится табл. 3 с данными геологического опробования колонковых скважин и скважин канатно-ударного бурения (КУБ), пройденных на расстоянии 0,5 м друг от друга. Как видно из таблицы, поинтервальные расхождения и здесь достигают 2—4%, даже на сравнительно больших интервалах в 5 м.

Следовательно, достоверность определения содержания железа по каротажу магнитной восприимчивости в условиях Первоуральского месторождения оказывается не хуже, чем при геологическом опробовании скважин КУБ и колонковых. Что же касается геологического опробования в условиях бурения с воздушной продувкой, то оно вообще не может конкурировать с магнитным каротажом; так как при бурении происходит выдувание легких фракций, потеря шлама и т. д.

Магнитные измерения обладают еще одним преимуществом.

Как видно на рис. 4, содержание железа до 12,0—12,5% отмечается

использовали только один канал магнитной восприимчивости. Такая одноканальная аппаратура достаточно удобна для работы в условиях карьеров. Запись может производиться полуавтоматическим регистратором ЭС-19 или самописцем СК-100.

При интерпретации данных магнитного каротажа возможны два пути:
а) определение истинной магнитной восприимчивости в скважинах и зависимости величины магнитной восприимчивости от содержания железа в образцах;

б) определение переходного коэффициента содержания железа на данном интервале к амплитуде аномалии кривой магнитной восприимчивости. При этом необходима достаточная достоверность геологического опробования и выдержанность диаметра скважины.

Вторым путем интерпретации можно получить более точные значения переходного коэффициента.

При использовании магнитного феррометра этот переходный коэффициент определялся по нескольким скважинам.

Таблица 2

Содержание железа по скважинам, %

По геологическому опробованию	По каро- тажу	Расхожде- ние в опре- делениях	По геологическому опробованию	По каро- тажу	Расхожде- ние в опре- делениях
Скважина 1			Скважина 5а		
20,21	17,6	2,6	15,25	15,3	-0,04
19,21	20,8	-1,6	11,28	17,6	-6,33
18,30	26,8	-8,5	15,45	20,4	-4,45
17,78	23,0	-4,22	13,62	19,0	-5,38
29,11	23,0	6,11	14,84	20,0	-5,16
21,65	42,0	-20,35	14,73	18,2	-3,47
31,85	21,4	10,45	14,63	17,6	-2,47
15,14	24,6	-9,46	14,53	17,4	-2,87
17,39	15,8	1,56	14,33	17,6	-3,27
15,25	14,8	0,45	15,55	19,0	-3,45
14,33	13,40	0,43	15,45	20,0	-4,35
13,21	12,8	0,41	14,94	18,4	-3,46
12,91	12,2	0,71	14,33	16,5	-2,17
Среднее 18,2	20,6	-2,4	14,93	16,0	-1,07
Скважина 2			14,03	16,0	-1,97
15,4	22,4	-7,0	14,43	18,0	-3,57
38,75	38,8	-0,05	14,53	18,0	-3,47
37,92	38,0	-0,08	14,13	17,3	-3,17
38,43	26,0	12,43	Среднее 14,50	17,90	-3,4
12,81	14,0	-1,10	Скважина 7		
16,16	14,5	1,66	21,46	27,8	-6,34
15,25	14,0	1,25	22,57	21,8	0,77
15,65	13,5	2,15	21,05	33,0	-11,45
18,70	14,0	4,7	27,25	27,2	-0,05
16,47	15,2	1,27	25,11	35,4	-10,29
15,62	16,5	-0,88	14,73	39,8	-25,07
17,99	24,0	-6,01	24,20	32,6	-8,4
45,14	52,2	-7,08	14,73	16,2	-1,47
56,74	55,0	1,74	14,73	17,2	-2,47
53,79	57,6	-3,81	42,50	47,0	-4,5
55,21	51,0	4,21	39,77	36,4	3,37
39,25	43,0	-3,75	15,86	14,3	1,56
Среднее 30,0	29,7	0,3	14,43	16,4	-1,97
Скважина 4			15,04	17,4	-2,36
15,26	15,20	0,06	22,16	25,5	-3,34
15,76	19,0	-3,24	22,48	23,2	-0,72
15,86	17,0	-1,14	Среднее 22,4	26,4	4,0
15,56	15,26	0,36	Скважина 8		
13,45	14,0	-0,55	11,84	12,0	-0,16
13,53	12,5	1,03	13,01	12,4	0,61
13,85	13,0	0,85	13,42	15,3	-1,88
12,70	14,3	-1,6	17,89	16,0	1,84
13,65	14,0	-0,35	14,39	19,8	-5,41
13,35	14,0	-0,65	20,23	37,8	-17,57
13,55	14,0	-0,45	22,48	18,4	+4,08
14,15	16,4	-2,25	Среднее 16,2	18,8	2,6
14,15	16,0	-1,85			
13,85	15,0	-1,15			
Среднее 14,20	14,90	-0,7			

Примечание. Интервалы опробования 0,5 м.

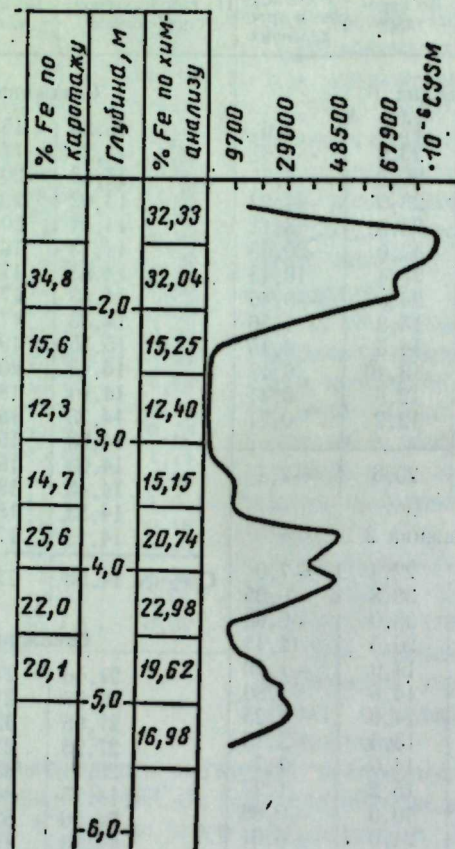


Рис. 4. Запись магнитной восприимчивости по скважине 3, выполненная станцией КМКС-3.

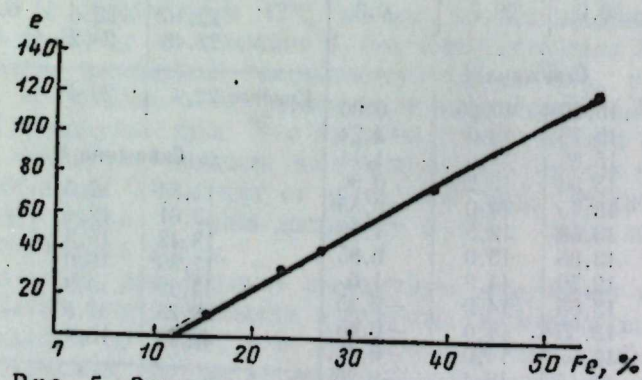


Рис. 5. Зависимость амплитуды аномалии магнитной восприимчивости от процентного содержания железа.

почти нулевой линией. С другой стороны, после обогащения содержание железа в «хвостах» составляет те же 12—13%. Очевидно, в эти 12—13% железо входит в форме силикатного и закисного немагнитных соединений. Сюда же относится и необогащаемая, при данной технологии, мелкая эмульсионная вкрапленность магнетита, обладающая слабой магнитной восприимчивостью. Поэтому, кроме количественных определений железа по данным каротажа магнитной восприимчивости, можно давать качественную оценку обогащаемости руд, что весьма важно для правильного планирования работ.

ВЫВОДЫ

1. Данные наземной магнитной съемки Z_a могут быть использованы для предварительной оценки распределения железных руд на территории Первоуральского карьера и позволяют соответственно этому несколько сократить объем разведочно-эксплуатационного бурения.

2. Определение содержания железа по каротажу магнитной восприимчивости в условиях Первоуральского месторождения и, вероятно, на других месторождениях аналогичного типа, вполне может заменить опробование шлама бурения с воздушной продувкой. Это выгодно с экономической точки зрения и в то же время обеспечивает более достоверные сведения о содержании железа, извлекаемого способом магнитной сепарации.

В заключение авторы выражают свою благодарность главному инженеру Первоуральского рудоуправления В. П. Дерягину и главному геологу Н. С. Волокитину за внимание, оказанное ими при проведении работ.

Таблица 3
Содержание железа, %

Интервал опробова- ния, м	Скважина 1—2		Скважина 3—4	
	Колон- ковые	КУВ	Колон- ковые	КУВ
0—5	13,4	9,2	12,4	13,6
5—10	12,3	13,5	11,4	11,9
10—15	12,3	12,6	12,7	15,4
15—20	12,0	12,8	13,8	15,5
20—25	13,4	13,4	14,3	14,3
25—30	15,1	12,8	14,9	14,7
30—35	14,4	14,9	14,0	16,0
35—40	11,3	14,9	14,1	13,4
40—45	—	—	15,6	14,2

В. Н. ПОНОМАРЕВ, А. Н. БАХВАЛОВ

ТЕОРИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВНУТРЕННЕГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ТЕЛ ЭЛЛИПСОИДАЛЬНОЙ ФОРМЫ

Рассмотрены условия и возможности интерпретации многокомпонентных магнитных измерений, выполненных внутри магнитных тел эллипсоидальной формы.

Внутреннее магнитное поле пластообразных тел можно использовать для определения их элементов залегания [2]. Покажем, что для тел, ограниченных поверхностями второго порядка, по измеренному внутри тела полю можно судить не только об элементах залегания, но и о форме этих рудных тел.

Напряженность магнитного поля внутри намагниченного тела при отсутствии остаточной намагниченности определяется суммой напряженности намагничивающего (нормального) и размагничивающего полей. Поэтому, исключив нормальное поле из суммарного поля внутри магнитного тела, получим размагничивающее поле, величина которого будет пропорциональна коэффициентам размагничивания. Теоретически коэффициенты размагничивания по главным осям вычислены для ряда тел, ограниченных поверхностями второго порядка, при условии однородного намагничивания [1, 3, 4, 5].

Ограничимся примером трехосного эллипсоида, так как многие геологические образования можно уподобить эллипсоиду и его частным случаям. Трехосный эллипсоид с полуосями $a \geq b \geq c$ имеет коэффициенты размагничивания: L по оси a , M по оси b и N по оси c , причем $L \leq M \leq N$. Поле внутри эллипсоида постоянно по величине и направлению.

Из трехосного эллипсоида, произвольно расположенного в пространстве, можно получить, меняя соотношение полуосей, вытянутые и сжатые эллипсоиды вращения, шар, эллиптические и круговые цилиндры (бесконечные), тонкий пласт, бесконечный по простиранью, падению и восстанию.

Всем этим частным случаям эллипсоида соответствуют нижеприведенные соотношения полуосей:

1) вытянутый эллипсоид вращения

$$\begin{aligned} a &> b=c, \\ L &< M=N; \end{aligned} \quad (1)$$

2) сжатый эллипсоид вращения

$$\begin{aligned} a=b &> c, \\ L=M &< N; \end{aligned} \quad (2)$$

3) шар

$$a=b=c, \quad L=M=N=\frac{4}{3}\pi; \quad (3)$$

4) эллиптический цилиндр

$$\infty=a \gg b > c, \quad 0=L \ll M < N; \quad (4)$$

5) круговой цилиндр

$$\infty=a \gg b=c, \quad 0=L \ll M=N=2\pi; \quad (5)$$

6) тонкий пласт, бесконечный по простиранию и падению,

$$\infty=a=b \gg c, \quad 0=L=M \ll N=4\pi. \quad (6)$$

Рассмотрим внутреннее магнитное поле трехосного эллипсоида, произвольно расположенного в пространстве, при произвольном направлении намагничивающего поля.

1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Как известно, магнитный потенциал внутри трехосного эллипсоида

$$U_i = I_a L x' + I_b M y' + I_c N z'. \quad (7)$$

В уравнении (7) величины $I_a, I_b, I_c; L, M, N$ выражаются формулами:

$$I_a = \frac{x T_{0a}}{1+Lx}; \quad I_b = \frac{x T_{0b}}{1+My}; \quad I_c = \frac{x T_{0c}}{1+Nz}; \quad (8)$$

$$L = 2\pi abc \int_0^\infty \frac{d\lambda}{(a^2+\lambda) \sqrt{(a^2+\lambda)(b^2+\lambda)(c^2+\lambda)}}; \quad (9)$$

$$M = 2\pi abc \int_0^\infty \frac{d\lambda}{(b^2+\lambda) \sqrt{(a^2+\lambda)(b^2+\lambda)(c^2+\lambda)}}; \quad (10)$$

$$N = 2\pi abc \int_0^\infty \frac{d\lambda}{(c^2+\lambda) \sqrt{(a^2+\lambda)(b^2+\lambda)(c^2+\lambda)}}, \quad (11)$$

где x', y', z' — координатные оси, совпадающие с главными осями эллипсоида;

I_a, I_b, I_c — составляющие вектора интенсивности намагничивания по главным осям эллипсоида;

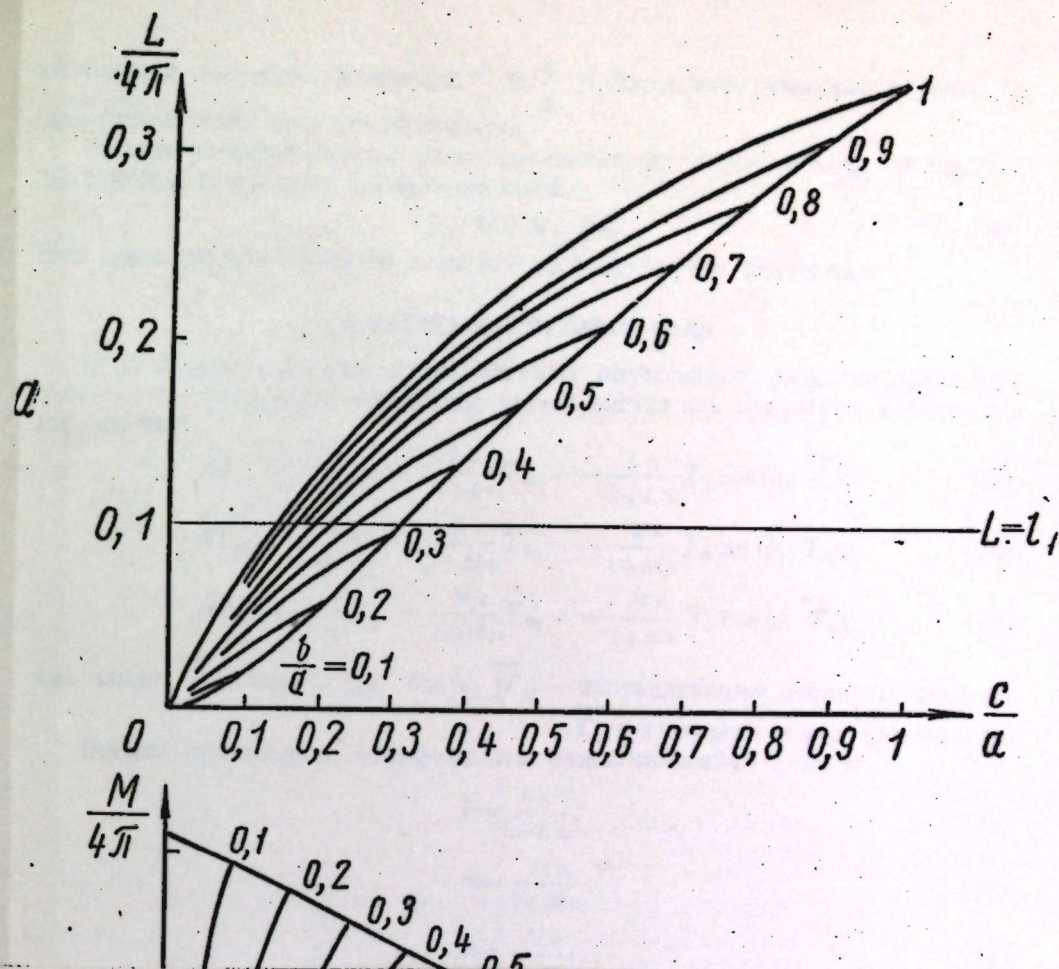
T_{0a}, T_{0b}, T_{0c} — составляющие вектора напряженности намагничивающего (нормального) поля по главным осям эллипсоида;

x — магнитная восприимчивость;

L, M, N — коэффициенты размагничивания по главным осям эллипсоида;

λ — переменная интегрирования.

В работе [4] выражения (9), (10), (11) сведены к эллиптическим интегралам, вычислены значения коэффициентов $\frac{L}{4\pi}, \frac{M}{4\pi}, \frac{N}{4\pi}$ для различных



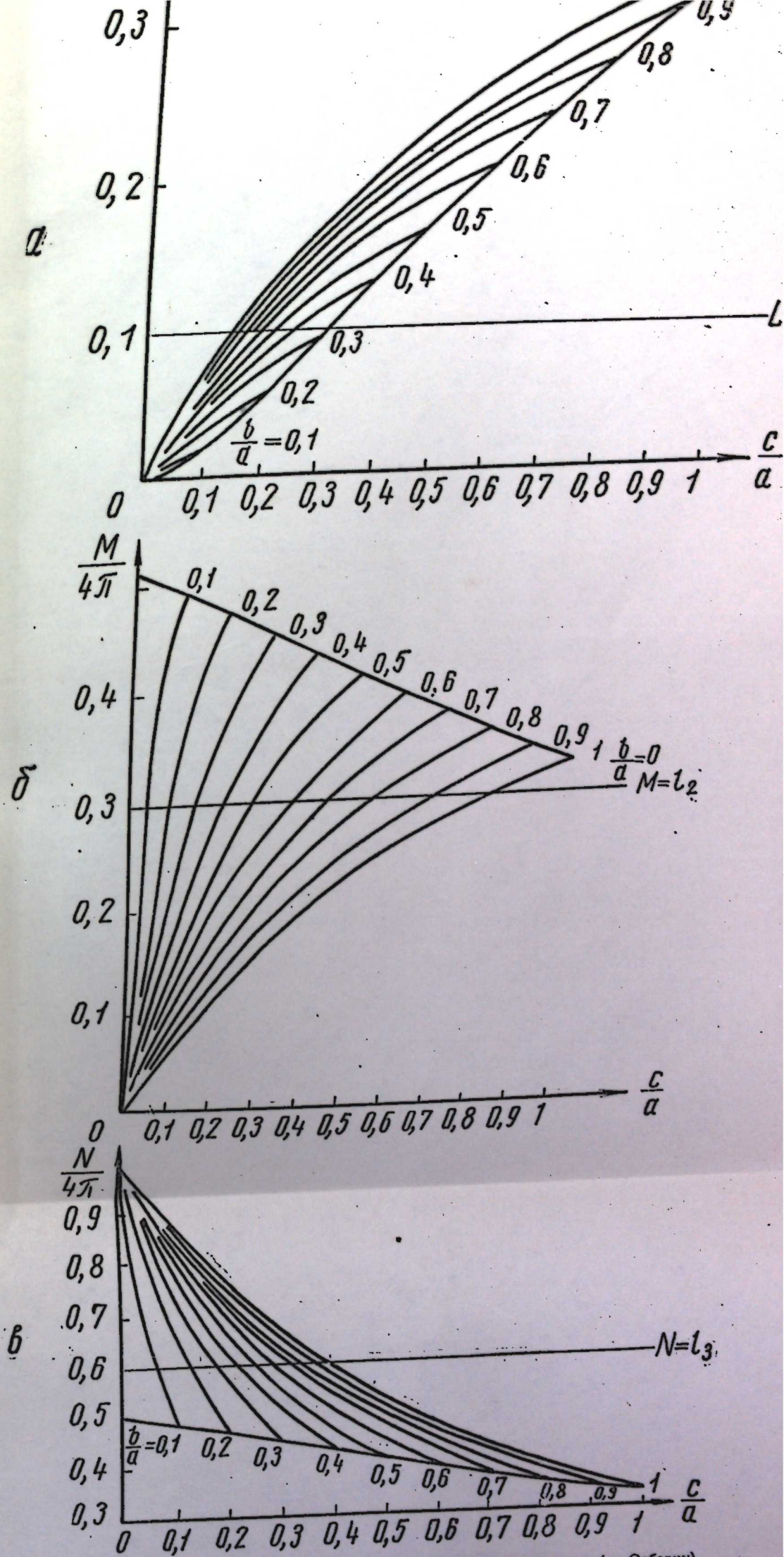


Рис. 1. Номограммы коэффициентов размагничивания эллипсоида (по Осборну).
 a — номограмма коэффициента $\frac{L}{4\pi}$; b — коэффициента $\frac{M}{4\pi}$; c — коэффициента $\frac{N}{4\pi}$.

отношений полуосей эллипсоида $\frac{b}{a}$ и $\frac{c}{a}$ и составлены номограммы (рис. 1) для определения этих коэффициентов.

Между коэффициентами размагничивания по главным осям трехосного эллипсоида существует следующая связь:

$$L + M + N = 4\pi. \quad (12)$$

Эта связь распространяется и на все частные случаи эллипсоида.

2. РАСЧЕТ ВНУТРЕННЕГО ПОЛЯ

Составляющие вектора напряженности внутреннего размагничивающего поля по главным осям эллипсоида определяются как градиенты магнитного потенциала:

$$\Delta T_{1a} = -\frac{\partial U_1}{\partial x'} = -\frac{Lz}{1+Lz} T_{0a} = -\frac{Lz}{1+Lz} T_0 \cos(a, \vec{T}_0), \quad (13)$$

$$\Delta T_{1b} = -\frac{\partial U_1}{\partial y'} = -\frac{Mz}{1+Mz} T_{0b} = -\frac{Mz}{1+Mz} T_0 \cos(b, \vec{T}_0), \quad (14)$$

$$\Delta T_{1c} = -\frac{\partial U_1}{\partial z'} = -\frac{Nz}{1+Nz} T_{0c} = -\frac{Nz}{1+Nz} T_0 \cos(c, \vec{T}_0), \quad (15)$$

где $\cos(a, \vec{T}_0)$, $\cos(b, \vec{T}_0)$, $\cos(c, \vec{T}_0)$ — направляющие косинусы вектора $\vec{T}_0$ с главными осями эллипсоида.

Введем приведенные коэффициенты размагничивания l , m , n :

$$l = \frac{Lz}{1+Lz}; \quad (16)$$

$$m = \frac{Mz}{1+Mz}; \quad (17)$$

$$n = \frac{Nz}{1+Nz}. \quad (18)$$

Для удобства вычислений приведенных и истинных коэффициентов размагничивания по формулам (16), (17) и (18) рассчитана номограмма (рис. 2).

С помощью этой номограммы, зная истинные коэффициенты $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$ и магнитную восприимчивость z , можно определить приведенные коэффициенты l , m и n ; зная же приведенные коэффициенты l , m , n и z , можно определить истинные коэффициенты $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$.

Для приведенных коэффициентов размагничивания выражение (12) можно записать

$$\frac{l}{1-l} + \frac{m}{1-m} + \frac{n}{1-n} = 4\pi z. \quad (19)$$

Пусть трехосный эллипсоид с полуосями $a \geq b \geq c$ произвольно расположен в пространстве. Положение каждой оси эллипсоида (рис. 3) можно однозначно определить двумя углами: азимутом нижнего конца оси

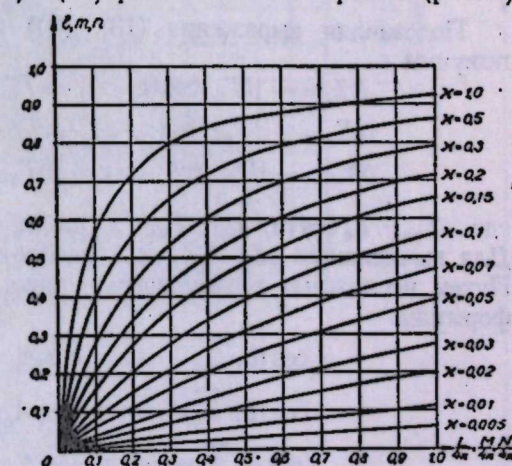


Рис. 2. Номограмма приведенных коэффициентов размагничивания.

($0^\circ \leq A < 360^\circ$) и углом наклона этой оси к горизонту ($0^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$). Пусть заданы $A_a, \varphi_a, A_b, \varphi_b, A_c, \varphi_c$, а вектор напряженности намагничивающего поля $\vec{T}_0$ будет иметь азимут $A_0=0^\circ$ и угол наклона φ_0 . Найдем составляющие вектора напряженности внутреннего размагничивающего поля $\Delta Z_i, \Delta X_i, \Delta Y_i$ по координатным осям z, x, y .

$$\Delta Z_i = \Delta T_{ia} \cos(a, z) + \Delta T_{ib} \cos(b, z) + \Delta T_{ic} \cos(c, z); \quad (20)$$

$$\Delta X_i = \Delta T_{ia} \cos(a, x) + \Delta T_{ib} \cos(b, x) + \Delta T_{ic} \cos(c, x); \quad (21)$$

$$\Delta Y_i = \Delta T_{ia} \cos(a, y) + \Delta T_{ib} \cos(b, y) + \Delta T_{ic} \cos(c, y), \quad (22)$$

где $\cos(\dots)$ — направляющие косинусы осей z, x, y с главными осями эллипсоида a, b, c .

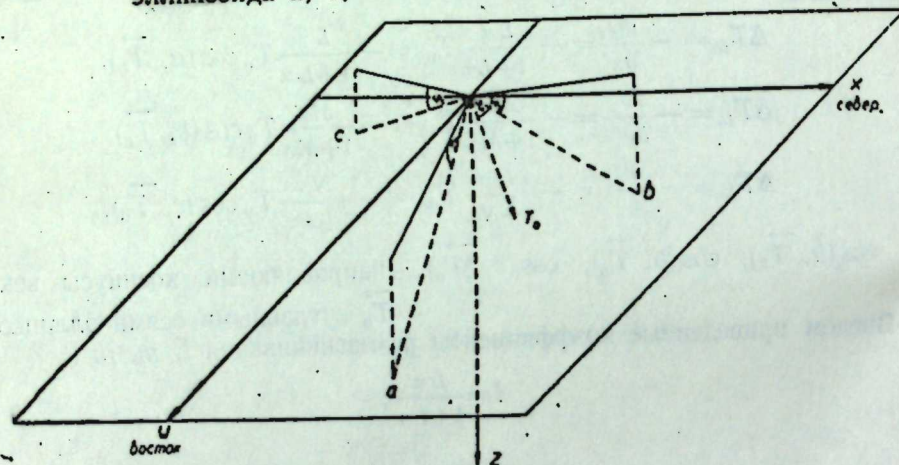


Рис. 3. Расположение осей эллипсоида в пространстве.

a, b, c — главные оси эллипсоида ($a > b > c$); $\varphi_a, \varphi_b, \varphi_c$ — углы наклона осей a, b, c к горизонтальной плоскости; x, y, z — меридиональная, широтная и вертикальная координатные оси; T_0 — вектор нормального намагничивающего поля; φ_0 — угол наклона вектора нормального поля.

Подставляя выражения (13), (14) и (15) в формулы (20), (21), (22), получим

$$\Delta Z_i = -[lT_{0a} \cos(a, z) + mT_{0b} \cos(b, z) + nT_{0c} \cos(c, z)]; \quad (23)$$

$$\Delta X_i = -[lT_{0a} \cos(a, x) + mT_{0b} \cos(b, x) + nT_{0c} \cos(c, x)]; \quad (24)$$

$$\Delta Y_i = -[lT_{0a} \cos(a, y) + mT_{0b} \cos(b, y) + nT_{0c} \cos(c, y)], \quad (25)$$

где $T_{0a} = T_0 \cos(a, \vec{T}_0)$; $T_{0b} = T_0 \cos(b, \vec{T}_0)$; $T_{0c} = T_0 \cos(c, \vec{T}_0)$. Для вычисления $\Delta Z_i, \Delta X_i, \Delta Y_i$ необходимо знать направляющие косинусы. Путем несложных геометрических доказательств можно вывести следующие формулы:

$$\cos(a, \vec{T}_0) = \cos \varphi_0 \cos A_a \cos \varphi_a + \sin \varphi_0 \sin \varphi_a; \quad (26)$$

$$\cos(b, \vec{T}_0) = \cos \varphi_0 \cos A_b \cos \varphi_b + \sin \varphi_0 \sin \varphi_b; \quad (27)$$

$$\cos(c, \vec{T}_0) = \cos \varphi_0 \cos A_c \cos \varphi_c + \sin \varphi_0 \sin \varphi_c; \quad (28)$$

$$\cos(a, z) = \sin \varphi_a; \quad (29)$$

$$\cos(b, z) = \sin \varphi_b; \quad (30)$$

$$\cos(c, z) = \sin \varphi_c; \quad (31)$$

$$\cos(a, x) = \cos \varphi_a \cos A_a; \quad (32)$$

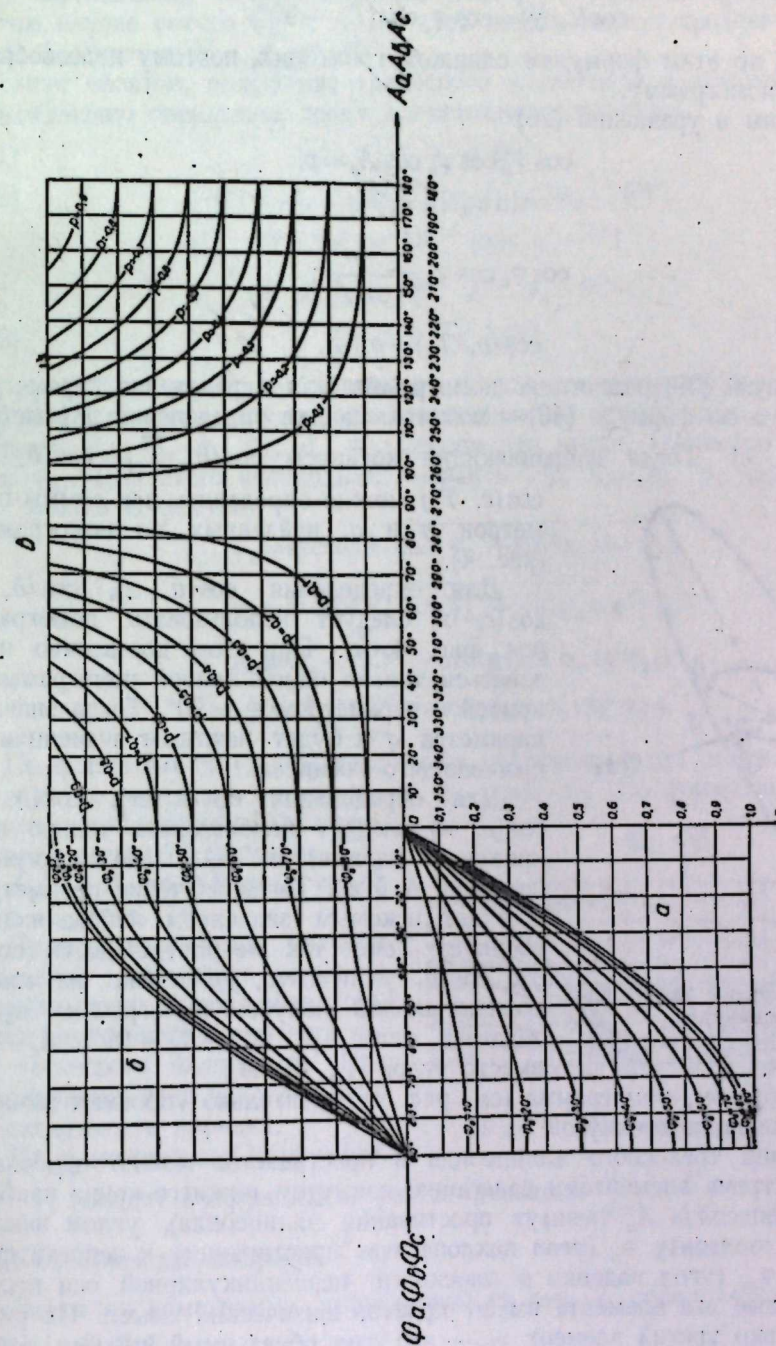


Рис. 4. Номограмма направляющих косинусов.
а — номограмма параметра φ ; б, в — параметра ρ .

$$\cos(b, x) = \cos \varphi_b \cos A_b; \quad (33)$$

$$\cos(c, x) = \cos \varphi_c \cos A_c; \quad (34)$$

$$\cos(a, y) = \cos \varphi_a \cos(A_a - 90^\circ); \quad (35)$$

$$\cos(b, y) = \cos \varphi_b \cos(A_b - 90^\circ); \quad (36)$$

$$\cos(c, y) = \cos \varphi_c \cos(A_c - 90^\circ). \quad (37)$$

Расчеты по этим формулам слишком громоздки, поэтому целесообразно рассчитать номограмму.

Обозначим в уравнении (26)

$$\cos \varphi_0 \cos \varphi_a \cos A_a = p; \quad (38)$$

$$\sin \varphi_0 \sin \varphi_a = q; \quad (39)$$

тогда

$$\cos \varphi_0 \cos \varphi_a = \frac{p}{\cos A_a}; \quad (40)$$

$$\cos(a, \vec{T}_0) = p + q. \quad (41)$$

По формуле (39) рассчитана номограмма для определения параметра q (рис. 4, а), а по формуле (40) — номограмма для определения параметра p (рис. 4, б, в). Тогда направляющие косинусы $\cos(a, \vec{T}_0)$, $\cos(b, \vec{T}_0)$, $\cos(c, \vec{T}_0)$ можно определить как суммы параметров p и q , найденных по номограммам (рис. 4).

Для определения $\cos(a, z)$, $\cos(b, z)$, $\cos(c, z)$ следует использовать номограмму (см. рис. 4, а). При этом достаточно пользоваться только одной кривой номограммы — кривой с параметром $\varphi_0 = 90^\circ$. Тогда значение параметра q и будет искомым значением направляющего косинуса.

Для определения $\cos(a, x)$, $\cos(b, x)$, $\cos(c, x)$ следует использовать только одну кривую с параметром $\varphi_0 = 0^\circ$ по номограмме (см. рис. 4, б, в). Тогда значение параметра p и будет искомым значением направляющего косинуса. Точно так же определяются $\cos(a, y)$, $\cos(b, y)$ и $\cos(c, y)$, только на правой горизонтальной полуоси номограммы нужно задавать углы $A_a - 90^\circ$, $A_b - 90^\circ$, $A_c - 90^\circ$ вместо углов A_a , A_b , A_c .

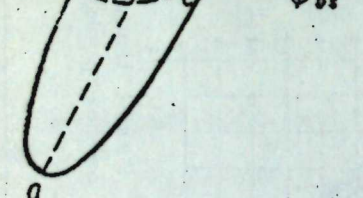


Рис. 5. Положение эллипсоида в пространстве.

Таким образом, номограмма (см. рис. 4) значительно упрощает вычисления направляющих косинусов.

Положение трехосного эллипсоида в пространстве можно однозначно определить тремя элементами залегания: азимутом нижнего конца наибольшей оси эллипсоида A_a (азимут простирания эллипсоида), углом наклона этой оси к горизонту φ_a (угол наклона оси простирания) и вспомогательным углом φ_{bs} (угол падения в плоскости, перпендикулярной оси простирания). Первые два элемента имеют простой физический смысл. На рис. 5 показан только третий элемент φ_{bs} — это угол, образуемый нижним концом средней оси эллипсоида b с горизонтальной линией s в плоскости сечения эллипсоида, перпендикулярной к оси простирания a . Угол φ_{bs} отсчитывается от правого конца линии s по направлению часовой стрелки, если смотреть на линию s со стороны нижнего конца оси простирания a .

При горизонтальном положении оси a угол φ_{bs} отсчитывается от правого конца линии s по направлению часовой стрелки, если смотреть на s со стороны того конца оси a , азимут которого $0^\circ \leq A_a < 180^\circ$. Если же ось a вертикальна, то использование угла φ_{bs} и азимута A_a теряет смысл. В этом случае вместо φ_{bs} и A_a следует ввести азимут средней оси эллипсоида A_b , причем $0^\circ \leq A_b < 180^\circ$.

Таким образом, положение трехосного эллипсоида в пространстве можно однозначно определить тремя элементами залегания:

$$1) \quad 0^\circ \leq \varphi_a \leq 90^\circ; \quad (42)$$

$$2) \quad 0^\circ \leq A_a < 360^\circ \text{ при } 0^\circ < \varphi_a < 90^\circ; \quad (43)$$

$$(0^\circ \leq A_a < 180^\circ \text{ при } \varphi_a = 0^\circ);$$

$$(0^\circ \leq A_b < 180^\circ \text{ при } \varphi_a = 90^\circ);$$

$$3) \quad 0^\circ \leq \varphi_{bs} < 180^\circ; \quad (44)$$

при $\varphi_a = 90^\circ$ отпадает необходимость в использовании третьего элемента.

Ранее положение эллипсоида в пространстве определялось шестью элементами: A_a , φ_a , A_b , φ_b , A_c , φ_c . Сведем эти шесть элементов к трем: A_a , φ_a и φ_{bs} . Для этого необходимо выразить A_b , φ_b , A_c , φ_c через A_a , φ_a и φ_{bs} . Можно показать:

$$\varphi_b = \arccos \sqrt{\cos^2 \varphi_{bs} + \sin^2 \varphi_a \sin^2 \varphi_{bs}}; \quad (45)$$

$$\varphi_c = \arccos \sqrt{\sin^2 \varphi_{bs} + \sin^2 \varphi_a \cos^2 \varphi_{bs}}; \quad (46)$$

$$A_b = A_a - 90^\circ - \arctg(\sin \varphi_a \tg \varphi_{bs}); \quad (47)$$

$$A_c = A_a + 90^\circ + \arctg(\sin \varphi_a \ctg \varphi_{bs}). \quad (48)$$

По формулам (45) и (46) рассчитана номограмма для определения углов φ_b и φ_c по заданным углам φ_a и φ_{bs} (рис. 6). По формулам (47) и (48) рассчитана номограмма для определения разностей азимутов $A_b - A_a$ и $A_c - A_a$ по заданным углам φ_a и φ_{bs} (рис. 7).

Приведенные выше расчеты позволяют определить величину и направление вектора напряженности внутреннего магнитного поля трехосного эллипсоида. При вычислениях надо придерживаться следующего порядка.

По номограммам Осборна (см.

рис. 1) находят коэффициенты размагничивания $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$ и $\frac{N}{4\pi}$ по заданным отношениям полуосей $\frac{b}{a}$ и $\frac{c}{a}$.

Затем по номограмме, приведенной на рис. 2, определяются коэффициенты l , m и n .

По номограммам на рис. 6 и 7 устанавливаются значения углов φ_b и φ_c и разности азимутов $A_b - A_a$ и $A_c - A_a$, а так как A_a известно, то можно найти A_b и A_c .

По номограмме на рис. 4 определяются все направляющие косинусы. Наконец, вычисляются составляющие внутреннего поля ΔZ_i , ΔX_i и ΔY_i по формулам (23), (24) и (25).

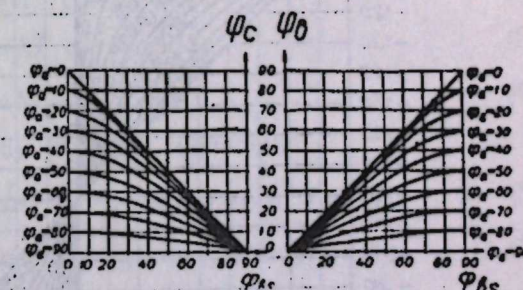


Рис. 6. Номограммы углов φ_b и φ_c .

