

М. И. ПАХОМОВ В. И. ПАХОМОВ

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ И ОЦЕНКИ МЕТАСОМАТИТОВ



М. И. ПАХОМОВ В. И. ПАХОМОВ

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ
МЕТОД
ВЫДЕЛЕНИЯ
И ОЦЕНКИ
МЕТАСОМАТИТОВ**

498R



МОСКВА "НЕДРА" 1988



ББК 26.2
П21
УДК 552.1:553.062/067

Рецензент д-р геол.-минер. наук Н.Б. Дортман

Пахомов М.И., Пахомов В.И.

П21* Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. — М.: Недра, 1988. — 152 с.: ил.

ISBN 5—247—00062—5

Описан разработанный авторами новый метод обработки петрофизических данных с целью поисков эндогенных рудных месторождений. Метод основан на различии корреляционных связей плотности и магнитной восприимчивости метасоматитов и вмещающих их пород. На практическом материале показана эффективность метода в зависимости от геолого-геофизической характеристики района исследований, типа рудного месторождения, стадии поисковых и оценочных работ. Приведены критерии выделения наиболее перспективных участков.

Для геологов и геофизиков, занимающихся поисками и изучением эндогенного оруденения.

П 1904050000 — 150 — 111—88
043 (01) — 88

ББК 26.2

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Пахомов Михаил Иванович,
Пахомов Владимир Иванович

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ И ОЦЕНКИ МЕТАСОМАТИТОВ

Заведующий редакцией *Е.Г. Першина*
Редактор издательства *Л.А. Насыпова*
Обложка художника *В.В. Евдокимова*
ИБ № 6497

Художественный редактор *В.В. Шутько*
Технический редактор *С.В. Китаева*
Корректор *И.Н. Розанова*
Оператор *И.А. Налейкина*

Подписано в печать 19.01.88. Т-05733. Формат 60 x 84¹/₁₆. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл.печ.л. 8,83. Усл.кр.-отт. 9,19. Уч.-изд.л. 10,66. Тираж 1220 экз. Заказ 1395 /747—3. Цена 55 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата"
Госкомиздата СССР.
109033, Москва, Волочаевская ул., 40.

ISBN 5—247—00062—5

© Издательство "Недра", 1988

Решение задач по расширению минерально-сырьевой базы и повышению эффективности геологоразведочных работ не может быть обеспечено без постоянного совершенствования средств и методов геологических исследований. В Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986–1990 годы и на период до 2000 года указывается на необходимость неуклонно укреплять тяжелую индустрию – фундамент экономики страны, для чего опережающими темпами развивать рудную базу, алюминиевую, вольфрамо-молибденовую, золото- и алмазодобывающую, редкометалльную и оловянную промышленность. В настоящее время успешное решение этих задач возможно на основе широкого привлечения геофизических, в том числе и петрофизических, методов.

Становление петрофизики как самостоятельной научной дисциплины представляет собой сложный и противоречивый процесс дифференциации естественнонаучных знаний. В 30-40-е гг. основное внимание уделялось выявлению различий между вмещающими горными породами и рудами для прямых поисков рудных тел. Начиная с 50-х гг. круг задач, решаемых с помощью петрофизических исследований, резко расширяется, и в настоящее время петрофизика представляет собой область исследований физических свойств горных пород с целью изучения истории геологического развития земной коры, геологического строения отдельных регионов, поисков и разведки полезных ископаемых.

Физические свойства горных пород изучаются для выявления: связи петрофизических характеристик горных пород с минеральным, фазовым, химическим составом, их генезисом; особенностей петрофизических характеристик глубинных слоев земной коры и верхней мантии, интрузивных, осадочных и метаморфических пород земной коры (Г.М. Авчан, Б.А. Андреев, М.П. Волярович, М.А. Грабовский, Н.Б. Дортман, А.Г. Калашников, Д.П. Печерский, Т.Н. Розе, А.Н. Храмов, Л.Е. Шолоп и др.);

роли физико-механических свойств горных пород в локализации оруденения (В.И. Старостин, Л.И. Звягинцев и др.);

закономерностей изменения петрофизических характеристик горных пород под воздействием термального и контактового метаморфизма, различных гидротермальных изменений предрудной и рудной стадий и т.п. (А.А. Смелов, Л.П. Жоголев, Р. Сейфуллин и др.).

Если в 50-60-х гг. петрофизические исследования были направлены преимущественно на решение первой задачи в связи с проблемой глу-

бинной геологии и изучением отдельных регионов страны в мелких и средних масштабах, то в последние годы отмечается все более широкое их применение при крупномасштабных поисково-разведочных работах для выявления, картирования и перспективной оценки зон вторичного изменения горных пород.

Металлогеническое направление петрофизических исследований является вполне оправданным и закономерным в связи с переходом в последние годы на поиски слабопроявленного и слепого оруденения, при которых выделение и локализация зон гидротермально-метасоматических изменений горных пород является одной из основных задач поисков и прогноза гидротермально-метасоматических месторождений. Это определяется тем, что метасоматические процессы, сопутствующие рудогенезу, оказывают значительное влияние на закономерности возникновения и локализации рудных концентраций. Это явление сказывается как на изменении физико-механических и геохимических свойств среды рудообразования, так и на возникновении повышенных концентраций металлов за счет дополнительного поступления в систему рудогенных компонентов, вытесняемых при метасоматозе вмещающих пород, разложении ранних рудных скоплений и их последующей регенерации. Иными словами, многие особенности рудогенеза определяются околорудными метасоматическими процессами и в отрыве от них не могут быть правильно оценены.

Более того, многими исследователями участки гидротермально-метасоматических изменений рассматриваются как важнейшие поисковые критерии или признаки гидротермальных месторождений, поскольку они либо маркируют рудоносные структуры, либо занимают определенное положение в строении рудных полей, причем ореолы гидротермально-метасоматических изменений горных пород имеют гораздо большие размеры по сравнению с рудными телами. Следовательно, картирование зон метасоматически измененных пород позволяет локализовать потенциально перспективные площади при более редкой сети геологических наблюдений, сузить фронт поисково-разведочных работ и проводить их более целенаправленно и обоснованно. При этом, как отмечает В.Б. Чекваидзе, в настоящее время совершенно недостаточны поисковые критерии, вытекающие из соотношения руда – обрамляющий руду метасоматит. Для целенаправленного ведения поисковых работ необходим учет всей суммы гидротермальных изменений, проявленных как в самых внешних зонах рудоносных метасоматических колонок, так и представленных в историческом аспекте в виде дорудных, предрудных и послерудных преобразований пород.

Однако выделение таких зон в процессе полевых исследований, особенно в закрытых районах, сопряжено с определенными трудностями [15], так как визуально выделяются только внутренние зоны гидротермально измененных пород. Оконтуривание же внешних зон, образуя

щих основной ореол изменений, возможно в большинстве случаев лишь на основании специального минералого-петрографического изучения шлифов. Поэтому интенсивно измененные породы, широко распространенные в пределах рудных полей, нередко выпадают из поля зрения исследователей или без достаточного обоснования в связи с их значительными размерами (особенно в кислых породах) принимаются за неизменные.

Петрофизические исследования, как показывает опыт работ [21, 23, 26], могут оказать существенную помощь при выделении подобных зон, поскольку породы зон гидротермально-метасоматических изменений отличаются по своим физическим свойствам от неизменных горных пород. Особенно большой вклад в развитие рассматриваемого направления петрофизики внесли работы лаборатории физических свойств в Казахском филиале ВИРГа под руководством А.А. Смелова.

К настоящему времени предложено несколько способов обработки результатов петрофизических исследований с целью выделения зон гидротермально-метасоматических изменений, которые применяются при крупномасштабных работах в пределах рудных полей. Чаще всего для подобных исследований привлекаются результаты определения плотности и магнитной восприимчивости горных пород. Большая часть предложенных способов основана на изучении закономерностей изменения фактических значений свойств горных пород и статистических характеристик их распределений под воздействием наложенных процессов по отношению к неизменным породам того же состава. Более совершенным является применение для указанной цели карт приведенных аномальных значений физических характеристик, выраженных в отклонениях от среднего в единицах стандарта.

Практическое применение петрофизических исследований в некоторых районах для выделения зон гидротермально-метасоматических изменений показало их высокую геологическую эффективность. Однако вместе с тем выявились и серьезные недостатки существующих способов обработки, анализа и истолкования полученных данных, снижающие эффективность и ограничивающие область практического использования петрофизических исследований, которые заключаются в следующем.

В указанных способах петрофизических исследований осуществляется группирование результатов измерения физических свойств по литолого-петрографическим или минералогическим признакам для получения предположительно однородных совокупностей [21, 26]. Поэтому петрофизические исследования сопровождаются отбором и изучением большого количества шлифов, поскольку макроскопически во многих случаях не удается не только установить наличие тех или иных изменений, обусловленных наложенными процессами, но и однозначно определить название пород (особенно в метаморфизованных толщах). Как неоднократно отмечалось в литературе [7, 21, 26], к значительным изме-

нениям физических свойств горных пород приводят и гипергенные процессы. При этом степень изменения физических свойств находится в прямой зависимости от интенсивности проявления гипергенных изменений в точке отбора образца даже для одних и тех же пород. Большая же часть образцов отбирается либо по обнажениям, либо по керну поисковых и картировочных скважин, характеризующих, как правило, самую верхнюю кромку фундамента, в результате чего в анализе участвуют преимущественно образцы, в той или иной степени измененные (причем неравномерно по площади и глубине) гипергенными процессами. В связи с этим измеренные и среднестатистические характеристики петрографических групп пород значительно искажены, что во многих случаях не позволяет по картам изолиний измеренных физических свойств и их производных не только установить связь изменения последних с зонами гидротермальной проработки, но даже выделить области значений этих величин, приуроченных к тем или иным разностям пород, без привлечения других геофизических и геологических данных.

Из-за отмеченных выше особенностей применяющихся методик основное внимание при петрофизических исследованиях было направлено на изучение статистических характеристик физических свойств пород в зависимости от состава, генезиса, возраста, закономерностей их изменения под воздействием того или иного процесса. В итоге к настоящему времени накоплен огромный фактический материал по указанным вопросам, являющийся практической базой применения петрофизических исследований. И вместе с тем при таком обилии материалов остаются слабо изученными особенности корреляционных связей между различными физическими свойствами, в том числе между плотностью и магнитной восприимчивостью, как с изменением (полным или частичным) состава пород, так и под воздействием различных наложенных процессов.

Имеются работы по отдельным вопросам: изучению корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью отдельных групп минералов [8]; связи между плотностью и магнитной восприимчивостью неизмененных магматических пород с изменением их основности [5, 6, 21, 26]; характеристике корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью групп пород для отдельных регионов [10, 23]. Что же касается корреляционных связей различных физических свойств пород зон гидротермально-метасоматических изменений, то имеются лишь упоминания некоторых исследователей, изучавших конкретные рудные поля, о том, что в зонах наложенных изменений трудно установить какие-либо зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью пород [23]. Следует отметить, что к настоящему времени появился ряд работ по детальному изучению изменения физических свойств пород под влиянием различных наложенных процессов в пределах конкретных месторождений и

по изучению физических свойств разных зон некоторых типов метасоматических колоннок [34], из которых можно сделать вполне определенные выводы о характере связи между различными физическими свойствами в подобных зонах.

Анализ опубликованной литературы по физическим свойствам горных пород и материалы, полученные авторами в течение многолетних исследований в Северном Казахстане и других регионах, показал, что на многих хорошо изученных площадях горные породы из зон гидротермально-метасоматических изменений характеризуются иными особенностями корреляционных связей плотности и магнитной восприимчивости относительно таковых, характерных для неизменных горных пород. Важно знать, насколько эти особенности устойчивы и едины в различных геологических ситуациях. Если они зависят от состава, генезиса и возраста пород и характеризуют в целом общую направленность изменения соотношения указанных физических свойств горных пород под воздействием наложенных процессов, то изучение по площади тесноты и характера связи между последними позволяет разработать методику петрофизических исследований с целью выделения площадей развития гидротермально-метасоматически измененных пород и одновременно повысить их практическую эффективность, расширив область применения.

Настоящая работа и посвящена рассмотрению корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью для неизменных горных пород различного состава и генезиса и пород из зон гидротермально-метасоматических изменений, причин и закономерностей их изменения; обоснованию и разработке принципиально нового подхода к выделению зон гидротермально-метасоматических изменений по петрофизическим данным на основе площадного корреляционного анализа.

1. ИССЛЕДОВАНИЯ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ ПЛОТНОСТИ И МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НА ТЕОРЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых в общем случае целесообразно рассматривать как неоднородные, анизотропные среды. При этом изменения физических свойств пород, однородных по совокупности других признаков, могут быть весьма значительными в связи с влиянием самых различных факторов – от условий образования до процессов выветривания. А.А. Смелов предлагает рассматривать измеренные значения физических параметров как реализацию случайной функции, математическое ожидание которой является функцией некоторых неслучайных переменных. Такая модель, как частные случаи, включает случайную величину Z , случайную последовательность одной переменной $Z(t)$ и случайное поле $Z(x, y)$ с математическим ожиданием как функцией координат изучаемого пространства $f(x, y)$ и позволяет охарактеризовать всю совокупность причин, обуславливающих изменения физических свойств в изучаемом пространстве – от колебаний свойств внутри одной породы за счет некоторых вариаций минерального состава (случайная величина) до различий, обусловленных сменой пород.

Опираясь на эти представления, ниже рассмотрим характер взаимосвязи плотности и магнитной восприимчивости горных пород в результате изменения их минерального состава. В основу теоретических построений положены известные математические модели горных пород, связывающие их физические свойства с минеральным составом, объемами концентрациями и свойствами отдельных минералов, в несколько преобразованном виде.

Как известно, для практических целей можно считать, что плотность $\sigma = m_T / (V_T + V_P)$, где m_T – масса твердой фазы (масса породообразующих минералов); V_T – объем твердой фазы; V_P – объем пор.

Отношение массы твердой фазы породы к занимаемому ею объему называется минеральной плотностью $\delta = m_T / V_T$.

Отношение объема пор ко всему объему образца называется коэффициентом общей пористости $k_P = V_P / (V_P + V_T)$.

Исходя из минеральной плотности и коэффициента общей пористости плотность образца определяется формулой $\sigma = (1 - k_P) \delta$.

Выразив минеральную плотность через сумму плотностей минералов, слагающих горную породу, получим $\sigma = (1 - k_P) \sum_{i=1}^N \delta_i V_i$, где δ_i –

плотность i -го минерала; V_i — объемная концентрация i -го минерала.

Магнитная восприимчивость пород выражается в общем виде (по Н.Б. Дортман) формулой $\kappa = f(\kappa_n, V_n) + f(\kappa_{\text{фм1}}, V_{\text{фм1}}) + f(\kappa_{\text{фм2}}, V_{\text{фм2}})$, где κ_n — магнитная восприимчивость диа- и парамагнитных минералов; $\kappa_{\text{фм1}}$ — магнитная восприимчивость ферромагнитных рассеянных микрозерен при содержании их менее 0,1 %; $\kappa_{\text{фм2}}$ — магнитная восприимчивость ферромагнитных минералов при концентрации их более 0,1 %; $V_n, V_{\text{фм1}}, V_{\text{фм2}}$ — объемная концентрация в породе соответствующих минералов.

Ввиду слабого магнитного взаимодействия пара- и диамагнитных минералов и рассеянной вкрапленности ферромагнитных зерен создаваемый ими магнитный эффект (по Н.Б. Дортман) определяют как произведение восприимчивости на концентрацию.

Тогда магнитная восприимчивость для случая слабромагнитных пород

$$\kappa = \sum_1^N \kappa_{\text{фм1}} V_{\text{фм1}} + \sum_1^N \kappa_n V_n.$$

Для случая магнитного взаимодействия ферромагнетиков при их концентрации, типичной для магнитных горных пород (0,1–5 %),

А.К. Вейнбергом решено уравнение $\kappa = \sum_1^N \kappa_n V_n + \kappa^* V_{\text{фм2}}$, если учесть, что $\kappa^* \gg \sum \kappa_n$, то $\kappa = \kappa^* V_{\text{фм2}}$.

В этой формуле κ^* — магнитная восприимчивость ферромагнетика, зависящая от его магнитной восприимчивости и магнитного взаимо-

действия и равная $\frac{\kappa_{\text{фм2}}}{1 + 4/3\pi\kappa_{\text{фм2}}}$ — для идиоморфного и $\frac{\kappa_{\text{фм2}}}{\sqrt{1 + 4\pi\kappa_{\text{фм2}}}}$

для ксеноморфного включения ферромагнетика.

В первом случае (слабромагнитные породы), выразив магнитную восприимчивость горной породы через сумму произведений магнитных восприимчивостей и объемных концентраций всех слагающих породу

минералов, в общем виде получим $\kappa = \sum_1^W \kappa_i V_i$, где κ_i — магнитная

восприимчивость i -го минерала; V_i — объемная концентрация i -го минерала; W — количество минералов в породе.

Из изложенного вытекает, что плотность и магнитная восприимчивость горных пород представляют собой суммы произведений двух величин, одна из которых (V_i) является общей:

$$\sigma = (1 - k_n) \sum_1^N \delta_i V_i, \quad (1)$$

$$\kappa = \sum_1^N \kappa_i V_i.$$

Во втором случае (магнитные породы), физические свойства горных пород в общем виде описывают следующими формулами:

$$\sigma = (1 - k_n) \left(\sum_1^N \delta_n V_n + \delta_{\text{фм2}} V_{\text{фм2}} \right),$$

$$\kappa = \kappa^* V_{\text{фм2}}.$$

Используя равенство
$$\sum_1^N \delta_n V_n = \frac{\sum_1^N \delta_n}{N} \sum_1^N V_n,$$

получим

$$\sigma = (1 - k_n) \left(\bar{\delta}_n \sum_1^N V_n + \delta_{\text{фм2}} V_{\text{фм2}} \right),$$

$$\kappa = \kappa^* V_{\text{фм2}},$$

где $\bar{\delta}_n$ — средняя плотность парамагнетиков.

