

Л.И. ИЗМАЙЛОВ

ПИРРОТИНОВАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ
ЗОН БАССЕЙНА
Р. КОЛЫМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

Л. И. ИЗМАЙЛОВ

ПИРРОТИНОВАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ
ЗОН БАССЕЙНА
р. КОЛЫМЫ

1430
Ответственный редактор
д-р геол.-минерал. наук Д. М. Печерский



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976



Впервые детально изложены результаты комплексного исследования зон пирротиновой минерализации металлоносного региона Северо-Восточной Азии. Выявлены особенности формирования зон пирротиновой минерализации. Дана подробная характеристика пирротинов, рассмотрены условия их образования, магнитные свойства и т. д. Раскрывается связь пирротиновой минерализации с полезными ископаемыми. Построена модель теплового поля интрузивов.

На основании обработки геолого-геофизических данных на ЭЦВМ по программе распознавания намечен ряд информативности признаков, говорящих о степени их связи с эндогенной минерализацией. Это — глубина залегания намагниченного объекта, интенсивность намагничения, состав и относительный возраст даек, возраст осадочных пород и т. д.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, минералогов, математиков, специализирующихся в области решения геолого-геофизических задач.

ВВЕДЕНИЕ

Геофизические методы исследования за последние два-три десятилетия настолько усовершенствовались, что сейчас немислимо изучение какой-либо территории только «чисто» геологическими методами. Пути дальнейшего развития геофизических исследований — в тесном комплексировании различных методов, которыми располагает геологическая наука.

Из применяемых в настоящее время геофизических исследований одно из ведущих мест занимает магнитометрия. Магнитометрический метод основан на изучении дифференциации горных пород по количеству и расположению ферромагнитных минералов: магнетита, ильменита, гематита, пирротина и т. д. Историю формирования и последующую «жизнь» горных пород указанные минералы сохраняют «в памяти» в виде степени намагниченности, направления вектора этой величины, температурных особенностей и т. д. Наблюдаемая на какой-либо поверхности эрозийного среза картина распределения магнитного поля дает суммарный эффект влияния всех в той или иной степени намагниченных объектов. Задача исследователя состоит в расшифровке этой картины; здесь-то и важен правильный комплекс.

В данной работе рассматривается природа намагниченных объектов, создающих линейные и дугообразные аномалии на территории бассейна р. Колымы (рис. 1), в ее верхнем течении. Геологическая сущность линейных аномалий в других районах объясняется трещинными интрузиями основного и ультраосновного состава, а дугообразные — зонами скарнирования. В нашем случае магнитные аномалии обоих типов объясняются существованием зон пирротиновой минерализации. Показать, что именно пирротину, а соответственно — положению зон сульфидизации (пирротинизации) обязаны своим существованием локальные аномалии в указанном районе, предложить гипотезу их образования — в этом цель первой части работы. Вторая часть посвящена изучению взаимоотношения зон пирротиновой минерализации и металлоносности и носит в какой-то мере постановочный характер.

Для достижения поставленной цели автором проведены полевые и лабораторные исследования, включающие отбор образцов горных пород, изучение трещиноватости, складчатости, определение магнитных параметров горных пород, температуры образования ферромагнитных минералов по точкам Кюри, декрепитации и т. д. Были изучены минералогический состав горных пород, структурные особенности рудных минералов, химические и спектральные анализы, логико-математические исследования связи эндогенной минерализации и намагниченных объектов через определение как информативных признаков, так и степени их пространственной связи.

Автор считает приятным долгом поблагодарить академика Н. А. Шило, доктора геолого-минералогических наук профессора В. А. Полянина, докторов геолого-минералогических наук В. С. Якупова, Д. М. Печерского, П. В. Бабкина, кандидатов геолого-минералогических наук М. К. Часовитина, В. М. Мерзлякова, а также И. И. Рахматулина за постоянную помощь и консультации при исследованиях и подготовке книги к изданию.



Рис. 1. Район исследований.

Глава I

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Впервые магнитные аномалии в исследуемом районе зафиксированы среднemasштабной аэромагнитной съемкой А. Л. Кеткиным. Сопоставляя геологическую карту и карту аномального поля, он указывал, что «намечающиеся аномальные зоны и повышения магнитного поля обычно тяготеют к интрузиям, опоясывая их с внешней стороны, намечается приуроченность повышенных полей к выделенным В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым (1958) полосам даек (зонам разрывов)». Следовательно, он считал, что аномалии обусловлены контакто-измененными породами и дайками. Магнитные свойства горных пород района не изучались.

В дальнейшем другие исследователи в южной части района установили, что линейные аномалии продолжаются на юго-восток до территории бассейнов рек Буянды и Среднекана. Путем сравнения геологических карт и карт распределения магнитного поля, а также на основании данных изучения магнитных свойств образцов горных пород из коллекций геологических партий был сделан вывод о том, что аэромагнитной съемкой «выявляются наиболее глубинные разломы, контролирующие размещение большого количества дайковых тел, которые общей массой создают наблюдаемые магнитные аномалии». Дайки сложены породами среднего и основного состава. На территории бассейна среднего течения р. Колымы на дневной поверхности нет крупных протяженных в плане магматических тел среднего и основного состава. Видимо, поэтому авторы гипотезы предполагали, что эти тела еще не вскрыты процессами эрозии.

Изучение по образцам магнитных свойств различных горных пород показало, что магнитность проявляют только 10% образцов. Это соотношение с некоторыми изменениями сохраняется среди всех разностей от осадочных образований до гранодиоритов. У интрузивных пород увеличивается количество магнитных образцов и величина намагниченности.

В бассейнах рек Мылги и Сусумана проводились исследования, целью которых было установление геологической природы магнитовозмущающих объектов. Исследования магнит-

ных свойств горных пород района показали, по данным Е. М. Кастальского, что магнитными являются гранодиориты, диориты и осадочные породы. Магнитных разностей среди них примерно по 10%. Диориты и гранодиориты развиты здесь ограниченно, в основном в Хатыннахском массиве и в ряде весьма небольших штоков в бассейнах руч. Чек-Чека и Штурмового. Однако делается вывод, что аномалиеобразующими являются диориты и гранодиориты. Учитывая, что эти породы имеют ограниченное распространение, а аномалии гораздо протяженнее, предполагается погружение массивов под кровлю осадочных пород. В бассейне р. Сусумана, где магнитные образцы вообще не встречены, предполагается, что тела диоритового и гранодиоритового состава не вскрыты эрозией.

С 1961 г. впервые на Северо-Востоке СССР была поставлена крупномасштабная аэромагнитная съемка под руководством автора данной работы. На основании сопоставления результатов аэромагнитной съемки с имеющимися геологическими материалами, а также по данным изучения физических свойств и минераграфии горных пород была предложена гипотеза о том, что линейные и дугообразные магнитные аномалии вызваны пирротинизированными породами, локализованными в зонах повышенной проницаемости, трещиноватости. В дальнейшем эта точка зрения находит все больше последователей, так как с каждым годом появляются новые доказательства сульфидной природы аномалий (Виноградов и др., 1966; Измайлов и др., 1967; и др.). Однако это не исключает существования и аномалий иной природы, что видно из приведенных выше данных. Кроме того, часть аномалий объяснялась Ю. Н. Барченко и другими пластами туфогенных пород Д. М. Печерский (1964), основываясь преимущественно на данных, полученных Е. М. Кастальским, связывал линейные аномалии преимущественно с гипабиссальными гранитоидными телами.

А. А. Николаевский (1964) также склонен считать, что линейные магнитные аномалии создаются высокомагнитными основными, в ряде случаев и ультраосновными интрузивными телами, которые в этих районах, по его мнению, еще не вскрыты.

Из обзора видно, насколько неоднозначны и гипотетичны были взгляды исследователей на геологическую природу аномалиеобразующих объектов на рассматриваемой территории. Высказывались предположения о возможной связи указанных объектов с золотеносностью.

Автор настоящего исследования поставил целью выяснение геологической природы аномалиеобразующих объектов на данной территории, а также выявление их связи с эндогенным оруденением.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Рассматриваемый район начал планомерно изучаться одним из первых на Северо-Востоке СССР. Здесь работали С. В. Обручев, Ю. А. Билибин, В. А. Цареградский, С. Д. Раковский, Д. В. Вознесенский, Н. А. Шило, Ф. Р. Апельцин, Е. Т. Шаталов, П. И. Скорняков и многие другие. При написании настоящего раздела в значительной мере использованы работы Н. А. Шило, В. М. Мерзлякова, Ю. М. Бычкова, И. А. Панычева, Ф. Р. Апельцина, Г. М. Сосунова и личные наблюдения автора.

Значительную часть территории занимает Иньяли-Дебинский синклиниорий, в юго-восточной части выделяется Буюндино-Балыгычанский антиклинорий (его северная часть).

Осадочные породы района объединяются в верхоянский комплекс, впервые выделенный в 1935 г. Н. П. Херасковым. Комплекс представляет мощную толщу терригенных отложений, состоящую главным образом из алевролитов и глинистых сланцев, иногда ритмичного чередования. Отложения морские, формировавшиеся преимущественно в пределах средних глубин палеоморей.

Иньяли-Дебинский синклиниорий в пределах рассматриваемой территории обрамляет западную и южную окраины Омудевского поднятия. Синклиниорий имеет пологое юго-западное и более крутое северо-восточное крылья. Строение его не однородно. В северной части выделяются Берелехская и Тасканская синклинали, в южной — Центральный прогиб, Басаганьинское, Спорнинское и Таежникское поднятия. Для северной части характерно крутое северо-западное, до субмеридионального, простирание складчатости, для южной — северо-западное, а для юго-восточной — субширотное.

Складки — линейные, узкие, с размахом крыльев 1—4 км, асимметричные. Юго-западные крылья у них, как правило, более крутые, а противоположные — пологие. В бассейнах рек Дебина, Бохапчи отмечается брахиформная складчатость.

В границах синклинория выделяются наложенные структуры: Лыглыхтахский грабен, Аркагалинская и Сеймчано-Буюндинская впадины. Первый наследует план геосинклиналь-

ных отложений. Простираение его — северо-западное, он сложен рядом сбросов и сбросо-сдвигов. Аркагалинская впадина расположена в пределах Чай-Юрюинской зоны разломов. Сеймчано-Буюндинская впадина — одна из наиболее крупных в районе — ориентирована в северо-западном направлении и ограничена серией разломов.

Буюндино-Балыгычанский антиклинорий граничит с Иньяли-Дебинским синклинорием по системе крупных разломов субширотного и северо-западного простираний, в рассматриваемый район входит лишь его северная часть. Здесь распределены отложения триаса, менее — юры и перми. Последние слагают ядра наиболее поднятых горст-антиклиналей, а юра картируется в мульдах наиболее прогнутых синклиналей. В целом породы залегают здесь относительно спокойно, но выделяется ряд горстов. Наиболее значительным из них является Оротуканский, состоящий из Верхне-Среднеканской антиклинали и Гербинской синклинали. Отмечается асимметрия их строения: южные крылья у них пологие ($25-30^\circ$), северные — крутые ($40-45^\circ$).

СТРАТИГРАФИЯ

Пермская система

На изучаемой территории присутствуют породы только верхнего отдела. Породы позднепермского времени наиболее древние в районе. Закартированы они в его юго-восточной части, где слагают ядра антиклинальных структур и горстов. Отложения представлены известковистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, туфами альбитизированных андезитов, туффитами, туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками, редко гравелитами (Панычев, 1966). Туфы и туффиты имеют ограниченное распространение. Общая мощность отложений превышает 1800 м.

Триасовая система

Отложения триаса широко развиты в Буюндино-Балыгычанском антиклинории и на крыльях Иньяли-Дебинского синклинория.

Нижний отдел. Отложения раннетриасового возраста отмечаются на территории бассейнов рек Худжаха, Бохапчи и Буюнды.

Индский ярус представлен преимущественно песчано-глинистыми сланцами, иногда известковистыми, тонко переслаивающимися с алевролитами и песчаниками.

В бассейне р. Худжах и в пределах больших излучин р. Колмы известковистость пород не отмечается, но увеличивается их мощность, достигая 1400—1800 м (Бычков, 1961; Панычев, 1966), в то время как в бассейне р. Бохалчи она составляет всего лишь 800—1000 м (Симаков, 1959).

Средний отдел. Среднетриасовые отложения распространены вдоль западной окраины Иньяли-Дебинского синклинория и на междуречье Бохалча — Буюнда. Представлены песчаниками и алевролитами, переслаивающимися алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами. Несут многочисленные пиритовые конкреции. Мощность отложений не выдержана, меняется значительно на небольших расстояниях и в среднем составляет от 1200 до 2000 м.

Верхний отдел. Осадки этого времени развиты в юго-западном и северо-восточном крыльях синклинория, причем устанавливаются фациальные различия отложений в каждом из этих элементов структуры, хотя мощность сохраняется примерно одинаковой.

Для северной части юго-западного крыла характерно однообразие состава отложений: это — сланцево-алевролитовая толща, в которой изредка встречаются пласты песчаников и глинисто-известковистых пород. Мощность толщи, по Ю. М. Бычкову, 1600—2200 м.

К югу, ниже устья р. Берелех, в составе комплекса появляются туфогенные сланцы, алевролиты и туффиты. При преобладании нормально-осадочных пород — глинистых сланцев и алевролитов — несколько повышается роль песчаников и уменьшается, по данным И. А. Харькова, общая мощность до 1100—1800 м.

Следуя далее по простиранию синклинория, можно заметить все более возрастающую роль туфогенного материала. Так, ниже устья р. Конго в составе верхнетриасовой толщи появляются породы существенно туфового состава — туфобрекчии, кристалло- и литокластические туфы андезитов.

Мощность верхнетриасовых отложений 800—1200 м.

В бассейне р. Оротукан в верхней части разреза появляется мощная, до 400—500 м пачка песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, но доминирующая роль остается за туфогенными породами. Общая мощность толщи в целом несколько увеличивается (Панычев, 1966).

На северо-восточном крыле синклинория отложения рассматриваемого возраста представлены глинистыми сланцами и алевролитами. Иногда в разрезе начинают играть значительную роль известковистые песчаники, переслаивающиеся с тонкозернистыми породами. Здесь отмечаются многочисленные прослои пелитоморфных известняков и ракушечников, состоящих из обломков раковин норийских монотисов. Мощность отложений порядка 2000 м.

Породы этого возраста обычно содержат вкрапленники (кубики от 0,2 до 1,5 см по ребру), реже — мелкие конкреции пирита.

Юрская система

Отложения юрского периода наиболее широко развиты в пределах синклинория.

Нижний отдел. Нижнеюрские осадки развиты весьма широко. Состав их однообразный: они представлены алевролитоглинистыми породами с несколько варьирующей мощностью.

По Б. Д. Комогорцеву, на правобережье р. Худжах отложения раннеюрского периода представлены глинистыми сланцами и туфоалевролитами, в которых отмечаются линзы пепловых туфов и редкие прослои туффитов. Мощность около 650—700 м.

В бассейне рек Мяунджи и Чай-Юрюи раннеюрские отложения условно подразделяются на две толщи. Нижняя представлена переслаивающимися глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, причем в верхней и нижней частях ее присутствуют пласты туфогенных гравелитов, песчаников, алевролитов и пепловых туфов. Мощность толщи 1200—1300 м.

В верхней толще переслаиваются алевролиты и глинистые сланцы. Песчаники редки. Присутствуют отдельные пласты пелитоморфных известняков. Мощность толщи порядка 700 м.

На левобережье реки Берелех нижняя юра представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, иногда туфогенными, алевролитами и полимиктовыми песчаниками. Мощность отложений около 1500 м.

В бассейне р. Оротукан раннеюрские отложения также делятся на две толщи. Нижняя, мощностью 1100—1200 м, по возрасту может быть отнесена к раннему лейасу, сложена песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, кое-где туфогенными. Отмечаются прослои кварцполевошпатовых песчаников и алевролитов. Вышележащая толща сложена глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями туфогенных конгломератов. Мощность 300—400 м.

По Н. А. Панычеву, в бассейне р. Среднекан нижняя юра представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, иногда туфогенными, с прослоями алевролитов, мелкозернистых туфогенных и известковистых песчаников. Мощность достигает 1000 м.

На основании изложенного видно, что в пределах юго-западного крыла синклинория нижняя юра представлена преимущественно алевролитоглинистыми породами. Заметное увеличение песчаного материала отмечается на северо-западе, в бассейне р. Неры. В отложениях постоянно примесь пеплового вещества, причем максимальное его количество

наблюдается в бассейнах рек Аркагалы и Чай-Юрюн. Мощность раннеюрских отложений более или менее постоянна и составляет примерно 1500 м, достигая в бассейне р. Чай-Юрюн 2000 м.

В осевой части синклинория отложений, достоверно датированных нижней юрой, почти нет.

По северо-восточному крылу структуры, в бассейнах верхнего течения рек Омудевки и Урультуна В. М. Мерзляковым закартированы нижнеюрские образования, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами с незначительной примесью туфогенного материала и возрастающей к югу известковистостью пород. Мощность около 900 м.

Юго-восточнее, на правом берегу р. Мылги, нижняя юра представлена толщей переслаивающихся глинистых сланцев, туфогенных песчаников и алевролитов. Отмечаются прослои туфов и линзы известковистых пород. Мощность отложений 1000—1100 м.

По Г. М. Сосунову, в бассейне р. Сеймчаң к нижней юре относятся известковистые туфогенные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В нижней части разреза несколько преобладают песчаники, в верхней — глинистые сланцы и алевролиты. В основании отложений установлены конгломераты. Мощность 1050—1100 м; к северу по направлению к Колымскому массиву, она резко уменьшается до 200—250 м; в этом же направлении в составе отложений увеличивается роль глинистого материала. Это дает основание предположить, что область сноса находилась к северо-западу от рассматриваемой территории, вероятно, в районе Омудевского поднятия.

В бассейне нижнего течения р. Буюнды нижняя юра, по данным В. А. Шишкина, подразделяется на две толщи. В основании преобладают тонкозернистые породы — алевролиты и глинистые сланцы. Мощность около 500 м. Верхняя толща залегает несогласно на нижней и представлена грубозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Мощность 500 м.

Сравнивая разрезы отложений нижней юры на северо-восточном и юго-западном крыльях синклинория, можно видеть, что северо-восточные разрезы отличаются большей песчаностью, известковистостью, невыдержанностью мощности и, вероятно, перерывом в осадконакоплении, фиксируемом на некоторых участках. Эти особенности, очевидно, обусловлены влиянием Колымского массива, на сочленении с которым располагается рассматриваемая часть синклинория.

Следует отметить наличие пирита в породах раннеюрского возраста, слагающих синклинорий. Пирит встречается в виде прожилков, мелких конкреций, а также отдельных кристалликов кубической формы, на первый взгляд, довольно равномерно распространенных по разрезу.

Средний отдел. Отложения данного возраста распространены в районе довольно широко. Можно условно выделить три зоны их распространения: юго-западную, центральную и северо-восточную.

В пределах первой, в ее северной части (бассейны рек Артык и Бурустах), среднеюрские породы, по Ю. М. Бычкову (1963), представлены преимущественно песчаниками, менее — алевролитами и глинистыми сланцами. Часто наблюдается ритмичное переслаивание. Мощность отложений 1800—2300 м. К югу, в бассейне р. Мянунджи, она несколько уменьшается, составляя 1300—1600 м. В составе отложений увеличивается количество тонкозернистого материала. В бассейне р. Берелех разрез характеризуется примерно равным количеством песчаников, глинистых сланцев и алевролитов при общей их мощности всего в 700 м. В южной части зоны состав отложений несколько иной, здесь преобладают алевролиты и глинистые сланцы с пропластками песчаников и туфопесчаников. Мощность 1700—2000 м. На востоке зоны (междуречье Оротукан — Колыма) картируются глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, среди них встречаются невыдержанные по мощности прослои туффигов. Мощность 1300—1500 м.

Из обзора разрезов средней юры в юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория можно видеть, что состав рассматриваемых отложений изменяется с северо-запада на юго-восток: на северо-западе преобладают песчаники, лишь в низах разреза несколько увеличивается количество алевролитов и глинистых сланцев. Юго-восточнее, в бассейне р. Аркагалы, толща с преобладанием песчаников фациально замещается более тонкозернистыми породами — алевролитами и глинистыми сланцами. Далее к юго-востоку роль глинисто-алевролитовых пород возрастает до того, что песчаники теряют преобладающее значение. Фациальная смена отложений происходит довольно быстро, что, по мнению Ю. М. Бычкова (1961), связано с имевшимися здесь в то время разнонаправленными подвижками вдоль крупных поперечных разломов.

В осевой части синклинория отложения среднеюрского возраста распространены довольно широко. В северной части бассейна р. Бурканды разрез представлен чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В его верхней части песчаники имеют известковый и туфогенный состав. Мощность отложений около 1000 м.

В бассейне р. Дебич намечается преобладание в разрезе более тонкозернистых пород — глинистых сланцев и алевролитов. Песчаники имеют полимиктовый и аркозовый состав, реже встречаются туфогенные разности. Мощность толщи 2400—2600 м. Повсеместно в разрезе присутствуют конкреции и отдельные кристаллы пирита.

На северо-восточном крыле синклинория среднеюрские отложения распространены также широко. В бассейне верхнего течения р. Омудевки разрез средней юры представлен в нижней части глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников и конкрециями пирита, а выше располагаются массивные песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Венчается разрез алевролитами и песчаниками. Мощность около 500—600 м.

К западу от границы с Колымским массивом средняя юра представлена чередующимися пачками полимиктовых и известковистых песчаников, преобладают глинистые сланцы и алевролиты. Отмечаются пиритовые конкреции. Мощность 1000—1100 м.

Юго-восточнее, на междуречье Мылга — Дебин, среднеюрские осадки представлены равномерно переслаивающимися сланцами, алевролитами и песчаниками, иногда известковистыми или туфогенными. Мощность 900—1050 м.

В бассейнах рек Сеймчана и Вериной в основании разреза средней юры установлены базальные конгломераты (2—25 м), выше их лежат кварц-полевошпатовые и известковистые песчаники. Мощность 240—250 м. Указанные отложения перекрываются песчано-глинистыми сланцами, вмещающими прослойки песчаников. Мощность 300 м.

В бассейне нижнего течения р. Буюнды средняя юра перекрывает нижележащие породы также несогласно. Разрез начинается вулканомиктовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Мощность 350 м. Выше залегают алевролиты и глинистые сланцы с прослоями вулканомиктовых песчаников. Мощность толщи 850—900 м.

Отложения северо-восточного крыла синклинория отличаются от отложений осевой и юго-западной частей его большей глинистостью, карбонатностью и меньшей мощностью, а также наличием устанавливаемого местами перерыва в осадконакоплении. Все эти особенности обусловлены расположением района: эта территория более замедленно, чем осевая часть и юго-западное крыло синклинория, реагировала на общее погружение в геосинклинальный период. В то же время эта область заметнее воспринимала колебательные движения самого массива.

Верхний отдел. На междуречье Артык—Бурустах Ю. М. Бычков (1963) относит к верхней юре толщу переслаивающихся кварц-полевошпатовых и граувакковых песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами, в которой явно преобладают первые. Мощность толщи 2000 м.

В бассейне р. Мукэлкэн переслаиваются алевролиты, песчаники и глинистые сланцы. Мощность 900—950 м.

На левобережье р. Аркагалы в составе верхнеюрских отложений резко преобладают алевролиты и глинистые сланцы,

пропластки песчаников незначительны. Мощность 500—550 м.

Изучение верхнеюрских отложений юго-западного крыла синклинория показывает, что они представлены преимущественно глинисто-алевролитовыми породами. Количество песчаного материала увеличивается в северо-западном направлении. Часты в разрезе отдельные кристаллы пирита.

В осевой части синклинория на междуречье Делянкир — Берелех (в его верховьях) верхнеюрские отложения подразделяются на флишоидную (нижнюю) и алевролитовую (верхнюю) толщи. В составе первой переслаиваются полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В верхних горизонтах толщи отмечаются грубозернистые песчаники, туфо-песчаники. Мощность 1200 м. В верхней толще преобладают алевролиты, песчаники редки. Мощность ее 600 м.

Восточнее, в бассейне верхнего течения рек Омuleвки и Малык-Сиена (ближе к северо-восточному крылу синклинория), среди верхнеюрских отложений устанавливаются полимиктовые и туфогенные песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность 2100—2300 м.

Сопоставление разрезов показывает, что по направлению к северо-восточному крылу синклинория в составе верхнеюрских отложений значительно возрастает роль песчаного материала и одновременно уменьшается общая мощность отложений.

Позднемезозойские и кайнозойские впадины. В позднемезозойских впадинах отмечаются породы с несколько иными литолого-петрографическими особенностями. Так, в бассейне верхнего течения р. Лыглыхтах известны песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, каменные угли, углистые сланцы, относимые по возрасту к нижнему мелу.

Вдоль Чай-Юрюннской зоны разломов располагается ряд впадин, которые выполнены аргиллитами, алевролитами, конгломератами с пластами каменных углей и углистых сланцев. Эти отложения выделяются в аркагалинскую свиту верхнемелового возраста. Выше залегает долгинская свита, представленная конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В бассейне р. Берелех толща конгломератов с прослоями песчаников условно относится З. В. Орловой к верхнему мелу.

В междуречье Лыглыхтах — Эльген к верхнему мелу относится толща липаритов, дацитов и их туфов. Здесь же, выше по разрезу, залегают базальты, андезито-базальты, трахибазальты, агломератовые лавы андезитов, туфы андезитов, условно относимые к палеогену.

В пределах Сеймчано-Буюндинской впадины отмечаются слабо сцементированные конгломераты, пески, глины, углистые глины, бурые угли, выделяемые в эльгинскую свиту неогена.

В долинах рек и молодых впадинах отмечаются рыхлые отложения различного генезиса, образование которых происходило в неоген-четвертичный период (Шило, 1961).

Предварительные геохимические исследования. Осадочные образования рассматриваемой территории ранее не были охарактеризованы геохимически. Нам представляется интересным попытаться в какой-то мере ликвидировать этот пробел. Важность таких исследований состоит в том, что на их основе в дальнейшем можно устанавливать области сноса терригенного материала и, учитывая бедность осадочных отложений фаунстическими остатками, проводить их расчленение с учетом геохимических данных.

Работы носят постановочный характер. В этом случае, по нашему мнению, важна точная стратиграфическая привязка изучаемых образцов.

Ю. М. Бычков любезно предоставил автору образцы горных пород, содержащие фауну моллюсков, уверенно характеризующих возраст изучаемых слоев. Этот же исследователь предоставил в наше распоряжение часть данных по спектральным анализам горных пород.

Наши образцы изучались методом спектрометрии. Проанализировано 107 образцов горных пород. В них в соответствии с чувствительностью метода установлено 22 элемента: бериллий, кальций, селен, титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, цинк, галлий, цирконий, молибден, серебро, олово, лантан, свинец, стронций, ртуть, иттрий, иттербий.

Методика обработки данных заключалась в вычислении коэффициентов отношений значений установленных элементов, т. е. бралось отношение значений каждого элемента ко всем другим. Полученные таким образом коэффициенты сравнивались. Подобные геохимические исследования, как указывалось, проводились для рассматриваемой территории впервые. Поэтому мы позволили себе охарактеризовать только такие крупные подразделения стратиграфического разреза, как нижняя юра, нижняя и верхняя свиты средней юры, верхняя юра. По гранулометрическим признакам и составу образцы представлены полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также глинистыми сланцами. Преобладающими являются алевролиты. Важность этого момента в том, что глинистые сланцы обладают повышенной адсорбцией. Поэтому возможны некоторые искажения результатов, а песчаники, наоборот, представляют собой сравнительно плохой адсорбент (Горбунов, 1948; Гримм, 1956). Алевролиты характеризуются средними адсорбционными свойствами.

В результате обработки данных спектральных анализов установлено, что нижнеюрские отложения характеризуются только отношениями: иттербия к свинцу, равным единице, марганца к цирконию — десяти, селена к никелю — единице,

ванадия к свинцу — единице, селена к марганцу — 0,1. Подобные значения отношений не встречаются больше в разрезе юрских отложений нигде. Хотя по результатам анализа установлены почти все из ранее перечисленных 22 элементов. Другие отношения элементов распространены почти по всему разрезу верхоянского комплекса и поэтому не могут быть приняты в качестве эталонных для конкретного подразделения.

Полученные коэффициенты характерны соответственно только для среднеюрских (две подсвиты) и верхнеюрских отложений. Результаты иллюстрируются в табл. 1.

Выводы были проверены на территории бассейна левобережья р. Берелех. Здесь, по данным Б. В. Комогорцева и М. С. Гончарук, развиты нижнеюрские осадки и нижняя свита средней юры. Из нижнеюрских отложений были отобраны и проанализированы девять образцов. Установлено, что для восьми образцов характерно отношение марганца к цирконию, равное 10. Все девять образцов характеризуются отношением ванадия к свинцу, равным 1. Из отложений нижней свиты средней юры изучено десять образцов, для девяти из них характерно отношение кобальта к свинцу, равное 0,8, и отношение селена к кобальту, равное 3,75.

Изложенное выше является первой попыткой выделения слоев фаунистически весьма слабо расчлененной толщи региона по результатам геохимических исследований. В дальнейшем для более дробного расчленения осадочных толщ необходимо совершенствование методики обработки проб и анализов.

Таблица 1

Коэффициенты отношений значений элементов горных пород			
Отношения элементов	Коэффициент	Отношения элементов	Коэффициент
<i>Нижняя юра</i>		Ti/Zn	22
Yb/Pb	1	Ti/Ag	2200
Mn/Zr	10	Ti/Sr	220
Se/Ni	1	Ni/Pb	2
V/Pb	1	Ni/Sr	1
Se/Mn	0,1	La/Pb	10
		Co/La	0,08
		Co/Sr	0,8
<i>Нижняя свита средней юры</i>		Ni/Cu	4
Yb/Sr	3	Pb/Sn	1
Co/Pb	0,8		
Se/Co	3,75	<i>Верхняя юра</i>	
Ca/La	0,6	Zr/Pb	2
		V/Mn	0,66
<i>Верхняя свита средней юры</i>		Cu/La	1
Ga/Ag	50	Cu/Pb	1
Ga/Sn	5	Cr/Ni	2,5
Co/Zn	0,08	Cr/V	1

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В геологическом строении района значительна роль разрывных нарушений.

По ориентировке в плане (простираанию) разрывные нарушения можно разделить на четыре группы: северо-западную, северо-восточную, субмеридиональную, субширотную.

Первая группа разломов почти вся распространена исключительно в северной и центральной частях рассматриваемого района. Четвертая доминирует в юго-восточной части, а нарушения третьей группы в северной части отмечаются чаще, чем в других. Разломы второй группы наиболее часты на юго-востоке. Нарушения субмеридионального и северо-восточного простирааний не получили широкого развития на исследуемой территории, они являются секущими по отношению к общему простираанию синклиория. Совпадение их по простираанию с древними, докембрийскими структурами, секущее положение по отношению к мезозоидам послужило поводом для отнесения их к наиболее древним, долгоживущим разломам. Северо-западные и субширотные разломы совпадают с ориентировкой структур Иньяли-Дебинского синклиория.

Подавляющее большинство нарушений имеет падение в сторону Омудевского поднятия, т. е. на северо-восток и север, что подтверждается и данными магниторазведки. По времени заложения и особенностям проявления в складчатых структурах дизъюнктивы можно подразделить на такие виды: 1) разрывы глубокого заложения, долгоживущие, 2) соскладчатые, 3) постскладчатые, 4) неотектонические.

Разломы глубокого заложения, глубинные в понимании А. В. Пейве, шовные в понимании Е. Е. Милановского, предопределили структурный, а нередко и металлогенический план рассматриваемой территории. К нарушениям такого типа относятся Чай-Юрюинский, Дарпирский, Улахан, Паутовый, Умарский (см. рис. 2). Предполагается, что их заложение происходило в начальные этапы геосинклинального развития региона (Матвеевко и Шаталов, 1958). Нарушения являются естественными тектоническими границами между синклиорием и антиклинальными структурами. В их крыльях породы смяты, передроблены, изменены. Ширина зон последних колеблется от первых сотен метров до первых километров. Они обычно хорошо читаются на аэрофотоснимках.