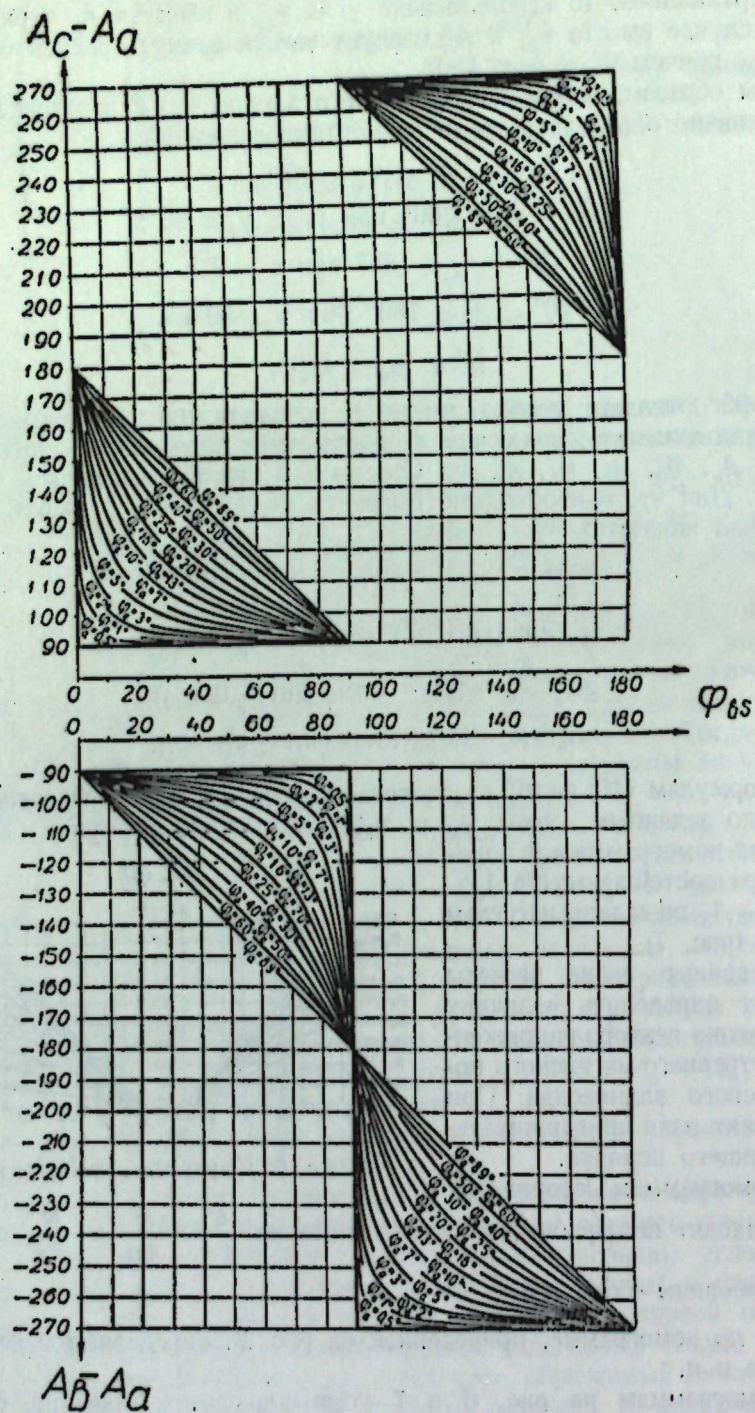


Рис. 7. Номограммы разностей азимутов $A_c - A_a$ и $A_b - A_a$.

3. ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА

Определение элементов залегания и соотношения полуосей трехосного эллипсоида, произвольно расположенного в пространстве, по данным измерений внутреннего магнитного поля и магнитной восприимчивости не может быть полным из-за недостаточного количества исходных данных. Незвестных величин шесть: A_a , φ_a , φ_{bs} , l , m , n , а уравнений всего четыре (19), (23), (24), (25). Поэтому решение поставленной задачи возможно лишь в частных случаях, когда недостающие сведения получены из дополнительных источников. Если, например, по данным частичной разведки месторождения и результатам измерений внешнего поля известны азимут простирания тела A_a , угол наклона оси простирания φ_a и угол падения в плоскости, перпендикулярной оси простирания φ_{bs} , то можно найти отношения полуосей эллипсоида. Решение задачи в таком случае целесообразно разбить на два этапа.

а) Вычисление коэффициентов размагничивания по главным осям. Пусть известны: элементы залегания A_a , φ_a и φ_{bs} , модуль и угол наклона вектора нормального поля T_0 и φ_0 , а по данным трехкомпонентных измерений внутреннего магнитного поля, обработанным с учетом влияния скважины [2], найдены величина и направление вектора $\Delta \vec{T}_i$.

Определим вектор $\Delta \vec{T}_i$ тремя элементами: модулем вектора $|\Delta T_i|$, азимутом вектора A_i и углом наклона вектора к горизонту φ_i , причем $0 \leq |\Delta T_i| < T_0$; $0^\circ \leq A_i < 360^\circ$; $-90^\circ \leq \varphi_i \leq 90^\circ$.

Угол φ_i будем считать положительным, если вектор $\Delta \vec{T}_i$ направлен вниз, и отрицательным, если вектор $\Delta \vec{T}_i$ направлен вверх. Магнитная восприимчивость χ рудного тела найдена по каротажу. Вначале нужно определить составляющие векторов $\vec{T}_0$ и $\Delta \vec{T}_i$ по главным осям эллипсоида, то есть найти T_{0a} , T_{0b} , T_{0c} и ΔT_{ia} , ΔT_{ib} , ΔT_{ic} .

Очевидно,

$$\Delta T_{ia} = \Delta T_i \cos(a, \Delta \vec{T}_i); \quad (49)$$

$$\Delta T_{ib} = \Delta T_i \cos(b, \Delta \vec{T}_i); \quad (50)$$

$$\Delta T_{ic} = \Delta T_i \cos(c, \Delta \vec{T}_i). \quad (51)$$

По аналогии с формулами (26), (27), (28) получим

$$\cos(a, \Delta \vec{T}_i) = \cos \varphi_i \cos(A_a - A_i) \cos \varphi_a + \sin \varphi_i \sin \varphi_a; \quad (52)$$

$$\cos(b, \Delta \vec{T}_i) = \cos \varphi_i \cos(A_b - A_i) \cos \varphi_b + \sin \varphi_i \sin \varphi_b; \quad (53)$$

$$\cos(c, \Delta \vec{T}_i) = \cos \varphi_i \cos(A_c - A_i) \cos \varphi_c + \sin \varphi_i \sin \varphi_c. \quad (54)$$

Для вычисления направляющих косинусов по формулам (52), (53) и (54) следует пользоваться номограммой, представленной на рис. 4. Только вместо угла φ_0 нужно задаваться углом φ_i , а вместо азимутов A_a , A_b и A_c — азимутами $A_a - A_i$, $A_b - A_i$, $A_c - A_i$, причем при отрицательных значениях угла φ_i методика пользования номограммой остается такой же, только параметр q нужно брать с минусом, то есть в этом случае направляющий косинус будет равен разности параметров $p - q$.

По формулам (13), (14), (15) вычисляются приведенные коэффициенты размагничивания по главным осям:

$$l = - \frac{\Delta T_i \cos(a, \Delta \vec{T}_i)}{T_0 \cos(a, \vec{T}_0)}; \quad (55)$$

$$m = -\frac{\Delta T_i}{T_0} \frac{\cos(b, \vec{\Delta T_i})}{\cos(b, \vec{T_0})}; \quad (56)$$

$$n = -\frac{\Delta T_i}{T_0} \frac{\cos(c, \vec{\Delta T_i})}{\cos(c, \vec{T_0})}. \quad (57)$$

Затем по номограмме на рис. 2 нужно определить истинные коэффициенты размагничивания $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$, причем эти коэффициенты в случае

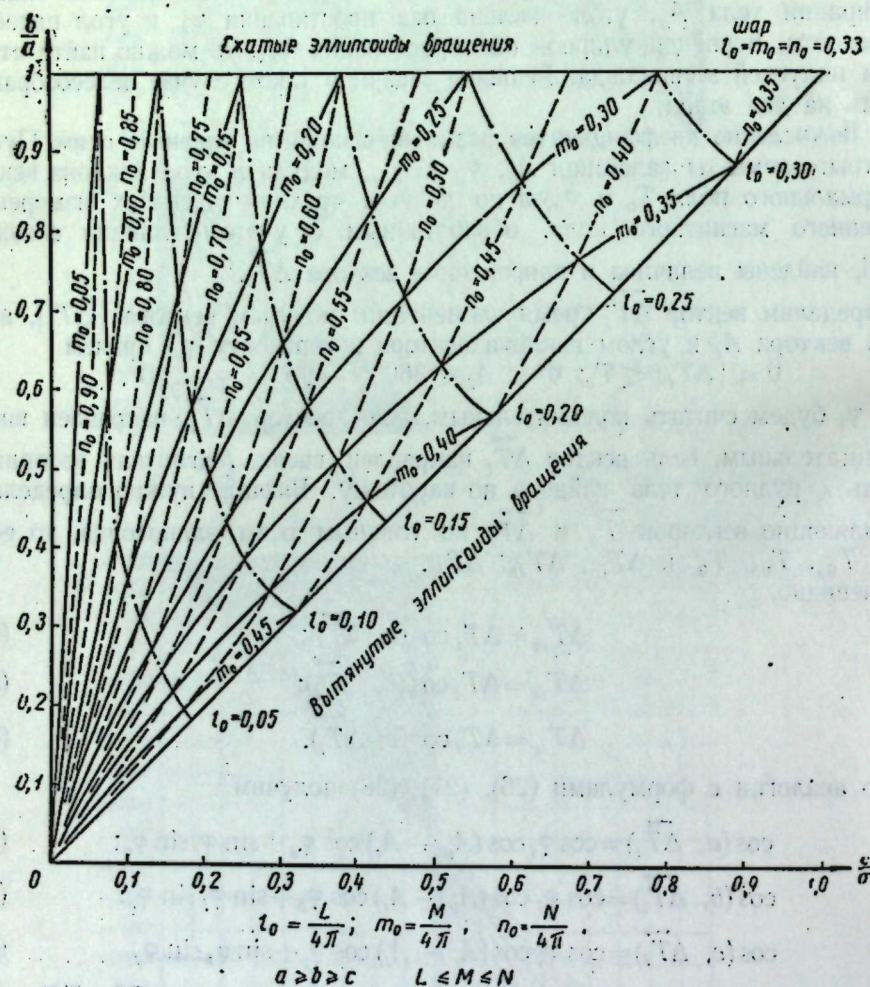


Рис. 8. Сводная номограмма коэффициентов размагничивания эллипсоида.

$\frac{b}{a}$ и $\frac{c}{a}$ — отношения полуосей эллипсоида; L, M, N — коэффициенты размагничивания.

трехосного эллипсоида должны удовлетворять условию $\frac{L}{4\pi} + \frac{M}{4\pi} + \frac{N}{4\pi} = 1$.

б) Определение формы рудных тел. Полученные сведения о величине коэффициентов размагничивания по трем главным осям эллипсоидального тела позволяют приближенно судить об относительной протяженности тела в различных направлениях, то есть оценить форму тела, руководствуясь соотношениями (1) — (6). Кроме того, зная коэффициенты размагничивания

по главным осям, можно определить и отношения полуосей тела эллипсоидальной формы.

Чтобы аналитически решить задачу для трехосного эллипсоида, надо решать систему уравнений (9), (10) и (11), что крайне сложно. В качестве более простого метода решения этой задачи можно рекомендовать графический метод, используя номограммы, показанные на рис. 1, которые следует перестроить следующим образом. В соответствии с формулой (12) зададим такие значения коэффициентов $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$, чтобы сумма их

была равна единице (будем называть такие значения сопряженными). Выберем три произвольных сопряженных коэффициента $L=l_1$, $M=l_2$, $N=l_3$. Проведем на номограмме (см. рис. 1, а) горизонтальную линию $L=l_1$. Для этой линии будем

иметь ряд значений $\frac{b}{a}$ и соответствующих им значений $\frac{c}{a}$.

Построим график функции $\frac{b}{a} = \varphi_1\left(\frac{c}{a}\right)$. Точно так же, проводя на номограммах (см. рис. 1, б, в) линии $M=l_2$ и $N=l_3$, построим графики функций $\frac{b}{a} = \varphi_2\left(\frac{c}{a}\right)$ и $\frac{b}{a} = \varphi_3\left(\frac{c}{a}\right)$.

Нетрудно убедиться, что в силу принятого нами условия (сопряженности коэффициентов) эти три графика пересекутся в одной точке. Координаты точки пересечения $\left(\frac{b}{a}\right)_0$ и $\left(\frac{c}{a}\right)_0$ и будут искомыми отношениями полуосей, так как они удовлетворяют сопряженным значениям коэффициентов $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$. Задаваясь новыми произвольными сопряженными значениями коэффициентов $\frac{L_n}{4\pi}$, $\frac{M_n}{4\pi}$, $\frac{N_n}{4\pi}$, можно построить новые серии кривых

$$\frac{b}{a} = \varphi_n\left(\frac{c}{a}\right), \quad \frac{b}{a} = \varphi_n\left(\frac{c}{a}\right), \quad \frac{b}{a} = \xi_n\left(\frac{c}{a}\right).$$

Таким способом построена номограмма (рис. 8) для определения отношений полуосей $\frac{b}{a}$ и $\frac{c}{a}$ по заданным коэффициентам $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$. Кроме того, с помощью этой номограммы можно решать и прямую задачу — по заданным отношениям полуосей $\frac{b}{a}$ и $\frac{c}{a}$ определять коэффициенты $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$ и $\frac{N}{4\pi}$. Это можно сделать и по номограммам, показанным на рис. 1, но в этом случае для вычисления каждого коэффициента надо пользоваться соответствующей номограммой. Новая номограмма упрощает

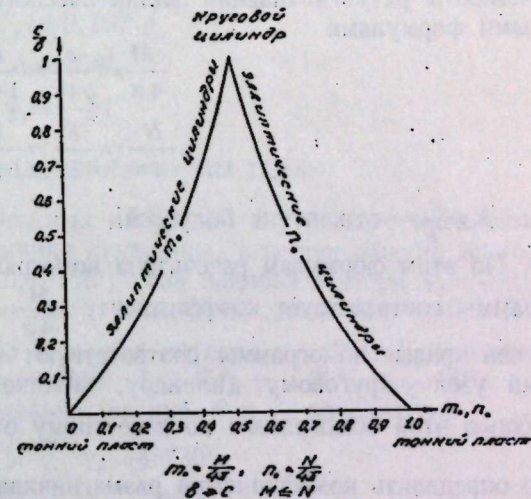


Рис. 9. Номограмма коэффициентов размагничивания для двухмерных тел эллипсоидальной формы (эллиптический цилиндр, тонкий пласт, круговой цилиндр).

$\frac{c}{a}$ — отношение полуосей главного эллиптического сечения; M, N — коэффициенты размагничивания.

и облегчает вычисление коэффициентов $\frac{L}{4\pi}$, $\frac{M}{4\pi}$, $\frac{N}{4\pi}$ и позволяет еще решать обратную задачу.

Кроме трехосных эллипсоидов, на этой номограмме отражены тела вращения эллипсоидальной формы: верхняя граница номограммы соответствует сжатым эллипсоидам вращения, боковая граница — вытянутым эллипсоидам вращения; верхний правый узел номограммы соответствует шару. Однако для двумерных тел эллипсоидальной формы (эллиптический цилиндр, круговой цилиндр, тонкий пласт) этой номограммой пользоваться нельзя, так как $\frac{b}{a}=0$ и $\frac{c}{a}=0$, а следует определить отношение полуосей $\frac{c}{b}$. Коэффициенты размагничивания эллиптического цилиндра определяются известными формулами

$$\frac{M}{4\pi} = \frac{c}{b+c} = \frac{k}{1+k}; \quad (58)$$

$$\frac{N}{4\pi} = \frac{b}{b+c} = \frac{1}{1+k}, \quad (59)$$

где $k = \frac{c}{b}$ — отношение полуосей.

По этим формулам рассчитана номограмма (рис. 9). Левая кривая номограммы соответствует коэффициенту $\frac{M}{4\pi}$, правая кривая — $\frac{N}{4\pi}$. Правая и левая кривые номограммы соответствуют эллиптическому цилиндру, верхний узел — круговому цилиндру, нижние узлы — тонкому пласти. С помощью этой номограммы по известному отношению полуосей $k = \frac{c}{b}$ можно определить коэффициенты размагничивания $\frac{M}{4\pi}$ и $\frac{N}{4\pi}$ и, наоборот, по известным коэффициентам $\frac{M}{4\pi}$ и $\frac{N}{4\pi}$ можно определить отношение полуосей $k = \frac{c}{b}$.

4. ПРИМЕР РАСЧЕТА ВНУТРЕННЕГО ПОЛЯ

Пусть общий трехосный эллипсоид имеет элементы залегания $A_a=45^\circ$, $\varphi_a=30^\circ$, $\varphi_{bs}=60^\circ$. Отношения полуосей эллипсоида $\frac{b}{a}=0,8$, $\frac{c}{a}=0,3$. Магнитная восприимчивость $\chi=0,1$ СГС. Вектор $\vec{T}_0$ имеет модуль $T_0=0,53$ э и угол наклона $\varphi_0=70^\circ$.

1. По номограмме, представленной на рис. 8, определяем $\frac{L}{4\pi}=0,16$, $\frac{M}{4\pi}=0,21$; $\frac{N}{4\pi}=0,63$.

2. По номограмме на рис. 2 находим $l=0,17$; $m=0,215$; $n=0,445$.

3. По номограммам на рис. 6 и 7 определяем $\varphi_c=25^\circ 30'$; $\varphi_b=48^\circ 30'$; $A_c-A_a=106^\circ 30'$; $A_c=151^\circ 30'$; $A_b-A_a=-131^\circ$; $A_b=-86^\circ$.

4. По номограмме на рис. 4 определяем

$$\cos(a, \vec{T}_0)=0,21+0,47=0,68;$$

$$\cos(b, \vec{T}_0)=0,23+0,702=0,725;$$

$$\cos(c, \vec{T}_0)=-0,27+0,4=0,13;$$

$$\begin{aligned} \cos(a, z)&=0,5; \cos(a, x)=0,61; \cos(a, y)=0,61; \\ \cos(b, z)&=0,75; \cos(b, x)=0,05; \cos(b, y)=-0,66; \\ \cos(c, z)&=0,435; \cos(c, x)=-0,8; \cos(c, y)=0,425. \end{aligned}$$

5. По формулам (23), (24) и (25) вычисляем

$$\Delta Z_i = -0,106 \text{ э};$$

$$\Delta X_i = -0,0175 \text{ э};$$

$$\Delta Y_i = +0,0037 \text{ э},$$

или, переходя к модулю, азимуту и углу наклона вектора $\vec{\Delta T}_i$, получим

$$|\Delta T_i| = 0,107 \text{ э},$$

$$A_i = 168^\circ,$$

$$\varphi_i = -81^\circ.$$

5. ПРИМЕР ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМЫ ТЕЛА

Пусть по данным трехкомпонентных измерений внутреннего магнитного поля, обработанным с учетом влияния скважины, известен модуль вектора $|\Delta T_i|=0,107$ э, азимут вектора $A_i=168^\circ$, угол наклона вектора $\varphi_i=-81^\circ$. Магнитная восприимчивость, измеренная в скважине, составляет $\chi=0,1$ СГС. Вектор $\vec{T}_0$ имеет модуль $T_0=0,53$ э и угол наклона $\varphi_0=70^\circ$. Кроме того, пусть известны элементы залегания тела: $A_a=45^\circ$; $\varphi_a=30^\circ$; $\varphi_{bs}=60^\circ$.

1. По номограммам, представленным на рис. 6 и 7, определяем

$$\varphi_c=25^\circ 30'; \quad \varphi_b=48^\circ 30';$$

$$A_c=151^\circ 30'; \quad A_b=-86^\circ.$$

2. По номограмме на рис. 4 определяем

$$\cos(a, \vec{T}_0)=0,68; \quad \cos(a, \vec{\Delta T}_i)=-0,56;$$

$$\cos(b, \vec{T}_0)=0,725; \quad \cos(b, \vec{\Delta T}_i)=-0,765;$$

$$\cos(c, \vec{T}_0)=0,13; \quad \cos(c, \vec{\Delta T}_i)=-0,29.$$

3. По формулам (55), (56) и (57) вычисляем

$$l=0,17; \quad m=0,215; \quad n=0,445.$$

4. По номограмме, представленной на рис. 2, определяем

$$\frac{L}{4\pi}=0,16; \quad \frac{M}{4\pi}=0,21; \quad \frac{N}{4\pi}=0,63.$$

5. Как видно,

$$\frac{L}{4\pi} + \frac{M}{4\pi} + \frac{N}{4\pi} = 1;$$

$$\frac{L}{4\pi} < \frac{M}{4\pi} < \frac{N}{4\pi},$$

откуда заключаем, что форма тела — трехосный эллипсоид.

По номограмме, представленной на рис. 8, определяем отношение полуосей эллипсоида $\frac{b}{a}=0,8$ и $\frac{c}{a}=0,3$.

ВЫВОДЫ

1. Предлагаемые номограммы позволяют довольно просто рассчитать внутреннее магнитное поле трехосного эллипсоида, произвольно расположенного в пространстве, при произвольном направлении намагничивающего поля.

2. Если известны элементы залегания эллипсоидального тела, то по измерениям трех составляющих внутреннего магнитного поля и магнитной восприимчивости в скважине, пересекающей рудное тело, можно, руководствуясь соотношениями (1) — (6), качественно оценить форму тела и с помощью номограммы (см. рис. 8 и 9) определить отношения полуосей этого тела.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркадьев В. К. Электромагнитные процессы в металлах, ч. 1. М., ОНТИ, 1934.
2. Пономарев В. Н., Бахвалов А. Н. Использование измерений внутреннего магнитного поля для определения элементов залегания пластообразных тел. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 3.
3. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., Изд-во техн.-теор. лит., 1953.
4. Osborn J. A. Demagnetizing factors of the general ellipsoid. Phys. Rev., 1945, vol. 67, No 11, 12.
5. Würschmidt J. Theorie des Entmagnetisierungsfaktors und der Scherung von Magnetisierungskurven. Braunschweig, 1925.

В. В. КОРМИЛЬЦЕВ, Р. В. УЛИТИН

СВЯЗЬ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА ПЕРЕМЕННОМ ТОКЕ С ФАРАДЕЕВСКИМ ИМПЕДАНСОМ И ЕМКОСТЬЮ ДВОЙНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СЛОЯ

Рассматривается вопрос о поляризуемости электропроводящих минералов на переменном токе. На основании конкретных представлений о характере электрохимических процессов, протекающих на границе электронный проводник—электролит, рассчитана комплексная электропроводность среды с вкраплениями.

Если в среде, насыщенной электролитами, имеются вкрапления электропроводящего минерала, то при пропускании гармонического тока фаза напряженности электрического поля отстает от фазы тока. Поскольку в основе этого явления лежат те же электрохимические причины, которые приводят к появлению остаточных напряжений в методе вызванной поляризации на постоянном токе; то здесь мы имеем дело с вызванной поляризацией на переменном токе. Емкостные свойства, присущие такой среде, описываются следующим выражением:

$$\vec{j} = (\sigma_{эфф} + i\omega\epsilon_{эфф})\vec{E} = \vec{\sigma}E, \quad (0,1)$$

где $\sigma_{эфф}$ — эффективная электропроводность;
 $\epsilon_{эфф}$ — эффективная диэлектрическая проницаемость;
 $\vec{\sigma}$ — комплексная электропроводность.

Эти параметры являются функциями частоты, состава электролитов и электронного проводника, формы и размеров включений. При плотностях тока, используемых в полевых наблюдениях, $\vec{\sigma}$ можно считать не зависящей от плотности тока. Емкостные свойства среды следует связать с явлениями, происходящими на границе электронный проводник—электролит. Электрические свойства границы назовем поверхностным импедансом и обозначим Z_n (ом·см²).

Граничные условия для сферы радиусом a и проводимостью σ_2 , находящейся в растворе, обладающем проводимостью σ_1 , при наличии поверхностного импеданса примут вид:

$$\sigma_1 \frac{\partial \varphi_1}{\partial r} \Big|_{r=a} = \sigma_2 \frac{\partial \varphi_2}{\partial r} \Big|_{r=a}, \quad (0,2)$$

$$\varphi_1 - \varphi_2 = Z_n j_n = Z_n \sigma_1 \frac{\partial \varphi_1}{\partial n} \Big|_{r=a}.$$

Граничные условия (0,2) справедливы в том случае, если электрохимические реакции и связанные с ними концентрационные изменения не изменяют существенно сопротивления раствора электролитов σ_1 , т. е. при весьма малой плотности тока.

Внешний потенциал сферы в первичнооднородном поле будет иметь вид

$$\varphi_1 = -E_0 r \cos \theta + \frac{E_0 a^3}{r^2} \frac{1-\delta}{1+2\delta} \cos \theta, \quad (0,3)$$

где

$$\delta = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} + \frac{\sigma_1 Z_{II}}{a}.$$

Эффективная электропроводность среды с включениями, по В. Р. Бурсану [1], равна

$$\frac{\sigma_{эфф}}{\sigma_1} = \frac{1+2\xi+2\frac{\sigma_1}{\sigma_2}(1-\xi)}{1-\xi+\frac{\sigma_1}{\sigma_2}(2+\xi)},$$

где ξ — объемное содержание сферических вкрапленников.

Если учесть поверхностный импеданс, то комплексная электропроводность будет выражена

$$\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} = \frac{1+2\xi+2\left(\frac{\sigma_1}{\sigma_2} + \frac{\sigma_1 Z_{II}}{a}\right)(1-\xi)}{1-\xi+\left(\frac{\sigma_1}{\sigma_2} + \frac{\sigma_1 Z_{II}}{a}\right)(2+\xi)}, \quad (0,4)$$

или при $\sigma_2 \gg \sigma_1$

$$\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} = \frac{1+2\xi+\frac{2\sigma_1 Z_{II}}{a}(1-\xi)}{1-\xi+\frac{\sigma_1 Z_{II}}{a}(2+\xi)}. \quad (0,5)$$

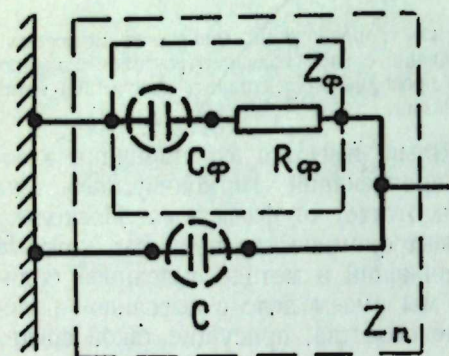


Рис. 1. Поверхностный импеданс на границе электролит—электронный проводник.

Z_F — фарадеевский импеданс (ом·см²); C_F — псевдоемкость (мкф/см²); R_F — поляризационное сопротивление (ом·см²); C — емкость двойного слоя (мкф/см²); Z_{II} — поверхностный импеданс (ом·см²).

параллельно (рис. 1). Фарадеевский импеданс — это дополнительное сопротивление, вызываемое электрохимической и концентрационной поляризацией, и может быть представлен как псевдоемкость и поляризационное сопротивление, включенные последовательно.

1. КОМПЛЕКСНАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ И СДВИГ ФАЗЫ В СРЕДЕ С ВКРАПЛЕННИКАМИ ПРИ ОТСУТСТВИИ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ РЕАКЦИИ

Если электрохимической реакции не происходит (электронный проводник в индифферентном электролите), фарадеевский импеданс бесконечно велик. Поверхностный импеданс представлен тогда только реактивным сопротивлением емкости двойного электрического слоя [3]

$$Z_{II} = \frac{1}{i\omega C}.$$

Подставляя значение поверхностного импеданса в формулу (0,5), получим величину комплексной электропроводности над однородно минерализованной средой, а из выражения для $\bar{\sigma}$ — сдвиг фазы:

$$\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} = \frac{2(2+\xi)(1-\xi)+(1+2\xi)(1-\xi)\left(\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)^2 + i9\xi\left(\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)}{(2+\xi)^2 + \left[\frac{a\omega C}{\sigma_1}(1-\xi)\right]^2}; \quad (1,1)$$

$$\operatorname{tg}(-\varphi) = \frac{9\xi\frac{a\omega C}{\sigma_1}}{2(2+\xi)(1-\xi)+(1+2\xi)(1-\xi)\left(\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)^2}; \quad (1,2)$$

$$\operatorname{tg}(-\varphi_{max}) = \frac{9\xi}{2(1-\xi)\sqrt{2(2+\xi)(1+2\xi)}}; \quad (1,3)$$

$$\left(\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)_{max} = \sqrt{\frac{2(2+\xi)}{1+2\xi}}. \quad (1,3a)$$

Сдвиг фазы измерялся на смесях кварцевого песка с зернами пирита определенного размера, увлажненных раствором KCl с известной электропроводностью (рис. 2).

Емкость двойного слоя определялась из формулы (1,3a), где величины ξ , a , σ_1 известны заранее, а величина ω_{max} определялась по наблюдаемой фазовой характеристике.

По данным нескольких определений при разном сопротивлении электролита и размере частиц в среднем $C \approx 30$ мкф/см² (на квадратный сантиметр геометрической поверхности пирита). По данным лабораторного определения емкости двойного слоя на свежем сколе пирита в 1N KCl она составляет 25 мкф/см². Емкость на образце пирита определялась по мостовой схеме на частоте $f = 10\,000$ гц, в качестве второго электрода применялся платиновый тигель. Согласно формулам (1,3) и (1,3a), величина максимального

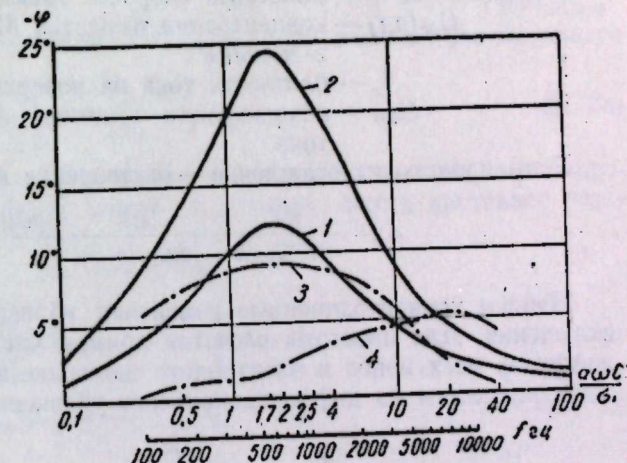


Рис. 2. Сдвиг фазы и емкость двойного электрического слоя.

Расчетные кривые: 1 — $\xi=0,1$; 2 — $\xi=0,2$; практические кривые (σ_1 , ом·см⁻¹; a , см; C , мкф/см²; f , гц): 3 — $\xi=0,08$; $\sigma_1=5 \cdot 10^{-3}$; $a=7 \cdot 10^{-3}$; $f_{max}=700$; $C=25$; 4 — $\xi=0,06$; $\sigma_1=2,5 \cdot 10^{-2}$; $a=4 \cdot 10^{-2}$; $f_{max}=8000$; $C=25$.

сдвига фазы определяется только объемным содержанием вкрапленности. Частота, при которой наблюдается экстремум, зависит не только от размера частиц, но и в такой же степени от электропроводности электролита. Зависимость экстремальной частоты от электропроводности показана на рис. 2 (кривые 3, 4). Электропроводность электролита может быть определена по измерениям на высокой частоте,

$$\frac{\bar{\sigma}_{выс}}{\sigma_1} \approx \frac{1+2\xi}{1-\xi}.$$

2. ФАРАДЕЕВСКИЙ ИМПЕДАНС ДЛЯ СФЕРЫ В ПЕРВИЧНО-ОДНОРОДНОМ ПОЛЕ ГАРМОНИЧЕСКОГО ТОКА $je^{i\omega t}$

Пусть в растворе присутствуют индифферентный электролит, не принимающий участия в реакции, и электролиты M и N , катионы которых взаимно превращаются друг в друга при электрохимической реакции $M + e \rightarrow N$ или $N - e \rightarrow M$ (окислительно-восстановительная пара). Если принять концентрацию вещества N равной нулю, то все приведенные ниже формулы будут справедливы для случая, когда вещество M осаждается на сфере или образуется из материала сферы. Плотность тока, текущего через среду, примем такой, чтобы все изменения концентраций веществ вследствие электрохимической реакции были много меньше начальных концентраций. При этом условии остаются справедливыми формулы (0, 2).

В случае окислительно-восстановительной пары при равенстве концентраций окисленной и восстановленной компонент $C_{0M} = C_{0N}$. П. Делахей дает следующее выражение для фарадеевского импеданса на единицу площади поверхности:

$$Z_\phi = \frac{RT}{z^2 F^2 C_{0M} k} + \frac{2RT}{z F C_{0M} j_n i \omega} \cdot \frac{\partial C_M(a, t)}{\partial t}, \quad (2, 1)$$

где z — изменение валентности при реакции;
 k (см·сек⁻¹) — константа скорости электрохимической реакции;
 $C_M(a, t)$ — концентрация вещества M у поверхности включения, г·моль/см³;
 j_n — плотность тока на поверхности;
 C_{0M} — концентрация вещества M в растворе в отсутствие тока.

Если происходит осаждение — растворение вещества, то

$$Z_\phi = \frac{RT}{z^2 F^2 C_{0M} k} + \frac{RT}{z F C_{0M} i \omega j_n} \cdot \frac{\partial C_M(a, t)}{\partial t}. \quad (2, 2)$$

Найдем концентрационные изменения вблизи поверхности сферического включения. Для простоты расчетов примем числа переноса и коэффициенты диффузии всех ионов в электролите одинаковыми. Концентрацию каждого иона определим из дифференциального уравнения диффузии

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \left[\frac{1}{r^2} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial C}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial C}{\partial \theta} \right) \right], \quad (2, 3)$$

при граничных условиях

$$\left. \frac{\partial C}{\partial r} \right|_{r=a} = \frac{j_n}{z F D h}; \quad C_{r \rightarrow \infty} = C_0. \quad (2, 4)$$

$h=1$ для окислительно-восстановительной пары и для реакции, связанной с осаждением-растворением иона в присутствии избытка индифферентного электролита; $h=2$ для реакции, связанной с осаждением-растворением иона в отсутствие других электролитов. Согласно равенству (0, 3), при наличии поверхностного импеданса ток на поверхности сферы распределяется по закону $\cos \theta$, поэтому

$$j_n = j_{n_0} e^{i\omega t} \cos \theta. \quad (2, 5)$$

Решая уравнение (2, 3) при граничных условиях (2, 4) и имея в виду (2, 5), получим концентрацию на поверхности сферы при $r=a$:

$$C_M(a, t) = C_{0M} + \Delta C_M = C_{0M} - \frac{j_{n_0} e^{i\omega t} \cos \theta}{z F D h} \cdot \frac{I_{1/2} \left(\sqrt{\frac{\omega a^2}{i D}} \right) - i I'_{1/2} \left(\sqrt{\frac{\omega a^2}{i D}} \right)}{I_{1/2} \left(\sqrt{\frac{\omega a^2}{i D}} \right) - i I'_{1/2} \left(\sqrt{\frac{\omega a^2}{i D}} \right) - \frac{1}{2a}}, \quad (2, 6)$$

где I_n и I'_n — функция Бесселя и ее производная.

Обозначим знаменатель дроби в уравнении (2, 6) через A . Дифференцируя (2, 6) по времени и подставляя в (2, 1), получим фарадеевский импеданс для окислительно-восстановительной пары при $C_{0M} = C_{0N}$:

$$Z'_\phi = \frac{RT}{z^2 F^2 C_{0M} k} - \frac{2RT}{z^2 F^2 D C_{0M}} \cdot \frac{1}{A}. \quad (2, 7)$$

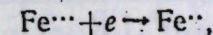
Фарадеевский импеданс для реакции осаждения-растворения равен

$$Z''_\phi = \frac{RT}{z^2 F^2 C_{0M} k} - \frac{RT}{z^2 F^2 D C_{0M} h} \cdot \frac{1}{A}. \quad (2, 8)$$

В выражении (2, 8) величина $\frac{z^2 F^2 D C_{0M}}{RT}$, обратная выражению $\frac{RT}{z^2 F^2 D C_{0M}}$, совпадает с величиной электропроводности электролита за счет реагирующего катиона σ_k .

$$Z''_\phi = \frac{D}{k \sigma_k} - \frac{1}{h \sigma_k} \cdot \frac{1}{A}. \quad (2, 8a)$$

В выражении (2, 7) эта же величина совпадает с частью электропроводности за счет реагирующих ионов. К примеру, пусть протекает реакция



тогда

$$\frac{z^2 F^2 D C_{0M}}{RT} = \frac{\sigma_{\text{Fe}^{+++}}}{9} = \frac{\sigma_{\text{Fe}^{++}}}{4} = 2\sigma',$$

$$Z'_\phi = \frac{D}{2\sigma' k} - \frac{1}{\sigma' A}. \quad (2, 7a)$$

3. КОМПЛЕКСНАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ И СДВИГ ФАЗЫ ДЛЯ СРЕДЫ С ВКРАПЛЕННИКАМИ

Поверхностный импеданс, согласно принятой схеме, равен

$$\frac{1}{Z_n} = \frac{1}{Z_\phi} + i \omega C. \quad (3, 1)$$

Рассмотрим поверхностный импеданс для случая электронного проводника (пирита), погруженного в раствор индифферентного электролита KCl и солей FeCl_3 и FeSO_4 . Ионы двух- и трехвалентного железа весьма распространены в водах сульфидных месторождений и их относительная концентрация сильно варьирует. Согласно И. И. Гинзбургу [4], встречаются воды с преобладанием двухвалентного железа над трехвалентным и наоборот. Воды, в которых одновременно присутствуют ионы Fe^{++} и Fe^{+++} , характерны для условий интенсивного окисления, сопровождающегося понижением pH до 1,5—3,0. Кроме железа, анионы с несколькими степенями

ми окисления образует также сера (тиосульфат — полиитионат — сульфат). Подставим (2, 7a) в (3, 1) и полученное выражение в формулу (0,5)

$$\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \operatorname{Re} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right) + \operatorname{Im} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right), \quad (3, 2)$$

$$\operatorname{tg}(-\varphi) = \frac{\operatorname{Im} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right)}{\operatorname{Re} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right)}, \quad (3, 3)$$

$$\operatorname{Re} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right) = \frac{1}{\sigma_1} \frac{\left[(1+2\xi) \frac{\sigma'}{\sigma_1} L + 2(1-\xi) \right] \cdot \left[(1-\xi) \frac{\sigma'}{\sigma_1} L + (2+\xi) \right]}{\left[(1-\xi) \frac{\sigma'}{\sigma_1} L + (2+\xi) \right]^2 + (1-\xi)^2 \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)^2} +$$

$$+ \frac{(1+2\xi)(1-\xi) \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)^2}{\left[(1-\xi) \frac{\sigma'}{\sigma_1} L + (2+\xi) \right]^2 + (1-\xi)^2 \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)^2},$$

$$\operatorname{Im} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right) = \frac{1}{\sigma_1} \frac{9\xi \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)}{\left[(1-\xi) \frac{\sigma'}{\sigma_1} L + (2+\xi) \right]^2 + (1-\xi)^2 \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)^2},$$

$$P = \frac{2(b^2 - b^3 + 2b^5)}{\left[1 + \frac{D}{2ka} (1+b^3) \right]^2 + \left[\frac{D}{2ka} (b^2 + b^3) + 2b^2 \right]^2},$$

$$L = 2 \frac{(1+b^3) \left[1 + \frac{D}{2ka} (1+b^3) \right] + (b^2 + b^3) \left[\frac{D}{2ka} (b^2 + b^3) + 2b^2 \right]}{\left[1 + \frac{D}{2ka} (1+b^3) \right]^2 + \left[\frac{D}{2ka} (b^2 + b^3) + 2b^2 \right]^2},$$

$$b = \sqrt{\frac{\omega a^2}{2D}}.$$

По формуле (3, 3) были рассчитаны теоретические кривые для следующего типического случая (рис. 3): объемное содержание вкрапленников $\xi = 0,1$; радиус частиц $a = 0,04$; величина $\frac{\sigma'}{\sigma_1}$ при расчетах изменялась от нуля (что соответствует действию только двойного слоя) до 0,1. Значение $\frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0,1$ для реакции $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ является максимальным и наблюдается при равенстве концентрации ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} при отсутствии каких бы то ни было других катионов. Расчет производился при двух значениях константы скорости реакции. Для частиц радиусом порядка нескольких миллиметров роль фарадеевского импеданса, согласно вычислениям, сводится к тому, что он несколько уменьшает значение максимального сдвига фазы, не изменяя экстремальной частоты. Иногда за счет фарадеевского импеданса может возникнуть дополнительный экстремум на низких частотах (см. рис. 3). При этом существенное влияние на форму частотной характеристики сдвига фазы могут оказать только очень быстрые реакции ($k > 5 \cdot 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{сек}^{-1}$). К быстрым реакциям относятся, в основном, реакции окислительно-восстановительного типа. Одной из самых быстрых является реакция $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ($k \approx 4 \cdot 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{сек}^{-1}$). Результаты расчетов подтверждаются опытными кривыми (см. рис. 3),

снятыми на смесях кварцевого песка с пиритом и добавлением растворов FeCl_3 и FeSO_4 . При опытах емкость двойного слоя принималась равной 30 мкф/см^2 ; электропроводность и соотношения электропроводности вычислялись по табличным данным, исходя из количества введенных веществ. Практическая кривая 3 соответствует случаю емкости двойного слоя, поскольку в пробу введены только ионы двухвалентного железа; в этом случае электрохимическая реакция не протекает. Кривая 4 снята при добавлении ионов трехвалентного железа и отражает также влияние фарадеевского импеданса. Таким образом, при размерах вкрапленников от нескольких миллиметров до десятых долей миллиметра емкостные свойства среды на переменном токе определяются в основном емкостью двойного электрического слоя. По фазовой характеристике можно определить размер вкрап-

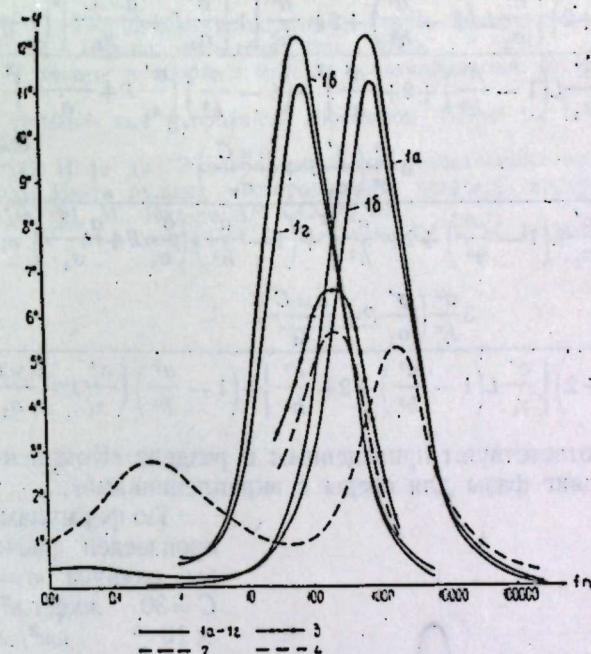


Рис. 3. Сдвиг фазы в среде с вкрапленниками и поверхностный импеданс.