С помощью этих формул описывается характер связи между плотностью и магнитной восприимчивостью в первичных горных породах и закономерности ее изменения при наложении различных гидротермально-метасоматических процессов. Поскольку решение данной задачи в общем виде весьма сложно, рассмотрим несколько типичных случаев, широко распространенных в геологических процессах.

1.1. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении объемных концентраций минералов и постоянном их составе

Этот случай характеризует такие процессы, при которых изменение объемной концентрации одного породообразующего минерала происходит за счет изменения объемной концентрации другого, например колебания объемных концентраций основных породообразующих минералов в пределах одной петрографической разновидности горных пород.

Для простоты предположим, что в горной породе, состоящей из нескольких минералов $N = i + 2$, в двух соседних объемах (или образцах) при постоянной объемной концентрации i -го количества минералов два минерала имеют переменную объемную концентрацию при их неизменной суммарной концентрации $V_\alpha + V_\beta = V$, $V_j + V_\epsilon = V$. Тогда

для первого образца

$$\sigma_1 = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_\alpha + \delta_\beta V_\beta \right),$$

$$\kappa_1 = \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_\alpha + \kappa_\beta V_\beta,$$

для второго образца

$$\sigma_2 = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_j + \delta_\beta V_\epsilon \right),$$

$$\kappa_2 = \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_j + \kappa_\beta V_\epsilon.$$

Отсюда изменения физических свойств между вторым и первым образцами составят:

$$\begin{aligned} \Delta\sigma &= (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_j + \delta_\beta V_\beta - \sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i - \right. \\ &\left. - \delta_\alpha V_\alpha - \delta_\beta V_\beta \right), \\ \Delta\kappa &= \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_j + \kappa_\beta V_\epsilon - \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i - \kappa_\alpha V_\alpha - \kappa_\beta V_\beta. \end{aligned}$$

Проведя соответствующие преобразования и подставив значения $V_\epsilon = V - V_j$, $V_\beta = V - V_\alpha$, получим

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) [\delta_\alpha (V_j - V_\alpha) + \delta_\beta (V - V_j - V + V_\alpha)],$$

$$\Delta\kappa = \kappa_\alpha (V_j - V_\alpha) + \kappa_\beta (V - V_j - V + V_\alpha),$$

или

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) (\delta_\alpha - \delta_\beta) (V_j - V_\alpha),$$

$$\Delta\kappa = (\kappa_\alpha - \kappa_\beta) (V_j - V_\alpha).$$

Решая совместно эти уравнения, получаем

$$\Delta\kappa = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_\alpha - \kappa_\beta}{\delta_\alpha - \delta_\beta} \Delta\sigma, \quad (2)$$

$$\text{или } \Delta k = a \Delta \sigma, \text{ где } a = \frac{1}{1 - k_n} \frac{k_\alpha - k_\beta}{\delta_\alpha - \delta_\beta},$$

$$\text{т.е. } k_2 - k_1 = a (\sigma_2 - \sigma_1).$$

Считая свойства второго образца переменными величинами при постоянных физических параметрах первого образца получаем $k - k_1 = a (\sigma - \sigma_1)$.

Полученная формула представляет собой уравнение прямой линии, проходящей через точку с координатами $\{k_1, \sigma_1\}$. Следовательно, если объемная концентрация какого-либо порообразующего минерала варьирует за счет изменения объемного содержания другого минерала без изменения суммарной объемной концентрации обоих минералов, то между плотностью и магнитной восприимчивостью будет наблюдаться линейная функциональная связь. Однако в массивах горных пород, однородных с минералогической точки зрения, объемные концентрации практически всех порообразующих минералов непостоянны и варьируют в определенных пределах. В связи с этим параметр a будет переменной величиной.

Из этого вытекает, что одно значение магнитной восприимчивости будет характеризоваться несколькими значениями плотности, и наоборот, что обуславливает наличие не функциональной, а корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью. Отмеченная корреляционная зависимость будет характеризоваться линией

$$\text{регрессии, определяемой формулой } k - k_1 = \bar{a} (\sigma - \sigma_1), \text{ где } \bar{a} = \frac{\sum_{j=1}^W a_j}{W},$$

a_j — угловой коэффициент, зависящий от колебаний объемного содержания j -го минерала (коэффициент регрессии); W — количество минералов с изменяющейся объемной концентрацией.

Как известно из математической статистики, коэффициент корреляции измеряет качество наилучшего приближения к линии регрессии.

Таким образом, чем меньше $\frac{\sum_{j=1}^W |a_j - \bar{a}|}{W}$, тем теснее корреляционная связь.

Из формулы (2) следует, что в зависимости от соотношения физических свойств взаимозаменяемых минералов возможны четыре случая.

1. В случае $\frac{k_\alpha - k_\beta}{\delta_\alpha - \delta_\beta} > 0$ будет наблюдаться прямая корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью.

ионная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Такие значения возможны, если:

$$1) \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} > 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} > 0, \end{cases} \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} > \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\alpha} > \delta_{\beta}, \end{cases}$$

$$2) \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} < 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} < 0, \end{cases} \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} < \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\alpha} < \delta_{\beta}. \end{cases}$$

Следовательно, прямая корреляционная зависимость должна быть тогда, когда в результате взаимоизменения объемных концентраций двух минералов минералу с большей плотностью соответствует и большая магнитная восприимчивость, и наоборот, т.е. когда между плотностью и магнитной восприимчивостью минералов, изменяющих объемную концентрацию, наблюдается положительная корреляционная связь.

2. В случае $\frac{\kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta}}{\delta_{\alpha} - \delta_{\beta}} < 0$ будет обратная корреляционная связь.

Подобные значения возможны при:

$$1) \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} > 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} < 0, \end{cases} \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} > \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\beta} < \delta_{\beta}, \end{cases}$$

$$2) \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} < 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} > 0, \end{cases} \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} < \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\alpha} < \delta_{\beta}, \end{cases}$$

Отсюда следует, что обратная корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов должна наблюдаться при наличии отрицательной корреляционной связи между минеральной плотностью и магнитной восприимчивостью минералов, меняющих свою объемную концентрацию за счет друг друга.

3. Значения $\frac{\kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta}}{\delta_{\alpha} - \delta_{\beta}} = 0$ указывают на отсутствие корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью в породах. Они возможны только в случае, если:

$$1) \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} = 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} \neq 0, \end{cases} \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} = \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\alpha} \neq \delta_{\beta}, \end{cases}$$

$$2) \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} \neq 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} = \infty, \end{cases} \quad \begin{cases} \kappa_{\alpha} \neq \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} = \infty. \end{cases}$$

Последнее в природе не наблюдается, так как разность между плотностями различных минералов есть величина конечная. Следовательно,

при равенстве магнитных свойств замещаемых минералов корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов не будет.

4. В случае $\frac{\kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta}}{\delta_{\alpha} - \delta_{\beta}} = \infty$ также не будет корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Это возможно при:

$$\begin{array}{ll}
 1) & \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} = \infty, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} \neq 0, \end{cases} & \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} = \infty, \\ \delta_{\alpha} \neq \delta_{\beta}, \end{cases} \\
 2) & \begin{cases} \kappa_{\alpha} - \kappa_{\beta} \neq 0, \\ \delta_{\alpha} - \delta_{\beta} = 0, \end{cases} & \begin{cases} \kappa_{\alpha} \neq \kappa_{\beta}, \\ \delta_{\alpha} = \delta_{\beta}. \end{cases}
 \end{array}$$

Первый случай в природе не наблюдается, так как разность между магнитными восприимчивостями минералов есть величина конечная.

Таким образом, в случае изменения объемных концентраций минералов, одинаковых по плотностным свойствам, корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов не будет.

1.2. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении минерального состава горной породы и постоянных объемных концентрациях

Этот случай характеризует полное или частичное замещение одного минерала другим без изменения объемов или физических свойств породы, обусловленных некоторым изменением состава слагающих ее минералов. Например, изменение основности плагиоклазов или железистости темноцветных породообразующих минералов и т.д.

Предположим, что в горной породе, состоящей из нескольких минералов ($N = i + 1$), в двух соседних объемах (или образцах) только один минерал со свойствами κ_{α} , δ_{α} замещается полностью другим минералом со свойствами κ_{β} , δ_{β} при неизменной $N-1$ концентрации

минералов, не подвергнутых замещению, т.е. $\sum_{i=1}^{N-1} V_i + V_{\alpha} = \text{const}$,

где V_i — объемная концентрация i -го минерала; V_{α} — объемная концентрация минерала со свойствами κ_{α} , δ_{α} . Тогда для первого образца

$$\sigma_1 = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_{\alpha} V_{\alpha} \right),$$

$$\kappa_1 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_\alpha$$

для второго

$$\sigma_2 = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_\beta V_\alpha \right),$$

$$\kappa_2 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\beta V_\alpha.$$

Отсюда изменения в физических свойствах между вторым и первым образцами составляют:

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_\beta V_\alpha - \sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i - \delta_\alpha V_\alpha \right),$$

$$\Delta\kappa = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\beta V_\alpha - \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i - \kappa_\alpha V_\alpha$$

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) (\delta_\beta - \delta_\alpha) V_\alpha$$

$$\Delta\kappa = (\kappa_\beta - \kappa_\alpha) V_\alpha$$

Решая совместно эти уравнения, получаем

$$\Delta\kappa = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_\beta - \kappa_\alpha}{\delta_\beta - \delta_\alpha} \Delta\sigma,$$

$$\text{или } \Delta\kappa = b\Delta\sigma, \text{ где } b = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_\beta - \kappa_\alpha}{\delta_\beta - \delta_\alpha}.$$

Считая магнитную восприимчивость и плотность второго образца переменными величинами при постоянных физических свойствах первого образца, получаем выражение, аналогичное вышерассмотренному: $\kappa - \kappa_1 = b(\sigma - \sigma_1)$.

В случае частичного замещения минерала физические свойства второго образца можно записать в виде

$$\sigma_2 = (1 - k_n) \left[\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_\alpha (V_\alpha - V_\beta) + \delta_\beta V_\beta \right],$$

$$\kappa_2 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha (V_\alpha - V_\beta) + \kappa_\beta V_\beta,$$

где V_β — объемная концентрация замещенного минерала.

Приращения физических свойств между вторым и первым образцами для данного случая составляют

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) \left[\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_\alpha (V_\alpha - V_\beta) + \delta_\beta V_\beta - \sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i - \delta_\alpha V_\alpha \right],$$

$$\Delta\kappa = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha (V_\alpha - V_\beta) + \kappa_\beta V_\beta - \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i - \kappa_\alpha V_\alpha,$$

или

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) (\delta_\beta - \delta_\alpha) V_\alpha,$$

$$\Delta\kappa = (\kappa_\beta - \kappa_\alpha) V_\alpha.$$

Решая совместно, получаем

$$\Delta\kappa = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_\beta - \kappa_\alpha}{\delta_\beta - \delta_\alpha} \Delta\sigma, \quad (4)$$

или $\Delta\kappa = b\Delta\sigma$, где $b = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_\beta - \kappa_\alpha}{\delta_\beta - \delta_\alpha}$,

т.е. выражение, аналогичное (3).

Если в горной породе происходит замещение какого-либо минерала другим, с иными физическими свойствами, то между плотностью и магнитной восприимчивостью будет прямолинейная функциональная зависимость. Однако в связи с тем, что колебания составов минералов и замещение одного минерала другим неодинаковы в различных участках породы, коэффициент b в уравнении (4) является величиной переменной, что приводит к появлению корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью с линией регрессии: $\kappa - \kappa_1 =$

$$= \bar{b} (\sigma - \sigma_1). \text{ Следовательно, чем меньше } \frac{\sum_{i=1}^W |b_i - \bar{b}|}{W}, \text{ тем тесней}$$

корреляционная связь.

Из формулы (4) следует, что в зависимости от соотношения физических свойств замещающих и замещаемых минералов возможны четыре случая, аналогичных описанным в предыдущем разделе.

Корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью при:

$$\frac{\kappa_{\beta} - \kappa_{\alpha}}{\delta_{\beta} - \delta_{\alpha}} > 0 \text{ — прямая;}$$

$$\frac{\kappa_{\beta} - \kappa_{\alpha}}{\delta_{\beta} - \delta_{\alpha}} < 0 \text{ — обратная;}$$

$$\frac{\kappa_{\beta} - \kappa_{\alpha}}{\delta_{\beta} - \delta_{\alpha}} = 0 \text{ — отсутствует;}$$

$$\frac{\kappa_{\beta} - \kappa_{\alpha}}{\delta_{\beta} - \delta_{\alpha}} = \infty \text{ — отсутствует.}$$

1.3. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении минерального состава и объемных концентраций породообразующих минералов

Рассмотренные выше случаи обособлены в природных условиях весьма редко. Обычно в пределах одной разновидности горных пород наблюдается одновременное изменение минерального состава и объемов концентраций породообразующих минералов.

Для анализа математической модели этого процесса предположим, что в горной породе, состоящей из нескольких минералов ($N = i + 2$), в двух соседних объемах (или образцах) происходит замещение минералов со свойствами κ_{α} , δ_{α} и κ_{β} , δ_{β} минералом со свойствами $\kappa_{\alpha'}$, $\delta_{\alpha'}$.

Случай одновременного изменения минерального состава и объемной концентрации минералов также можно представить себе как совокупность двух этапов:

I — изменение минерального состава при постоянных объемных концентрациях;

II — изменение объемных концентраций минералов при их постоянном минеральном составе после замещения.

Значения физических параметров второго образца, исходя из свойств первого образца, можно представить следующим образом.

Для первого образца

$$\sigma_1 = (1 - \kappa_n) \left(\sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i + \delta_{\alpha} V_{\alpha} + \delta_{\beta} V_{\beta} \right),$$

$$\kappa_1 = \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i + \kappa_{\alpha} V_{\alpha} + \kappa_{\beta} V_{\beta}.$$

I этап – минерал с физическими свойствами $\kappa_\beta, \delta_\beta$ замещается минералом со свойствами κ_d, δ_d без изменения объемной концентрации V_β . В результате получим

$$\sigma_{\text{пр}} = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_\alpha + \delta_d V_\beta \right),$$

$$\kappa_{\text{пр}} = \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_\alpha + \kappa_d V_\beta.$$

II этап – минерал с физическими свойствами κ_d, δ_d меняет свою концентрацию с V_β на V_d – за счет минерала со свойствами $\kappa_\alpha, \delta_\alpha$, изменившего свою объемную концентрацию с V_α до V_c . В итоге получим физические свойства второго образца:

$$\sigma_2 = (1 - k_n) \left(\sum_{i=1}^{N-2} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_c + \delta_d V_d \right),$$

$$\kappa_2 = \sum_{i=1}^{N-2} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_c + \kappa_d V_d.$$

Зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью I этапа аналогична случаю в разд. 1.2 и определяется формулой

$$\Delta \kappa_I = b \Delta \sigma_I, \text{ где } b = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_d - \kappa_\beta}{\delta_d - \delta_\beta}.$$

II этап аналогичен случаю в 1.3 и характеризуется зависимостью между плотностью и магнитной восприимчивостью:

$$\Delta \kappa_{II} = a \Delta \sigma_{II}, \text{ где } a = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa_d - \kappa_\alpha}{\delta_d - \delta_\alpha}.$$

Таким образом, общее (суммарное) приращение магнитной восприимчивости в зависимости от приращения плотности этих двух этапов составит: $\Delta \kappa_I + \Delta \kappa_{II} = b \Delta \sigma_I + a \Delta \sigma_{II}$ или $\Delta \kappa = b \Delta \sigma_I + a \Delta \sigma_{II}$.

Значения коэффициента a и b могут быть различны в зависимости от соотношения свойств минералов.

1. $a > 0, b > 0$ возможно при

$$1) \begin{cases} \kappa_d > \kappa_\alpha, \\ \delta_d > \delta_\alpha, \\ \kappa_d > \kappa_\beta, \\ \delta_d > \delta_\beta, \end{cases} \quad 2) \begin{cases} \kappa_d > \kappa_\alpha, \\ \delta_d > \delta_\alpha, \\ \kappa_d < \kappa_\beta, \\ \delta_d < \delta_\beta, \end{cases}$$

$$3) \begin{cases} \kappa_d < \kappa_{\alpha'} \\ \delta_d < \delta_{\alpha'} \\ \kappa_d > \kappa_{\beta'} \\ \delta_d > \delta_{\beta'} \end{cases}$$

$$4) \begin{cases} \kappa_d < \kappa_{\alpha'} \\ \delta_d < \delta_{\alpha'} \\ \kappa_d < \kappa_{\beta'} \\ \delta_d < \delta_{\beta'} \end{cases}$$

что полностью соответствует рассмотренным выше аналогичным случаям.

В случае одновременного изменения в горной породе состава и объемных концентраций минералов, если приращения магнитной восприимчивости (как за счет изменения состава, так и за счет колебания объемных концентраций минералов) связаны положительной корреляционной зависимостью с соответствующими им приращениями плотности, между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов будет наблюдаться положительная корреляционная зависимость.

2. $a < 0, b < 0$ могут наблюдаться при

$$1) \begin{cases} \kappa_d > \kappa_{\alpha'} \\ \delta_d < \delta_{\alpha'} \\ \kappa_d > \kappa_{\beta'} \\ \delta_d < \delta_{\beta'} \end{cases}$$

$$2) \begin{cases} \kappa_d > \kappa_{\alpha'} \\ \delta_d < \delta_{\alpha'} \\ \kappa_d < \kappa_{\beta'} \\ \delta_d > \delta_{\beta'} \end{cases}$$

$$3) \begin{cases} \kappa_d < \kappa_{\alpha'} \\ \delta_d > \delta_{\alpha'} \\ \kappa_d > \kappa_{\beta'} \\ \delta_d < \delta_{\beta'} \end{cases}$$

$$4) \begin{cases} \kappa_d < \kappa_{\alpha'} \\ \delta_d > \delta_{\alpha'} \\ \kappa_d < \kappa_{\beta'} \\ \delta_d > \delta_{\beta'} \end{cases}$$

что также соответствует рассмотренным выше случаям. Если приращения магнитной восприимчивости за счет изменения минерального состава и колебания объемных концентраций минералов связаны отрицательной корреляционной связью с соответствующими им приращениями плотности, то между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов будет отмечаться обратная корреляционная зависимость.

Корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью не должна отмечаться в тех случаях, когда происходит замещение и изменение объемных концентраций минералов равных по тому или другому свойству (случаи 3, 4 разд. 1.1, 1.2).

1.4. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении пористости горной породы

Этот случай важен в связи с тем, что под воздействием многих процессов происходит значительное изменение пористости горных пород. Рассмотренные выше случаи разобраны при условии $k_n = \text{const}$, что характерно только для неизменных пород.

Для простоты предположим, что исследуемая горная порода состоит из $N = i + 1$ минералов. Изменение пористости породы от образца к образцу происходит за счет изменения объема минерала с физическими свойствами κ_α , δ_α без изменения объема породы. Тогда физические свойства первого образца

$$\sigma_1 = (1 - k_{nI}) \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_\alpha \right),$$

$$\kappa_1 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_\alpha,$$

второго образца

$$\sigma_2 = (1 - k_{nII}) \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i V_i + \delta_\alpha V_\beta \right),$$

$$\kappa_2 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i V_i + \kappa_\alpha V_\beta.$$

Так как $1 - k_{nI} = \frac{P_\Sigma}{P_{\text{обр}}}$, где P_Σ — суммарный объем всех минералов, входящих в образец; $P_{\text{обр}}$ — объем образца, а $V_i = \frac{P_i}{P_\Sigma}$, где

P_i — объем i -го минерала в образце; V_i — объемная концентрация i -го минерала, для первого образца

$$\sigma_1 = \frac{P_{\Sigma I}}{P_{\text{обр}}} \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i \frac{P_i}{P_{\Sigma I}} + \delta_\alpha \frac{P_\alpha}{P_{\Sigma I}} \right),$$

$$\kappa_1 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i \frac{P_i}{P_{\Sigma I}} + \kappa_\alpha \frac{P_\alpha}{P_{\Sigma I}},$$

для второго образца

$$\sigma_2 = \frac{P_{\Sigma II}}{P_{\text{обр}}} \left(\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i \frac{P_i}{P_{\Sigma II}} + \delta_\alpha \frac{P_\beta}{P_{\Sigma II}} \right),$$

$$\kappa_2 = \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i \frac{P_i}{P_{\Sigma II}} + \kappa_\alpha \frac{P_\beta}{P_{\Sigma II}}.$$

Тогда изменения в физических свойствах между вторым и первым образцами составят

$$\Delta\sigma = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i P_i + \delta_\alpha P_\beta}{N-1 P_{\text{обр}}} - \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \delta_i P_i + \delta_\alpha P_\alpha}{N-1 P_{\text{обр}}},$$

$$\Delta\kappa = \frac{\sum_{i=1} \kappa_i P_i + \kappa_\alpha P_\beta}{P_{\Sigma\Pi} P_{\Sigma I}} - \frac{\sum_{i=1} \kappa_i P_i + \kappa_\alpha P_\alpha}{P_{\Sigma\Pi} P_{\Sigma I}},$$

или, после преобразования,

$$\Delta\sigma = \frac{P_\beta - P_\alpha}{P_{\text{обр}}} \delta_\alpha$$

$$\Delta\kappa = \frac{P_{\Sigma\Pi} - P_{\Sigma I}}{P_{\Sigma\Pi} P_{\Sigma I}} \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i P_i + \frac{P_\beta P_{\Sigma I} - P_\alpha P_{\Sigma\Pi}}{P_{\Sigma\Pi} P_{\Sigma I}} \kappa_\alpha$$

Если учесть, что $P_{\Sigma I} = \sum_{i=1}^{N-1} P_i + P_\alpha$.

$$P_{\Sigma\Pi} = \sum_{i=1}^{N-1} P_i + P_\beta, \text{ откуда } P_\beta - P_\alpha = P_{\Sigma\Pi} - P_{\Sigma I},$$

то можно записать

$$\Delta\sigma = \frac{P_\beta - P_\alpha}{P_{\text{обр}}} \delta_\alpha$$

$$\Delta\kappa = \frac{P_\beta - P_\alpha}{P_{\Sigma\Pi} P_{\Sigma I}} \left(\kappa_\alpha \sum_{i=1}^{N-1} P_i - \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i P_i \right),$$

а так как $\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i P_i = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} P_i$, то (Вентцель,

1969 г.)

$$\Delta\sigma = \frac{P_\beta - P_\alpha}{P_{\text{обр}}} \delta_\alpha$$

$$\Delta\kappa = \frac{P_\beta - P_\alpha}{P_{\Sigma\Pi} P_{\Sigma I}} \left(\kappa_\alpha \sum_{i=1}^{N-1} P_i - \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} \kappa_i \sum_{i=1}^{N-1} P_i \right),$$

откуда

$$\Delta\sigma = \frac{P_\beta - P_\alpha}{P_{\text{обр}}} \delta_\alpha$$

$$\Delta \kappa = \frac{P_{\beta} - P_{\alpha}}{P \sum_{\text{II}} P \sum_{\text{I}}} \sum_{i=1}^{N-1} P_i (\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i).$$

Решая совместно эти уравнения, получаем

$$\Delta \kappa = \frac{P_{\text{обр}} \sum_{i=1}^{N-1} P_i}{P \sum_{\text{I}} P \sum_{\text{II}} \delta_{\alpha}} (\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i) \Delta \sigma, \quad (5)$$

$$\text{или } \Delta \kappa = q \Delta \sigma, \text{ где } q = \frac{P_{\text{обр}} \sum_{i=1}^{N-1} P_i}{P \sum_{\text{I}} P \sum_{\text{II}} \delta_{\alpha}} (\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i).$$

Следовательно, если в горной породе происходит изменение пористости за счет колебания объема какого-либо минерала, то между плотностью и магнитной восприимчивостью будет наблюдаться прямолинейная функциональная связь.

Однако в природе колебания пористости происходят за счет изменения объемов практически всех минералов, слагающих горную породу, и неодинаковы от точки к точке. В связи с этим коэффициент q будет величиной переменной, что приводит к появлению не функциональной, а корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов. Отмеченная корреляционная зависимость будет характеризоваться линией регрессии, определяемой формулой $\Delta \kappa = \bar{q} \Delta \sigma$.

Отсюда следует, что чем меньше $\frac{\sum_{i=1}^W |q_i| - \bar{q}|}{W}$, тем тесней кор-

реляционная зависимость. Теснота связи определяется теми же условиями, что и в разобранных выше примерах.

Из формулы (5) вытекает, что в зависимости от значения коэффициента q возможны четыре случая корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов.

1. При $q > 0$ — положительная (при $\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i > 0$, или $\kappa_{\alpha} > \bar{\kappa}_i$), когда минерал, изменяющий свой объем, будет иметь магнитную восприимчивость большую относительно средней магнитной восприимчивости минералов, входящих в состав первого образца.

2. При $q < 0$ — обратная (при $\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i < 0$, или $\kappa_{\alpha} < \bar{\kappa}_i$), когда минерал, изменяющий объем, будет иметь магнитную восприимчивость меньшую относительно средней магнитной восприимчивости минералов, входящих в состав первого образца.

3. При $q = 0$ — корреляционная связь отсутствует (при $\kappa_{\alpha} - \bar{\kappa}_i = 0$,

или $\kappa_a = \bar{\kappa}_j$, когда магнитная восприимчивость минерала, имеющего переменный объем, равна средней магнитной восприимчивости минералов, входящих в состав первого образца, т.е. когда в горной породе пористость меняется за счет всех минералов.

4. При $q = \infty$ корреляционная связь также отсутствует (при $\kappa_a - \bar{\kappa}_j = \infty$), этого в природе не может быть, так как разность между магнитной восприимчивостью минерала, имеющего переменный объем, и средней магнитной восприимчивостью минералов первого образца есть величина конечная.

1.5. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении объемных концентраций минералов и постоянном их составе для магнитного класса пород

Эта модель характерна для магматических и метаморфических пород магнитного ряда, могущих иметь близкие значения плотности при широком диапазоне магнитной восприимчивости.

Для простоты представим, что горная порода состоит из N парамагнитных минералов и одного ферромагнетика с концентрацией более 0,1 %. Тогда плотность и магнитная восприимчивость первого образца указанной породы составят

$$\sigma_{\bar{I}} = (1 - k_n) \left[\bar{\delta}_n \left(\sum_1^N V_n \right)_{\bar{I}} + \delta_{\text{фм}} V_{\text{фм}\bar{I}} \right],$$

$$\kappa_{\bar{I}} = \kappa \cdot V_{\text{фм}\bar{I}},$$

где $(\sum_1^N V_n)_{\bar{I}}$ – суммарная объемная концентрация парамагнетиков первого образца; $\delta_{\text{фм}}$ – плотность ферромагнетика; $V_{\text{фм}\bar{I}}$ – объемная концентрация ферромагнетика первого образца.

Предположим, что от точки к точке геологического тела меняется объемная концентрация ферромагнетика, тогда рассматриваемые свойства второго образца

$$\sigma_{\bar{II}} = (1 - k_n) \left[\bar{\delta}_n \left(\sum_1^N V_n \right)_{\bar{II}} + \delta_{\text{фм}} V_{\text{фм}\bar{II}} \right],$$

$$\kappa_{\bar{II}} = \kappa \cdot V_{\text{фм}\bar{II}},$$

$$\text{при этом } \left(\sum_1^N V_n \right)_{\bar{I}} + V_{\text{фм}\bar{I}} = \left(\sum_1^N V_n \right)_{\bar{II}} + V_{\text{фм}\bar{II}}.$$

Отсюда изменения плотности и магнитной восприимчивости между

вторым и первым образцом:

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) [\bar{\delta}_n (\sum_1^N V_n)_{II} + \delta_{\text{фм}} V_{\text{фм}II} - \bar{\delta}_n (\sum_1^N V_n)_{I} - \delta_{\text{фм}} V_{\text{фм}I}],$$

$$\Delta\kappa = \kappa^* (V_{\text{фм}II} - V_{\text{фм}I}).$$

Проведя соответствующее преобразование и подставив значения

$$(\sum_1^N V_n)_{II} = (\sum_1^N V_n)_{I} + V_{\text{фм}I} - V_{\text{фм}II}, \text{ получим}$$

$$\Delta\sigma = (1 - k_n) (\delta_{\text{фм}} - \bar{\delta}_n) (V_{\text{фм}II} - V_{\text{фм}I}),$$

$$\Delta\kappa = \kappa^* (V_{\text{фм}II} - V_{\text{фм}I}).$$

Решая совместно эти уравнения, получаем

$$\Delta\kappa = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa^*}{\delta_{\text{фм}} - \bar{\delta}_n} \Delta\sigma, \quad (6)$$

$$\text{или } \Delta\kappa = f \Delta\sigma, \text{ где } f = \frac{1}{1 - k_n} \frac{\kappa^*}{\delta_{\text{фм}} - \bar{\delta}_n},$$

$$\text{т.е. } \kappa_{II} - \kappa_I = f (\sigma_{II} - \sigma_I).$$

Считая свойства второго образца переменными величинами, а первого образца постоянными, получаем $\kappa - \kappa_I = f (\sigma - \sigma_I)$.

Эта формула представляет собой уравнение прямой линии, проходящей через точку с координатами κ_I, σ_I . Следовательно, если в породах магнитного класса меняется объемная концентрация ферромагнетика, то между плотностью и магнитной восприимчивостью будет линейная функциональная зависимость. Однако в массивах горных пород наблюдается изменение объемной концентрации нескольких ферромагнетиков (магнетит, титаномагнетит, маггемит и т.п.). В связи с этим параметр f будет величиной переменной, что обуславливает наличие не функциональной, а корреляционной зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью. Отмеченная корреляционная зависимость будет характеризоваться линией регрессии, определяемой формулой $\kappa - \kappa_I = \bar{f} (\sigma -$

$$- \sigma_I), \text{ где } \bar{f} = \frac{\sum_1^K f_i}{K}, f_i - \text{угловой коэффициент, зависящий от физи-}$$

ческих свойств ферромагнетиков; K — количество ферромагнетиков в горной породе.

Известно, что в конкретных горных породах магнитного класса количество ферромагнетиков очень ограничено. Это с точки зрения оценки приближения к линии регрессии приводит к выводу, что данная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью для горных пород магнитного класса должна характеризоваться очень высокими коэффициентами корреляции.

Из формулы следует, что возможны три случая указанной зависимости.

$$1. f > 0 \text{ будет наблюдаться при } \frac{\kappa^*}{\delta_{\text{ФМ}} - \delta_{\text{П}}} > 0, \text{ так как } \kappa^* > 0, \text{ то это}$$

возможно при $\delta_{\text{ФМ}} > \delta_{\text{П}}$.

Следовательно, прямая корреляционная зависимость должна наблюдаться тогда, когда плотность ферромагнетика больше средней плотности парамагнетиков.

$$2. f < 0 \text{ должно наблюдаться при } \frac{\kappa^*}{\delta_{\text{ФМ}} - \delta_{\text{П}}} < 0, \text{ т.е. при } \delta_{\text{ФМ}} < \delta_{\text{П}}.$$

Из этого вытекает, что обратная корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью образцов должна наблюдаться в том случае, когда плотность ферромагнетика меньше средней плотности парамагнетика.

3. $f = 0$ должно иметь место при $\kappa^* = 0$, что невозможно, так как $\kappa^* \gg 0$; $f = \infty$ будет наблюдаться при $\delta_{\text{ФМ}} = \delta_{\text{П}}$.

Таким образом, корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью будет отсутствовать в случае равенства плотности ферромагнетика и средней плотности парамагнетиков горной породы.

1.6. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении состава пород

Разберем математическую модель для случая нескольких петрографических разновидностей пород, отличающихся как плотностью, так и магнитной восприимчивостью.

Предположим, что наша выборка состоит из N совокупностей, имеющих следующие статистические характеристики:

$K_{\sigma, \kappa}^i$ — корреляционный момент плотности и магнитной восприимчивости i -й совокупности;

m_{σ}^i — математическое ожидание плотности i -й совокупности;

m_{κ}^i — математическое ожидание магнитной восприимчивости i -й совокупности;

σ_{κ}^j — среднее квадратичное отклонение магнитной восприимчивости в i -й совокупности;

σ_{σ}^j — среднее квадратичное отклонение плотности в i -й совокупности;

σ_j^i — значение плотности j -го образца i -й совокупности;

κ_j^i — значение магнитной восприимчивости j -го образца i -й совокупности.

Общий корреляционный момент всей выборки определяется формулой $K_{\sigma, \kappa} = M [(\sigma - M_{\sigma})(\kappa - M_{\kappa})]$, где M_{σ} — математическое ожидание плотности для всей выборки; M_{κ} — математическое ожидание магнитной восприимчивости для всей выборки.

Исходя из определения математического ожидания, имеем

$$K_{\sigma, \kappa} = \frac{\sum_{i=1}^N M [\sigma_j^i - M_{\sigma}] (\kappa_j^i - M_{\kappa})}{N}, \quad M_{\sigma} = \frac{\sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i}{N},$$

$$M_{\kappa} = \frac{\sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i}{N}.$$

Решая совместно эти уравнения, получаем

$$K_{\sigma, \kappa} = \frac{\sum_{i=1}^N M [(N\sigma_j^i - \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i) (N\kappa_j^i - \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i)]}{N^3},$$

откуда после умножения и соответствующих преобразований

$$K_{\sigma, \kappa} = \frac{N^2 \sum_{i=1}^N M [\sigma_j^i \kappa_j^i] - N \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N M [\kappa_j^i] - N \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i \sum_{i=1}^N M [\sigma_j^i] + N \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i}{N^3},$$

где $M [\sigma_j^i] = m_{\sigma}^i$ и $M [\kappa_j^i] = m_{\kappa}^i$.

Тогда

$$K_{\sigma, \kappa} = \frac{N^2 \sum_{i=1}^N M [\sigma_j^i \kappa_j^i] - N \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i - N \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i + N \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i}{N^3}$$

$$\text{или } K_{\sigma, \kappa} = \frac{N \sum_{i=1}^N M[\sigma_j^i \kappa_j^i] - \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i}{N^2}.$$

В числителе прибавим и вычтем одно и то же число $N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i)$ и получим

$$K_{\sigma, \kappa} = \frac{N \sum_{i=1}^N M[\sigma_j^i \kappa_j^i] - N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i) - \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i + N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i)}{N^2}.$$

Учитывая, что $M(\sigma_j^i \kappa_j^i) - m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i = K_{\sigma, \kappa}^i$, имеем

$$K_{\sigma, \kappa} = \frac{N \sum_{i=1}^N K_{\sigma, \kappa}^i - \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i + N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i)}{N^2}.$$

Коэффициент корреляции, исходя из его определения, равен

$$r_{\delta, \kappa} = \frac{N \sum_{i=1}^N (r_{\sigma, \kappa}^i \sigma_{\sigma}^i \sigma_{\kappa}^i) - \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i + N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i)}{N^2 \sigma_{\sigma} \sigma_{\kappa}},$$

где $r_{\sigma, \kappa}^i$ — коэффициент корреляции плотности и магнитной восприимчивости i -й совокупности.

Возможны три значения коэффициента корреляции.

1. $r_{\sigma, \kappa} > 0$, т.е. в выборке между плотностью и магнитной восприимчивостью будет наблюдаться положительная корреляционная связь.
2. $r_{\sigma, \kappa} < 0$, т.е. в выборке между плотностью и магнитной восприимчивостью будет наблюдаться отрицательная корреляционная связь.
3. $r_{\sigma, \kappa} = 0$, т.е. в выборке между плотностью и магнитной восприимчивостью корреляционной зависимости наблюдаться не будет.

Рассмотрим это более подробно.