Чай-Юрюинский разлом — один из наиболее крупных. Он протягивается почти на 200 км с северо-запада на юго-восток при ширине зоны влияния 10—30 км. Вертикальные смещения блоков не превышают 2 км (Зарудный, 1962). Вдоль зоны разлома породы передроблены, смяты, трещины часто выполнены дайками различного состава и кварцевыми жилами. В свою очередь, и дайки, и кварцевые жилы подверглись

вторичным изменениям — дроблению, пропилитизации и т. п. Чай-Юрюннский разлом в геосинклинальную стадию разделял области с различным режимом осадкообразования. По данным Н. И. Ларина, он заложился в предноррийское время. Движения по нему в последующие периоды неоднократно возобновлялись, на что указывает не только нарушение сплошности различных по возрасту пород, но и образование над зоной разлома ряда позднемезозойских впадин.

Дарпирский разлом разделяет на протяжении около 200 км области палеозойской и мезозойской складчатости (Матвеевко, Шаталов, 1958; Мерзляков, 1971; Богданов, 1963). Разлом сопровождается широкой, до 3 км, зоной интенсивного смятия и дробления пород. Амплитуда вертикальных смещений блоков вдоль нарушения иногда достигает нескольких километров.

Дарпирский разлом четко прослеживается в северной части региона, южнее его сменяет серия соподчиненных ему разломов северо-западного простирания, в том числе протяженный разлом Улахан, имеющий самостоятельное структурное значение. Последний повсеместно хорошо выражен в рельефе, сопровождается широкой, до 200 м, зоной милонитизированных и дробленных пород. Амплитуда разлома меняется по простиранию. Так, в бассейне р. Таскан она составляет около 2 км, севернее — меньше, а на юге возрастает. С запада разлом Улахан ограничивает крупную Сеймчано-Буюндинскую впадину.

К числу крупных нарушений относится также Умарский разлом, который протягивается от бассейна р. Дебин к верховьям р. Буюнды. Амплитуда сброса местами достигает сотен метров, по нему контактируют породы различного возраста, например, в Оротуканском горсте.

Не менее крупным является Паутовый разлом широтного простирания, ограничивающий Оротуканский горст с севера.

Все отмеченные нарушения характеризуются повышенными значениями магнитного поля, некоторые из них (разломы Дарпирский, Улаханский) разделяют участки с резко различным характером гравитационного поля.

Заложенные, по всей вероятности, в палеозое, эти нарушения, проявили наибольшую активность в мезозое — в эпоху, когда образовалось большинство основных и оперяющих нарушений. В последующее время подвижки не носили столь бурного характера, но разломы сохранили свою активность, о чем говорят зоны дробления пород и зеркала скольжения, устанавливаемые по всем дочетвертичным осадочным и магматическим комплексам. Разломы хорошо трассируются по результатам геофизических исследований (Николаевский, 1967; Вашилов, 1964; и др.), в частности по линейно-вытянутым аномалиям значений ΔT , резким изменениям ориентировки аномалий или их перерывам. По ряду аномалий трассируются

крупные разломы. Так, хорошо выделяется Чай-Юрюинский, Паутовый, по отдельным разобщенным аномалиям трассируются разломы Умарский, Улахан и др. Хорошо прослеживается еще одно нарушение — Чьоргинское, проходящее вдоль восточного контакта интрузивного массива одноименного названия. В зоне этого нарушения картируются отдельные тела субинтрузий, штоки диоритов, гранодиоритов; им разделяются области с различной мощностью осадочных пород. В местах, где наблюдаются магнитные аномалии линейной или дугообразной в плане формы, наземными геологическими работами фиксируются зоны повышенной трещиноватости, рассланцевания, интенсивного кливажа, более густая сеть трещин, зоны дробления, смятия, милонитизации.

Кроме нарушений, согласных с общим простиранием складчатых структур, имеют место и нарушения секущего характера. Т. Н. Симоненко показала, что секущие или «сквозные» разломы могут быть определены по линиям изменения основной структуры магнитного поля, выражающимся резким нарушением простирания аномалий, некоторым разрывом или сдвигом аномальных полос, проявлением локальных аномалий, имеющих простирание, несогласное по отношению к основной системе магнитных аномалий. Такие поперечные нарушения выделяются в процессе исследований и нами в рассматриваемом районе (рис. 2).

Северо-Чьоргинский разлом имеет северо-восточную ориентировку, хорошо читается на геофизических картах по перерывам аномалий ΔT и Δg , изменениям их конфигураций. Анализ мощностей осадков также подтверждает существование этого разлома. Севернее массива Чьорго, где проходит это нарушение, по данным В. И. Зедина, отмечается интенсивная дробленность пород, большое количество продуктов гидротермальной деятельности.

Южнее намечается другой разлом того же направления — Маякский. Все сказанное о предыдущем разломе может быть отнесено и к данному. Следует добавить, что между этими разломами дайковые поля имеют простирание от северо-западного до субширотного и северо-восточного.

Следующее крупное нарушение, поперечное к общему простиранию структур, отмечается в центральной части района и названо нами Тирехтяхским. Нарушение разделяет территорию на две крупные аномальные по магнитному полю зоны — западную и восточную. В пределах первой зоны аномалии имеют преимущественно северо-западное простирание, характеризуются относительно большой глубиной залегания аномалиеобразующих объектов; здесь отмечается большая мощность осадочных пород. В восточной зоне — простирание аномалий субширотное, глубина залегания намагниченных объектов меньшая. Амплитуда аномалий в западной зоне меньше.

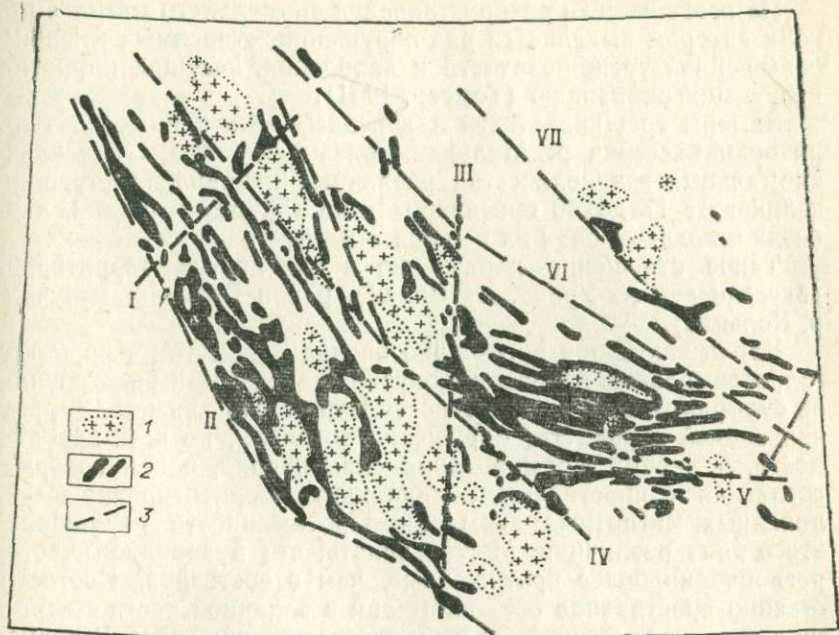


Рис. 2. Крупные разрывные нарушения исследуемого района.

1 — интрузии гранитоидов; 2 — аномалиеобразующие объекты; 3 — тектонические нарушения: I — Северо-Чьоргинское, II — Чай-Юрюинское, III — Тирехтяжское, IV — Умарское, V — Паутовское, VI — Улахан, VII — Дарпирское.

В пределах зоны Тирехтяжского разлома отмечается резкая смена мощности отложений верхоянского комплекса.

В исследуемом районе широко развиты разломы незначительной длины: первые десятки — сотни метров. Они оперяют крупные нарушения, образуют целую сеть трещин различной, преимущественно северо-западной ориентировки. Такие трещины являются вместилищами даек, жил и мелких штоков интрузивных пород.

Мелкие нарушения, безусловно, не одновременны. В заключительный этап развития геосинклинали постоянно происходили тектонические подвижки с образованием новых, подновлением или залечиванием уже существующих разломов. Это прекрасно иллюстрируется существованием разновозрастных даек, жил, их смещением. Некоторые разломы оставались активными и в более позднее время (Чай-Юрюинский, Улахан и др.).

Внедрение интрузий, по мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова, контролировалось зонами интенсивной мелкой трещиноватости или зонами повышенной проницаемости. Это подтверждается также полосовым положением магматических образований.

По особенностям распространения аномального магнитного поля автором выделяется ряд нарушений, относимых к зонам повышенной трещиноватости и дробления, несущих пирротитовую минерализацию (Томсон, 1961).

Замеры трещиноватости в коренных обнажениях на территории бассейна р. Мальдяк показывают, что в пределах аномальных зон количество различных направлений трещин велико: от 17 до 40 ориентировок на единицу площади, а в безаномальных зонах их меньше — 3—6.

Такое отношение характерно и для других территорий (бассейн рек Ат-Уряха, Хатыннаха, район Больших излучин р. Колымы).

Вдоль таких зон интенсивно проявились метаморфогенно-гидротермальные процессы, сопровождающиеся в ряде случаев сульфидизацией и, в частности, что важно для нас, пирротинизацией пород. Эти нарушения возникли, по всей вероятности, в период формирования синклинория, о чем говорит согласная с простиранием синклинория ориентировка осей линейных магнитных аномалий. Протяженность нарушений этого типа различная. Можно видеть, что в западной части региона они более протяженные, чем в восточной. Соответственно простирание осей аномалий в западной части северо-западное, а в восточной — преимущественно широтное. Ширина зон трещиноватости 1—5 км.

Уместно отметить, что нарушения этого типа не всегда хорошо выражены в рельефе. Это обусловлено, по нашему мнению, тем, что в результате наложенных процессов произошло залечивание трещин. В зависимости от степени проявления последующих повторных подвижек вдоль зон, выражение их в рельефе оказывается различным.

Тектонические движения продолжались и в четвертичное время. Доказательством тому являются террасы различного уровня в долинах почти всех водотоков района.

По сейсмичности рассматриваемая территория относится к семибалльной зоне. Большинство эпицентров землетрясения района располагается несколько севернее пос. Усть-Среднекан. С. В. Мишин (1964) предполагает, что повышенная сейсмичность связана с зонами пересечений крупных разломов Иньяли-Дебинского синклинория, одни из которых имеют северо-западное, а другие северо-восточное простирание.

МАГМАТИЗМ

Магматизм на рассматриваемой территории проявился интенсивно и в различных формах. По возрасту пород и их генетическим признакам магматические образования объединяются в позднеюрские, позднеюрские — в раннемеловые и

позднемеловые (Апельцин, 1957; Матвеевко, 1957; Шило, 1957; Соболев, Шнай, 1967; Ичетовкин, 1968).

Проявления магматизма имели место в перми, триасе и ранней юре в форме выбросов туфогенного материала. Туфогенные породы отмечаются в разрезе перми Оротукано-Бохапчинского междуречья. Это — измененные литокластические туфы среднего состава, туфогенные песчаники, туффиты.

Они составляют 5—10% от общего объема пермских отложений. В бассейне нижнего течения р. Большой Купки в разрезе пермских пород присутствуют литокластические туфы андезита, туффиты, туфоконгломераты. Их объем достигает 20% от общего объема пород в разрезе. В отложениях триаса, развитых в западной части рассматриваемого района, туфогенный материал не установлен. Он появляется лишь в южной и юго-восточной частях района, на междуречье Бохапча — Балыгчан, среди средне- и верхнетриасовых отложений в виде отдельных пропластков и линз туфогенных песчаников, сланцев, туффитов. Суммарная мощность их в разрезе не превышает 10—12% от общей. В нижнеюрских отложениях туфогенного материала меньше, чем в верхнетриасовых, но площадь распространения гораздо шире.

Если в триасовое и раннеюрское время, в период развития геосинклинали, магматическая деятельность проявилась спорадически, в виде извержений вулканов, то в сравнительно короткие этапы, охватывавшие вторую половину поздней юры и, возможно, начало раннего мела, отмечается бурное проявление магматической деятельности, разнообразной по форме. Этот период охватывает заключительные этапы развития геосинклинали. На ранних его стадиях происходило массовое выполнение трещин малыми интрузиями пестрого состава.

Описанию малых интрузий уделено много внимания, так как большинство исследователей отводили им не последнюю роль в формировании золоторудных месторождений. Впервые наиболее полное отражение они нашли в работах Ю. А. Билибина, А. П. Васьковского, П. И. Скорнякова, затем в работах И. П. Васецкого, К. Н. Рудича.

В наиболее законченном виде они описаны Ф. Р. Апельциным и М. Л. Гельманом. Эти авторы показали, что малые интрузии бассейна верхнего течения рек Колымы и Индигирки не представляют собой единые по времени и составу образования. Они различаются по петрографической характеристике, положению в структурах, по взаимоотношениям с разновозрастными магматическими образованиями. Все это позволило подразделить малые интрузии района на шесть формаций (Апельцин, 1957). По времени формирования они подразделяются на три категории: 1. Добатолитовые формации малых интрузий ранних этапов развития подвижной зоны. Сюда относят две формации: первая представлена кислыми раз-

ностями пород, вторая — средними, реже — основными. 2. Формация малых интрузий средних этапов развития подвижной зоны (третья), формация синхронная батолитам. По составу — это кислые разновидности пород. 3. Формация малых интрузий поздних этапов развития подвижной зоны. К этой группе относятся четвертая, пятая и шестая формации, проявившиеся в сложных по составу телах.

В особенностях формации запечатлен, по мнению Ф. Р. Апельцина, определенный этап развития подвижной зоны. Батолитоподобные интрузии оказывали активное воздействие на первые две формации; третья формация, вероятно, одного возраста с указанными интрузиями. Магматические тела более позднего времени формирования метаморфизуют дайковые образования первых четырех формаций. В то же время гранитоидные интрузии почти повсеместно секутся образованиями пятой и шестой формаций.

Породы первых формаций претерпевали интенсивные вторичные изменения, что выразилось в их альбитизации, карбонатизации, окварцевании и сульфидизации.

В заключительные этапы развития геосинклинали, в конце юры — начале мела произошло массовое внедрение гранитоидной магмы в толщи отложений верхоянского комплекса. Иньяли-Дебинский синклиорий явился ареной наиболее активного проявления этой интрузивной деятельности. Не останавливаясь на характеристике эффузивных пород этого времени, занимавших незначительную территорию района, рассмотрим интрузивные комплексы.

Делалось много попыток классифицировать интрузивные породы рассматриваемой и сопредельных территорий (Шаталов, 1937; Матвеевко, 1960а; Ичетовкин, 1968; Николаевский, Измайлов, 1968; Соболев, Шнай, 1967; и др.). Большинство исследователей придерживаются классификации, предложенной В. Т. Матвеевко (1959), что сделаем и мы.

По времени внедрения и особенностям состава в рассматриваемом регионе выделяются три интрузивных комплекса: басугуныно-хатыннахский, колымский и омсукчанский.

Басугуныно-хатыннахский комплекс не получил широкого распространения и представлен относительно небольшими интрузивами: Басугунья, Хатыннах, Морджет, Ухомыт и другие. Состав — гранодиориты, плагиограниты, редко граниты. Согласно В. М. Матвеевко, формирование комплекса произошло вслед за малыми добатолитовыми дайками. Возраст пород датируется как верхнеюрский — нижнемеловой.

Колымский комплекс распространен наиболее широко. Интрузивы этого комплекса крупны по размерам и не отличаются большим разнообразием состава. Это — биотитовые, лейкократовые, биотит-роговообманковые и двуслюдяные граниты, редко гранодиориты и диориты. Последние располага-

ются только в эндоконтактных частях интрузивов, являясь, очевидно, продуктами взаимодействия магмы с вмещающими породами. По данным определений абсолютного возраста, они датируются как нижнемеловые.

Омсукчанский комплекс характеризуется довольно дифференцированными по составу магматическими телами, относимыми по возрасту к верхам верхнего мела. В пределах нашего района к нему относятся Верхне-Оротуканский, Средне-Буюндинский и, вероятно, Каньонский интрузивные массивы.

Линейное расположение интрузий басугуньино-хатыннахского и колымского комплексов, вытянутая форма тел, положение в структуре — все это говорит о важной роли разрывной тектоники в размещении магматических объектов.

Описанию магматических образований территории бассейна верхнего течения р. Колымы посвящено много исследований. Исследователями дается довольно подробное описание состава интрузий. Однако о генезисе интрузий у названных авторов нет единого мнения. Одни считают их продуктами метасоматического замещения вмещающей толщи (Серебряков, 1966), другие — образованиями, возникшими за счет внедрения магматических масс из глубинных очагов вдоль крупных нарушений в осадочной толще (Матвеевко, Шаталов, 1958). В качестве аргумента отмечается, что интрузии имеют вытянутую форму и ориентированы согласно простиранию окраины Колымского срединного массива. Однако многие тела секут складки, являясь дискордантными. Группа интрузий центральной части района имеет меридиональную ориентировку, в то время как складки нередко довольно круто изменяют свое простирание с северо-западного на широтное.

Падение контактов интрузивных тел — самое различное. Чтобы попытаться выяснить очертание в плане, а иногда и морфологические особенности интрузий, мы можем обратиться к сопоставлению данных геологических и геофизических исследований. По результатам геологических исследований можно проследить конфигурации полей контактово-измененных пород и на этом основании составить представление о поведении контактовых поверхностей интрузивных тел. Однако этот метод весьма груб, так как ореол контактового метаморфизма в сильной степени зависит и от глубины залегания контакта, и от особенностей магматического тела (температура, летучие и др.) и вмещающих пород. При некоторой глубине мы уже не можем геологическими методами определить положение интрузивного контакта. Очевидно, при залегании интрузии на глубине в пределах первой сотни метров мы не сможем отметить на поверхности отличия в особенностях контактовых изменений. Поэтому этот метод может сыграть лишь вспомогательную роль.

Геофизические методы более чувствительны (Соколов, 1956; и др.). Осадочные породы и гранитоиды района практически немагнитны. Повышенную намагниченность имеют пирротинизированные разности контактово-измененных пород, но не роговики. При изучении характера поведения магнитного поля вблизи вскрытых интрузий можно видеть, что его аномалии редко имеют кольцевую форму. Большей частью им свойственна в плане дугообразная форма.

Намагниченные объекты отстоят от интрузий на различных расстояниях. Следовательно, с помощью методов магнитометрии можно картировать нескрытые интрузии, причем при незначительной глубине залегания от дневной поверхности будут наблюдаться аномалии магнитного поля, опоясывающие (полностью или частично) отдельную интрузию или группу их, например Басугуньинскую, а при несколько большей глубине отмечается общее повышенное магнитное поле.

Необходимо учитывать, что поверхности интрузий имеют нередко довольно причудливые очертания. Это зависит от проявления домагматической тектоники и свойств вмещающих осадочных пород. Следовательно, на дневной поверхности мы будем наблюдать аномалии различного простирания и интенсивности.

Сопоставление карт размещения магматических образований и поля силы тяжести показывает, что магматическим образованиям соответствуют локальные минимумы значений Δg . Контуры минимальных значений не всегда отвечают контурам выходов интрузий. В ряде случаев отмечается почти полное их совпадение, но часто контуры выходов гораздо меньше по размерам, чем контуры аномалий.

Обратимся к результатам изучения плотности горных пород:

Порода	Колич. определений	Средние значения плотности
Песчаники	350	2,67
Глинистые породы	174	2,66
Алевролиты	974	2,68
Граниты	87	2,61
Гранодиориты	65	2,63

Осадочные породы имеют большую плотность, чем изверженные. Следовательно, в случае несовпадения контуров локальные аномалии Δg связаны с нескрытыми интрузиями гранитоидов. Чтобы создать наблюдаемый эффект, эти гранитоидные тела должны иметь большую (на всю мощность верхоянского комплекса) глубину проникновения.

Определяемые по данным гравиметрии контуры интрузий подтверждаются и магнитометрическими измерениями.

На основании интерпретации геофизических полей региона нами составлена карта нескрытых интрузивов.

Для более наглядной иллюстрации сказанного можно провести небольшие вычисления. Так, если принять избыточную плотность ($\Delta\sigma$) равной $0,05 \text{ г/см}^3$ (средняя плотность осадочных пород $2,66 \text{ г/см}^3$, а гранитов — $2,61$), радиус (R) интрузии — 5 км , глубину нижней кромки (Z) — 10 км , то, согласно

$$\Delta g = 41,9 \cdot \Delta\sigma (R - \sqrt{R^2 + z^2 + z}),$$

мы будем наблюдать аномалии в 14 мЛг , а если $R=5$, $z=15$, то $\Delta g=24 \text{ мЛг}$; $R=10$, $z=15$, то $\Delta g=18 \text{ мЛг}$; $R=15$, $z=15$, то $\Delta g=14 \text{ мЛг}$.

Из приведенных вычислений можно видеть, что при принятых условиях мы получаем значения поля силы тяжести, близкие к величине наблюдаемых аномалий.

ЗОНЫ КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

На контактах с интрузиями осадочные породы изменены. В зависимости от расстояния до интрузий, их размеров, состава вмещающих пород, их проницаемости степень изменения и мощность зон измененных пород варьирует в широких пределах. Как правило, на крутых контактах с крупными интрузиями, вскрытыми на большую глубину, зоны метаморфизованных пород имеют ширину, исчисляемую первыми сотнями метров, реже $600-700 \text{ м}$, на пологих контактах ширина этих зон составляет первые километры.

В рассматриваемом регионе осадочная толща довольно выдержана по составу: это — преимущественно кварц-полевошпатовые терригенные породы. Соответственно картины контактового метаморфизма с незначительными вариациями одинаковы. Всюду отмечается постепенный переход от неизмененных пород к измененным. В зонах слабо измененных пород развиты отдельные кристаллы сульфидов, слюды, хлорита. Ближе к интрузии появляются пятнистые и угловатые кордиеритовые и андалузитовые сланцы. При дальнейшем приближении к контакту степень перекристаллизации возрастает, породы наполняются слюдой и при полной перекристаллизации превращаются в типичные роговики.

Характер метаморфизма — преимущественно термический, реже отмечается влияние пневматолита с образованием турмалиновых и слюдистых роговиков. Если встречается то или иное количество кальция, то метаморфизм носит несколько иной характер и приводит к образованию кальцийсодержащих минералов в цоизит-диопсидовых роговиках с эпидотом, гранатом и актинолитом.

Воздействие интрузии на вмещающие осадочные породы можно проследить на примере Басугуньинского массива. Кон-

такты последнего погружаются под углом 70—80° на западе и севере, более полого — 20—30° — на юге. Соответственно ширина зоны измененных пород в первом случае не превышает 0,5—0,8 км, а во втором доходит до 2 км. Зона интенсивного ороговикования пород измеряется первой сотней метров. Различные исследователи по преобладанию тех или иных новообразованных минералов выделяют в ней биотитовые, мусковитовые, кордиеритовые, андалузитовые и актинолитовые разновидности роговиков. При удалении от интрузии роговики сменяются узловатыми и пятнистыми сланцами, стяжения в которых обусловлены скоплением (порфиробластами) хлорита, серицита и мусковита. В 1—1,2 км от контакта слабоизмененные породы имеют сланцевую текстуру, лепидогранобластовую структуру и отличаются линзовидным микросланцевым строением.

В участках с большим количеством обломочного материала глинистый цемент перекристаллизован интенсивнее. Здесь можно видеть такие вторичные минералы, как лейкоксен, хлорит, серицит и сульфиды. Содержание последних 5—7%, они отмечаются в виде зерен неправильной формы, часто с серицитом и хлоритом. Устанавливаются тонкие кварцевые прожилки с сульфидами, среди которых имеется и пирротин, обуславливающий намагниченность горных пород.

РУДОНОСНОСТЬ

Продукты гидротермальной деятельности на территории бассейна верхнего течения р. Колымы развиты широко (Шило, 1957; Фирсов, 1957).

Гидротермальные образования характеризуются однообразным минералогическим составом при значительном количестве структурно-морфологических типов. Жилы сложены почти исключительно кварцем (75—100%). Как правило, постоянно в них содержатся серицит, альбит, кальцит, анкерит, хлориты, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, в меньшем количестве — джемсонит, буланжерит, антимонит, пирротин, висмутин, сульфиды серебра, самородное золото, шеелит, вольфрамит, молибденит, ильменит, магнетит, флюорит, эпидот, цоизит, рутил, сфен. По составу они разделяются на кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-альбитовые, кварц-сульфидные, кварц-турмалиновые и т. д. Резко преобладают первые три типа, остальные редки.

Морфология кварцевых жил довольно разнообразная и зависит в первую очередь от свойств вмещающих пород. В дайковых породах они образуют серии лестничных, линейных, сетчатых и гнездовых форм, в терригенных — параллельные, седловидные, сетчатые жилы, причем имеется отличие мор-

фологии жил в зависимости от залегания в алевролитах, аргиллитах и т. д. Параллельные, сетчатые жилы отмечаются и в интрузивных породах. Особенности морфологии жил преимущественно обусловлены предшествующей тектоникой, а проявление последних при прочих равных условиях зависит от компетентности толщи. Отсюда большое разнообразие форм кварцевых жил.

Последующими подвижками дайки и кварцевые жилы нередко разрушены и смещены.

По всему региону встречаются зоны сульфидной минерализации, в частности пирротинизации. Происхождение их связывается с процессами метаморфогенно-гидротермальной деятельности, проявившейся в зонах повышенной трещиноватости, проницаемости (Измайлов и др., 1967).

Вопрос о взаимоотношениях магматических образований с зонами пирротинизации довольно сложен. Так, эти зоны нигде не пересекают интрузивные тела, в то время как дайки (вероятно, добатолитовые) секутся интрузивами. Однако не исключено, что некоторые измененные дайки все же сингенетичны с интрузиями. То, что они могли метаморфизовать эти дайки, связано с различным временем их остывания (Лавринг, 1958; Хори, 1968). Расчеты теплового поля (см. гл. V) показывают, что область температур, способных изменить дайковые породы (до 200°C), простирается (для первой модели) довольно далеко. Вмещающая песчано-сланцевая толща под действием термального воздействия изменяется довольно слабо, а дайки, попадающие в поле таких температур и при указанной вмещающей толще играют роль фильтрационного столба (Рундквист, 1966). Под действием гидротерм они изменяются, одновременно происходит вынос и переотложение полезных ископаемых, в частности золота.

В рассматриваемом районе известны месторождения и рудопроявления золота, олова, ртути, кобальта и т. д.

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ РЕГИОНА

ХАРАКТЕР МАГНИТНОГО ПОЛЯ

В рассматриваемом регионе выделяются две структуры: Иньяли-Дебинский синклинорий и северная часть Буюндино-Балыгычанского антиклинория. К западу располагается Аян-Уряхский антиклинорий, к востоку и северу — палеозойские блоки Омуревского поднятия. Последние характеризуются спокойным, близким к нормальному, магнитным полем. В отличие от них исследуемая территория «насыщена» различными по интенсивности и конфигурации аномалиями. Распределение последних — неравномерное. Наибольшая их плотность отмечена в междуречьях Чай-Юрюя — Берелех, Колыма — Оротукан. Неравномерность распределения позволяет произвести районирование территории, причем в качестве критериев этой операции приняты количество аномалий и их форма в плане. На такой основе можно выделить Берелехский, Ат-Уряхский, Оротуканский и Дебинский районы (рис. 3) магнитных аномалий.

Первый характеризуется протяженными, линейными в плане магнитными аномалиями, имеющими северо-западное простирание. Средняя глубина залегания намагниченных объектов относительно большая — 500—1000 м. Район почти полностью совмещается в плане с Берелехской синклиналью, в границах которой картируются преимущественно породы нижней и средней юры. Крупные магматические тела отмечаются лишь на периферии района.

Ат-Уряхский район приурочен к Мылгинско-Колымскому междуречью. Он характеризуется линейными в плане, но короткими по протяженности магнитными аномалиями, имеющими широтное простирание осей. Глубина залегания намагниченных объектов незначительная, колеблется от 0 до 500 м. На данной территории картируются преимущественно осадочные породы нижней юры. Отмечаются интрузивные тела кислого состава.

Под Оротуканским районом магнитных аномалий понимается территория междуречья Бохапчи и Буюнды. Магнитные аномалии, фиксируемые здесь, гораздо менее интенсивны, чем в ранее рассмотренных районах. Они имеют дугообразные и

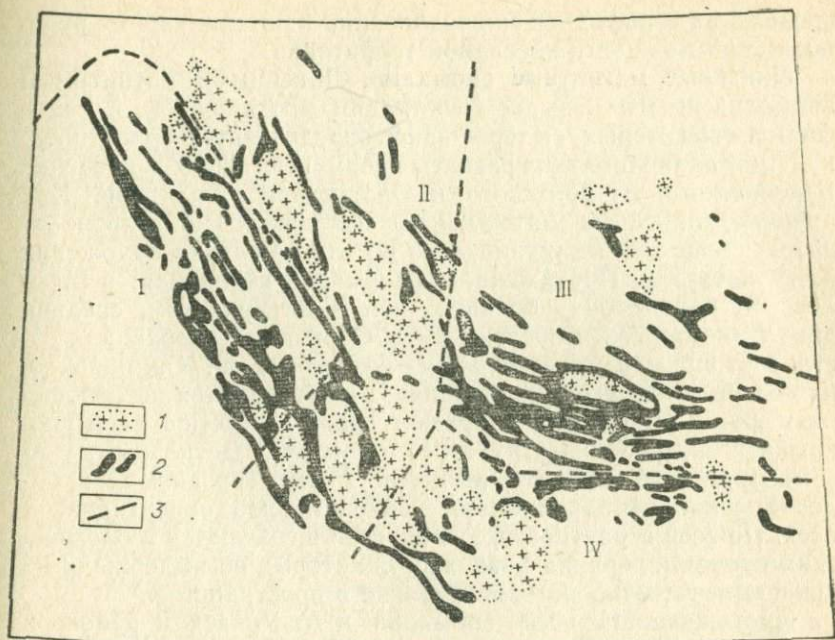


Рис. 3. Схема магнитных аномалий.

1 — интрузии гранитоидов; 2 — магнитовозмущающие объекты; 3 — границы районов: I — Берелехского, II — Дебинского, III — Ат-Уряхского, IV — Оротуканского.

линейные в плане очертания, различную протяженность осей, ориентированных к северо-западу и широтно. Глубина залегания намагниченных объектов небольшая. На территории района развиты осадочно-вулканогенные породы пермского возраста и осадочные породы позднего триаса. Магматические образования незначительны.

Дебинский район располагается в бассейне рек Дебина и Бохаччи. Выявленные здесь магнитные аномалии имеют дугообразную в плане форму и размещаются вблизи многочисленных интрузивных тел кислого состава. Глубина залегания намагниченных объектов переменна, но преобладают тела с неглубоким, до 500 м, залеганием. Осадочные породы северной части района (Тасканская синклиналь) датируются как позднерурские, а южной части — как раннеюрские.

ТИПЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Как отмечалось, выделяются линейные и дугообразные аномалии. Рассмотрим подробнее каждый из этих типов с тем, чтобы определить их особенности, знание которых позволит нам по-новому взглянуть на строение региона, особенности

проявления сульфидной минерализации и потенциальные рудосносные возможности изучаемой территории.

Линейные магнитные аномалии. Линейными магнитными аномалиями мы называем аномалии протяженной в плане формы, оси которых выдерживают определенную ориентировку. Аномалии этого типа развиты преимущественно в пределах Берелехского, Ат-Уряхского и Оротуканского районов. Как правило, линейные аномалии располагаются в стороне от интрузивных тел: не установлено ни одного случая наложения их на интрузии. Протяженность аномалий различная: в Берелехском районе она больше, чем в Ат-Уряхском, средняя длина аномалий в Берелехском и Оротуканском районах составляет 50 км, а максимальная — около 100 км. Как правило, их оси не образуют единой линии, а размещаются по отношению друг к другу кулисообразно. Такое положение осей раскрывает внутреннюю структуру аномалий. Детальными наземными исследованиями выявлено множество аномалий более высоких порядков с менее закономерной ориентировкой осей. По всей вероятности, эти аномалии создаются геологическими телами, верхняя поверхность которых не выдержана по уровню и частично по ориентировке в пространстве.

Протяженность осей аномалий в Ат-Уряхском районе в среднем 6—10 км. В отличие от аномалий Берелехского и Оротуканского районов здесь они редко образуют кулисообразно расположенные цепочки, имеют меньшую длину и выдержаны по простиранию. Ширина аномалий в среднем всюду на рассматриваемой территории колеблется в пределах от 3 до 7 км, не выражаясь какой-либо характерной величиной в каком-то определенном районе. Некоторый диссонанс в эту закономерность вносят неопределенной формы аномалии на востоке.