Расчетные кривые ($\xi = 0,1$; $\frac{C}{\sigma_1}$, мкф·ом/см; k , см/сек):

$$1a - \frac{C}{\sigma_1} = 10^4; k = 5 \cdot 10^{-4}; \frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0; 1b - \frac{C}{\sigma_1} = 10^4;$$

$$k = 5 \cdot 10^{-4}; \frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0,1; 1c - \frac{C}{\sigma_1} = 10^4; k = 5 \cdot 10^{-4};$$

$$\frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0; 1d - \frac{C}{\sigma_1} = 10^4; k = 5 \cdot 10^{-4}; \frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0,1;$$

$$2 - \frac{C}{\sigma_1} = 10^4; k = 5 \cdot 10^{-3}; \frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0,1.$$

Практические кривые ($\xi = 0,06$; $\frac{C}{\sigma_1}$, мкф·ом/см):

$$3 - \frac{C}{\sigma_1} = 3 \cdot 10^{-4}; \frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0; 4 - \frac{C}{\sigma_1} = 3 \cdot 10^{-4}; \frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0,1.$$

ленников из выражения $\frac{a \omega C}{\sigma_1} \approx 1,8$ (см. рис. 2), где $\omega = 2\pi f$ — частота экстремального сдвига фазы; $C = 20 \div 30 \text{ мкф/см}^2$; σ_1 — электропроводность среды на высокой частоте; a — искомый радиус частицы. Одному градусу экстремального сдвига фазы соответствует содержание вкрапленников примерно в один процент.

4. ЕМКОСТНЫЙ СДВИГ ФАЗЫ НАД ЭЛЕКТРОННОПРОВОДЯЩЕЙ СФЕРОЙ БОЛЬШИХ РАЗМЕРОВ

Известно, что над центром идеально проводящей сферы в однородном поле

$$\frac{\sigma_1}{\sigma} = 1 - \frac{a^3}{h^3} \cdot \frac{1 - \frac{\sigma_1 Z_{\Pi}}{a}}{1 + \frac{2\sigma_1 Z_{\Pi}}{a}},$$

где h — расстояние от дневной поверхности до центра сферы.

Используя уже полученное значение поверхностного импеданса для сферы (3, 1) и (2, 7а), находим

$$\frac{\sigma_1}{\sigma} = \frac{\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}L+2\right)\left[\frac{\sigma'}{\sigma_1}L\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)+2+\frac{a^3}{h^3}\right]+\left[\frac{\sigma'}{\sigma_1}P+\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right]^2\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)}{\left[\frac{\sigma'}{\sigma_1}L\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)+2+\frac{a^3}{h^3}\right]^2+\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}P+\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)^2} + \frac{3\frac{a^3}{h^3}\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}P+\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)}{\left[\frac{\sigma'}{\sigma_1}L\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)+2+\frac{a^3}{h^3}\right]^2+\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}P+\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)^2}, \quad (4, 1)$$

$$\operatorname{tg}(-\varphi) = \frac{3\frac{a^3}{h^3}\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}P+\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)}{\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}L+2\right)\left[\frac{\sigma'}{\sigma_1}L\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)+2+\frac{a^3}{h^3}\right]+\left(1-\frac{a^3}{h^3}\right)\left(\frac{\sigma'}{\sigma_1}P+\frac{a\omega C}{\sigma_1}\right)^2}, \quad (4, 2)$$

где L , P и b соответствуют приведенным в разделе «Комплексная электропроводность и сдвиг фазы для среды с вкрапленниками».

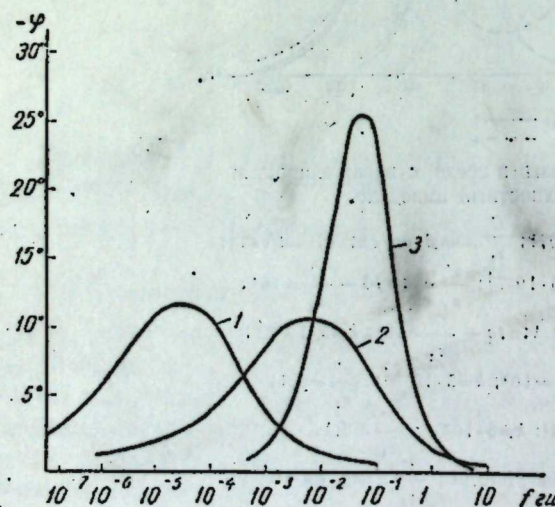


Рис. 4. Сдвиг фазы над сферой.

1 — $\frac{\sigma'}{\sigma_1} = 10^{-5}$; 2 — $\frac{\sigma'}{\sigma_1} = 10^{-6}$; 3 — $\frac{\sigma'}{\sigma_1} = 0$.

чается сдвиг фазы на весьма низких частотах. Действительно, рудное тело радиусом 10 м уподобляется сферическому конденсатору емкостью 400 фарад. По-видимому, при используемом в методе вызванной поляри-

зации времени зарядки 3—5 мин переходные процессы такой длительности могут остаться незамеченными.

ВЫВОДЫ

1. Емкостный сдвиг фазы над вкрапленными рудами на звуковых частотах связан, в основном, с наличием двойного электрического слоя на границе электролит — электронный проводник.

2. Над электронными проводниками больших размеров вероятен емкостный сдвиг фазы на инфразвуковых частотах, связанный, в основном, с явлениями псевдоемкости при электрохимической и концентрационной поляризации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурсиан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Ч. 1. Л.—М., Изд-во техн.-теор. лит., 1933.
2. Делахей П. Новые приборы и методы в электрохимии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
3. Overvoltage research and geophysical application. Edited by I. R. Wait, Pergamon Press, 1959.
4. Гинзбург И. И. [и др.] Экспериментальные исследования по окислению сульфидов. Труды Ин-та рудных месторождений, петрогр., минерал. и геохим. АН СССР, вып. 59. М., Изд-во АН СССР, 1961.
5. Buchheim W., Malmqvist D. Geologie, Jg. 7, H. 1, 1958.

Г. В. АСТРАХАНЦЕВ

О СВОЙСТВАХ ЧАСТОТНЫХ И ПЕРЕХОДНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРЕМЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИСПОЛЗУЕМОГО В ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ

В статье рассматривается принципиальный вопрос о наиболее рациональных параметрах, подлежащих измерению при индуктивной разведке рудных месторождений.

При разработке индукционных электромагнитных методов, пригодных для поисков локальных проводящих тел, возникает вопрос о выборе способа измерения электромагнитного поля: в частности, изучать частотную или переходную характеристики? Поскольку правильное решение этого вопроса имеет методическое и практическое значения, ниже, на основе известных теоретических положений, рассматриваются свойства частотных и переходных характеристик.

1. О СВЯЗИ ПЕРЕХОДНОЙ И ЧАСТОТНОЙ ХАРАКТЕРИСТИК

Пусть временная зависимость переходного процесса представляется функцией

$$\begin{aligned} Y(t) &= Ae^{at} \text{ при } t < 0, a > 0, \\ Y(t) &= Be^{-bt} \text{ при } t \geq 0, b > 0. \end{aligned} \quad (1)$$

При разложении этого неперiodического процесса по гармоническим колебаниям получим спектр, плотность которого $g(\omega)$ при круговой частоте ω (ниже это значение будем называть частотой) определяется интегралом Фурье

$$g(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(t) e^{-j\omega t} dt. \quad (2)$$

В данном случае, подставив значение функции (1) в формулу (2), получим

$$g(\omega) = \frac{A}{2\pi} \cdot \frac{1}{a - j\omega} + \frac{B}{2\pi} \cdot \frac{1}{b + j\omega}. \quad (3)$$

Ступенчатая функция, указывающая выключение источника магнитного поля напряженностью H , может быть получена из рассматриваемого импульса, если принять

$$A = H_0, B = 0, a \rightarrow 0.$$

Плотность спектра при этом равна

$$H_1(\omega) = j \frac{H_0}{2\pi\omega}. \quad (4)$$

Множитель мнимости обозначает, что разложение идет по нечетным функциям $\sin \omega t$. Если в магнитном поле находится проводящий объект, то возникает переходный процесс, протекающий после выключения поля. Аналитически переходный процесс может быть описан в виде ряда, состоящего из экспонент вида (1) при $A=0$. В свою очередь, каждый член этого ряда может быть разложен в спектр вида (3) также при $A=0$. В частности, для сферического проводника переходный процесс, выражающийся в плавном спаде вторичного магнитного поля, характеризуется зависимостью [1]

$$H_2(t) = M \alpha \sum_{k=1}^{\infty} \frac{e^{-\alpha (k\pi)^2 t}}{(k\pi)^2}, \quad (5)$$

где α — параметр сферы; $\alpha = \frac{1}{\gamma \mu a^2}$;

γ — проводимость;

a — радиус сферы.

Соответствующий частотный спектр на основе соотношений (3) и (5) при $b = \alpha (k\pi)^2$ имеет плотность

$$H_2(\omega) = M \frac{\alpha}{2\pi} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{1}{(k\pi)^2 [\alpha (k\pi)^2 + j\omega]}. \quad (6)$$

Учитывая, что плотность первичного спектра соответствует выражению (4), найдем частотную характеристику сферической неоднородности¹

$$Z_2(\omega) = \frac{H_2(\omega)}{H_1(\omega)} = \frac{M\alpha}{H_0} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{1}{(k\pi)^2 [\alpha (k\pi)^2 + j\omega]}. \quad (7)$$

В силу принципа суперпозиции использованный прием суммирования спектров может быть распространен и на более общий случай. Известно, что переходный процесс в системе, содержащей только индуктивные и активные сопротивления (что имеет место при рассмотрении поля внутри проводящих сред), при выключении источника представляется суммой

$$H(t) = M \sum_{k=1}^{\infty} a_k e^{-b_k t}$$

при

$$b_k < b_{k+1}, \quad \text{Im } b_k = 0, \quad (8)$$

$$\lim_{k \rightarrow \infty} b_k = \infty.$$

Соответствующий спектр вторичного поля равен

$$H(\omega) = \frac{M}{2\pi} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{a_k}{b_k + j\omega}, \quad (9)$$

а частотная характеристика поля в тех же условиях имеет вид

$$Z(\omega) = \frac{M}{H_0} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{j a_k \omega}{b_k + j\omega}. \quad (10)$$

¹ При непосредственном решении задачи о частотной характеристике возмущения неоднородного поля проводящей сферой получаются обычно выражения, содержащие бесселевы функции полуполого порядка [2], которые, очевидно, численно будут совпадать с соотношением (7). Для сравнительного анализа переходной и частотной характеристик полученное выражение (7) более удобно.

После разделения выражения (10) на действительную и мнимую части имеем

$$Z(\omega) = \frac{M}{H_0} \omega^2 \sum_{k=1}^{\infty} \frac{a_k}{b_k^2 + \omega^2} + j \frac{M \omega}{H_0} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{a_k b_k}{b_k^2 + \omega^2}. \quad (11)$$

В полевой практике измеряются либо $Z(\omega)$, либо $H(t)$, причем наибольший интерес представляют низкочастотные ветви частотных характеристик и медленно затухающие экспоненциальные составляющие переходных характеристик, которые обычно связываются с наличием в разрезе хороших проводников электрического тока, каковыми, например, являются сульфидные тела [1]. При изучении переходной характеристики берется достаточно большое время задержки, когда члены с большими показателями экспонент относительно малы и $H(t)$ изменяются в основном по закону экспоненты с наименьшим показателем b_1 . Увеличивая время задержки, принципиально возможно с заданной точностью определить b_1 и затем параметр локального проводника. В частности, для сферической залежи используется формула (5) при $k=1$. В случае изучения частотной характеристики возмущение от локального высокоэлектропроводного проводника при всех частотах наблюдается одновременно с полем вмещающих пород и полем источника, однако оно отличается фазовой характеристикой и положением в пространстве. Это позволяет выделить поле проводника и найти его параметр.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАИМЕНЬШЕГО ПОКАЗАТЕЛЯ ЭКСПОНЕНТЫ ПО ЧАСТОТНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ

Рассмотрим мнимую составляющую частотной характеристики $\text{Im } Z(\omega)$, которая обусловлена токами в проводящей сфере и отличается по фазе от первичного поля источника. При низких частотах, когда $\omega < b_k$, разделив числитель каждого члена выражения (11) на его знаменатель, после группирования членов с одинаковыми степенями получим разложение

$$\text{Im } Z(\omega) = \frac{M}{H_0} \left(\sum_{k=1}^{\infty} a_k \frac{\omega}{b_k} - \sum_{k=1}^{\infty} a_k \frac{\omega^3}{b_k^3} + \sum_{k=1}^{\infty} a_k \frac{\omega^5}{b_k^5} \dots \right). \quad (12)$$

Проанализируем суммы, поставленные в скобках, с учетом, что и $b_k < b_{k+1}$. В первой сумме коэффициент разложения a_k умножен на величину ω/b_k , убывающую с увеличением номера, во второй сумме — на ω^3/b_k^3 , который убывает еще быстрее, и т. д. В каждой последующей сумме доля первого члена будет возрастать и, начиная с некоторой суммы, получим частные суммы

$$\sigma_n = \sum_{k=1}^{\infty} a_k \frac{\omega^n}{b_k^n} \approx a_1 \frac{\omega^n}{b_1^n}; \quad \sigma_{n+1} \approx a_1 \frac{\omega^{n+2}}{b_1^{n+2}}. \quad (13)$$

Взяв отношение двух последующих членов из выражения (13), найдем b_1^2/ω^2 .

Таким образом, задача отыскания наименьшего показателя экспоненты может быть сведена к отысканию коэффициентов разложения частотной характеристики в ряд по степеням ω , что выполнимо, если имеется несколько измерений $\text{Im } Z(\omega)$ при различных частотах.

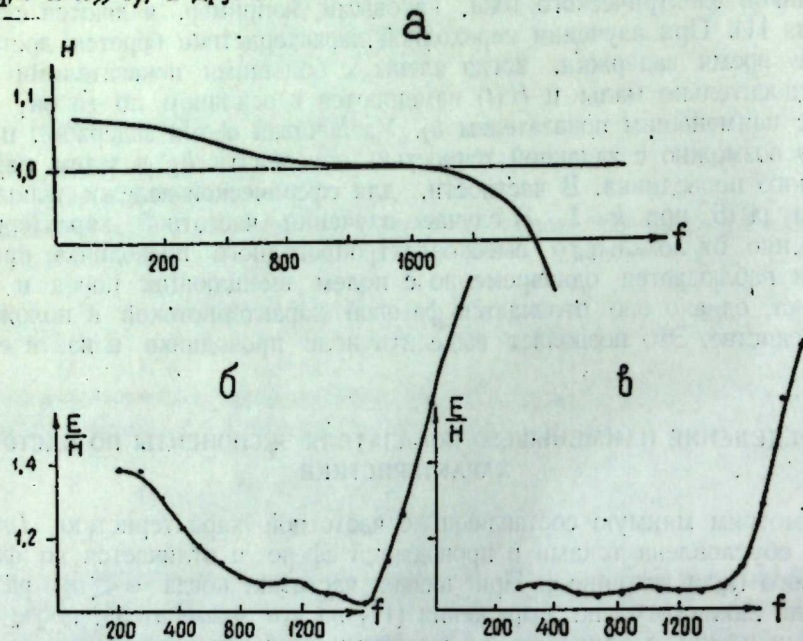
В связи со сказанным интересно оценить возможности индуктивной двухчастотной электроразведки. В этом методе измерения выполняются на двух частотах, близких к оптимальной частоте искомого высокоэлектропроводного объекта, но значительно более низких, чем оптимальная частота

наносов. Определяемым параметром является разность частных от деления напряжений на частоту.

Согласно выражению (10), разность напряжений будет пропорциональна величине

$$\frac{U_1}{\omega_1} - \frac{U_2}{\omega_2} = j \sum_{k=1}^{\infty} a_k \left(\frac{1}{b_k + j\omega_1} - \frac{1}{b_k + j\omega_2} \right). \quad (14)$$

Выберем две частоты так, чтобы одна из них была предельно низкой ($\omega_1 = b_1/n$ и $n \gg 1$), а другая больше оптимальной частоты объекта (в нашем



Частотные характеристики.

а — в присутствии двух кольцевых объектов; б — вблизи рудной залежи; в — вдали от рудной залежи.

случае $\omega_{\text{опт}} = b_1$), но ниже оптимальной частоты наносов ($b_1 < \omega_2 < b_2, b_3, \dots$). При этом условии разность будет равна

$$\frac{U_1}{\omega_1} - \frac{U_2}{\omega_2} = j \frac{a_1}{b_1} - \sum_{k=1}^{\infty} a_k \frac{b_{1,m}}{b_k^2 + j b_k b_{1,m}}. \quad (15)$$

В найденной разности доля членов с высокими значениями постоянной b_k уменьшилась примерно обратно пропорционально квадрату величины b_k/b_1 . Мнимая часть убывает еще быстрее, примерно обратно пропорционально указанному отношению в кубе. Отсюда видно, что двухчастотная аппаратура существенно повышает чувствительность методов к медленно затухающим процессам, которые чаще всего связаны с полями в высокоэлектропроводных объектах.

Возможен также графический способ определения b_1 , основанный на характерных особенностях частотной кривой. Теоретически эти особенности могут быть изучены путем суммирования выражения (11) при различных соотношениях a_k, b_k . Очевидно, они будут подобны и для действительной составляющей и для модуля.

На рисунке, а приведена аномальная частотная кривая $\text{Im } Z(\omega)$ для случая обнаружения в переменном поле двух геометрически одинаковых

кольцевых объектов, поле каждого из которых может быть представлено одной экспонентой (без учета взаимного влияния). Проводимость материала первого из объектов в 100 раз больше проводимости второго кольцевого объекта, а максимальная аномалия от первого в 1000 раз меньше, чем от второго (например, в случае малых размеров, один из них дальше от точки измерений в 10 раз). В области низких частот около оптимальной частоты первого кольца $f \approx 400$ (см. рисунок, а) отмечается характерное искажение частотной характеристики, составляющее около 10% суммарного поля. Таким образом, в данном случае наличие «низкочастотной» аномалии обнаруживается по частотной характеристике без разложения функции в ряд. Оптимальной можно считать частоту, при которой добавочная аномалия уменьшается вдвое. В данном примере это соответствует частоте 400 гц; отсюда находится показатель экспоненты $b_1 = 2\pi \cdot 400 \text{ сек}^{-1}$.

В рассмотренном случае двум экспонентам соответствует частотная кривая с двумя ступенями. При большем числе близких параметров тел частотные характеристики будут сложнее и, вероятно, смогут быть интерпретированы с применением палеток.

Указанная выше ступенчатость частотной характеристики обнаруживается при полевых наблюдениях в районе рудных месторождений. На рисунке, б приведена кривая отношения малой оси эллипса поляризации магнитного поля к электрической составляющей поля магнитного диполя, полученная над электрически слепой залежью в северо-западной части месторождения им. XIX Партсъезда. На фоне интенсивного поля наносов при частотах ниже 500 гц отмечается добавочная низкочастотная аномалия, связанная с рудной залежью; по абсолютной величине эта аномалия много меньше изменений поля, обусловленных колебаниями мощности наносов вдоль профиля, но выделяется благодаря характерной «ступенчатости» частотной кривой. При удалении от рудной залежи низкочастотная аномалия исчезает (рисунок, в). Количественная оценка аномалий, наблюдаемых на переходных и частотных характеристиках, может быть дана на основании полученных выше выражений. При равной интенсивности источника поля коэффициенты в разложениях (8) и (11) одинаковы. Отсюда следует, что чувствительность аппаратуры, необходимая для фиксации переходных и частотных характеристик, должна быть одинакова, хотя измеряемые величины различны. Начало переходного процесса характеризуется очень большими значениями вторичного поля, а окончание — величинами одного порядка и меньшими, чем те, которые наблюдаются при изучении частотных характеристик.

Из изложенного выше следует, что принципиально оба способа изучения электромагнитного поля равноценны как в смысле количества получаемой информации, так и в смысле основных требований к аппаратуре. Однако при наличии посторонних электромагнитных полей (помех) эффективность двух рассмотренных методик становится различной в связи с разной помехоустойчивостью применяемой аппаратуры.

3. ТОЧНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИ НАЛИЧИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОМЕХ

Оценим величину погрешности построения характеристик в случае «шумового» характера помех, когда их интенсивность равномерно распределена по частотному диапазону. Примем, что при наблюдении частотных характеристик используется частотноизбирательный приемник с полосой пропускания Ω_1 гц, показывающий эффективное значение входного напряжения, а для снятия переходных характеристик — широкополосная аппаратура (от 0 до Ω_2 гц).

Известно, что среднее эффективное значение суммы колебаний с различной частотой равно

$$E_{эф} = \sqrt{E_{эф1}^2 + E_{эф2}^2 + \dots} \quad (16)$$

При непрерывном заполнении помехами частотного диапазона эффективное значение измеренного напряжения помехи составит величину

$$E_{эф.п} = \sqrt{\int_{\omega_p - \frac{\Omega_1}{2}}^{\omega_p + \frac{\Omega_1}{2}} \epsilon_n^2 d\omega} \approx \epsilon_n \sqrt{\Omega_1} \quad (17)$$

где ϵ_n — плотность напряженности помехи на единицу частоты;
 ω_p — рабочая частота.

При одновременном попадании на вход приемника «помехи» и «полезного» сигнала прибор покажет

$$E_{эф} = \sqrt{E_p^2 + \epsilon_n^2 \Omega_1} \quad (18)$$

где E_p — напряженность рабочей частоты.

Таким образом, измеренное напряжение будет завышено

$$E_{эф} \approx E_p + \frac{\epsilon_n^2 \Omega_1}{2E_p} \quad (19)$$

Истинное значение рабочего сигнала определяется по формуле (18) при измерении напряженности поля помех при выключенном источнике поля.

Среднеквадратичная ошибка наблюдаемой кривой переходного процесса ΔE может быть найдена по теории вероятности в предположении, что амплитуда и фаза колебаний поля помех представляет случайную величину

$$\Delta E = \sqrt{\int_0^{\Omega_1} \epsilon_n^2 d\omega} = \epsilon_n \sqrt{\Omega_1} \quad (20)$$

Применив систему n -кратного накопления сигнала в приемнике, получим среднеарифметическое n измерений с погрешностью

$$\Delta E_n = \frac{\epsilon_n \sqrt{\Omega_1}}{\sqrt{n-1}} \quad (21)$$

Ввиду того, что переходная характеристика фиксирует мгновенные значения поля, величины погрешности и полезного сигнала суммируются алгебраически

$$E = E_p \pm \Delta E_n \quad (22)$$

Возможно и другое распределение помех по частотному диапазону; например, напряженность поля теллурических токов изменяется примерно обратно пропорционально частоте. Такое же распределение шумов по частоте должно быть принято при оценке влияния внутренних шумов аппаратуры при низких частотах за счет мерцания катода электронных ламп или шумов полупроводниковых триодов. Суммарное напряжение помех в этом случае пропорционально логарифму отношения граничных частот, т. е. сохраняется прямая зависимость величины погрешности измерений от ширины полосы пропускаемых частот. Обычно полоса пропускаемых частот в частотноизбирательном приемнике в несколько сот раз меньше полосы ча-

стот, пропускаемых аппаратурой для изучения переходной характеристики, поэтому помехоустойчивость первого приемника, как это следует из сравнения выражений (19) и (22), будет в десятки раз выше, чем во втором случае.

Переходная характеристика изучается для определения составляющих разложения по экспонентам, поэтому, несмотря на большие значения измеряемых в начальной стадии величин, погрешность измерений должна быть малой по сравнению с амплитудой каждой экспоненты, т. е. за рабочее напряжение в формуле (22) принимаются величины одного порядка, как и при изучении частотных характеристик.

О величине шумов в аппаратуре можно судить по следующим цифрам. При полосе пропускания частот 2—3 гц внутренние шумы лампового вольтметра на частотах звукового диапазона — не больше 0,1 мкв. Основным видом помех в поле, вдали от промышленных установок, являются теллурические токи, электрический вектор которых на частоте 300 гц при указанной ширине полосы пропускания частот имеет величину порядка единицы микровольт на метр летом, а зимой — в 5—20 раз меньше.

4. ВЛИЯНИЕ ВЫЗВАННЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОМЕХ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Возможности рассматриваемых методов ограничиваются также влиянием электрохимических процессов, возникающих под действием индуцированного в горных породах тока. Вызванные потенциалы, возникающие при этом, обеспечивают часть вторичного тока в горных породах после выключения источника, а при синусоидальном возбуждении создают дополнительное сопротивление горных пород, которое изменяется с частотой. Обычно рудовмещающие горные породы имеют фоновую поляризуемость порядка 2%, что создает на переменном токе частотную аномалию того же порядка по отношению к полю вмещающих пород.

Характер аномалии вызванных потенциалов обратный по отношению к индукционным. Удельное сопротивление поляризующихся пород уменьшается с повышением частоты, и аномальное поле сдвинуто по отношению к возбуждающему полю на некоторый отрицательный угол, т. е. кажущееся удельное сопротивление пород имеет емкостный характер. Поле токов и магнитное поле, связанное с вызванными потенциалами, направлены навстречу индукционному. Переходная характеристика в конечной стадии под воздействием вызванных потенциалов должна пересечь линию нулевых значений поля. В результате частотная и переходная характеристики при наблюдении слабых аномалий будут иметь сложный характер и истолкование их будет затруднительным.

Если параметр искомого высокопроводного объекта больше соответствующего параметра наносов и вмещающих пород и поле в наносах в 10 раз более интенсивно, чем от токов в коренных породах, то минимально различимая аномалия от искомого объекта будет порядка 0,1% по отношению к суммарному вторичному полю.

При изучении переходных характеристик от сферы в присутствии покрывающего проводника (имитирующего наносы) было замечено [1], что в этом случае увеличивается продолжительность переходного процесса в сфере, и фиксируемая аномалия возрастает.

Из рассмотренных выражений (8) и (9) следует, что увеличение аномалии при тех же условиях будет наблюдаться и при гармоническом возбуждении поля, но ее относительное значение, ввиду сильного влияния наносов, будет небольшим. Для того чтобы зафиксировать аномалию, необходимы более низкие частоты возбуждения и высокая относительная точность из-

мерения частотной характеристики. Этим объясняется, в частности, малая эффективность методики, основанной на измерении распределения поля на одной частоте (метод АФИ), так как фиксируется, главным образом, изменение мощности наносов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из связи частотных и переходных характеристик следует принципиально одинаковая разрешающая способность методов электроразведки, использующих установившиеся и не установившиеся переменные поля. Отмеченное иногда различие объясняется либо различной точностью измерений, либо выбором для измерений неравноценных параметров. В частности, постоянная затухания поздней стадии переходного процесса равна оптимальной частоте низкочастотного возмущения гармонического электромагнитного поля.

Практическое осуществление измерений переходной характеристики сопряжено с большим влиянием помех, так как помехоустойчивость аппаратуры для наблюдения переходных процессов значительно ниже, чем для частотной аппаратуры. По этой причине изучение частотных характеристик предпочтительнее.

Наибольшая производительность площадных исследований в целях поисков высокопроводящих рудных тел может быть получена с использованием двухчастотных измерений. Методы, использующие одночастотные измерения для той же цели, малоэффективны и не могут быть рекомендованы даже для предварительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В. Ф. Разработка электрической разведки колчеданных руд методом переходных процессов применительно к электрическим условиям Южного Урала. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. техн. наук. М., 1962 (хранится в библиотеке им. Ленина).
2. Давильковский М. А. Задача о шаре, помещенном в однородное переменное магнитное или электрическое поле. ЖТФ, 1939, т. 9, вып. 5.

И. И. КОНОНЕНКО

ПОЛЕ ПОГРУЖЕННОГО ИСТОЧНИКА ТОКА В СЛОИСТОЙ СРЕДЕ

На основании вычислений охарактеризовано поле погруженного источника тока в двухслойной и трехслойной средах для соотношений удельных электрических сопротивлений, близких к условиям колчеданных месторождений Урала.

Геоэлектрические разрезы колчеданных месторождений Урала характеризуются сложным строением и включают локальные неоднородности и слои значительной протяженности с различным удельным электрическим сопротивлением. В первом приближении разрезы или их части можно представить в виде двухслойной или трехслойной сред, в которых возможно вычислить распределение потенциала поля точечного источника. Тем самым станет возможным при скважинных исследованиях на фоне общего искажения поля выделять аномалии от локальных неоднородностей (рудных тел). Вычисления потенциала поля источника тока выполнены для различного сопротивления слоев, выбранных в соответствии с геоэлектрическими условиями колчеданных месторождений.

Двухслойная среда. Рассмотрим изотропную среду с удельным электрическим сопротивлением ρ_2 , перекрытую горизонтальным слоем мощностью h_1 с удельным электрическим сопротивлением ρ_1 . Точечный источник тока расположим в среде ρ_1 на некоторой глубине Z_0 . Поскольку рассматриваемая среда симметрична относительно вертикальной оси, воспользуемся цилиндрической системой координат. Начало координат совместим с источником тока. Ось Z направим вертикально вверх. Потенциал источника тока в любой точке полупространства находим методом многократных отражений [1]:

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{4\pi} \left\{ \frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} + \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{k_{12}^n}{[r^2 + (2nh_1 - 2d + z)^2]^{1/2}} + \frac{k_{12}^{n-1}}{[r^2 + (2(n-1)h_1 + 2d - z)^2]^{1/2}} + \frac{k_{12}^n}{[r^2 + (2nh_1 - z)^2]^{1/2}} + \frac{k_{12}^n}{[r^2 + (2nh_1 + z)^2]^{1/2}} \right] \right\}; \quad (1)$$

$$U_2 = \frac{\rho_2 I}{4\pi} (1 - k_{12}) \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \frac{k_{12}^n}{[r^2 + (2nh_1 - z)^2]^{1/2}} + \frac{k_{12}^n}{[r^2 + (2nh_1 + 2d - z)^2]^{1/2}} \right\}, \quad (2)$$

где U_1 — потенциал источника тока в среде ρ_1 , U_2 — в среде ρ_2 ;
 I — сила тока, питающего точечный источник;

$k_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$ — коэффициент отражения;

h_1 — мощность слоя ρ_1 ;

d — глубина источника тока от дневной поверхности;

r — расстояние между источником тока и профилем наблюдений (скважиной).

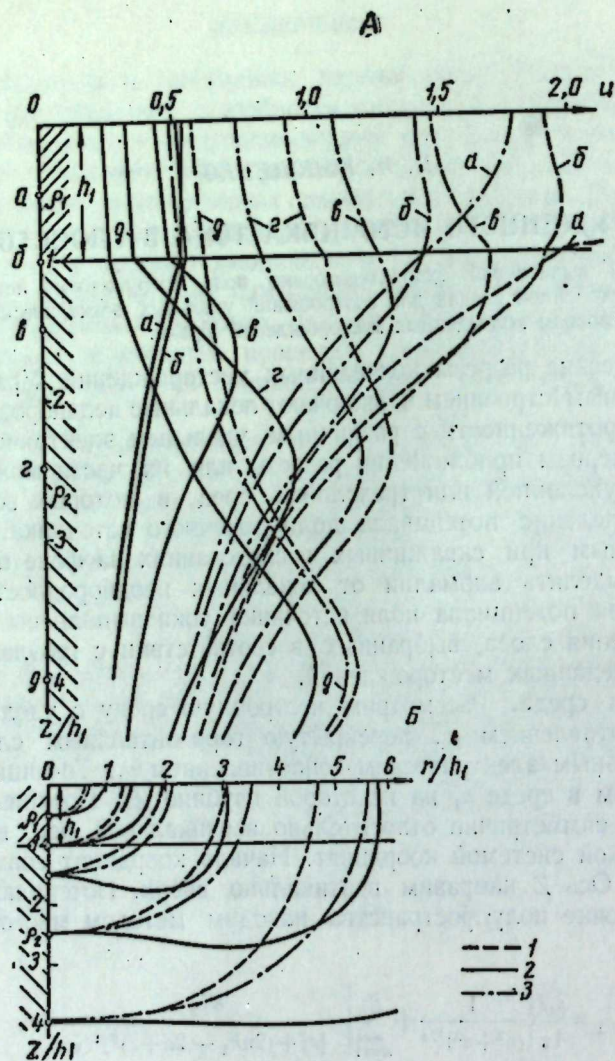


Рис. 1. Поле точечного источника тока в двухслойной среде.

А — кривые потенциала по вертикальным скважинам. Расстояние между источником и скважиной $r = h_1$; буквенные обозначения (а, б, в, г, д) на кривых потенциала соответствуют обозначениям положения источника тока, для которого кривая вычислена. Б — линии максимальных значений потенциала (нулевых значений градиента) для вертикальных скважин.

Двухслойная среда: 1 — $\rho_1 = 9\rho_2$; 2 — $\rho_1 = 1/9\rho_2$; 3 — изотропная среда.

При расположении источника тока в среде ρ_2 потенциал выражен

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{4\pi} (1 + k_{12}) \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \frac{k_{12}^n}{[r^2 + (2nh_1 + z)^2]^{1/2}} + \frac{k_{12}^n}{[r^2 + [2(n+1)h_1 + 2(d - h_1) - z]^2]^{1/2}} \right\}, \quad (3)$$

$$U_2 = \frac{\rho_2 I}{4\pi} \left\{ \frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} - \frac{k_{12}}{[r^2 + [2(d - h_1) - z]^2]^{1/2}} + (1 - k_{12}^2) \sum_{n=0}^{\infty} \frac{k_{12}^n}{[r^2 + [2(n+1)h_1 + 2(d - h_1) - z]^2]^{1/2}} \right\}. \quad (4)$$

Для оценки влияния верхнего слоя ρ_1 на результаты измерений в скважинах при изменении положения источника тока относительно границы

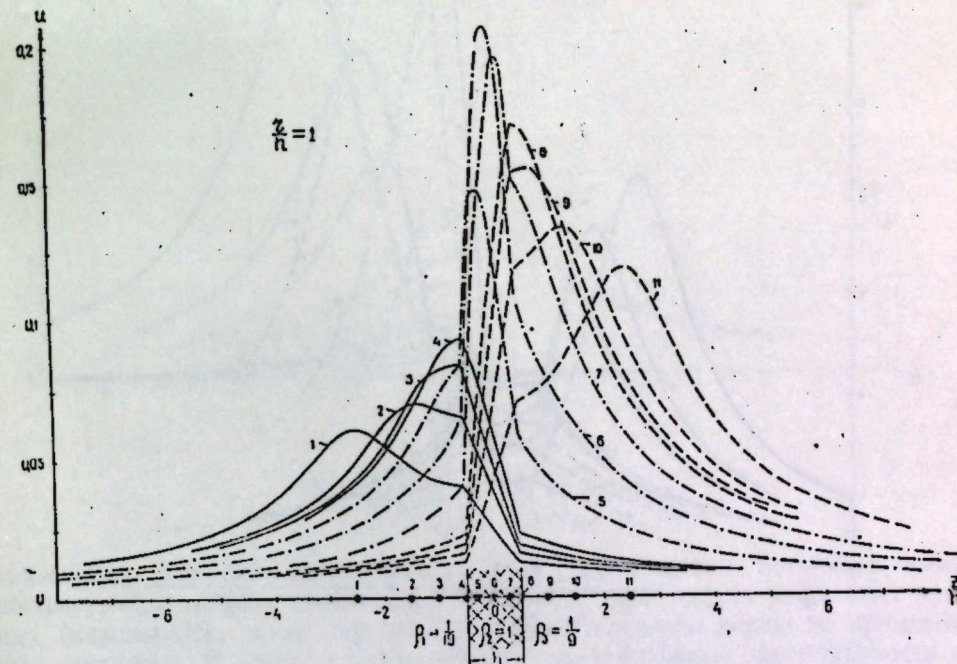


Рис. 2. Кривые потенциала в трехслойной среде по скважине, расположенной на расстоянии, равном мощности пласта ($r/h_1 = 1$), от источника тока при различных его положениях

$$\rho_1 = \frac{1}{9}\rho_2; \rho_2 = 1; \rho_3 = \frac{1}{9}\rho_2.$$

Цифрами обозначены различные положения источника тока и, соответственно, вычисленные для них кривые потенциала.

раздела между средами по приведенным формулам вычислены кривые потенциала для различных r и соотношений ρ_1/ρ_2 . Часть вычисленных кривых потенциала в качестве примера приведена на рис. 1, А. При расчетах в формулах учитывалось такое количество членов ряда, при котором дальнейшее увеличение их числа практически не изменяет суммы ряда.