1. $r_{\sigma, \kappa} > 0$ должно наблюдаться при

$$N \sum_{i=1}^N (r_{\sigma, \kappa}^i \sigma_{\sigma}^i \sigma_{\kappa}^i) - \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i + N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i) > 0,$$

т. е. при

$$N \sum_{i=1}^N (r_{\sigma, \kappa}^i \sigma_{\sigma}^i \sigma_{\kappa}^i) > \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i - N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i). \quad (7)$$

На основании неравенства Чебышева можно записать:

$$a) \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i < N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i) \text{ должно наблюдаться, когда ряды}$$

m_{σ}^i и m_{κ}^i — оба возрастающие или оба убывающие, т.е. при $m_{\sigma}^1 > m_{\sigma}^2 > m_{\sigma}^3 > \dots > m_{\sigma}^i$ и $m_{\kappa}^1 > m_{\kappa}^2 > m_{\kappa}^3 > \dots > m_{\kappa}^i$ или $m_{\sigma}^1 < m_{\sigma}^2 < m_{\sigma}^3 < \dots < m_{\sigma}^i$ и $m_{\kappa}^1 < m_{\kappa}^2 < m_{\kappa}^3 < \dots < m_{\kappa}^i$;

$$b) \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i > N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i) \text{ будет наблюдаться при } m_{\sigma}^1 > m_{\sigma}^2 >$$

$m_{\sigma}^3 > \dots > m_{\sigma}^i$ и $m_{\kappa}^1 < m_{\kappa}^2 < \dots < m_{\kappa}^i$ или $m_{\sigma}^1 < m_{\sigma}^2 < m_{\sigma}^3 < \dots < m_{\sigma}^i$ и $m_{\kappa}^1 > m_{\kappa}^2 > \dots > m_{\kappa}^i$, т.е. когда один ряд возрастает, а другой убывает.

Таким образом, правая часть неравенства (7) будет отрицательной, когда оба ряда возрастающие или убывающие, положительной — когда один ряд возрастает, а другой убывает.

Следовательно, коэффициент корреляции плотности и магнитной восприимчивости для выборки будет положительным в том случае, когда отдельные петрографические разновидности горных пород, входящие в выборку, характеризуются положительными коэффициентами корреляции плотности и магнитной восприимчивости при положительной корреляционной связи между средними арифметическими плотности и магнитной восприимчивости отдельных совокупностей.

В остальных случаях коэффициент корреляции общей выборки будет положительным только при выполнении неравенства (7).

2. $r_{\sigma, \kappa} < 0$ будет наблюдаться при

$$N \sum_{i=1}^N (r_{\sigma, \kappa}^i \sigma_{\sigma}^i \sigma_{\kappa}^i) < \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i - N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i).$$

Опираясь на неравенство Чебышева, можно отметить, что коэффициент корреляции для общей выборки между плотностью и магнитной восприимчивостью будет отрицателен в том случае, когда отдельные петрографические разновидности горных пород, входящие в выборку, характеризуются отрицательными коэффициентами корреляции плотности и магнитной восприимчивости при отрицательной корреляционной связи между средними арифметическими плотности и магнитной

восприимчивости отдельных совокупностей (петрографических разновидностей горных пород).

В любых других случаях коэффициент корреляции общей выборки будет отрицателен только при выполнении неравенства (7).

3. $r_{\sigma, \kappa} = 0$ будет при

$$N \sum_{i=1}^N (r_{\sigma, \kappa}^i \sigma_{\sigma}^i \sigma_{\kappa}^i) = \sum_{i=1}^N m_{\sigma}^i \sum_{i=1}^N m_{\kappa}^i - N \sum_{i=1}^N (m_{\sigma}^i m_{\kappa}^i).$$

Из рассмотренных выше теоретических построений о возможных связях между плотностью и магнитной восприимчивостью в горных породах вытекают следующие общие для всех случаев выводы.

Характер зависимости между плотностью и магнитной восприимчивостью как внутри одной породы, так и для всей совокупности горных пород определяется характером зависимости κ и σ минералов, слагающих горную породу. При наличии положительной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью минералов для горных пород в целом будет наблюдаться прямая связь между данными параметрами, и наоборот, в случае отрицательной связи для горной породы будет обратная связь. Зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью в горных породах не наблюдается в том случае, когда в породе происходят колебания в составе и объемных концентрациях минералов, одинаковых по одному из рассмотренных физических параметров.

2. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА, ВЗАИМОСВЯЗИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕИЗМЕНЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Состав, строение и условия залегания горных пород находятся в зависимости от формирующих их геологических процессов, происходящих в определенной обстановке внутри земной коры или на земной поверхности. Процессами, приводящими к образованию горных пород, определяется и состав породообразующих минералов. Наиболее часто ими являются минералы групп силикатов, карбонатов, меньшее значение имеют фосфаты, различные титанистые соединения. Окислы, кроме кварца, который является одним из самых распространенных минералов многих горных пород, также имеют подчиненное

значение. Для пород магматического происхождения главную роль играют минералы группы силикатов. В осадочных горных породах к ним присоединяются карбонаты. В метаморфических породах эти группы минералов одинаково важны.

2.1. Магматические горные породы

В химическом отношении магматические горные породы нормально-го (по А.Н. Заварицкому) ряда делятся на кислые, средние, основные и ультраосновные, различающиеся по своему минеральному составу. Однако, несмотря на эти различия, набор породообразующих минералов для магматических пород в целом сравнительно невелик.

Исходя из данных А.Н. Заварицкого и других исследователей, можно заключить, что магматические горные породы характеризуются следующими комплексами основных минералов:

1) породообразующие — оливин, энстатит, бронзит, гиперстен, авгит, диаллаг, роговая обманка, биотит, мусковит, ортоклаз, микроклин, кварц, плагиоклаз;

2) акцессорные — магнетит, титаномагнетит, шпинель, хромит, ильменит, пирротин, апатит, сфен, циркон, гематит.

Физические свойства минералов приведены в табл. 1.

По магнитным свойствам большинство минералов являются диа- или парамагнитными. Их магнитная восприимчивость определяется химическим составом и структурой кристаллической решетки, а также типом химической связи.

Безжелезистые породообразующие минералы горных пород (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, скаполит) диамагнитны или являются слабыми парамагнетиками. Парамагнитная восприимчивость железосодержащих силикатов и алюмосиликатов связана главным образом с двух- и трехвалентным железом. Железо, входя в состав слюды, оливинов, пироксенов, амфиболов и других железистых минералов, создает повышенную парамагнитную восприимчивость. Для вышеуказанных парамагнитных минералов магнитная восприимчивость возрастает с увеличением содержания железа [65]. Однако в действительности, как показывают исследования, для большинства железосодержащих минералов характерна смешанная природа магнетизма — параферромагнитная. Она обусловлена парамагнитной восприимчивостью чистых минералов и ферромагнитной восприимчивостью, связанной с микропримесью ферромагнетиков. Последние обнаруживаются внутри более крупных зерен железосодержащих минералов. Наличием механических примесей ферромагнитных минералов объясняются высокие значения магнитной восприимчивости таких минералов, как пирит, сфалерит (пирит — слабый парамагнетик, сфалерит — диамагнетик)

Таблица 1

Физические свойства породообразующих минералов магматических горных пород (по данным Н.Б. Дортман, Ф.Н. Ефимова, М.Г. Крюкова, Ф. Берча, Д. Шерера)

Минерал	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ	Минерал	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ
Микроклин	2,55	0			
Ортоклаз	2,56	- 0,5			
Кварц	2,65	- 0,46			
Плагиоклазы					
альбит	2,61	0	Роговая обманка		
олигоклаз	2,64	0	магнезиальная	3,06	18
андезин	2,67	0	железистая	3,40	73
лабрадор	2,70	0	Оливины		
битовнит	2,73	0	форстерит	3,22	18
анортит	2,76	0	фаялит	4,32	117
Биотит			Эпидот	3,42	23
магнезиальный	2,70	1	Сфен	3,48	22
железистый	3,10	55	Апатит	3,19	- 8
Мусковит			Циркон	4,69	-0,8
магнезиальный	2,76	3	Шпинель	3,60	13
железистый	3,10	17	Ильменит	4,79	113
Пироксены			Хромит	4,40	170
энстатит	3,18	1	Гематит	5,0	10-120
бронзит	3,30	20	Магнетит	5,17	(9-25) · 10 ⁵
гиперстен	3,34	28	Титаномагнетит		
авгит	3,28	16	магнетит	4,80	10-10 ⁵
диаллаг	3,20	3	Пирротин	4,70	10-10 ⁴

и других минералов с диамагнитными и слабыми парамагнитными свойствами.

Для ферромагнитных минералов, в отличие от диа- и парамагнитных, характерны высокие значения магнитной восприимчивости.

Наиболее распространенными ферромагнитными минералами являются окисные соединения железа — магнетит, титаномагнетит, маггемит, гематит; из сульфидных минералов — пирротин. Слабые магнитные свойства имеют еще ряд менее распространенных ферромагнитных минералов железа.

Безжелезистые диамагнитные и парамагнитные минералы, характеризующиеся очень низкой магнитной восприимчивостью, составляют наибольшую часть (в процентном отношении) магматических и метаморфических пород кислого состава. Железистые минералы, магнитная восприимчивость которых изменяется от первого десятка до сотен

10^{-5} ед. СИ за счет микровключений ферромагнетиков, входят в небольшом количестве в состав кислых магматических и метаморфических горных пород.

По характеру связи магнитной восприимчивости горных пород с их минеральным составом и количественному содержанию ферромагнетиков все магматические породы одного и того же состава делят на два класса: ферропарамагнитные (слабомагнитные) и ферромагнитные (магнитные). По данным Н.Б. Дортман и А.К. Вейнберга, при содержании ферромагнитных минералов от 0 до 0,01–0,10 % магнитная восприимчивость пород — $(3-50) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, что характерно для слабомагнитного класса. Пропорциональной зависимости между магнитной восприимчивостью и содержанием ферромагнитных минералов в этом классе не наблюдается. Вероятнее всего это связано с различной парамагнитной восприимчивостью главных породообразующих минералов, без существенного влияния на магнитную восприимчивость ферромагнетиков.

Исследования ВСЕГЕИ показывают, что магнитные свойства пород только потенциально зависят от содержания в них железа. Однако в зависимости от условий магмообразования железо почти полностью входит в состав темноцветных минералов (роговая обманка, пироксены, биотит, оливин) без образования ферромагнетиков или частично кристаллизуется в последних (магнетит, титаномагнетит, гематит, протин). Цветные минералы в гранитоидах составляют 0–20 %, в габбро — 50 % и в ультраосновных породах — 95 %. Все эти минералы являются парамагнетиками и, несмотря на их значительное содержание, создают лишь слабую магнитную восприимчивость пород. Даже неизменные ультраосновные породы — гарцбургиты, дуниты имеют магнитную восприимчивость порядка $(50-100) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; среди них максимальными магнитными свойствами обладают пироксениты и перидотиты [3]. Повышенная магнитная восприимчивость наблюдается лишь с появлением магнетита, выделяющегося при серпентинизации.

Магнитная восприимчивость эффузивных пород в связи с близким количественно-минеральным составом к их интрузивным аналогам имеет идентичную последним общую характеристику.

Для вулканогенных образований, так же как для интрузивных, характерно наличие ферромагнитных и ферропарамагнитных разновидностей [9].

Быстрое и неравномерное остывание эффузивных пород, мало отражающееся на составе породообразующихся минералов, сказывается на характере ферромагнетиков. Поэтому в магнитной восприимчивости эффузивных толщ, сложенных парамагнитными породами, нет существенного отличия от интрузий, но оно отчетливо проявляется для ферромагнитных пород. Высокая скорость кристаллизации способствует образованию в эффузивных породах не только магнетита, но и тита-

номагнетита, особенно в основных разностях. Ферромагнетики, как правило, кристаллизуются в мелких зернах — от пылевидных до 0,01—0,5 мм. Как следствие, средняя магнитная восприимчивость различных групп эффузивных пород меньше, чем в интрузивных аналогах. Кроме того, разный размер зерен и их неравномерное распределение в разных частях потоков лав и в вулканических аппаратах определяет большую дисперсию магнитной восприимчивости пород.

Так же как для интрузивных образований, для эффузивных пород, с увеличением их основности и содержания окислов железа, характерно увеличение пределов изменения средней магнитной восприимчивости от $(0-900) \cdot 10^{-5}$ в кислых разностях до $2500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в основных. Достаточно убедительно отмеченные закономерности иллюстрируются данными Н.Б. Дортман, приведенными на рис. 1, и А.П. Балыкина с соавторами, изучавшими зависимость магнитной восприимчивости андезитовых порфиритов Приморья от содержания в них магнетита, биотита, роговой обманки и гиперстена (рис. 2).

Из рис. 1 видно, что внутри каждой формации отмечается достаточно устойчивая зависимость магнитной восприимчивости от содержания железа. Однако эта зависимость справедлива только для комплексов пород, относящихся к одному петромагнитному классу — параферромагнитному или ферромагнитному. Общей же зависимости для всех комплексов, как видно из рисунка, не отмечается. Наиболее общей и четко выраженной закономерностью является связь магнитной восприимчивости с коэффициентами, отражающими отношение двух- и трехвалентного железа:

$$\varphi = C_{Fe^{+++}}/C_{Fe^{++}}; \varphi' = (C_{Fe^{+++}}/C_{Fe^{++}}) \text{ ПМ}.$$

Плотностные свойства породообразующих минералов магматических пород изменяются в довольно широких пределах — от 2,55 до 5,2 г/см³, как это видно из табл. 1, в которой приведены средние значения плотности минералов. В природных условиях в результате изоморфизма, полиморфизма, дефекта структуры, наличия химических и механических примесей наблюдаются колебания плотности минералов, достигающие в общем случае десятых долей г/см³.

Изменения плотности для большинства минералов связаны с колебаниями химического состава, поэтому один и тот же минерал может иметь различную плотность. Например, минеральная плотность сфалерита в зависимости от примеси меняется от 3,5 до 4 г/см³, пирита — от 4,9 до 5,2 г/см³.

Силикаты, алюмосиликаты и карбонаты, составляющие основную массу породообразующих минералов, как правило, имеют переменный состав в связи со способностью образовывать изоморфные смеси. Изоморфизм является одним из характерных явлений для породообразую-

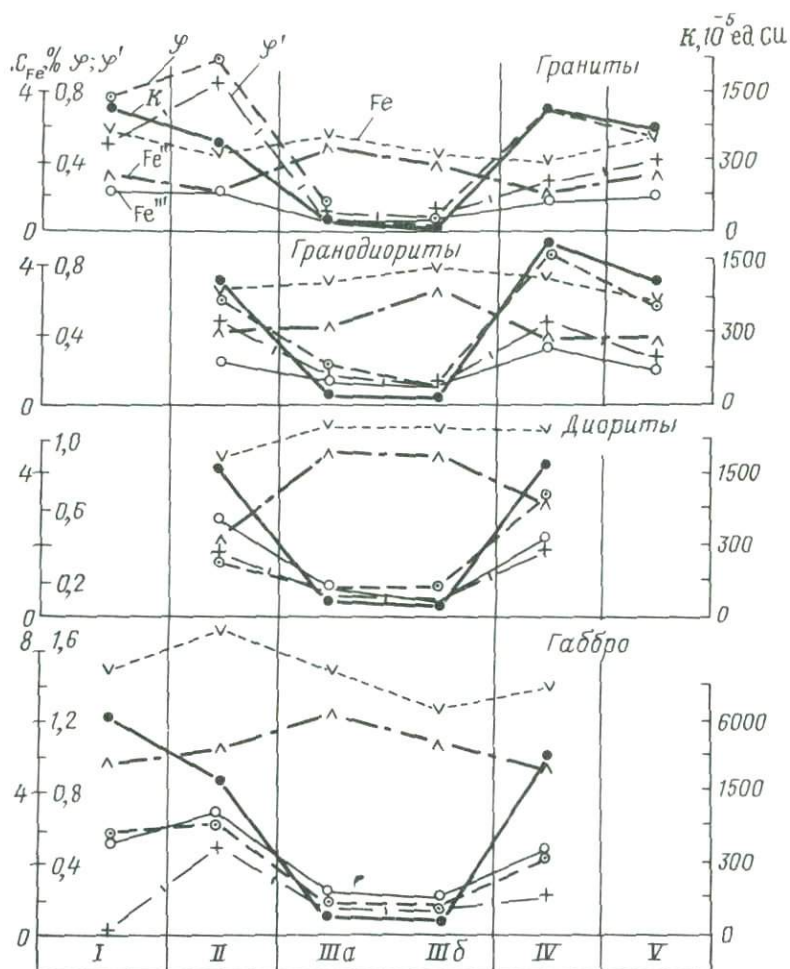
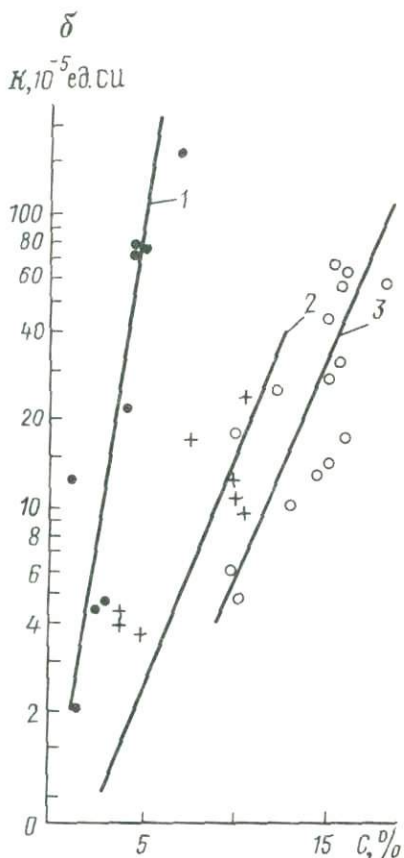
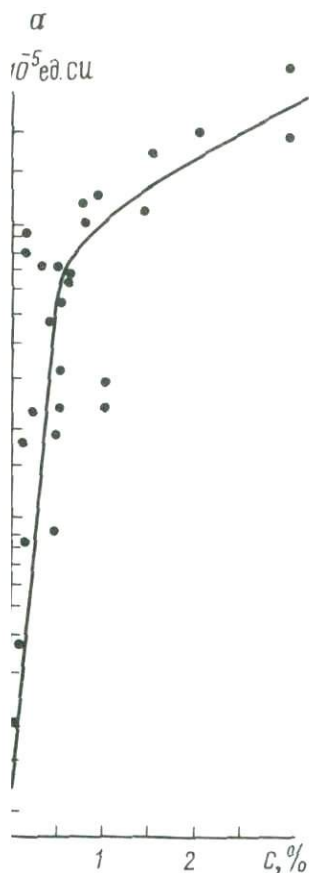


Рис. 1. Магнитная восприимчивость и химический состав интрузивных пород типичных формаций (по Н.Б. Дортман, 1974).