Форма намагниченных тел уподобляется в основном крутопадающему (60—85°), до вертикального, пласту с ограниченным или «бесконечным» простиранием на глубину. Наблюдения в геологических маршрутах и описание не могут дать надежных сведений о форме намагниченных тел ввиду того, что последние представлены осадочными (редко дайковыми) породами, обогащенными пирротинном, сосредоточенным в зонах дизъюнктивных нарушений. Как показано ниже, пирротин находится в породе в виде отдельных зерен, реже образует незначительные по мощности (менее 1 см) и протяженности (меньше 1 м) прожилки. Зоны пирротинизации в большинстве случаев четко не отражаются в рельефе и не имеют ясных границ в обнажениях, поэтому проследить их в том или ином направлении обычными методами геологической съемки почти невозможно. В подобных случаях более надежные результаты можно получить с помощью определенного комплекса геолого-геофизических исследований. Наиболее убедительный ответ о форме намагниченного объекта и его положении

в пространстве можно получить с помощью магнитометрических наблюдений в сочетании с изучением по образцам магнитных свойств горных пород.

Такие работы автором проведены. Полученные кривые ΔT_a и ΔZ_a могут быть подразделены на два вида, характеризующие намагниченные объекты как крутонаклонные (до вертикального положения) пласты, а также как весьма ограниченные на глубину, но протяженные по простиранию тела.

Отмечается весьма интересная деталь: большинство магнитных объектов, создающих линейные аномалии, характеризуется падением в сторону Омuleвского поднятия. Это согласуется с мнением ряда геологов, которые предполагали, что значительное число тектонических нарушений региона имеет поверхности сместителей, падающих в сторону указанного поднятия. Методы подсчета нижней кромки намагниченных объектов менее точны. Расчеты показывают, что глубина залегания этой кромки тел, создающих данный тип аномалий, варьирует в пределах 400—800 м, до первых километров.

Дугообразные (кольцевые) аномалии отличаются от линейных изогнутой, иногда довольно причудливо, преимущественно дугообразной в плане формой. В редких случаях отмечаются кольцевые аномалии. Как уже отмечалось выше, они примыкают к крупным интрузивным телам гранитов, находясь от них на различном — от сотен метров до первых километров — расстоянии, и частично (а кольцевые полностью) повторяют контуры выходов интрузивов. Такая форма, очевидно, отображает поведение контактов интрузивов. Так, В. А. Серебряков (1960) и ряд других исследователей указывают, что западный контакт массива Чьорго погружается более полого, чем северо-восточный, чему соответствует и расположение намагниченных тел — на востоке близко от контактов. Мы не рассматриваем важную деталь — тектонические нарушения, т. е. их наличие вблизи контактных поверхностей в период формирования интрузий вносит изменения в положение зон метаморфизованных пород. В каждом таком случае контакт выступает только как условие необходимое. Подобные примеры можно привести и для других массивов. Длина дугообразных аномалий варьирует в широких пределах, составляя в среднем 2—5 км. Ширина также не выдержана: 1—5 км.

Наибольшее количество этих аномалий отмечается в Дебинской и Оротуканской зонах. Глубина залегания верхней кромки магнито-возмущающих объектов колеблется в значительных пределах, но доминируют небольшие значения.

Судя по характеру графиков ΔT_a , намагниченные объекты представляют собой крутопадающие тела с различным залеганием нижней кромки. Подсчеты показывают, что данный тип аномалий характеризует те же глубины залеганий магнитных объектов, что и линейные аномалии.

ПРИРОДА ЛОКАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИИ

ГИПОТЕЗЫ О ПРИРОДЕ НАМАГНИЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

На основании магнитометрических наблюдений различными исследователями были выдвинуты гипотезы о геологической природе намагниченных объектов. Каждый исследователь в зависимости от имеющейся в его распоряжении информации старался обосновать свою точку зрения. Если суммировать последние, то такими объектами являются: 1. Контактво-измененные осадочные породы. 2. Дайковые породы. 3. Интрузии среднего и основного (и даже ультраосновного) состава, к настоящему времени не вскрытые процессами эрозии. 4. Вулканогенно-осадочные породы. 5. Минерализованные зоны дробления. 6. Пирротинизированные осадочные породы.

Рассмотрим критически гипотезы о природе намагниченных объектов на основе всей имеющейся информации.

Контактово-измененные осадочные породы. Анализ карт аномальных магнитных полей и магматизма показывает, что вдоль контактов некоторых интрузий отмечаются магнитные аномалии дугообразной формы. При изучении магнитных свойств образцов горных пород, отобранных в приконтактовых участках, оказывается, что роговики немагнитны. Повышенная намагниченность характерна лишь для ороговикованных пород, в которых выражены незначительное окварцевание, карбонатизация и сульфидизация. Из ферримангнитных минералов доминирующее, а часто и исключительное положение занимает пирротин, спорадически отмечаются магнетит, гематит, ильменит. Расчеты глубины залегания верхней кромки магнитовозмущающих объектов позволяют проследить поведение поверхностей намагниченных тел. Там, где глубина значительная, на дневной поверхности не обнаруживаются магнитные образцы пород; напротив, там, где по расчетам намагниченные объекты обнажаются на дневной поверхности, измененные осадочные породы обнаруживают повышенную намагниченность.

Из сказанного следует, что магнитовозмущающими могут быть контактово-метаморфизованные породы с незначительной степенью вторичных изменений. Однако, кроме дугооб-

разных, располагающихся в непосредственной близости от магматических тел, имеются и линейные аномалии. Последние отстоят от интрузий на значительных расстояниях. Считать, что они создаются контактово-метаморфизованными породами, было бы, очевидно, грубой ошибкой, если учитывать их форму в плане, взаимоположение и т. д. Следовательно, на основании изучения вещественного состава, магнитных свойств измененных осадочных пород и положения дугообразных аномалий можно утверждать, что часть аномалий (так называемые дугообразные) создается слабо контактово-метаморфизованными породами, ферримагнитным минералом в которых является пирротин.

Дайковые породы. При сопоставлении карт размещения дайковых образований и аномалий магнитного поля можно видеть, что часть первых совмещается с контурами аномалий, другая часть следует параллельно оси последней, но не попадает в аномальную зону, а третья имеет резко несогласное (до секущего) с ними простирание. Можно заключить, что те дайки, которые попадают в контуры аномалий, могут быть магнитными.

Как указывалось, состав даек довольно пестрый. Изучение их магнитных свойств показывает, что намагниченными являются только 11% от общего числа даек. Это — порфиристы, гранодиориты и интенсивно измененные дайки.

С целью изучения ферримагнитных рудных минералов в дайках, почти не подвергавшихся наложенным изменениям, был проведен минералогический анализ. Этими исследованиями в дайковых породах устанавливается наличие таких рудных минералов, как пирит, ильменит, магнетит, рутил. Количество их невелико, редко достигает 3—4%, причем развит почти исключительно первый, а остальные встречаются гораздо реже. Можно считать, что магнитные свойства дайковых пород обуславливают ильменит и магнетит.

Другую большую группу составляют измененные дайки (Апельцин, 1957). Распределение их по территории довольно равномерное. Минераграфические исследования устанавливают, что в магнитных разностях пород из ферримагнитных минералов присутствует пирротин, спорадически отмечается магнетит, в то время как в немагнитных образцах пирротина нет.

Приведем описание полированных шлифов измененной дайковой породы с вкрапленностью пирротина 1—2%, редкой (доли процента) пирита (марказита), халькопирита, арсенопирита, кристаллически незрелого дисульфида железа, гидроокислов железа (до 1%).

Структура — аллотриоморфнозернистая с элементами пойкилитовой (арсенопирит в пирротине), замещения (марказит по пирротину).

Пирротин образует неправильные вытянутые зерна, края которых неровные. Наблюдается в сростании с халькопиритом. По периферии зерен пирротина и отдельным кристаллографическим направлениям (спайности) развиваются марказит и кристаллически незрелый дисульфид железа, возможно, смесь пирита и лимонита.

Халькопирит образует небольшие (сотые доли миллиметра) ассоциации с пирротинном. Границы сростаний ровные, почти прямолинейные. Халькопирит занимает центральные части совместных выделений.

Арсенопирит встречается в виде зерен неправильной формы.

Пирит образует выделения с аллотриоморфной структурой обычно вблизи выделений пирротина. Поверхность зерен неровная, ямчатая, размеры — сотые доли миллиметра.

Магнитная восприимчивость равна $1425 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, остаточная намагниченность — $3000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

В ряде других образцов отмечается, кроме того, изредка магнетит. Минераграфический анализ измененной дайки основного (?) состава показывает наличие вкрапленности магнетита 0,1% и пирротина 1%. Структура породы — аллотриоморфнозернистая.

Магнетит образует отдельные зерна размером до сотых долей миллиметра.

Пирротин наблюдается в виде редкой вкрапленности. Форма выделений удлинённая, размеры — сотые доли миллиметра.

Из сказанного следует вывод: среди неизменённых дайковых пород магнитных разностей очень мало. Среди вторично изменённых дайковых пород магнитны только пирротинизированные разности. Они составляют основную массу.

Ранее мы обсудили вопрос о намагниченности контактово-изменённых пород. Дайки также оказывают контактовое воздействие на вмещающие породы. Для выяснения возможной магнитоактивности пород были замерены образцы, отобранные по ряду профилей, пересекающих породы: дайка — контактово-изменённые породы — неизменённые осадочные породы (бассейны рек Утинка, Мальдык, руч. Рыбный).

Результаты измерений показали, что среди дайковых пород 2 образца магнитны, а 10 немагнитны; среди контактово-изменённых пород магнитны 6 образцов, немагнитны 21. Среди неизменённых осадочных пород 14 немагнитны, магнитных разностей среди них нет.

Полученные данные позволяют предполагать, что на контакте с дайками осадочные породы претерпевают изменения, приводящие к образованию ферримагнитных минералов. Наиболее постоянны новообразования серицита (и мусковита),

пирита, арсенопирита, альбита, кальцита, хлоритов. Редко встречаются зоны с повышенными концентрациями железомagneзиальных карбонатов, пирротина, халькопирита. Из этих минералов ферромагнитным является пирротин, который встречается нечасто в этой зоне.

Таким образом, в экзоконтактных зонах даек при благоприятных условиях возможно образование пирротина, обуславливающего повышенную намагниченность слабозмененных пород этих зон.

Если это так, то правомерна постановка вопроса о мощностях последних. Исследования, в частности наши, свидетельствуют, что ширина зон контактово-измененных дайками пород незначительна и измеряется всего лишь первыми сантиметрами. Показательно, что все магнитные образцы измененных осадочных пород отобраны непосредственно у контактов с дайками.

Интрузивные породы среднего и основного состава. На рассматриваемой территории значительных по величине интрузивных тел среднего и основного (тем более ультраосновного) состава нет. Дайки порфиров и диоритов распространены незначительно. Это — мелкие жилообразные тела, спорадически разбросанные по всей площади. Авторы гипотезы об интрузивной природе намагниченных объектов, учитывая это, считают, что магматические образования вышеуказанного состава находятся на неопределенной глубине, и процессы эрозии еще не достигли уровня их нахождения по всей площади бассейна верхнего течения р. Колымы. Отобранные образцы диоритов и порфиритов имеют различную намагниченность — от нулевой до 3000 мкГс. Согласно имеющимся у нас данным о намагниченности средних, основных и ультраосновных разностях пород из других районов Северо-Востока СССР, а также литературным сведениям (Кобранова, 1962; Методическое руководство..., 1962; и др.) можно видеть, что породы этого комплекса обладают высокими значениями намагниченности и, безусловно, могли бы создать аномалии, подобные рассматриваемым.

Для определения глубины залегания верхней кромки намагниченных объектов нами проведены расчеты. Они показывают, что большая часть намагниченных тел залегает вблизи дневной поверхности, на глубине до 200 м. Учитывая значительную протяженность тел и большие — 500—700 м — величины относительных превышений рельефа, можно сделать вывод, что намагниченные объекты в большинстве своем должны быть вскрыты процессами эрозии.

Возникает противоречие: указанные интрузивные тела залегают на значительной глубине, а, согласно расчетам, большая их часть должна обнажаться на дневной поверхности. Предположения исключают друг друга. Для подтвержде-

дения данных расчетов о наличии нескрытых тел пройдено несколько скважин в пределах аномалий. Одна из скважин глубиной 500 м пройдена в среднем течении р. Мальдяк. По аномалиям ΔZ и ΔH была рассчитана глубина залегания верхней кромки намагниченного тела, которое, судя по форме аномалий, подобно горизонтальной призме. Расчетная глубина до верхней кромки составляет 110 м, величина намагниченности имеет значение порядка 3000 мкгс.

По полученным данным под непосредственным руководством автора осуществлено бурение колонковой скважины. Результаты бурения соответствуют в пределах точности расчетным данным; возмущающее тело вскрыто на глубине 120 м. Изучение керна показало, что магнитными являются пирротинизированные осадочные породы, аналогичные контактово-измененным пирротинизированным породам, описанным выше. Пирротиновая минерализация начинается с глубины 120 м и резко возрастает с глубины 190 м. Средняя величина намагниченности равна 3000 мкгс.

Расчеты глубины залегания верхней кромки намагниченных объектов, величины намагниченности и предположения о природе этих объектов полностью подтвердились. Следовательно, магнитные свойства вскрытого скважиной объекта вполне достоверно объясняют магнитную аномалию в этом районе.

В бассейне р. Мальдяк пройдена еще одна скважина глубиной в 395 м. Расчетная глубина до верхней кромки возмущающего объекта составляет здесь 250 м, модуль вектора полной намагниченности — 1800 мкгс. Измерение намагниченности керна из этой скважины показало, что магнитный объект залегает на глубине 220 — 250 м, а намагниченность его — 1850 мкгс.

На Светлинской площади в пределах аномальной зоны пройдены две колонковых скважины. Одна (№ 36) имеет глубину 300 м, а другая (№ 38) — 230 м. Расчетная глубина до верхней кромки объекта в районе скв. 36 — 150 м, а скв. 38 — 250 м.

В скв. 36 магнитные образцы зафиксированы начиная с глубины 163 м. Средняя величина намагниченности по замерам составляет 1900 мкгс. По расчетам она должна составлять 2000 мкгс. Во второй скважине, как ожидалось, магнитных образцов не оказалось.

В приведенных примерах магнитными являются пирротинизированные осадочные породы.

Учитывая, что только путем массовых определений магнитных свойств горных пород можно получить окончательный ответ на поставленный вопрос, мы обратились к изучению образцов горных пород с тех площадей, где, по нашим расчетам, магнитовозмущающие объекты вскрыты эрозион-

ными процессами, а также там, где намагниченные объекты залегают на значительных (500—1000 м и более) глубинах. На площадях, где объекты обнажаются на поверхности, действительно собраны магнитные образцы, а на площадях относительно глубокого залегания намагниченных тел магнитные образцы отсутствуют. Форма аномалий ΔT также подчеркивает глубину залегания объектов: пилообразная в случае обнажающихся объектов и плавная для относительно глубоко залегающих тел.

Изучение минералогического состава пород в протоочных пробах, шлифах, аншлифах, а также исследования их термомагнитных свойств показали, что магнитными являются именно пирротинизированные осадочные породы (рис. 4). Как видно из кривых терморазмагничивания, основной вклад в намагниченность вносит минерал с точкой Кюри, равной 250—350°C. По нашему мнению, минерал этот — пирротин. Это же подтверждается минералогическими, экспериментальными и другими исследованиями; 10—15% (только в некоторых случаях) вносят другие ферромагнитные минералы, такие как магнетит, гематит, ильменит. На кривых видно, что последние имеют иное направление намагниченности, т. е. пирротиновая минерализация, проявившаяся во много раз интенсивнее, характеризуется иным временем образования.

Учитывая весьма незначительное количество и редкость последних минералов — магнетита, гематита, ильменита, в дальнейшем мы говорим о пирротиновой минерализации. Кроме того, мы учитываем то, что перечисленные минералы могут представлять собой кластический материал, а пирротиновая минерализация имеет наложенный, вторичный характер.

Итак, на основании сказанного можно утверждать, что линейные магнитные аномалии района вызываются не интрузиями среднего, основного и ультраосновного состава, а обусловлены пирротинизированными осадочными породами, контролируемые, по всей вероятности, зонами тектонических нарушений.

По данным минералогических анализов, (более 200), в магнитных образцах присутствуют из ферромагнитных минера-

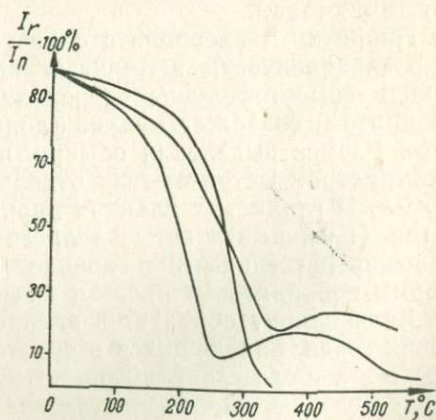


Рис. 4. Кривые терморазмагничивания I_n образцов керна.

лов пирротин, редко магнетит, еще реже гематит, ильменит. Зерна пирротина остроугольные, мелкие, зерна магнетита обломочные, округлые, реже остроугольной формы.

Можно привести описания аншлифов. Рудные минералы в рассматриваемых горных породах не отличаются большим разнообразием, поэтому приводимые описания с одинаковым успехом могут характеризовать намагниченные объекты, создающие как линейные, так и дугообразные аномалии.

Алевролит, содержащий редкую вкрапленность пирротина, халькопирита, гидроокислов железа. Текстура — вкрапленная. Структура — аллотриоморфнозернистая. Структура замещения — гидроокислы железа по пирротину, реликтовая структура — пирротин в гидроокислах железа.

Пирротин отмечается в виде редкой, мелкой (сотые доли миллиметра) вкрапленности в породе и реликтовых зерен в гидроокислах железа. Форма вкрапленников неправильная, удлинённая, реже пластинчатая. Реликтовые зерна пирротина в гидроокислах железа имеют самую разнообразную форму — неправильную, удлинённую, пластинчатую, прожилковую. Часто в сростании с пирротинном наблюдается халькопирит. Граница сростания с последним ровная.

Халькопирит наблюдается в сростании с пирротинном, чаще в виде изолированных вкрапленников в породе. Форма неправильная, округлая, удлинённая. Размер зерен не превышает сотые доли миллиметра.

Общая намагниченность образца составляет 500 мкгс.

В аншлифе представлен **контакт алевролита с мелкозернистым песчаником**. Порода содержит следующие рудные минералы: пирротин — от 1 до 3—5%, халькопирит — от долей процента до 1%, сфалерит, гидроокислы железа. Текстура вкрапленная, структура аллотриоморфнозернистая. Контакт резкий.

Пирротин в алевролите образует относительно равномерную вкрапленность, вытянутую вдоль контакта. Выступает в виде самостоятельных зерен в породе в сростании с халькопиритом; содержит мелкие (доли процента) зерна последнего. Размер выделений обычно не превышает сотые доли миллиметра. Встречаются отдельные зерна размером до 0,5 мм. В глинистых сланцах пирротин представлен мельчайшими (тысячные и сотые доли мм) вкрапленниками, беспорядочно рассеянными в породе, и образует неправильной формы пойкилитовые вроски в сфалерите.

Халькопирит образует в алевролите (?) островные скопления зерен, находящихся в сростании с пирротинном и образующих в нем мельчайшую (сотые доли миллиметра) вкрапленность. В песчано-глинистом сланце он наблюдается в виде изолированных зерен округлой, почти сферической формы, по отдельным его зернам развиваются гидроокислы железа.

Сфалерит устанавливается в виде изолированных зерен в алевролите. Отдельные его выделения содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита и пойкилитовые сростки пирротина. В мелкозернистых песчаниках сфалерит не отмечен.

Общая намагниченность породы равна 5100 мкгс.

Алевролит, содержащий вкрапленность пирротина (2—3%), халькопирита (доли процента), ильменита, рутила и лейкоксена (доли процента). Текстура вкрапления, структура аллотриоморфнозернистая, замещения (лейкоксен по ильмениту), пойкилитовая (арсенопирит в пирротине).

Пирротин наблюдается в виде сростков неправильной формы с неровными краями. Размеры их не превышают сотые — первые десятые доли миллиметра. Содержит вкрапленность высокоотражающего минерала, который характеризуется значительно более высоким, чем пирротина, относительным рельефом, сильной анизотропией, сопровождающейся цветным эффектом от розовато-желтого до синевато-зеленого. По совокупности свойств может быть отнесен к арсенопириту.

Халькопирит встречается в сростании с пирротинном, образует кайму вокруг его выделений или мелкую вкрапленность в них, а также наблюдается в породе в виде самостоятельных зерен. Форма выделений — неправильная, вытянутая, размеры — в пределах сотых — первых десятых долей миллиметра.

Ильменит образует изолированные зерна в нерудной массе. Форма выделений неправильная, изометричная, пластинчатая. Размер выделений выражается в сотых долях миллиметра. Часто по ильмениту развивается лейкоксен, частично или полностью замещая его. Общая намагниченность 12700 мкгс.

В другом образце алевролита — прожилок пирита (2%) мощностью 0,2 мм. Под углом от него, согласно слоистости породы примерно параллельно друг другу, отходят прерывистые прожилочки пирита с небольшими выделениями пирротина (1%).

Мощность последних 0,1 мм. В породе отмечаются редкие, неправильные по форме вкрапленности ильменита (1%), единичные зерна арсенопирита.

Вулканогенно-осадочные породы. Выше указывалось, что в толще пермских и триасовых пород присутствует в незначительном количестве пирокластический материал, составляющий в разрезах 5—10% общей мощности этих пород. По составу он отвечает туфам альбитизированных андезитов и вулканомиктовым песчаникам. Некоторые исследователи приписывают им повышенную намагниченность, исходя из потенциальных возможностей их состава — туфов андезитов.

Располагаясь прослоями в толще терригенных пород, пирокластические осадки создают суммарный эффект магнитного поля.

В дальнейшем мы говорим о намагниченной вулканогенно-осадочной толще. Предполагая повышенную намагниченность этих пород на контакте с немагнитной терригенной толщей, можно ожидать магнитные аномалии.

Возможен и такой вариант, когда залегающие в ядрах узких антиклинальных складок вулканогенно-осадочные породы обнажаются на дневной поверхности или вблизи нее. В этих случаях мы можем наблюдать линейные магнитные аномалии.

На исследуемой территории подобных складчатых структур, в ядрах которых обнажались бы (находились бы вблизи дневной поверхности) вулканогенно-осадочные породы, нет. Сказанное иллюстрируется геологической картой, а также схемой сопоставления осей складок и осей магнитных аномалий. Случай протяженных контактов между вулканогенно-осадочными и осадочными породами известны у западной и северной границ Оротуканского горста и у западной границы Иньяли-Дебинского синклиория. Здесь одновременно наблюдаются линейные аномалии, в первом приближении совпадающие с разломами, разграничивающими структурные элементы.

Для выяснения степени намагниченности вулканогенно-осадочных пород нами изучены их магнитные свойства (табл. 2).

Приведенные в таблице данные не требуют дополнительных комментариев. Если вулканогенно-осадочные породы в основной своей массе немагнитны, то какова же природа аномалий, наблюдаемых на границах Оротуканского горста, а также Иньяли-Дебинского синклиория? Ответ на этот вопрос был получен в результате изучения магнитных свойств образцов горных пород, отобранных по маршрутам,

Магнитные свойства

Порода	Колич. определений	Практически немагнитны	$\times 10^{-6}$					
			30—100	100—300	300—700	700—1500	1500—3000	3000—7000
Вулканогенные песчаники . . .	170	150	10	2	3	4	1	—
Туфогенные сланцы	62	55	3	2	1	1	—	—
Туффиты	45	40	1	2	1	1	—	—
Туфы среднего состава	70	65	—	2	1	—	1	—

проложенным вкрест простирания границ Оротуканского горста и западной границы Иньяли-Дебинского синклиория.

Изучение аншлифов относительно магнитных осадочных и вулканогенно-осадочных пород показало, что из рудных минералов в них присутствуют пирит и пирротин.

Туфы альбитизированного андезита содержат следующие рудные минералы: пирротин, халькопирит, сфалерит (доли процента).

Текстура пород вкрапленная. Структуры — аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая (арсенопирит в пирротине).

Пирротин — выделения неправильной формы с заливо- и бухтообразными изрезанными краями и мелкая (тысячные доли миллиметра) вкрапленность в виде «сыпи», беспорядочно рассеянная по всей площади шлифа. Наблюдается в тесном сростании с халькопиритом и сфалеритом. Границы их сростаний ровные, плавно изогнутые. Размеры выделений — в пределах сотых долей миллиметра, редко достигают 0,4 мм. По периферии выделений пирротина и непосредственно в нем часто отмечаются мелкие (тысячные доли миллиметра) более или менее идиоморфные зерна арсенопирита.

Халькопирит образует самостоятельные выделения и агрегаты с пирротинном и сфалеритом. Форма его выделений неправильная, вытянутая, реже округлая, размеры не превышают сотые доли миллиметра.

Сфалерит — вкрапленность в породе и сростании с пирротинном и халькопиритом; выделения последнего корродируются сфалеритом. Размеры вкрапленников в пределах сотых долей миллиметра, размеры агрегатов — от сотых долей до 0,2—0,3 мм. Намагниченность 230 мкгс.

Туфогенный песчаник. Содержит вкрапленность пирротина (1%), халькопирита (доли процента), ильменита (доли процента), рутила и графита (доли процента).

Текстура — вкрапленная, структуры — аллотриоморфнозернистая, пластинчатая (для пирротина), пойкилитовая

Таблица 2

вулканогенно-осадочных пород

		$I_n \cdot 10^{-6}$									
		7000—12000	12000	30—100	100—300	300—700	700—1500	1500—3000	3000—7000	7000—12000	12000
		—	—	—	—	8	3	3	4	2	—
—	—	—	—	1	2	3	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	2	1	2	—	—	—	—
1	—	—	—	—	1	2	—	1	—	1	—

(халькопирит в сфалерите, рутил в пирротине), эмульсионная (халькопирит в сфалерите).

Пирротин создает в породе редкую вкрапленность зерен аллотриоморфной, реже пластинчатой структуры. Более крупные выделения имеют неправильную форму, мелкие — пластинчатую или шестигранную. Размер выделений не превышает сотые — первые десятые доли миллиметра. В сростании с пирротинном наблюдается халькопирит. Границы сростаний зерен плавные, слегка извилистые.

Халькопирит, кроме того, образует изолированные зерна и их скопления, характеризующиеся аллотриоморфной структурой.

Сфалерит — весьма редкая вкрапленность зерен размером от сотых долей до 0,2 мм. В сфалерите нередка эмульсионная вкрапленность (в виде мелкой «сыпи») и пойкилитовые выделения (размером в тысячные и первые сотые доли миллиметра) халькопирита.

Рутил наблюдается в виде игольчатых кристаллов, неправильных зерен и их скоплений в массе нерудных минералов. Образует узкую (0,02—0,03 мм) кайму по периферии выделений пирротина, а в зернах пирротина — мелкие вкрапленники неправильной, реже призматической формы.

Графит встречается в виде мелких зерен округлой или слегка вытянутой формы в массе нерудных минералов.

Намагниченность — 3800 мкгс.

Термоманнитные исследования также доказывают, что магнитным в рассматриваемых породах является минерал с точкой Кюри $\sim 260^\circ\text{C}$, что соответствует пирротину (рис. 5). И в данном случае магнитными являются пирротинизированные осадочные породы.

Некоторые исследователи указывали, что линейные и дугообразные магнитные аномалии создаются вторично «минерализованными горными породами», в частности, по А. Л. Кеткину, Ю. Н. Барченко и другим, при этом в качестве

главного ферриманнитного минерала выставлялся магнетит. Массовое изучение большого количества образцов горных пород, отобранных в пределах рассматриваемой территории, не дало доказательств наличия магнетитизированных горных пород. Генетические особенности магнетита не позволяют предполагать наличия в рассматриваемом районе зон магнетитизации.

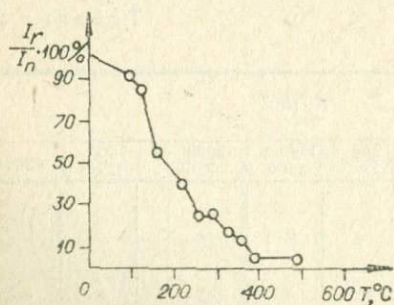


Рис. 5. Кривая терморазмагничивания I_n образца туфогенного песчаника.

Таким образом, из вышесказанного можно заключить, что магнитовозмущающими объектами на данной площади являются почти исключительно пирротинизированные осадочные породы. Это неопровержимо доказывается всеми имеющимися фактами.

В соответствии с вышесказанным мнением, которое подтверждается фактическим материалом, линейные и дугообразные магнитные аномалии фиксируют положение пирротинизированных пород. Дугообразные аномалии, как указывалось, тяготеют к выходам интрузивных пород и, по всей вероятности, отвечают положению зон, где в результате воздействия интрузий и наличия нарушений создались наиболее благоприятные условия для образования пирротина. Подобные же, очевидно, условия обусловили образование линейных аномалий.

Предыдущие исследователи бассейна верхнего течения р. Колымы неоднократно отмечали наличие пирротина в контакто-метаморфизованных осадочных породах (Скорняков, 19496; Серебряков, 1961; и др.), в осадочных породах (Панычев, 1966; и др.), а также в дайках (Апельцин, 1957; и др.). Этот сульфид описывался как спорадически встречающийся, образование его связывалось с высокотемпературными вторичными процессами. Наличие же протяженных зон пирротиновой минерализации, положение их в пространстве невозможно было установить без постановки специальных геолого-геофизических исследований. Такие исследования нами проведены, и в настоящее время имеются все данные для освещения этого вопроса.

Зоны пирротинизации, по всей вероятности, имеются и в пределах Енисейского кряжа. Во всяком случае, И. Л. Ковов (1965) показывает, что «сопоставление карты графиков ΔT_a с геологической основой и анализ позволяют сделать вывод о приуроченности к известным разрывным нарушениям и месторождениям линейно-вытянутых аномалий преимущественно северо-западного простирания. При этом аномалии, обусловленные повышенным содержанием в зоне разлома ферримагнитных минералов (пирротина, магнетита), прослеживаются значительно дальше по сравнению с зонами разломов, фиксируемых на геологических картах». Цитата хорошо подтверждает высказанную выше мысль.

Аналогичная картина отмечается в бассейне нижнего течения р. Яны, где линейные и дугообразные в плане магнитные аномалии увязываются с пирротиновой минерализацией. Такая же природа приписывается ряду особенностей поля ΔT_a территории Восточной Чукотки. Протяженные зоны сульфидной (в частности, пирротиновой) минерализации располагаются на границе Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

По всей вероятности, подобные зоны имеются в Ленском золотоносном районе (Буряк, 1966а, 1967б), Мариинской тайге (Баженов, 1967), Казахстане (Колмогоров, 1965), Канаде (Schwarz, 1966), Танзании (Dieter, 1967) и т. д.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Нами изучены магнитные свойства образцов всех разновидностей горных пород, развитых в пределах рассматриваемого района.

Из табл. 3 видно, что магнитными являются 21% образцов.

Практически немагнитными являются кварц, кварциты, граниты, известняки. В немагнитности гранитов можно убедиться и при анализе магнитного поля региона в целом: над гранитами фиксируются нормальные поля.

Наибольшее количество магнитных (χ и $J_n > 30 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) образцов среди осадочных пород и гранодиоритов. Образцы последних отобраны почти исключительно из массива Хатыннах, поэтому эта характеристика носит локальный характер. Гранодиориты из других массивов района и даек в подавляющем своем большинстве немагнитны. Практически немагнитны роговики. Слабо магнитны вулканогенно-осадочные породы.

Результаты, полученные при изучении образцов, сведения о которых помещены в таблице, дают возможность разделить их на два класса — неизменные вторичными наложенными процессами и измененные. Магнитными являются почти исключительно вторично измененные породы (гранодиориты и небольшое число магнитных, но неизменных даек здесь не принимаются во внимание из-за весьма ограниченного их развития). Они наиболее четко проявились в карбонатизации, окварцевании, сульфидизации пород. При разработке образцов мы учитывали максимальное проявление одного из них, наиболее ярко выраженного. Для определения зависимости от указанных процессов намагниченности горных пород было случайным образом отобрано и изучено 766 образцов глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Образцы распределены по особенностям проявления наложенных процессов, а затем замерена их намагниченность. В табл. 4 приведены результаты. Магнитными являются сульфидизированные осадочные породы, содержащие пирротин.

Пирротинизация, как уже говорилось, развивается вдоль тектонически ослабленных зон — зон повышенной трещиноватости. Минерализация распределяется неравномерно, что видно при изучении керна колонковых скважин; при детальной магнитной съемке устанавливается, что участки, обогащенные пирротинном, сменяются почти стерильными.