Не останавливаясь на детальном описании кривых потенциала в двухслойной среде, кратко отметим основное отличие их от соответствующих кривых в изотропной среде. Для фиксированных положений источника тока по сравнению с изотропной средой в двухслойной среде значения потенциала меньше, если $\rho_1 < \rho_2$ и, наоборот, больше при обратном соотношении сопротивлений сред $\rho_1 > \rho_2$. По мере погружения источника тока

на большую глубину значение потенциала в максимуме по одной и той же скважине увеличивается при $\rho_1 < \rho_2$ и уменьшается, если $\rho_1 > \rho_2$. На границе раздела сред кривые потенциала претерпевают излом.

В верхнем слое значения потенциала изменяются мало, если $\rho_1 < \rho_2$, и резко при $\rho_1 > \rho_2$, особенно в случае расположения источника в этом слое или вблизи него.

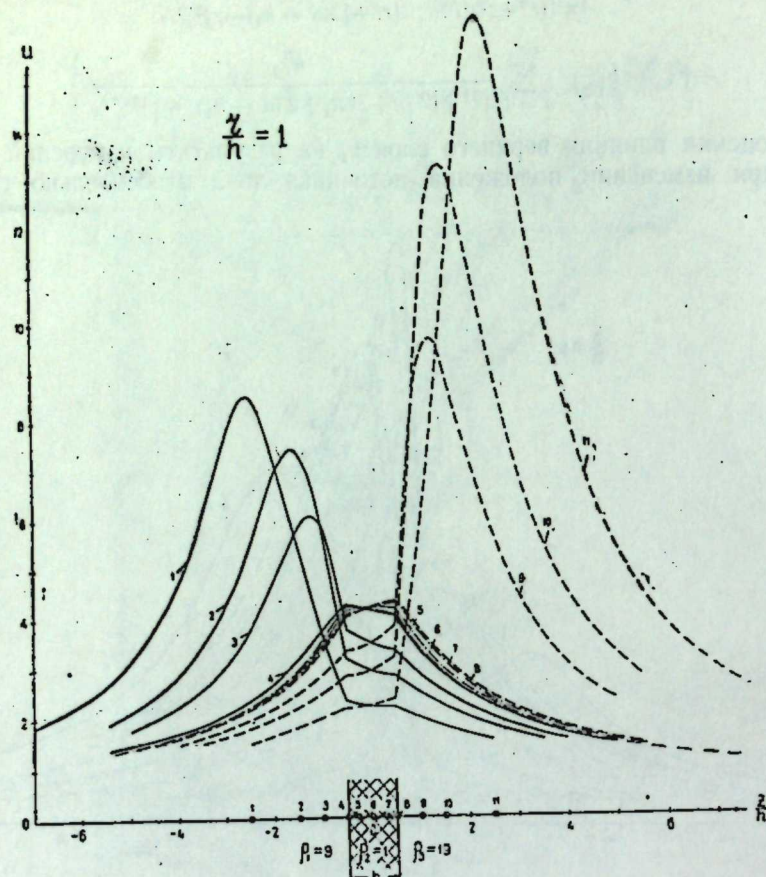


Рис. 3. То же, что на рис. 2.
 $\rho_1 = 9$; $\rho_2 = 1$; $\rho_3 = 19$.

На изучении особенностей кривых потенциала, в частности положения точек максимумов, основан наиболее распространенный способ интерпретации скважинных наблюдений. На рис. 1, Б приведены кривые максимальных значений потенциала для вертикальных скважин в двухслойной и изотропной средах при различных положениях источника тока. Отклонение кривых максимальных потенциалов в двухслойной среде от соответствующих кривых в изотропной среде обусловлено влиянием верхнего слоя. Кривые максимальных значений потенциала для двухслойной среды располагаются выше, если $\rho_1 > \rho_2$, или ниже, если $\rho_1 < \rho_2$ соответствующих кривых в изотропной среде, т. е. максимум потенциала смещается по направлению к среде с большим удельным электрическим сопротивлением. Смещение максимумов в общем подчинено закономерностям, описанным для контакта сред с различной электропроводностью [2], но в рассматриваемом случае дополнительно влияет граница раздела земля — воздух.

Трехслойная среда. Вычисления поля точечного источника тока в присутствии пласта конечной мощности, размещенного между безграничными средами с различной электропроводностью, выполнены по ранее приве-

денным в работе [3] формулам для скважин, секущих границы раздела сред под прямым углом. Поскольку рассматривается безграничная среда с осевой симметрией, в формулах проведена следующая замена: 2π на 4π , x на z , $y^2 + z_0^2$ на r^2 . Удельное электрическое сопротивление пласта ρ_2 принято равным единице. За единицу измерения расстояний принята мощность h пласта.

По приведенным на рис. 2—4 вычислениям представляется возможным проследить изменение поля точечного источника тока по одной и той же скважине ($\frac{r}{h} = 1$) с изменением положений источника относительно пласта при различных соотношениях удельного сопротивления сред ρ_1 и ρ_3 .

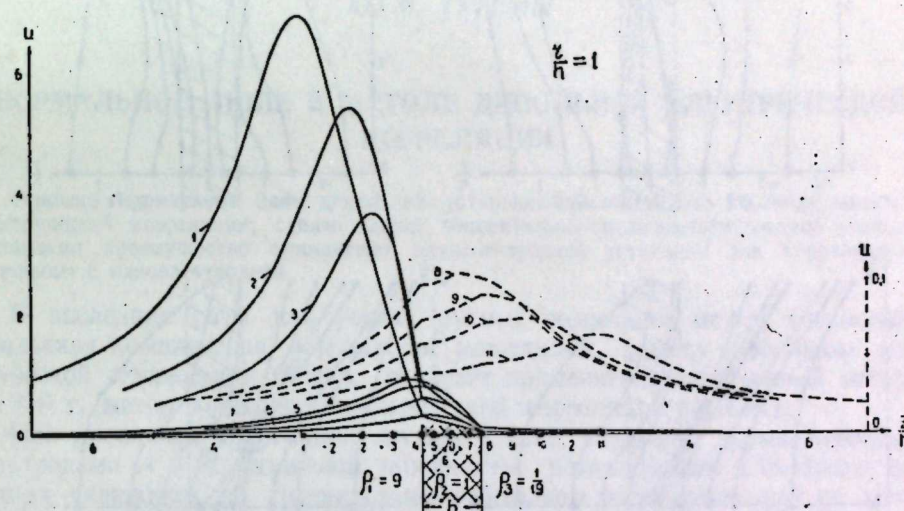


Рис. 4. То же, что на рис. 2.
 $\rho_1 = 9$; $\rho_2 = 1$; $\rho_3 = 1/19$.

Изменения значений потенциала по мере перемещения источника тока, конфигурация кривых потенциала, положение характерных точек этих кривых (максимумов, точек перегиба и излома) наглядно видны на приведенных рисунках. В связи с этим отметим лишь основные закономерности и особенности изменения поля.

Значения потенциала увеличиваются по мере приближения источника тока к среде с большим удельным электрическим сопротивлением ρ , достигают наибольшей величины, если точечный источник тока расположен в этой среде и, наоборот, уменьшаются при приближении источника тока к среде с меньшим ρ до минимальных значений, если источник располагается в последней. При фиксированном положении источника тока значения потенциала в средах с различным удельным сопротивлением увеличиваются или уменьшаются пропорционально величине сопротивления сред. При большем удельном сопротивлении пласта по сравнению с границами с ним средами ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) в пределах пласта отмечается резкий спад кривых потенциала, что соответствует большим значениям градиента потенциала (см. рис. 2). Если же $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, кривые потенциала над пластом выполаживаются и тем больше, чем больше разница удельного сопротивления сред (см. рис. 3).

На границах раздела сред отмечается излом кривых потенциала. Точки с максимальными значениями потенциала не совпадают с проекцией источника тока на профиль наблюдений, как это имеет место для однородной среды. Положение максимумов потенциала для рассчитанных случаев

показано на рис. 5. Как и для контакта двух сред, точки максимумов смещаются относительно проекции источника тока на профиль наблюдений в сторону среды с большим ρ . Вследствие же наличия двух границ раздела смещение точек максимальных значений потенциала происходит по более сложной закономерности, так как степень влияния каждой из сред проявляется по-разному в зависимости от положения источника тока и расстояния между источником и профилем наблюдений.

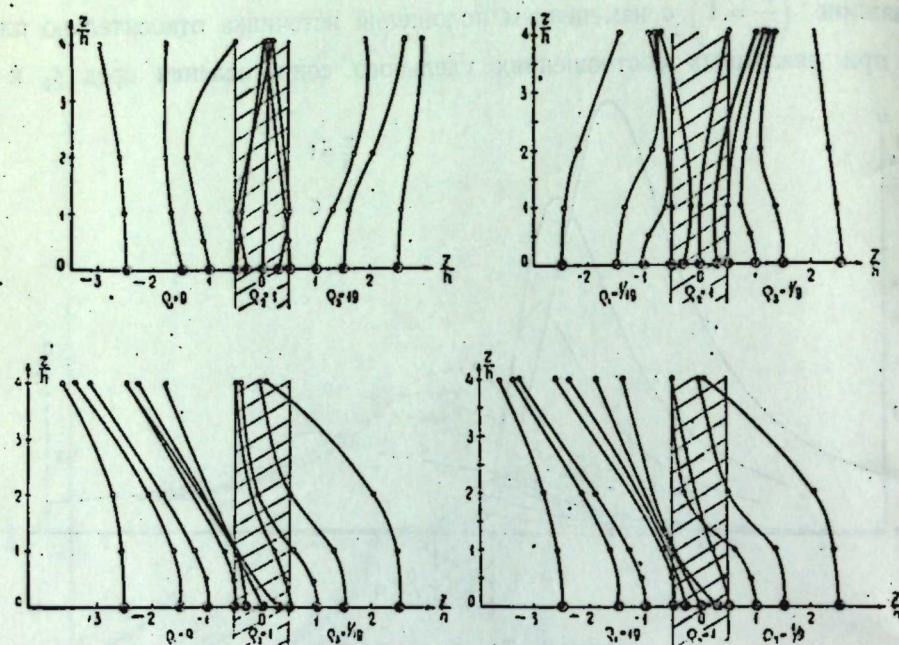


Рис. 5. Кривые, характеризующие положение максимумов потенциала в трехслойной среде с изменением расстояния между профилем и источником тока для различных положений источника и соотношений удельного электрического сопротивления сред.

Использование приведенных в работе вычислений поля источника тока в двухслойной и трехслойной средах с учетом типичных геоэлектрических условий колчеданных месторождений Урала позволит повысить достоверность интерпретации скважинных наблюдений методом заряда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурсиан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Ч. 1. Л.—М.: Изд-во техн.-теор. лит., 1933.
2. Кононенко И. И., Родионов П. Ф. Поле точечного источника тока, расположенного на глубине в двухслойной среде с вертикальным контактом. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Свердловск, 1962.
3. Кононенко И. И., Родионов П. Ф. Поле точечного источника, расположенного на глубине в присутствии вертикального пласта. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Свердловск, 1962.
4. Редозубов А. А. Оценка влияния мешающих факторов на результаты наблюдений по методу погруженных электродов. В сб.: «Разведочная геофизика». Труды Свердловского горного ин-та, вып. 41, Свердловск, 1962.
5. Фокин А. Ф. Поле точечного источника тока и заряженного проводника на плоской дневной поверхности в случае неоднородной среды. «Новое в методике и технике геологоразведочных работ». Труды ВИТР, сб. 3, М., Госгеолтехиздат, 1961.

Ю. М. ГУРЕВИЧ

НОРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ В МЕТОДЕ ДИПОЛЬНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Описано нормальное поле дипольной установки применительно к методу дипольной электрической корреляции; сделан вывод относительно оптимального размера установки и показано преимущество применения двухэлектродной установки для корреляции по сравнению с одноэлектродной.

В последние годы для увязки рудных подсечений между скважинами Уральская комплексная каротажная экспедиция, наряду с методом электрической корреляции (МЭК), начинает применять предложенный автором в 1959 г. метод дипольной электрической корреляции (МДЭК).

При дипольной корреляции изучается поле, созданное двумя точечными электродами A и B различной полярности, помещенными в скважину (зарядная скважина) на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга. Расстояние между электродами AB называется размером дипольной установки. Если электрод B относят на «бесконечность», т. е. на такое расстояние, что его действие на измеряемое поле становится ничтожно малым, то получается установка, используемая в методе электрической корреляции.

Электрическое поле двух точечных заземлений A и B , присоединенных к различным полюсам источника электрического тока, в однородной изотропной среде выражается формулой

$$U = \frac{\rho I}{4\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right), \quad (1)$$

где ρ — удельное электрическое сопротивление среды;

I — сила тока, стекающего с заземлений;

AM , BM — расстояния от заземлений A и B до точки наблюдения M .

Изучение поля вблизи одного из электродов A , т. е. применение питающей установки размером, значительно большим расстояния AM ($BM \gg AM$), приводит к упрощению формулы (1)

$$U = \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{1}{AM}. \quad (2)$$

Относительная погрешность P , если не учесть влияние второго электрода, может быть вычислена по формуле

$$P = \frac{1}{1 - \sqrt{1 + \frac{AB^2}{AM^2} - 2 \frac{AB}{AM} \cos \varphi}}, \quad (3)$$

где φ — угол между AM и AB .

Если размер дипольной установки значительно меньше расстояния от электродов A и B до измерительного электрода, то формула (1) после несложных преобразований принимает вид

где OM — расстояние от середины отрезка AB до измерительного электрода M ;

Формула (4) приближенная. Относительная погрешность при вычислениях по ней равна

При $OM=4 AB$ относительная погрешность не превышает 0,06. Следовательно, для точек, удаленных от диполя на расстояние больше $4AB$, вычисления можно проводить по формуле (4).

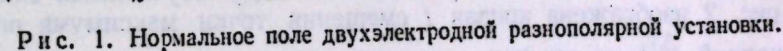
$$\frac{1}{AM} \text{ (при } AM < 0,05AB) \approx \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \approx \frac{AB \cdot \cos \theta}{OM^2 \text{ (при } OM > 4AB)}$$

Для метода дипольной электрической корреляции основное значение имеет изучение поля в плоскости, проходящей через ось дипольной установки. Вид поля в изолиниях потенциала в одной четверти плоскости изображен на рис. 1. Радиальные линии на рисунке являются геометрическими местами точек максимумов потенциальных кривых по профилям, проходящим под различными углами к оси диполя. Уравнение этих линий в прямоугольной системе координат (X, Y) для точек, удаленных от середины диполя на расстояние больше $4AB$, имеет вид

где ψ — угол между горизонтальной осью X и профилем наблюдения.

Уравнение линий геометрического места точек максимумов кривых нормального поля, описываемого уравнением (2), имеет вид

150



Выражения (6) и (7) являются уравнениями прямых линий с угловыми коэффициентами, соответственно

$$k_1 = -\frac{3 \operatorname{ctg} \varphi + \sqrt{9 \operatorname{ctg}^2 \varphi + 8}}{4}, \quad (8)$$

$$k_2 = -\operatorname{ctg} \psi. \quad (9)$$

Переход от зависимости (7) к (6) происходит по кривой, уравнение которой трудно разрешимо, за исключением случая $\psi=0$, когда линия геометрического места точек совпадает с осью Y .

Если менять размер диполя, отодвигая электрод B от A , то кривая нормального поля на профиле наблюдения будет изменяться. Точка максимума кривой будет перемещаться при малых размерах диполя пропорционально $\frac{AB}{2}$ — см. формулу (6), затем ее перемещение произойдет по более сложной зависимости, а при AB , стремящемся к бесконечности, будет оставаться на месте — см. формулу (7).

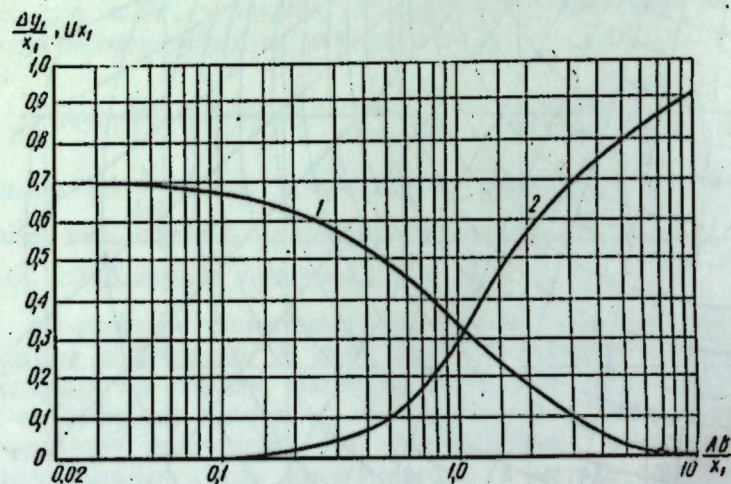


Рис. 2. Зависимость амплитуды и смещения точки максимумов нормальных дипольных кривых от размера диполя.

Поле изменится еще значительно, если электрод B расположить по другую сторону от электрода A . Таким образом, если заземлять электрод A в рудном теле, а электрод B во вмещающих породах выше и ниже электрода A , то, ввиду изменения нормального поля, произойдет усиление или ослабление влияния тел, расположенных между скважинами. В возможности регулирования поля, надо считать, заключается преимущество дипольной корреляции перед методом электрической корреляции.

Представляет интерес рассмотрение вопроса о выборе размера дипольной установки в зависимости от расстояния между изучаемыми скважинами. На рис. 2 изображена кривая 1 смещения точки максимума потенциальной кривой $\frac{\Delta y_1}{x_1}$ на профиле, параллельном оси диполя, в зависимости от размера диполя $\frac{AB}{x_1}$ (x_1 — расстояние между диполем и профилем наблюдения). Из графика следует, что смещение максимально и равно 0,7 при малых размерах диполя (начиная с $\frac{AB}{x_1}=0,02$) и уменьшается до нуля при увеличении расстояния между электродами A, B до $10x_1$. Применение

диполя размером, равным x_1 , приведет к смещению экстремума наполовину от максимального и составит примерно 0,33

На рис. 2 приведена также кривая 2 зависимости амплитуды нормальной дипольной кривой от размера диполя, вычисленная по формуле

$$U \cdot x_1 = 1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{AB^2}{x_1^2} + 2 \frac{AB}{x_1} \cdot \cos \theta}}, \quad (10)$$

при $\cos \theta = 0$;

θ — угол между направлениями AB и AM .

По горизонтальной оси отложен относительный размер дипольной установки $\frac{AB}{x_1}$, по вертикальной Ux_1 . Величина Ux_1 не зависит от расстояния между диполем и профилем наблюдения, а показывает, какую часть составляет величина потенциала дипольной установки по сравнению с величиной потенциала одноэлектродной установки. При размерах дипольной установки до $AB=x_1$ величина потенциала почти пропорциональна расстоянию AB (4). Дальнейшее увеличение размера диполя приводит к более медленному увеличению потенциала, который затем стремится к пределу, равному $\frac{1}{AM}$. Если $\frac{AB}{x_1}$ изменять от 0,5 до 1, то величины измеряемых разностей потенциалов дипольной установки будут составлять 0,1—0,3 величины потенциала при одноэлектродной установке. Таким образом, сравнивая две кривые, видим, что оптимальные размеры дипольной установки находятся между $0,4x_1$ и x_1 , причем изменение размера установки в этих пределах не приведет к существенному изменению конфигурации нормального поля.

Выбор размера дипольной установки будет зависеть также и от параметров изучаемого рудного тела. Однако этот вопрос требует отдельного рассмотрения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альпин Л. М. Теория дипольных зондирований. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.

П. Ф. РОДИОНОВ, А. Г. КРАСНОБАЕВА

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Охарактеризованы основные особенности геоэлектрического строения колчеданных месторождений Урала и дана классификация месторождений по степени связи рудных зон с проводящими породами коры выветривания.

ВВЕДЕНИЕ

В многолетней практике электроразведки колчеданных месторождений Урала зафиксировано немало примеров неудачного выбора методов и ошибок при интерпретации наблюдений из-за незнания или недоучета особенностей геоэлектрического строения месторождений. Все это, естественно, снижало геологическую эффективность электроразведки. Например, только незнанием одной из основных особенностей геоэлектрического строения рудных зон — залегания большинства рудных тел в контакте пород высокой и низкой электропроводности, — можно объяснить предложение использовать метод комбинированного профилирования для поисков глубинных колчеданных тел. По этой причине закономерными оказались результаты полевых работ, показавшие непригодность указанного метода не только для поисков глубинных, но в некоторых случаях и неглубоко (≤ 40 м) залегающих рудных тел [7].

Несомненно примеры, когда при оценке методов электроразведки исходят из упрощенного, нередко неверного представления о геоэлектрическом строении колчеданных месторождений.

Без учета геологических и геоэлектрических особенностей колчеданных месторождений проверялись бурением только центральные части выявленных методами вызванной поляризации и металлометрией аномалий, расположенные в ядре брахискладки, в пределах которой на дневной поверхности обнажены минерализованные породы лежащего бока.

Опыт прошлых лет показал, что без знания особенностей геоэлектрического строения нельзя рассчитывать на успешную разработку методики поисков глубоких колчеданных месторождений. В связи с этим с 1952—1955 гг. началось систематическое изучение геоэлектрического строения колчеданных месторождений (Т. В. Дедышева, А. Н. Васильева, Е. М. Вишнякова, П. Ф. Родионов и др.) по данным вертикального электроразведывания и электропрофилирования [1, 7].

Детальное изучение геоэлектрического строения уральских колчеданных месторождений [10] проводится с 1958 г. сотрудниками Свердловского горного института (Г. П. Саковцев, А. К. Козырин, А. А. Редозубов, И. И. Бреднев и др.). При построении геоэлектрических разрезов используются преимущественно данные измерений удельного электрического сопротивления образцов пород.

По материалам электрокаротажа геофизиками Уральского геологического управления (1960—1962 гг.) построены геоэлектрические разрезы Султановского (М. Н. Столпнер), Маукского (Ю. М. Гуревич) и Валенторского (М. С. Ровинский) колчеданных месторождений.

В период 1958—1961 гг. сотрудниками лаборатории электрометрии Института геофизики Уральского филиала АН СССР изучено геоэлектрическое строение 22 типичных колчеданных месторождений и ряда сульфидных рудопоявлений. В исследованиях, кроме авторов данной работы, принимали участие младшие научные сотрудники Л. Н. Голубев, Б. В. Карманов, И. Ф. Таврин, Р. В. Улитин, А. А. Башмаков и лаборанты В. И. Михайлова, В. М. Рогачевских, В. А. Бузаева. Полевые исследования выполнялись совместно с работниками каротажных отрядов геологоразведочных и геофизических экспедиций Урала (Н. А. Жигало, Г. А. Лега, Б. И. Кобрин, И. Е. Редько, Р. А. Галимов и др.).

В статье изложены основные выводы, приведенные в отчете по лаборатории¹.

1. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Геоэлектрические разрезы, построенные по массовым материалам электрокаротажа, представлены или в виде контуров с определенным интер-

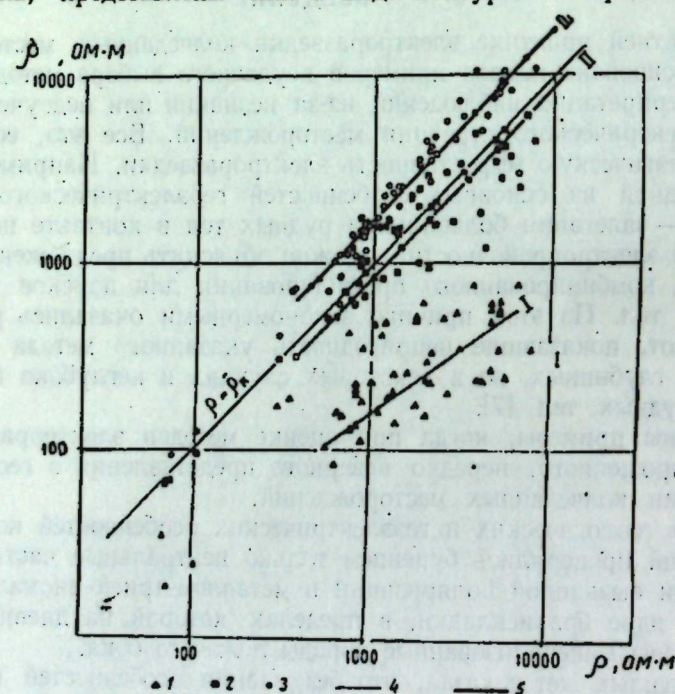


Рис. 1. Зависимость кажущегося и истинного удельного сопротивления от размера зонда.

1 — $AO = 0,5$ м; 2 — $AO = 2$ м; 3 — $AO = 4$ м; 4 — линия равных значений $\rho_a = \rho$; 5 — усредненное значение функции $\rho_a = f(\rho)$ для зондов: $AO = 0,5$ м; $AO = 2$ м; $AO = 4$ м.

валом кажущихся удельных сопротивлений, или в виде усредненных диаграмм кажущегося сопротивления (КС), нанесенных на геологические

¹ П. Ф. Родинон, Б. В. Карманов, И. И. Кононенко, А. Г. Краснобаева, Р. В. Улитин. Отчет по теме: «Изучение особенностей геоэлектрического строения рудных полей колчеданных месторождений Урала и разработка методики скважинных исследований с использованием электромагнитных полей», 1963 (Фонды Института геофизики УФАИ СССР).

разрезы вдоль проложения соответствующих скважин, принятого за ссы глубин.

На геоэлектрических разрезах указаны значения кажущегося удельного сопротивления, так как из-за недостатка систематических измерений удельного сопротивления бурового раствора и диаметра скважины при распределении истинного удельного сопротивления можно было внести значительную ошибку. Тем более, что на ряде месторождений каротаж проводился градиент-зондом размером 0,5 м, характеризующимся ограниченными возможностями в определении электрических свойств пород. Однако, как показывают данные бокового каротажного зондирования (БКЗ), в определенном интервале можно принять линейную зависимость между истинным ρ и кажущимся удельным сопротивлением ρ_a , согласно палетке Л. М. Альпина, приведенной в работе [12]. Например, на Майском месторождении соотношение между истинным и кажущимся удельным сопротивлением приближенно равно 0,75; 1,0; 1,25, соответственно, для интервалов 0—2500; 2500—3500; 3500—4500 ом·м.

В условиях Майского месторождения, где сопротивление ρ_0 бурового раствора равно 44—50 ом·м и диаметр скважины $d_0 = 0,11$ м, лишь в интервале 0—4500 ом·м можно оценить истинное удельное электрическое сопротивление пород, измеренное градиент-зондом размером 0,5 м.

При уменьшении ρ_0 или увеличении d_0 указанный интервал сужается и ограничивается значениями: например, 0—600 ом·м — на Дергамышском месторождении; 0—2500 ом·м — на месторождении Таш-Тау; 0—400 ом·м — на Маканском месторождении.

Данные бокового каротажного зондирования были использованы для установления степени проникновения бурового раствора в стенки скважины, для изучения зависимости между кажущимся и истинным сопротивлением, а также для выбора оптимального размера зонда, т. е. такого зонда, показания которого были бы наиболее близки к истинным в диапазоне сопротивлений пород, слагающих изучаемое месторождение.

На рис. 1 показана зависимость ρ_a от ρ для зондов размерами: $AO = 0,5$; $AO = 2$; $AO = 4$ м (Джусинское месторождение)¹. Подобранный известным способом линия II ($AO = 2$ м) наиболее близко подходит к линии равных значений $\rho_a = \rho$ в интервале 800—8000 ом·м, подтверждая тем самым правильность выбора стандартного зонда для данного месторождения. Наименьший разброс точек относительно усредненных линий наблюдается при пользовании зондом $AO = 4$ м, хотя им завышается истинное сопротивление.

Для определения наиболее вероятного значения ρ строились вариационные кривые по двум независимым параметрам: мощности и количеству слоев.

¹ По данным бокового каротажного зондирования определялось для пластов, мощность которых превышала 12 м.

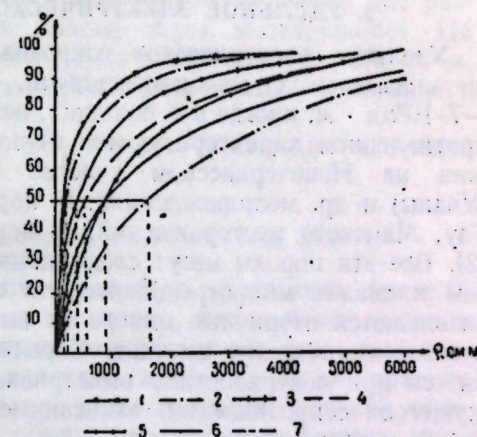


Рис. 2. Интегральные кривые распределения удельного электрического сопротивления пород Комсомольского месторождения.

1 — туф кератофира; 2 — породы спилитового ряда; 3 — туффит основного состава; 4 — серицит-кварцевая порода; 5 — спилитовые порфиры; 6 — кератофиры; 7 — кремнисто-глинистые сланцы.

Методика измерения удельного электрического сопротивления на 4-точечной установке с использованием электрометра СГ-1М была заимствована на кафедре рудной геофизики Свердловского горного института (А. А. Редозубов, И. И. Бреднев). Для измерений достаточно детально отбирался керн (в среднем через 2—5 м). После вымачивания образца в воде определялась средняя величина ρ по 5 измерениям.

Для электрической характеристики пород района месторождения строились вариационные кривые и кривые накопления частот (интегральные кривые рис. 2). По ним определялось среднее значение удельного электрического сопротивления пород и руд.

2. УДЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ПОРОД

Удельное электрическое сопротивление вулканогенных пород, условно называемых малоизмененными, колеблется в пределах $3 \cdot 10^3$ — $7 \cdot 10^3$ ом·м, иногда и в больших, независимо от их состава. Подобным сопротивлением характеризуются: а) породы, вскрытые большинством скважин на Новочеркасском участке (Гайский район), на Молодежном (Учалы) и др. месторождениях; б) породы надрудных толщ Гайского, Таш-Тау, Майского месторождений; в) породы месторождений Среднего Урала [2]. Все эти породы несут следы динамометаморфизма, выраженного в грубом кливаже, микротрещиноватости с отдельными зонами смятия; в них развиваются вторичные минералы: альбит, кварц, эпидот, хлорит, пренит, пумпелинит, гематит, серицит. Скрытая трещиноватость этих пород проявляется при поверхностном выветривании. По этой причине диаграммы кажущегося сопротивления, записанные в этой зоне, характеризуются глубиной изрезанностью.

В общем случае определить породу по данным электрокаротажа невозможно. Однако в конкретных условиях удается выделить метаморфические и малоизмененные жильные (независимо от состава) породы (месторождения Озерное, Молодежное), отдельные толщи, например, рудовмещающих и надрудных пород на Гайском, Комсомольском, им. XIX Партсъезда месторождениях. Разделение пород кислого и основного составов в ряде случаев будет возможно, если дополнительно производить магнитный каротаж высокой точности и использовать данные радиоактивного каротажа.

Удельное электрическое сопротивление околорудных пород колчеданных месторождений Урала колеблется в пределах 25—1000 ом·м. Кроме того, выделяется промежуточная группа пород с сопротивлением $1 \cdot 10^3$ — $3 \cdot 10^3$ ом·м. Электрические свойства этих пород зависят от дорудной, внутрирудной и пострудной тектоники, гидротермального метаморфизма и сульфидизации, обводненности и степени минерализации вод. Разделить влияние этих факторов затруднительно. Резкое уменьшение удельного сопротивления в зонах развития метаморфических, обогащенных сульфидами околорудных пород, по сравнению с другими их разновидностями, указывает на то, что часто преобладающее влияние на изменение сопротивления оказывают гидротермальные процессы, в том числе и связанные с рудоотложением (месторождения Озерное, Гайское, Таш-Тау). Наряду с этим, имеются примеры высокого удельного электрического сопротивления околорудных пород, обусловленного интенсивным окварцеванием, карбонатизацией, эпидотизацией (породы собственно всячего бока Комсомольского, Гайского и других месторождений). По устному сообщению Ю. М. Гуревича, исключительно высоким сопротивлением ($5 \cdot 10^3$ — $15 \cdot 10^3$ ом·м) характеризуются метаморфические сланцы и породы Маукского колчеданного месторождения, что следует, очевидно, отнести за счет интенсивного окварцевания.

В ряде случаев сопротивление пород в основном определяется пострудной, отчасти дорудной тектоникой, особенно при высокой минерализации грунтовых вод. С этими факторами в значительной мере связано понижение сопротивления основных вулканогенных пород всячего бока Комсомольского месторождения. Вероятно, в основном под влиянием пострудной тектоники, в 3—8 раз снижается сопротивление всех пород Александринского и Султановского месторождений, по сравнению с сопротивлениями пород других месторождений. Вмещающие, особенно околорудные, породы характеризуются анизотропией с изменением коэффициента анизотропии от 1,1 до 5 единиц.

В зоне выветривания удельное электрическое сопротивление пород резко снижается и составляет 20—25 ом·м в верхней ее части, где развиты рыхлые отложения (структурные глины) коры выветривания. На глубине 10—100 м сопротивление «скачком» увеличивается до 200—300 ом·м, а еще глубже сравнительно быстро увеличивается до значения, характерного для невыветрелых пород.

Сопротивление наносов колеблется в пределах 5—50 ом·м, редко в больших.

3. ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ТЕЛ (ЗОН)

Удельное электрическое сопротивление сплошных колчеданов большей частью оценивается долями и единицами ом-метров, редко более высоким значением: 20—50 ом·м — для интенсивно окварцованных серноколчеданных руд. Сплошные и прожилковые медистые колчеданы, как правило (рис. 3), характеризуются низким удельным сопротивлением, так как халькопирит и другие медистые минералы обычно цементируют агрегат зерен пирита.

Удельное сопротивление цинксоодержащих колчеданных руд зависит от содержания пирита и его взаимоотношения со сфалеритом и колеблется от долей, если пирит цементирует цинковистые минералы, до сотен ом-метров в обратном случае.

В зависимости от содержания сульфидов и их распределения, удельное сопротивление сульфидных вкрапленников колеблется в широких пределах, от десятков до сотен ом-метров. Ниже показана усредненная зависимость удельного сопротивления сплошных и вкрапленных руд Гайского месторождения от объемного содержания сульфидов (по Л. Н. Голубеву):

Объемное содержание сульфидов, %	40	45	50	55	65	70	75	80
Удельное сопротивление, ом·м	110	65	30	10	1,0	0,6	0,3	0,05

В пределах минерализованных сульфидами зон естественное электрическое поле (ПС) резко увеличивается; потенциал по абсолютной величине колеблется в пределах 50—500 мВ. На рис. 3 видно, что значение потенциала изменяется пропорционально содержанию сульфидов. Эта закономерность для других месторождений не изучена. Как показывают отдельные факты, она изменяется для каждого месторождения.

По совокупности параметров кажущегося сопротивления и естественного электрического поля (ПС) сплошные и вкрапленные руды могут быть разделены. Сплошные колчеданы характеризуются низким удельным сопротивлением, как правило меньшим 10 ом·м, и высоким значением потенциала ПС (≥ 200 мВ). Вкрапленные руды отличаются сравнительно высоким (≥ 10 ом·м) удельным сопротивлением и над ними отмечается меньшее (< 200 мВ) значение абсолютной величины потенциала естественного электрического поля.

Наблюдения показывают, что по величине кажущегося сопротивления

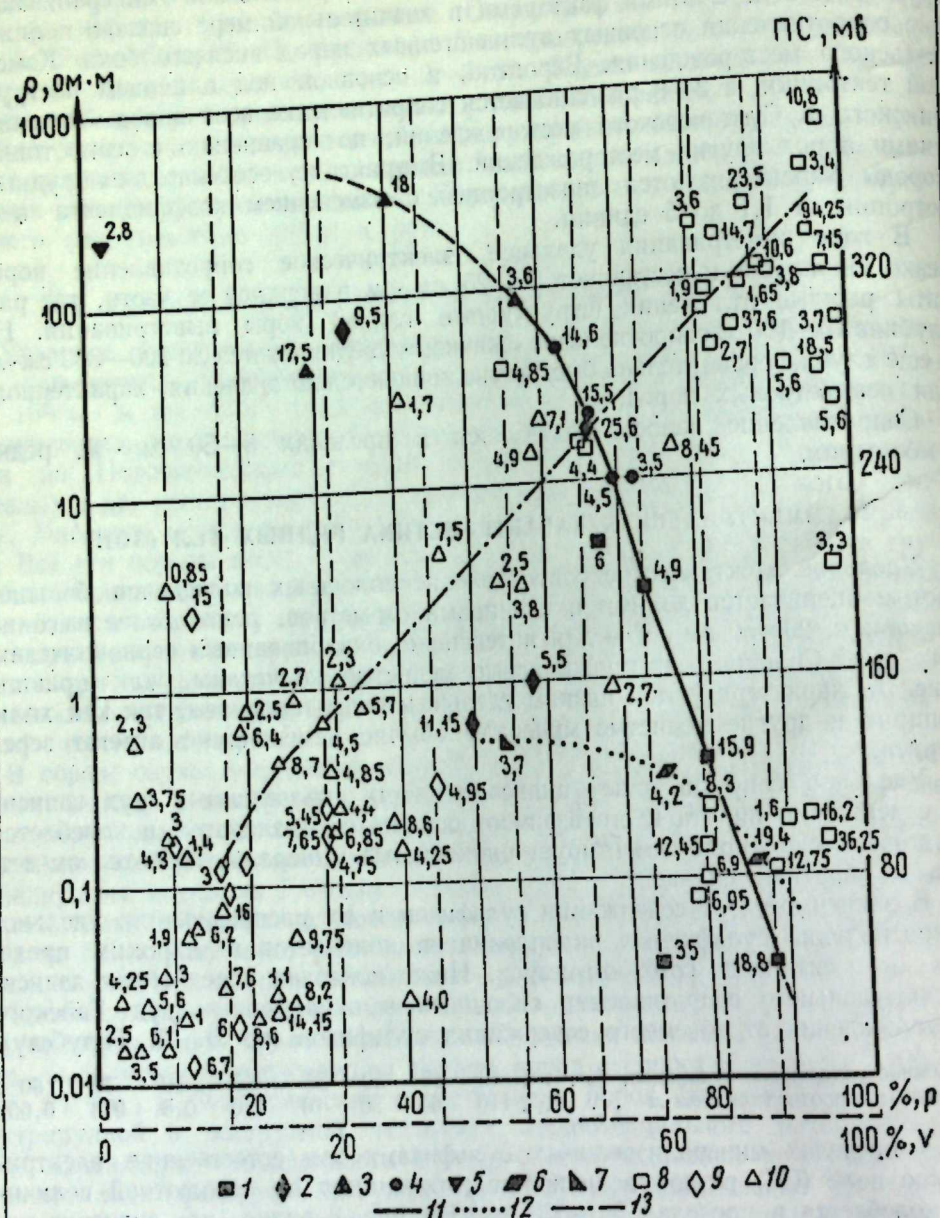


Рис. 3. Зависимость удельного электрического сопротивления и естественного электрического поля от содержания сульфидов в рудах (по Л. Н. Голубеву).

1 — массивный магнетитовый колчедан; 2 — прожилково-вкрапленный магнетитовый колчедан; 3 — вкрапленный магнетитовый колчедан; 4 — массивный серный колчедан; 5 — порода с вкрапленностью электропроводящих сульфидов; 6 — массивный магнетитовый колчедан Маканского месторождения; 7 — вкрапленная руда Маканского месторождения; 8, 9, 10 — слои массивного, прожилково-вкрапленного и вкрапленного колчедана, распределенные по параметру ПС. Усредненная кривая ρ ; 11 — гайских руд; 12 — маканского руд; 13 — усредненная кривая ПС гайских руд.

На рисунке при условных обозначениях слоя указана его мощность.

и естественного электрического поля весьма трудно оценивать качество руд в промышленном отношении. Как известно, промышленная ценность колчеданных руд определяется содержанием медистых минералов, обычно составляющих единицы процентов общего содержания сульфидов. Однако не исключено, что для отдельных рудных тел может быть установлена эмпирическая зависимость качества руды от параметров кажущегося сопротивления и естественного электрического поля [5].

В пределах детально изученных и других колчеданных месторождений Южного Урала при каротаже не отмечено локальных аномалий ПС, превышающих 10—20 мВ и не связанных с сульфидной минерализацией. Такой же характер поля ПС наблюдается и на колчеданных месторождениях Среднего Урала.