Формации: I — габбро-перидотитовая, II — габбро-диорит-гранодиоритовая, III — гранитовая (а — складчатых зон, б — срединных массивов), IV — гранодиорит-гранитовая, V — гранит-лейкогранитовая.

$\varphi = C_{Fe^{III}}/C_{Fe^{II}}$; $\varphi' = (C_{Fe^{III}}/C_{Fe^{II}})_{PM}$



2. Графики зависимости магнитной восприимчивости андезитовых порфиритов от содержания (С): а — магнетита, б — биотита (1), роговой обманки (2) и рнстенов (3) (по А.П. Балыкину и др.)

инералов. Непрерывные изоморфные ряды образуют широко распространенные в магматических и метаморфических породах минералы — плагиоклазов, оливина, пироксенов, амфиболов и др. Минеральность смещенных кристаллов зависит от свойств чистых компонентов и их относительного содержания в изоморфной смеси.

в природе весьма характерно изменение минеральной плотности изоморфной смеси прежде всего в зависимости от атомной массы ионов. Это происходит в связи с тем, что величины ионных радиусов изоморфно замещаемых ионов близки, а плотность упаковки атомов и структурных элементов всей группы одинакова.

Примерами этого могут служить изоморфные ряды оливина, пироксе-

нов, амфиболов при изоморфных катионах магния и железа. Происходит увеличение минеральной плотности от магниевых минералов к железистым за счет замены магния на железо. Увеличение плотности определяется более высокой атомной массой железа (56) по сравнению с магнием (24). Так, минеральная плотность в изоморфном ряду оливина возрастает от 3,22 (магниевый минерал форстерит) до 4,3 г/см³ (чисто железистого фаялита), в ряду энстатит – гиперстен от 3,18 (энстатит) до 3,34 г/см³ (гиперстен).

Для одной из важнейших групп породообразующих минералов – полевых шпатов – изменение минеральной плотности в непрерывном изоморфном ряду альбит – анортит связано в основном с заменой катиона натрия (атомная масса 23) на более тяжелый катион кальция (атомная масса 40) при близких ионных радиусах (Na – 0,098, Ca – 0,106 нм). Минеральная плотность меняется от 2,61 (альбит) до 2,76 г/см³ (анортит). В то же время, для пары альбит – ортоклаз, где происходит замена натрия на К (атомная масса 39), наоборот, наблюдается понижение плотности с 2,61 до 2,55 г/см³ в связи со значительным увеличением ионного радиуса (Na – 0,098 нм, К – 0,133 нм), т.е. в случае ряда альбит – ортоклаз наибольшее значение (определяющее плотность кристалла) имеет различие в ионных радиусах, а следовательно, изменение плотности упаковки атомов.

Однако в связи с тем, что для каждой конкретной петрографической группы пород, как правило, характерен более или менее определенный состав каждого минерала, они имеют в конкретных комплексах и формациях постоянную плотность, что обуславливает в целом постоянную плотность породы [26].

В нормальном ряду от габбро до гранитов наблюдается постепенное уменьшение плотности, которое определяется понижением содержания в породах окислов железа, марганца, магния, кальция и соответственно увеличением процентного содержания кремнезема. В группе ультраосновных пород изменение плотности происходит резко и определяется главным образом большим содержанием компонентов: FeO, Fe₂O₃, MnO и MgO и уменьшенным количеством Al₂O₃ и CaO. При этом от габбро к гранитам содержание микроклина и кварца увеличивается, а количество роговой обманки уменьшается, пироксены и оливин исчезают.

Очень наглядны в этом отношении данные, приведенные на рис. 3, из которого видно, что увеличение общего содержания железа в габбро с 6 до 16 % приводит к увеличению плотности последних в среднем с 2,7 до 3 г/см³; в гранитах увеличение содержания железа с 2 до 8 % сопровождается увеличением плотности с 2,63 до 2,67 г/см³.

Уплотненные текстуры и полнокристаллические структуры интрузивных пород обуславливают их небольшую пористость, которая для невыветрелых пород характеризуется значениями от 0,2–2 % в гранитах

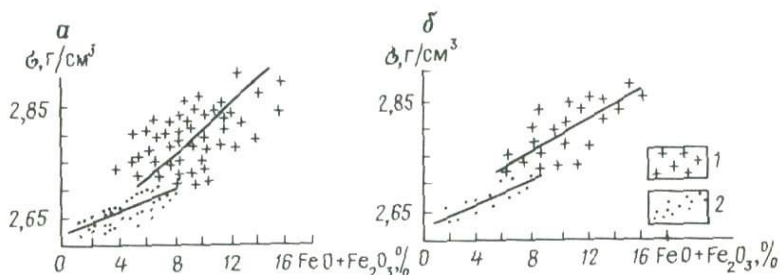


Рис. 3. Графики зависимости плотности от содержания железа в габбро (1) и гранитах (2) Воронежского кристаллического массива (по данным Воронежского университета).

а — для магнитных, *б* — для немагнитных разностей

до 0,1–1,5 % в габбро и 0,1–0,3 % в гипербазитах. В связи с этим плотность этих образований близка к минеральной плотности, которая определяется минеральным составом. В свою очередь, плотность породообразующих минералов рассматриваемой группы пород, как показано выше, зависит главным образом от их молекулярного веса (за исключением ортоклаза). Наблюдается строгое соответствие между количественно-минеральным и химическим составом интрузивных пород и их плотностью. Некоторое влияние на величину плотности, кроме того, могут оказывать колебания плотности минералов, что наиболее характерно для роговой обманки и пироксенов.

Для всех крупных петрографических групп интрузивных пород характерно изменение в определенных пределах плотности и состава. Так, по данным Н.Б. Дортман, средняя плотность крайних петрофизических разновидностей группы гранитов отличается на 0,12, группы габбро — 0,2, группы ультраосновных пород — 0,3 г/см³. Это обусловлено, с одной стороны, изменением содержания цветных минералов, а с другой — кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. При одинаковом составе главных породообразующих и различном содержании цветных минералов изменение плотности обуславливается количеством цветных минералов.

Эта зависимость в группе средних и особенно основных пород является существенной, так как цветные минералы, представленные роговой обманкой или пироксеном, заметно отличаются по плотности от плагиоклазов, а в связи с их высоким содержанием (до 50 %) возможны большие вариации в количестве. Особенно наглядно значение цветного минерала при сравнении плотности нормального габбро и анортита, а также нормального и лейкократового габбро. Например, многие исследователи Воронежского кристаллического массива [2] отмечают, что изменения плотности за счет обогащения темноцветными минералами носят линейный характер (рис. 4). При этом возрастание плотности

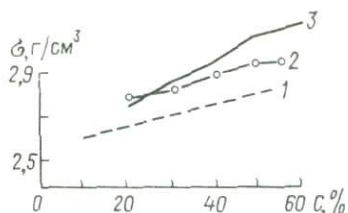


Рис. 4. Зависимость плотности пород Воронежского кристаллического массива от содержания (C) темноцветных минералов (по данным Воронежского университета).

1 — биотит — в сланцах и гнейсах; 2 — биотит и роговая обманка — в гранитах и диоритах, 3 — роговая обманка и пироксен — в габбро

за счет изменения содержания темноцветных минералов на 1 % достигает для диоритов 0,005, а для габброидов — 0,011 г/см³.

Из всех групп интрузивных пород группа ультраосновных характеризуется наиболее широкими пределами изменения плотности. Это связано со значительным различием состава пород, состоящих из пироксенов разного состава и сингоний, и оливина, обладающего высокой минеральной плотностью.

Из изложенного вытекает, что на плотность интрузивных пород наибольшее влияние (в связи с большой минеральной плотностью) оказывает изменение содержания цветных породообразующих минералов не только между группами интрузивных пород, но и внутри них, т.е. существует связь между содержанием цветных минералов и плотностью. Акцессорные и рудные минералы, обладающие очень большой плотностью, также оказывают заметное влияние на плотность интрузивных образований. Этот вывод подтверждают исследования, проведенные группой сотрудников ВСЕГЕИ [26]. При плотности рудных минералов, равной в среднем 5, сфена — 3,5 и апатита — 3,2 г/см³, изменение плотности при изменении содержания последних на 1 % составляет в гранитах соответственно 0,024; 0,009 и 0,006 г/см³, а в габбро — 0,02; 0,005; 0,004 г/см³.

Плотность эффузивных горных пород главным образом обуславливается минеральным составом для палеотипных и наиболее измененных кайнотипных пород; степенью диагенеза для палеотипных и кайнотипных пород; текстурными особенностями для кайнотипных пород [26].

Плотность их, как и в случае интрузивных комплексов, возрастает от кислых эффузивов к основным, что обусловлено возрастанием феррических компонентов и окислов кальция и соответственным уменьшением содержания кремнезема, окислов калия и натрия, т.е. уменьшением легких и увеличением тяжелых минералов. При этом эффузивные образования имеют меньшую плотность по сравнению с соответствующими им интрузивными аналогами и большие пределы ее изменения, причем палеотипные разности эффузивов ближе стоят к интрузивным по плотности, чем кайнотипные.

Плотность палеотипных эффузивных пород меняется в сравнительно небольших пределах; она зависит главным образом от минераль-

ного состава. Для кайнотипных эффузивов зависимость плотности от минерального состава выражена менее четко в связи с широким изменением их пористости [26]. В целом для эффузивных пород пористость изменяется от 1,4 до 20–22 %.

Таким образом, изложенный материал вполне согласуется с выводом Э.Я. Дубинчик и В.К. Путинцева о том, что плотность пород отражает их химический состав, обнаруживая высокие корреляционные связи ($r \geq |0,7|$) с содержанием главных породообразующих окислов: положительные – с FeO, MgO, CaO, отрицательные – с SiO₂ и K₂O. Магнитная восприимчивость хотя и связана с химическим составом, но связи эти менее тесные ($r \leq |0,3|$), и в большей степени отвечает физико-химической обстановке образования породы.

Исходя из того, что (как показано выше) для всех цветных минералов одного и того же класса пород (слабомагнитного или магнитного) характерна прямая зависимость и плотности и магнитной восприимчивости с их железистостью, можно утверждать, что для всех темноцветных минералов внутри каждого класса наблюдается прямая корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью.

В результате исследований физических свойств темноцветных минералов [18] подтвердилась прямая зависимость магнитной восприимчивости от плотности для таких породообразующих минералов, как биотиты, амфиболы и пироксены. Более того, проведенные авторами расчеты коэффициента ранговой корреляции между средними значениями плотности и магнитной восприимчивости для всей совокупности породообразующих минералов, характерных для магматических пород и приведенных в табл. 1, показали наличие между ними положительной связи с коэффициентом корреляции (+ 0,74). Учитывая тот факт, что для каждой конкретной породы значения физических свойств минералов более стабильны по сравнению с приведенными в табл. 1 средними значениями (по данным нескольких авторов), можно ожидать, что в каждом случае эта связь будет еще более тесной.

Положительная корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью как для темноцветных, так и для всей совокупности породообразующих минералов магматических горных пород (рис. 5, а), согласно выводам в 1.1–1.3, указывает на наличие такой связи горных пород слабомагнитного класса при допустимых колебаниях их минерального состава от точки к точке.

Анализируя плотностные свойства минералов-ферромагнетиков и минералов-парамагнетиков магматических горных пород (см. табл. 1), следует отметить, что плотность ферромагнетиков (магнетит, титаномагнетит, пирротин, гематит) всегда больше. Это, согласно выводам в 1.5, характеризует наличие положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород маг-

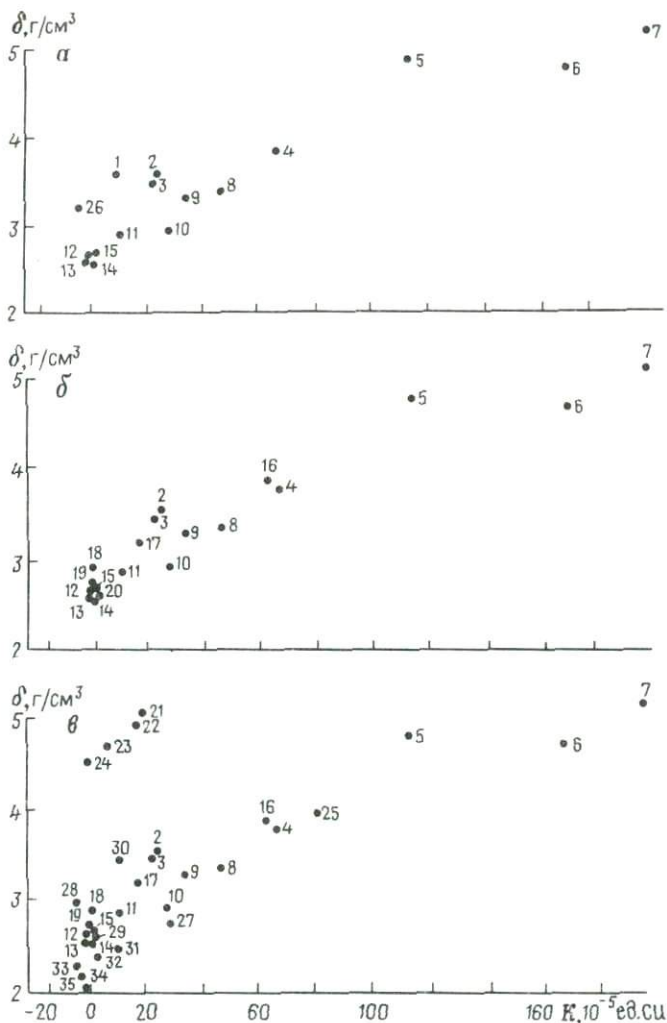


Рис. 5. Поля корреляции магнитной восприимчивости и плотности породообразующих минералов магматических (*а*), метаморфических (*б*), осадочных (*в*) горных пород.

Минералы: 1 — шпинель, 2 — эпидот, 3 — сфен, 4 — оливин, 5 — ильменит, 6 — хромит, 7 — магнетит, 8 — амфибол, 9 — пироксен, 10 — биотит, 11 — мусковит, 12 — кварц, 13 — ортоклаз, 14 — микроклин, 15 — плагиоклаз, 16 — гранат, 17 — анкерит, 18 — доломит, 19 — кальцит, 20 — серицит, 21 — гематит, 22 — монацит, 23 — марказит, 24 — циркон, 25 — сидерит, 26 — апатит, 27 — хлорит, 28 — ангидрит, 29 — каолинит, 30 — лимонит, 31 — глауконит, 32 — монтмориллонит, 33 — гипс, 34 — галит, 35 — опал

нитного класса. При этом следует учесть тот факт, что указанной зависимости не будет наблюдаться в случае, когда изменения физических свойств горных пород от точки к точке находятся в пределах точности измерений.

Изменения объемных концентраций ферромагнетика примерно на 0,001 % (что можно фиксировать) приводят к изменению плотности порядка $5 \cdot 10^{-5}$ г/см³, а это намного ниже предела чувствительности любой аппаратуры. Следовательно, точность измерения магнитной восприимчивости не влияет на выявление зависимости плотности и магнитной восприимчивости горных пород.

Измерения плотности горных пород проводятся в настоящее время с точностью 0,01 г/см³. Таким образом, опираясь на формулу (1), можно записать $(\delta_{\text{фм}} - \delta_{\text{п}}) (V_{\text{фм}\bar{I}} - V_{\text{фм}\bar{I}}) = 0,01$ или $(\delta_{\text{фм}} - \delta_{\text{п}}) \times$
 $\times \Delta V_{\text{фм}}$, тогда $\Delta V_{\text{фм}} = \frac{1}{\delta_{\text{фм}} - \delta_{\text{п}}}$.

Из табл. 1 следует, что максимальная разность плотности ферромагнетиков и парамагнетиков составляет около 2,5, минимальная — 1,5 г/см³ при наиболее часто встречающихся значениях разности около 2 г/см³. Данные плотностные характеристики указывают на колебания в концентрации ферромагнетиков в интервале 0,4–0,6 %. Таким образом, если в горном массиве, сложенном породами магнитного класса, наблюдается размах объемных концентраций ферромагнитных минералов в среднем менее 0,5 %, то в этом случае между плотностью и магнитной восприимчивостью положительной корреляционной зависимости наблюдаться не будет. Исследователи, проводившие изучение петромагнитных характеристик горных пород [7], отмечают размах колебания содержания ферромагнетиков порядка 0,1–2 % для гранитоидов, 0,3–4 % — для габброидов и 0,1–0,8 % только в отдельных массивах. Исходя из сказанного выше можно сделать вывод о том, что в пределах горных пород магнитного класса между плотностью и магнитной восприимчивостью будет наблюдаться, как правило, положительная корреляционная зависимость.

О справедливости данного вывода говорят и результаты изучения характера и тесноты связи плотности и магнитной восприимчивости для отдельных разновидностей магматических пород другими исследователями. Например, Э.Я. Дубинчик и В.К. Путинцев, занимавшиеся расчленением интрузивных образований Буреинского и Ханкайского массивов, отмечают высокие положительные значения корреляционного отношения, колеблющиеся от + 0,4 ÷ + 0,45 для гранитов до + 0,8 для гранодиоритов и диоритов нижнего палеозоя.