Магнитные свойства горных пород региона

Порода	Колич. образцов	Практически не-магнитных	$\chi \cdot 10^{-6}$ ед. СГС								Практически не-магнитных	$I_H \cdot 10^{-6}$ ед. СГС								% магнитных
			30—100	100—300	300—700	700—1500	1500—3000	3000—7000	7000—12000	12000		30—100	100—300	300—700	700—1500	1500—3000	3000—7000	7000—12000	12000	
Песчаники	2683	2167	257	116	72	44	19	5	1	2	2167	224	23	109	42	46	25	11	6	19,2
Алевролиты	667	326	97	72	96	50	19	5	2	—	326	91	40	32	48	53	54	21	2	51,0
Известняки	60	60	—	—	—	—	—	—	—	—	60	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Глинистые сланцы	1321	982	237	50	29	12	8	3	—	—	994	233	30	28	18	10	6	1	1	25,6
Роговики	58	55	—	3	—	—	—	—	—	—	55	—	2	1	—	—	—	—	—	0,5
Известковистые песчаники	237	200	6	12	14	4	—	1	—	—	200	1	6	7	7	11	4	—	—	15,6
Брекчиевые конгломераты	69	59	—	4	6	—	—	—	—	—	59	—	—	—	1	9	—	—	—	14,5
Кварцит	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Кварц	188	182	—	4	2	—	—	—	—	—	182	—	2	3	1	—	—	—	—	3,2
Граниты	150	150	—	—	—	—	—	—	—	—	150	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Гранодиориты	164	76	2	12	30	3	1	40	2	2	71	7	45	32	1	8	—	—	—	53,6
Дайки, аплиты, долериты, диоритовые порфиры, сени-то-диориты, гранодиориты, кварцевые порфиры и т. д.	645	573	—	10	32	9	1	20	—	—	573	9	13	11	26	2	1	—	—	11,2
Вулканогенные песчаники	170	150	10	2	3	4	1	—	—	—	—	8	3	3	4	2	—	—	—	11,8
Туфогенные сланцы	62	55	3	2	1	1	—	—	—	—	—	1	2	3	1	—	—	—	—	11,3
Туффиты	45	40	1	2	1	1	—	—	—	—	—	—	2	1	2	—	—	—	—	11,1
Туфы среднего состава	70	65	—	2	1	—	1	—	1	—	—	—	1	2	—	1	—	1	—	7,1

Таблица 4

Магнитные свойства различно измененных осадочных пород

Характер вторичных изменений	Колич. образцов	Из них колич. магнитных	% магнитных
Неизмененные породы	497	2	0,4
Карбонатизированные породы	18	—	—
Окварцованные породы	61	1	2
Сульфидизированные породы (с пиритом, арсенопиритом)	87	7	9
Сульфидизированные породы (с пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом)	100	86	86

Для подтверждения развиваемых в работе положений проделан такой опыт: шесть магнитных образцов примерно одного размера ($10 \times 10 \times 5$ см) были разбиты каждый на пять частей и свойства их изучены. Результаты замера магнитных характеристик даются в табл. 5.

На ряде обнажений нами осуществлена и-метрическая съемка по сети $0,5 \times 0,5$ м. В результате оказалось, что намагниченные объекты имеют форму линз, ступенеобразных полос, длиной от первых десятков сантиметров до первых метров и ориентированных преимущественно в северо-западном, реже в северо-восточном направлении. Обычно о форме (и, конечно, о глубине залегания намагниченного объекта)

Таблица 5

Неравномерность намагниченности образцов горных пород

Порода	Магнитные характеристики				
	1	2	3	4	5
Глинистый сланец	220	230	600	550	0
	530	1450	2400	1200	
Алевролит	240	970	500	0	0
	1550	970	900		
Глинистый сланец	75	210	115	100	0
	710	300	350	910	
Алевролит	220	210	115	270	260
	1620	1700	550	2400	
Глинистый сланец	500	900	1000	0	0
	2700	2400	3000		
Алевролит	720	440	760	480	0
	1400	900	1700	600	

Примечание. В числителе — восприимчивость, в знаменателе — остаточная намагниченность.

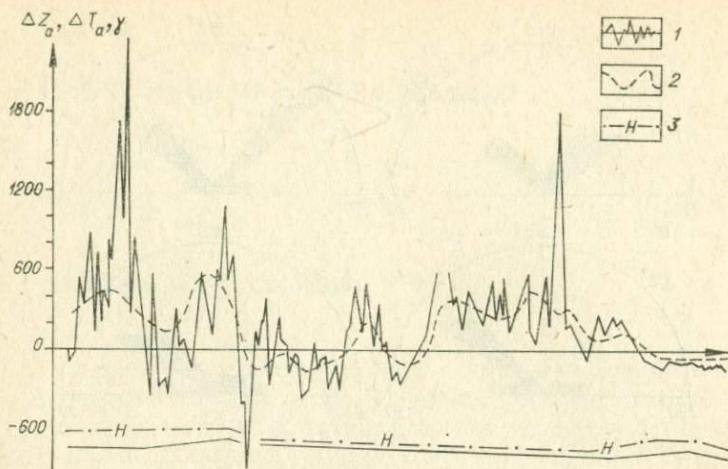


Рис. 6. Форма графиков аномального магнитного поля при различном удалении от намагниченного объекта.

1 — кривая аномального магнитного поля на уровне земной поверхности; 2 — кривая аномального магнитного поля на уровне полета; 3 — высота полета.

говорит также характер графиков ΔT_α и ΔZ_α , когда намагниченное тело максимально приближено к наблюдателю (рис. 6).

Связь зон сульфидизации с трещиноватостью доказывается результатами детальных исследований на небольших площадях в бассейнах рек Мальдык, Облачный (притоки р. Берелех), руч. Одинокий, Запятая (приток р. Оротукан). Размеры участков: для первых 125×75 м; последний 5×5 м; на руч. Одиноком — 7×7 м. На каждом участке проведена микромагнитная съемка и замерены простирания (а иногда и азимут падения) трещин. На основании полученных данных построены розы-диаграммы простираний трещин и аномалий (рис. 7), которые практически совпадают.

Попытки выделить литологическую разновидность пород, которая являлась бы наиболее благоприятной для накопления пирротина, не увенчались успехом. Песчаники, глинистые сланцы, алевролиты — все они характеризуются целым спектром количеств содержащегося в них пирротина — от нулевых до значительных содержаний. Одним из основных факторов распределения пирротина явилась проницаемость пород, обусловленная тектоническим нарушением сплошности пород и мало зависящая от литологического состава. Сказанное относится также к дайкам и эффузивам. Хотелось бы заметить, что по данным статистической обработки намечается увеличение количества магнитных образцов среди песчаников и алевролитов по сравнению с глинистыми сланцами и другими породами, что также связано с их проницаемостью.

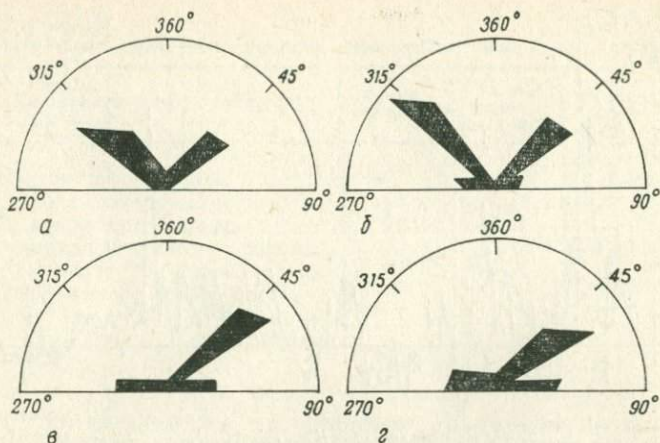


Рис. 7. Розы-диаграммы простираций.

а, в — аномалий магнитного поля и трещин (б, г) соответственно, на участках Мальдяк и Облачный (а, б) и Запятая (в, г).

На ряде участков в границах нормального поля в коренных обнажениях встречаются намагниченные разности пород. Иногда они располагаются непосредственно на контактах с кварцевыми жилами, в других случаях какой-то конкретной пространственной связи между ними и изверженными телами или гидротермалитами не отмечается. Каппаметрическая съемка здесь редко позволяла оконтурить какое-то тело, в большинстве случаев это были небольшие линзы измененных осадочных пород.

Минераграфическими исследованиями в них уверенно устанавливается тот же набор рудных минералов, что и в магнитных осадочных породах из зон магнитных аномалий. Ферромагнитным минералом здесь также оказывается пирротин. Очевидно, это — апофизы пирротинизированных зон или локальные участки, где создавались благоприятные условия для кристаллизации пирротина. Тот факт, что над ними нет аномалий, говорит о весьма незначительной их вертикальной мощности.

Все сказанное можно резюмировать следующим образом:

1. Повышенная намагниченность, выражающаяся в линейных и дугообразных аномалиях, относится к измененным горным породам, преимущественно терригенным осадочным.
2. Намагниченность горных пород почти не зависит от их литологической характеристики.
3. Минералом, предопределяющим высокую намагниченность пород, является пирротин.

ПИРРОТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

ПИРРОТИН И ЕГО СВОЙСТВА

Как самостоятельный минерал пирротин впервые выделен Вернером в 1789 г. под названием «магнитного колчедана». До этого его рассматривали как магнитную разновидность пирита. Название «пирротин» минералу дано Гайдингером (Haidinger, 1845).

Долгое время не было единого мнения о составе пирротина. Так, например, Букка (Висса, 1893) считал, что пирротин образован сернистым железом и сульфферритом железа Fe_3O_4 , который, по его мнению, как и магнетит, обуславливает магнитные свойства пирротина. Раммельсберг (Rammelsberg, 1864) впервые предложил выражать состав пирротина общей формулой Fe_nS_{n+1} , где n может принимать различные значения.

Дальнейшему изучению пирротинов посвящено довольно много работ.

Общая фазовая диаграмма состояния Fe—S выше $300^\circ C$ (Куллеруд, Йодер, 1966) приведена на рис. 8. Они впервые установили, что пирит при $743^\circ C$ и давлении 10 бар плавится incongruently по перитектической реакции: $FeS_2 \rightarrow Fe_{1-x}S + S_l$.

Равновесные отношения в системе Fe—S между пирритом и пирротинном изучены Р. Арнольдом (1966). Положение пирит-пирротинного сольвуса определено от 325 до $743^\circ C$ и давлении до 2000 бар.

В нашей работе приводятся доказательства того, что для естественных ассоциаций нижний предел пирит-пирротинного сольвуса простирается в область более низких температур.

Давление порядка 2000 бар существенно не меняет поло-

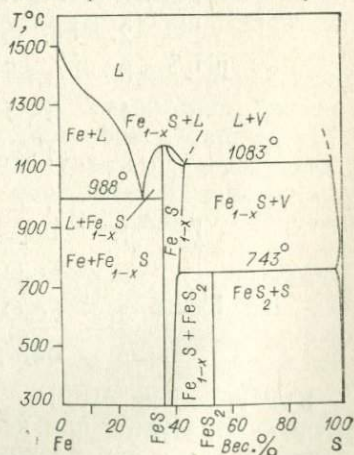
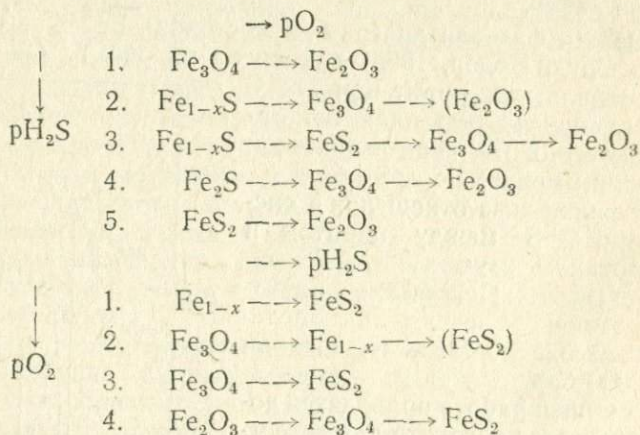


Рис. 8. Фазовые отношения в системе Fe—S (по Куллеруду и Йодеру).

жение и форму границ между фазами пирит и пирротин + пирит при температурах ниже 670°C . Состав пирита не изменяется в зависимости от давления, температуры и продолжительности синтеза и отвечает отношению $\text{Fe}:\text{S}=1:2$. При быстром охлаждении пирротинов с содержанием Fe ниже 45,6 ат. % от температуры выше 665° возникает фаза неопределенных сульфидов, которая исчезает при медленном охлаждении.

Пирротин, образовавшийся в равновесии с пиритом при 325°C , содержал до 47,2 ат. % железа, а образовавшийся при 600°C — уже 46,0 ат. %.

А. Г. Бетехтин (1955), рассматривая парагенетические соотношения минералов в системе $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$, показал, что могут наблюдаться три трех- и семь двухфазных парагенетических ассоциаций. «Пирит, являющийся более богатым серой из сульфидов железа, возникает в более окислительных условиях, чем пирротин». Влияние температуры показывается на примере диссоциации пирита. При его нагревании в запаянной стеклянной трубке «возгоняется атомная сера и происходит превращение FeS_2 в FeS » (при 575°C). Стевенсоном (*Econ. Geol.*, 1937) описываются псевдоморфозы пирротина по пириту в сланцах, подвергшихся на контакте с дайкой термическому воздействию. Это, по мнению А. Г. Бетехтина, доказывает вышесказанное о разложении пирита. В зависимости от концентрации кислорода и сероводорода можно наблюдать следующие парагенетические ассоциации:



Как видно из схемы, интересующий нас минерал — пирротин — образуется при несколько повышенной концентрации сероводорода и при низком парциальном давлении кислорода. При повышении давления последнего происходит замещение пирротина магнетитом, а повышение концентрации сероводорода ведет к образованию пирита.

В какой-то степени это доказывается простым экспериментом: пирротин нагревается до 80—90°C в атмосфере или в водном растворе, в результате образуется пирит (Бетехтин, 1955).

И. Ю. Икорников (1962), В. И. Сорокин и В. А. Шарыгин (1963) исследовали методом температурного перепада с 25—40° в растворе NH_4Cl с концентрацией до 30 вес. % при 400 и 450°C и давлении 1,7—1,8 тыс. атм условия синтеза и фазовых отношений сульфидов железа. Происходило инконгруентное растворение пирита с кристаллизацией пирротина. Гипогенная ассоциация пирротин—гематит запретна. По данным последних двух авторов, пирит устойчив в условиях с относительно высоким потенциалом окисления.

Кано Симпей и Намбу Мацуо (Simpey, Matzuo, 1967), изучая методом переноса в токе водорода систему $\text{Fe}_{1-x}\text{S}-\text{FeS}_2-\text{S}_2$ с природным пиритом в качестве исходного материала в интервале температур 180—240°C, установили, что твердой фазой, существующей с пиритом в равновесии при данных условиях, является пирротин.

Р. Бартон и Ш. Р. Тулмин (Barton, Toulmin, 1966) исследовали отношение в системе $\text{Fe}-\text{Zn}-\text{S}$ в интервале температур 580—850°C. Наибольший интерес представляют сфалерит-пирротин-пиритовые ассоциации, которые оказались весьма чувствительны к колебаниям температуры и к изменению летучести серы.

Г. Куллеруд (Kullerud, 1953) для смешанных пирротин-сфалеритовых кристаллов из руд, которые, согласно Шварцу, Ронбеку и Магнуссену, содержат также магнетит и пирит, указывает, что температура образования этих кристаллов колеблется от 645 до 245°C.

При изучении $\text{Fe}-\text{Pb}-\text{S}$ системы Р. Бреттом и Г. Куллерудом (Brett, Kullerud, 1967) было установлено, что при 719°C коннода галенит—пирит заменяется коннодой сульфидная жидкость—пирротин. Поле сульфидной жидкости с увеличением температуры быстро расширяется и пересекает линию галенит—пирит при 723° и галенит—пирротин при 848°С.

Р. Бурман (Boorman, 1967) исследовал систему $\text{ZnS}-\text{FeS}-\text{FeS}_2$ в смеси с $\text{KCl}+\text{LiCl}$ и $\text{NH}_4\text{Cl}-\text{LiCl}$ при различных температурных режимах. Им установлено, что с понижением температуры смеси от 700 до 580°C содержание пирротиновой составляющей в сфалерите повышается с 15 до 21%, а при дальнейшем понижении температуры остается постоянным.

Г. Куллеруд (Kullerud, 1953), а также Ричардсон и Деффе (Richardson, Jeffes, 1948), исследуя систему $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$, указывали, что давление пара кислорода много ниже давления серы, но, несмотря на это, влияние первого довольно ве-

лико. Так, при 600°C парциальное давление паров серы над ассоциацией пирротин—пирит—магнетит равно примерно 10^{-2} атм, а кислорода — 10^{-25} атм. Повышение давления кислорода до 10^{-14} атм при той же температуре приводит к образованию гематита и распаду пирротина.

Исследованные Н. С. Скрипченко (1969) соотношения дисульфид — моносульфид железа при низкотемпературном минералообразовании показывают, что отложение и существование пирита и пирротина зависит от концентрации серы и в меньшей степени — от окислительно-восстановительной обстановки.

Х. Барнс и Г. Куллеруд (1966) рассмотрели равновесие в системе Fe—S—O в водных растворах.

При нагревании до температуры 675°C пирит-магнетитовая ассоциация становится неустойчивой: образуются пирротин и гематит.

Изложенный материал показывает, что пирит и пирротин могут сосуществовать с магнетитом и магнетит, гематит и пирит образуют стабильную ассоциацию. Гематит может быть превращен в пирит и SO_2 при увеличении содержания серы и, наоборот, гематит и SO_2 можно получить из пирита при увеличении кислородного потенциала. Гематит в присутствии пирротина неустойчив.

Обычная ассоциация пирит—пирротин—магнетит может существовать только в сильнощелочных растворах.

Развивая далее эти исследования, Ю. Н. Удодов (1967) рассматривает систему Fe—S— NH_4Cl — H_2O (рис. 9).

Из эксперимента следует, что при значительном избытке железа в шихте по отношению к сере (начиная с 57,3 атомных %) образуется равновесная ассоциация троилит—магнетит, причем последний транспортируется весьма медленно. Поле стабильности $Fe_{1-x}S + Fe_3O_4$ не ограничивается составом шихты, так как в результате значительной растворимости избыточного железа в растворе оно в зависимости от отношения веса шихта—раствор смещается в ту или другую сторону. Так, при 300°C магнетит кристаллизуется только при

содержании железа в шихте более 67,2 ат. % против 57,3 при 400°C.

С увеличением содержания серы в шихте магнетит исчезает и кристаллизуется пирротин переменного состава, а дальнейшее увеличение количества серы приводит к кристаллизации равновесной ассоциации FeS—

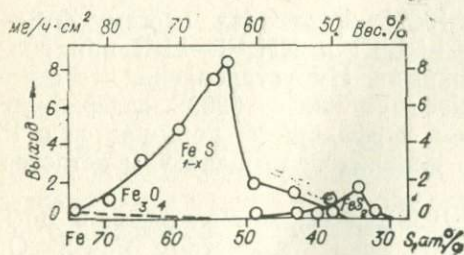


Рис. 9. Изотермическая диаграмма выхода продуктов химической реакции.

FeS_2 , которая в последующем сменяется $\text{FeS}_2 + \text{S}_L$. Превышение серы на 5 атомных % над стехиометрией пирита снижает его выход практически до нуля.

Для проверки влияния качества шихты на пределы фазового равновесия и фазовый состав продуктов реакции была исследована система $\text{FeS}-\text{S}-\text{NH}_4\text{Cl}-\text{H}_2\text{O}$. Результаты сравнения показали, что практически шихта не оказала никакого влияния на фазовое равновесие и исходные продукты.

Нижняя температурная граница образования пирротинов лежит, по данным Р. Бернера (Berner, 1964), в пределах $80-100^\circ\text{C}$, а при повышенном содержании железа температура, возможно, еще более понижается, как следует из эксперимента Р. Юнга и Г. Холла (Yung, Hall, 1968), и отмечается равновесие троилита и пирротина.

Для системы $\text{Fe}-\text{C}-\text{O}-\text{S}+(\text{H}_2\text{O})$ М. Сегуйн (Seguin, 1968) приводит результаты (табл. 6).

Как видно из экспериментальных данных, образование пирротина возможно при довольно низких температурах — 80°C и, вероятно, ниже, но при определенном соотношении серы и железа. Весьма существенна температура среды, поскольку при возрастании ее большую роль начинает играть кислородный потенциал. Так, А. А. Годовиков и др. (1967), исследуя влияние растворителя на поля стабильности фаз сульфидов, показали, что «одна и та же фаза или фазовые ассоциации могут быть получены при различных температурах в зависимости от состава шихты и ее соотношения с растворителями и, наоборот, при одной и той же температуре и составе шихты в зависимости от отношения шихта—растворитель могут получаться разные фазовые ассоциации». Это справедливо для систем, где имеет место взаимодействие растворителя с твердыми фазами. Причем большую роль при понижении температуры играет то обстоятельство, что образуются молекулы S_2 , ускоряющие образование пирита.

Таблица 6

Реакция	$T, ^\circ\text{C}$	$f_{\text{O}_2}, \text{ бар}$	$f_{\text{S}_2}, \text{ бар}$	$f_{\text{SO}_2}, \text{ бар}$
$\text{FeCO}_3 + \text{S}_2 \rightleftharpoons \text{FeS}_2 + \text{газ}$	~170			
$\text{FeCO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{газ}$	296	$10^{-29,2}$		
$\text{FeCO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeS}_2 \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{газ}$	313	10^{-28}	$10^{-6,4}$	$10^{-2,8}$
$\text{FeCO}_3 + \text{FeS}_2 \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}_{1-x}\text{S} + \text{газ}$	382	$10^{-28,7}$	$10^{-7,4}$	$10^{-2,2}$
$\text{FeCO}_3 \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{C} + \text{газ}$	395	$10^{-27,4}$		
$\text{FeCO}_3 + \text{Fe}_{1-x}\text{S} \rightleftharpoons \text{Fe}_{1-x}\text{S} + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{C} + \text{газ}$	400			
$\text{FeCO}_3 \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{F}_3\text{C} + \text{газ}$	415	$10^{-31,8}$		

Замеры рН раствора (Удодов, 1967; и др.), проведенные при комнатной температуре, показали, что кислотность раствора меняется от щелочной со значением рН, равным 8—9, в поле при кристаллизации $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{F}_{1-x}\text{S}$ до кислотной (рН = 1—2) в поле кристаллизации $\text{FeS}_2 + \text{S}_L$. Последнее связано, вероятно, с гидролизом серы.

Из обзора экспериментальных исследований можно видеть, что понижение температуры ведет к понижению летучести серы, образованию молекул S_2 , следствием этого является увеличение доли пирита с последующим замещением пирротина пиритом.

Причиной изменения летучести серы может быть не только понижение температуры, но и изменение кислотности и окислительно-восстановительного потенциала, суммарной концентрации серы, концентрации комплексообразователя железа, серы и других компонентов, влияющих на активность комплексообразования серы и железа.

Еще первые исследователи заметили, что по своим магнитным свойствам пирротины подразделяются на два вида.

В настоящее время считается твердо установленным наличие двух разновидностей пирротинов: гексагональной и моноклинной. Изучение магнитных свойств этих разновидностей показало, что ферримагнетизм свойствен моноклинным пирротинам.

Н. Алсен в 1925 г. первым решил проблему структуры пирротина, показав, что он относится к структурной группе NiAs и имеет гексагональную симметрию.

Честь открытия моноклинного пирротина принадлежит А. Бистрему (Byström, 1945). Изучая природные магнитные пирротины из шведских месторождений, он показал, что они являются моноклинными.

По данным Кискариса (1960), гексагональные пирротины являются преимущественно парамагнитными. Их образование связывается с высокой температурой. Моноклинные — ферримагнитны в интервале температур до 320°C , выше этой температуры они парамагнитны. Последняя разновидность пирротинов, вероятно, является низкотемпературным минералом.

Считается, что магнитные свойства зависят от содержания серы в решетке пирротина (Нагата, 1966; Грабовский и др., 1964); увеличение серы в решетке ведет к появлению вакансий. Ф. Бертаут (Bertaut, 1953) по результатам рентгеновского анализа монокристалла природного пирротина (Fe_7S_8) установил, что в структуре имеется упорядоченное распределение вакансий (рис. 10).

Слои с ионами железа, перпендикулярные к оси С, попеременно содержат вакантные положения. Число ионов железа различается в слоях без вакансий (подрешетка А) и в

слоях с вакансиями (подрешетка В), что приводит к появлению неполной компенсации этих подрешеток, между которыми существует антиферромагнитное взаимодействие при температуре ниже точки Кюри. В результате неполной компенсации возникает ферромагнетизм.

Ф. Лотгеренг (Lotgernig, 1956) отмечает, что повышение температуры ведет к разупорядочению вакансий, т. е. ослаблению и полному исчезновению ферромагнитных свойств. Следует указать, что в большинстве случаев направление термоэстабильной намагниченности совпадает с направлением магнитного поля, в котором происходило намагничение. По данным Харалдсена (Haraldsen, 1937), ферромагнитными являются пирротины FeS_{1+x} , где $0,1 < X < 0,7$.

Е. Т. Леонченкова (1963) изучала связь между магнитными свойствами и структурой пирротинов. По ее данным, гексагональные пирротины, содержащие от 51 до 53,5 ат. % серы, обладают слабыми магнитными свойствами, а пирротины, содержащие от 53,5 до 55 ат. %, кристаллизуются в моноклинной сингонии и являются сильно магнитными.

Исследуя пирротины Хайлеолского железорудного месторождения, Ю. В. Индукаев (1965) с помощью микроскопического, спектрального, химического и рентгеноструктурного методов выделил 4 генерации этого минерала. Пирротины I с содержанием серы 51,43 ат. % относятся к парамагнитной модификации, пирротины II и III с содержанием серы 52,00, 52,16 ат. % принадлежат к ферромагнитной модификации, а пирротины IV с содержанием серы 50,53 ат. % являются парамагнитными. Неодинаковое содержание серы в пирротинах объясняется различными условиями формирования этих минералов.

Дифференциально-термическими, рентгенографическими, микроскопическими исследованиями и изучением магнитных свойств пирротинов установлено, что в зависимости от геологических условий образования, химического состава и температуры пирротин имеет различные кристаллические структуры и фазы. При комнатной температуре выделяются три стабильные (низкотемпературные) фазы: троилит — FeS (железа 50 ат. %), гексагональный пирротин — $Fe_{1-x}S$ (железа

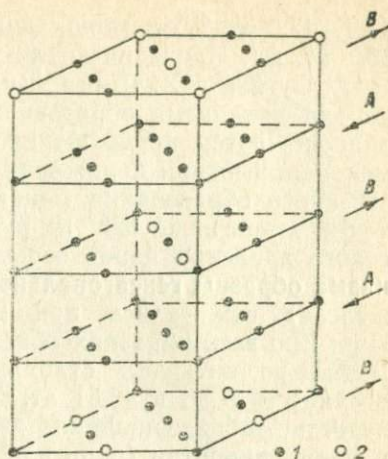


Рис. 10. Положение вакансий в структуре пирротина.

1 — свободное положение; 2 — ион Fe^{2+} или Fe^{3+} .

47,9—47,3 ат. %) и моноклинный пирротин— Fe_7S_8 (железа 46,7 ат. %). Последние являются ферримагнитными.

А. Сугаки и Х. Шима (Suggaki, Shima, 1966) предполагают два механизма образования моноклинного пирротина в природе: путем превращения гексагонального пирротина в моноклинный при понижении температуры и путем непосредственного образования моноклинного пирротина при низкой температуре ниже 320° из рудного раствора при условии высокого давления паров серы. Для выяснения первого механизма образцы гексагонального пирротина (47,39—46,08 ат. % железа) отжигались при $290\text{—}300^\circ\text{C}$ в течение 48 и 96 ч. Почти во всех образцах обнаружен моноклинный пирротин. Возможно, интервал стабильности моноклинного пирротина ограничен 47,95 и 46,51 ат. % железа. Делается вывод, что, вероятно, образовавшийся при высокой температуре гексагональный пирротин (один или в равновесии с пиритом) при понижении температуры может превратиться в моноклинный.

Влияние температуры на магнитные свойства пирротинов, имеющих формулу $\text{Fe}_{0,89}\text{S}$, изучал Э. Шварц (Schwartz, 1966). Прокаливание велось в среде аргона, максимальная температура 600°C . Установлено, что магнитные свойства прокаленных пирротинов сильно зависят от времени и температуры прокаливания. При одном и том же времени наиболее магнитными являются те из них, которые прокаливались до 475°C , а наименее — при 600°C .

Г. Десборо и Р. Карпентер (Desborough, Carpenter, 1963), изучая фазовые отношения пирротинов, указывают, что при нагревании гексагональных пирротинов в воздухе при $500\text{—}600^\circ\text{C}$ происходит уменьшение содержания железа до минимального и образуются Fe_7S_8 и магнетит.

Х. Холл и Р. Янг (Holl, Yung, 1966) сообщают, что ниже 300°C из навески с большим дефицитом железа, предварительно гомогенизированной при более высокой температуре, образуются моноклинный пирротин и пирит. Однако при этой же температуре с пиритом ассоциирует уже гексагональный пирротин, если используется менее дефицитная по железу навеска. Эту зависимость состава пирротина от состава шихты следует расценивать как первый признак отсутствия равновесия.

По данным различных исследователей, переход антиферримагнитного пирротина в ферримагнитный происходит при содержании железа соответственно 47,2; 47,6; 48,0 ат. %.

Фазовая граница, разделяющая поля стабильности $\text{Fe}_{1-x}\text{S} + \text{FeS}_2$ и $\text{Fe}_7\text{S}_8 + \text{FeS}_2$, должна проходить (рис 11), по данным экспериментов Ю. Н. Удодова (1967), между 200 и 250°C . Предположения Р. Арнольда (Arnold, 1957), Г. Десборо и Р. Карпентера (Desborough, Carpenter, 1965) о невозможности существования равновесия в системе $\text{Fe}_{1-x} +$

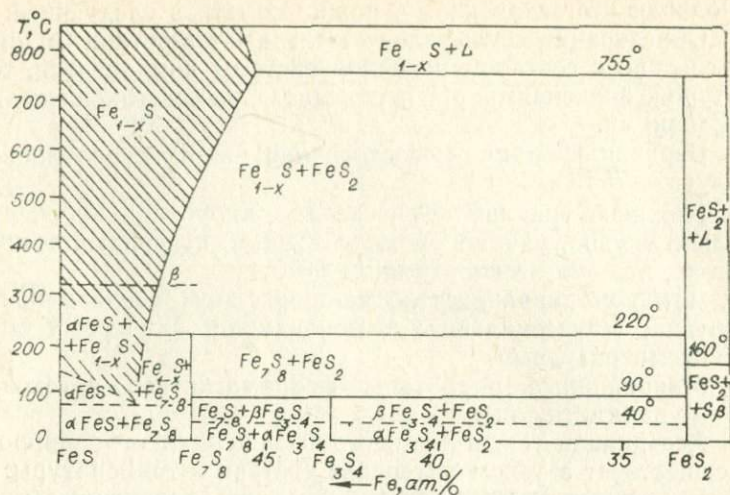


Рис. 11. Фазовые границы, разделяющие поля стабильности в системе F—S при различной температуре.

+FeS₂ ниже точки 325°C не подтвердились. Это предположение было связано с представлениями о β-превращении, характеризующем изменение магнитных свойств. Они связаны с переходом моноклинного пирротина в гексагональный. Точка Кюри (точка Нееля для антиферромагнетиков) не связана со структурными переходами.

А. Кларк (Clark, 1966), изучая поле устойчивости моноклинного пирротина, показал, что при давлении менее одной атмосферы он устойчив ниже 308°C. Приводятся данные, свидетельствующие о более быстром переходе моноклинного пирротина при нагревании в гексагональную разновидность, чем обратное преобразование.

А. Ф. Генкин и др. (1965), изучая пирротины из различных руд Норильска, пришли к выводу, что во вкрапленных рудах почти сплошь отмечается моноклинный пирротин, а в жильных рудах 80 и более процентов — гексагональный. Подобное отмечалось Д. М. Печерским для Каньонского скарно-рудного поля.