Вследствие изолированности отдельных зерен сульфидов при интенсивном окварцевании пород потенциал ПС резко понижается. Зафиксированы случаи слабых аномалий ПС и даже их отсутствие (Новочеркасское рудопроявление, восточное рудопроявление Озерного месторождения) в зонах окварцованного вкрапленного оруденения.

Несмотря на указанные редкие исключения, в целом закономерно, что все сульфидные зоны (особенно сложенные прожилками, скоплениями, линзочками) фиксируются на диаграммах естественного электрического поля и электродных потенциалов (ЭП).

4. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На геоэлектрических разрезах можно выделить ряд основных слоев, границы между которыми неровные. Пространственное положение и форма слоев зависит от многих факторов: состава и текстуры пород тектоники, процессов гидротермального и рудного метаморфизма, а также поверхностного выветривания.

Вблизи дневной поверхности выделяется слой проводящих пород, представленный наносами и породами коры выветривания. Глубина выветривания колеблется в широких пределах в зависимости от состава и строения пород, их физического состояния, интенсивности циркуляции и минерализации грунтовых вод и т. п. Мощность коры выветривания в среднем оценивается в 50—60 м, хотя признаки выветривания (ожелезнение по трещинам) встречаются на глубине 100—300 м.

Вдоль пострудных разломов (иногда унаследующих дорудные) происходит интенсивное выветривание, прослеживающееся на большую глубину, например: до 100—150 м на Озерном и Молодежном; до 200—300 м — на Блявинском и свыше 150 м — на Султановском месторождениях. Следовательно, создаются узкие проводящие зоны. Отмеченная особенность может быть использована: во-первых, как косвенный признак для поисков оруденения, поскольку многие геологи признают значительную роль дизъюнктивной тектоники при локализации оруденения; во-вторых, при прослеживании пострудных разломов на основании изучения геоэлектрических разрезов.

В зоне выветривания вмещающие, особенно окварцованные метаморфические породы (чаще кислого состава), сохраняют свою крепость, несмотря на выщелачивание неустойчивых в этой зоне минералов [4]. В связи с этим на дневной поверхности метаморфические породы прослеживаются в виде мелких возвышенностей и грибов, как это можно наблюдать на Гайском, Троицком, Графском и других месторождениях Южного Урала. На Среднем Урале над полосами метаморфических пород и сланцев отмечается некоторое повышение рельефа и уменьшение мощности рыхлых отложений. Непосредственно над рудными же зонами, залегающими в метаморфиче-

ских породах и сланцах, иногда наблюдается увеличение мощности рыхлых отложений, связанное с рудным «карстом» — проседанием пород над окисленной частью рудной зоны (Гайское, Куль-Юрт-Тау, Левиха X, IX и другие месторождения).

Отмечено, что поверхностное выветривание основных (часто надрудных) пород, как правило, прослеживается на большую глубину, чем пород кислого состава (Гайское, Озерное и другие месторождения).

По указанным выше причинам в пределах колчеданных месторождений Урала создается неоднородное геоэлектрическое строение верхних слоев

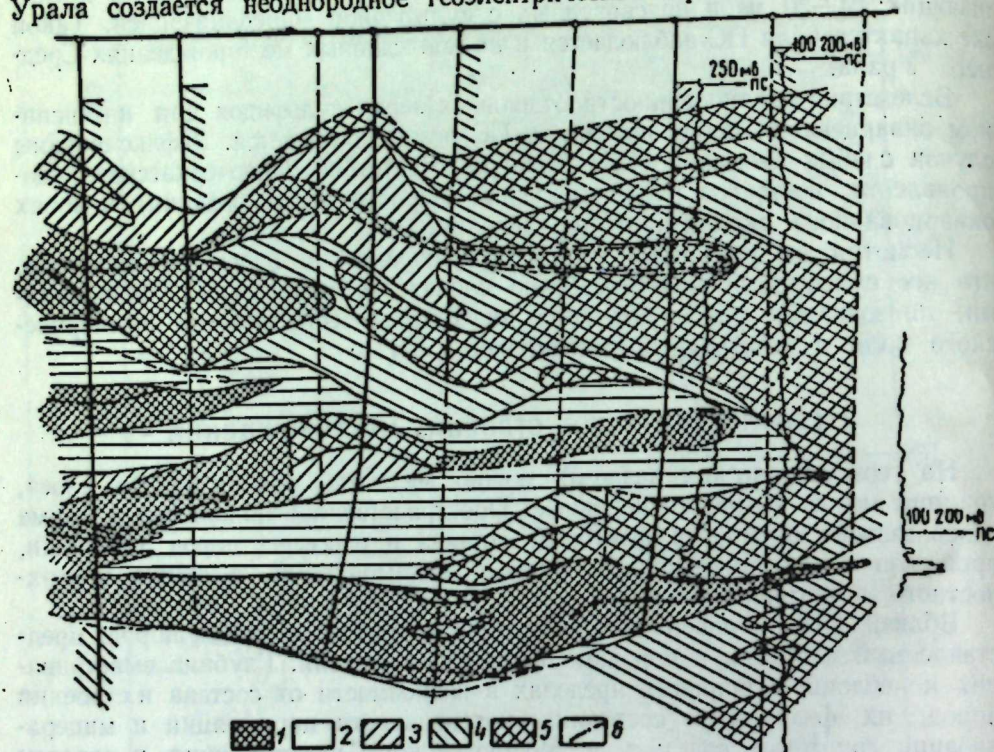


Рис. 4. Продольный схематический геоэлектрический разрез северной части Гайского месторождения.

Интервалы кажущегося удельного электрического сопротивления, Ом·м: 1 — 0 — 100; 2 — 100 — 500; 3 — 500 — 1500; 4 — 1500 — 5000; 5 — >5000; 6 — контур рудных зон.

(наносы, кора выветривания). Не изучив его особенностей вертикальным электрозондированием и электропрофилированием нельзя обеспечить геологическую эффективность поисковой электроразведки и детальной гравиразведки.

В практике, например, зафиксированы случаи резкого снижения аномалии силы тяжести (месторождение Озерное) или даже нормального поля над рудными телами (месторождение Гайское) вследствие увеличения мощности рыхлых отложений (наносов и пород коры выветривания) с малой плотностью (1,9—2,5 г/см³).

Верхний слой электропроводных пород относительно резко сменяется породами высокого сопротивления. Вне зон минерализации и оруденения этот слой в общих чертах прослеживается на глубину. Непрерывность его нарушается рудоносной проводящей зоной, состоящей из рудного тела и электропроводных околорудных пород.

Основной особенностью геоэлектрического строения колчеданных месторождений Урала является резкое уменьшение удельного электрического

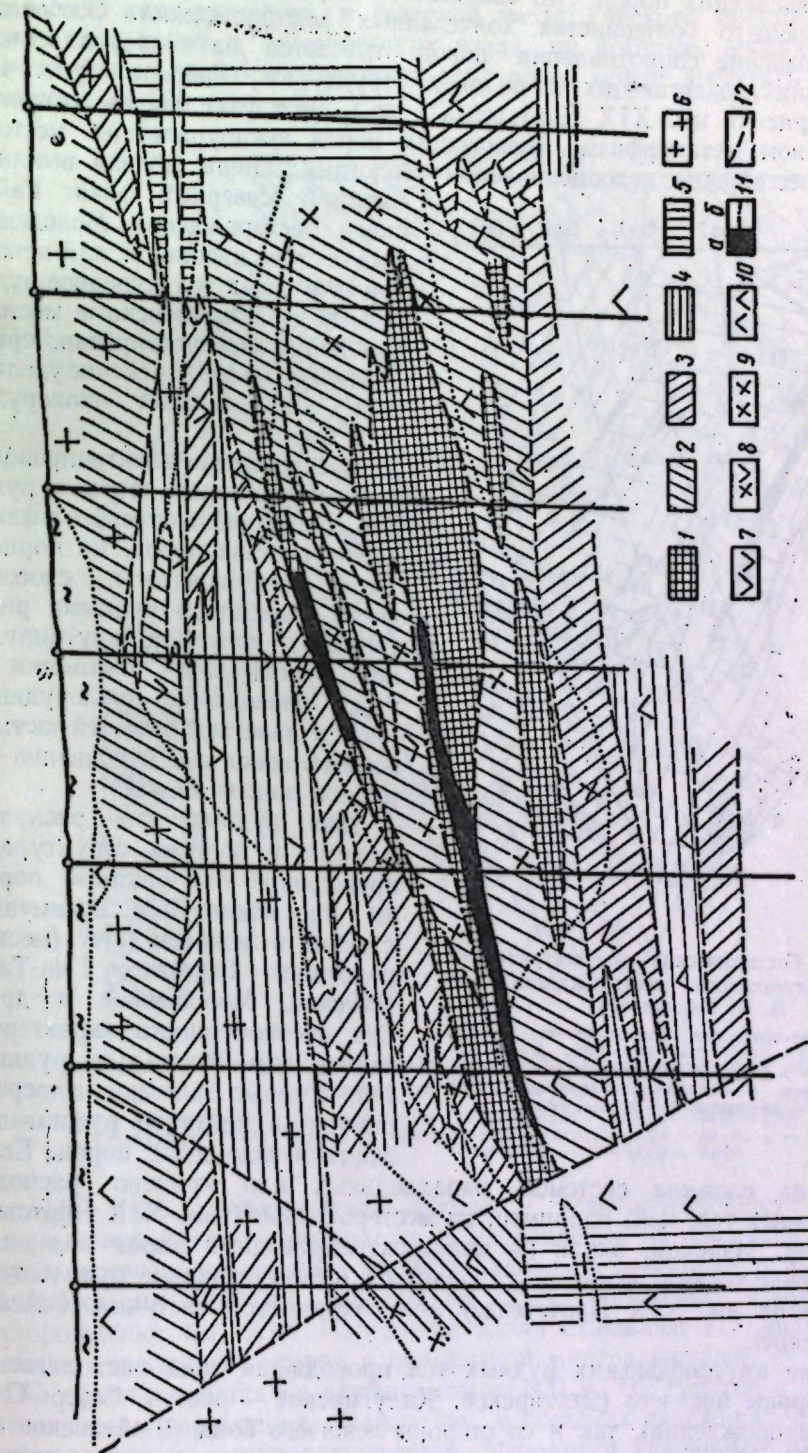


Рис. 5. Схематический геоэлектрический разрез месторождения Таш-Тау.

Значения ρ , Ом·м: 1 — 0 — 100; 2 — 100 — 400; 3 — 400 — 1000; 4 — 1000 — 2000; 5 — > 2000; 6 — кварцевые порфиры (плагнопорфиры); 7 — диабазы; 8 — измененные миндалекаменные порфиры; 9 — порфиры, альбитовые, превращенные в кварцево-серпентиновые породы; 10 — миндалекаменные порфиры; 11, а — сплошные сульфиды; 11, б — контур сульфидного оруденения; 12 — тектоническое нарушение.

сопротивления околорудных пород (до 25—2000 и 200—1000 ом · м), т. е. уменьшение в 5—20 и более раз по сравнению с сопротивлением малоизмененных вмещающих пород. Это свойство околорудных пород характерно для подавляющего большинства колчеданных месторождений. Особенно резко уменьшение сопротивления пород отмечается на южноуральских месторождениях, залегающих в пологих структурах (Гайское — рис. 4, Таш-Тау — рис. 5, им. XIX Партсъезда и др.). Этот факт свидетельствует об интенсивном метаморфизме вмещающих пород южноуральских месторождений, несомненно недооцениваемом геологами. Лишь вблизи выклиниваний (северный фланг Гайского месторождения, Молодежное месторождение) и для некоторых рудных тел (северное рудное тело Мамбетовского месторождения) зарегистрировано сравнительно малое изменение удельного сопротивления околорудных пород.

Распределение электропроводных околорудных пород в рудной зоне зависит от многих факторов: состава пород, их пористости, трещиноватости, способности замещаться рудными растворами, дорудной, внутрирудной и пострудной тектоники и т. д. Проводящие околорудные породы залегают большей частью асимметрично по отношению к рудной зоне в целом.

Для рудных зон, расположенных в пологих структурах, проводящие околорудные породы прослеживаются преимущественно в лежащем боку (месторождения Гайское, Таш-Тау, Майское, Молодежное и др.). Эта закономерность характерна также для отдельных рудных тел, которые залегают непосредственно в контакте рудовмещающих и надрудных пород. Если

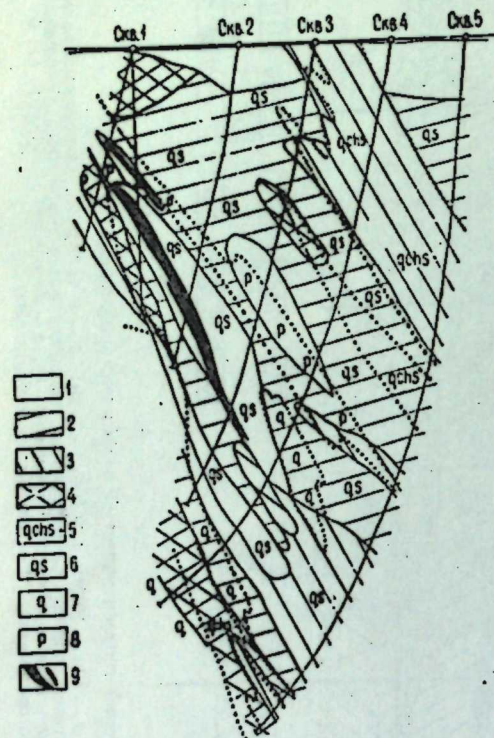


Рис. 6. Схематический геоэлектрический разрез Калугинского месторождения (по Б. В. Карманову).

Удельное электрическое сопротивление пород, ом · м: 1 — 0—250; 2 — 250—500; 3 — 500—1000; 4 — > 1000; 5 — кварцево-хлорито-серпичитовые сланцы; 6 — кварцево-серпичитовые сланцы; 7 — кварциты; 8 — рудные тела.

рудная зона сложена системой параллельных или кулисно расположенных рудных тел, как, например, на месторождениях им. XIX Партсъезда, Таш-Тау, Майском, экран из малоэлектропроводных пород над нижними рудными телами может не сохраниться (северо-западное рудное тело месторождения им. XIX Партсъезда) или сохраниться частично (Гайское месторождение).

В случае крутопадающих рудных тел проводящая зона располагается как со стороны висячего (Дегтярское, Калугинское — рис. 6, Северо-Ольховское месторождения), так и со стороны лежащего бока (Шайтанское месторождение). Имеются случаи залегания рудных тел среди электропроводных метаморфических пород и сланцев (Тепловское месторождение — рис. 7).

Обращает на себя внимание тот факт, что на ряде среднеуральских ме-

сторождений удельное электрическое сопротивление пород в среднем выше сопротивления вмещающих пород южноуральских месторождений.

Мощность электропроводных околорудных пород колеблется в широких пределах, большей частью от 100 до 300 м. В случае многоярусного оруднения, как, например, в северной части Гайского месторождения (см. рис. 4), а также в тектонических зонах, по которым, очевидно, поднимались рудные растворы, мощность этих пород может достигать большой величины (>500 м).

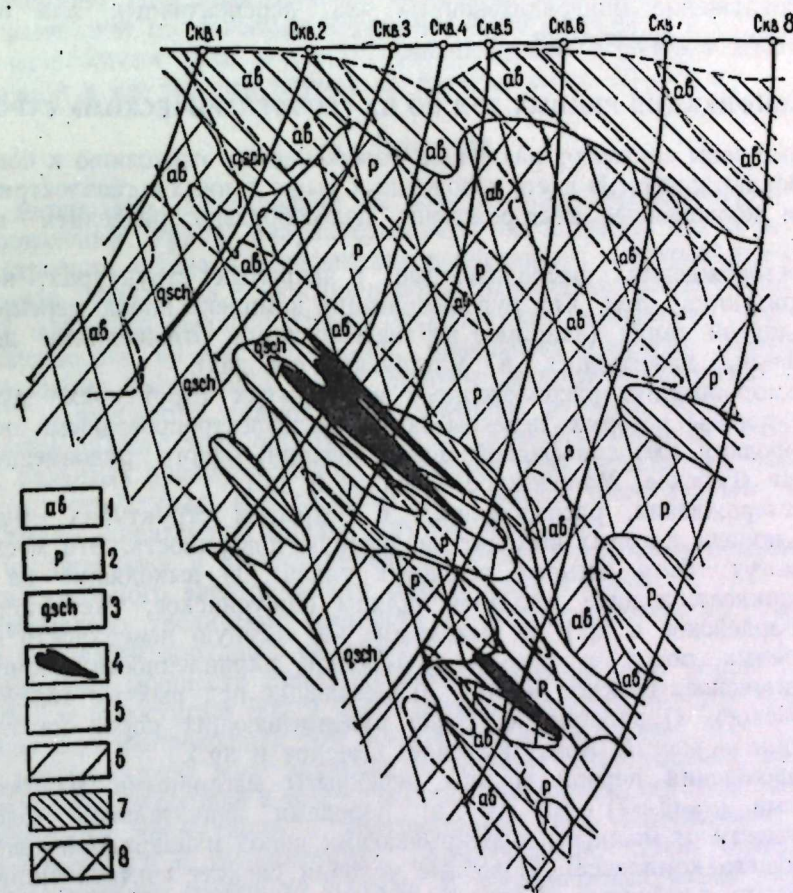


Рис. 7. Схематический геоэлектрический разрез Тепловского месторождения (по Б. В. Карманову).

1 — альбитофирмы; 2 — порфириты; 3 — кварцево-серпичито-хлоритовые сланцы; 4 — рудные тела; 5 — удельное электрическое сопротивление, ом · м; 6 — 500—1000; 7 — 1000—2000; 8 — 2000—5000.

На ряде месторождений мощность электропроводных околорудных пород закономерно уменьшается в направлении от предполагаемого геологами подводящего рудные растворы канала к выклинке рудной зоны (месторождения Таш-Тау, Гайское, им. XIX Партсъезда). Например, на месторождении им. XIX Партсъезда вдоль скважины 717 низкое сопротивление околорудных пород с сульфидной минерализацией, судя по данным ПС, прослеживается на глубину свыше 500 м, что связано с дорудным тектоническим нарушением. Между тем, в соседних скважинах мощность зоны минерализации резко сокращается. Используя указанные закономерности геоэлектрического строения, можно находить вероятное положение подводящего канала и дорудных дизъюнктивных нарушений.

Таким образом, размеры электропроводных околорудных зон в большинстве случаев превосходят размеры рудных тел. Отсюда вытекает вывод о целесообразности проведения поисков в целях обнаружения электропроводных околорудных зон, особенно залегающих под малоэлектропроводными породами. Поиски электропроводных пород могут быть осуществлены более успешно, чем поиски самих рудных тел.

Для многих районов, площадей, где отсутствует обогащение пород графитом, выявление электропроводных зон на глубине, как правило, означает обнаружение минерализованных зон, перспективных для поисков промышленного оруденения.

5. КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ ЗОН ПО ИХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ

Рудные зоны занимают различное положение по отношению к современному уровню эрозии. В свете изложенных выше данных о геоэлектрическом строении колчеданные месторождения целесообразно разделить на три группы:

а) месторождения, расположенные в закрытых структурах, которые характеризуются тем, что рудовмещающий комплекс пород перекрыт породами другой свиты (например верхнедевонскими отложениями для месторождений, залегающих в улутауских породах);

б) месторождения, расположенные в закрытых структурах, рудовмещающие породы которых перекрываются малоэлектропроводными надрудными породами (без сульфидной минерализации) одного рудовмещающего комплекса (Гайское, Молодежное, Озерное и др.);

в) месторождения, расположенные в открытых структурах, рудовмещающие породы которых выходят на дневную поверхность. Эти месторождения могут быть четырех основных типов: 1) выходящие на дневную поверхность в виде железной шляпы (Джусинское, Чернушинское, Красногвардейское и др.); 2) выходящие на дневную поверхность в виде ожелезненных пород и ореола сульфидной вкрапленности (Ломовское, Александринское, Гайское и др.); 3) выходящие под рыхлые образования (Султановское); 4) залегающие среди рудовмещающих пород на глубине (Тепловское — рис. 7, Комсомольское, Озерное и др.).

Месторождения первой группы перекрыты массивными малоэлектропроводными ($\rho = (3 \div 7) \cdot 10^3 \text{ ом} \cdot \text{м}$) породами значительной мощности (в зависимости от мощности перекрывающих пород и надрудной толщи рудовмещающего комплекса). Подобные условия следует считать типичными для «слепых» глубинных колчеданных месторождений. Пока неизвестны еще геофизические (в том числе и электроразведочные) методы, которыми можно было бы открывать подобные месторождения.

Месторождения второй группы могут быть обнаружены методами электроразведки при определенных условиях (залегании на глубине не более 40—75 м и при электропроводных надрудных породах). В общем случае для поисков подобных месторождений могут быть использованы индуктивные низкочастотные методы, при которых возможно возбудить токи в глубинных изолированных от дневной поверхности электропроводных рудных телах, в частности, частотное и радиальное электромагнитное зондирование, а также метод переходных процессов (МПП).

Имеются основания считать, что наиболее эффективным окажется электромагнитное зондирование, так как этим методом можно выявлять околорудные породы с низким удельным сопротивлением. Метод переходных процессов в основном применим лишь для поисков сплошных колчеданных рудных тел ($\rho \leq 10 \text{ ом} \cdot \text{м}$).

Месторождения, расположенные в открытых структурах, являются

основными объектами электроразведки в настоящее время. По методике поисков этих месторождений имеется многочисленная литература, в которой излагается разрешающая способность отдельных электроразведочных методов [7, 9, 11 и др.].

Касаясь месторождений третьего и четвертого типов, следует указать, что в общем случае сами рудные тела могут быть обнаружены лишь в случае глубины их залегания не более 40—75 м. Глубинные рудные тела этого типа могут быть выявлены косвенным способом, по ореолам сульфидной вкрапленности. Для этой цели, в частности, целесообразно использовать метод вызванной поляризации и геохимические методы.

Не разработана пока методика непосредственных поисков рудных тел, залегающих в крутых структурах на глубине более 50—75 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По материалам исследования 22 колчеданных месторождений и ряда рудопоявлений Урала охарактеризованы особенности их геоэлектрического строения и дана классификация колчеданных месторождений по степени связи рудных тел с электропроводными породами коры выветривания.

Под влиянием разнородных геологических процессов, протекавших и протекающих на месторождениях, изменяется удельное электрическое сопротивление вмещающих пород, причем распределение пород по параметру ρ закономерно связано с положением рудного тела.

Вблизи рудного тела образуется ореол электропроводных околорудных пород, развитых преимущественно в лежащем боку рудных тел, залегающих в пологих структурах, и висячем или лежащем боку рудных тел Среднего Урала, характеризующихся крутым падением.

В висячем боку и на выклиниваниях рудных зон часто отмечается увеличение удельного электрического сопротивления пород.

Установлено увеличение мощности и электропроводности вмещающих пород в области дорудных разломов.

Суммарная мощность электропроводных околорудных пород составляет 100—300 м и достигает 500 и более метров при многоярусном оруденении. Размеры электропроводных зон больше размеров рудных тел.

В поверхностной зоне характер и глубина выветривания изменяются в зависимости от состава и текстуры пород, тектоники, особенно пострудной, интенсивности циркуляции и минерализации вод. Интенсивное выветривание отмечается в трещиноватых, раздробленных, слабо окварцованных породах, особенно основного состава. В тектонических зонах глубина выветривания нередко достигает 100—300 м. В связи с этим над некоторыми месторождениями отмечается повышенная мощность коры выветривания, породы которой обладают большой влагоемкостью, что обуславливает развитие мощной толщи проводящих пород вблизи дневной поверхности. Над рудными зонами, залегающими в открытых структурах, нередко прослеживаются породы с высоким удельным электрическим сопротивлением.

Изучение геоэлектрических разрезов показывает, что данные электрокаротажа (КС, ПС) целесообразно использовать при решении ряда возникающих в процессе бурения вопросов по геологии разведываемого месторождения, учитывая, что обработка и интерпретация материалов электрокаротажа требует не более 10 дней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишнякова Е. М. Опыт применения геофизических методов разведки с целью поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. Информ. бюлл. № 2 (4). ЮУГУ, Уфа, 1958.

2. Козырин А. К., Бабенков В. Е. Кажущееся и истинное удельные сопротивления пород рудных месторождений по данным каротажа. «Разведка недр», 1958, № 3.
3. Краснобаева А. Г. Геоэлектрическое строение Комсомольского месторождения. Статья опубликована в настоящем сборнике.
4. Курек Н. И., Курек А. И. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Серпичитсодержащие породы. М., Гостеолиздат, 1954.
5. Лиханов Н. С. Применение данных каротажных исследований при геологической документации скважин. Информ. бюлл. № 3(5), ЮУГУ, Уфа, 1958.
6. Родионов П. Ф. О геофизических поисках глубокозалегающих колчеданных тел на Урале. Мат-лы Первого Всесоюз. совещания по научному обоснованию слепых линз. М., Гостеолиздат, 1958.
7. Родионов П. Ф. О разрешающей способности некоторых методов электроразведки применительно к поискам колчеданных месторождений Урала. В сб.: «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале». Труды Башкир. филиала АН СССР, Уфа, 1960.
8. Родионов П. Ф., Голубев Л. Н. О геоэлектрическом строении и природе аномалий проводимости Гайского рудного поля. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Свердловск, 1962.
9. Саковцев Г. П. Разведочные возможности современной геофизики по выявлению месторождений цветных металлов на Южном Урале. В сб.: «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале». Труды Башкир. филиала АН СССР, Уфа, 1960.
10. Саковцев Г. П. Использование надрудных зон при поисках глубокозалегающих медноколчеданных месторождений. «Аннотации научн.-исслед. работ». Свердловский горный ин-т, 1961.
11. Столпнер М. Н. О рациональном комплексе геофизических методов при поисках колчеданных месторождений в Зауралье. В сб.: «Разведочная геофизика». Труды Свердловского горного ин-та, вып. 41, Свердловск, 1962.
12. Палетки бокового каротажного зондирования и методика их применения. Труды ВНИИгеофизика, М., Гостехиздат, 1958.

А. Г. КРАСНОБАЕВА

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОМСОМОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассматривается геоэлектрическое строение района поисков колчеданных месторождений на примере Комсомольского месторождения. Дается характеристика удельного сопротивления пород рудной зоны. Обсуждаются результаты полевых исследований с учетом геоэлектрического строения района.

Геоэлектрическое строение района поисков колчеданных месторождений имеет важное значение для выбора рационального комплекса электроразведочных методов и для правильной геологической интерпретации материалов геофизических съемок. Особая необходимость изучения закономерностей в распределении удельного электрического сопротивления горных пород на колчеданных месторождениях возникла в связи с разработкой методики поисков глубокозалегающих рудных тел.

Ниже рассматривается геоэлектрическое строение Комсомольского месторождения, представленного двумя рудными телами и относящегося к разряду глубинных.

Месторождение Комсомольское находится в пределах Блявинского рудного поля, на западном склоне Урала. Район характеризуется широким развитием разрывной тектоники и слабым проявлением гидротермального метаморфизма [1, 2]. Согласно Р. Б. Роговеру [3], размещение основных месторождений района контролируется надвиговой зоной субмеридионального простирания, а наибольшая концентрация сульфидов наблюдается в пересечении разломов меридионального и северо-восточного простирания.

Месторождение приурочено к толще эффузивных пород спилито-кератофировой формации. Рудные тела, слагающие месторождение, располагаются в приконтактной зоне кислых и основных пород. Линия контакта извилистая. Всякий бок рудных тел сложен породами основного состава (спилитами, варнолитами и диабазам) с прослойками туффов, кремнистых сланцев и кремнисто-гематитовых пород. Вблизи рудного тела развиты спилитовые порфириды (по номенклатуре В. А. Запарниченко) — переходная разность между основными и кислыми породами. Лежащий бок представлен породами кератофирового ряда. Угол падения рудных тел колеблется от 50 до 0° (северная залежь).

Колчеданные руды характеризуются массивным сложением; вкрапленники имеют ограниченное развитие.

Гидротермальные изменения околорудных вмещающих пород носят зональный характер. В всячем боку развит хлорит, серпичит, кварц, эпидот. С удалением от рудного тела преобладает хлорит. Породы лежащего бока подверглись более интенсивным гидротермальным воздействиям: серпичитизации, окварцеванию, пиритизации. Нередко кератофиры превращены во вторичные серпичито-кварцевые породы.

Удельное электрическое сопротивление ρ пород и руд определялось на образцах, отобранных из керна через 2—5 м по 20 скважинам, пробуренным на самом месторождении и его флангах. Перед измерениями образцы вымачивались в воде ($\rho_{\text{воды}} = 20 \text{ ом}\cdot\text{м}$) до полного насыщения (в течение 2 суток). Измерения производились на четырехточечной установке с использованием электрометра СГ-1М по методике, разработанной на кафедре рудной геофизики Свердловского горного института. Для каждого образца вычислялась средняя (из 5 измерений) величина удельного электрического сопротивления. Данные измерений приведены ниже:

	Количество образцов	$\bar{\rho}$, ом·м
Надрудная толща		
Породы спилитового ряда	500	200
Туффы основного состава	140	400
Кремнисто-углистые сланцы	70	1550
Ультраосновные породы	40	50
Спилитовые порфириды	200	900
Рудовмещающая толща		
Туфы кератофиров	98	150
Руды массивные	120	2,5
Подрудная толща		
Кератофиды	260	900
Серицито-кварцевые породы	120	550

Примечание. $\bar{\rho}$ — медиана — значение удельного сопротивления, определенное по кривым накопления частот.

Породы Комсомольского месторождения характеризуются сравнительно низким удельным электрическим сопротивлением, средняя величина которого колеблется от 150 ом·м (туфы кератофиров) до 900 ом·м (кератофиды, спилитовые порфириды). Наблюдается четырех-пятикратное превышение удельного сопротивления пород кератофирового ряда по сравнению со спилитами. По данным бокового каротажного зондирования (БКЗ) за пределами месторождения сопротивление этих пород уравнивается и составляет в среднем 1500 ом·м.

Удельное электрическое сопротивление 85% всех измеренных образцов с сульфидным оруденением составляло 0,02—5 ом·м, что обусловлено их массивным сложением.

Геоэлектрические разрезы построены по двум профилям I и II (рис. 1, 2 и 3), пересекающим северное и южное рудные тела. В разрезах фиксируются три зоны пониженных сопротивлений. Первая прослеживается до дневной поверхности и включает рудные тела и гидротермально измененные породы; вторая (верхняя) выделяется среди высокоомных пород всяческого бока в западных частях разрезов; к этой зоне приурочены ультраосновные породы (см. рис. 3), отчетливо выделяющиеся низким удельным сопротивлением (25—50 ом·м). Обе зоны непосредственно не связаны и разделяются мощной толщей пород с высоким сопротивлением, до 12 000 ом·м и более (скважина 1). Третья зона повышенной проводимости, относимая нами к к дорудному тектоническому нарушению, отмечается в профиле I. Это нарушение увязывается с северо-западным сбросом, выделяемым на геологической карте. Вторая и третья зоны вблизи дневной поверхности сливаются в одну, менее выраженную, с ограниченным распространением по простиранию, но насыщенную минерализованными водами [4].

Изменение удельного электрического сопротивления, согласно приведенным геоэлектрическим разрезам, обуславливается в первую очередь тектоникой, так как породы в тектонических зонах, как правило, нару-

шены, трещиноваты, более обводнены и поэтому обладают повышенной проводимостью. Наряду с этим, несомненно влияние гидротермального метаморфизма. Например, увеличению ρ на выклиниваниях рудных тел до нескольких тысяч ом-метров сопутствует окварцевание и карбонатиза-

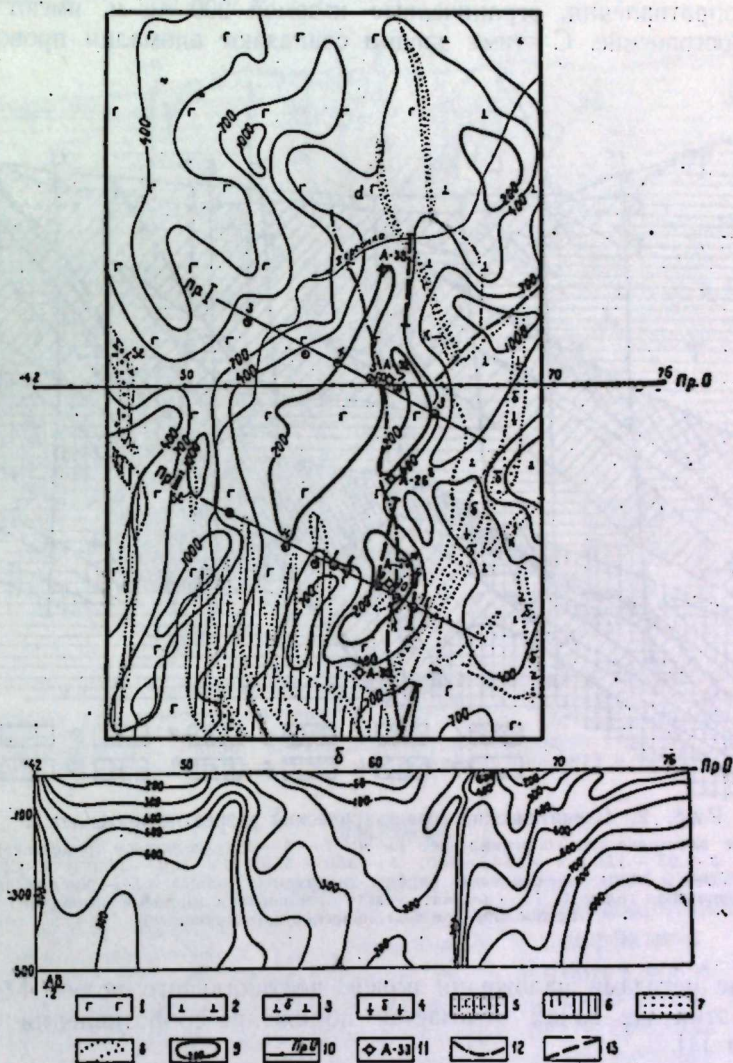


Рис. 1. Данные электроразведки методом сопротивлений (по Б. А. Игошину).

а — план кажущихся сопротивлений, составленный по данным симметричного профилирования ($AB=800 \text{ м}$); б — вертикальный разрез кажущихся сопротивлений. Профиль О.

1 — породы спилитового ряда; 2 — кератофиды; 3 — обеленные кератофиды; 4 — туф кератофиров, обеленный; 5 — сланцы, существенно кремнистые; 6 — кварциты; 7 — туффы; 8 — границы пород; 9 — изолинии ρ_k по методу СЭП; 10 — профиль ВЭЗ. Оси аномалий проводимости в методах: 11 — вертикального поля, 12 — наложения полей, 13 — изолинии.

ция пород. Превращение кератофиров ($\bar{\rho}=900 \text{ ом}\cdot\text{м}$) в кварцево-серицитовую породу сопровождается понижением сопротивления до 550 ом·м.

Рассмотрим наблюдаемые при полевой электроразведке поля с учетом геоэлектрического строения. На месторождении были опробованы различ-

ные методы электроразведки, в результате применения которых выявлены достаточно четкие аномалии проводимости.

На рис. 1 представлен план изом, построенный по данным симметричного электропрофилирования (СЭП) при $AB=800$ м. На плане показаны оси электрических аномалий проводимости по съемкам прошлых лет. В пределах участка кажущееся сопротивление колеблется от 200 до 1000 ом·м. Низкие сопротивления, ограниченные изомой 200 ом·м, имеют локальное распространение. С этими зонами совпадают аномалии проводимости,

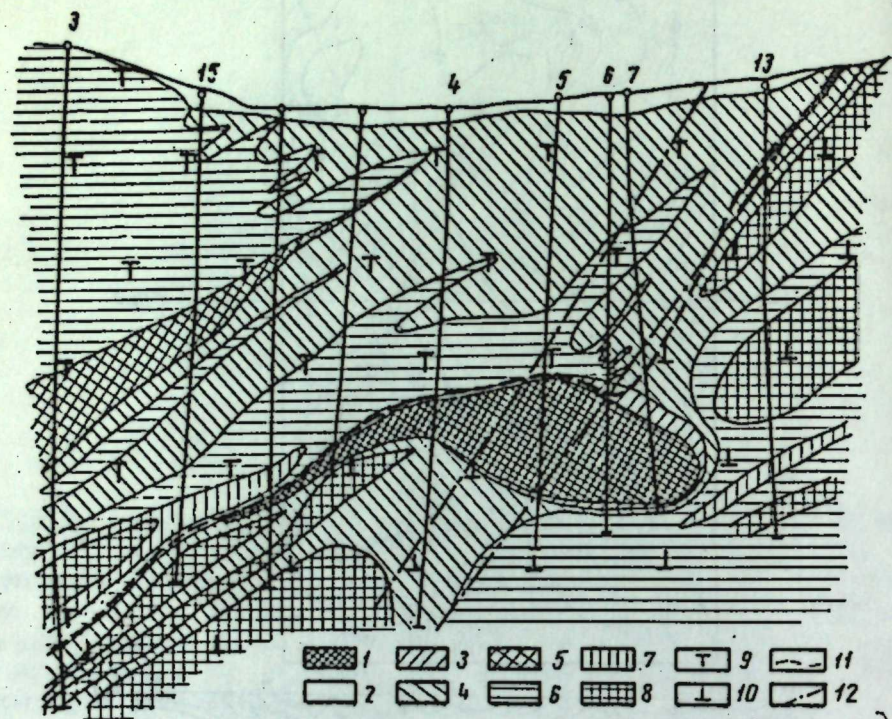


Рис. 2. Схематический геоэлектрический разрез по профилю I.

Удельное электрическое сопротивление, ом·м: 1—0—5 (сульфидное оруденение); 2—5—25; 3—25—150; 4—150—350; 5—350—500; 6—500—1500; 7—1500—3000; 8—>3000; 9—основные породы (надрудная толща); 10—кислые породы (рудовмещающая толща); 11—контакт между основными и кислыми породами; 12—предполагаемое тектоническое нарушение.

выявленные методами наложения полей, вертикального поля (А-26, А-32, А-33). В этих же зонах отмечается понижение сопротивления вытяжек из наносов [4].

На основании данных вертикального электроразведывания (ВЭЗ) по профилю О построен вертикальный разрез кажущихся сопротивлений, который в общих чертах увязывается с геоэлектрическими разрезами. Зоны повышенной проводимости, по данным ВЭЗ и СЭП, совпадают с верхней электропроводной зоной на геоэлектрических разрезах. В этих зонах располагаются аномалии проводимости, выявленные всеми другими методами. Природа этих аномалий, очевидно, одна и та же. Все они связаны с наличием висячего бока трещиноватой зоны, которая, как видно из геоэлектрических разрезов I и II, непосредственной связи с рудным телом не имеет, так как над рудным телом расположены породы с высоким удельным сопротивлением.

В связи с приведенными фактами возмущение поля, наблюдаемое при проведении работ перечисленными выше методами, может быть объяснено

неоднородным строением самых верхних горизонтов. Такое объяснение аномалий проводимости является наиболее достоверным также и по другим соображениям: а) ввиду высокой интенсивности аномалий с резким изменением поля по горизонтали, что указывает на небольшую (~40 м) глубину залегания объекта возмущения; б) ввиду значительно большей, чем можно было ожидать от этих тел, величины наблюдаемых аномалий.