Как было показано выше, при переходе от кислых разностей магматических горных пород к основным в целом происходит увеличение средних значений плотности при одновременном возрастании магнит-

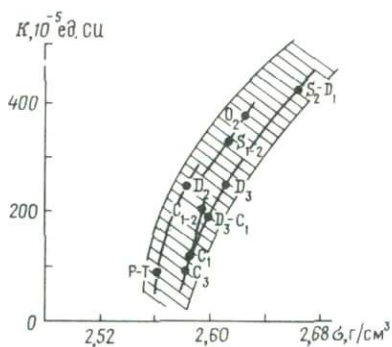


Рис. 6. Зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью разновозрастных гранитоидов Казахстана (по Ю.А. Колмогорову)

ной восприимчивости. Иными словами, для всей совокупности магматических горных пород в большинстве случаев характерны возрастающие ряды математических ожиданий плотности и магнитной восприимчивости при переходе от одной петрографической разности к другой.

На основании теоретических построений (см. разд. 1.6, случай 1) следует, что для общей выборки по всем магматическим образованиям одного и того же класса коэффициент корреляции плотности и магнитной восприимчивости в основном будет положительным.

Ю.А. Колмогоров на большом фактическом материале по территории Казахской складчатой области, охватывающей разнообразные тектонические структуры, показал, что зависимость плотности и магнитной восприимчивости разновозрастных гранитоидов в общем плане характеризуется параболической формой связи, выраженной в закономерном нарастании плотности и соответственно магнитной восприимчивости (рис. 6). Исходя из приводимых им данных о характере изменения физических свойств эффузивных образований, можно говорить о наличии аналогичной связи и для пород Казахстана. Исследователи Урала [13] отмечают наличие линии регрессии плотности от магнитной восприимчивости для эффузивов Урала, выражающейся уравнением $\sigma = 2,54 + 0,104k$ при $r = +0,916 \pm 0,267$.

Исследования юга Дальнего Востока также показали, что вариации петрофизических характеристик отражают в первую очередь изменения химического состава вулканитов и имеют синхронный характер.

Т.С. Игнатьева и В.С. Степанова отмечают положительную корреляционную связь между рассматриваемыми параметрами пород комплекса лерцолитов — габбро-норитов Карелии с величиной коэффициента корреляции $r = +0,99 \pm 0,01$, а для некоторых пород комплекса с $r = +0,5$.

Таким образом, совокупность изложенного материала указывает на то, что для неизмененных магматических пород слабомагнитного или магнитного класса, т.е. для пород одного комплекса (формации), характерна положительная корреляционная связь между их магнитной восприимчивостью и плотностью.

2.2. Метаморфические горные породы

Минеральный состав метаморфических пород отличается большим разнообразием, чем магматических. Главные породообразующие минералы: кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, оливин, плагиоклазы, кианит, гиперстен, диопсид, геденбергит, роговая обманка, актинолит, тремолит, биотит, мусковит, кварц, силлиманит, микроклин, андалузит, кардиерит, ортоклаз, гранаты, хлорит, эпидот, скаполит, кальцит, доломит; акцессорные минералы: магнетит, титаномагнетит, шпинель, хромит, ильменит, пирротин, апатит, сфен, циркон, ортит, гематит, турмалин.

Физические свойства для большей части перечисленных минералов рассмотрены выше (см. табл. 1), поэтому в табл. 2 приводим данные только о характерных для метаморфических пород минералах.

Рассматриваемые физические свойства многих минералов метаморфических пород выше по сравнению с ведущими породообразующими минералами магматических образований, что обуславливает большие колебания физических параметров как внутри одной породы, так и между различными породами.

Общий химический состав метаморфических пород близок к магматическим, но в отдельных группах пород менее постоянен. Минеральный же состав пород характеризуется большим разнообразием, наблюдается изменение содержания разных минералов в породе, отличия полиморфных модификаций от изоморфных. Все это приводит к значительным вариациям плотности одноименных петрографических групп пород.

Структуры пород полнокристаллические, текстуры уплотненные, что определяет небольшую пористость (0,1–3 %) и зависимость их плотности преимущественно от минерального состава. В целом диапазон изменения пористости у метаморфических пород близок к магматическим: наименьшая у мраморов и плагиогнейсов (< 1 %), больше у амфиболитов, гнейсов, джеспилитов (до 2 %) и кристаллических сланцев (> 2 %). Специфичная для метаморфических пород сланцеватость на плотность существенного влияния не оказывает.

По классификации Эскола выделяется пять фаций регионального метаморфизма с постепенно усиливающейся степенью метаморфизма пород, в соответствии с чем [26] происходит возрастание плотности пород одного химического состава от фаций к фации в связи с образованием полиморфных модификаций минералов с более уплотненными кристаллическими решетками. Вариации плотности пород внутри каждой фации связаны с различием состава формаций, подвергнувшихся метаморфизму.

Магнитная восприимчивость метаморфических пород характеризуется наиболее широким диапазоном значений из всех генетических

Таблица 2

Физические свойства породообразующих минералов метаморфических горных пород (по данным Н.Б. Дортман, Ф.Н. Ефимова, М.Г. Крюкова, Ф. Берча, Д. Шерера)

Минералы	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ	Минералы	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ
Пироксены			Хлорит	2,76	28
диопсид	3,27	6	Доломит	2,87	1
геденбергит	3,58	68	Кальцит	2,72	— 0,3
эгирин	3,56	65	Гранаты		
Амфиболы			альмандин	4,25	60—160
актинолит	3,15	33	пироп	3,50	29
тремолит	3,00	7	спессартин	4,19	85
арфведсонит	3,45	80	гроссуляр	3,54	30
гастингсит	3,37	68	андрадит	3,77	72
			Турмалин	2,95	1,12

типов пород. Встречаются образования от диамагнитных до сильно ферромагнитных. Широкие пределы изменения обусловлены редко распространенными породами — мраморами и кристаллическими известняками, характеризующимися отрицательными значениями восприимчивости, и железистыми кварцитами, по значениям к приближающимся к магнетитовым рудам. Наиболее распространенные метаморфические породы — микрокристаллические и кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и др. имеют меньший диапазон значений магнитной восприимчивости и более низкие максимальные значения, чем магматические образования.

Среди метаморфических пород также выделяются два класса пород — слабомагнитные и магнитные. Ферромагнитная фракция в метаморфизованных породах в основном представлена магнетитом.

Магнитная восприимчивость метаморфических пород зависит от первоначального субстрата и от различий процессов его преобразования. Влияние состава первоначальных пород отражается на магнитной характеристике парапород и ортопород, образованных соответственно из осадочных и магматических разностей. Парапороды характеризуются, как правило, свойствами, типичными для класса слабомагнитных пород, реже — диамагнитных. Ортопороды по магнитным свойствам более разнообразны: среди них выделяются как слабомагнитные, так и магнитные классы, что зависит от первоначального минерального состава и аллохтонности или автохтонности процессов метаморфизма.

Н.Б. Дортман отмечает в целом увеличение магнитной восприимчивости от низких фаций метаморфизма к более высоким. Для фации

зеленых сланцев, однако, характерно уменьшение k и σ по сравнению с исходными породами; слабой магнитной характеристикой отличаются эклогиты.

Для всей совокупности породообразующих минералов метаморфических горных пород также характерна положительная корреляционная зависимость плотности и магнитной восприимчивости (см. рис. 5, б), выражающаяся величиной коэффициента корреляции + 0,7. Следовательно, в соответствии с выводами в разд. 1.1—1.3, для большинства разновидностей метаморфических пород должна отмечаться положительная корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью, что подтверждается расчетами авторов коэффициента ранговой корреляции для серии пород Северного Казахстана, Воронежского массива, Украинского щита, результаты которых приведены в табл. 3.

В связи с близостью химического состава магматических и метамор-

Таблица 3

Коэффициент ранговой корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью метаморфических пород

Порода (возраст)	Регион	Число определений в выборке	Коэффициент ранговой корреляции
Сланцы (O): кварц-мусковитовые	Северный Казахстан	50	+ 0,34
кварц-мусковит- хлоритовые	То же	35	+ 0,44
кварц-серицит- хлоритовые	"	60	+ 0,49
кварц-серицит- хлоритовые	"	34	+ 0,53
кварц-хлоритовые	"	34	+ 0,43
кварц-серицитовые	"	70	+ 0,41
углистые	"	35	+ 0,51
известковые	"	25	+ 0,58
кварц-мусковит- биотитовые	"	30	+ 0,47
Гнейсы (O): слюдяные	"	60	+ 0,42
амфиболовые	"	40	+ 0,39
Железистые кварциты (pC)	Воронежский массив	22	+ 0,87
Углистые сланцы (pC)	То же	16	+ 0,32
Гнейсы (pC)	"	30	+ 0,66
Амфиболиты (pC)	"	30	+ 0,93
Сланцы (pC)	"	20	+ 0,86
Гнейсы (pC)	Украинский щит	45	+ 0,65

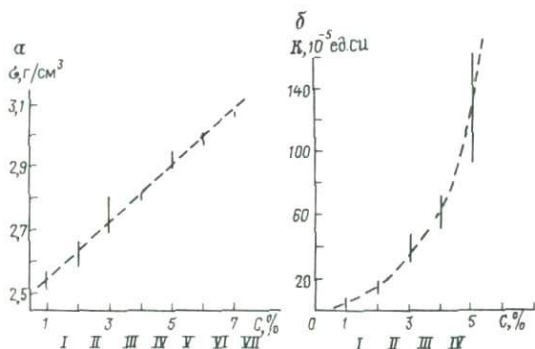


Рис. 7. Зависимость плотности (а) и магнитной восприимчивости (б) магматических и метаморфических пород Кокчетавского массива от количества (С) темноцветных минералов.

Группы пород (по петрофизическим классам): I — кварциты, граниты, II — хлоритовые сланцы, туфогенные породы, III — диоритовые порфиры, диориты, эффузивы, IV — амфиболовые, эпидот-хлоритовые сланцы, диабазовые порфиры, V — габбро, габбро-диориты, амфиболиты, VI — спилиты, пироксениты, VII — сидериты

фических горных пород для одной фации (серии) характерна общая прямая зависимость плотности и магнитной восприимчивости от количества темноцветных минералов.

Подобная зависимость иллюстрируется данными, полученными авторами для магматических и метаморфических пород Кокчетавского массива в районе Ускенского оловорудного проявления (рис. 7),

и неоднократно отмечалась многими исследователями (см. рис. 1—4). Указанный факт определяет наличие общей положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью для большинства магматических и метаморфических пород. Например, авторами при изучении физических свойств пород Северного Казахстана установлено увеличение средней плотности с увеличением средней магнитной восприимчивости как магматических пород в отдельности, так и всех пород в целом (рис. 8).

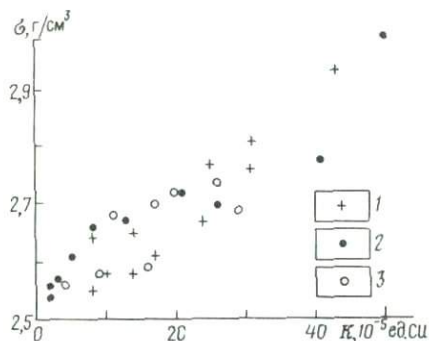


Рис. 8. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород Кокчетавского массива.

Породы: 1 — интрузивные, 2 — метаморфические, 3 — осадочные

К аналогичным выводам приходит Л.А. Чайка. Он приводит две корреляционные зависимости плотности и магнитной восприимчивости для метаморфических и интрузивных образований Крайнего Севера, характеризующие группы ферромагнитных и ферропарамагнитных горных пород. Из зависимостей достаточно четко наблюдается увеличение средней плотности отдельных разностей метаморфических и магматических пород с увеличением их магнитной восприимчивости для слабо- и высокомагнитного рядов. Тесную связь между плотностными и магнитными свойствами для всех комплексов неизмененных метаморфических и интрузивных пород отмечают и исследователи Воронежского кристаллического массива [2].

Из изложенного вытекает, что в пределах площадей развития метаморфических толщ и интрузивных образований, относящихся к одному классу, согласно рассмотренной в разд. 1.6 (случай 1) модели, в случае выборки из нескольких различных пород также будет наблюдаться положительная корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью. В табл. 4 приведены результаты расчетов

Таблица 4

Коэффициент ранговой корреляции плотности и магнитной восприимчивости в случае контакта различных пород (неоднородная выборка)

Контакт пород (возраст)	Число точек	Регион	Коэффициент ранговой корреляции
Граниты (D) Габбро	$\frac{20}{20}$	Северный Казахстан	+ 0,7
Граниты (D) Сланцы (R)	$\frac{15}{20}$	То же	+ 0,5
Граниты (D) Кварциты и кремнистые сланцы (R)	$\frac{20}{15}$	"	+ 0,6
Спилииты (O) Сланцы	$\frac{20}{25}$	"	+ 0,52
Гранодиориты (D) Сланцы (R)	$\frac{15}{15}$	"	+ 0,47
Граниты (D) Сланцы (O)	$\frac{30}{30}$	"	+ 0,47
Граниты (pC) Гнейсы	$\frac{20}{15}$	Украинский щит	+ 0,6

коэффициента ранговой корреляции для неоднородных по петрофизическим характеристикам выборок для Северного Казахстана и Украинского щита, которые подтверждают этот вывод.

Другой пример — результаты изучения физических свойств пород Белорусского массива [13], где для всех интрузивно-метаморфических пород отмечена положительная зависимость плотности от магнитной восприимчивости с коэффициентом корреляции $r = + 0,69 \pm 0,06$.

Однако появление в одной выборке пород разных магнитных классов должно приводить к уменьшению тесноты корреляционной связи, а при их равном количестве — и к ее нарушениям. Но в то же время, как отмечает Н.Б. Дортман, эти классы горных пород практически не встречаются вместе, в результате чего вероятность попадания в одну совокупность одновременно пород разных магнитных классов в равновесных количествах очень мала. Например, на северо-востоке Азии выделяются два класса интрузивных образований — слабомагнитный (до $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и магнитный (от $300 \cdot 10^{-5}$ до $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Плотность в обоих случаях изменяется одинаково — от 2,45 до 3,05 г/см³. Эти ряды пространственно четко разделены: слабомагнитные тяготеют к антиклинальным структурам складчатых систем, а магнитные — к жестким консолидированным блокам (Омолонский, Тайгоносский, Восточно-Чукотский) и ослабленным зонам в земной коре (Омсукчанский, Охотский тип). Для каждого класса отмечена четкая положительная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Контактовый метаморфизм в отличие от регионального имеет более локальный характер и в силу специфики процесса приводит к образованию иных фаций метаморфических пород.

Контактовый (нормальный) метаморфизм представляет собой, по Тернеру и Винклеру, почти изохимическое преобразование пород под влиянием высоких температур вблизи интрузий, внедряющихся в верхние части земной коры, и происходящее в статических условиях. Интенсивность и характер вызванного контактовым метаморфизмом минералообразования зависят от первоначального состава вмещающих и интрузивных пород, удаленности их от контакта, глубинности процесса и т.д. Степень преобразования пород убывает в направлении удаления от контакта с интрузией.

Типичными продуктами контактового метаморфизма являются различные роговики. В настоящее время на основе парагенетического анализа минеральных ассоциаций выделяются три основные фации роговиков: альбит-эпидотовая, роговообманковая и пироксеновая (калишпат-кордиеритовая). В их составе участвуют такие характерные минералы, как андалузит, кордиерит (в метапелитовых роговиках), брусит, тремолит-актинолит, диопсид, эпидот, гроссуляр, шпінель, анортит, востластонит (в мраморах), роговая обманка, пироксен, гранат (в основных породах) и некоторые редкие минералы.

Важным фактором, оказывающим влияние на метаморфическую зональность, является состав внедрившейся магмы. Фация пироксеновых роговиков, по данным Винклера, устойчиво связана с габброидами. Ее мощность вблизи сиенитовых интрузивов значительно меньше, а для гранитных интрузивов она не характерна. Наиболее высокотемпературные метаморфические породы на контакте гранитных интрузивов представлены в основном только фацией роговообманковых роговиков, а пироксеновые роговики отмечаются узкой полосой лишь непосредственно у контакта.

Другим важным фактором, определяющим тип роговиков и интенсивность контактового метаморфизма, является состав исходных пород. Например, В.С. Коптев-Дворников с соавторами (1971 г.) на основе изучения надинтрузивных зон гранитоидных массивов Центрального Казахстана отмечает особенности в интенсивности метаморфизма и формационном типе роговиков в зависимости от состава вмещающих вулканогенных пород. Ими подчеркивается, что лавы изменяются слабее, чем туфы; среди туфов наименее преобразовываются их плотные разновидности; основные и средние породы изменены сильнее, чем кислые. Внешняя зона слабого роговирования сложена новообразованиями биотита. Внутренняя зона представлена: по вулканитам андезитового состава — альбит-биотитовыми роговиками; по туфам дацитовых порфиритов — кварц-альбит-биотитовыми роговиками; по липоритовым порфиритам и туффитам — биотит-кварц-альбитовыми роговиками с кордиеритом и андалузитом. Для всех фаций роговиков характерно повышенное содержание магнетита, а в роговиках по кислым породам — турмалина и апатита.

Набор перечисленных выше основных породообразующих минералов роговиков практически полностью (за исключением кордиерита и брусита) идентичен большей части минералов, характерных для магматических и метаморфических горных пород. Отличительной чертой этой группы минералов является их повышенная, по сравнению с подавляющим большинством породообразующих минералов неизменных пород, плотность; она минимальна для анортита — $2,76 \text{ г/см}^3$ и максимальна для минералов группы гранатов (альмандин) — $3,31 \text{ г/см}^3$, что обуславливает для всех фаций роговиков наличие избыточной плотности относительно вмещающих пород. Анализ взаимоотношения плотностных и магнитных свойств типичных для роговиков минералов показывает, что для них, как и для минералов всех групп неизменных пород, характерна положительная корреляционная зависимость между их плотностью и магнитной восприимчивостью ($r = +0,75$).