Исследования Ю. Н. Удодова (1967) четко показывают (см. рис. 11), что равновесные ассоциации Fe_{1-x}S, Fe_{1-x}S+FeS₂ и Fe_{7,8}S₈+FeS₂ устойчивы в пределах состава системы и температуры. Несколько более ограничена область существования ассоциации моноклинного и гексагонального пирротин. Ю. Н. Удодов убедительно показывает, что «независимыми параметрами, с помощью которых можно описать физико-химические условия образования сульфидов железа в гидротермальных условиях, являются температура, активность железа или серы».

Подводя итог сказанному, можно отметить следующее:

1. Образование сульфидов железа — пирротина и пирита — связано с составом исходной системы компонентов, температурой, значениями рН и окислительно-восстановительными условиями.

2. Верхняя граница существования пирит-пирротинового солидуса — 755°C.

3. Нижнюю границу образования пирротина проследить довольно трудно, однако имеются данные, позволяющие предполагать, что она несколько ниже 80°C.

4. Четко устанавливается наличие двух разновидностей пирротина; гексагонального и моноклинного. Первый более высокотемпературный.

5. Моноклинные пирротины ферримагнитны, а гексагональные парамагнитны.

6. Ассоциация гексагонального и моноклинного пирротинов существует в узком интервале состава и температуры.

7. Различные авторы указывают, что пирротины (моноклинные) становятся ферримагнитными при содержаниях серы 52,8; 52,4; 52; 53,05 и выше ат. %.

8. При повышении температуры и низком кислородном потенциале пирит переходит в пирротин.

ПИРРОТИНЫ ИССЛЕДОВАННОГО РАЙОНА

Рассмотренные результаты экспериментальных исследований позволяют нам более углубленно изучить пирротины исследуемых линейных и дугообразных аномалий, проверить на естественных ассоциациях ряд положений, установленных для искусственных ассоциаций.

Содержание пирротина в магнитных образцах из зоны пирротиновой минерализации различно: от долей процента до первых процентов (табл. 7).

Приведенные данные подчеркивают, что прямой связи между намагниченностью породы и содержанием в ней пирротина нет, хотя намечается рост намагниченности с увеличением количества последнего. Титаномагнетит и гематит в рассмотренных образцах, за редким исключением, отсутствуют. Из ферримагнитных минералов в осадочных горных породах присутствуют пирротин, редко магнетит, еще реже гематит.

Вклад магнетита и гематита в общую намагниченность незначителен и составляет 10—15% от общей. Это видно по кривым терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности (рис. 12).

Для более строгого доказательства того, что намагниченность обусловлена преимущественно пирротинном, нами вы-

Таблица 7

Зависимость намагниченности горных пород от содержания в них пирротина и магнетита

Намагниченность, мкГс	Кол-ч образцов	Магнетит, %	Пирротин, %	Намагниченность, мкГс	Кол-ч образцов	Магнетит, %	Пирротин, %
≤ 100	1	—	0,5		1	Зн.	2
	1	—	1		4	—	3
	3	—	Зн.		1	Зн.	0,5
100—200	8	—	Зн.	1000—1500	8	»	1
	4	—	1		4	—	1
	2	Зн.	1		2	Зн.	2
	1	—	2		4	—	3
200—300	3	—	Зн.		2	—	4
	8	—	1		3	—	5
	3	Зн.	1		1	—	6
	4	—	0,5		1500—2000	1	Зн.
2	Зн.	0,5	6	»		1	
300—400	3	—	Зн.	4		»	2
	2	Зн.	»	2		—	2
	5	—	1	6	—	3	
	2	Зн.	1	3	Зн.	3	
400—500	7	—	1	2	»	4	
	3	Зн.	1	1	—	4	
	2	—	1—2	1	—	5	
	2	—	3—5	2	Зн.	6	
500—600	8	Зн.	1	2000—2500	1	—	0,5
	3	»	2		4	—	1
600—700	4	Зн.	Зн.	5	Зн.	1	
	2	—	0,5	3	—	2	
	5	—	1	2	Зн.	2	
	4	Зн.	1	4	—	3	
	4	»	2—3	3	—	7	
	3	—	2—3	5000—10000	2	Зн.	0,5
700—800	3	—	0,5		4	»	1
	7	Зн.	1		2	—	2
	6	—	1		1	1	4—5
	5	—	1—2	> 10000 10000	3	Зн.	7
800—900	3	—	2		1	»	Зн.
	2	—	4		4	—	1
900—1000	2	Зн.	Зн.		2	—	3—4
	5	—	2	1	—	12	

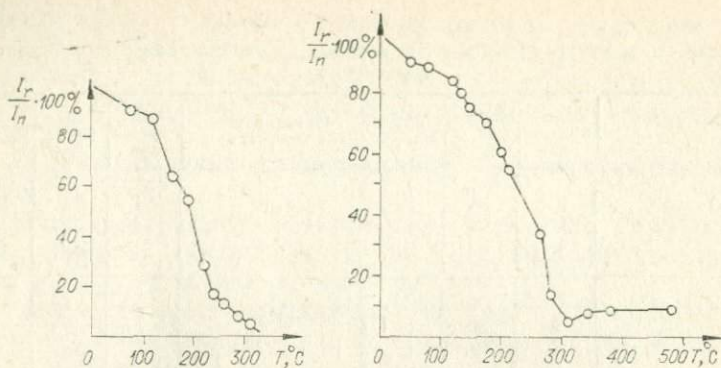


Рис. 12. Примеры кривых терморазмагничивания I_n осадочных пород.

полнен следующий эксперимент. Ряд образцов разделили на две части. Одну подвергли терморазмагничиванию. Результаты частично представлены на рис. 12. Из другой части образцов после дробления отобрана мономинеральная фракция пирротина. Зерна этого минерала скрепили цементом и такие искусственные образцы подвергли терморазмагничиванию. искусственные образцы подвергли терморазмагничиванию. ния I_n первой части образцов. Так, изображенным на рис. 12 кривым терморазмагничивания соответствуют кривые с точками Кюри 280 и 240°С искусственных образцов.

По форме представленных кривых можно видеть, что пирротиновая и магнетитовая составляющие разнятся по направлению намагниченности. Это объясняется, по нашему мнению, различным временем образования минералов. Появление магнетита в рассматриваемых породах связано, очевидно, с общим процессом осадконакопления при разрушении магнетитсодержащих пород, т. е. магнетит в этих породах обломочного происхождения. Это подтверждается его окатанной формой, цементацией пелитовым материалом. Пирротиновая минерализация является наложенной. Об этом говорят положение зон минерализации, форма выделений пирротина. Угол между направлениями векторов остаточной намагниченности пирротина и магнетита варьирует в пределах 30—110°.

Положение пирротина в породе различно. Он часто образует вкрапленность, беспорядочно рассеянную по породе, реже — линзовидные включения и прожилки. Пирротин не образует правильных кристаллов, а присутствует в виде выделений размером в сотые доли миллиметра, редко до 0,4—0,7 мм, неправильной формы с заливо- и бухтообразными изрезанными краями, а также мелкую (тысячные доли миллиметра) вкрапленность в виде «сыпи», хаотически рассеянную по породе. Отмечаются изолированные зерна пирротина и аг-

регатные выделения с другими рудными минералами. Намечаются две основные генерации пирротина. Первая, более ранняя, определяет линейные магнитные аномалии, вторая — дугообразные.

Совместно с пирротинном выделяются халькопирит, арсенопирит, сфалерит и пирит. Границы сростаний плавные, слегка извилистые. Обычно халькопирит образует (кроме самостоятельных выделений) мельчайшую вкрапленность (сотые доли миллиметра) в пирротине. Отдельные зерна пирротина образуют пойкилитовые вроски в сфалерите.

В рассматриваемых аномальных зонах по результатам минераграфических исследований можно выделить несколько генераций сульфидов. По нашим данным, устанавливаются четыре генерации пирита, но, вероятно, в дальнейшем при более детальных работах их будет установлено больше. Определены следующие разновидности пирита: ранняя — сингенетичная с осадком; средняя — в парагенезисе с пирротинном; поздняя — наложенная на предыдущие; конечная — в парагенезисе с пирротинном.

Ранее Л. В. Фирсов (1963) рассматривал пириты в Яно-Колымском поясе в связи с их золотоносностью. Выделенные нами генерации пирита в целом не противоречат его подразделениям.

Диагенетический пирит выделяется своей формой — это кубы и октаэдры, отдельно разбросанные по осадочной породе, часто расположенные вдоль напластований. Размеры зерен варьируют в широких пределах: от сотых долей до первых миллиметров. Эти пириты корродируются другими, более поздними сульфидами — пирротинном, арсенопиритом и халькопиритом, которые занимают обычно периферийные части выделений, центры которых слагаются пиритом.

В мономинеральных пробах пирита, отправленных сотрудниками СВТГУ в ИГЕМ АН СССР на определение изотопного состава серы, обнаружено соотношение изотопов, характерное для серы осадочного происхождения. Вероятно, эти пириты первой генерации.

Вторая генерация пирита образует сростания с пирротинном, а также пойкилитовые вроски в пирротине. Совместно с этими минералами выделяются сфалерит, халькопирит и арсенопирит.

Третья генерация пирита более поздняя. Пирит этой генерации корродирует пирротин и развивается по нему. Совместно с пиритом по пирротину развивается и марказит.

Четвертая генерация пирита отмечается там, где отмечается наложение дугообразных аномалий на линейные.

В пределах площадей, характеризующихся нормальными (или близкими к нему) магнитными полями и сложенных неизменными (столь интенсивно) осадочными породами,

рудная минерализация имеет другой, более бедный набор. Здесь отмечаются преимущественно пириты первой генерации, иногда арсенопирит, весьма редко пириты других генераций и пирротин.

Арсенопирит (рис. 13) присутствует в ассоциации с пирротинном и другими сульфидами, а также в виде самостоятельной вкрапленности и прожилков в осадочных породах. Часто арсенопирит занимает фланги зон пирротинизации, а также отмечается над нескрытыми эрозией частями последних. Сульфиды более поздней генерации развиваются по ранним, и в частности по арсенопириту (рис. 14). Другие сульфиды встречаются в районе довольно редко и специально нами не будут рассматриваться.

Интересно проследить особенности поведения рудных минералов вкрест простирания аномальной зоны в ее пределах и по вертикали.

Наиболее полно изучен разрез по скважине в среднем течении руч. Мальдык. Скважина заложена по рекомендации автора и проходила под его непосредственным руководством в пределах линейной магнитной аномалии на глубину 500 м. Разрез представлен терригенными отложениями среднеюрского возраста.

Пирит до глубины 125 м содержится в породах в тысячных долях процента, в интервале 125—188 м — до сотых долей процента. От глубины 188 м его содержание резко увеличивается до первых единиц процента, но не выдерживается с глубиной; интервалы пород, содержащих 1—8%, сменяются интервалами с десятыми долями процента.

По форме пирит может быть четко разделен на два типа: правильные кристаллы и неправильной формы выделения, в том числе линзовидные и прожилки. В полированных шлифах отмечаются, правда, весьма редко пересечения прожилками пирита по трещинам кристаллов. Идиоморфные выделения пирита являются сингенетичными, второй же тип пирита — наложен, он более поздний. Выделения последнего ассоциируют с пирротинном (рис. 15), в то время как образования первого типа корродируются им. Наиболее поздние пириты и марказиты корродируют все рудные минералы, и в частности пирротин (рис. 16).

Пирротин фиксируется с глубины 125 м. До интервала 191 м он содержится в весьма небольших (отдельные знаки) количествах, иногда полностью исчезая. С глубины 191 м количество его резко возрастает, но до забоя содержание варьирует. По данным минералогического анализа, в интервале глубин 191—230 м количество пирротина колеблется от 0,85 до 5,6%, в интервале 230—370 м содержание его понижается до 0,01—0,05%, ниже отметки 370 м и до забоя количество пирротина устойчиво повышенное (~0,4%).

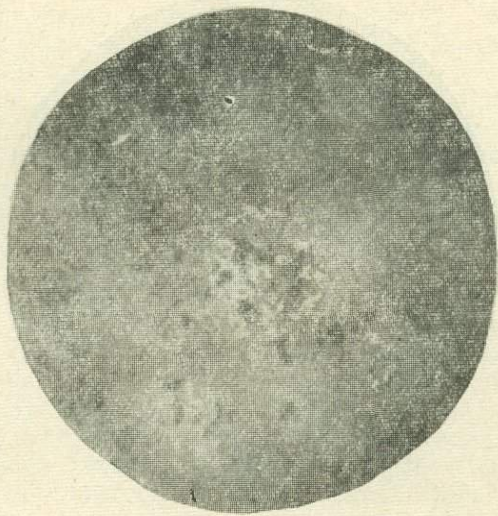


Рис. 13. Арсенопирит (темно-серое) развивается по пириту (светлое).



Рис. 14. Зерно арсенопирита, по которому развивается халькопирит.



Рис. 15. Крупные зерна пирротина и пирита
(в центре).



Рис. 16. Зерно пирротина, по трещинам которого развивается мелкокристаллический пирит.

Пирротин образует в породе кучные скопления неправильной, вытянутой формы, иногда цементирует обломки осадочной породы. Отмечаются ассоциации пирротина, халькопирита, сфалерита, арсенопирита и пирита. Усиление рудной минерализации пород сопровождается интенсивным их окварцеванием и карбонатизацией.

Интересно поведение барита. Он отмечается только до глубины 190 м, а, как указано выше, в этом интервале почти отсутствует пирротин. С глубины 190 м резко возрастает количество пирротина при полном отсутствии барита. По всей вероятности, здесь проявляется температурная зональность. По пирротину отмечается развитие рутила.

Магнетит распределяется по разрезу неравномерно; обычно он содержится в весьма незначительных (знаковых) количествах, и лишь в интервале 230—370 м отмечается некоторое его повышение ($>0,0001\%$). Магнетит интенсивно лимонитизирован. Зерна в подавляющем большинстве мелкие. Более крупные зерна несут следы окатанности, уплощены, длинные стороны вытянуты вдоль слоистости.

Ильменит устанавливается в породе в виде мелких (сотые доли миллиметра) и весьма редких зерен.

В размещении ильменита наблюдается зональность: он прослеживается только до глубины в 190 м, а ниже, где резко возрастает объем пирротина, исчезает. Но здесь отмечается рутил. По всей видимости, происходит смена ильменита более устойчивым в данных условиях рутилом.

В целом по разрезу, пересеченному скважиной, можно отметить следующее. До глубины 125 м породы практически немагнитны. В интервале глубин 125—191 м средневзвешенная намагниченность равна 450 мкгс, а ниже, до забоя — 3000 мкгс. С глубиной четко устанавливается повышение степени карбонатизации и окварцевания и, как показано выше, меняется состав рудных минералов.

В долине этого же руч. Мальдяк, в 2 км выше по течению пройдена еще одна скважина до глубины 395 м. Характер распределения рудных минералов в интервале пересеченного разреза аналогичен описанному.

По результатам исследований в бассейне руч. Мальдяк можно сделать следующие выводы:

1. Пирротин, пирит (двух последних генераций), арсенопирит, сфалерит, халькопирит носят наложенный характер.
2. Устанавливается четкая зональность в распределении рудных минералов с глубиной.
3. С глубиной увеличивается степень наложенных изменений окварцевания, сульфидизации, пирротинизации и карбонатизации.
4. Указанные изменения вызваны, по всей вероятности, низкотемпературными процессами.

5. Магнетит содержится в породах в небольшом количестве и носит явные черты обломочного происхождения.

Примерно такое же распределение рудных минералов характерно для латерального направления в лишейных аномалиях. Разница лишь в том, что значительная часть пирротина в гипергенных условиях подвергается интенсивному разрушению, поэтому трудно наблюдать взаимоотношения минералов и определять их количество.

Ниже приводится описание распределения рудных минералов в пределах дугообразных (кольцевых) аномалий. В неизмененных породах из рудных минералов отмечается преимущественно пирит. Форма его зерен правильная, хорошо ограниченная. Количество пирита колеблется в широких пределах. В слабоизмененных породах, ближе к интрузиву, наряду с сингенетичным пиритом появляется пирротин в парагенезисе с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом. Пирротин рассеян в породе хаотично, преимущественно в виде мелких зерен размером в сотые и тысячные доли миллиметра. Они обладают неправильной амебообразной формой и обычно изолированы. Местами образуют прожилки. В ряде случаев скопления пирротина ориентированы вдоль напластований, отмечается некоторая его концентрация на контактах осадочных пород различного гранулометрического состава.

Пирротин и арсенопирит отчетливо корродируют сингенетичный пирит. В парагенезисе с пирротинном выделяются арсенопирит, сфалерит, халькопирит. В сфалерите выделяются мелкие, измеряемые тысячными долями миллиметра, зерна пирротина. С халькопиритом пирротин образует структуры распада твердых растворов. По периферии зерен пирротина и в нем самом часто отмечаются мелкие (тысячные доли миллиметра) относительно идиоморфные зерна арсенопирита. И в неизмененных породах, и в ороговикованных закономерно рассеян ильменит, по которому вдоль направлений спайности часто развивается лейкоксен.

В сростании с пирротинном отмечается пирит. Граница зерен этого минерала ровная, плавно изогнутая. Реже пирит образует пойкилитовые вроски в пирротине.

В этой же зоне отсутствует пирит более поздней генерации, чем пирротин. Наложенный характер этой пиритовой и другой сульфидной минерализации подтверждается корродированием зерен пирротина (см. рис. 15 и 17). Отмечается марказит, который корродирует пирротин, располагаясь в периферических частях его зерен. Марказит наблюдается также в периферических частях зерен пирита как сингенетичного с осадкообразованием, так и кристаллизованного совместно с пирротинном. Изредка отмечается пирротин поздней генерации, корродирующий ранее отмеченные сульфиды.

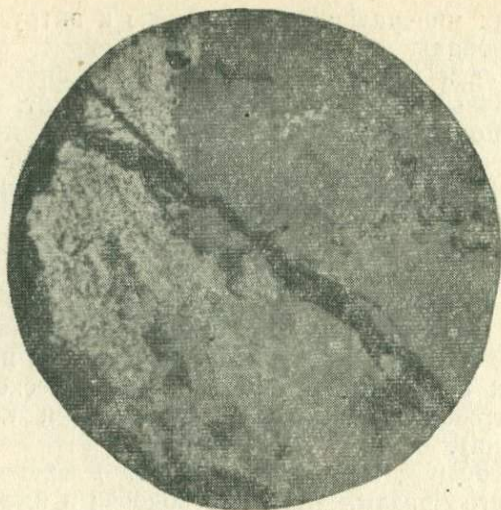


Рис. 17. Развитие халькопирита (серое) по пирротину (светло-серое).

Ближе к интрузивному телу зона ороговикованных пород сменяется роговиками. Ширина зоны роговиков, как указывалось, колеблется от 100—150 м до первых километров. В ороговикованных породах из рудных минералов отмечается магнетит, пирротин и халькопирит. Количество этих минералов весьма незначительно, гораздо менее одного процента. В целом зерна пирротина мелкие, но встречаются и такие, которые измеряются долями миллиметра. Зерна пирротина и магнетита образуют отдельные скопления весьма редко. Это подтверждает и характер распределения магнитного поля.

Как известно, значительные скопления ферримагнитных минералов вызывают аномалии магнитного поля, поэтому интересно рассмотреть магнитное поле по профилю интрузия — роговики — ороговикованные породы — неизменные породы.

Над интрузией и роговиками магнитное поле близко к нормальному, над ороговикованными породами отмечаются аномалии, а далее над неизменными породами вновь нормальное поле.

Из сказанного о характере размещения и парагенезисах распространенных в исследованном районе рудных минералов видно, что из ферримагнитных минералов наиболее широким распространением пользуется пирротин и весьма редко магнетит. В пределах аномальных участков магнетит в осадочных породах имеет обломочное происхождение. В располо-

жении рудных минералов по отношению к интрузии отмечается общая зональность: сингенетичный пирит, обломочный магнетит; вблизи дугообразных магнитных аномалий отмечаются вторичный пирит, арсенопирит, сфалерит. В пределах аномалий дополнительно появляются пирротин и халькопирит. В зоне роговиков практически отсутствует пирит, в очень незначительных количествах встречаются пирротин и вторичный магнетит.

По всей вероятности, пирротины, обнаруженные в пределах дугообразных зон, являются более поздними по отношению к ранее рассмотренным линейным зонам. Об этом можно судить по конфигурации зон пирротиновой минерализации (они нигде не пересекают интрузий), а также по наличию дополнительных изменений осадочных пород (несколько генераций хлоритовой, серицитовой, кварцевой и карбонатной минерализации).

Характер рудной минерализации как в пределах линейных, так и дугообразных аномалий подобен и имеет незначительные вариации. Из этого следует, что причины, приведшие к образованию пирротиновой минерализации в пределах линейных и дугообразных аномалий, были, возможно, одинаковыми.

Следует подчеркнуть, что ферримагнитными являются только моноклинные разновидности, при магнитных исследованиях мы фиксируем закономерности распределения и размещения именно этой модификации. Нами проведен рентгеноструктурный анализ пирротинов, извлеченных из 12 различных образцов на участках линейных и дугообразных аномалий. Везде присутствуют как моноклинный, так и гексагональный пирротины, причем в количественном отношении преобладает моноклинный. Это, по всей вероятности, отражает общую тенденцию (Генкин и др., 1965).

Для выяснения характера взаимоотношений разновидностей пирротинов применялся метод Акулова — Биттера — метод порошкографии (Вильямс и др., 1951; Грабовский, Жерденко, 1964). Результаты этих работ весьма интересны и позволяют выделить два типа пирротинов. М. А. Грабовский и О. Н. Жерденко (1964) по магнитным свойствам выделяют пирротины антиферримагнитные, ферримагнитные и промежуточного типа, что соответствует, судя по описанию, гексагональному, моноклинному пирротинам и их смеси.

При покрытии пирротинов в аншлифах порошком выделяются две его группы. Одна покрывается полностью, вторая частично. Выявить по имеющимся в нашем распоряжении данным закономерность в положении этих двух групп пирротинов в вертикальном разрезе пород или по отношению к интрузии довольно трудно, так как в одном и том же образце мы видим представителей двух групп. Все же при количест-

венном рассмотрении можно выявить зональность в расположении указанных групп пирротинов. Подавляющая часть зерен пирротинов, полностью покрываемых порошком, располагается на горизонтах с более высокими абсолютными отметками и соответственно дальше от контакта, в то время как частично покрываемые в большинстве своем располагаются относительно глубже или ближе к контакту с интрузивами. Эти данные, вероятно, отвечают в какой-то мере температурной зональности.

Зерна ферримагнитного пирротина покрываются полностью порошком и при этом четко рисуется доменная структура, отображающаяся полосами сгущения порошка. Оптически различить зерна пирротина не представляется возможным.

Зерна, частично покрываемые порошком и представляющие, как об этом сказано выше, смесь двух групп пирротинов, относятся М. А. Грабовским и О. Н. Жерденко (1964) к пирротинам промежуточного типа. Форма покрытия порошком пирротинов промежуточного типа, т. е. взаимоположение различных типов пирротинов, весьма разнообразная и причудливая, но обычно центральные части зерен антиферримагнитны (рис. 18).

Хотя эти пирротины образуют одно зерно, оптически отличить их также невозможно. Граница перехода одного пирротина в другой, судя по степени их покрытия порошком, может быть резкой или постепенной. В последнем случае четкость рисунка в сторону антиферримагнитного пирротина постепенно снижается.

Для контроля наши образцы пирротинов были направлены на физический факультет МГУ, где М. А. Грабовский и О. Н. Жерденко любезно согласились их просмотреть. Результаты исследования пирротинов в МГУ полностью соответствуют данным, полученным нами. Дополнительно проведенные исследования по наложению магнитных полей, различных по направлениям и по интенсивности (до 2000 Э), показали, что внешние границы порошковых фигур не изме-

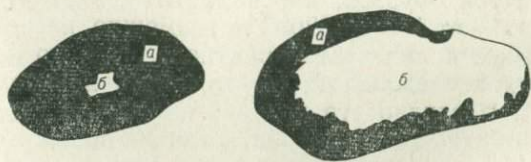


Рис. 18. Пирротины промежуточного типа. Ферримагнитные пирротины покрылись порошком (а); антиферримагнитные — не покрылись порошком (б).

няются. Это доказывает, что мы имеем дело со следом плоскости раздела антиферромагнитного и ферромагнитного вещества в зерне.

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ ПИРРОТИНА

Мы провели комплекс исследований по определению температуры образования пирротинов. Сведения различных исследователей по этому вопросу приводились выше. Из обзора видно, что пирротины образуются в широком диапазоне температур, причем моноклинные возникают при более низкой температуре, чем гексагональные. Переход (точка Кюри) ферромагнитных свойств пирротина в парамагнитные при нагревании осуществляется при температуре не выше 320°C . Точка Кюри в ряде случаев характеризует температурные условия образования минералов, в нашем случае — температуру образования пирротинов, если они сформировались ниже 320°C .

Определение точки Кюри пирротинов производилось на установке, разработанной автором, для непрерывной регистрации значения I_n с увеличением температуры и путем последовательных нагревов в нулевом магнитном поле.

Если пирротин образовался при температуре T_1 , то, охлаждаясь до температуры T_2 при взаимодействии внешнего магнитного поля H , минерал приобретает термоостаточную намагниченность (Нагата, 1965).

Если T_1 выше температуры Кюри, а T_2 равна температуре земной поверхности, то термоостаточная намагниченность будет полной. С другой стороны, если при охлаждении поле H действует только в определенном интервале температур, то термоостаточная намагниченность будет частичной. В частном случае, если температура образования пирротинов T_1 будет ниже точки Кюри, минерал также приобретает частичную термоостаточную намагниченность.

Минералогический анализ кривых терморазмагничивания образцов горных пород и положения точек Кюри показывает, что температура образования пирротина варьирует в широких пределах — от 100 до 320°C и, возможно, несколько выше.

Наибольшее количество пирротинов, судя по данным терромагнитных исследований, образовалось при температурах ниже 320°C . Частично это подтверждается термонамагничиванием. Те образцы пирротинов, которые образовались в интервале температур, близких к точке Кюри, при повторном нагревании до 350°C или не изменяют величину намагниченности, или изменяют незначительно. В то же время пирротины, образовавшиеся при температурах 100 — 270°C , намагничиваются до значительных величин. В дальнейшем повтор-

Таблица 8

Изменение значений Q вдоль ствола скважины

Глубина скважины, м	Мин.	Ср.	Макс.
0—125	—	—	—
125—174	3	9	12
174—194	5	5	12
194—205	4	10	19
205—208	4	10	17
208—212	8	12	16
212—215	10	22	36
215—220	9	20	46
220—228	11	22	47

ные нагревы до 350°C уже мало изменяют эти характеристики. Наши результаты хорошо согласуются с данными, полученными М. А. Грабовским, Г. Н. Петровой, Л. И. Исаковой (1956) при изучении ферромагнитных образований. Эти исследователи убедительно доказали, что создание максимальной остаточной намагниченности происходит в интервале температур, равном $1/10$ между точкой Кюри и комнатной температурой, т. е. $290\text{—}330^{\circ}\text{C}$ для пирротина.

Другим подтверждением широты температурного интервала образования пирротинов, обуславливающих линейные и дугообразные аномалии на территории бассейна верхнего течения р. Колымы, являются результаты изучения значений коэффициента Кенигсберга (Q), представляющего собой отношение естественной остаточной намагниченности горной породы к ее индуктивной намагниченности (I_r/I_i). Коэффициент Q пирротинов колеблется от 0,7 до 50 ед. (Муратов, 1964), принимая в большинстве случаев значения от 8 до 30 ед. Интересно проследить распределение значений Q по площади и вдоль ствола скважин (табл. 8). Далее до забоя (500 м) средние значения Q колеблются в пределах 20—25, а максимальные — до 50, иногда несколько превышая эту величину. При пересечении линейных аномалий не всегда столь четко выявляется закономерность размещения пирротинов с определенными значениями Q .

Какой-либо зависимости величины Q пирротинов от литологической характеристики вмещающих пород нет. Тщательный анализ магнитных образцов горных пород, собранных в междуречьях Табога — Берелех, а также Ат-Урях — Дебин (15 000 образцов), позволил установить, что для каждой разновидности пород (песчаники, глинистые сланцы и алевролиты) характерно средневзвешенное значение, равное 10.

Довольно четко проявляется закономерность распределения значений коэффициента в пределах дугообразных аномалий, т. е. в зонах непосредственно связанных с интрузиями (рис. 19).

На рис. 19 видно, что с приближением к интрузии значения Q увеличиваются и достигают 30 ед.

Полученные нами данные о распределении коэффициента Q хорошо согласуются с результатами исследований Д. И. Муратова. В его работе моделировались изменения Q у естест-

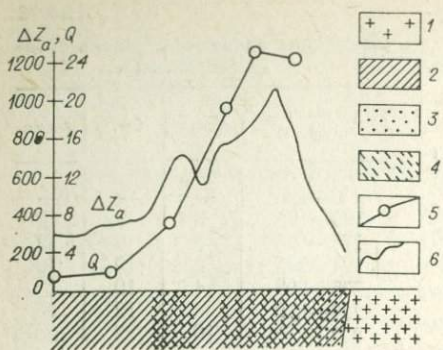


Рис. 19. Кривые ΔZ_a и Q вдоль профиля. 1 — интрузия гранитов; 2 — осадочные породы; 3 — зона интенсивно контактово-измененных пород; 4 — зона слабо контактово-измененных пород; 5 — кривая Q ; 6 — кривая ΔZ_a .

венных пород при разной намагниченности. Исследования проводились на искусственных образцах магнетита, гематита и пирротина. Автор показывает, что величина термостатической намагниченности пирротина больше идеальной и нормальной на один и два порядка соответственно. Для пирротина максимальное значение Q при термонамагничивании равно 50 ед. Для естественных образцов, как справедливо отмечает Д. И. Муратов, эти

значения могут быть меньше. Очевидно, не требует пояснений тот факт, что максимальные значения Q отражают максимальные температуры при намагничивании.

В связи с вышесказанным становится понятным, что коэффициент Q также отображает температурные условия формирования пирротина — увеличение значений с глубиной в скважине, а также по профилям при приближении к интрузии.

Ряд исследователей в своих работах показывают, что при температуре точки Кюри происходит не только переход ферримагнитного пирротина в парамагнитное состояние, но и структурные изменения: пирротины моноклинной сингонии переходят в гексагональные. Так, Гронвальд и Харалдсен (Gronvold, Haraldsen, 1952) сообщали о переходе низкотемпературного моноклинного пирротина в гексагональный при температуре 320°C .

Г. Куллеруд, Б. Дой, П. Бусек и П. Трёфтен (1969) указывают, что при нагревании в течение 0,1 ч до 346°C моноклинный пирротин полностью перешел в гексагональный. Для проверки этого положения нами выполнен ряд исследований.

Во-первых, магнитные образцы, где, по данным минералогических и термомагнитных исследований, обнаружен пирротин, подвергались прогреву до 400°C . Остывание происходило в земном магнитном поле при различном времени (максимально до 6 ч) прогрева. Такое время экспозиции не внесло существенных корректив. В том случае, если моноклинный пирротин переходит в гексагональный, должна исчезнуть или резко уменьшиться остаточная намагниченность у исследуемого образца. Однако в большинстве случаев на-

магнитность не уменьшается, а наоборот, увеличивается. Из этого мы заключаем, что точка Кюри характеризует только фазовый переход.

Во-вторых, в пяти аншлифах нами были подобраны зерна пирротина. В трех образцах его зерна покрывались полностью магнитным порошком, а в двух — частично. Нагрев до 350—400°C и охлаждение до комнатной температуры в поле Земли первых трех образцов совершенно не изменили картины, порошок полностью покрывал зерна. В двух других рисунок покрытия несколько изменился — площадь его увеличилась (рис. 20).

Из этого эксперимента можно также заключить, что в результате нагрева до температуры, превышающей точку Кюри, количество моноклинных пирротинов не уменьшается.

Некоторое возрастание площади покрытия пирротина порошком связано, возможно, с ошибкой метода или с увеличением количества моноклинного пирротина. Как уже указывалось, прогрев образцов осуществлялся нами до температуры менее 400°C. Выбор такой температуры связан с тем, что мы старались максимально избавиться от изменений пирротина, вызванных его окислением.

Следующее исследование влияния температуры на изменение магнитных характеристик проводилось при нагреве до 750°C. Подобная работа также выполнялась И. В. Беляевым, Г. К. Морозовой и Л. Г. Шпилько (1970). В табл. 9 приведены результаты измерений по 30 образцам.

Можно видеть, что наиболее интенсивные изменения в характеристиках намагнитченности образцов происходят при нагреве 300—450°C и более. Здесь мы имеем дело с необратимыми измерениями в составе минерала, что видно по данным повторного терморазмагничивания образцов, предварительно нагретых до 750°C и охлажденных (рис. 21). В минерале произошел ряд изменений. Кривая повторного размагничивания 2 отстоит от кривой 1 на некотором расстоянии в сторону более высоких температур. Это значит, что намагничивание минералов происходило уже при более высоких температурах.