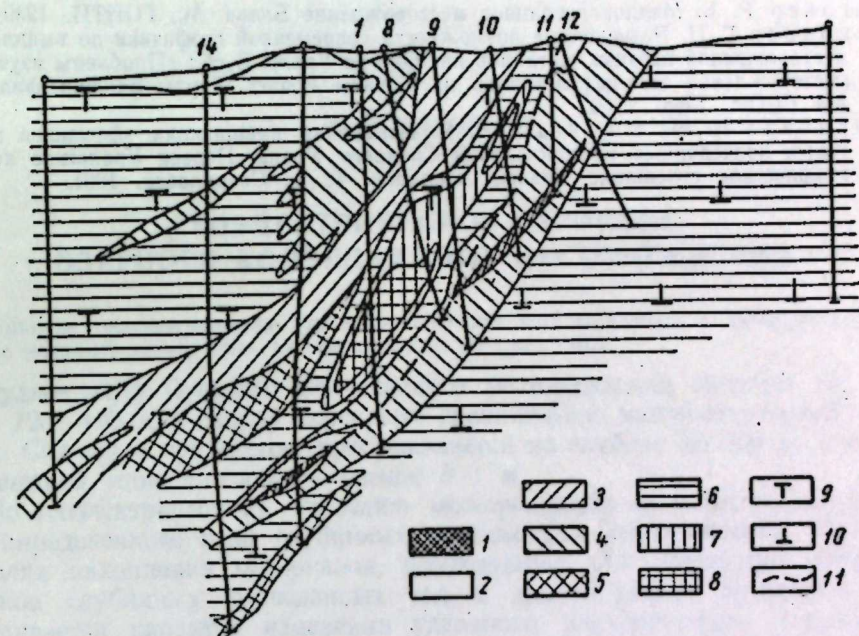


Рис. 3. Схематический геоэлектрический разрез по профилю II.

Удельное электрическое сопротивление, ом·м: 1—0—5 (сульфидное оруденение); 2—5—25; 3—25—125; 4—125—350; 5—350—500; 6—500—1500; 7—1500—3000; 8—>3000; 9—основные породы (надрудная толща); 10—кислые породы (рудовмещающая толща); 11—контакт между основными и кислыми породами.

ВЫВОДЫ

1. Вблизи рудных тел месторождения вмещающие породы, особенно висячего бока, характеризуются низким удельным сопротивлением, обусловленным тектоникой и гидротермальным метаморфизмом. Тем самым, надо полагать, подтверждается мнение Р. Б. Роговера о том, что оруденение Блявинского района контролируется тектонической зоной. В профиле I, где мощность рудного тела наибольшая, выделяется секущая зона низких сопротивлений, прослеживаемая с поверхности на глубину и относимая нами к дорудному тектоническому нарушению.

2. Наблюдается четырех-пятикратное превышение среднего удельного сопротивления кератофиров вмещающей толщи по сравнению со спилитами надрудной толщи. За пределами месторождения такое превышение исчезает и удельное электрическое сопротивление этих пород выравнивается.

3. Под воздействием гидротермального метаморфизма (до нескольких тысяч ом·метров) на выклинках рудных тел некоторых пород висячего и лежащего бока.

4. Аномалии проводимости, выявленные методами изолиний, наложения полей, вертикального поля и электропрофилирования, вероятно, обусловлены влиянием верхней проводящей толщи, которая электрически не связана с оруденением, хотя пространственно и совпадает с проекцией рудной зоны на дневную поверхность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий В. А. Мематорфизм и метасоматоз в уральских колчеданных месторождениях. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.
2. Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. Труды Ин-та геол. наук, сер. петр., вып. 71, № 24. М., Изд-во АН СССР, 1946.
3. Роговер Р. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. М., ГОНТИ, 1939.
4. Саковцев Г. П. Разведочные возможности современной геофизики по выявлению месторождений цветных металлов на Южном Урале. В сб.: «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале». Труды Башкир. филиала АН СССР, Уфа, 1960.
5. Чурилина Н. Н., Фоминных Н. Я. Изменения вмещающих эффузивов некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала. Первое Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т. 3. Свердловск, 1961.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

вып. 3

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ

1965.

П. Ф. РОДИОНОВ

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЗЕРНОГО КОЛЧЕДААННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Описано геоэлектрическое строение Озерного месторождения и даны рекомендации по методике электроразведки месторождений этого типа.

Рудное тело Озерного колчеданного месторождения залегает на глубине 120—180 м и сверху перекрыто сравнительно малоизмененными породами. Сплошное оруденение прослеживается на глубину до 500 м, а ореол сульфидной минерализации — свыше 800 м.

По геоэлектрическому строению месторождение является характерным для определенного типа глубинных колчеданных месторождений. Поэтому в целях накопления материалов, необходимых для разработки методики поисков глубинных колчеданных тел, в данной работе, во-первых, рассматривается характер изменения удельного электрического сопротивления в зависимости от тех или иных геологических процессов, в том числе и связанных с оруденением; во-вторых, оценивается разрешающая способность методов электроразведки, которыми выполнялись работы на месторождении Озерном.

В данной работе автором использованы материалы отчета по лаборатории электрометрии Института геофизики Уральского филиала АН СССР.

1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Медноколчеданное месторождение Озерное, расположенное к северу от месторождения им. XIX Партсъезда, открыто в 1960 г. при разбуривании комплексной (электрической, металлометрической и гидрохимической) аномалии [1]. Месторождение располагается в чашеобразной впадине, образовавшейся над измененными, тектонически нарушенными породами (рис. 1).

Над месторождением развиты мезо-кайнозойские отложения (глины, суглинки) мощностью 5—25 м. Они сменяются вулканогенными породами, представленными основными порфиритами и их туфами, альбитофирами и альбитизированными порфиритами и их пирокластами с прослоями известняков улутауской свиты [2]. Кора выветривания прослеживается до глубины 30—50 м и 50—80 м соответственно в породах кислого и основного состава. В тектонических зонах признаки выветривания отмечаются на глубине 100—150 м. Вокруг мощного рудного тела, расположенного в приконтактной зоне пород основного и кислого состава, развит ореол сульфидной вкрапленности с содержанием 5—30% серы (рис. 2 и 3).

Основные породы, развитые лишь в северной части месторождения,

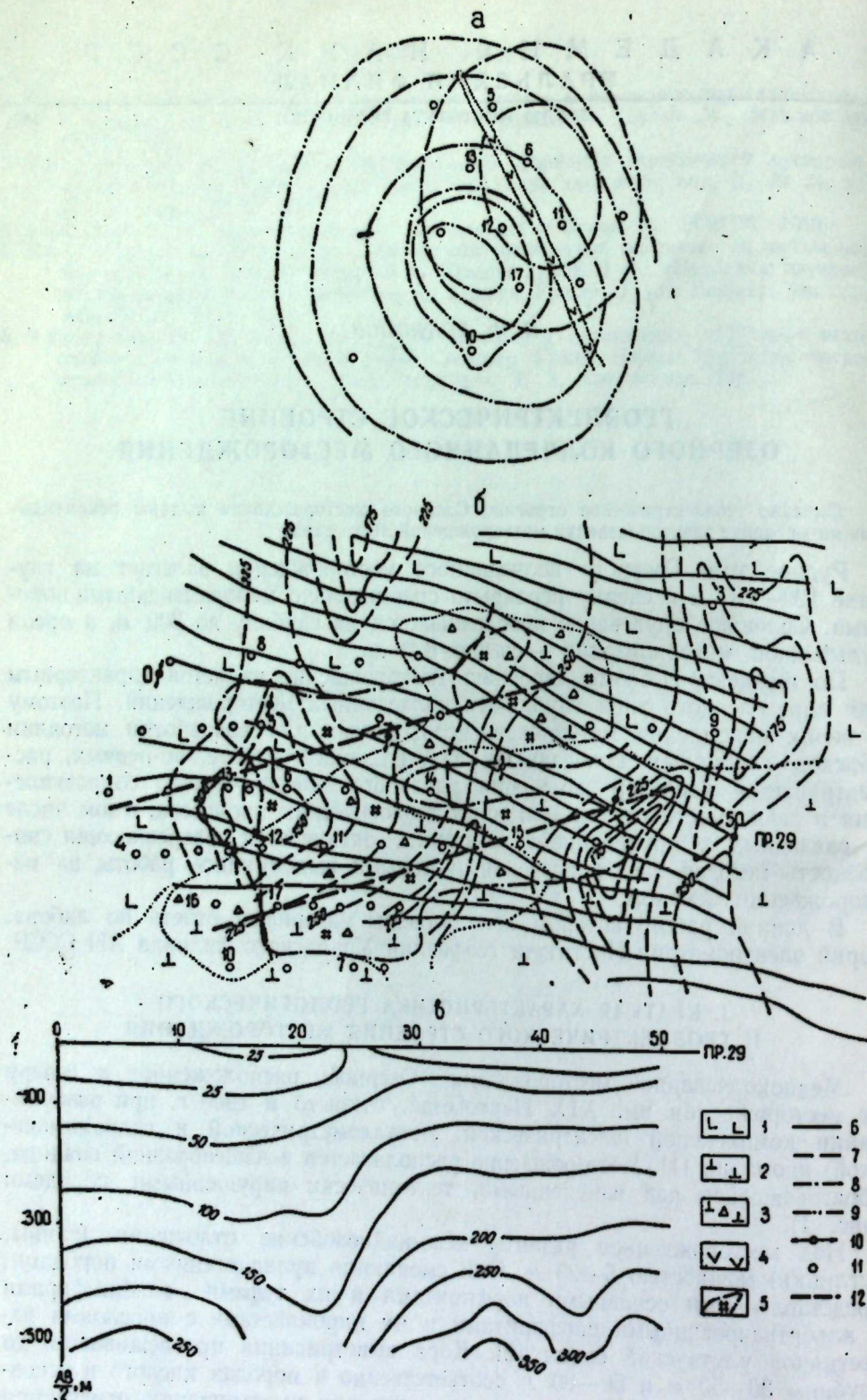


Рис. 1. Данные электроразведки.

а — метод заряда, план изолиний потенциала (по А. А. Редозубову); б — метод изолиний, план изолиний потенциала электрического поля (по Б. А. Игошину); в — вертикальный разрез кажущихся сопротивлений по профилю 29 (по Б. А. Игошину). (усл. обозн. см. на стр. 177)

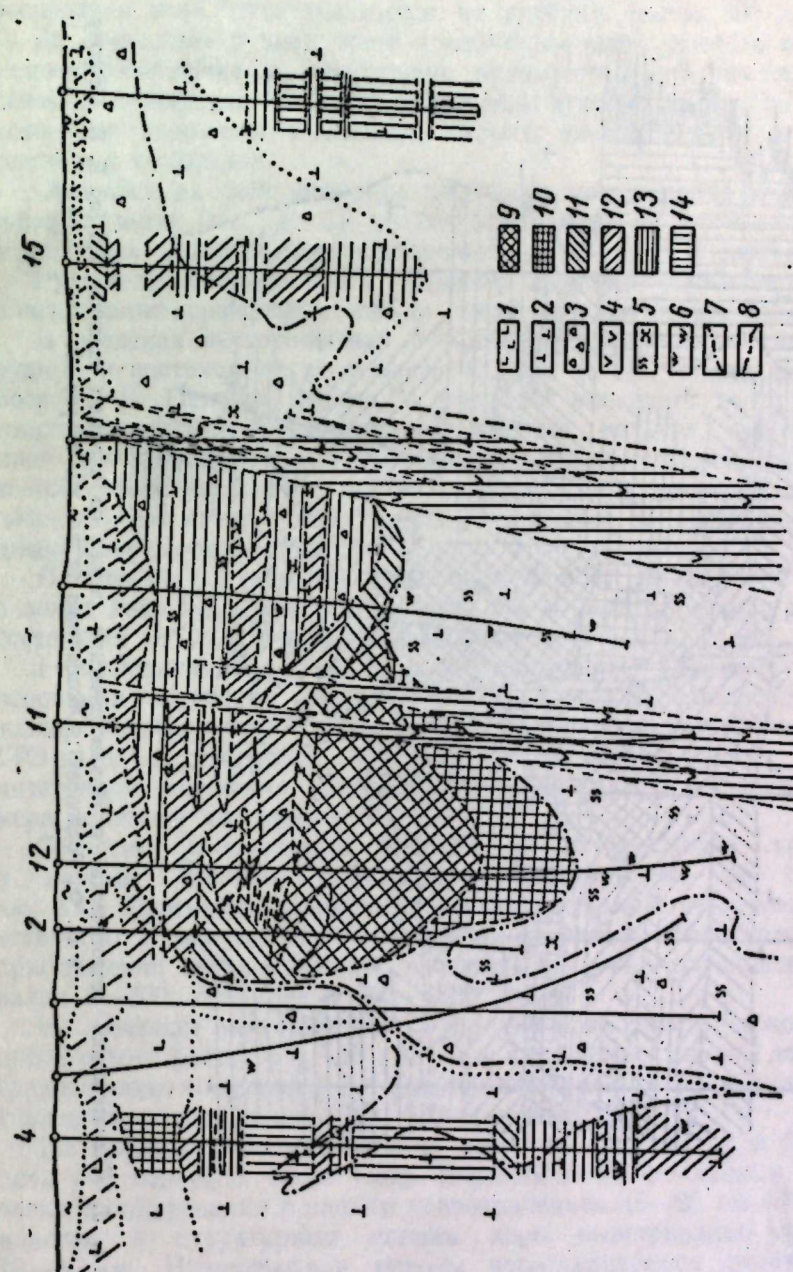


Рис. 2. Схематический геологический и геоэлектрический разрез по профилю скважин 4, 11 и 12 (по Г. В. Петрову и П. Ф. Родионову).

1 — порфиры основного состава, их туфы, туфобрекчии; 2 — альбитофиты, альбитизированные дацитовые порфиры; 3 — туфы, туфобрекчии пород кислого состава; 4 — диабазы, диабазовые порфиры (жильные); 5 — интенсивная серпентинизация, хлоритизация; 6 — интенсивное окварцевание; контур сульфидной минерализации; 7 — серы 5-15%; 8 — серы до 30%; 9 — 0-10; 10 — 10-200; 11 — 200-500; 12 — 500-1000; 13 — кажущееся ($\rho_0 = 0.5 \text{ М}$); удельное сопротивление, 1000-2000; 14 — > 2000 .

1 — основные порфиры и их туфы; 2 — альбитофиты, альбитизированные дацитовые порфиры; 3 — туфобрекчии пород кислого состава; 4 — диабазы, диабазовые порфиры (жильные); 5 — контур сульфидной минерализации; 6 — изолинии потенциала (метод изолиний); 7 — изолинии равного сопротивления (по данным ВЭЗ и электропрофилеирования); 8 — заряд в скважине 5, глубина 181 м; 9 — заряд в скважине 12, глубина 210 м; 10 — точки ВЭЗ; 11 — устье скважины; 12 — тектоническое нарушение.

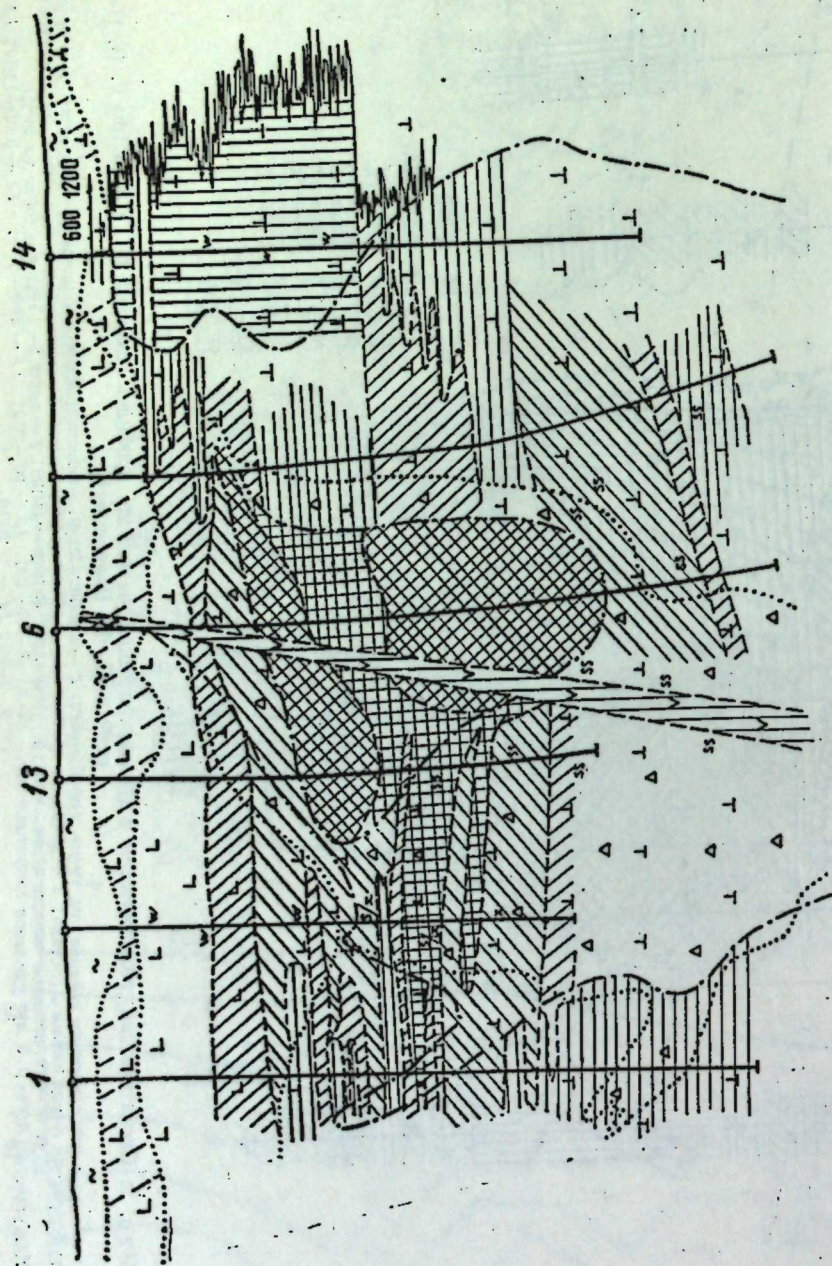


Рис. 3. Схематический геологический и геоэлектрический разрез по профилю скважин 1, 6 (по Г. В. Петрову и П. Ф. Родионову). Обозначения те же, что на рис. 2.

слабо изменены и не содержат сульфидов. Наоборот, породы кислого состава метаморфизованы и минерализованы сульфидами, особенно интенсивно вблизи рудного тела, где они обогащены кварцем, серицитом, хлоритом.

Минерализованные гидротермально измененные околорудные породы представлены преимущественно пирокластами и образуют в целом столбообразное тело, простирающееся на глубину свыше 800 м.

За пределами рудной зоны преобладают лавы кислого состава, менее метаморфизованные и содержащие преимущественно рассеянную вкрапленность сульфидов. К востоку эти породы прослеживаются до скважин 3, 9, которыми подсечены скопления густых вкрапленников с прожилками сплошных сульфидов.

Обращает на себя внимание широтная ориентировка зоны сульфидной минерализации (см. рис. 1), что является одним из признаков рудных зон в условиях рудного поля месторождения им. XIX Партсъезда.

Рудные тела пересекаются жильными породами (диабазы, габбро, реже плагногранит-порфирами); иногда жилы фиксируют разломы.

В пределах месторождения прослежены тектонические нарушения (дорудные и пострудные), показанные на рис. 1. По устному сообщению геолога Г. В. Петрова, северная и южная широтные тектонические зоны сопровождаются небольшими понижениями рельефа, четко выявляющимися при дешифровке аэрофотоснимков. Вдоль северной из них наблюдается резкое увеличение мощности коры выветривания. У западного разлома породы окварцованы, карбонатизированы и характеризуются повышенной электропроводностью.

Подземные (трещинные) воды циркулируют до глубины 100—120 м, в зонах разлома (скважина 2) — до 300 м. Минерализация вод в среднем составляет 0,6 г/л, местами повышается до 1 г/л.

Геоэлектрические разрезы по месторождению Озерному построены на основании обработки диаграмм электрокаротажа, записанных градиент-зондом размером 0,47—0,5 м (материалы каротажного отряда Поляковской ГРЭ — Н. А. Жигало). На разрезах выделены слои с определенным интервалом изменения кажущегося удельного сопротивления и для примера показаны диаграммы КС.

Согласно контрольным измерениям двухметровым градиент-зондом и данным бокового каротажного зондирования, на месторождении им. XIX Партсъезда с аналогичным геологическим строением соотношение истинного и кажущегося (40—0,5 м) удельного сопротивления в первом приближении можно принять равным 0,9; 1; 1,3 соответственно в интервалах 0—300; 300—700 и 700—1500 ом·м.

На Озерном месторождении, где удельное электрическое сопротивление бурового раствора $\rho_0 = 25 \div 32$ ом·м и диаметр скважины достигает 0,15 м, градиент-зонд размером 0,5 м непригоден для изучения разрезов с сопротивлением пород свыше 1500—2000 ом·м [3].

На сложных геоэлектрических разрезах (см. рис. 2 и 3) можно выделить ряд основных слоев (зон). Верхний слой, по данным вертикального электрозондирования с низким сопротивлением (5—25 ом·м), соответствует наносам и структурным глинам коры выветривания. Мощность его 10—30 м. Нижележащие породы характеризуются резким колебанием кажущегося сопротивления $\bar{\rho}$ от десятков до многих сотен ом-метров. Например, в скважине 4 (см. рис. 2) в интервале 50—100 м сопротивление колеблется в пределах 40—300 ом·м. Мощность описываемого слоя (кора выветривания) достигает 40—75 м в основных породах и 10—25 м — в породах кислого состава. В скважинах 4, 1, 6, 5 и других, пробуренных в тектонически нарушенных зонах, электропроводные основные породы прослеживаются на глубину 90—120 м.

Под корой выветривания залегают породы, кажущееся сопротивление которых колеблется в пределах 500—2000 и более ом-метров. Высоким сопротивлением (1000—2000 ом·м и более) характеризуются породы, пересеченные скважинами к западу и востоку от рудного тела, а также на северо-верном (скважина 5 и др.) и южном (скважины 16, 17 и др.) его флангах, где преимущественно развиты породы кислого состава. Над рудным телом (см. рис. 2) сопротивление этих пород колеблется преимущественно в пределах 500—1000 ом·м. В зоне западного разлома (скважина 2) сопротивление понижается до 200—500 ом·м. Пониженное сопротивление (500—1000 ом·м) этих пород отмечается также в профиле скважин 1—6 (см. рис. 3), в котором рудная зона на всем протяжении перекрыта основными породами. Скважины этого профиля располагаются в пределах северной тектонической зоны. С этим обстоятельством, очевидно, и связано понижение их сопротивления.

Рудоносная зона, включающая колчеданное оруденение и минерализованные околорудные породы висячего и лежащего бока, характеризуется удельным электрическим сопротивлением 10—500 ом·м. По простиранию зона прослеживается на 550 м при мощности не менее 500 м в центре месторождения и 150 м — в профиле скважины 5. Электропроводные околорудные породы развиты главным образом в лежащем боку. В висячем боку рудного тела эти породы встречены лишь в некоторых скважинах (1, 6 и др.).

В лежащем боку околорудные породы интенсивно минерализованы, причем, судя по данным ПС, сульфидные вкрапления слагают отдельные зоны. Интенсивная сульфидная минерализация подсечена также к северу (скважина 8 и др.) и к югу (скважины 7, 10 и др.) от месторождения.

Таким образом, на месторождении Озерном прослеживается околорудная электропроводная зона с вертикальной мощностью до 500 м, развитая, в основном, в лежащем боку рудного тела. Контур этой зоны в общих чертах соответствует контуру гидротермально измененных кислых пород, обогащенных сульфидами. По простиранию электропроводная зона прослеживается на расстояние в 1,5—2 раза большее, чем рудное тело.

Проводящая зона перекрыта породами с удельным сопротивлением 500—2000 ом·м, причем над западной и центральной частью рудного тела сопротивление пород в 1,5—2 раза меньше, чем на флангах месторождения. Это обусловлено большей обводненностью тектонически нарушенных пород и более интенсивным их поверхностным выветриванием, усиливающимся под воздействием минерализованных вод.

2. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Как видно на рис. 1, в месторождении Озерном поле метода изолиний следует считать нормальным. Слабое искажение поля отмечается к северу от месторождения, что связано с увеличенной мощностью рыхлых отложений.

По данным электропрофилирования и вертикального электротзондирования над месторождением выделяется локальная зона низких сопротивлений, обусловленная повышенной мощностью электропроводных пород (наносов и отложений коры выветривания), как было показано выше.

Рудная зона на кривых вертикального электротзондирования не выделяется, очевидно, из-за экранирующего влияния сверху лежащего малоэлектропроводного слоя пород и неблагоприятного соотношения его удельного сопротивления ($\rho = 500 \div 2000$ ом·м) с удельным сопротивлением покрывающих мощных рыхлых отложений ($\rho = 5 \div 25$ ом·м). Над рудной зоной не выявлено аномалий проводимости также при проведении работ методом

комбинированного профилирования. Частотным и радиальным индуктивным электромагнитным зондированием установлена аномалия проводимости, обусловленная влиянием глубинной проводящей рудной зоны, залегающей под «диэлектриком». При проведении работ методом вызванной поляризации выявлены аномалии, совпадающие с расположенными близко к дневной поверхности участками сульфидной вкрапленности. По плану изолиний потенциала, прослеженных при заряде в скважине 3, над месторождением Озерным выделяется четкая аномалия проводимости, характерная для незаряженного проводника. Возмущение поля мы объясняем влиянием неоднородного геоэлектрического строения самых верхних слоев. По устному сообщению А. А. Редозубова, при источнике тока, расположенном в рудном теле, подсеченном скважиной 5 на глубине 180—190 м, максимум потенциала от эпицентра источника смещается в область между скважинами 6 и 11, где рудное тело залегает на глубине 130—140 м (см. рис. 1, а).

При источнике тока, расположенном в рудном теле на глубине 210 м (скважина 12), максимум потенциала прослеживается вблизи скважины 2, где густые вкрапления сульфидов встречены на глубине 100—110 м. Работы методом заряда показывают, что изменение глубины верхней поверхности рудного тела на 20—40 м (при средней глубине его залегания 120—150 м) отчетливо фиксируется.

Судя по распределению потенциала описанных выше зарядов, рудная зона не является монолитным проводником, а, скорее всего, делится на две части вдоль мощной диабазовой жилы северо-западного простирания. Бурением разрыва рудного тела здесь не установлено. Возможно, что жила делит рудное тело на две части в электрическом отношении. На разрыв оруденения между скважинами 13 и 5 указывает также отрицательное значение аномального потенциала, наблюдаемого по скважине 5 при расположении точечного источника в скважине 13.

Над Озерным месторождением выявлена аномалия силы тяжести, интенсивность которой несколько ниже теоретической. Это понижение аномалии силы тяжести связано с повышенной мощностью коры выветривания над рудным телом, породы которой имеют меньшую (на $0,1—0,5$ г/см³) плотность по сравнению с малозмененными вмещающими породами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение пород по параметру ρ отражает влияние разнообразных геологических процессов, протекавших и протекающих в пределах месторождения.

Глубинная электропроводная ($\rho = 10 \div 500$ ом·м) околорудная зона образовалась в результате гидротермального и рудного метаморфизма, проявившегося в виде сульфидного оруденения и интенсивной минерализации в толще брекчий кислого состава вулканогенного (тектонического, по нашему мнению) происхождения. Электропроводная зона прослежена на глубину свыше 500 м; с боков она ограничена породами кислого ($\rho = 1000—2000$ ом·м), а сверху — породами основного ($\rho = 500 \div 1000$ ом·м и более) и кислого (≥ 1000 ом·м) состава. Размеры описываемой зоны в 1,5—2 раза превосходят размеры рудного тела.

Над месторождением наблюдается мощный слой проводящих рыхлых отложений, образовавшихся при выветривании тектонически нарушенных пород преимущественно основного состава. Мощность (до 100—150 м) этого слоя над собственно рудным телом в 1,5—3 раза превышает его мощность на флангах месторождения, где развиты главным образом породы кислого состава.

Как показал опыт, для поисков колчеданных месторождений, по геоэлектрическому строению подобных Озерному, методы изолиний, комбинированного электропрофилирования и вертикального электрозондирования непригодны. Обнадёживающие результаты в отношении применимости индуктивного электромагнитного зондирования для поисков месторождений показали полевые опытные работы последних лет.

Методом вызванной поляризации могут быть выявлены зоны сульфидной минерализации, прослеживаемые вблизи месторождения. В процессе предварительной и детальной разведки целесообразно использовать метод заряда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пастухов И. П. Озерное медноколчеданное месторождение на Южном Урале. «Разведка недр», 1962, № 4.
2. Пастухов И. П. Новое о возрасте медноколчеданных месторождений на Южном Урале. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. I. М., Госгеолтехиздат, 1956.
3. Палетки бокового каротажного зондирования и методика их применения. Труды ВНИИгеофизика, М., 1958.

Ю. М. ГУРЕВИЧ

ОПТИМАЛЬНЫЙ ГРАДИЕНТ-ЗОНД ДЛЯ ЭЛЕКТРОКАРОТАЖА НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕГО УРАЛА

Показана возможность приближенного определения удельного электрического сопротивления горных пород по данным измерений двухметровым градиент-зондом.

Удельное электрическое сопротивление горных пород на рудных месторождениях Среднего Урала колеблется в очень широких пределах. Наиболее низким сопротивлением обладают обычно сульфидные и магнетитовые сплошные и с густой вкрапленностью руды. Рассланцованные обводненные породы, поверхностные отложения и вкрапленные руды характеризуются сопротивлением в десятки и сотни ом-метров. Удельное электрическое сопротивление малоизмененных изверженных пород колеблется в пределах единиц и десятков тысяч ом-метров. Наиболее высокое сопротивление отмечается у известняков (до сотен тысяч ом-метров). Таким образом, перед каротажом кажущегося сопротивления (КС) на рудных месторождениях стоит задача расчленения горных пород по степени сопротивления в большом диапазоне.

Для выбора оптимального зонда в 1960 г. были проанализированы материалы боковых каротажных зондирований (БКЗ), полученные Уральской комплексной каротажной экспедицией на Среднем Урале. Материалы БКЗ включали кривые КС по измерениям градиент-зондами следующих размеров: 0,12; 0,25; 0,5; 1,0; 2,0; 4,0 м и в некоторых случаях 8,0 м, а также кривые резистивметрии и кавернометрии.

До настоящего времени диаметр большинства скважин на рудных месторождениях составляет 75—130 мм. Диаграммы кавернометрии показывают, что разработка диаметров скважин достигает 80—150 мм. Удельное электрическое сопротивление бурового раствора ρ_c изменяется от единиц до сотни ом-метров. Наиболее вероятное сопротивление (в 20 случаях из 49) равно 20 ом·м.

Используя эти данные и палетку характеристик проф. Л. М. Альпина [1], можно выбрать минимальный размер зонда, который позволял бы расчленять породы в отмеченном выше диапазоне сопротивлений. Принимая $\frac{\rho}{\rho_c} = 5000$ и $\frac{L}{d} = 19,6$ (где ρ — истинное сопротивление горных пород; ρ_c — сопротивление бурового раствора; d — диаметр скважины и L — размер зонда) находим $L = 1,5 \div 3,0$ м. Данный вывод сделан без учета влияния конечной мощности пластов на результаты измерений КС. Обычно зоны маломощных пород на рудных месторождениях имеют небольшие размеры по простиранию (кроме рудных тел, даек и др.) и не представляют большого практического интереса. Подтверждением этому может служить различие изрезанности кривых КС, записанных по соседним скважинам.

Надо полагать, что практически интересными могут являться зоны мощностью более 3 м.

Для уточнения размера оптимального градиент-зонда с учетом конечной мощности пластов и практического влияния скважины, т. е. влияния d и ρ_c , на рис. 1 в координатных осях ρ_k и ρ_n/ρ_k нанесены экспериментальные точки (ρ_k — среднее значение кажущегося сопротивления пласта, определенное по кривой КС; ρ_n — сопротивление пласта, определенное по методике БКЗ).

Как видно из рисунка, по кривой КС, измеренной полуметровым градиент-зондом, можно дифференцировать по сопротивлениям только те горные породы, кажущееся сопротивление которых не превышает ~ 800 ом·м.

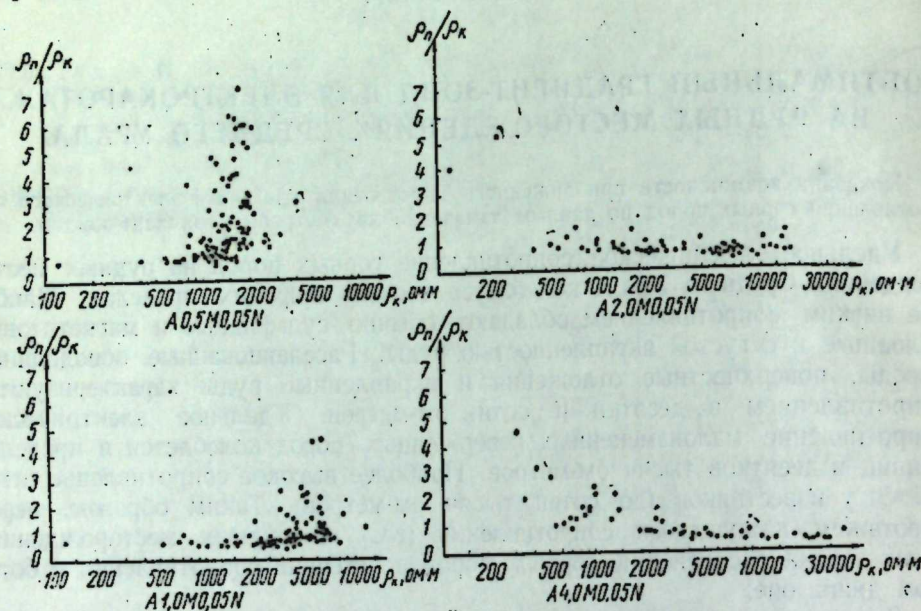


Рис. 1. Экспериментальная зависимость $\frac{\rho_n}{\rho_k}$ от ρ_k .

ρ_n — сопротивление пласта, определенное по методике БКЗ;
 ρ_k — среднее значение кажущегося сопротивления пласта, определенное по кривой КС, измеренной градиент-зондами различных размеров.

Несколько лучшие результаты дает однометровый градиент-зонд. По кривым, записанным этим зондом, дифференциация пород наблюдается до ρ_k , равного примерно 3000 ом·м. При измерениях двухметровым градиент-зондом отмечается закономерное расположение точек во всем диапазоне изучаемых сопротивлений. Разброс точек на графике для четырехметрового зонда объясняется влиянием экранных явлений за счет конечной мощности пластов. Таким образом, двухметровый градиент-зонд следует считать оптимальным для расчленения горных пород Среднего Урала по сопротивлениям. На целесообразность использования двухметрового градиент-зонда на колчеданных месторождениях Южного Урала указывали сотрудники лаборатории электрометрии Института геофизики Уральского филиала АН СССР в 1958—1959 гг.

Представляет интерес определение зависимости истинного сопротивления от кажущегося при измерениях двухметровым зондом. Эта зависимость была получена экспериментально на основании обработки данных БКЗ (рис. 2). График $\rho_k = f(\rho_n)$ построен по данным измерений сопротивления горных пород в 1093 интервалах 113 скважин, расположенных более чем

на 60 месторождениях, рудопроявлениях и поисковых участках различных полезных ископаемых (медь, железо, хромит, уголь и др.) Среднего Урала. Разброс точек на графике объясняется следующими факторами: погрешностями измерений ρ_k ; ошибками интерпретации кривых зондирования; трехслойностью некоторых пластов; влиянием диаметра скважины и бурового раствора. При построении графика исключены измерения сопротивлений пластов мощностью менее 3 м в случаях, когда на кривых зондирования наблюдались экранные явления.

На графике различными условными обозначениями нанесены точки для двухслойных и трехслойных пластов. Из всего числа рассмотренных кривых зондирования, трехслойные пласты составляли $\sim 10\%$. Наибольший разброс точек (см. рис. 2) приходится на трехслойные пласты, особенно при проникновении бурового раствора, повышающего сопротивление пласта.

Вычисление средней относительной погрешности определения сопротивлений по графику $\rho_k = f(\rho_n)$ проводилось по формуле

$$\frac{\sum \left| \frac{\rho_n - \rho_n'}{\rho_n^{min}} \right|}{N},$$

где ρ_n — сопротивление пласта, определенное по БКЗ;
 ρ_n' — сопротивление пласта, определенное по графику, представленному на рис. 1;
 ρ_n^{min} — меньшее из двух сопротивлений пласта ρ_n и ρ_n' ;
 N — число определений.

Приведенные ниже данные характеризуют точность определений сопротивления горных пород с учетом двух- и трехслойных пластов:

Интервал сопротивлений, ом·м	Количество определений	Средняя относительная погрешность, $\pm \%$
До 100	77	15
100—1000	172	28
1000—10 000	622	35
10 000—100 000	204	46
Выше 100 000	18	254

Такая точность определений сопротивления горных пород является вполне достаточной при изучении геоэлектрического строения месторождений и поисковых участков.

Известен способ определения сопротивлений непроницаемых горных пород по двухслойной палетке БКЗ при знании кажущегося сопротивления (измеренного одним зондом), диаметра скважины и сопротивления бурового раствора [2]. Для оценки точности определений сопротивления указанным способом, были выполнены подобные определения градиент-зондами различных размеров и вычислены средние относительные погрешности

Размер градиент-зонда, м	Количество определений	Средняя относительная погрешность, $\pm \%$
0,5	77	168
1	74	98
2	90	25
4	90	66

Р
1
5

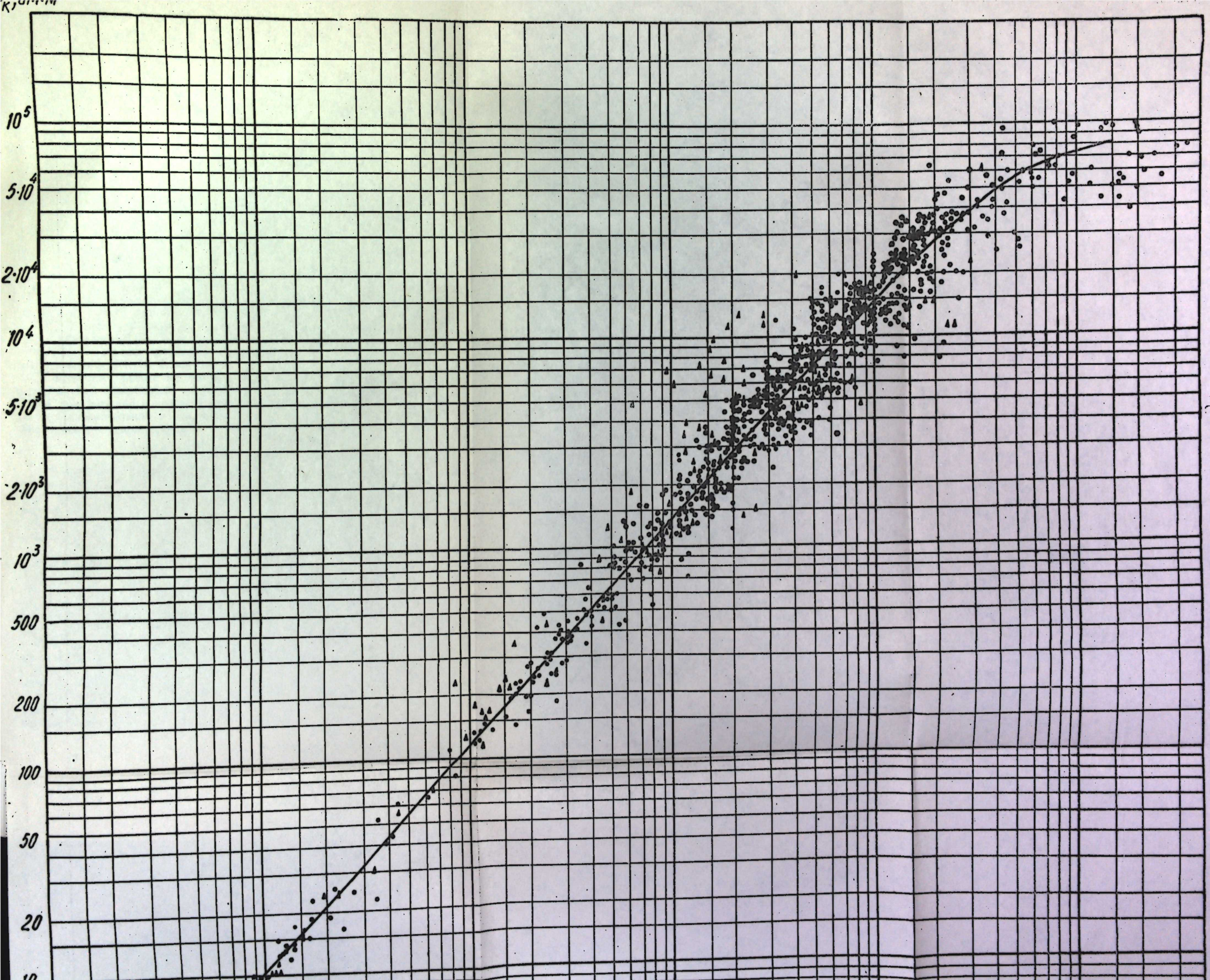
Наименьшая погрешность получается при измерениях двухметровым градиент-зондом. Для зондов меньшего размера погрешность возрастает в связи с более сильным влиянием на результаты определений следующих факторов: погрешностей измерения диаметра скважины и сопротивления бурового раствора. Увеличение погрешности определений четырехметровым градиент-зондом связано с влиянием боковых пород.