Этот факт, согласно теоретическим построениям (см. разд. 1), указывает на то, что для пород, возникающих в результате контактового метаморфизма, должна наблюдаться положительная корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью. Данный

вывод подтверждается многими исследователями, которые подчеркивают одновременное увеличение плотности и магнитной восприимчивости роговиков по мере приближения к контакту интрузии и увеличения интенсивности ороговикования. Например, по данным Э.Л. Линд, под воздействием Хараелахской интрузии девонская ангидрит-мергелистая толща, имеющая плотность $2,4\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$ и остаточную намагниченность $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, превращается в роговики с плотностью $2,8\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$ и намагниченностью $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Т.С. Лебедев и Ю.П. Оровецкий, изучившие физические свойства пород Горного Крыма, отмечают, что породы таврической серии, имеющие плотность $2,64\text{--}2,66 \text{ г/см}^3$ и магнитную восприимчивость $(13\text{--}18) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, под действием массивов габбро-диоритов Аю-Даг и Чамны-Бурун приобретают плотность $2,67\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ и магнитную восприимчивость до $(21\text{--}60) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Аналогичные изменения физических свойств вмещающих пород происходят под влиянием интрузий щелочного состава. По данным Г.А. Соловьева с соавторами, на контакте со щелочной интрузией при увеличении интенсивности контактового метаморфизма происходит возрастание магнитной восприимчивости и плотности вмещающих субщелочных пород соответственно от $1300 \cdot 10^{-5}$ до $(6000\text{--}7000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от $2,74$ до $2,78 \text{ г/см}^3$.

Повышение магнитной восприимчивости вблизи экзо- и эндоконтактов гранитных интрузивов, которое обусловлено увеличением содержания темноцветных минералов, отмечается М.И. Толстым и другими (1963 г.) и И.П. Беневоленским (1960 г.) для Центрального Казахстана, А.Т. Канеевым, Л.Д. Поповой (1971 г.) для Южного Казахстана.

Таким образом, как следует из теоретических построений и характера корреляционных связей физических свойств основных минералов, возникающих при контактовом метаморфизме, и из практических данных многих исследователей, для пород нормального контактового метаморфизма (для всех фаций роговиков) характерна положительная корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Отмеченные некоторыми авторами иные закономерности изменения физических свойств и их соотношения в приконтактных частях интрузивных массивов обусловлены наложением на контактовые роговики гидротермально-метасоматических процессов ранней постмагматической стадии, прерудного и рудного процессов, о чем речь пойдет в следующей главе.

2.3. Осадочные горные породы

Образуются они за счет разрушения как магматических, так и метаморфических и осадочных горных пород. Поэтому комплекс минералов, характеризующих осадочные горные породы, во многом близок к та-

Таблица 5

Физические свойства некоторых породообразующих минералов осадочных горных пород

Минерал	Плотность ³ , г/см	Магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ	Минерал	Плотность ³ , г/см	Магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ
Опал	2,0	— 0,5	Марказит	4,7	1,0—4,0
Халцедон	2,62	— 0,5	Глауконит	2,5	До 10
Гипс	2,3	— 1,0	Каолинит	2,43	— 0,5—1,0
Ангидрит	2,96	— 1,6	Сидерит	3,89	80
Лимонит	3,65	До 10—50	Монацит	5,3	10

ковым для указанных пород, хотя имеется ряд минералов, встречающихся в качестве основных породообразующих только в осадочных породах: опал, халцедон, каолин, доломит, сидерит, гипс, ангидрит, лимонит, фосфориты, марказит, глауконит и др.

Физические параметры подавляющего большинства перечисленных минералов были приведены в табл. 1 и 2, поэтому в табл. 5 приводятся свойства лишь тех минералов, которые характерны для осадочных пород.

Из породообразующих минералов осадочных пород наиболее распространенные — кварц, кальцит, полевые шпаты, гипс, ангидрит, опал, халцедон, являются диамагнетиками или очень слабыми парамагнетиками. По своим плотностным свойствам породообразующие минералы осадочных пород занимают весь диапазон характерных для магматических и метаморфических образований.

Плотность осадочных пород изменяется в широких пределах и зависит от минералогического состава, степени диагенеза, пористости и структурно-текстурных особенностей. На изменение плотности песчано-глинистых пород в основном влияет степень их диагенеза; плотность карбонатных пород в большей степени зависит от структуры и степени трещиноватости.

Для осадочных пород характерны наибольшие пористость и предел ее изменения даже внутри одной породы. Среди них наименьшая пористость отмечается у гипсов (около 2,7 %), затем идут сланцы (4,6 %), карбонатные породы (6—10 %), аргиллиты, алевролиты (10—15 %), пески, песчаники, глины, суглинки, угли (десятки процентов).

Зависимость плотности терригенных осадочных пород от минералогического состава проявляется при одинаковой степени их диагенеза. В этом случае наиболее низкой плотностью характеризуются глинистые отложения, средней — песчано-глинистые и наиболее высокой — песчаные. Плотность аргиллитов, например, ниже плотности алевролитов,

а последних — ниже песчаников. Включения часто встречающегося сидерита, пирита и других акцессорных минералов, а также общее повышение карбонатности отложений приводит к увеличению плотности этой группы пород. Карбонатные породы, особенно известняки и доломиты, имеют в большинстве случаев плотность более высокую, чем песчано-глинистые. Глинизация приводит к резкому понижению плотности карбонатных пород.

Магнитная восприимчивость осадочных пород обусловлена главным образом акцессорными минералами, обладающими выраженными ферромагнитными свойствами, — магнетитом и его разновидностями, маггемитом, гематитом и гидроокислами железа [26]. Среди сильных парамагнитных минералов наибольшую роль играют сидерит, хлорит, пирит, ильменит, биотит и иногда глинистые минералы [8]. Однако в значительной мере эта роль обусловлена примесями, реликтами и новообразованиями железоокисных минералов с ферромагнитными свойствами.

Минералы — носители ферромагнитных свойств осадочных пород (согласно А.Н. Храмову) встречаются в трех формах [28]. Первая форма — рудные зерна магнетита и его разновидностей. По своим размерам эти зерна принадлежат к песчано-алевролитовой фракции (0,01–2 мм). К этой же фракции относятся зерна кварца и чешуйки биотита с магнетитовыми включениями. Вторая форма — тонкорассеянные в породе гематит, маггемит, иногда магнетит, а также скопления и пленки гидроокисей железа. Размеры этих частиц колеблются от долей микрона до нескольких десятков микронов; все эти частицы попадают в глинистую фракцию. Третья форма — различные позднедиагенетические и эпигенетические образования из лимонита, продуктов окисления и замещения сидерита, пирита и магнетита. В связи с отмеченным, магнитная восприимчивость осадочных пород изменяется в широких пределах.

Прямой функциональной зависимости между концентрацией железоокисных минералов и магнитной восприимчивостью осадочных пород не установлено, однако статистическая зависимость такого рода существует [26].

Осадочные горные породы, как и эффузивные образования, характеризуются большими колебаниями пористости, обусловленными диагенезом и катагенезом. Зависимость плотности осадочных пород от их пористости близка к таковой и для кайнотипных эффузивов [26].

Расчеты коэффициента ранговой корреляции для всей совокупности породообразующих минералов осадочных пород показали, что для них отмечается положительная корреляция между плотностью и магнитной восприимчивостью (см. рис. 5, в) с коэффициентом корреляции + 0,61, что несколько ниже по сравнению с коэффициентами корреляции для групп, рассмотренных выше.

Наличие положительной корреляции между плотностью и магнит-

ной восприимчивостью породообразующих минералов осадочных пород указывает на то, что, согласно теоретическим построениям, рассмотренным в разд. 1.1, 1.2, 1.3, для большинства петрографических разновидностей осадочных пород будет наблюдаться положительная корреляция между их плотностью и магнитной восприимчивостью. Этот факт подтверждается проведенными расчетами коэффициентов ранговой корреляции указанных параметров для серии осадочных пород Северного Казахстана, Закаспия. Полученные результаты частично приведены в табл. 6.

Из таблицы видно, что в целом для осадочных пород также имеется положительная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью, хотя теснота ее слабее по сравнению с другими группами горных пород.

Поскольку для каждой из групп осадочных пород в отдельности наблюдается положительная корреляционная связь, опираясь на случаи, рассмотренные в разд. 1.3–1.6, можно предположить, что в целом для обобщенной выборки осадочных пород будет наблюдаться положительная корреляционная связь между их плотностью и магнитной восприимчивостью.

Этот вывод подтверждается расчетом коэффициента ранговой корреляции для пород Туаркырского поднятия (Закаспий), по которым получено значение коэффициента + 0,75 для мезозойских отложений в целом (известняки, доломиты, песчаники, конгломераты) и + 0,41 для палеозоя (песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты

Таблица 6

Значения коэффициента ранговой корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью осадочных пород

Породы (возраст)	Регион	Число определений в выборке	Коэффициент ранговой корреляции
Туфоконгломераты и туфобрекчии (D)	Северный Казахстан	45	+ 0,37
Песчаники и конгломераты (D)	То же	35	+ 0,34
Туфоалевролиты (D)	"	30	+ 0,35
Пласты сидеритов (R)	"	35	+ 0,61
Песчаник (J)	Закаспий	70	+ 0,38
Песчаник (P)	"	92	+ 0,47
Алевролит (P)	"	131	+ 0,52
Аргиллит (P)	"	130	+ 0,43
Алевролит (J)	"	103	+ 0,36
Известняки (K)	"	51	+ 0,71
Доломиты (K)	"	32	+ 0,69

и т.д.). К аналогичному выводу приходит и Н.Т. Кищенко, которая отмечает, что для осадочных песчано-глинистых пород Прионежья наблюдается своеобразная цикличность изменения физических свойств пород комплексов, связанная с их историческим развитием и заключающаяся в увеличении плотности и магнитной восприимчивости.

Таким образом, для осадочных пород в основном также характерна положительная корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью.

2.4. Влияние гипергенных процессов на физические свойства горных пород и характер их корреляционных связей

Как известно, отбор образцов для петрофизического анализа производится в большинстве случаев либо с поверхности, либо по скважинам из верхних частей фундамента. И в том и в другом случае образцы характеризуют породы, в той или иной степени затронутые гипергенными процессами, но сохранившие практически состав и структуру, т.е. находившиеся на начальных стадиях выветривания.

Гипергенные процессы прежде всего воздействуют на горные породы механически, разрушая их на все более и более мелкие составные части. При этом главную роль играют колебания температуры, замерзание воды и кристаллизации солей в трещинах пород (физическое выветривание). Физическое выветривание приводит по мере развития процесса к постепенному увеличению количества трещин и микротрещин, т.е. к увеличению пористости породы.

Процесс механического выветривания, однако, никогда не бывает изолированным, а всегда сопровождается процессом химического выветривания, в котором главную роль играет вода, причем с современной точки зрения особое значение имеют электрическая диссоциация воды и гидролиз. Поверхностная вода, кроме того, всегда содержит в растворе некоторое количество кислорода, углекислоты, органических кислот и различных солей. Благодаря наличию этих активно действующих веществ и электрической диссоциации вода разлагает минералы горных пород, производит процессы окисления, карбонатизации и гидратации различных минералов, переводит в раствор часть их составных элементов. Химическое выветривание прежде всего затрагивает минералы, неустойчивые в зоне повышенного окислительного потенциала. К ним относятся магнетит и темноцветные железосодержащие минералы. Следовательно, чем полнее горные породы пропитаны поверхностными водами, тем интенсивнее происходит разрушение феррических минералов и магнетита, который окисляется до мартита и затем замещается лимонитом. Отсюда следует вывод: чем выше пористость горной породы, подверженной процессам выветривания,

Таблица 7

Изменение физических свойств в зависимости от глубины отбора образцов

Породы (возраст)	Число определений в выборке	Магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ	Плотность, г/см ³	Коэффициент ранговой корреляции
Кварц-серицитовые сланцы (О)	22	15	2,53	+ 0,53
	21	19	2,78	+ 0,65
Мелкозернистые граниты (D ₁₋₂)	64	2	2,54	+ 0,39
	38	4	2,59	+ 0,42
Среднезернистые граниты (D ₁₋₂)	30	3	2,57	+ 0,39
	37	4	2,61	+ 0,41
Слюдяные гнейсы (О)	75	95	2,61	+ 0,42
	30	475	2,72	+ 0,52

Примечание. В числителе — данные по поисковым скважинам, в знаменателе — по глубоким.

тем меньше темноцветных минералов и магнетита (относительно неизменной породы) останется в ней. А поскольку пористость связана обратной зависимостью с плотностью, а содержание темноцветных минералов и магнетита — прямой зависимостью с магнитной восприимчивостью, то можно отметить, что процессы гипергенеза понижают и плотность, и магнитную восприимчивость — и тем больше, чем выше интенсивность этих процессов.

Проведенный авторами анализ физических свойств горных пород отдельно по глубоким и картировочным скважинам для одних и тех же пород Кокчетавского массива показал справедливость подобного вывода. В зависимости от минерального состава пород разница в плотности, характеризующая степень подверженности процессам выветривания, по глубоким и картировочным скважинам варьирует в широких пределах. Так, разница в модальных значениях плотности гранитов по глубоким и картировочным скважинам составляет 0,04–0,05 г/см³. В то же время изменение плотности кварц-серицит-хлоритовых сланцев — уже 0,25 г/см³ (табл. 7). Изменение физических свойств тем резче, чем больше темноцветных железосодержащих минералов находится в породе. При прочих равных условиях степень изменений плот-

ности свойств под воздействием процессов выветривания зависит от содержания в породах, с одной стороны, кварца, а с другой — темноцветных минералов, т.е. железосодержащих минералов, неустойчивых к зоне окисления. Чем больше в горных породах кварца, тем меньше влияние процессов выветривания, и чем больше темноцветных минералов, тем к большим изменениям плотности приводят гипергенные процессы. Эти два фактора, действующие в противоположных направлениях, несколько нивелируют различия в плотностных свойствах пород в зоне гипергенеза.

Магнитные свойства под влиянием гипергенных процессов также испытывают значительные изменения: происходит уменьшение магнитной восприимчивости в 2–3 и более раз. При этом степень изменения находится в прямой зависимости от содержания железистых (в том числе и темноцветных) минералов и устойчивости последних в зоне гипергенеза. Для кислых пород, содержащих очень мало феррических минералов, уменьшение магнитной восприимчивости весьма незначительно (см. табл. 7), а для основных разностей горных пород (габброиды, пироксениты, хлоритовые сланцы и т.п.) — уменьшение может быть на порядок и более.

По мере углубления от кровли коренных пород (или кровли погребенного фундамента) рассматриваемые физические свойства постепенно растут и на некоторой глубине приближаются к свойствам неизмененных пород, как это видно, например, из рис. 9, на котором приведено изменение физических свойств одних и тех же пород, вскрытых скв. 345 на глубине 140–350 м.

На рисунке мощность зоны заметных изменений плотности (считая

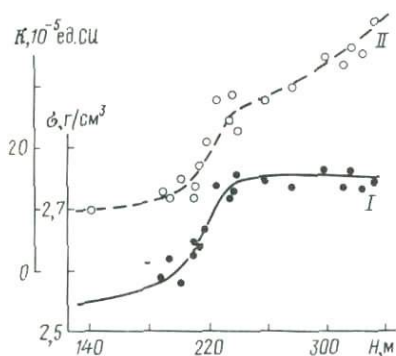


Рис. 9. Изменение плотности (I) и магнитной восприимчивости (II) амфиболовых сланцев под влиянием гипергенных процессов по мере углубления от кровли фундамента (140 м)

от кровли фундамента) сравнительно невелика и не превышает 40–60 м, после чего плотностные свойства стабилизируются и выходят на асимптоту. Изменение магнитных свойств достигает больших глубин (150 м и более), хотя максимально резкие отличия наблюдаются в том же интервале 40–60 м от кровли фундамента.

Указанные закономерности очень близки приводимым другими исследователями, которые отмечают, что на начальных стадиях выветривания происходит понижение плотности всех горных пород (в среднем до $0,2 \text{ г/см}^3$) и магнитной восприимчивости, в некоторых

случаях на порядок и более. Глубина влияния процессов выветривания различна для разных районов и для пород различного состава и может достигать, по имеющимся данным, 150–200 м для магнитной восприимчивости. По мере углубления различия в физических свойствах относительно неизменных пород постепенно уменьшаются.

Например, Т.В. Доминиковская и другие исследователи, изучавшие физические свойства гранитов главной фазы Восточно-Коунрадского массива, отмечают, что невысокие значения магнитной восприимчивости прослеживаются по всем исследованным скважинам на глубину до 30–35 м. Ниже по разрезу магнитная восприимчивость тех же гранитов резко возрастает; ее среднее значение увеличивается в 11 раз (до $1700 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Увеличение магнитной восприимчивости происходит в интервале от 25 до 35 м. Образцы гранитов, отобранные с глубины более 35 м, характеризуются не только высокими, но и более однородными значениями магнитной восприимчивости, изменяющимися всего в 2–3 раза. Одновременно с магнитной восприимчивостью на глубине свыше 30–35 м возрастает и плотность на $0,02–0,03 \text{ г/см}^3$.

В пробах, отобранных глубже 35 м, присутствует магнетит магматического генезиса без каких-либо следов мартитизации. В переходной области на глубине 25–35 м от поверхности зерна магнетита уже частично мартитизированы, еще ближе к поверхности магнетит полностью замещается мартитом, а отдельные зерна мартита лимонитизированы. В местах проявления гидротермальных процессов в этой зоне отмечаются псевдоморфозы гематита по пириту. Близкие закономерности получены и для Кызылрайского и Кентского массивов аляскитовых гранитов. Отличия только в том, что зона уменьшения физических свойств имеет здесь несколько большую мощность (40–50 м) и более резкие изменения плотности — до $0,06 \text{ г/см}^3$. Примерно до таких же глубин, по данным Ф.В. Чухрова, отмечается влияние процессов выветривания по молибденовым и вольфрамовым телам для месторождений Восточный Коунрад, Южный Коунрад, Вольфрамовые сопки.

Указанные исследователи подчеркивают один факт. Из постмагматических минералов, являющихся продуктом метасоматических процессов, в гранитах отмечаются флюорит, пирит, анатаз, циркон, серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита, альбитизация и окварцевание. Закономерного изменения в соотношении первичных и вторичных минералов с глубиной не отмечено.