Вклад других минералов в общую намагнитченность увеличился как за счет совпадения векторов намагнитченности (после перехода через точки Кюри и охлаждения в земном поле), так и за счет намагничивания вновь образованных минералов (судя по кривой терморазмагничивания, точка Кюри

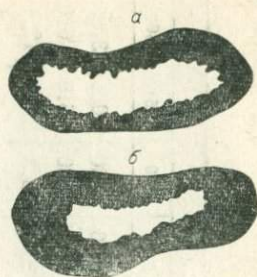


Рис. 20. Зерна пирротина до нагревания (а) и после нагревания (б). Темное — части пирротина, покрытые порошком.

Влияние температуры на изменение магнитных характеристик

Магнитная характеристика	T, °C						Магнитная характеристика	T, °C					
	20	100	200	250	300	350		400	450	500	600	700	750
I_n	1100	1100	1100	1200	1250	2500	1600	22000	15000	4900	4200	4000	3700
α	130	130	130	140	145	300	1500	1600	1200	650	630	610	610
Q	16,9	16,9	16,9	17,1	17,2	16,7	21,2	27,5	25,0	15,1	13,3	13,1	12,1

их около 600°C; очевидно, это магнетит и гематит). Исходя из этого, мы и нагревали образцы до 350—400°C, вследствие чего, как упоминалось уже, происходят незначительные необратимые изменения — образуется ферримагнитный пирротин. Во всяком случае, нашими методами фиксируется именно эта разновидность последнего. Для уточнения был поставлен следующий эксперимент. Взяли 11 образцов, содержащих редкую вкрапленность пирита, что установлено минераграфическим изучением. Намагниченность образцов изменяется от 0 до 20 мкгс. Образцы нагревали до 350°C и охлаждали, после чего проводился замер намагниченности. Все образцы оказались магнитными. Минимальное значение намагниченности равно 50 мкгс, а максимальное — 1320 мкгс. До нагрева порошок совершенно не покрывал поверхности пирита. После проведенного эксперимента некоторые кристаллы пирита лоскутно, по периферии, осаждали порошок. Случаи образования пирротина за счет пирита только при термальном воздействии описаны в литературе (Бетехтин, 1955; Чайка, 1959; и др.).

О температуре образования пирротинов можно судить в какой-то мере и по совместным выделениям минералов. В исследуемых нами линейных и дугообразных аномалиях пирротин выделялся совместно, как это указывалось выше, с халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом и пиритом. Исследованиями Г. А. Каторча (1968) экспериментальным путем по точкам гомогенизации удалось выяснить, что кристаллизация пирротина и халькопирита в потоках гидротермальных растворов происходит при 235°C.

Г. Куллеруд для пирротин-пирит-сфалеритовых совместных выделений установил, что температура их образования колеблется от 645 до 245°C.

Полученные нами данные о температуре образования пирротина, равной 100—320°C и, возможно, несколько более высокой, вполне согласуются с результатами экспериментальных исследований.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ ИНТРУЗИЙ РАЙОНА

Интересно было выяснить положение в температурном поле тел, создающих дугообразные аномалии. Для этого рассмотрены две модели температурных полей вокруг интрузий.

Первая модель. При ее создании заданы следующие граничные условия: рассматриваемые интрузии внедряются мгновенно; температура их становления составляет 1000°C (Лавринг, 1959); после внедрения интрузии не остывают, хотя тепловая энергия постоянно расходуется на прогрев вмещающих пород; последние представляются как изотропная среда. Эти положения не являются бесспорными, но позволяют создать приемлемую, в первом приближении, модель теплового поля.

Наша модель, скорее всего, отвечает регионально-контактовому варианту метаморфизма, когда тепловой поток из глубин формирует магматические тела и довольно продолжительное время не меняется по величине.

Подобие модели натуре (Веников, 1966) получаем путем соответствующего масштабного положения интрузивных тел и их свойств; условия для модели и природы аналогичны.

При создании модели мы использовали эквивалентность выражений теплового и электрического полей.

Аналогия тепловых и электрических явлений видна из того, что они описываются одними и теми же уравнениями.

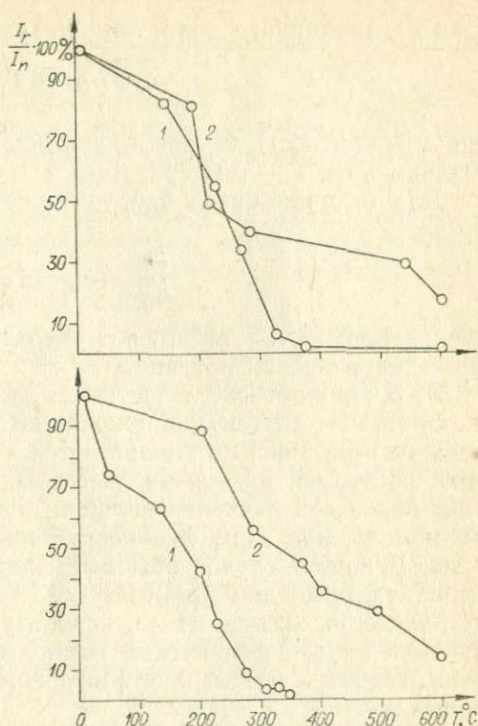


Рис. 21. Примеры кривых термисследования осадочных пород с пирротинном.

1 — кривая терморазмагничивания; 2 — кривая повторного терморазмагничивания.

Для стационарного поля температур в теплопроводной среде

$$\vec{q} = \lambda \text{ grad } T,$$

где \vec{q} — плотность теплового потока; λ — коэффициент теплопроводности; T — температура.

Для стационарного электрического поля в проводящей среде

$$\vec{j} = -\sigma \text{ grad } \varphi,$$

где \vec{j} — плотность тока; σ — удельная электропроводность; φ — электрический потенциал.

Этот принцип используется в аналоговых машинах.

Элементы системы, подлежащие исследованию, воспроизводятся и независимо управляются в модели-аналоге. Построение последней на основе известных систем аналогий позволяет перенести изучение явлений, происходящих в оригинале, на модель, при этом физическая природа отлична от оригинала. В нашем случае обычные электрические процессы, как более удобные для практического осуществления измерений и проведения эксперимента, используются для моделирования явлений другой физической природы, в том числе механических, гидравлических и, что особенно важно для нас, тепловых.

Модель выполнялась в специально подготовленной ванне, куда заливали раствор агар-агара толщиной 3—4 мм. Такую же примерно толщину имели металлические пластины, по форме воспроизводившие интрузии. Расположение и величина каждой пластины выполнена в масштабе 1:350 000 к натуре. Пластины практически не имели сопротивления и несли одинаковые заряды.

Для создания разности потенциалов по периферии ванны проложен проводник. Замеры осуществлялись с помощью электронного стрелочного компенсатора (ЭСК-1). Подавая определенные напряжения на «интрузии», мы фиксировали линии равных потенциалов, значения которых переводились в линии изотерм. Так была получена карта теплового поля. При ее анализе выяснилось, что изолинии высоких значений поля отодвинуты весьма далеко от интрузий. Положение магнитных объектов в рассматриваемом тепловом поле довольно сложно. На данном этапе можно лишь констатировать, что магнитные объекты, имеющие неглубоко залегающие нижние кромки, располагаются преимущественно в полях высоких температур, а имеющие большую протяженность на глубину — в менее высоких. При условии, что верхняя кромка их вскрыта дневной поверхностью, изолинии теплового поля в ряде случаев несколько накладываются на магнитные объек-

ты. По всей вероятности, это связано с принятыми граничными условиями.

Из полученной схемы распределения температур (кстати, значения полученных величин могут измениться, если принять другую температуру становления интрузий) можно сделать следующие выводы:

1. Породы верхоянского комплекса в рассматриваемом районе должны быть метаморфизованы интенсивно. Это подтверждается данными измерения плотности пород; плотность пород этого района выше, чем соседних.

2. Дабатолитовые дайки, расположенные относительно далеко (3—5 км) от интрузий, испытали тепловое воздействие, при этом анизотропная толща вмещающих терригенных пород испытала меньшее воздействие, а дайки, как однородная и более теплоемкая среда (Рундквист, 1966), играли роль фильтрационных столбов, которые из глубин довольно интенсивно «вытягивали» растворы, обогащенные рудными компонентами. Для движения растворов использовались не только каналы, связанные с дайками, но и зоны нарушений осадочных пород. При благоприятных условиях происходит осаждение минеральных компонентов.

Так, по всей вероятности, происходил процесс формирования некоторых золоторудных месторождений. Подтверждением этому является значительная обогащенность даек, расположенных в зонах интенсивного воздействия тепловых полей, кварцем и золотом.

Недостатком рассматриваемой модели является практически полное игнорирование зон разломов, которые играли безусловно значительную роль в контроле теплового потока из глубин и формировании золотых проявлений в зонах пиротиновой минерализации.

Вторая модель. Допускается, что интрузия внедрялась достаточно быстро, и временем внедрения можно пренебречь, форма ее аппроксимируется бесконечным цилиндром с радиусом r ; температура на всей поверхности контакта интрузивного тела и вмещающей породы одинакова, при этом вследствие оттока тепла от поверхности контакта интрузивное тело начинает остывать немедленно после внедрения; поток тепла линейный. Вмещающие породы предполагаются однородными по своим тепловым свойствам; проводимость является главной составляющей при передаче тепла; скрытой теплотой плавления пренебрегаем. Изотермальные поверхности параллельны контакту (Хори, 1968).

Распределение температур вне интрузивного тела для данной модели описывается следующим уравнением:

$$T = T_0 + \frac{T' - T_0}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{x+r}{2\sqrt{kt}} - \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{kt}} \right), \quad (1)$$

где $\operatorname{erf} x$ — так называемая функция ошибок, равная

$$\frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt.$$

Обозначив

$$T^* = \frac{T - T_0}{T' - T_0}, \quad (2)$$

после некоторых преобразований получаем расчетную формулу

$$T^* = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{x}{2\sqrt{K}t}}^{\frac{x+r}{2\sqrt{K}t}} e^{-t^2} dt, \quad (3)$$

где T — температура, °С; K — коэффициент температуропроводности, $\text{см}^2/\text{с}$; t — время, измеряемое с момента внедрения интрузий, лет; x — расстояние, измеряемое от контакта интрузии, км; T' — начальная температура интрузивного тела на контакте; T_0 — начальная температура вмещающей породы, °С.

Исследовалось влияние значений x , r , t на характер поведения функции T^* .

Были получены расчетные таблицы и графики, позволяющие строить изотермальные линии тепловых полей. При этом значение K принято равным $0,01 \text{ см}^2/\text{с}$. Для $t=10^4$, 10^5 и 10^6 лет задавались значения x , равные $0,1$; $0,5$; 1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 км, а r возрастало с шагом в 1 км.

Для каждой пары значений t и x существует верхняя граница T_{\max}^* величины T^* . Увеличение значений r , как это видно из графиков, приведенных на рис. 22, вызывает очень быструю сходимость T^* к своей верхней границе. С достаточной для практики точностью значения T^* достигаются: для $t=10^4$ лет при $r=3$ км; для $t=10^5$ лет при $r=9$ км; для $t=10^6$ лет при $r=26$ км.

Эти величины указаны для $x=0,1$ км. При больших значениях x наблюдается еще более быстрое приближение. Например, для $t=10^5$ лет и $x=5$ км T^* практически достигает значения T_{\max}^* , равного $0,023$, уже при $r=4$ км. Дальнейшее возрастание r не изменяет вычисляемое значение T^* (на графиках каждая кривая вырождается в прямую, параллельную оси абсцисс).

Этот факт представляет собой практическую ценность, например, при построении изотерм тепловых полей.

При построении изотермальных линий схемы принимались значения $T_0=0^\circ\text{С}$, $T'=300^\circ\text{С}$ и $t=10^6$ лет. Значения T^*

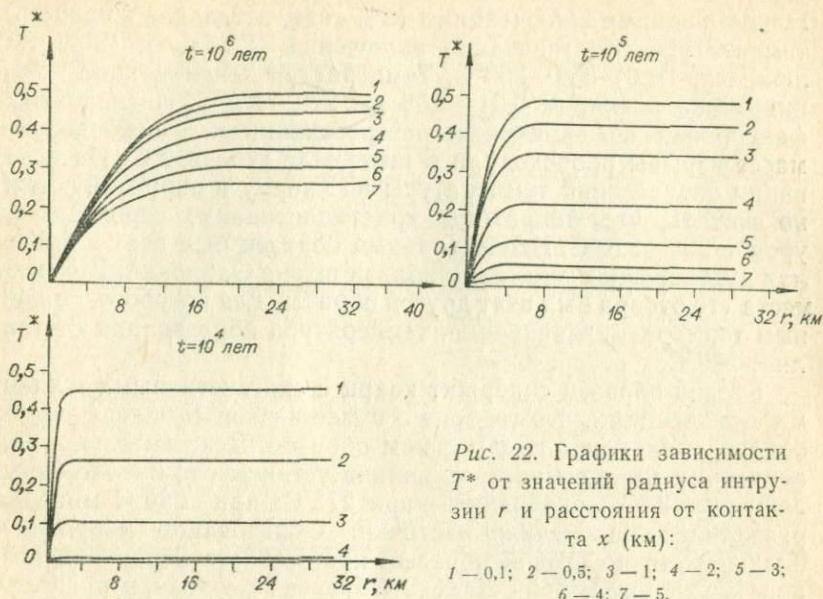


Рис. 22. Графики зависимости T^* от значений радиуса интрузии r и расстояния от контакта x (км):
 1 — 0,1; 2 — 0,5; 3 — 1; 4 — 2; 5 — 3;
 6 — 4; 7 — 5.

для определенных значений r и x снимались с графиков (см. рис. 22). Соответствующие значения T вычислялись по формуле (2).

На основании полученных результатов для территории бассейна верхнего течения р. Колымы построены карты тепловых полей вокруг интрузивных тел. Сопоставление их с картой намагниченных тел показывает, что преобладающая часть дугообразных аномалий ложится между изолиниями теплового поля, соответствующими температурам 400—1000°C. Некоторое искажение вносится переходом аномалий в линейные.

Таким образом, эти данные также подтверждают возможность образования пирротина в интервале температур 100—320°C. Вторая модель отражает положение изоград внедрившегося магматического тела. То, что зоны пирротинной минерализации в какой-то мере совпадают с изоградами температур 100—400°C, свидетельствует о приближении выбранной модели к натуре. И здесь не учтено влияние зон нарушений, которые являются основным контролирующим фактором размещения зон пирротинной и золоторудной минерализации.

Кроме описанных методов, определена температура образования вторичных пиритов по 8 образцам методом декрипитации, она варьирует от 220 до 400°C, причем основная часть растрескивается при 240—280°C.

Этим методом исследовали также 3 образца пирротинов. В первом присутствует сингенетичный сульфидам кварц с

газово-жидкими включениями (9% газа, остальное жидкость); температура гомогенизации включений (Ермаков, 1950; Калужный, 1960) 250—260°C. Температура декрипитации зерен пирротина размером 0,01—0,06 мм 270—320°C. Последняя зафиксирована по единичным растрескиваниям, в основной же массе взрывы происходили в интервале 275—290°C. На основании определений температуры по кварцу и пирротину можно считать, что пирротины кристаллизованы, вероятно, на уровне 250—270°C. Исследованный образец был взят в пределах дугообразной аномалии вблизи штока Одинокий. В 50 м от места его отбора был взят другой образец, для которого, по данным терморазмагничивания, температура образования составляет 260°C.

Второй образец содержит кварц с сингенетичными жидкими включениями, что говорит о более низкой температуре его образования, чем в предыдущем образце. Действительно, для пирротина методом растрескивания установлено начало взрывов при 265°C, окончание — при 275°C; при 290°C минерал развалился на мелкие частички. Образование пирротина, включенного во второй образец, произошло в интервале температур не выше 240—260°C. Образец отобран в пределах дугообразной аномалии в бассейне р. Сусуман. Точка Кюри пирротина этого образца относится к 260°C.

У третьего образца, отобранного в пределах линейной аномалии в бассейне руч. Хевкандя, притока р. Берелех, температура растрескивания 200°C.

Мы считаем, что эти исследования прекрасно иллюстрируют надежность всех получаемых данных.

Комплекс проведенных исследований позволяет утверждать, что температура образования пирротинов как в пределах линейных, так и дугообразных магнитных аномалий варьирует в интервале 100—320°C. Причем, как отмечалось ранее, температура образования пирротинов в пределах дугообразных аномалий несколько выше, чем в линейных.

ХИМИЗМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, НЕСУЩИХ ПИРРОТИНОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ

С целью выяснения возможного перераспределения вещества в пределах аномальных зон выполнены химические анализы образцов осадочных пород, отобранных на различных участках. Для максимального исключения влияния адсорбированных элементов предпочтение при анализе отдавалось алевrolитам. Образцы для анализа отбирались вдоль профилей, пересекающих линейные или дугообразные аномалии. Из табл. 10 и рис. 23 следует, что для большинства элементов характерны неравномерные колебания содержаний, не пре-

Корреляция значений магнитного поля и данные химических анализов

№ пробы	Fe ₂ O ₃	FeO	S _{общ}	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂
<i>Участок 5</i>															
1	1,65	8,84	0,05												
2	0,74	4,91	0,24												
3	0,37	5,65	0,12												
4	1,28	4,83	0,17												
5	0,69	6,84	1,00												
6	1,65	4,99	0,02												
7	2,01	3,27	0,02												
<i>Участок 6</i>															
1	1,78	2,25	0,26	64,36	0,68	17,47	0,04	1,52	0,70	3,56	3,36	0,39	2,61	0,17	
2	3,50	2,72	0,32	64,00	0,72	16,19	0,06	2,21	0,96	3,24	3,05	0,33	2,69	0,26	
3	2,53	1,43	Не обн.	69,92	0,58	15,58	0,02	0,95	0,70	3,66	3,29	0,23	2,13	0,31	
4	1,63	1,43	»	70,86	0,43	14,98	0,02	0,92	0,61	4,14	2,80	0,13	2,25	0,18	
5	3,24	2,86	0,78	61,22	0,65	14,38	0,11	1,55	4,82	2,70	2,25	0,26	2,46	0,20	2,86
6	2,83	1,43	0,24	68,84	0,65	16,68	0,02	0,88	0,80	1,66	2,87	0,28	2,60	0,17	
7	2,57	2,57	0,86	68,95	0,61	14,91	0,01	1,26	0,44	3,37	2,41	0,10	2,22	0,20	
<i>Участок 9</i>															
1	4,20	3,00	Не обн.	60,20	0,94	18,56	0,06	1,70	0,70	3,51	2,86	0,42	3,58	0,27	
2	3,76	4,58	0,50	56,95	1,01	19,18	0,03	1,70	0,88	3,03	3,14	0,60	4,56	0,30	
3	1,90	2,00	0,66	58,62	0,58	13,64	0,12	1,02	8,42	3,42	1,91	0,13	1,37	0,20	6,05
4	2,43	5,43	0,43	60,15	0,94	17,88	0,06	2,46	0,61	3,14	2,71	0,08	3,70	0,26	
5	2,68	3,57	0,90	65,84	0,97	14,72	0,08	1,90	1,32	3,37	1,90	0,30	2,82	0,25	
6	3,08	3,57	0,64	64,16	0,94	15,68	0,04	2,15	0,53	2,95	2,27	0,22	3,54	0,19	

вышающих 50—60% от средних значений. При этом не намечается связи между аномалиями магнитного поля и содержаниями элементов. Исключением является сера. Количество ее увеличивается в 2—8 раз в аномальных зонах. В ряде случаев отмечается некоторое увеличение содержаний кальция и марганца. Возрастание содержания кальция связано, вероятно, с карбонатизацией в пределах аномальных зон, на что уже неоднократно указывалось. Повышение содержания серы, безусловно, связано с привнесом ее из глубин сквозь зоны повышенной трещиноватости.

Возможно, что часть серы поступала за счет разложения сингенетических пиритов. Железа для образования пирротина и пирита достаточно много и во вмещающих породах. Перенос серы осуществляется в виде S^{2-} и SO_4^{2-} . А. Г. Бетехтин (1955), А. А. Маракушев (1965), Ю. Н. Удодов (1967), Г. Куллеруд (1961) показали, что в зависимости от парциального давления серы (безусловно, учитывая и значения рН среды и ее температуру) образуются те или иные минеральные ассоциации. Так, у Ю. Н. Удодова доказано экспериментально, что повышение давления серы (при постоянном содержании железа)

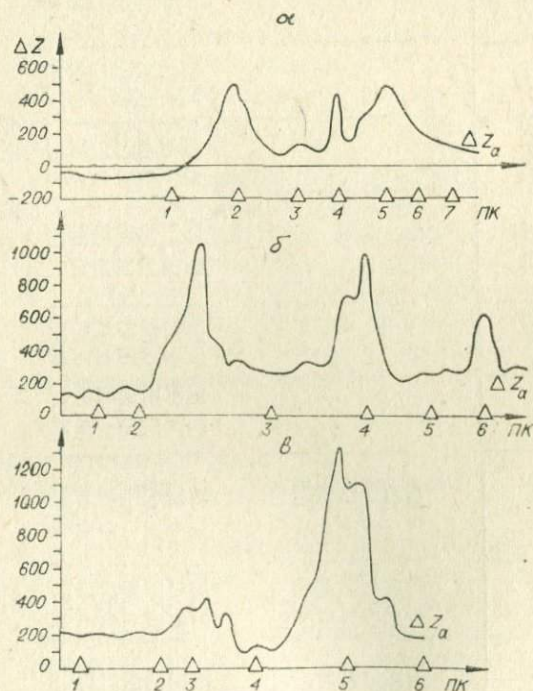


Рис. 23. Значения магнитного поля и данные химических анализов вдоль профиля участков 5 (а), 6 (б), 9 (в).

ведет к образованию уже не пирротина, а пирита. Дальнейшее повышение давления на 5 ат. % над стехиометрией пирита приводит к полному прекращению выпадения сульфидов.

По данным других исследователей, в аномальных участках содержание серы в осадочных породах в 8 раз больше, чем в аналогичных по составу породах, на участках нормального магнитного поля. По данным ряда геологов и геофизиков, такой же результат им получен для зоны дугообразной аномалии севернее интрузива Больших порогов.

Результаты химических анализов позволяют констатировать, что перераспределения вещества в латеральном направлении на участках линейных и дугообразных аномалий, очевидно, не было. В границах аномальных зон происходил принос серы из глубин, причем контроль в транспортировке серы осуществлялся зонами повышенной трещиноватости.

О поступлении серы из глубин при формировании месторождений золота говорят С. И. Гавриков (1969), В. А. Буряк (1969) и др.

ГЕНЕЗИС ЗОН ПИРРОТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Генезис пирротина на основании полученных нами данных и литературных источников в рассматриваемом районе представляется в следующем виде.

В заключительные этапы геосинклинального развития горные породы были интенсивно дислоцированы. Геосинклинальные отложения регионально метаморфизованы, о чем свидетельствует значительная величина (до $2,68 \text{ г/см}^3$) плотности пород исследованного района.

Интенсивные тектонические напряжения привели к возникновению многочисленных нарушений сплошности горных пород. Некоторые нарушения контролировали распределения магматических масс (Матвеевко, Шаталов, 1958), о чем говорят их поясовое положение и вытянутая форма отдельных тел. Кулисообразное размещение интрузий дает возможность предположить, что контролирующие их разрывы имеют ветвящееся строение и, вероятно, объединяются на глубине. Возможно, что крупные тектонические нарушения обеспечили аномальные тепловые потоки из глубин (Коржинский, 1969; Сузовиков, 1964). Не исключено, что эти потоки тепла вдоль зон нарушений привели к образованию магматических пород. Я. Н. Белевцев указывает, что «согласно современным работам петрографов, ультраметаморфизм совершается под влиянием подкоровых растворов (флюидов трансмагматических по Д. С. Коржинскому) и тепловых потоков и состоит в перекристаллизации и частичном переплавлении исходных по-

род» (Белевцев, 1969). Во всяком случае В. Серебряков (1966) приводит данные о возможности образования магматических тел в бассейне верховьев р. Колымы в результате метасоматических процессов.

Как указывалось ранее, формирование магматических пород происходило в несколько этапов. Первыми образовались так называемые добатолитовые дайки. Следующий этап — внедрение батолитоподобных тел (хатыннах-басугуньинский и колымский типы). В период между такими значительными проявлениями тектоно-магматической деятельности не менее интенсивно протекала метаморфогенно-гидротермальная деятельность. По мнению А. А. Предовского (1969), под этим надо понимать такие процессы, для которых источником энергии являются тепловые потоки, порождающие регионально-метаморфические преобразования, а источником растворов и рудного вещества — породы метаморфизирующихся комплексов. При этом не исключается участие ювенильных растворов глубокого происхождения. Миграция и отложение рудных элементов в процессе развития рассматриваемых систем происходит многостадийно. В ряде случаев устанавливается взаимное влияние элементов системы — участков отложения и мобилизации, чем в общем-то и обуславливается, вероятно, сложное зональное строение ореолов изменения в околорудном пространстве, не соответствующее упрощенным схемам ортодоксальной теории магматогенного рудообразования.

При этом условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудоотлагающих систем определяются рядом факторов, среди которых важнейшим являются структурно-тектонический режим, источники растворов и рудного вещества. Влияние первого выражено в том, что метаморфогенно-гидротермальные рудные месторождения располагаются в участках неоднородности строения и значительных градиентов подвижности, зонах нарушения сплошности пород (вдоль линий глубинных и длительно существовавших разломов, на сочленениях разнородных по режиму развития структур, зонах повышенной трещиноватости и т. д.).

Одними из важнейших факторов, влияющих на метаморфогенно-гидротермальное рудообразование, являются размещение и характер источников рудного вещества. Эта часть проблемы, привлекающая все большее внимание, остается все еще недостаточно изученной. В настоящее время можно считать обоснованным представление о множественности источников рудного вещества для метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

На основании всего имеющегося материала можно представить, что формирование зон пирротиновой минерализации рассматриваемого района в результате метаморфогенно-гидротермальной деятельности складывается из прогрессивной,

регрессивной и гидротермальной стадий. В первую стадию произошли уплотнение пород, слабое окварцевание, перекристаллизация титанистого минерала, глинистого вещества с образованием кварца и кордиерита. Все породы, без исключения, изменены последующими процессами регрессивной стадии. В эту стадию из новообразований отмечаются кварц, серицит, хлорит. При этом, очевидно, образуется некоторое количество сульфидов, и в частности пирротина, тем более, что это время характеризуется формированием доботолитовых даек. Но количество сульфидов незначительно, и они не представляют в данном случае особого интереса.

Дальнейшая эволюция тектоно-магматической деятельности проявляется в гидротермальных изменениях пород. Последние выражаются в возникновении сульфидно-кварцево-карбонатной минеральной ассоциации. В этот период образовался и пирротин, обуславливающий намагниченность пород. В отличие от предыдущих стадий гидротермальная деятельность преимущественно связана с зонами нарушений сплошности пород, повышенной трещиноватости.

Изучение горных пород в шлифах позволяет установить, что наложенные изменения проявляются повсеместно, но интенсивность их различна. Так, в образцах алевролитовых сланцев, состоящих из кварца, альбитизированного плагиоклаза и тонкозернистого вещества, изменения выражаются в замещении глинистого вещества кварцем, серицитом и хлоритом, в образовании редких агрегатных скоплений лейкоксена. Сульфидов нет. Породы немагнитны.

Песчаник подвергнут метаморфогенно-гидротермальному воздействию. Состав обломков (до 60% от общей массы) — альбитизированный плагиоклаз, окремненные породы, турмалин, апатит. Обломки слабо окатанные, размер их 0,05—0,2 мм. Глинистый цемент почти нацело изменен, новообразования — кварц, серицит, хлорит, карбонаты, лейкоксен и сульфиды. Время их образования различно. Наиболее ранняя стадия связана, по всей вероятности, со стадией катагенеза, проявилась в замещении цемента кварцем, серицитом и хлоритом. Позже, в прогрессивную стадию метаморфизма, образовался кордиерит, произошла собирательная перикристаллизация лейкоксена. В следующий этап проявились хлоритизация и серицитизация. В наиболее позднюю стадию — гидротермальную — порода интенсивно карбонатизирована, сульфидизирована и окварцована. Количество сульфидов достигает 2—3%. Они находятся в тесной ассоциации с карбонатами. Сульфиды представлены пирротинном, пиритом, редкими зернами халькопирита, арсенопирита. Порода магнитна, величина общей намагниченности — около 2000 мкгс.

В целом схема выделения минералов в процессе метаморфогенно-гидротермальной деятельности может быть представ-

лена в следующем виде: кордиерит — серицит-1, — хлорит-1 — сульфиды — карбонаты — кварц — серицит-2.

Используя результаты химических анализов, наблюдения за взаимоотношениями сульфидов и золотоносных кварцевых жил, можно представить последовательность развития гидротермального процесса.

Начальные этапы, вероятно, связанные с формированием магматических очагов на глубине, характеризуются потоками летучих компонентов (углекислота, сера, вода и т. д.) вдоль зон нарушений. В этот период и формируются сульфиды. Как указывалось ранее, при определенном режиме давления серы и температуры образуется пирротин, при увеличении давления серы — пирит и т. д. Температура образования сульфидов (пирротина и пирита) отвечает преимущественно 250—270°C, тогда же, по всей вероятности, образуются и карбонаты.

В конечные этапы проявилась золото-кварцевая минерализация, которая использует преимущественно те же зоны нарушений, по которым распространялись и летучие компоненты. Отсюда объяснима тесная пространственная связь пирротиновой минерализации с золотоносной. Мы рассмотрели особенности минералообразования в пределах линейных аномальных зон. Аналогичный характер они имеют вблизи интрузий, в дугообразных зонах. Дальнейшее развитие тектоно-магматической деятельности сопровождалось внедрением интрузий (здесь мы не отмечаем фактов одновременности внедрения крупных интрузивных тел).

Вмещающие осадочные породы подверглись контактовому метаморфизму. Пироморфические изменения вмещающих пород в основном являются функцией расстояния от интрузии и нарушения их сплошности. В прогрессивную стадию они обуславливают образование роговиков и в различной степени ороговикованных пород.

Роговики имеют однообразный кварц-биотит-кордиеритовый состав; обычны порфиробласты кордиерита, основная ткань составлена лепидогранобластовыми агрегатами кварца, биотита и кордиерита; до 30% объема занимает тонкоструктурное темное непрозрачное вещество. Редко отмечаются гранат и амфибол.

По мере удаления от интрузии появляются пятнистые, уплотненные породы. Роговики и менее интенсивно измененные породы испытали воздействие более поздних процессов, связанных с регрессивным метаморфизмом: хлоритизацией, серицитизацией, биотитизацией (оранжево-коричневый биотит). Позже в более удаленных участках ороговикованных пород отмечаются интенсивная карбонатизация, окварцевание, сульфидизация, а иногда и биотитизация.

Принципиальная схема последовательности выделения минералов на участках, где отмечаются дугообразные аномалии,

может быть представлена в следующем виде: кордиерит+лейкоксен → хлорит+серицит (+, возможно, выделения сульфидов) → сульфиды+карбонат+кварц.

Эта схема может служить в какой-то мере и характеристикой зональности. Сульфиды представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и сфалеритом. Соответственно пирротин обеспечивает повышенную магнитность измененных горных пород в этой зоне.

Минерализация, связанная с контактовым метаморфизмом, является более поздней по сравнению с минерализацией линейных аномальных зон. Поэтому на участках наложения дугообразных аномалий на линейные получают развитие следующие минеральные ассоциации: кордиерит-1+лейкоксен → хлорит-1+серицит → кварц-1+карбонат-1+сульфиды → кордиерит-2+лейкоксен-2 → хлорит-2+серицит-2 → кварц-2+биотит (оранжево-коричневый)+сульфиды+хлорит-3+серицит-3. Выделенная последовательность новообразований носит схематический характер. Она строится на основании многочисленных петрографических исследований пород по профилям, проложенным через роговики — ороговикоманные породы — неизменные породы. Схематичность предопределена многофазностью проявления тектоно-магматической деятельности, ее вариациями, а также изменением интенсивности минерализации в зависимости от расстояния до тепловых источников. Указанные факторы обуславливают разнообразие ассоциаций минералов, в том числе, конечно, интересующего нас пирротина. Условия для образования последнего благоприятны не по всей площади измененных пород, а лишь на отдельных участках, размещенных иногда в виде прерывистых цепочек вдоль контактов интрузий. Это лишнее подчеркивает, что для образования пирротина в рассматриваемых горных породах недостаточно только термального воздействия, а необходимо наличие и других факторов — определенного парциального давления серы, кислотности-щелочности и т. п. Данные химических анализов и наблюдения над трещиноватостью пород говорят о том, что пирротины дугообразных аномалий возникали в зонах повышенной трещиноватости. Хотя возможно, что сера в результате термального воздействия интрузий на вмещающие осадочные породы выносилась в зоны при оптимальном температурном режиме до 300°C или несколько выше. Это подтверждается температурой образования пирита и пирротина.