Относительная погрешность определения сопротивления горных пород двухметровым градиент-зондом с учетом сопротивления бурового раствора и диаметра скважины получилась такого же порядка, как и по графику $\rho_k = f(\rho_n)$. Для других зондов погрешности более значительны. В силу этого для массовых определений сопротивления горных пород в скважинах можно рекомендовать следующую методику.

Измерения в скважине проводить двухметровым градиент-зондом. Полученная кривая КС используется для определения среднего кажущегося сопротивления для интервалов однородных в электрическом отношении пород. Затем по графику (рис. 2) находят истинное сопротивление пласта. Методику бокового каротажного зондирования можно рекомендовать для контрольного определения сопротивлений по отдельным скважинам и для изучения проницаемых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альпин Л. М., Комаров С. Г. Альбом палеток БКЗ. М., Гостоптехиздат, 1953.
2. Дахинов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., Гостоптехиздат, 1955.



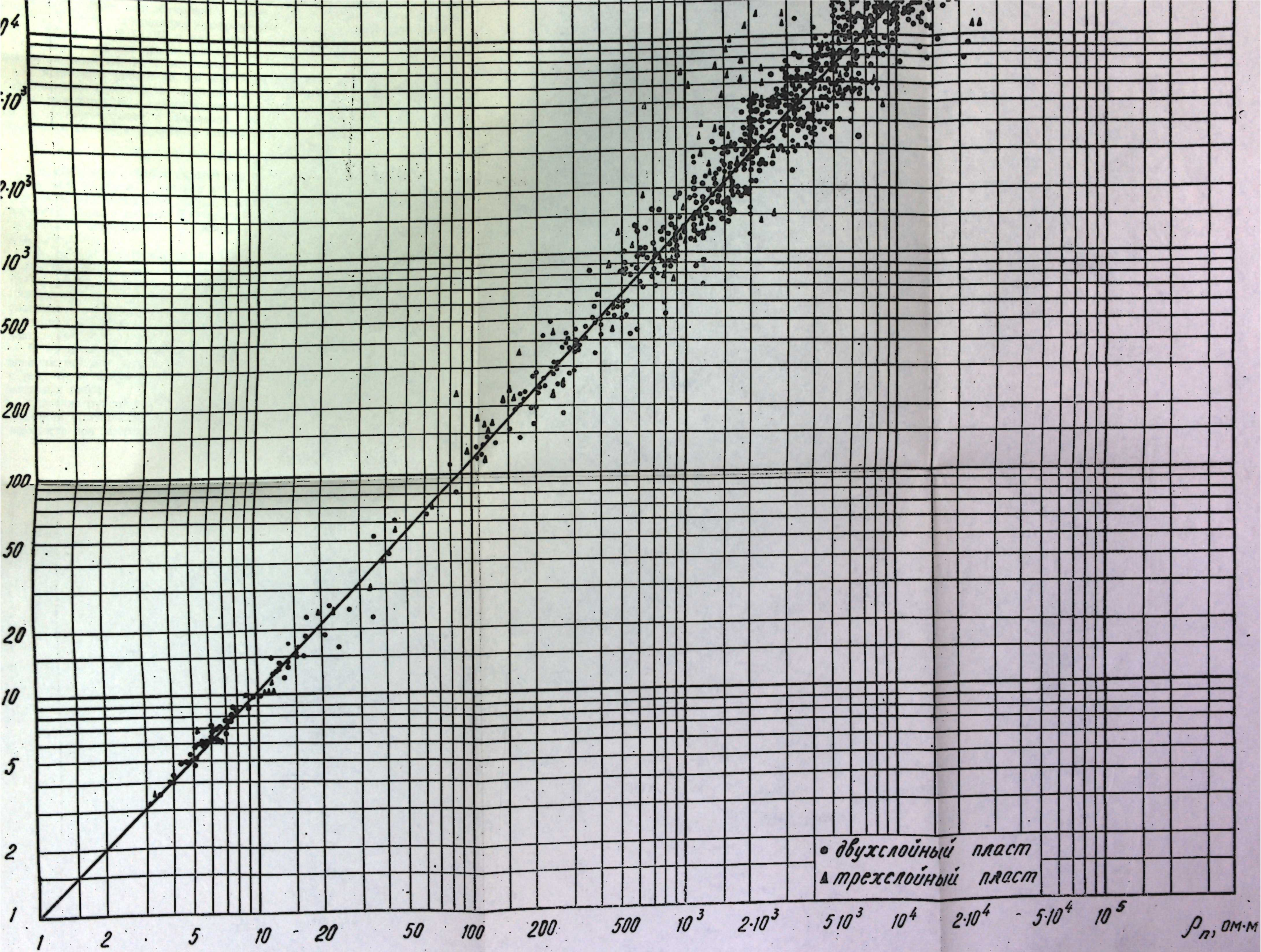


Рис. 2. Экспериментальная зависимость истинного сопротивления пластов горных пород от кажущегося сопротивления, измеренного двухметровым градиент-зондом.

И. И. КОНОНЕНКО, Г. А. ЛЕГА, П. Ф. РОДИОНОВ

ОПЫТ КОМПЛЕКСНОЙ СКВАЖИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ НА КОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮЖНОГО УРАЛА

Описаны результаты скважинной электроразведки методами заряда и радиоволнового просвечивания. Охарактеризованы возможности этого комплекса методов при решении задач предварительной и детальной разведки колчеданных месторождений.

В течение 1961—1963 гг. каротажный отряд экспедиции Башкирского геологического управления (Г. А. Лега) на одном колчеданном месторождении проводил систематические скважинные исследования методом заряда по методике, ранее разработанной и проверенной в условиях Южного Урала сотрудниками лаборатории электрометрии Института геофизики Уральского филиала АН СССР и указанного выше отряда.

В 1962 г. на месторождении проведены исследования радиоволновым просвечиванием (И. И. Кононенко).

В настоящей работе на примере проведенных исследований показана разрешающая способность методов заряда и радиоволнового просвечивания при решении вопросов строения рудной зоны, возникающих в процессе предварительной и детальной разведки, а также геологическая эффективность использованного комплекса методов в целом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАБОТ

Рассматриваемое месторождение расположено в восточном крыле антиклинальной складки. Сплошное колчеданное оруденение залегает в верхней части рудовмещающей толщи, представленной альбитофиритами и порфиритами кислого состава. Рудовмещающие породы слабо рассланцованы, интенсивно окварцованы; в меньшей степени в них развит серицит и хлорит.

По данным электрокаротажа ($AO=2$ м), вмещающие породы месторождения характеризуются высоким кажущимся сопротивлением $\bar{\rho}=2000-10\,000$ ом·м. Сопротивление околорудных пород уменьшается до 500—1000 ом·м лишь в непосредственном контакте с рудными телами, реже на участках трещиноватых и минерализованных пород. Кажущееся сопротивление сплошных руд колеблется от десятых долей до 1—2 ом·м, прожилково-вкрапленных руд в пределах 3—5 ом·м.

В процессе разведочного бурения систематически проводились исследования методом заряда как в наземном, так и в скважинном вариантах с тем, чтобы полученные результаты использовать при направлении разведочных работ.

Строение рудной зоны в целом достаточно четко выявляется на планах изолиний потенциала, построенных по данным измерений на дневной поверхности при заземлениях в рудных подсечениях скважин 1, 8, 11, 6. При

всех зарядах выделяются западная и восточная электропроводные зоны (рис. 1). Естественно, более отчетливо выделяются проводники той зоны, в пределах которой располагается заземление. Как видно на рисунке, при заряде в скважине 11 на глубине 94 м максимум потенциала смещается к югу от эпицентра источника.

В соответствии с этим можно было предполагать, что рудное тело, подсеченное скважиной 11, приближается к дневной поверхности в области максимума потенциала. В действительности же, как будет показано при описании скважинных наблюдений, возмущение поля в основном связано

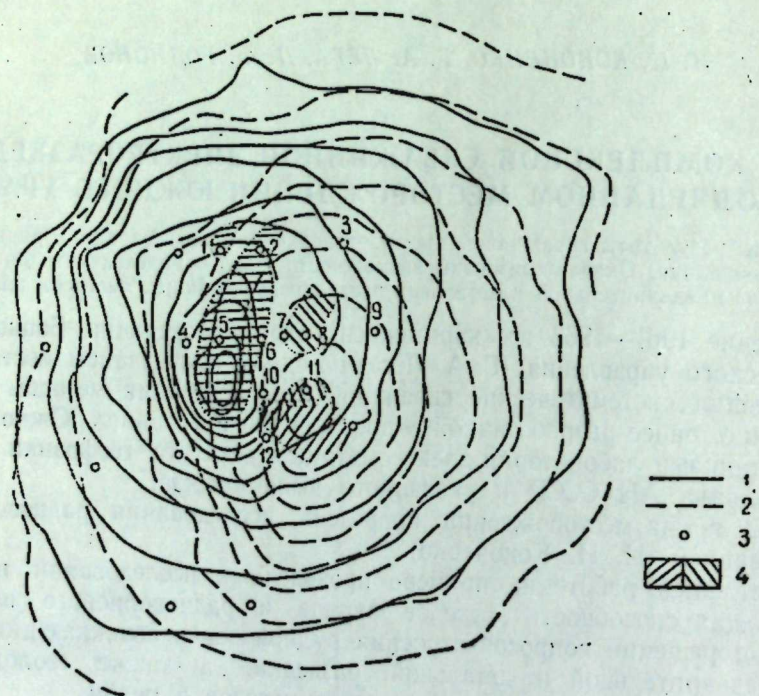


Рис. 1. План изолиний потенциала электрического поля. Метод заряда.

Изолинии потенциала при заряде: 1 — в скважине 6 на глубине 45 м; 2 — в скважине 11 на глубине 94 м; 3 — устье скважины; 4 — горизонтальные проекции рудных тел по геолого-геофизическим данным.

с влиянием обособленного проводника (рудного тела), расположенного к югу от скважины 11 на глубине 40—60 м. Подобные ошибки при определении угла падения или скатывания рудной зоны возможны в случае многоярусного оруденения.

Согласно планам изолиний потенциала при зарядах в скважинах 1 и 6, западная рудная зона имеет строение, показанное на рис. 1. Прожилково-вкрапленное оруденение, встреченное в скважине 1, не только не является частью одного рудного тела с оруденением в скважине 2, но и залегает в другой электропроводной зоне (на меньшей глубине по данным скважинных наблюдений). В случае электрической связи этих рудных подсечений распределение потенциала при расположении источника тока в скважине 6 было бы иное; в частности, максимум потенциала на дневной поверхности совпал бы с устьем скважины 1. Из сопоставления планов изолиний потенциала при указанных зарядах также следует, что сплошное колчеданное оруденение в скважинах 6 и 5 не составляет единого тела с прожилково-вкрапленным оруденением, подсеченным в скважине 2, а вероятно, соединяется с ним густой вкрапленностью, развитой к югу от этой скважины.

Детальное изучение строения рудной зоны производилось по скважинам методами заряда и радиоволнового просвечивания. Радиоволновое просвечивание проведено в основном на частоте 2,4 Мгц аппаратурой, разработанной и изготовленной в ВИТР под руководством А. А. Попова. Ниже рассматривается часть этих материалов, представляющих интерес, главным образом, в методическом отношении, а отчасти для определения пространственного положения рудных тел.

На одном из профилей скважинами 5 (на глубине 27,8—37,2 м), 6 (на глубине 37,2—52,8 м), 8 (на глубине 73,3—80,3 м) подсечено сплошное и вкрапленное оруденение (рис. 2). Рудные подсечения скважин 8 и 6

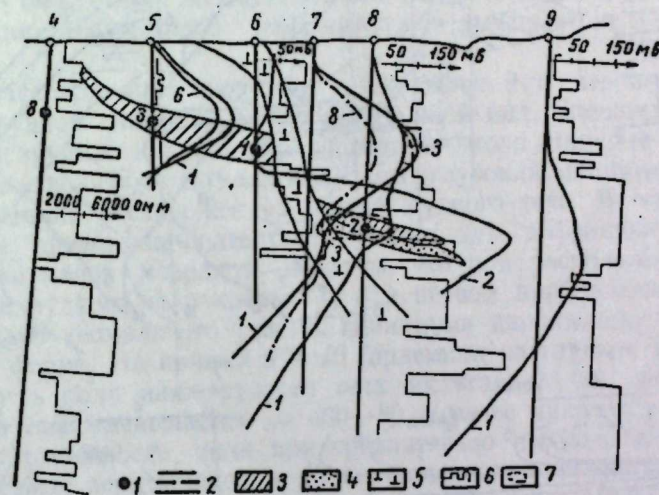


Рис. 2. Кривые потенциала по скважинам. Метод заряда. 1 — положение и номер источника тока; 2 — кривые потенциала (номер кривой соответствует номеру источника тока); 3 — контур рудного тела по геологическим данным; 4 — вкрапленники; 5 — альбитофиры; 6 — усредненные диаграммы кажущегося удельного сопротивления; 7 — контур рудного тела по комплексным электрометрическим исследованиям.

вначале увязывались в одно рудное тело с падением на восток. Проведенные скважинные исследования методом заряда не подтвердили такого представления о залегании рудного тела. Так, на кривой 1 по скважине 8 при заземлении в рудном теле (скважина 6) отмечаются два максимума потенциала: верхний — на уровне заземления и нижний, соответствующий положению рудного тела в исследуемой скважине (см. рис. 2). Верхний максимум кривой обусловлен влиянием заряженного тела, выклинивающегося в интервале между рассматриваемыми скважинами. Нижний максимум связан с возмущением поля рудным телом, обособленным от заряженного. Поскольку рудное тело фиксируется положительной аномалией, протяженность его в восточном направлении меньше, чем в сторону скважины 6 [8]. На отсутствие электрической связи между рассматриваемыми рудными телами указывает также факт меньшего значения потенциала в верхнем максимуме по сравнению с нижним.

При заряде 2 на соответствующей кривой (скважина 6) в рудном интервале наблюдается резко выраженный минимум потенциала (отрицательная аномалия), что является достаточным признаком обособленности рудных тел [3 и 7]. Кроме того, наличие отрицательной аномалии позволяет сделать вывод об ограниченности рудного тела к востоку от скважины 6 и о значительно большей его протяженности в западном направлении.

В соответствии с указанным выше заключением о строении рудной зоны на рассматриваемом участке профиля были пробурены проверочные сква-

жины 5 и 7. Как и можно было предполагать, скважиной 5 подсечено рудное тело на глубине 27,8—37,2 м, а скважина 7 прошла по безрудным породам.

Наблюдения по скважине 7 при заряде 8 в скважине 4 дают представление о возможностях метода в отношении обнаружения рудных тел в межскважинном и околоскважинном пространстве. На кривой 8 (скважина 7)

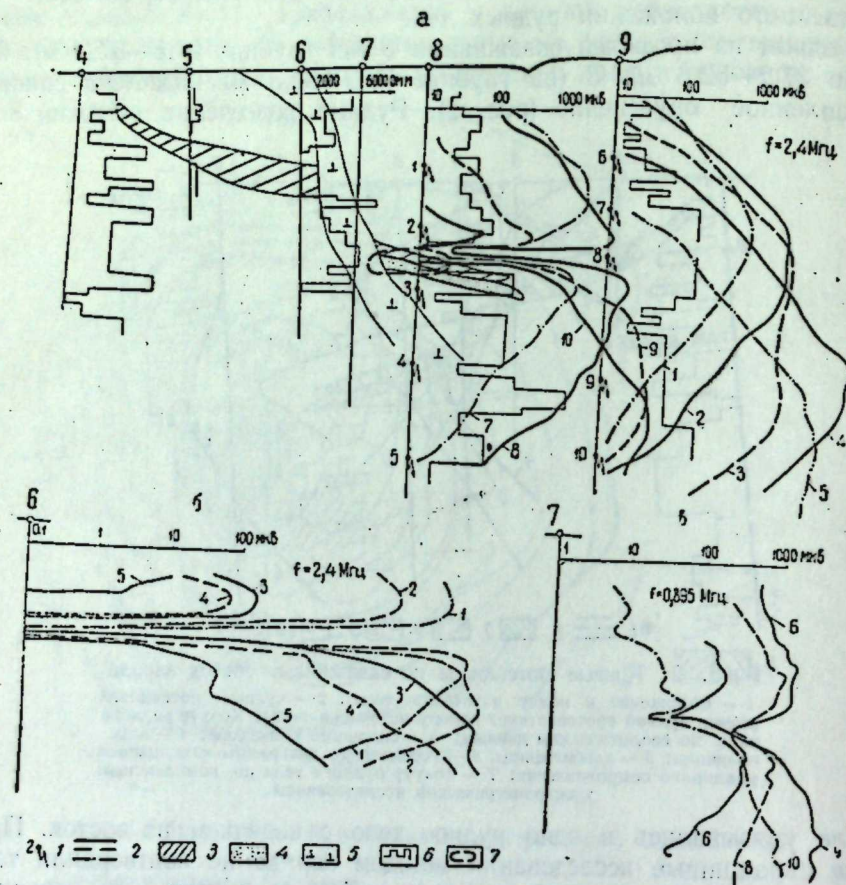


Рис. 3. Данные радиоволнового просвечивания.
1 — точки расположения приемника; 2 — кривые напряженности поля (номер кривой соответствует номеру расположения приемника); 3—7 — обозначения те же, что на рис. 2.

максимальное значение потенциала наблюдается против рудного тела, не подсеченного этими скважинами, и минимум — против выклинивания рудного тела, встреченного скважиной 8.

Как видно на рис. 2, кривые 1 и 3 (скважина 7) с точностью 2—5% совпадают. Это позволяет считать рудное тело эквипотенциальным в интервале между скважинами 5 и 6. Для изучения степени эквипотенциальности рудного тела записана кривая потенциала по скважине 6 при расположении источника тока в точке 8 (скважина 4), а электрода N — в рудном теле (скважина 5). При этом в рудном теле значение потенциала равно 4 мВ при минимальном значении 120 мВ вне рудного тела, т. е. отклонение от нулевого значения (для идеального проводника) составляет 3,5%.

Поскольку строение рудной зоны в рассматриваемом разрезе, по данным бурения и метода заряда, в скважинном варианте было известно, опытные работы по радиопросвечиванию позволили установить возможности метода в подобных геоэлектрических условиях: а) для оконтуривания вы-

клинивающихся между скважинами рудных тел; б) для определения сплошности рудных подсечений (корреляционная увязка) между скважинами; в) для поисков пропущенных рудных тел между скважинами.

Возможности метода по решению первой задачи хорошо иллюстрируются, в частности, результатами просвечивания на частоте 2,4 МГц между скважинами 8—9 (рис. 3, а). Кривые интенсивности радиосигнала по скважине 9 при расположении приемника в скважине 8 на различной глубине [1—5] имеют вид, близкий к кривым нормального поля. Даже при расположении приемника в непосредственной близости от рудного тела (кривые 2, 3) по скважине 9 не отмечается экранирования поля. Лишь над участками вмещающих пород с относительно пониженным значением сопротивления наблюдается незначительное уменьшение напряженности поля.

При расположении приемника в скважине 9 и перемещении передатчика по рудной скважине 8 поле имеет иной вид. Сплошная колчеданная руда фиксируется полным экранированием поля (кривые 7, 9, 10) или ослаблением величины сигнала в 300 раз (глубокий минимум на кривой 8), когда приемник расположен на уровне рудного тела. В последнем случае положение приемника более благоприятно для дифракции радиоволн на проводнике малой мощности. Заметим, что при расположении приемника на уровне рудного тела кривые 7, 8 в первом приближении симметричны относительно аномального участка (минимума напряженности поля) по величине и форме. На кривых 9 и 10 (приемник на глубине 130 и 160 м) напряженность поля ниже рудного тела достигает 20 000 мкВ, а выше рудного тела она уменьшается до 400—80 и менее микровольт. Такое понижение напряженности поля при сравнительно небольшом изменении расстояния между передатчиком и приемником может быть объяснено повышенным поглощением энергии электромагнитного поля породами на продолжении выклинивания рудного тела. Вероятно, здесь есть минерализованные участки. На рис. 3 видно, что нижняя часть рудного тела, представленная прожилково-вкрапленными рудами (до 50 % сульфидов), в методе радиоволнового просвечивания не выявляется четкой аномалией.

Таким образом, материалы по радиопросвечиванию подтверждают высказанное выше по данным метода заряда предположение о выклинивании подсеченного скважиной 8 рудного тела вблизи этой скважины (на расстоянии около 10 м в сторону скважины 9). Плавный широкий максимум потенциала кривой 2 по скважине 9 при заряде в рудном теле (скважина 8 — см. рис. 2) также указывает на выклинивание этого тела в непосредственной близости от скважины 8.

На примере просвечивания между скважинами 6 и 8, рудные подсечения в которых относятся к обособленным телам, показан характер распределения электромагнитного поля в случае отсутствия электрической связи между рудными телами. В качестве иллюстрации на рис. 3, б приведены лишь кривые интенсивности радиосигнала по скважине 6. Положение рудного тела отмечается полным (скв. 6) или частичным затуханием сигнала в скважине 8. Ширина аномалии увеличивается с увеличением расстояния от передатчика до приемника. Следовательно, в результате просвечивания между скважинами 6, 7 и 8 установлено отсутствие неподсеченных рудных тел между исследуемыми скважинами, а также получена информация о выклинивании рудных тел. Так, границу рудного тела следует провести в 15—20 м к западу от скважины 8.

Наблюдения, проведенные по скважине 7 при размещении приемника в скважине 9 на различных глубинах от 40 до 160 м, позволяют оценить разрешающую способность радиоволнового просвечивания для поисков рудных тел между скважинами. Измерения проводились на частоте

0,895 Мгц. Выше уже были указаны ограниченные размеры подсеченного скважиной 8 рудного тела (протяженностью 25—30 м, мощностью 10 м) в рассматриваемом разрезе. Естественно, для частоты 0,895 Мгц (длина волны в воздухе 330 м) подобные объекты являются малыми, так как длина волны в породах примерно в 3 раза превышает размеры тела. Явления дифракции волн в таких условиях затушевывают аномальный эффект от рудных тел. Однако в нашем случае рудное тело отмечается довольно четкими минимумами на всех кривых напряженности поля (см. рис. 3, в), что объясняется близостью его к исследуемой скважине. Незначительное сме-

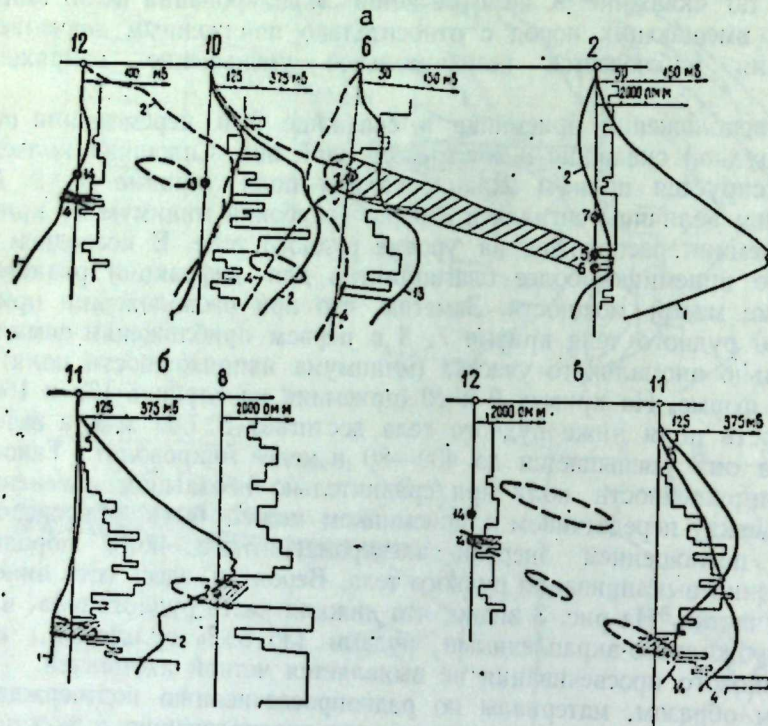


Рис. 4. Метод заряда.
а, б, в — кривые потенциала по скважинам различных профилей.
Обозначения те же, что на рис. 2.

щение минимумов при различных положениях приемника указывает на ограниченность поперечного размера рудного тела. Как известно, зоны пород с пониженным сопротивлением также фиксируются минимумами на кривых напряженности поля. Определить вероятную природу подобного возмущения иногда удается по диаграмме кажущегося сопротивления. В частности, для данного случая в области отмеченных минимумов на кривых напряженности поля, связанных с влиянием рудного тела, значение ρ повышается до 6000 ом · м.

На основании исследований между скважинами 6 и 10 (рис. 4, а) установлено, что подсеченное скважиной 6 рудное тело в южном направлении выклинивается вблизи этой скважины, так как, в частности, на кривых потенциала 4 и 13 (по скважине 6) рудное тело отмечается отрицательной аномалией. Положение максимума потенциала в области рудных подсечений скважины 2 (заряд 1) указывает на наличие между скважинами 6 и 2 электропроводной рудной зоны. Однако это не может рассматриваться как достаточное доказательство непрерывности оруденения [7]. Тем более, что и при заряде 2 (скважина 8) в другое рудное тело максимум потенциала также совпадает с рудными подсечениями (скважина 2), хотя значение по-

тенциала много меньше, чем при заряде 1. На достаточно хорошую электропроводность этой рудной зоны указывают близкие значения потенциала по скважине 5 (см. кривые 1 и 6, рис. 2).

При заряде 1 на кривой потенциала в интервале 35—50 м по скважине 10 отмечается отрицательная аномалия, а по скважине 12 — максимум потенциала наблюдается на глубине около 30 м (см. рис. 4, а). Такое распределение поля можно объяснить только залеганием проводника (вероятнее всего, рудного тела) между скважинами 12 и 10 на глубине 30—50 м. Это заключение подтверждается результатами наблюдений по скважине 10 при зарядах 2 и 4.

По данным радиопросвечивания удалось установить, что рудные подсечения в скважинах 11 и 8 не соединяются и, наряду с этим, определить их границы. Так, рудное тело, подсеченное скважиной 8, выклинивается в 15—20 м от нее, а скважиной 11 — на расстоянии около 10 м.

Интересные данные о строении рудной зоны получены в результате исследований методом заряда в скважине 11 (при зарядах 1 и 2 в скважинах 6 и 8). Резкое различие значения потенциала кривых 1 и 2 (рис. 4, б) указывает на то, что рудные тела, подсеченные скважинами 6 и 8, не соединяются, как было указано выше; отрицательная же аномалия в области рудного подсечения в скважине 11 может быть объяснена при условии отсутствия электрической связи этого рудного подсечения с каждым из рудных тел.

Оконтурирование рудного тела, подсеченного скважиной 11, с запада проведено при радиопросвечивании между скважинами 10 и 11. С учетом возможной дифракции радиоволн границу рудного тела между рассматриваемыми скважинами следует провести в 20—25 м от скважины 11.

Комплексные исследования по скважинам 12 и 11 позволили обнаружить электропроводный объект между ними. В случае заземления в прожилках сульфидов (скважина 12) максимальное значение потенциала по скважине совпадает с рудным подсечением. Этот факт говорит о том, что рудные подсечения этих скважин располагаются в единой проводящей зоне. Совершенно иное распределение поля наблюдается при перемещении источника тока на 10 м выше (см. рис. 4, в). Плавный широкий максимум кривой 14 смещается вверх в интервал 50—60 м. Повышение значения потенциала на этом участке отмечается и на кривой 4. Наблюдаемое распределение поля наиболее вероятно может быть объяснено влиянием электропроводного тела, залегающего между скважинами 12 и 11 на глубине 40—60 м. Этот вывод подтверждается также и материалами радиоволнового просвечивания, данные которого не приводятся по техническим соображениям. Рудное тело, по-видимому, располагается ближе к скважине 12 и простирается в юго-восточном направлении (см. изолинии потенциала на рис. 1). Вероятнее всего, это тело является продолжением рудного тела, выявленного между скважинами 12 и 10 по данным скважинных исследований методом заряда. Оконтурировать его более точно на основании имеющихся геофизических данных не представляется возможным.

Из-за отсутствия достаточно глубоких и удаленных друг от друга скважин на безрудном участке месторождения не удалось определить максимальную дальность прохождения радиоволн по вмещающим породам месторождения. Уверенные радиосигналы фиксировались на расстоянии 260 м от передатчика на частоте 2,4 Мгц и 310 м — на частоте 0,895 Мгц. При этом, если для частоты 2,4 Мгц расстояние 260 м близко к предельному, то для частоты 0,895 Мгц оно будет больше. Однако максимальной эффективной дальностью просвечивания следует считать такое расстояние между передатчиком и приемником, при котором еще возможно выделение аномалий от локальных проводников, т. е. 200—230 м для частоты 2,4 Мгц и не менее 300 м для частоты 0,895 Мгц.

Учитывая высокое удельное сопротивление вмещающих пород месторождения, можно полагать, что при частоте 0,3—0,5 Мгц дальность просвечивания увеличится не менее, чем до 500 м.

В целях уменьшения эффекта дифракции при определении выклинивания небольших рудных тел целесообразно было на колчеданном месторождении использовать более высокие частоты (5—10 Мгц).

ВЫВОДЫ

Из опыта скважинной электроразведки на колчеданных месторождениях Южного Урала, в частности, на описанном месторождении, вытекают следующие основные выводы:

1. При электроразведке методом заряда следует сочетать наземные и скважинные исследования. Изучение поля на дневной поверхности позволяет дать общую характеристику строения рудной зоны. По результатам скважинных наблюдений производится корреляция рудных подсечений, определение угла падения и выклинивания рудных тел, а также выявление пропущенных при бурении рудных тел между скважинами.

2. Радиоволновым просвечиванием на оптимальных для данного месторождения частотах решаются все указанные в п. 1 выводов задачи детального изучения рудных зон, причем в ряде случаев удается более уверенно, чем методом заряда, оконтурить рудные тела между скважинами, а также классифицировать их по степени электропроводности.

3. В целях повышения достоверности геологических выводов целесообразно проведение комплексных скважинных исследований методами заряда и радиоволнового просвечивания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даев Д. С. Об обработке и истолковании данных радиоволнового просвечивания. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1959, № 6.
2. Козырин А. К. Геофизические исследования в скважинах рудных месторождений Среднего Урала. В сб.: «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале». Труды Башкир. филиала АН СССР, Уфа, 1960.
3. Козырин А. К., Сапожников В. М. Некоторые возможности метода электрической корреляции при поисках рудных тел. «Горный журнал», 1962, № 7, Свердловск.
4. Родионов П. Ф. Применение метода заряженного тела при изучении строения рудных зон медноколчеданных месторождений. «Разведка недр», 1949, № 2.
5. Родионов П. Ф. Электроразведка колчеданных месторождений Урала методом заряда. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 1, Свердловск, 1959.
6. Родионов П. Ф., Кононенко И. И. О разрешающей способности метода заряда применительно к поискам глубокозалегающих колчеданных тел на Урале. В сб.: «Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». Мат.-лы научн.-техн. конференции, М., Гостехиздат, 1961.
7. Родионов П. Ф., Кононенко И. И. О методике и однозначности корреляции проводящих рудных подсечений на примере скважинных исследований методом заряда на колчеданных месторождениях Урала. В печати.
8. Родионов П. Ф., Кононенко И. И. Поле точечного источника тока, расположенного в изотропном полупространстве в присутствии идеально проводящей сферы (к методике скважинной электроразведки методом заряда). В печати.
9. Саковцев Г. П. Разведочные возможности современной геофизики по выявлению месторождений на Урале. В сб.: «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале». Труды Башкир. филиала АН СССР, Уфа, 1960.
10. Семенов А. С. Метод заряженного тела при разведке и поисках сульфидных месторождений. Мат.-лы ВСЕГЕИ, «Геофизика», сб. 11, Л., 1947.
11. Тархов А. Г. Радиоволновой метод электроразведки. Труды МГРИ, т. 28, М., Госгеолтехиздат, 1955.

Л. Л. ДЕЕВ, И. Н. СЕНЬКО-БУЛАТНЫЙ

ПРИБОР ДЛЯ СКВАЖИННОЙ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИИ

Дано описание схемы и принципов работы глубинного прибора скважинного гамма-спектрометра на стандартном трехжильном каротажном кабеле. Приведены экспериментальные данные, подтверждающие практически полное отсутствие влияния кабеля на работу спектрометра.

Возможность исследования спектрального состава регистрируемого в различных методах радиоактивного каротажа (РК) гамма-излучения открывает новые перспективы в изучении вещественного состава пород и руд, пересеченных буровой скважиной. В этом направлении уже получены положительные результаты [1, 2, 3]. Однако широкое применение скважинной гамма-спектрометрии как при проведении экспериментальных исследований, так и при производственной постановке уже разработанных методик лимитируется отсутствием серийной скважинной гамма-спектрометрической аппаратуры. Конструирование скважинных гамма-спектрометров связано с определенными трудностями, обусловленными спецификой скважинных измерений — наличием между скважинной и наземной аппаратурой линии связи (каротажный кабель) с плохими электрическими параметрами. В связи с этим были предприняты многочисленные попытки создания таких схем глубинных приборов скважинных гамма-спектрометров, которые обеспечивали бы полное или максимально возможное исключение мешающего влияния кабеля на качество получаемой информации. Это привело к существованию в настоящее время скважинных гамма-спектрометров трех основных типов:

1. Спектрометры с анализатором импульсов, размещенным в глубинном приборе.

2. Спектрометры с преобразованием амплитуды импульса в глубинном приборе в дискретную величину с последующей передачей информации по каротажному кабелю к поверхностному анализатору в виде серии коротких импульсов, число которых соответствует номеру спектрального канала.

3. Спектрометры с непосредственной передачей импульсов по каротажному кабелю на поверхность с последующим анализом их по амплитудам в наземной аппаратуре.

Очевидно, в спектрометрах двух первых типов достигается практически полное исключение влияния кабеля. Однако эти спектрометры не лишены значительных недостатков, ограничивающих возможность их широкого практического применения. Так, для спектрометров первого типа характерна сложность электронной схемы скважинного прибора, ограниченность числа спектральных каналов, а также невозможность раздельного управления каналами с поверхности. Недостатками второго типа спектрометров, помимо сложности электронной схемы глубинного прибора, является огра-

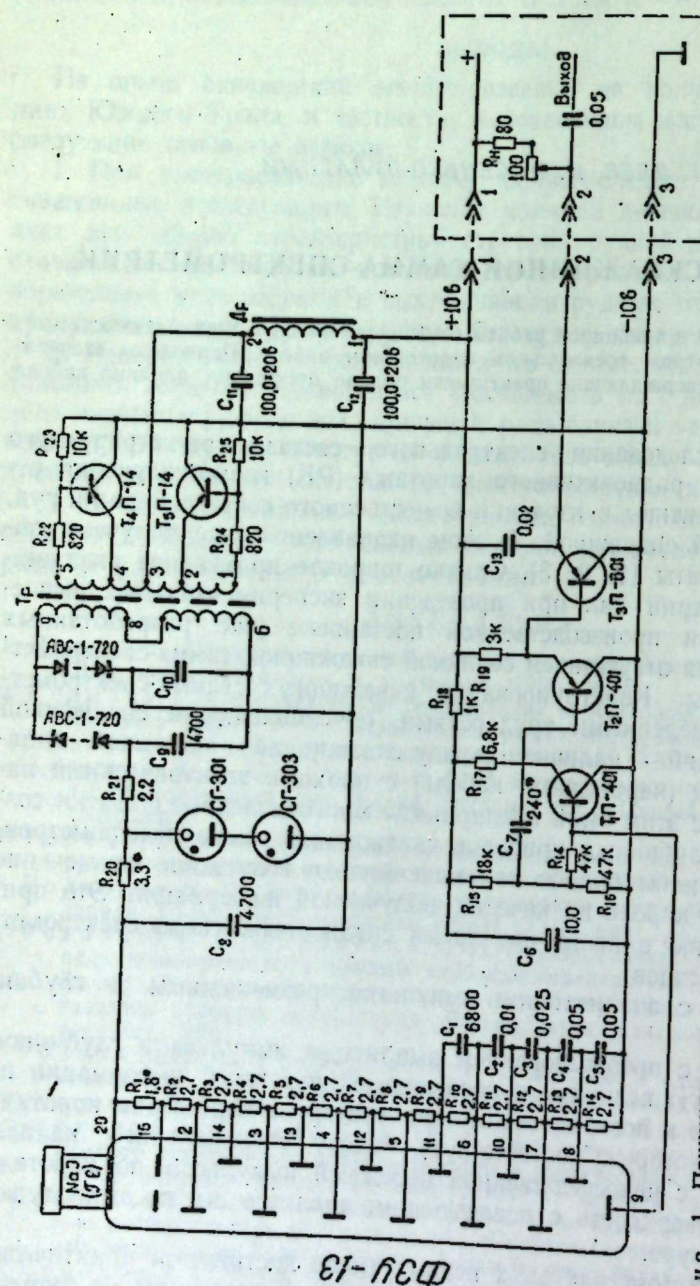


Рис. 1. Принципиальная схема глубинного прибора скважинного гамма-спектрометра на трехжильном кабеле.
* — подбирается при настройке.
В штриховом контуре выделена часть схемы, вынесенная на поверхность.

Данные обмоток			
Элемент схемы	Обмотки	Число витков	Провод
Тр	1-2	23	ПЭПШО 0,35
	2-3	42	"
	3-4	42	"
	4-5	23	"
Данные обмоток			
Элемент схемы	Обмотки	Число витков	Провод
Сердечник	Оксифер		
	Ф-600		
	Ш12×15		
	6-7	2400	ПЭПШО 0,05
	8-9	2400	"
	1-2	580	ПЭП 0,27
			УШ15×30

ниченность скорости счета импульсов вследствие значительной длительности передачи информации.

В спектрометрах третьего типа достигается максимальная простота электронной схемы скважинного прибора, что повышает его эксплуатационные качества; кроме того, возможно применение в наземной аппаратуре серийных амплитудных анализаторов с числом каналов, необходимым для проведения той или иной модификации спектрометрического РК. Однако при проектировании таких гамма-спектрометров необходимо принимать специальные меры для исключения мешающего влияния каротажного кабеля¹. Это влияние сводится, в основном,

к искажению амплитуды и формы импульсов, обусловленному плохими частотными свойствами кабеля и значительной длиной его; к появлению повторного импульса — «хвоста», возникающего в результате наложения отраженного импульса на основной; к возникновению в кабеле электрических помех, обязанных своим происхождением промышленным источникам высокочастотных полей. При значительных глубинах каротажа возможно также изменение распределенной емкости кабеля, что приводит к изменениям энергетического масштаба спектра в зависимости от длины кабеля, опущенного в скважину.