Из сказанного видно, что процессы минерализации и результаты их проявления в линейных и дугообразных зонах подобны. Если судить по результатам исследований Ветренской, Мальдякской и других менее глубоких скважин, метаморфогенно-гидротермальная деятельность с глубиной не претерпевает заметных вариаций. Из двух разновидностей

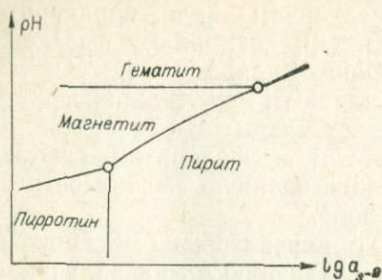


Рис. 24. Зависимость сульфидно-окисного железоруднения от щелочности растворов (рН) и химической активности сульфидного иона $\lg a_{S-2}$ при постоянстве температуры и окисного потенциала (Eh).

большой глубиной залегания зоны пирротинизации. Отсутствие окислов, видимо, связано с относительно низкими температурами в зоне минералообразования и тем обстоятельством, что сера сама является довольно сильным окислителем. На это же указывает А. А. Маракушев (1965). «Вообще же следует отметить, что в низкотемпературных условиях рассматриваемая зависимость сульфидно-окисного руднения от режима кислотности прослеживается не так отчетливо, как в более высокотемпературных стадиях, потому что с падением температуры химическая активность сульфидного иона в растворах быстро возрастает, так что при низкой температуре нередко создаются условия, когда окислы железа становятся вообще неустойчивыми в пределах значений рН, отвечающих природным растворам». Это свойство серы отмечалось А. Г. Бетехтиным (1955), Г. Куллерудом и Х. Йодером (1966). Последние показали, что «окисление в породе может происходить путем увеличения содержания серы; добавление кислорода не обязательно».

пирротинов и в линейных, и в дугообразных зонах предпочтительно образуются моноклинные, что обусловлено относительно низкой температурой среды и парциальным давлением серы. Наблюдаемую смену пирротиновой минерализации пиритовой можно проиллюстрировать схемой А. А. Маракушева (рис. 24).

Нами не отмечены случаи образования наложенных гематита и магнетита, хотя давление кислорода могло быть соответствующим. Последнее доказывается относительно не-

СВЯЗЬ ЗОН ПИРРОТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ЗОЛОТОНОСНОСТЬЮ

ФОРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ

Для выявления связи между геологическими и геофизическими параметрами изучаемой территории нами проведена математическая обработка геолого-геофизической информации по известной программе распознавания, созданной М. М. Бонгардом и др. (1964) и впервые примененной для решения геологических задач Ш. А. Губерманом (1964).

Изученность эндогенной минерализации территории такова, что невозможно заранее определить те особенности геологического строения, которые однозначно характеризовали бы конкретную территорию (ячейку) как возможную на обнаружение той или иной минерализации. На протяжении всего периода изучения геологического строения территории различные авторы в зависимости от детальности имеющихся данных указывали на те или иные признаки геологического строения, которые, по их мнению, определяют положение рудопроявления в пределах бассейна верхнего течения р. Колымы. Один из первых исследователей этого региона Ю. А. Библин (1947, 1959) указывал, что рудопроявления пространственно связаны с добатолизовыми малыми интрузиями диоритовых пород и с гранитоидами. По данным Х. И. Калугина, контролирующие оруденение являются штоки диоритов. Ф. Р. Апельцин (1957) показал, что рудопроявления контролируются полями добатолизовых и более молодых даек. К этому же выводу пришли В. Т. Матвеев (1960), П. И. Скорняков (1949) и др. Н. А. Шило (1957) и Л. М. Фирсов (1957) отводят основную роль в контроле оруденения дайкам и полям развития кварцевых жил и зон прожилкования. Н. П. Аникеев и др. (1966а, б) указывают, что оруденение контролируется: а) длительно развивающимися глубинными разломами, б) морфологией и глубиной залегания основания верхоянского комплекса, в) морфологическими особенностями и степенью дислоцированности осадочных пород, г) характером и интенсивностью проявлений магматизма. И. С. Рожков (1964) склонен считать месторождения связанными с малыми интрузиями, одновозрастными с гранитоидами или несколько более молодыми. Кроме того, ряд исследователей (Серебряков, 1968)

отводит метаморфическим процессам важную роль в размещении месторождений.

Перечисленные рудоконтролирующие признаки носят региональный характер и не определяют однозначно перспективность какой-либо ограниченной конкретной территории. В нашу задачу входила попытка решить вопрос о связи пирротиновой и эндогенной минерализации с помощью комплекса косвенных признаков. К сожалению, возможности человека ограничены и проанализировать весь объем информации не представляется возможным. Эту роль очень хорошо может исполнить только электронно-вычислительная машина, работающая по программе распознавания (Губерман, 1964; Бонгард и др., 1964).

Математическая обработка данных, которую мы осуществили, закономерна и корректна. Развитие геологии на современном уровне требует широкого использования достижений не только физики и химии, но и математики.

Анализ информации с помощью программ распознавания позволил нам создать более надежные модели. Для осуществления формально-логического анализа геолого-геофизической информации нами с учетом ранее известных методов разработаны знаковые модели и пути построения их.

Рассматриваемая территория характеризуется бесконечным количеством признаков, изменяющихся в пространстве плавно, скачкообразно или в сочетании. Знаковая модель территории отражает объективную действительность в виде знаковой системы. В зависимости от желания она может отображать любую геологическую особенность территории.

Учитывая то, что конкретные признаки на всей территории характеризуются различной детальностью изученности, пришлось исследуемую площадь разбить на небольшие площадки — элементарные ячейки, в каждой из которых рассматриваемый признак (или совокупность признаков) можно считать выдержанным, а детальность исследований — соответствующей принятой для всей площади. Отсюда определяется требование к величине ячейки: чем детальнее изучены рассматриваемые признаки в пределах площади, тем меньше по величине может быть элементарная ячейка.

Информация, которую несет элементарная ячейка, при построении модели относится как бы к центру ячейки. Такое представление вполне правомерно. За примерами можно обратиться к физике, математике, где во многих случаях для построения моделей широко используется понятие элементарного объекта, под которым понимается материальная точка, вектор величины давления, вектор напряженности поля и т. д. А. П. Куклин (1969) предлагает называть эти точки информации элементарными точками отражения. Полученную таким образом информацию можно обработать на ЭВМ с целью

построения различных геологических моделей, например, разделить всю совокупность объектов на два класса (с характерным для каждого класса набором признаков) — перспективный и бесперспективный на обнаружение тех или иных особенностей геологического строения региона. Особенностью может быть пирротиновая или другая минерализация. Можно установить степень этой перспективности.

Разделение совокупности объектов на два класса с присущими каждому из них специфичными признаками является задачей распознавания образов. В кибернетике разработаны методы для решения задач подобного типа на ЭВМ (Бонгард и др., 1964; Губерман, 1964).

Учитывая то, что каждый из геолого-геофизических признаков является косвенным и неоднозначным при характеристике объекта, определение последнего не может быть сделано в подавляющем числе случаев лишь по одному из параметров. Это и заставляет прибегать к комплексной интерпретации данных, которыми мы располагаем.

Комплексные признаки способствуют максимальному извлечению информации по имеющимся данным. Необходимо заметить, что существует некоторый минимальный набор признаков, дальнейшее сокращение которого делает задачу неразрешимой.

Принцип работы программы по распознаванию сводится к следующему. Вся рассматриваемая территория, состоящая из набора элементарных ячеек, делится на «перспективную» и «бесперспективную» по набору геолого-геофизических данных. Под «перспективной» можно подразумевать любую минерализацию и, в частности, пирротиновую. Каждая элементарная ячейка характеризуется геологическими и физическими параметрами: $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$.

Мы не акцентируем внимания на том, что порядок рассматриваемых величин, распространенность их по площади и т. д. выдержаны. Это очевидно.

Обратимся к понятию n -мерного пространства. Каждый из наборов чисел $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ характеризует в этом пространстве точку, которую выше мы условились называть элементарной точкой отражения. Решение задачи заключается в отнесении этой точки к одному из двух множеств — «перспективному» или «бесперспективному», т. е. к проведению гиперплоскости в пространстве всей совокупности рассматриваемых векторов. В данном случае важно подчеркнуть, что признаки, по которым ведется отнесение точек к тому или другому множеству, не задаются исследователем, а вырабатываются самой системой в процессе обучения, чем обусловлено почти полное отсутствие элементов субъективизма.

Само обучение сводится к тому, что системе сообщаются параметры ряда «перспективных» и «бесперспективных» объек-

тов, причем количество объектов небольшое — не более 45 каждого класса.

На основании находок тех характеристик, которые входят только в одно из двух множеств, система вырабатывает ряд комплексных признаков. Последние и определяют положение той или иной из предложенных для экзамена точек в одном из двух множеств.

Работая по программе распознавания, можно производить не только разделение объектов на множества, но также определять, какой из признаков наиболее информативен. Это достигается двумя способами — последовательным гашением признаков или просмотром «бухгалтерии», т. е. количеством обращений к определенному признаку. В первом случае по количеству определений известных объектов судят об информативности каждого из погашенных признаков, во втором — по числу обращения к тому или иному признаку, причем большее число обращений говорит о высокой информативности признака.

Используя сведения об информативности признаков, можно подойти к проблеме генезиса исследуемой минерализации. Система сама ведет определение рациональной методики поисков по задаваемому критерию (минимальная стоимость работ, поиски рудопроявлений с определенными параметрами и т. д.).

Работа начинается с оценки имеющихся данных и выбора ячейки. Геолого-геофизическая информация варьирует в пределах всей рассматриваемой территории в довольно широких пределах, поэтому выбор элементарной ячейки, в пределах которой колебания значений информации были бы минимальны, представляется сложной задачей. Основным критерием при выборе величины элементарной ячейки мы считаем поставленные задачи и масштабность имеющихся карт, схем и т. д., которые являются исходными при наших исследованиях.

Бассейн верхнего течения р. Колымы является одним из наиболее геологически изученных на Северо-Востоке СССР. Однако неравномерность исследований не позволяет нам воспользоваться результатами крупномасштабных работ. Наиболее распространенной и осуществляемой практически на всей рассматриваемой территории является среднемасштабная геологическая съемка, результаты которой суммированы в листах Геологической карты СССР. Нами использовались также результаты магнитометрических наблюдений.

Исходные данные позволяют нам использовать минимальную величину ячейки (2×2 км), однако, учитывая, что степень совмещения исходных карт и палеток варьирует в значительных пределах и что ряд производных схем носит несколько более грубый характер, мы приняли величину ячейки 5×5 км. Рассматриваемая территория была разбита на

2000 ячеек. В дальнейшем информация, извлекаемая из исходных карт, относилась к центрам элементарных ячеек.

Для удобства хранения и дальнейшего использования получаемой информации она заносилась на стандартные перфокарты (188×83 № 15). Были закодированы сведения о характере проявления аномального магнитного поля (амплитуда и ширина аномалий, их знаки, ориентировка оси, номера аномалии), вычисленная глубина до верхней кромки магнитовозмущающих объектов, интенсивность намагничивания, особенности геологического строения — возраст осадочной толщи, магматизм, пликативные и дизъюнктивные нарушения, мощность осадочных пород. Почти каждый из указанных признаков изменяется в довольно широких пределах, поэтому необходимо было, исходя из характера распределения, выбрать интервалы, в которых изменение параметра носило бы закономерный характер. Для этого были построены гistogramмы распределений интенсивности магнитного поля, глубины залегания верхних кромок объектов и т. д.

Сведения заносились на перфокарты прямым кодированием или в числах, записанных в двоичной системе. Учитывая, что ширина ввода в ЭВМ ограничена и вмещает 45 разрядов, нам пришлось, во-первых, составить несколько кодировок, во-вторых, частично объединить ряд интервалов. Было составлено пять кодировок — одна общая и четыре частных. Общая кодировка включает следующую информацию:

1. Амплитуда аномалий — в интервалах 0—200, 200—400, 400—700, 700—1000, 1000 — как для положительных, так и для отрицательных значений.

2. Интенсивность намагниченности (вычисленная) 0—500, 500—1000, 1000—2000, 2000 мкгс.

3. Глубина залегания верхней кромки магнитовозмущающих объектов — до 200, 200—500, 500—1000, 1000 м.

4. Возраст осадочных пород — пермь, нижний триас, средний триас, верхний триас, нижняя юра, средняя юра (нижняя свита), средняя юра (верхняя свита), верхняя юра, нижний мел.

5. Магматизм: а) интрузивные проявления гранитов, гранодиоритов, диоритов — субвулканы различного состава; б) дайки — среднего состава добатолитовые, основного состава добатолитовые, кислого состава добатолитовые, среднего состава постбатолитовые, основного состава постбатолитовые.

6. Расстояние до интрузива 0—2, 2—5, 5—10, 10 км.

7. Площади выходов интрузий — 0—100, 100—320, 320 км².

8. Складки — антиклинальные, синклиналильные.

9. Дизъюнктивные нарушения.

На основе составленных приведенным выше способом кодировок мы сформировали входной вектор, характеризующий каждую из выделенных ячеек. В этом случае входной вектор

представлен в виде 45-разрядного двоичного числа. Таблица может заполняться двумя способами. Первый состоит в том, что если какой-либо интервал (разряд) признака имеется в данной ячейке, то на соответствующем листе в таблице ставится единица, а во всех остальных разрядах — нули. Этот способ кодировки называется прямым. Второй способ: начиная с данного интервала и до конца в пределах признака ставятся единицы при выполнении условия $X \geq X_i$, а в случае $X < X_i$ — нули. Этот способ кодировки назван «ступенькой».

Распознавание проводится с помощью комплексных признаков, выработанных при обучении на известных объектах. Критерии для разделения на классы вырабатываются самой системой. Алгоритм обучения состоит в следующем.

Во взятых справа первых трех столбцах отыскивается такой набор единиц и нулей, который встречается в объектах только одного класса и не менее заранее определенного числа K , а в объектах противоположного класса не встречается ни одного раза.

Выявленный набор в дальнейшем будем называть признаком объекта. Обнаруженный признак сравнивается со всеми признаками, которые хранятся в памяти.

Таким образом, просматриваются все сочетания столбцов по три.

При выборе объектов для обучения следует учитывать ряд обстоятельств. Так, не должно быть разрядов, характеризующих вектор только значением «0» или «1», — в этом случае они не несут никакой «разделительной» информации. Входной вектор не должен содержать сведений, прямо указывающих на искомую минерализацию. Если определяем наличие или отсутствие аномального магнитного поля, то сведения о магнитных объектах не должны фигурировать в кодировках и т. д. Объекты, относящиеся к тому или другому классам, должны быть распределены равномерно по площади. Если это условие не выдерживается, могут появиться ложные признаки, или, как их еще называют, «предрассудки». Например, при выборе объектов одного класса для обучения на ограниченной территории, где, например, развиты пермские осадочные породы, одним из признаков класса будет считаться пермский возраст пород, хотя на самом деле объекты этого класса при анализе всей территории исследований включают сведения о триасовом и юрском возрасте осадочных пород.

После обучения система готова к экзамену предлагаемых объектов. Алгоритм распознавания заключается в сравнении выработанных при обучении признаков с предложенными для экзамена данными, и так идут поиски для всех признаков как одного, так и другого класса. Окончательное отнесение объекта к какому-то классу проводится на основании подсчета голосов «за» и «против». Решает вопрос большинство.

Таблица 11

Процент опознавания объектов

Территория условных листов	Совместное обучение	Раздельное обучение
----------------------------	---------------------	---------------------

Берелехская зона

1	100	100
2	75	100
3	33,3	83
4	100	100
5	84	89
6	84	85
7	49	90
8	72	68
9	44,6	57
10	100	100
11	86	83

Бохапчинская зона

1	100	100
2	38	46
3	11,1	100
4	80	65
5	64	64
6	53	77
7	97,5	100
8	33,3	100

Первоначально для обучения по общему кодированию брались точки по всей исследуемой территории. Результаты показали понижение степени определения известных объектов с запада на восток, особенно заметно это к востоку от 150° меридиана. В дальнейшем для обучения отбирались раздельно объекты, расположенные к западу от 150° меридиана и к востоку от него. В этом случае степень опознавания резко возрастала (табл. 11). Условно территория, расположенная к западу от 150° меридиана, была названа Берелехской зоной, а к востоку — Бохапчинской.

Ввиду того, что признаки комплексные, значимость тех или иных параметров следует учитывать и через форму вхождения в комплексный признак — наличие или отсутствие его. Для иллюстрации этого можно посмотреть формирование комплексных признаков, характеризующих «перспективные» и «бесперспективные» участки (табл. 12).

Информативность признаков в какой-то мере распознается при гашении их в соответствии с количеством определений известных объектов, а также по количеству обращений. Ниже приводится таблица определений известных объектов в процентах при гашении признаков общего кодирования для 45 объектов (табл. 13).

Была определена информативность признаков по каждому варианту. Ряд признаков располагается в таком убывающем порядке: глубина залегания магнитовозмущающего объекта — возраст осадочных пород — интенсивность намагничивания — состав и относительный возраст даек — состав интрузивных пород — форма складок (антиклиналь — синклиналь) — расстояние от центра участка до интрузии — наличие дизъюнктивного нарушения — интенсивность аномалии — площадь интрузии. Здесь же следует заметить, что каждый параметр слагается из ряда более дробных его значений, разрядов.

Когда мы говорим об информативности того или иного параметра, то не все его значения являются одинаково информативными. Рассмотрим это на примере наиболее информативных параметров.

Глубина залегания магнитовозмущающих объектов. В данном параметре наиболее информативными разрядами являются только значения глубин от 0 до 200 и свыше 1 000 м, гораздо реже — от 200 до 500 м.

Если обратиться к анализу размещения эндогенной минерализации по отношению к глубине залегания магнитных объектов, то видно, что большая часть минерализованных тел располагается в пределах участков, где глубина залегания магнитных тел значительна, а различные россыпи, наоборот, размещаются на участках близповерхностного залегания магнитных объектов.

Обнаруженная нами закономерность проявляется статистически. Так, в Берелехской аномальной зоне 63% россыпей и 77% коренных источников располагается в контурах аномалий, а в Ат-Уряхской соответственно 85 и 68%.

При гашении рассматриваемого признака машине для выработки комплексного признака приходится дополнительно обращаться к другим имеющимся разрядам, т. е. она старается компенсировать потерянный признак. Рис. 25 наглядно иллюстрирует, к каким признакам машина предпочитает обращаться.

Следует отметить такую интересную особенность: машина в первую очередь чаще обращается к наиболее информативным признакам, а не компенсирует потерю за счет слабо информативных признаков.

Интенсивность намагниченности так же, как и глубина залегания, является одной из характеристик пирротинизированных пород. Наиболее информативными являются минимальные и средние значения намагниченности. По всей очевидности, этим отображаются наиболее оптимальные условия рудообразования в пределах пирротинизированных зон.

При потере этого признака машина частично компенсирует его за счет других (рис. 26).

Дайки различного возраста и состава. Этот признак довольно «сильный». Информативными выступают сведения о добатолитовых дайках кислого, в меньшей степени среднего состава.

То, что этот признак слабее предыдущих, видно и из того, что при его гашении машина не очень интенсивно старается компенсировать недостаток.

Интересно еще отметить, что *площади выходов интрузивов и расстояния до интрузивов* выступают в качестве информативных признаков, причем в первом случае наиболее информативной является небольшая, до 100 км², площадь интрузивных тел, а во втором — расстояние до интрузии 2—5 км. Среди интрузий с относительно небольшой площадью большую роль играют штоки различного состава, в частности диоритов. Напомним, что еще ранее неоднократно отмечалось наличие рудопроявлений в связи с проявлением магматизма

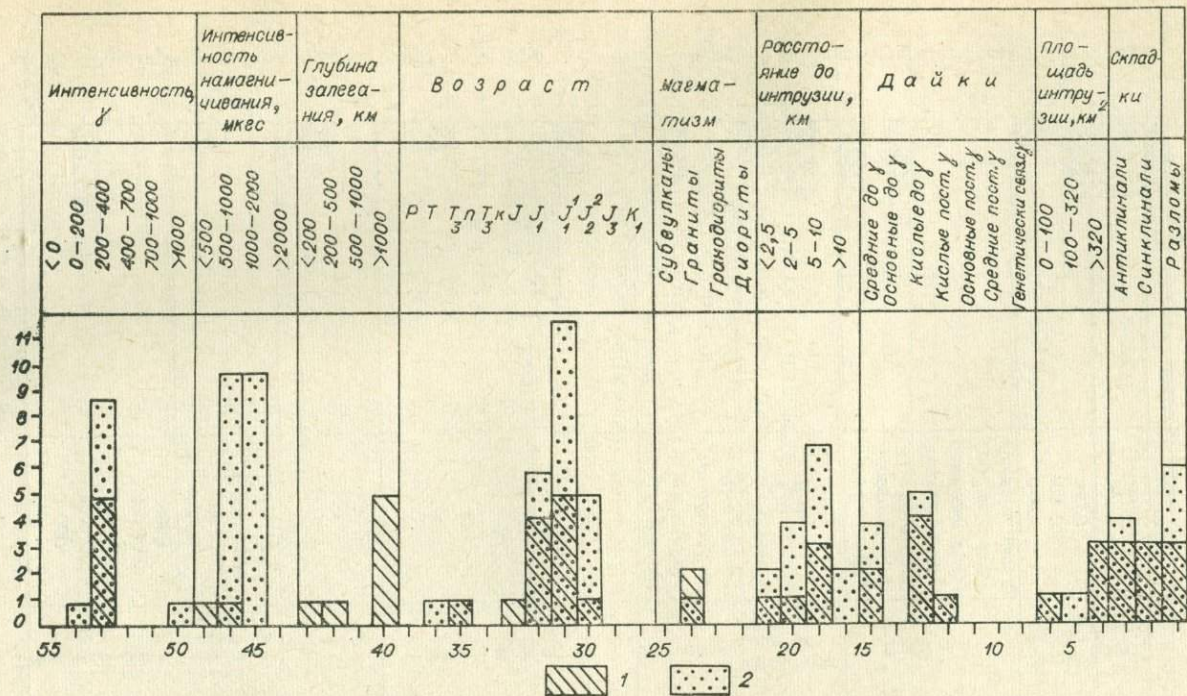


Рис. 25. Формирование комплексного признака при отсутствии сведений о глубине залегания намагниченного объекта.

Число обращений машины при наличии всех разрядов (1), при погашении признаков (2).

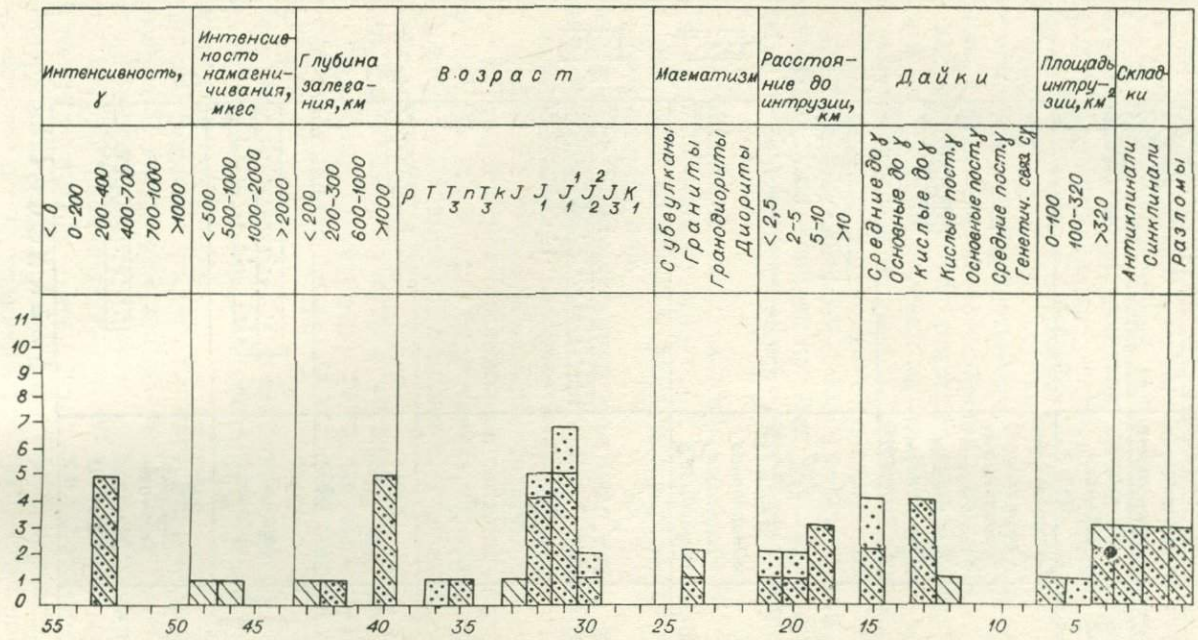


Рис. 26. Формирование комплексного признака при отсутствии сведений об интенсивности намагничивания. Усл. обозн. см. рис. 25.

При- знак	Интенсивность, мкГс		Глубина залегания, м	Воз- раст	Магма- тизм без даек	Рассто- яние от ин- трузий, км	Дай- ки	Пло- щадь интрузи- и, км ²	Склад- ки	Раз- ло- мы	За- креп- ле- ния
	анома- лий	намагни- ченности									
1	///										82
2		///									65
3			///								60
4				///							62
5					///						75
6						///					80
7							///				68
8								///			85
9									///		78
10										///	81

в виде незначительных по площади тел. Что касается расстояния до интрузива, очевидно, здесь сказывается наличие температурной зональности, что в какой-то мере отражается дугообразными аномалиями.

Рассмотренный порядок и объем признаков в особенности не находят должного отражения в обычном анализе, так как машина формирует комплексные признаки. Последние позволяют более полно осуществлять решение вопросов разделения объектов и менее зависеть от случайности при подборе объектов изучения. Этим мы подчеркиваем условности разделения по информативности отдельно взятых признаков.

Однако уже из этого анализа можно видеть, насколько информативными, «сильными» являются сведения об особенностях намагниченных объектов при определении минерализации участков. Точность опознания по 465 объектам составляет 84,4%. Этот процент может считаться очень большим, учитывая, что мы определяем меньше известного числа объектов

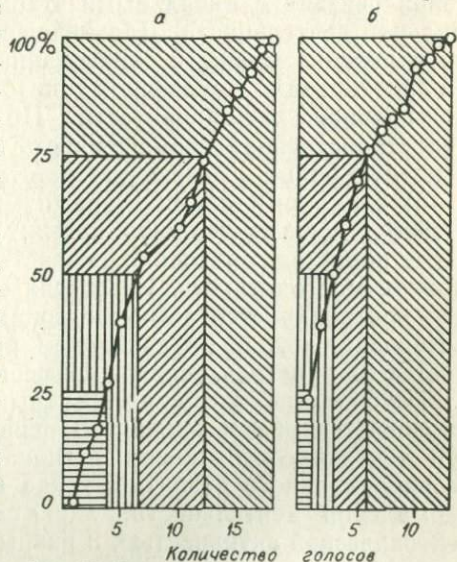


Рис. 27. Гистограмма распределения «голосов» по числу случаев (%) для Берелехской зоны (а), для Бохачинской (б).

этого класса. То же подтвердилось на экзамене по «своим», т. е. по 45 известным объектам. Из 24 объектов «перспективных» определены 21, или 87%. Это так называемые ошибки первого рода (Губерман, 1964).

Для того чтобы определить наиболее интересные участки, мы решили разделить их на четыре класса по числу поданных «голосов». Для этого была построена гистограмма распределения голосов по числу случаев (рис. 27). Каждый класс включал 25% от общего числа поданных «голосов». В результате всей совокупности работ можно построить карту интересных в геологическом отношении участков, где наиболее тесно проявляется связь рудной и пирротиновой минерализации.

Ценность полученных данных не только в теоретическом, но и в прикладном характере. Информативность признаков и, что очень важно в рассматриваемой проблеме, информативность характеристик магнитных объектов позволяют вплотную подойти к проблеме связи пирротиновой и рудной минерализации.

ЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

В разделе «Генезис зон пирротиновой минерализации» мы показали, что сульфидная минерализация в линейных зонах связана с начальными этапами проявления гидротермальной деятельности. Дальнейшее развитие процесса привело в поздние этапы к образованию месторождений золота. Пирротинизация (сульфидизация) контролировалась зонами повышенной трещиноватости. По нашим представлениям (пространственная совмещенность и т. д.), последние играли основную роль в размещении золотой минерализации.

Между этими двумя этапами минералообразования, естественно, прошло какое-то время; различная последовательность процесса, различная скорость течения последнего, возможно, многоактность. Не всегда золоторудная минерализация контролируется теми же зонами нарушений, что и пирротиновая, хотя в подавляющем большинстве случаев отмечается их пространственное совмещение.

Несовпадение в плане магнитных и золотоносных объектов объясняется рядом причин. В первую очередь это особенности тектонической жизни региона. Заключительные этапы геосинклиального развития, когда начались процессы гидротермальной деятельности, характеризуются очень высокой тектонической активностью, и разрыв во времени, даже незначительный, мог вносить существенные коррективы в распределение минерализации по рудоконтролирующим нарушениям.

Вторая причина. Не всегда процессы минерализации при-

водили к образованию пирротина в зонах: возникал пирит, как это имеет место на территории Аян-Уряхского антиклинория, также частично охваченной нашими работами. Третья причина. Изменение режима обуславливает не только изменение качественного состава минерализации (пирит, а не пирротин и т. д.), но и различную интенсивность пирротинизации. Выше указывалось, что над рядом пунктов, где отмечалась пирротининовая минерализация, отсутствуют магнитные аномалии, хотя образцы пирротинизированных осадочных пород магнитны. Исследования показали, что магнитные объекты имеют незначительную вертикальную мощность. Кроме того, устанавливается, что вертикальный интервал пирротининовой минерализации меньше по сравнению с интервалом золотой минерализации. Интенсивность же проявления их во взаимосвязи и взаимообусловленности не изучена и требует специальных исследований.

Выше мы рассмотрели особенности пространственной взаимосвязи рудной и пирротининовой минерализации. Пирротинизация, с которой связаны дугообразные аномалии, является более поздней. Как указывалось, она связана с формированием крупных магматических тел гранитоидного состава. Пирротин в этих случаях образуется также преимущественно в начальные этапы гидротермальной стадии и контролируется зонами нарушений. Вполне допустимо, что в заключительные этапы формируются золоторудные объекты. В таком случае в пределах рассматриваемого района мы имеем проявление двух основных золоторудных и стольких же пирротининовых стадий минерализации.

Магматизм в районе проявлялся неоднократно. Если рудо-содержащие объекты формировались при каждом этапе, то обязательно должно отмечаться при благоприятных условиях наложение позднего магматизма на более ранние рудные и другие комагматичные образования, в частности, на ранние дайки, массивы басугуныно-хатыннахского комплекса. В первых действительно размещаются золоторудные тела наложенного характера. В пределах интрузивов, несмотря на многочисленные исследования, в рассматриваемом районе почти не найдено ни одного рудопроявления (кроме Дорожного).

В ряде участков дугообразные зоны оказались наложенными на линейные. В таких случаях отмечается некоторое перераспределение ранее образованных минералов, например, пирита, пирротина и золота. В результате изменившихся термодинамических условий и обогащения среды серой пирротин, возможно, переходит в пирит, в других случаях, наоборот. Несомненно, что этот процесс не является односторонним, и аномалии, отмечаемые над подобными зонами, ни по характеру графиков ΔT_a , ни по интенсивности не отличаются от линейных.

То же самое можно сказать о магнитных образцах. Возможно, что перераспределение сульфидов в таких случаях происходит без растворения. Дж. Гилл (1964) экспериментально показал, что перемещение уже существующих сульфидных масс в процессе метаморфизма может определяться диффузией в твердой фазе, что «полости в породе могли образоваться за счет раздробления и частичного растворения силикатов или путем растворения кварца в нагретых водных растворах; одновременно по этим полостям могли перемещаться сульфиды в результате диффузии в твердой фазе». Он также отмечает, что «...таким образом, очевидно, происходил полный или частичный вынос сульфидов из первоначальных скоплений на глубине».

В этих условиях рудные минералы, такие как золото, должны, по всей вероятности, укрупняться без особого перераспределения (Моисеенко, Неронский, 1968; Тюрин, 1965; и др.). Воздействие магматических образований на кварцевые жилы отмечалось ранее неоднократно исследователями бассейна верхнего течения р. Колымы (Фирсов, 1960; Скорняков, 1949).

Сами сульфиды как тех, так и других зон, по данным анализов, содержат также различные количества золота. Так, в сульфидизированных породах оно устанавливается до 0,8 г/т. В мономинеральных пробах пирита содержание его доходит до 0,6—0,8 г/т, а в пирротине — до 1 г/т. На одном из дайковых месторождений Северо-Востока СССР (Фирсов, 1966) золото локализовано главным образом в арсенопирите. По данным И. Р. Якушева, золото присутствует в виде тонкозернистых форм в пирротине, халькопирите и сфалерите некоторых месторождений. А. М. Пап и Е. С. Алявдина (1957) приводят примеры наличия золота в шлиховом пирите из бассейна верхнего течения р. Колымы.

Сказанное говорит в пользу генетической связи золота с сульфидной, в частности пирит-пирротиновой, минерализацией в рассматриваемом районе.

Связь золота с магнитными объектами отмечается довольно часто и в других районах (Узбекистан, Енисейский край, Канада и т. д.). На связь золота с сульфидами указывалось весьма часто. Еще В. А. Обручев (1935), а позднее В. М. Гольдшмидт (1938), С. Сюзливан (Sullivan, 1948) и другие отмечали сидерофильный и халькофильный характер золота. Это подтверждается специальными исследованиями Ю. Г. Щербакова и Г. А. Пережогина (1964), по данным которых коэффициент корреляции между рассеянным золотом и железом равен 0,82. Рассеянное золото в горных породах связано с железосодержащими минералами, в первую очередь с магнетитом и сульфидами.

Большинство месторождений золота складчатых областей, сложенных песчано-сланцевыми терригенными породами, ас-

социрует с зонами сульфидизации. Эта связь издавна используется при поисках золотоносных участков (Петровская, 1941). Зачастую картина распределения золота и размещения зон сульфидной минерализации настолько четкая, что некоторые исследователи генезис золотого оруденения связывали непосредственно с зонами сульфидизации, которые считались источниками россыпного золота.

Наличие золота в сульфидах подтверждается непосредственно многочисленными анализами. Так, В. А. Обручев (1935) для пиритизированных сланцев Лено-Витимского района установил содержание золота в пирите от 0,27 до 875 г/т. На Алма-лыке золото распределяется в основном в пирите и халькопирите. На месторождении Сэсар (Румыния) основное золото сосредоточено в сфалерите (42%), серебряные минералы содержат его меньше (20%), в халькопирите, пирите и галените — 9%. О. Т. Гребенникова (1959) приводит сведения о содержании золота в пирротинах Ольховского месторождения. На Калиостровском месторождении из всех сульфидов только пирротины содержат повышенные количества золота. В золоторудных месторождениях северо-западной Канады сульфиды составляют 10% и представлены пирротинном, арсенопиритом, пиритом и отчасти халькопиритом. Золото заключено в пирротине и халькопирите.

Возможно, что в ряде районов нашей страны и за рубежом природа образования зон сульфидизации аналогична рассмотренной в данной работе. Поэтому для таких районов мы можем рекомендовать такой же проверенный нами комплекс исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор монографии в течение ряда лет осуществлял комплексные воздушные и наземные геолого-геофизические исследования на территории верховьев р. Колымы.

Этот регион известен наличием месторождений, в том числе и золота. Выяснение особенностей генезиса золотого оруденения, его проявления — актуальные вопросы, которые требуют скорейшего решения. В этой связи исследования зон пирротиновой минерализации оказываются одним из ключей, помогающих расшифровать особенности геологического строения и проявления различной минерализации, в том числе золотого оруденения. Зоны пирротинизации хорошо выражаются в аномальном магнитном поле, что весьма помогает при их исследовании.

В результате проведенных комплексных геолого-геофизических исследований выявлены и изучены локальные магнитные аномалии, характеризующиеся линейной и дугообразной формой в плане.

Дугообразные аномалии отмечаются вблизи интрузивов гранитоидного состава, частично или полностью повторяя их очертания. Линейные аномалии пространственно не связаны с обнаженными магматическими комплексами, а выявляются на участках, сложенных терригенными породами верхоанского комплекса.

С помощью комплекса геолого-магнитных исследований показано, что магнитные аномалии двух указанных типов связаны главным образом с зонами пирротиновой минерализации. Магнетит и гематит, присутствующие в осадочных породах в весьма незначительных количествах, имеют обломочное происхождение. Судя по кривым терморазмагничивания, вклад этих минералов в общую намагниченность составляет всего 10—15%. Направление остаточной намагниченности пирротина заметно отличается от такового вышеуказанных ферримагнитных минералов, что связано, по всей вероятности, с различным временем их образования.

Изучение магнитных свойств горных пород района позволило установить, что повышенную намагниченность наиболее

отчетливо проявляют измененные осадочные породы, в значительно меньшей степени — дайковые; породы гранитоидного состава, вулканогенно-осадочные, а также кварц и карбонатные минералы практически не магнитны. Магнитные разности пород в той или иной степени подвергнуты окварцеванию, карбонатизации, сульфидизации. Повышенная намагниченность свойственна, как правило, породам, содержащим пирротин.

Пирротиновая минерализация обусловлена метаморфогенно-гидротермальными процессами, проявившимися в зонах повышенной трещиноватости, и соответствует примерно времени главной магматической деятельности — образования и внедрения гранитоидных интрузий. Они возникли в начальные этапы гидротермальной деятельности и вызваны глубинными процессами, скорее всего связанными с заложением магматических очагов. В конечные этапы гидротермальной деятельности проявилась золоторудная минерализация. Отмечается непосредственная связь золота с пирритом и пирротином указанных зон.

Результаты исследования химизма горных пород вдоль профилей, пересекающих как линейные, так и дугообразные аномалии, позволяют утверждать, что перераспределения вещества в латеральном направлении не было. В начальные этапы гидротермальной деятельности имел место привнос летучих компонентов из глубинных зон, т. е. перераспределение в вертикальном направлении вещества. Среди летучих большую роль играла сера. В аномальных зонах ее содержание в 2—8 раз выше, чем вне их.

Осуществлен комплекс исследований свойств пирротинов. Установлено наличие моноклинных и гексагональных их разностей. Моноклинные разности преобладают. Температура образования последних меняется от 100 до более 320°C, чаще близ 250°C. Переход одной модификации пирротина в другую не совпадает с точкой Кюри моноклиналиных пирротинов. Нагревание моноклинных разностей до 350—400°C не сопровождается их превращением (частичным или полным) в гексагональную разность. Эта же температура ведет к частичному разложению пирита и образованию ферритмагнитной разности пирротинов, т. е. моноклинных.

Рассчитана и предложена формальная модель, определяющая характер связи особенностей геологического строения и эндогенной минерализации.

Согласно полученным данным, наиболее информативными признаками являются намагниченность и глубина залегания зон пирротиновой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

Аникеев Н. П., Биркис А. П., Драбкин И. Е., Куклин А. П. О некоторых геологических факторах, контролирующих золотоносность.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966, с. 169—181.

Аникеев Н. П., Биркис А. П., Драбкин И. Е., Куклин А. П. К методике составления карты металлогении золота юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19, Магадан, 1966, с. 248—255.

Апельцин Ф. Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Вып. 32. Магадан, 1957, с. 114.

Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротинином и пиритом при температурах от 325 до 743°C.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3. М., «Мир», 1966, с. 132—158.

Баженев В. И. Зоны повышенной трещиноватости и их роль в локализации золотого оруденения Марининской тайги.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 2, с. 57—65.

Барнс Х., Куллеруд Г. Равновесия в системе Fe—O—S в водных растворах, содержащих серу, и их корреляция с рудоотложением.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Т. 3. М., «Мир», 1966, с. 251—310.

Белевцев Я. Н. Условия образования метаморфогенных месторождений.— В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 19—24.

Беляев И. В., Морозова Г. К., Шпилько Л. Г. О природе магнитных аномалий бассейна р. Берелех.— «Колыма», 1970, № 1, с. 41—44.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—275.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Л., 1956, с. 177—462.

Билибин Ю. А. О возрасте некоторых золоторудных месторождений Колымского района.— «Сов. геология», 1940, вып. 5—6, с. 182—184.

Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1947, ч. 76, № 1, с. 77—91.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении. Избр. тр. Т. II. Изд-во АН СССР, 1959, 340 с.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., «Наука», 1963, 237 с. (Тр. ГИ АН СССР, вып. 99).

Бонгард М. М., Вайнцвайг М. Н., Губерман Ш. А., Извекова М. Л., Смирнов М. С. Опыт использования обучающейся программы для выявления нефтеносных пластов. Проблема расширения возможностей автоматов. М., Гостоптехиздат, 1964, 24 с.

Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 2, с. 435—439.

Буряк В. А. Новый тип золотого оруденения в Ленской золотоносной провинции.— «Докл. АН СССР», 1966а, т. 169, № 1, с. 163—167.

Буряк В. А. Некоторые особенности золотого оруденения сульфидного типа в Ленском районе.— «Геол. и геофиз.», 1966б, № 8, с. 34—45.

Буряк В. А. Золотое оруденение Ленской золотоносной провинции.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улаи-Удэ, 1967а, с. 241—245.

Буряк В. А. О генезисе сульфидной минерализации Ленского золотоносного района.— «Геол. и геофиз.», 1967б, № 1, с. 113—118.

Буряк В. А. О характере влияния процессов регионального метаморфизма и состава вмещающих пород на развитие различных типов золотого оруденения (на примере Прибайкалья).— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 21, 22.

Буряк В. А. О миграции золота в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 42—45.

Буряк В. А., Кашеева Т. В. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения (Патомское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2, с. 405—408.

Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 2, с. 404—407.

Бычков Ю. М. К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинали.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан, 1961, с. 2—3.

Бычков Ю. М. Стратиграфия и тектоника междуречья Артык—Бурустах.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан, 1963, с. 163—181.

Вашилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным).— «Сов. геология», 1963, № 4, с. 54—72.

Веников В. А. Теория подобия и моделирование применительно к задачам электроэнергетики. М., «Высшая школа», 1966, 477 с.

Вилер Н. В., Сарапулова В. Н. К вопросу о миграционной способности золота при эндогенных процессах.— В кн.: VIII Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Тезисы докл. Т. 88. Новосибирск, 1968.

Вильямс Х., Бозорт Р., Шекли В. Порошковые фигуры ферромагнитных областей на монокристаллах кремнистого железа.— В кн.: Физика ферромагнитных областей. М., ИЛ, 1951, с. 133—178.

Виноградов А. М., Задорожко Л. И., Карпова А. С. О связи магнитных аномалий с золотоносностью.— «Колыма», 1966, № 1, с. 30—34.

Гавриков С. И. О золотоносности осадочных пород, несущих вкрапленность сульфидов в бассейне р. Эльги.— «Геол. рудных месторожд.», 1962, № 2, с. 114—115.

Гавриков С. И. О возрасте и связи золотого и редкометалльного оруденения с некоторыми мезозойскими гранитоидами Верхне-Индибирского рудного района.— В кн.: Труды Всесоюзного научно-геологического института. Т. 135. Л., «Недра», 1967.

Гавриков С. И. Об источниках золотоносных гидротерм и стадийности процессов рудообразования в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969, с. 152—154.

Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. М., «Знание», 1932.

Гелен К. Фазовые соотношения пирротина при низких температурах.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 62. М., «Недра», 1969, с. 187, 188.

- Генкин А. Ф., Логинов В. Н., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклиновых пирротитов в рудах.— «Геол. рудных месторожд.», 1965, № 3, с. 3—24.
- Гилл Дж. Е. Диффузия сульфидов в твердой фазе и рудообразование.— «Тр. XXI Междунар. геол. конгресс.», вып. III. М., ИЛ, 1964, с. 428.
- Годовиков А. А., Ильяшева Н. А., Федорова И. Н. Некоторые аспекты гидротермального эксперимента с позиций диаграмм состояния.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, № 3, с. 3—15.
- Гольдшмидт В. М. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах.— В кн.: Сборник статей по геохимии редких элементов. М., ГОНТИ, НКТП СССР, 1938.
- Горбунов Н. И. Поглощительная способность почв и ее природа. М., Сельхозгиз, 1948.
- Грабовский М. А., Петрова Г. Н., Исакова Л. И. О возникновении термоостаточного намагничивания горных пород.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1956, № 1, с. 56—66.
- Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротина различного генезиса.— «Геол. рудных месторожд.», 1964, № 3, с. 90—97.
- Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротина сложенного двумя магнитными фазами.— «Зап. Всес. мин. об-ва. Вторая серия», 1966, ч. 95, «Наука», с. 30—39.
- Гребенникова О. Т. Парагенетические ассоциации золота в рудах Ольховского месторождения.— В кн.: Сборник научных трудов Иркутского научно-исследовательского института редких металлов. Вып. 8. Иркутск, 1959.
- Гримм Р. Е. Минералогия глини. М., ИЛ, 1956, 451 с.
- Губерман М. А. Комплексная интерпретация геофизических данных с помощью обучающей программы.— В кн.: Проблемы ядерной геофизики. М., «Недра», 1964.
- Елисеев Э. Н. Исследование химического состава природных пирротитов.— «Вестн. ЛГУ», 1958, № 6.
- Еловских В. В. Магматические эпохи и формации Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельных районов Сибирской платформы.— В кн.: Тезисы докладов Северо-Восточного петрограф. совещ. Магадан, 1968.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950, 433 с.
- Ермекаев А. Е., Курбанаев М. С. Энергетическая направленность и причины гидротермальных изменений вмещающих пород золоторудных месторождений.— «Изв. АН КазССР», 1969, № 5, с. 56—59.
- Загузина И. А. О возрасте месторождений золотокварцевой формации Северо-Востока.— «Колыма», 1970, № 2, с. 44.
- Зарудный Н. Н. Структурная схема Северо-Востока СССР по подошве Верхоянского комплекса.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 6.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М., Изд-во АН СССР, 1941, 113 с.
- Измайлов Л. И., Печерский Д. М., Куклин А. П., Сосунов Г. М., Чернюк М. В., Якупов В. С. Природа магнитных аномалий Иньяли-Дебинского синклиория.— «Колыма», 1967, № 6, с. 42, 43.
- Икорников Н. Ю. Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании (экспериментальное исследование).— «Геол. рудных месторожд.», 1962, № 5, с. 20—33.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959, с. 309—368.
- Индукеев Ю. В. Пирротиты Хайлеолского железорудного месторождения.— В кн.: Труды Томского отд. Московского об-ва испытателей природы. Вып. 3. Томск, 1965.
- Инструкция интегратора ЭГДА-9/60. Киев, «Наукова думка», 1961.
- Ичетовкин Н. В. О соотношении колымских и охотских гранитоидов.— В кн.: Тезисы докладов I Северо-Восточного петрограф. совещ. Магадан, 1968, с. 26—28.

Калужный В. А. Методы изучения многофазовых включений в минералах. Киев, «Наукова думка», 1960. 132 с.

Карасев А. Н., Князев Г. И., Красников В. И., Сейфуллин Р. С. Влияние электрофизических свойств сульфидов и электрохимических явлений на процессы гидротермального рудообразования.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11, с. 29—38.

Каторча Г. А. Экспериментальное изучение структур распада твердых растворов в ряду халькопирит—пирротин.— В кн.: Материалы республиканской первой научно-теоретической конференции молодых геологов Казахской ССР. Алма-Ата, 1968.

Кискарис. Минералы. Справочник. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962, 482 с.

Колмогоров Ю. А. Аэромагнитные данные при выделении перспективных площадей на золото (на примерах отдельных районов Северо-Восточного Казахстана).— В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, «Казахстан», 1965, с. 208—215.

Комов И. Л. Комплексные методы поисков месторождений золота в Енисейском крае.— «Сов. геология», 1965, № 11, с. 125—131.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 107 с.

Куллеруд Г. Сульфидные системы как геологические термометры.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 386—425.

Куллеруд Г., Йодер Х. Стабильные отношения пирита в системе Fe—S.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3. М., «Мир», 1966, с. 71—128.

Куллеруд Г., Дой Б. Р., Бусек П. Р., Трефтен П. Ф. Опыты по нагреванию моноклинных пирротинов.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 62. М., «Недра», 1969, с. 183—187.

Кукин А. П. Метод построения геологических моделей для металлогенических исследований.— «Колыма», 1969, № 5, с. 34—37.

Лавринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959, с. 228—254.

Липин С. В. О природе пирротина и троилита.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1946, ч. 75, вып. с. 273—284.

Ларин Н. И. К тектонике и металлоносности Яно-Колымской области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9. Магадан, 1955, с. 3—20.

Леончкова Е. Т. О природе пирротина в сульфидных медно-никелевых рудах.— «Обогащение руд», 1963, № 1 (43).

Литвинов В. Л., Соломин Ю. С. Зоны повышенной трещиноватости восточной части Восточного Забайкалья и их роль в распределении постмагматического оруденения.— «Геол. и разведка», 1964, № 2.

Лычагин П. П. Позднемезозойские и гранитоидные комплексы верховьев р. Колымы.— В кн.: Тезисы докладов I Северо-Восточного петрограф. совещ. Магадан, 1968, с. 75—77.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1960. 44 с.

Матвеев В. Т. Месторождение Кижжал — типичный представитель касситерито-силикатной формации руд Северо-Востока. Магадан, 1959. 22 с.

Матвеев В. Т. Тектоника, магматизм и оруденение Омсукчанского района Магаданской области. Магадан, 1960а, с. 198—210.

Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1960б, с. 173—185.

Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.

Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеотехиздат, 1962, 457 с.

Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия. М., «Наука», 1971, 146 с.

Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).—«Сов. геология», № 6, 1962, с. 52—75.

Мишин С. В. Некоторые данные о сейсмичности Северо-Востока СССР.—В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11).

Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом.—В кн.: Вопросы геологии, петрологии, металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 113—115.

Мох Г. Низкотемпературный синтез сульфидов.—В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 62. М., «Недра», 1969, с. 188—197.

Муратов Д. И. Фактор Q и причины, его определяющие.—«Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 12, с. 1801—1810.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., ИЛ, 1956. 347 с.

Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика.—В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, с. 29—53. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11).

Николаевский А. А. Глубинное строение Северо-Востока по геофизическим данным.—В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 32—44. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 30).

Николаевский А. А., Измайлов Л. И. Геофизическое изучение строения коры и верхней мантии Земли на Северо-Востоке и пути повышения эффективности поисков рудных месторождений.—В кн.: Проблемы развития производительных сил Магаданской области. Т. 1. Магадан, 1969, с. 84—90.

Николаевский А. А., Измайлов Л. И. Плотность и магнитная восприимчивость — основа для выделения групп изверженных горных пород (на примере Северо-Востока СССР).—В кн.: Тезисы докладов I Северо-Восточного петрограф. совещ. Магадан, 1968, с. 196, 197.

Обручев В. А. Олекминско-Витимский золотоносный район. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Т. I, III. М., 1923.

Обручев В. А. Проблема золотоносности пиритизированных сланцев Лено-Витимского района.—«Пробл. сов. геологии», 1935, вып. 1.

Панычев И. А. Стратиграфия пермских и мезозойских отложений участка Больших излучин р. Колымы.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан, 1966, с. 23—29.

Пейве А. В. I. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 1, с. 90—105.

Петровская Н. В. Золотоносные комплексы Восточной Сибири.—В кн.: Труды НИГРИЗолото и треста «Золоторазведка». Вып. 14, М., 1941, с. 10—48.

Печерский Д. М. Некоторые данные о химических особенностях Лисинского гранитоидного массива.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан, 1961, с. 139—156.

Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР.—В кн.: Магнитные свойства изверженных пород. Магадан, 1964, с. 6—159.

Предовский А. А. Некоторые геологические и геохимические условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем.—В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 27—30.

Рождков И. С. Закономерности размещения россыпей и их коренных источников на территории Якутии.—В кн.: Геология россыпей Якутии. М., «Наука», 1964, с. 5—43.

- Рундквист Д. В.** О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1966, т. 95, вып. 5.
- Рудич К. Н.** Доинтрузивные дайковые образования Мордзотского района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 10. Магадан, 1956, с. 120—134.
- Сахарова М. С.** О вертикальном диапазоне распространения золото-сульфидной минерализации на Дарасунском месторождении.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, 1968, с. 97—102.
- Серебряков В. А.** Гранитный массив Чьорго.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 14. Магадан, 1960, с. 34—47.
- Серебряков В. А.** Оханджинский гранитоидный массив и сопоставление его с массивом Чьорго (бассейн верховьев р. Колымы).— «Изв. вузов Геол. и разведка», 1961, № 1, с. 41—57.
- Серебряков В. А.** О соотношении месторождений золота с гранитами в южной части Иньяли-Дебинского синклинория.— «Колыма», 1963, № 4, с. 31—95.
- Серебряков В. А.** Геологическое строение Негайского гранитоидного массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966, с. 147—165.
- Серебряков В. А.** О происхождении золоторудных тел в Яно-Колымской складчатой области.— «Колыма», 1968, № 9, с. 35—38.
- Симаков А. С.** Стратиграфия триасовых отложений Буюндино-Бохапчинского района.— В кн.: Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 219—223.
- Скорняков П. И.** Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 4. Магадан, 1949а, с. 52—64.
- Скорняков П. И.** Следы контактового метаморфизма в золоторудной жиле № 1 из района руч. Штурмового на р. Колыме.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 5. Магадан, 1949б, с. 22—28.
- Скорняков П. И.** Возраст оруденения в золоторудном месторождении Восточном из бассейна р. Хатыннах на Колыме.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 7. Магадан, 1949в, с. 86—94.
- Скрипченко Н. С.** О соотношении дисульфид — моносульфид железа в низкотемпературном минералообразовании.— «Геохимия», 1969, № 2, с. 157—161.
- Соболев А. П., Шнай Г. К.** Петрохимические особенности гранитоидных интрузий Северо-Востока.— В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 80—89.
- Соколов К. П.** Геологическое истолкование магниторазведочных данных. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 126.
- Сорокин В. И., Шорыгин В. А.** Ассоциации сульфидов ряда халькозин — халькопирит — борнит — пирротин (пирит) в гидротермальных условиях.— «Геохимия», 1963, № 6, с. 590—602.
- Стратиграфический словарь Северо-Востока СССР.** Магадан, 1959.
- Судовиков Н. Г.** Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., изд. ЛГУ, 1964. 528 с.
- Топунова Г. А.** Золото в ороговикованной кровле Ульчено-Одаринского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. II. Магадан, 1957, с. 124—130.
- Троянов М. Д.** Зоны повышенной трещиноватости Южно-Нуратинского Каратау как индикаторы золоторудной и редкометальной минерализации.— «Докл. АН УзбССР. Геол.», 1967, № 2.
- Томсон И. Н.** Изучение мелкой трещиноватости при детальном картировании на примере одного из рудных узлов Приморья АН СССР.—

- В кн.: Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 41. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 178—183.
- Тюрин Н. Г.** О тонкодисперсном золоте в пирите.— «Геол. рудн. месторожд.», 1965, № 5, с. 70—75.
- Удолов Ю. Н.** Фазовые отношения сульфидов железа в гидротермальных условиях при 400°C и 1000 атм.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 3, с. 689—693.
- Устиев В. К.** Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 7. Магадан, 1949, с. 30—52.
- Федотов А. И.** Золоторудное месторождение Мальдяк.— В кн.: Труды ВНИИ-1. Магадан, 1961, с. 67—69.
- Фирсов Л. В.** Главнейшие структурно-морфологические типы золоторудных месторождений Яно-Колымского золотоносного пояса.— В кн.: Труды ВНИИ-1. Вып. 27. Магадан, 1951, с. 247—273.
- Фирсов Л. В.** О возрасте месторождения Восточного.— В кн.: Труды ВНИИ-1. Т. XVII. Магадан, 1960а, с. 64—75.
- Фирсов Л. В.** Очерк околожильных изменений в золоторудных месторождениях Яно-Колымского золотоносного пояса.— В кн.: Труды ВНИИ-1, Т. XVII. Магадан, 1960б, с. 2—37.
- Фирсов Л. В.** Источники и особенности шлихового пирита в Яно-Колымском золотоносном поясе.— В кн.: Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, с. 107—127.
- Фирсов Л. В.** О распределении золота в одном из дайковых месторождений Северо-Востока СССР.— «Колыма», 1966, № 2, с. 35—37.
- Хори Ф.** Термальная история контактных ореолов на основе вычислений теплопроводности.— В кн.: Вопросы математической геологии. М., «Наука», 1968, с. 225—239.
- Чайка В. М.** Вторичные изменения минералов древних россыпей и проблема эволюции рудного вещества при метаморфизме.— «Литол. и полезн. ископ.», 1969, № 5, с. 17—26.
- Чайковский В. К.** Золото в осадочно-метаморфических породах и проблема его изучения.— В кн.: Геохимия, петрография, минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—18.
- Чернышев Л. В., Анфилов В. Н., Пастушкова Т. М., Сутурин Т. А.** Исследование системы Fe—S в гидротермальных условиях.— «Геол. рудн. месторожд.», 1968, № 3, с. 50—64.
- Шаталов Е. Т.** Интрузивные породы Охотско-Колымского края. М., ОНТИ, 1937, с. 3—154.
- Шило Н. А.** Яно-Колымский пояс россыпной золотоносности и его положение на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Труды ВНИИ-1. Вып. 28. Магадан, 1957, с. 273—317.
- Шило Н. А.** Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования.— В кн.: Труды ВНИИ-1. Вып. 66. Магадан, 1961, с. 129.
- Шило Н. А.** Некоторые проблемы коренной и россыпной золотоносности.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 2.
- Шило Н. А., Ложкин А. В.** Месторождения золота Северо-Востока СССР.— В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.
- Шило Н. А., Сидоров А. А.** Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока.— В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967.
- Шербаков Ю. А., Пережогин Г. А.** К геохимии золота.— «Геохимия», 1964, № 6, с. 518—529.
- Шербина В. В.** К геохимии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов.— «Геохимия», 1969, № 5, с. 526—540.
- Arnold R. G.** Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory, 1956—1957.— «Carn. Inst. Wash. Year Book 56», 1957, p. 191—195.

Barton P., Toulmin P. Phase relations involving sphalerite in the Fe—Zn—S system.—“Econ. Geol.”, 1966, v. 61, No. 5, p. 815—849.

Berner R. Iron sulphides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure.—“J. Geol.”, 1964, v. 72, No. 3.

Bertaut F. “Acta Crust.”, 1953, v. 6, p. 557—561.

Boorman R. S. Subsolidus Studies in the ZnS—FeS—FeS₂ System.—“Econ. Geol.”, 1967, v. 62, No. 5, p. 614—631.

Brett R., Kullerud G. The Fe—Pb—S system.—“Econ. Geol.”, 1967, v. 62, No. 3, p. 354—369.

Bucca Atti d. Accand Gioentia, 6.—“Rev. Min. e Crist.”, 1893, v. 13, p. 10.

Byström A. Monoclinic pyrrhotites, Arkiv. Kemi.—“Min. Geol.”, 1945, 19 B, No. 8, p. 1—8.

Clärk A. H. Stability field of monoclinic pyrrhotite.—“Trans. Inst. Min. and Metal.”, 1966, B 75, p. 232—235.

Desborough G. A., Carpenter R. N. Phase relations of pyrrhotite.—“Econ. Geol.”, 1965, v. 60, No. 7, p. 1431—1450.

Dieter V. Geophysical prospecting in the Lake Victoria goldfields.—“Geol. Rundschau”, 1967, v. 56, No. 3, p. 882—893.

Gronvold F., Haraldsen H. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S).—“Acta Chem. Scandinavia”, 1952, v. 6, p. 1452—1469.

Haidinger H. D. Bestimend Mineralogy, 1845, 56 S.

Haraldsen H. Z. anorg. u. allgem.—“Chemie”, 1937, v. 231, p. 78—96.

Hool H. T., Yund R. A. Pyrrhotite phase relations below 325°. Abstracts of Papers Submitted for the Annual Meeting in San Francisco, California, Nov., 1966.

Jensen E. Pyrrhotite melting relations and composition.—“Amer. J. Sci.”, 1942, v. 240, p. 695—709.

Juza R., Biltz W. Das Zustandsdiagramm Pyrit, Magnetkies, Troilit und Schwefeldampf Beurteilt nach Schwefeldampfdrucken, Röntgenbildern, Dichten und magnetischer Messungen.—“Z. anorg. u. allgem. Chemie.”, 1932, v. 205, p. 273—286.

Kullerud G. The FeS—ZnS system of geological thermometer.—“Norsk Geol. tidsskr.”, 1953, v. 32, p. 61—147.

Lotgering F. K. “Philips Res. Rep.”, 1956, v. 11, t 189, p. 190—217. p. 337—350.

Rammelsberg. “Ann. Phys.”, 1864, v. 121, S. 337.

Richardson F. D., Jeeffes J. H. E. Thermodynamics of substances of interest in iron and steel making from 0° to 2400°. 1. Oxides.—“J. Iron Steel Inst. (London)”, v. 160, 1948.

Rosenquist T. A thermodynamic study of the iron, cobalt and nickel sulphides.—“J. Iron Steel Inst. (London)”, v. 176, 1954, p. 37—57.

Schwartz E. J. Dependence of magnetic properties on the thermal history of pyrrhotite from the Noranda district, Canada.—“Trans. Amer. Geophys. Union”, v. 47, No. 1, 1966, p. 69—70.

Seguin M. The Fe—C—O—S+(H₂O) system. Part. I. Experimental results.—“Naturaliste Canad.”, 1968, v. 95, No. 6, p. 1217—1230.

Simpey K., Matzjo N. The stuying of the balance in system FeS—S. II. Balance of dissociation of marcasite under the low temperature.—J. Jap. Ass. Mineral., Petrol., Econ. Geologists”, 1967, v. 58, No. 1, p. 1—13.

Suggaki A., Shima H. Studies on the pyrrhotite group minerals. I. Dry synthesis of monoclinic pyrrhotite.—“J. Jap. Ass. Mineral., Petrol., Geologists.”, 1966, v. 55, No. 6, p. 242—253.

Sullivan C. I. Ore Granitization.—“Econ. Geol.”, 1948, No. 6.

Toulmin P., Barton P. B. A thermodynamic study of pyrrite and pyrrhotite.—“Geoch. Cosmoch. Acta”, 1964, No. 5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. История вопроса	5
Глава II. Геологическое строение и золотоносность территории	7
Стратиграфия	8
Разрывные нарушения	17
Магматизм	21
Зоны контактово-измененных пород	26
Золотоносность	27
Глава III. Магнитные аномалии региона	32
Характер магнитного поля	—
Типы магнитных аномалий	33
Глава IV. Природа локальных магнитных аномалий	36
Гипотезы о природе намагниченных объектов	—
Магнитные свойства горных пород	48
Глава V. Пирротиновая минерализация	53
Пирротин и его свойства	—
Пирротины исследованного района	62
Температура образования пирротина	74
Моделирование тепловых полей интрузий района	79
Химизм осадочных пород, несущих пирротиновую минерализацию	84
Генезис зон пирротиновой минерализации	87
Глава VI. Связь зон пирротиновой минерализации с золотоносностью	93
Формальная модель	—
Логический анализ гидротермального процесса	107
Заключение	111
Литература	113

Лерун Исхакович Измайлов

**ПИРРОТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ЗОН
БАССЕЙНА р. КОЛЫМЫ**

Ответственный редактор

Диамар Михайлович Печерский

Редакторы *Е. Я. Ярошевский, Н. Г. Рязанова*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *А. В. Шурец*

Технический редактор *А. В. Сурганова*

Корректор *В. К. Тришина*

Сдано в набор 14 мая 1975 г. Подписано к печати 22 июня 1976 г. МН 01546. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 7,5 печ. л., 7,4 уч.-изд. л. Тираж 800 экз. Заказ № 533. Цена 75 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.

Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей).

Колесник Ю. Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах.

Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.

Хоментовский В. В. Венд.

Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.

Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов.

Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент.

Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 10.

Ножкин А. Д., Гавриленко В. А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия.

Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов).

Шахов Ф. Н. Геология контактовых месторождений.

Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 75 коп.

1730