Ниже приведено краткое описание схемы глубинного прибора и результатов испытаний скважинного гамма-спектрометра на трехжильном кабеле [4]. Высокие спектральные и эксплуатационные качества прибора, практически полное отсутствие влияния кабеля на результаты измерений обеспечили его успешное применение в практике производственных каротажных работ на месторождениях Урала и Казахстана.

Скважинный прибор дифференциального скважинного гамма-спектрометра состоит из сцинтилляционного детектора гамма-излучения (кристалл NaI(Tl) размером 50×60 мм и фотоэлектрический умножитель ФЭУ-13), выпрямителя-преобразователя для питания ФЭУ высоким напряжением и усилителя импульсов (рис. 1).

Двухтактный выпрямитель-преобразователь выполнен на транзисторах П-14 (T_4 , T_5). Со вторичной обмотки трансформатора (Тр) переменное напряжение поступает на выпрямитель, собранный по схеме удвоения. Высокое напряжение стабилизировано включенными последовательно стабилизаторами СГ-301 и СГ-303. Для устранения наводок от генератора в цепь питания преобразователя включен индуктивно-емкостной фильтр (C_{11} , Др, C_{12}).

Усилитель импульсов выполнен на транзисторах П-401 (T_1 , T_2) и П-601 (T_3) и служит для согласования высокого выходного сопротивления ФЭУ

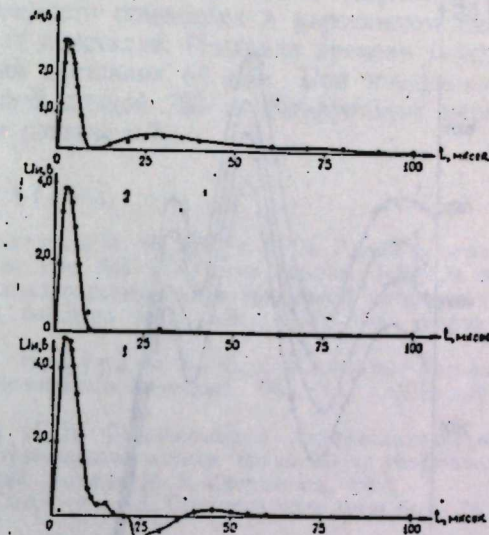


Рис. 2. Осциллограммы импульса на сопротивлении нагрузки в зависимости от величины $R_{н}$.
1 — $R_{н} > Z_0$; 2 — $R_{н} = Z_0 = 100 \text{ ом}$;
3 — $R_{н} < Z_0$.

¹ Практически пригодными являются спектрометры на стандартном трехжильном кабеле, который используется в практике производственных каротажных работ.

с входным сопротивлением кабеля¹. Усилитель выполнен по схеме с общим коллектором и по существу является составным эмиттерным повторителем с непосредственной междукаскадной связью. Сопротивление цепи базы транзистора T_1 является анодной нагрузкой ФЭУ. Для улучшения передачи переднего фронта импульса в первом каскаде введена обратная связь через дифференциальную цепочку C_7, R_{15}, R_{16} . Отличительной особенностью последнего каскада усилителя является то, что нагрузочное сопротивление его (R_{11}) вынесено на поверхность и равно волновому сопротивлению кабеля Z_0 . При таком включении искажения формы и амплитуды импульса, передаваемого по длинной линии с плохими электрическими параметрами (кабель), оказываются минимальными. Кроме того, в связи с полным выделением энергии импульса, приходящего к концу кабеля, на сопротивлении нагрузки исключается возможность появления отраженных импульсов, а коэффициент передачи импульсов оказывается максимальным. Применение в R_{11} переменного сопротивления позволяет использовать в работе трехжильный каротажный кабель любого типа. Для уменьшения выходного сопротивления усилителя и влияния переменной распределенной емкости кабеля введен конденсатор C_{13} . Отсутствие в кабеле помех при работе вблизи промышленных источников высокочастотных полей обеспечивается шунтированием одного конца кабеля конденсатором большой емкости, а другого — малым сопротивлением R_{11} .

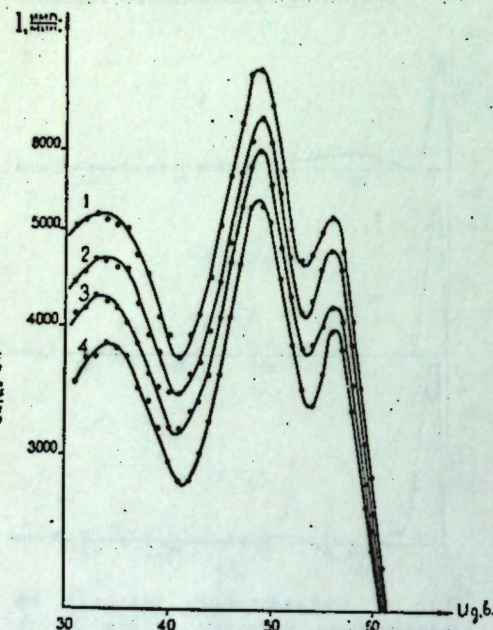


Рис. 3. Спектральный состав гамма-излучения Co^{60} в скважине, заполненной водой, на глубине: 1 — 20 м; 2 — 700 м; 3 — 500 м; 4 — 20 м.

Ординаты спектрограмм 1, 2, 3 смещены по отношению к ординате кривой 4, соответственно, на 600, 400 и 200 имп/мин.

Хорошая температурная стабильность прибора достигается выбором соответствующих транзисторов² (триоды с наименьшим обратным током коллектора и невысоким коэффициентом усиления по току). Параметры триодов, обеспечивающие надежную температурную стабильность схемы, приведены ниже:

Триод	Обратный ток коллектора, мкА	Коэффициент усиления по току
T_1	< 2	15—25
T_2	< 5	20—40
T_3	< 40	20—40

Для триодов T_4 и T_5 значения коэффициента усиления по току должны быть одинаковыми.

¹ Здесь отпадает необходимость усиления напряжения, так как амплитуда импульсов на выходе ФЭУ достигает нескольких вольт.

² Вопросам стабильности транзисторных схем посвящены многочисленные исследования. См., например, работу [5].

В заключение отметим, что амплитудная характеристика прибора линейна в пределах до 6 в. Мощность, потребляемая глубинным прибором, составляет менее одного ватта, что обеспечивает возможность использования его в батарейном варианте спектрометра.

Изложенное выше иллюстрируется рис. 2 и 3. Как следует из осциллограмм (рис. 2), оптимальный режим работы спектрометра достигается при равенстве сопротивления нагрузки волновому сопротивлению кабеля. Спектрограммы, представленные на рис. 3, получены при каротаже скважины, расположенной в пределах рудного поля одного из действующих рудников. Источник Co^{60} малой мощности помещался в каротажном снаряде в непосредственной близости от кристалла. Интервал времени между снятием двух соседних спектрограмм составлял 60 мин. При измерениях был использован кабель КТО-2 общей длиной 720 м. Коэффициент передачи линии в этом случае оказался равным 0,7.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булашевич Ю. П., Сенько-Булатный И. Н., Деев Л. Л. Гамма-спектрометрический активационный каротаж. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 9.
2. Сенько-Булатный И. Н. Гамма-спектрометрический непрерывный активационный каротаж на месторождениях бокситов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 7.
3. Воскобойников Г. М., Уткин В. И., Бурдин Ю. Б. Спектральные методы определения природы аномалий селективного каротажа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 8.
4. Деев Л. Л., Сенько-Булатный И. Н. Одноканальный дифференциальный скважинный гамма-спектрометр на трехжильном кабеле. Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 2, Геофизический сборник № 3, Свердловск, 1962.
5. Николаевский И., Гуткин В., Савченко А. Сопротивление цепи базы. Ж. «Радио», 1963, № 7.

В. И. УТКИН

СХЕМНОЕ РЕШЕНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ ПОЛЯ ПРИ МАГНИТНОМ КАРОТАЖЕ

Описывается вариант построения следящей системы, на выходе которой возможна запись четырех диаграмм: 1) величины горизонтальной составляющей магнитного поля в скважине; 2) градиента величины горизонтальной составляющей; 3) азимута горизонтальной составляющей; 4) градиента азимута горизонтальной составляющей. Датчиком служит градиентометр, состоящий из двух жестко связанных систем взаимно перпендикулярных феррозондов, положение которых достаточно точно определяется рассмотренной следящей системой.

В практике магнитного каротажа важно знать не только величину, но и направление вектора магнитного поля. Для определения направления горизонтальной составляющей посредством обычной системы взаимно перпендикулярных феррозондов необходимо иметь в каротажном снаряде неподвижную ось ориентации, относительно которой ориентируются датчики. Использование в этих целях гироскопов иногда затруднительно: во-первых, из-за их размеров; во-вторых, ввиду необходимости трехфазного питания для большинства гироскопов. Производить ориентировку датчиков по наклону скважины не всегда удобно (особенно при малых углах наклона). Кроме того, определение направления горизонтальной составляющей возможно только после значительной вычислительной обработки материалов каротажа. В этом случае суммарная ошибка расчетов складывается из ошибки измерения магнитного поля и ошибки определения азимута скважины.

Наиболее перспективным является метод «последовательных ходов», использующий в качестве датчика градиентометр [1], который позволяет производить измерение градиента величины и направления горизонтальной составляющей. Однако непосредственное определение градиента направления затруднено ввиду необходимости проведения трудоемких вычислений. Действительно, пусть φ_1 — азимут вектора горизонтальной составляющей в системе координат, связанной с системой феррозондов первого датчика, а φ_2 — то же второго датчика. Выражая значения их тангенсов через проекции вектора горизонтальной составляющей на координатные оси, связанные с феррозондами, получаем

$$\operatorname{tg} \varphi_1 = \frac{H_{1y}}{H_{1x}}; \operatorname{tg} \varphi_2 = \frac{H_{2y}}{H_{2x}},$$

где H_x и H_y — проекции вектора горизонтальной составляющей в соответствующей системе координат.

Разность направлений вектора горизонтальной составляющей можно выразить уравнением

$$\operatorname{tg}(\Delta \varphi) = \operatorname{tg}(\varphi_2 - \varphi_1) = \frac{H_{1x}H_{2y} - H_{2x}H_{1y}}{H_{1x}H_{2x} + H_{1y}H_{2y}}$$

или

$$\Delta \varphi = \operatorname{arctg} \left(\frac{H_{1x}H_{2y} - H_{2x}H_{1y}}{H_{1x}H_{2x} + H_{1y}H_{2y}} \right).$$

Создание каких-либо автоматов, дающих решение для $\Delta \varphi$ по значениям проекций, невозможно, ибо функция

$$\frac{H_{1x}H_{2y} - H_{2x}H_{1y}}{H_{1x}H_{2x} + H_{1y}H_{2y}}$$

может принимать все значения от $+\infty$ до $-\infty$, претерпевая разрывы непрерывности.

Решение задачи возможно при непосредственном определении градиента азимута через разность азимутов двух вращающихся векторов в одной системе координат. В этом случае направление вектора горизонтальной составляющей будет найдено посредством интегрирования градиента вдоль скважины. Это осуществляется с помощью электромеханической счетно-решающей системы [2], основным узлом которой являются построенные вращающиеся трансформаторы (ПВТ). Отметим, что такие системы могут представлять также интерес с точки зрения автоматизации различных трудоемких операций при интерпретации и обработке других геофизических наблюдений.

В качестве измерительного элемента используется градиентометр (рис. 1), состоящий из двух измерительных систем 1 и 2, включающих по два взаимно перпендикулярных феррозонда. Системы подвешены на карданах так, что плоскости связанных с ними координатных систем горизонтальны при наклоне снаряда до 30° , а расстояние между ними равно 2—3 м. В центре снаряда помещается релейная переключающая система и источник ее питания 3. Релейная система имеет пять устойчивых состояний: четыре — для подключения ферродатчиков и пятое — либо для выключения снаряда, либо для подзарядки аккумуляторов питания.

Ферродатчики подключаются последовательно при неподвижном положении снаряда.

Пульт управления (рис. 2) служит для автоматической обработки поступающих сигналов и записи требуемых данных на диаграммную ленту. Релейная группа снаряда, переключающая ферродатчики, и блок релейной группы пульта 34 управляются специальным генератором 35 с регулируемой частотой 0,2—0,5 гц. При этом время подключения одного датчика составляет 2—5 сек, что вполне достаточно для затухания переходных процессов в электромеханической системе. Сигнал возбуждения ферродатчиков, как и во всех магнитометрах подобного типа, подается в снаряд от генератора основной частоты 1. Фильтр второй гармоники 2 выделяет ее из выходного сигнала снаряда. Фазовый дискриминатор 3 и модулятор 4 осуществляют предварительную подготовку сигнала, подаваемого на двухфазный исполнительный двигатель 9.

Поскольку в градиентометре имеются четыре ферродатчика, то в пульте имеются также четыре совершенно идентичных измерительных канала, состоящих из усилителей 5, 6, 7, 8, моторов 9, 10, 11, 12, потенциометров компенсации 13, 14, 15, 16 и потенциометров возбуждения 17, 18, 19, 20. Рассмотрим работу первого канала. Сигнал, определяющий величину второй гармоники, от модулятора 4 через усилитель 5 поступает на исполнительный двухфазный мотор 9, с осью которого механически связаны два потенциометра: потенциометр компенсации (ПК) 13 и потенциометр возмущения (ПВ) 17. ПК изменяет величину тока подмагничивания

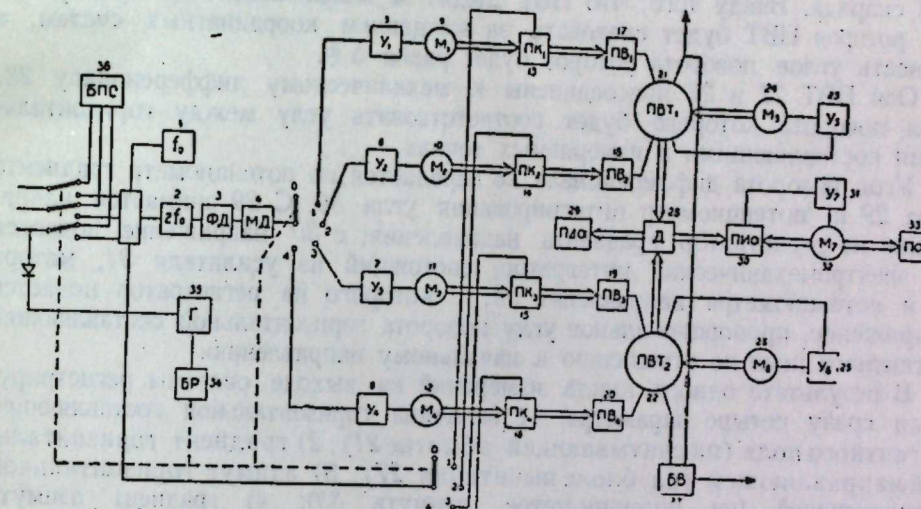


Рис. 2. Блок-схема наземного пульта.

включенного феррозонда так, чтобы уменьшить величину второй гармоники на выходе снаряда. Одновременно с потенциометра возмущения подается питание на построительный вращающийся трансформатор (ПВТ) 21. Напряжение, подаваемое на ПВТ, пропорционально току компенсации феррозонда, то есть пропорционально проекции горизонтальной составляющей магнитного поля на координатную ось, которая определяется включенным феррозондом.

После подключения двух взаимно перпендикулярных феррозондов на обмотки возбуждения ПВТ подаются напряжения, пропорциональные проекциям горизонтальной составляющей поля в первой координатной системе. Сигнал с обмотки управления ПВТ 21 поступает через усилитель 23 на исполнительный мотор 24, который вращает ротор ПВТ в таком направлении, чтобы уменьшить сигнал на управляющей обмотке. Когда сигнал управляющей обмотки будет равен нулю (точнее, очень мало отличаться от нуля), на считывающей обмотке ПВТ возбуждается напряжение, пропорциональное горизонтальной составляющей магнитного поля в первой точке, а угол поворота ротора ПВТ соответствует направлению горизонтальной составляющей в этой точке по отношению к первой координатной системе.

Подключение другой пары феррозондов возбуждает в считывающей обмотке ПВТ 22 напряжение, пропорциональное горизонтальной составляющей во второй точке (отстоящей от первой на 2—3 м), а угол поворота ротора 22 соответствует направлению горизонтальной составляющей в этой точке по отношению ко второй системе.

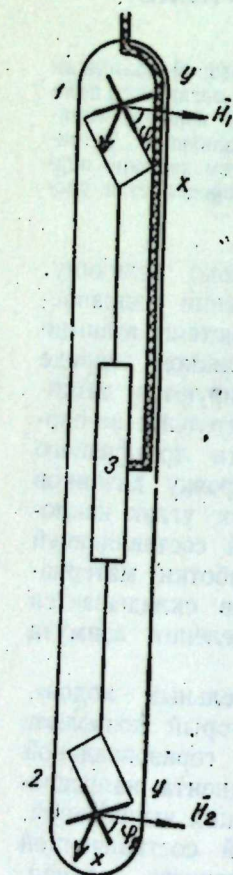


Рис. 1. Блок-схема скважинного снаряда.

па, подается в снаряд от генератора основной частоты 1. Фильтр второй гармоники 2 выделяет ее из выходного сигнала снаряда. Фазовый дискриминатор 3 и модулятор 4 осуществляют предварительную подготовку сигнала, подаваемого на двухфазный исполнительный двигатель 9.

Напряжение, снимаемое с ПВТ 21, регистрируется как величина, пропорциональная горизонтальной составляющей. Вычитая напряжение с обмоток считывания ПВТ 21 и 22 посредством блока вычитания 27, получаем на выходе блока напряжение, пропорциональное градиенту горизонтальной составляющей.

Поскольку координатные системы ферродатчиков жестко связаны с корпусом снаряда, то при его вращении горизонтальной составляющей относительно координатных систем будет непрерывно меняться. Однако, если между горизонтальными составляющими в двух измеряемых точках имеется некоторый угол $\Delta\varphi$, то он будет сохраняться при вращении снаряда. Ввиду того, что ПВТ следит за направлением вектора, вращение роторов ПВТ будет следовать за вращением координатных систем, а разность углов поворота роторов будет равна $\Delta\varphi$.

Оси ПВТ 21 и 22 присоединены к механическому дифференциалу 28, угол поворота которого будет соответствовать углу между горизонтальными составляющими в измеряемых точках.

Угол поворота дифференциала 28 передается на потенциометр градиента угла 29 и потенциометр интегрирования угла 30. С 29 снимается напряжение на регистратор градиента направления; с 30 напряжение подается на электромеханический интегратор, состоящий из усилителя 31, мотора 32 и потенциометра направления 33, с которого на регистратор подается напряжение, пропорциональное углу поворота горизонтальной составляющей магнитного поля по отношению к начальному направлению.

В результате одного цикла измерений на выходе системы регистрируются сразу четыре параметра: 1) величина горизонтальной составляющей магнитного поля (на считывающей обмотке 21); 2) градиент горизонтальной направляющей (на блоке вычитания 27); 3) азимут горизонтальной направляющей (на потенциометре азимута 33); 4) градиент азимута (на потенциометре градиента азимута 29).

Перед началом каротажа на земной поверхности устанавливается начальное направление горизонтальной составляющей магнитного поля. Измерения производятся методом «последовательных ходов». Запуск цикла измерений осуществляется запуском блока релейной группы пульта 34 и релейной группы снаряда 3 (см. рис. 1) от генератора 35. После окончания цикла измерений релейная группа пульта устанавливается в начальном положении, при котором снаряд подключается к блоку питания 36, а питание генератора 35 отключается. Релейная система снаряда в это время подключает аккумуляторы. Это положение удерживается до тех пор, пока снаряд движется на следующую точку измерения, где описанный цикл начинается с момента включения генератора 35.

При малых градиентах направления горизонтальной составляющей, в целях исключения ошибки интегрирования, на забое скважины производится вторичная установка начального направления, и измерения ведутся при подъеме снаряда. По окончании каротажа необходимо проверить установку начального направления.

Погрешность системы (без учета погрешности ферродатчиков) складывается из погрешностей установки питающих напряжений ПВТ и погрешности самого ПВТ. При использовании прецизионных потенциометров погрешность компенсационного устройства не превышает 0,1%, а погрешность самого ПВТ 0,06—0,11% (в зависимости от типа ПВТ). Следовательно, общая погрешность отсчета угла в одной координатной системе феррозондов — около 0,2%. Данная ошибка относится к одному квадранту или к 90°, следовательно, абсолютная ошибка определения угла в каждой системе феррозондов достигает величины порядка 10 угловых минут. Общая погрешность градиентометра составит около 20'.

Предлагаемая система является одной из возможных схем автоматического определения положения ферродатчиков и иллюстрирует некоторые возможности малой счетной техники при обработке геофизических наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пономарев В. Н. Использование феррозондовых магнитометров для исследования скважин. Сб.: «Геофизическое приборостроение», вып. 8. Л., Гостоптехиздат, 1961.
2. Доброгурский С. О., Казанов В. А., Титов В. К. Счетно-решающие устройства. М., Оборонгиз, 1959.

Г. М. ВОСКОВОЙНИКОВ

КАРОТАЖНЫЙ СНАРЯД С АВТОНОМНО ПЕРЕМЕЩАЮЩИМСЯ
ВЫНОСНЫМ БЛОКОМ

Скважинные снаряды, применяемые в большинстве случаев производственными и исследовательскими организациями для селективного [1] и других видов каротажа, требующих изоляции датчика от скважины, конструктивно в основных чертах подобны снарядам с рессорой, применявшимся в первых опытах селективного каротажа [2, 3]. Эти снаряды обладают существенным недостатком, заключающимся в несовершенной защите измерительного зонда от влияния скважины: в кавернозных скважинах снаряд такой конструкции, вследствие его значительной длины, не может быть достаточно плотно прижат к неровной стенке скважины; поэтому аномалии на диаграммах, снятых таким снарядом, часто бывают искажены или полностью замаскированы влиянием каверн.

В целях устранения этого недостатка автором разработана и опробована конструкция снаряда, в которой измерительный зонд, несущий источник и индикатор исследуемого поля (гамма-излучения при селективном каротаже), выделен в отдельный выносной блок минимальной длины. Блок связан с основным корпусом снаряда с помощью специальной рычажно-пружинной системы таким образом, что он испытывает усилие, прижимающее его к стенке скважины, но не имеет какого-либо заранее фиксированного или преимущественного направления оси; последнее задается направлением стенки скважины или полости каверны. Благодаря этому при движении снаряда вдоль скважины измерительный зонд в каждый момент наилучшим образом прилегает к стенке скважины, следуя за ее неровностями.

Снаряд непосредственно разрабатывался для целей селективного каротажа в его интегральной и спектральной модификациях, однако по основным принципам конструкции может быть применен и для других видов радиометрического, а также для некоторых модификаций магнитного и электрического каротажа.

За последние годы появились другие конструктивные решения той же задачи:

1. Прибор радиоактивного каротажа Я. Н. Басина и А. Г. Хряпина (авторское свидетельство № 141227, заявка от 27/II 1961 г.). — «прибор... с выносным датчиком, отличающийся тем, что с целью повышения надежности прижима выносного датчика... применены два независимых прижимных устройства¹, действующих в противоположные стороны, первое

¹ Рессоры. — Г. В.

из которых служит для прижима всего прибора, второе прижимает датчик, закрепленный на нем». (Цитировано из описания изобретения.)

2. Снаряд с выносным блоком В. А. Мейера¹. Выносной блок шарнирно крепится с помощью штанги к нижнему концу основного корпуса снаряда (на продолжении его оси) и прижимается к стенке скважины с помощью рессоры, целиком укрепленной на выносном блоке.

Первая из названных конструкций (Басин) обладает тем весьма существенным недостатком, что выносной блок, жестко скрепленный с рессорой (как бы составляющий ее среднюю часть), при движении вдоль неровной стенки скважины в подавляющем числе случаев будет касаться ее в одной наиболее выпуклой точке так, что в каверне блок в целом будет располагаться не вдоль ее стенки, а приблизительно параллельно оси скважины (как это свойственно средней части всякой рессоры). Таким образом, конструкция не обеспечивает условия наилучшего прилегания зонда к стенке.

Основной недостаток второй конструкции (В. А. Мейер) — малая стрела выноса блока, обусловленная тем, что длина рессоры не может превосходить длину выносного блока; при сокращении длины блока (что является основным требованием к конструкции) одновременно будет уменьшаться и стрела выноса. Например, при длине выносного блока 300 мм (что соответствует нашей конструкции) и его диаметре 65 мм блок может быть прижат к стенке с помощью размещенной на нем рессоры лишь при диаметре скважины (или каверны), не превышающем 150 мм, что явно недостаточно для перекрытия реально встречающихся каверн. Кроме того, при спуске снаряда рассмотренной конструкции в скважину в нем возникают расклинивающие усилия.

В отличие от рассмотренных, особенностями предлагаемой конструкции является то, что применение рычажно-пружинной системы специального вида обеспечивает в ней условия наилучшего прилегания измерительного зонда к неровной стенке скважины. При заданной стреле выноса конструкция допускает практически неограниченное уменьшение длины выносного блока, которое лимитируется лишь методически требуемой длиной зонда и габаритами примененной электронной аппаратуры.

Кинематическая схема снаряда представлена на рис. 1. Каркас 1 несет на себе верхние и нижние салазки 4, в которых свободно скользят концевые цапфы 9 шатунов 3. Противоположные концы шатунов шарнирами 10 соединены с выносным блоком 2, несущим источник 6 и приемное окно 5 индикатора исследуемого поля (гамма-излучения при селективном каротаже). Расстояние между источником и индикатором («длина измерительного зонда») определяется заданной методикой измерений и может изменяться

¹ В. А. Мейер [и др]. Разработка методики селективного каротажа для условий полиметаллических и редкометаллических месторождений Центрального Казахстана. Рукопись. Л., 1962 (хранится в Ленинградском гос. ун-те).

введением между ними дополнительных вкладышей (на чертеже не показаны); соответственно этому одновременно изменяется положение нижних салазков. Со стороны скважины измерительный зонд защищен соответствующим экраном (10 мм свинца и 3 мм олова для селективного каротажа); для лучшего прилегания рабочей поверхности блока к стенке скважины эта поверхность имеет в поперечном сечении кривизну, соответствующую среднему диаметру исследуемых скважин.

К корпусу блока и к специальным кронштейнам на шатунах с помощью шарниров 11 и 12 крепятся цилиндрические рабочие пружины 7 и 8. Пружины работают на растяжение и стремятся согнуть конструкцию в шарнирах. Благодаря салазкам 4 это усилие преобразуется в силу, стремящуюся оттолкнуть блок от каркаса.

При условии равенства моментов сил пружин 7 и 8 относительно осей шарниров 10, постоянства этих моментов при всех возможных положениях блока и отсутствия активных составляющих веса конструкции (при горизонтальном положении плоскости чертежа — рис. 1) блок будет находиться в безразличном (в смысле направления его продольной оси) равновесии

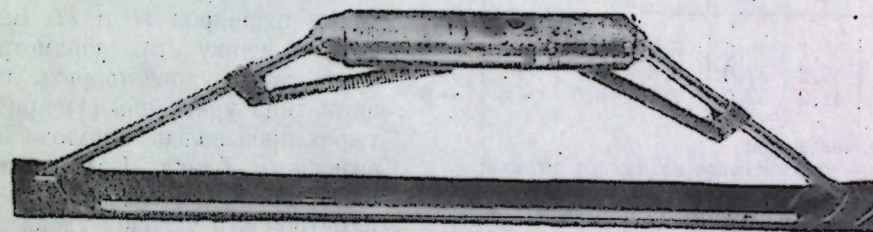


Рис. 2

относительно своего центра. Поэтому в полости ограниченных размеров (каверне) блок всегда будет занимать положение, соответствующее направлению стенки полости; и обеспечивать таким образом наилучшее экранирование измерительного зонда 5, 6 от внутреннего пространства полости; сила, прижимающая блок к стенке полости, при этом мало зависит от размеров и формы полости.

При работе снаряда в вертикальной скважине существенное влияние оказывает собственный вес блока, несущего тяжелые экраны. Кроме того, для улучшения экранирования более выгодно расположить нейтральную точку блока, вокруг которой он «опрокидывается» при движении мимо выпуклости на стенке скважины (края каверны), не в центре блока, а в центре измерительного зонда, расположенном обычно ниже центра блока. С учетом этих условий требования к усилиям в пружинах усложняются. В частности, при симметричном расположении шатунов моменты сил натяжения пружин относительно осей шарниров 10 определяются из уравнений:

$$M = HR \cos \alpha + HP \sin \alpha,$$

$$\Delta M = Hl(P - P') \sin \alpha - 2H \Delta l R \cos \alpha, \quad (1)$$

где

$$M = M_1 + M_2; \quad \Delta M = M_1 - M_2,$$

M_1, M_2 — моменты сил натяжения соответственно верхней и нижней пружины;

H — длина шатунов 3;

l — длина выносного блока между осями 10;

Δl — смещение нейтральной точки блока, отсчитываемое вниз от его центра;

P — суммарный вес подвижной системы (выносного блока и двух шатунов);

P' — вес шатуна;

R — сила, прижимающая блок к стенке скважины;

α — угол отклонения шатунов от оси снаряда.

По заданным значениям R , Δl , P , P' и α может быть рассчитан требуемый момент силы натяжения каждой из пружин. Если ограничиться применением обеих пружин с одинаковыми динамическими характеристиками, то момент силы натяжения каждой из них зависит от

Таблица усилий в рычажно-пружинной системе и погрешностей балансировки выносного блока снаряда для спектрального селективного каротажа (к рис. 2)

L , мм	F_{max} , кг		R , кг		Δl	
	верхняя пружина	нижняя пружина	$\alpha = 0$	$\alpha = 30^\circ$	$\alpha = 0$	$\alpha = 30^\circ$
44	35,1	46,6	6,2	5,5	-3	-7
72	38,2	52,0	6,8	6,6	+2	+6
114	41,2	52,0	7,0	6,6	-6	-8

L — длина зонда;

F_{max} — максимальное натяжение пружин;

Δl — отклонение положения нейтральной точки блока от заданного (погрешность величины Δl);

Δl , R , α — см. обозначения к формулам (1).

Примечание. В снаряде применены пружины, сила натяжения которых удовлетворяет уравнению

$$F = 12 + 60 \nu,$$

где F — сила, кг; ν — относительное удлинение. Снаряд допускает вынос блока до 300 мм ($\alpha \sim 30^\circ$).

Сохранение тех же условий при изменении длины зонда, а также желаемое перемещение нейтральной точки блока с достаточной для практики точностью осуществляется изменением только начального натяжения пружин (передвиганием кронштейнов 11 на шатунах).

Расположенный в выносном блоке датчик соединен с герметической верхней частью снаряда, несущей основную электронную схему, с помощью гибкого кабеля, проложенного по пазу в верхнем шатуне. При работе снаряда на спуске возможные расклинивающие усилия в системе уничтожаются скольжением в салазках верхней цапфы 9; при этом создается излишек кабеля, который подбирается с помощью специальной резиновой тяги в камеру, расположенную выше салазок.

В качестве примера реализации описанной выше конструкции на рис. 2 представлен общий вид выносного блока с рычажной системой, разработанного и изготовленного в Институте геофизики Уральского филиала АН СССР для спектрометрического селективного каротажа. Эта модель снаряда рассчитана на нормальную работу в кавернах глубиной до 300 мм (от оси каркаса); некоторые характеристики балансировки блока и усилий в пружинах представлены в таблице.

Снаряды описанной конструкции прошли испытания в опытно-производственных работах Института геофизики Уральского филиала АН СССР в течение 1960—1963 гг. и показали хорошую проходимость и высокое

качество записи диаграмм [4]. Снаряд зарегистрирован в Комитете по делам изобретений и открытий в составе научно-исследовательской работы Института геофизики Уральского филиала АН СССР «Конструирование многоканального скважинного гамма-спектрометра и разработка метода каротажа на комплексных месторождениях тяжелых элементов с целью выделения рудных зон и их классификации по атомным номерам элементов» (Удостоверение о регистрации № 23204 с приоритетом от 10 мая 1961 г.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Воскобойников Г. М. Теоретические основы селективного гамма-гамма-каротажа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 3.
2. Воскобойников Г. М. Некоторые результаты экспериментальной проверки возможности практического применения селективного каротажа. «Атомная энергия», 1958, т. 4, вып. 4.
3. Балашов В. Н. Комплексное применение радиоактивных методов каротажа на скарново-рудных месторождениях. Бюлл. науч.-исслед. работ САИГИМС, вып. 1, Ташкент, 1959.
4. Воскобойников Г. М., Уткин В. И., Бурдин Ю. Б. Спектральные методы определения природы аномалий селективного каротажа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 8.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. П. Булашевич, Н. И. Халевин, А. Н. Тимофеев, А. А. Кузнецов.	3
К выбору места заложения сверхглубокой скважины на Урале.	
А. А. Кузнецов. О вероятной структуре Магнитогорского синклинория и некоторых чертах его тектонического развития по геофизическим данным.	17
О. В. Беллави. Некоторые вопросы геологического строения Свердловского синклинория по гравиметрическим данным.	25
Д. С. Вагшаль. Опыт применения гравиметровой съемки для выявления впадин при поисках силикатно-никелевых месторождений на Среднем Урале.	31
О. В. Беллави. О применении геофизических методов разведки при геологическом изучении слюдоносных районов на Урале.	35
Р. Г. Абельс. Радиус действия Свердловской магнитной обсерватории.	43
В. А. Шапиро. Особенности остаточной намагниченности магнетитов Покровск-Уральского месторождения.	61
Н. А. Иванов, В. Д. Стадухин, Г. Г. Улитина. Палетки для приближенного расчета аномального эффекта в методах магнитного профилирования и зондирования.	65
В. Д. Стадухин, Г. Г. Улитина. Магнитное профилирование квадратными и прямоугольными рамками на Теченском железорудном месторождении.	73
Г. Г. Орлов. Интерпретация кривых изменения интенсивности магнитных аномалий с высотой.	79
Г. Г. Орлов. Интерпретация магнитных аномалий Z_a , вызванных отвесным пластом.	87
Г. Г. Орлов, А. Л. Иванов. Палетки трансформированных кривых для интерпретации аномалий.	91
А. Л. Алейников, В. Д. Стадухин, Г. Г. Улитина. К вопросу об интерпретации магнитных и гравитационных измерений с использованием данных искусственного подмагничивания.	97
В. Н. Пономарев, И. И. Глухих. Возможности магнитных измерений для оценки качества железных руд Первоуральского месторождения.	103
В. Н. Пономарев, А. Н. Бахвалов. Теория интерпретации внутреннего магнитного поля для тел эллипсоидальной формы.	111
В. В. Кормилцев, Р. В. Улитин. Связь вызванной поляризации на переменном токе с фарадеевским импедансом и емкостью двойного электрического слоя.	125
Г. В. Астраханцев. О свойствах частотных и переходных характеристик переменного электромагнитного поля, используемого в электроразведке.	135
И. И. Кононенко. Поле погруженного источника тока в слоистой среде.	143
Ю. М. Гуревич. Нормальное поле в методе дипольной электрической корреляции.	149
П. Ф. Родионов, А. Г. Краснобаева. Основные особенности геоэлектрического строения колчеданных месторождений Урала.	155
А. Г. Краснобаева. Геоэлектрическое строение Комсомольского месторождения.	169
П. Ф. Родионов. Геоэлектрическое строение Озерного колчеданного месторождения.	175
Ю. М. Гуревич. Оптимальный градиент-зонд для электрокаротажа на рудных месторождениях Среднего Урала.	183
И. И. Кононенко, Г. А. Лега, П. Ф. Родионов. Опыт комплексной скважинной электроразведки на колчеданном месторождении Южного Урала.	187
Л. Л. Деев, И. Н. Сенько-Булатный. Прибор для скважинной гамма-спектрометрии.	195
В. И. Уткин. Схемное решение автоматического определения направления поля при магнитном каротаже.	201
Г. М. Воскобойников. Каротажный снаряд с автономно перемещающимся выносным блоком.	207

Редактор С. И. КАЦЕФ
Технический редактор И. Ф. ТАМКОВА
Корректор П. В. ВИНУКUROVA

РИСО УФАН СССР № 44/2 (28). Сдано в набор 21/VI 1964 г. НС 19011
Подписано к печати 19/1 1965 г. Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 13,25
Уч.-изд. л. 16,4 Тираж 1200 Заказ № 472 Цена 1 р. 15 к.

Типография изд-ва «Уральский рабочий», Свердловск, проспект Ленина, 49.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
28	22-я снизу	А. Н. Ярошем	А. Я. Ярошем
30	3-я снизу	Ярош А. Н.	Ярош А. Я.
67	Формула (1)	$\Delta Z = \frac{II}{2} (\varphi_{n+1} - \varphi_n) \dots$	$\Delta Z = \frac{II}{2} (\varphi_{n+1} - \varphi_n) \dots$
82	8-я снизу	$\frac{Z_a}{3M} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{3M} \right) \text{ и } \frac{Z_a}{2I} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{2I} \right)$	$\frac{Z_a}{3M} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{3M} \right); \frac{Z_a}{2I} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{2I} \right) \text{ и } \frac{Z_a}{M} \left(\text{или } \frac{\Delta T}{M} \right)$ для эллипсоидов
87			пластов и цилиндров, соответственно
91	88	пироксен-плагноклазовые породы	пироксен-плагноклазовых пород
126	Подпись к рис. 1, 4-я сверху	(мкв/см ²)	(мкф/см ²)
127	Подпись к рис. 2, 5-я сверху	$\dots a = 7 \cdot 10^{-3}, \dots$	$\dots a = 7 \cdot 10^{-2}, \dots$
127	Формула (1, 1), в знаменателе	$(2 + \xi^2) + \dots$	$(2 + \xi^2) + \dots$
129	Формула (2, 6), в знаменателе	$\dots - il_{-1/2} \dots$	$\dots - il_{-1/2} \dots$
130	Формула (3, 2)	$\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \operatorname{Re} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right) + \dots$	$\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} = \operatorname{Re} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_1} \right) + \dots$
130	Формула (3, 3), в знаменателе	$Im \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma} \right) =$ $9\xi \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)$ $= \frac{1}{\sigma_1} \dots + (1 - \xi)^2 \frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1}^2 \dots$	$Im \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma} \right) =$ $9\xi \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)$ $= \frac{1}{\sigma_1} \dots + (1 - \xi)^2 \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)^2 \dots$
132	Формула (4, 1), в знаменателе	$3 \frac{a^3}{h^3} \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)$ $\dots + i \left[\frac{\sigma'}{\sigma_1} L \left(1 - \frac{a^3}{h^3} \right) + \dots \right]$	$3 \frac{a^3}{h^3} \left(\frac{\sigma'}{\sigma_1} P + \frac{a \omega C}{\sigma_1} \right)$ $\dots + i \left[\frac{\sigma'}{\sigma_1} L \left(1 - \frac{a^3}{h^3} \right) + \dots \right]$
204	27-я и 28-я сверху	направляющей	составляющей

Заказ 472

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ

Имеются в продаже книги — Труды Института геофизики:
Геофизический сборник № 2. 1957 г. Объем 13 п. л. Ц. 1 р. 16 к.

Статьи по вопросам методики поисков и разведки колчеданных месторождений. Описывается магнитометр насыщения и некоторые приборы для электро-разведки. Даются формулы расчета полей. Разбираются вопросы определения гамма-излучения, скорости распространения упругих волн сейсмокаротажа.

Геофизический сборник № 3. 1962 г. Объем 21,5 п. л. (2 вкладки).
Ц. 1 р. 74 к.

Статьи по методам геофизических поисков и разведки полезных ископаемых. Значительное место уделяется теоретическому обоснованию новых методов и развитию принципов интерпретации. Рассматриваются вопросы методики магнитных, электрических, гравитационных и сейсмических исследований земной коры, а также вопросы применения радиоактивных изотопов в разведочных целях.

Заявки направлять по адресу:

Свердловск (областной), Центр, Почтовый пер., 7,
УФАН СССР, ред.-издат. сектор

FI-163/1

3

А К А Д Е М И Я Н А У
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

вып. 3

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОП РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ СБОРНИК

№ 4