Таким образом, в зоне гипергенеза в начальных стадиях выветривания происходит устойчивое уменьшение как магнитных, так и плотностных свойств всех горных пород. На начальных стадиях выветривания оба эти параметра изменяются прежде всего за счет одних и тех же темноцветных и аксессуарных (магнетит, сфен, циркон и др.) минералов, первыми подвергающихся этим процессам. В результате последние замещаются менее железистыми минералами, обладающими мень-

шей минеральной плотностью и магнитной восприимчивостью [8]: на месте магнетита образуется менее магнитный и менее плотный мартит, на месте мартита — менее магнитный и менее плотный лимонит; сфен замещается рыхлым и менее магнитным ксантитаном и т.д., т.е. приращения (изменения) физических свойств минералов-новообразований на начальных стадиях выветривания имеют один и тот же знак. А это означает, что корреляционная зависимость свойств минералов, образующихся при процессах выветривания, будет всегда положительной, и, следовательно, такая же связь будет у пород из зоны гипергенеза, что вытекает из теоретических моделей, рассмотренных в разд. 1. Этот факт указывает на то, что все закономерности в корреляционных связях, присущие неизменным горным породам, останутся действительными и для пород, затронутых гипергенными процессами. Однако увеличение пористости за счет всех породообразующих минералов должно приводить к уменьшению корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Эти выводы достаточно убедительно иллюстрируются табл. 7, в которой приведены результаты расчетов коэффициентов корреляции для серии пород Кокчетавского массива отдельно по образцам из картировочных и из глубоких скважин.

Из таблицы видно, что в зоне гипергенеза хотя и происходит уменьшение тесноты связи плотности и магнитной восприимчивости, однако это уменьшение весьма незначительно ($< 0,1$) и в целом сохраняются закономерности, характерные для неизменных пород.

Подводя итог изложенному в данной главе материалу, можно сделать следующие выводы.

1. Для породообразующих минералов всех трех генетических групп горных пород характерна положительная корреляционная связь между их плотностью и магнитной восприимчивостью.

2. Внутри каждой генетической группы отдельно для слабомагнитного и магнитного классов горных пород наблюдается положительная корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью.

3. Для различных комплексов горных пород геологических структур, характеризующихся одинаковой историей развития, отмечается наличие положительного корреляционного момента между модальными значениями рассматриваемых параметров, что обуславливает в большинстве случаев наличие в пределах таких структур общей положительной корреляционной связи для неизменных пород (см. рис. 8).

4. Гипергенные процессы начальных стадий не оказывают влияния на характер корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью, присущих неизменным горным породам, но несколько ослабляют ее тесноту.

3. СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Научные основы теории гидротермального метасоматоза начали разрабатываться в два последних десятилетия. Решающую роль в развитии этих основ сыграли работы Д.С. Коржинского, установившего правило фаз и создавшего теорию метасоматической зональности. Д.С. Коржинским были намечены и принципы формационного разделения метасоматитов и впервые сформулировано понятие о метасоматической фации как комплекса измененных пород, образовавшихся при одинаковых внешних условиях. Позднее понятие о метасоматической фации было уточнено В.А. Жариковым; им же предложено понятие метасоматической формации как совокупности метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса.

Приводимое ниже краткое рассмотрение особенностей строения зон гидротермально измененных пород подчинено главным образом классификации Б.И. Омеляненко (1978 г.), важным моментом которой является использование концепции об уровнях организации вещества, что позволяет более объективно отразить взаимоотношения различных метасоматических образований в пространстве. Однако по вопросу о принципах выделения метасоматических формаций до сих пор сохраняются противоречивые мнения. При этом основное внимание при характеристике процессов уделено тем особенностям, которые предопределяют характер физических свойств тех или иных метасоматитов и обуславливают направленность изменения физических свойств в зависимости от характера и зональности процесса и состава исходных пород.

3.1. Виды гидротермально-метасоматических изменений

Б.И. Омеляненко выделяет три основных группы метасоматических формаций: 1) группа генетически родственных, связанных с гранитоидным магматизмом глубинных зон; 2) связанных с гранитоидным магматизмом зон умеренных глубин; 3) низкотемпературных околорудных метасоматитов.

Внутри первой группы выделяются две формации: метасоматиты, связанные с гранитизацией; полевошпатовые метасоматиты в разломах докембрийского фундамента.

Гранитизация представляет собой процесс замещения, при котором происходят различные преобразования вмещающих пород в метасома-

титы, представляющие собой серию продуктов, переходных по составу между исходными породами и гранитами, — различные гранитогнейсы и мигматиты. Среди этих метасоматитов известно огромное количество пород с самыми разнообразными свойствами, строением и составом, которые зависят от исходных пород и геологических условий, создающих обстановку, неодинаковую для миграции компонентов. В процессе гранитизации общая масса изменяемой породы не перемещается с места своего образования и не нарушает исходной тектонической структуры. Общая направленность процесса гранитизации характеризуется разрушением цветных минералов и новообразованием полевых шпатов и кварца, что в некоторых случаях сопровождается выпадением магнетита.

Полевошпатовые метасоматиты подразделяются на три формации: калиевых, кварц-альбит-микроклиновых, натриевых метасоматитов. В одних случаях метасоматиты трех или двух формаций оказываются тесно совмещенными в пространстве, в других — резко преобладают образования какой-либо одной формации. Метасоматиты всех трех формаций характеризуются зональным строением.

Изменение количественно-минерального состава пород при калиевом метасоматозе четко направлено в сторону образования существенно микроклиновых пород; во внешних зонах к минералам-новообразованиям относятся альбит и клиноцоизит.

Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты характеризуются полиминеральностью. Продукты наиболее интенсивного преобразования сложены четырехминеральным генезисом: кварц, альбит, микроклин, и по крайней мере какой-либо темноцветный минерал. В метасоматитах различных зон устанавливаются жилы и жилкообразные альбитовые, кварц-альбитовые, кварц-полевошпатовые обособления с цирконом и пироксеном, кварцевые жилы с сульфидами, амфиболом, эгирином, сидеритом. Отмечаются также относительно слабо проявленные процессы позднего окварцевания и микроклинизации, наложенные на метасоматиты.

Натриевые метасоматиты накладываются на разнообразные сланцы, железистые кварциты, доломиты. Количественный минеральный состав натриевых метасоматитов сильно зависит от исходного состава пород. Метасоматиты имеют зональное строение. Обычно выделяются 3–4 зоны, в которых первичные минералы (кварц, биотит, мусковит, олигоклаз, микроклин) последовательно замещаются альбитом (по олигоклазу и кварцу), рибекитом (по биотиту и микроклину), эгирином (по мусковиту, олигоклазу, рибекиту) с образованием в конечном итоге альбит-эгириновых (иногда с гематитом) метасоматитов.

Сопряженными метасоматическими процессами, накладывающимися на натриевые метасоматиты, являются окварцевание, карбонатизация, биотитизация, хлоритизация, гематитизация, на калиевые метасоматиты — альбитизация, грейзенизация.

В составе второй группы можно выделить две подгруппы метасоматических формаций: генетически связанные с конкретными интрузивными массивами и парагенетически связанные с магматическими породами. Для формаций первой подгруппы характерна не только теснейшая пространственная связь с магматическими телами, но и закономерное пространственное положение в пределах этих тел. Метасоматиты второй подгруппы характеризуются лишь более общей пространственной приуроченностью к районам развития гранитоидного магматизма. В пределах же таких районов они могут формироваться в непосредственной близости и на значительном удалении от магматических тел, контролируясь не столько интрузивными массивами, сколько разрывными нарушениями. Сюда отнесены формации скарнов, серпентинитов, калишпатизированных гранитов, альбитизированных гранитов, грейзенов, вторичных кварцитов.

Скарны возникают при замещении преимущественно карбонатных пород, реже алюмосиликатных. Их характерной чертой является закономерное зональное строение, примерно одинаково проявляющееся в разных регионах и разных геологических условиях. Границы метасоматических зон неравномерные, но резкие. Скарны подразделяются на две группы: магнезиальные и известковые. Для образования магнезиальных скарнов необходимо наличие непосредственного контакта магматических пород с доломитами (доломитовыми мраморами) и достаточно высокая активность процессов магматической стадии. При переходе от гранитов к доломитам в скарнах выделяется несколько зон, названия которых определяются основным минералом: пироксен (гиперстен)-плагиоклазовая околоскарновая порода → пироксеновый (гиперстеновый) скарн → форстеритовый скарн → кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит + доломит).

В постмагматическую стадию существенно меняется минеральный, меньше химический состав. Шпинель и частично пироксен замещаются флогопитом; по пироксену и меньше по форстериту развивается тремолит-актинолит; доломит обогащается тремолитом и флогопитом. С понижением температуры нередко развивается серпентинизация, хлоритизация, карбонатизация, гумитизация, бруситизация. Кроме указанных выше основных минералов в магнезиальных скарнах отмечаются магнетит (обычно 1–2 %), эпидот, тальк, пирит, сфен, ортит, сфалерит, турмалин. С сопряженными процессами связаны магнетитовое, людивитовое и флогопитовое оруденения.

Известковые скарны возникают в зоне высокотемпературного контактового ореола гранитоидных интрузий в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород (мраморов, кальцифиров) при участии постмагматических растворов ранней стадии. Типоморфными минералами скарнов являются пироксены ряда диопсид — геденбергит и гранаты ряда гроссуляр — андрадит. Кроме

них характерны волластонит, родонит, везувиан, эпидот, скаполит, плагиоклаз, ортоклаз, встречаются монтичеллит, мервиннит, значительно реже сперрит, меллилит и др. В результате процессов метасоматоза силикатная полевошпатовая порода (гранитоид) теряет преимущественно кремнезем, который диффундирует в известняк, замещая его пироксеновым скарном, бедным глиноземом (экзоскарн). Одновременно происходит десиликация полевошпатовой породы и гранитоид замещается пироксен-плагиоклазовой породой, последняя — пироксен-гранатовым, а затем гранатовым скарном (эндоскарн). В зонах экзоскарнов, за счет известняка и диффундирующего из прилегающей силикатной породы кремнезема, образуются богатые железом гранаты и пироксены.

С формированием известковых скарнов сопряжено образование промышленных концентраций железа, кобальта, мышьяка, меди.

Серпентинизация — широко распространенный процесс гидротермально-метасоматического изменения безполевошпатовых пород — гипербазитов. Сущность этого процесса состоит в замещении первичных магматических безводных железисто-магнезиальных силикатов (оливин, ромбический пироксен, реже моноклинный пироксен) водным силикатом магния — серпентином. При этом железо частично выделяется в форме вторичного серпентинизационного магнетита.

Процесс серпентинизации обычно сменяется процессами карбонизации и лиственитизации, когда под влиянием кислых растворов, содержащих CO_2 , развиваются кварцево-карбонатные породы с небольшой примесью талька, хлорита и хромовой слюдки (фуксита).

В пределах и вблизи интрузивных тел гранитов часто отмечаются процессы калишпатизации пород. Особенно характерна калишпатизация для апикальных и приконтактных участков магматических тел. Замещению калиевым полевым шпатом подвергаются все минералы исходных пород. При калишпатизации происходит последовательная смена минеральных ассоциаций вплоть до биминеральных кварц-калишпатовых метасоматитов, являющихся конечным продуктом кремнево-калиевого метасоматоза вне зависимости от состава исходных пород.

Внутренняя зона характеризуется отсутствием цветных минералов и плагиоклаза. Во внешних зонах в переменных количествах присутствуют продукты разложения цветных минералов (хлорит, карбонат), реликты плагиоклаза. Во внешней и промежуточной зонах отмечается новообразование магнетита за счет железа темноцветных минералов.

Альбитизированные граниты представлены в основном ассоциациями, состоящими из альбита, кварца, микроклина, слюды. В породах отмечается отчетливое замещение микроклина и плагиоклаза альбитом. Существенно альбитовые породы развиваются в виде узких зон и по сравнению с метасоматитами трех-, четырехминерального состава играют

резко подчиненную роль. Первичные формы минералов отмечаются лишь в виде реликтов. Основной парагенезис зоны умеренно альбитизированных гранитов — альбит, кварц, микроклин и слюда, к которым добавляются флюорит, а также гранат, топаз, апатит, турмалин.

Грейзенизация представляет собой процесс кислотного выщелачивания, связанный с гранитными интрузивами. В отличие от альбитизации грейзенизация развивается не только в эндоконтактной, но и в экзоконтактной зоне.

Грейзены весьма интенсивно развиваются в кислых изверженных и главным образом интрузивных породах, слабее — в гнейсах, кристаллических сланцах, филлитах, глинистых сланцах и глинистых песчаниках, еще слабее — в зеленых сланцах и изверженных породах гранодиоритовой магмы. При грейзенизации пород прежде всего изменяется биотит, потом плагиоклаз и, наконец, калиевый полевой шпат. В самой внешней зоне грейзенизированных пород биотит замещается хлоритом, серицитом и рутилом, а плагиоклаз переходит во вторичный альбит, эпидот и серицит. Ближе к грейzenам исчезают хлорит, эпидот и альбит, серицит переходит в мусковит, увеличивается содержание кварца и появляются пирит и флюорит. Собственно грейзены характеризуются наличием пяти зон с определенными парагенетическими ассоциациями минералов, основой которых являются кварц, турмалин, топаз, мусковит, хлорит, флюорит, а из рудных встречаются касситерит, пирит, арсенипирит, вольфрамит, шеллит.

Вторичные кварциты также являются продуктом стадии кислотного выщелачивания. В целом в процессе образования вторичных кварцитов выделяют шесть метасоматических зон, состоящих из группы постоянных компонентов, существующих без явного и определенного взаимозамещения (кварц, рутил, пирит или гематит), и группы непостоянных, но типичных минералов (корунд, андалузит, диаспор, топаз, мусковит, пиррофиллит, алунит, дикицит, серицит). Каждый из этих минералов в одной из зон имеет ведущее значение. Самой внешней зоной, граничащей с неизменными исходными породами, является обычно серицитовая, постепенно переходящая в зону слабого пропилютового изменения, с альбитом, адуляром, хлоритом, эпидотом и карбонатом. В виде примесей в различных зонах присутствуют рутил, пирит, мусковит, гематит.

Низкотемпературные метасоматиты третьей группы формируются в наиболее поздний этап постмагматической деятельности. Выделяют четыре формации низкотемпературных околорудных метасоматитов: гидротермальных аргиллизитов; березитов; низкотемпературных калиевых метасоматитов (гумбеитов); низкотемпературных натриевых метасоматитов (эйситов).

Аргиллизация характерна для большинства месторождений гидротермального генезиса. Наиболее яркой чертой аргиллизации является

наличие четко выраженного структурного контроля и развитие в зонах интенсивного метасоматического преобразования гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, галлуазита и других глинистых минералов. Размеры ореолов зависят от интенсивности процесса и свойств материнских пород и изменяются от первых метров (например, средне-температурные молибденовые месторождения Забайкалья) до 300–400 м в излившихся породах.

В самом общем виде ореол аргиллизации расчленяется на внешнюю зону, промежуточную и внутреннюю, содержащую рудное тело. Состав внутренней зоны не зависит от состава материнской породы — конечным продуктом всегда является каолинит. Внешняя зона аргиллизированных гранитов часто имеет каолинит-монтмориллонитовый состав. В породах, богатых амфиболами и пироксенами, во внешних зонах образуется хлорит в значительном количестве. В аргиллизированных породах основного состава хлорит и монтмориллонит преобладают над каолинитом, а в кислых — обратные соотношения. Во внутренних зонах сохраняется гематит, гётит, пирит или рутил; плагиоклаз замещается каолинитом, гидрослюдами. Отмечается опал, халцедон, лейкоксен, бемит, гидроаргиллит, диаспор, кальцит, доломит, сидерит.

Аргиллизации, как правило, предшествуют процессы высокотемпературного приконтактового и околотрещинного метасоматоза: микроклинизация, альбитизация, биотитизация, мусковитизация, андалузитизация в гранитоидах; появление пренита и гидрограната в породах повышенной основности; грейзенизация в кислых породах; биотит-ортоклазовые метасоматиты в породах среднего состава.

Сопутствует аргиллизации окварцевание, опализация, гематитизация, пиритизация, карбонатизация, альбитизация, цеолитизация, серицитизация.

Березитизация представляет собой в конечном итоге кварц-серицитовые с пиритом изменения, которые в зависимости от состава пород образуют от 3 до 6 зон в общей метасоматической колонке [15]. При березитизации пород кислого состава, сложенных кварцем, калишпатом, олигоклазом, биотитом, магнетитом, процесс идет в сторону последовательного (в зависимости от зоны) замещения первичных минералов (кроме кварца) альбитом, серицитом, хлоритом, кальцитом, гематитом (или пиритом), анкеритом с образованием в конечном итоге кварц-серицитовых с гематитом (или пиритом), реже существенно кварцевых пород.

При березитизации пород среднего состава, сложенных андезитом, роговой обманкой, магнетитом, кварцем, минеральными новообразованиями являются альбит, серицит, кальцит, хлорит, пирит, анкерит, гематит.

Формирование гумбеитов происходит в период тектономагматической активизации с широким развитием магматических образований

субщелочного состава. Б.И. Омеляненко устанавливает следующее строение ореола гумбеизации по кварцевым амфиболитам:

- 0) кварцевый амфиболит (плагноклаз, амфибол, кварц, магнетит);
- 1) внешняя зона (альбит, серицит, доломит, флогопит, кварц, пирит);
- 2) промежуточная зона (ортоклаз, альбит, серицит, доломит, пирит);
- 3) внутренняя зона (ортоклаз, доломит, пирит).

Особенностью эйситизации является четко выраженная тенденция к образованию существенно альбитовых пород с примесью кварца, карбоната, хлорита. Количественно-минеральный состав метасоматитов зависит от состава исходных пород. Чем чаще содержание кварца в исходных породах, тем выше оно и в конечных продуктах. При отсутствии в породах глинозема альбит может вообще не образоваться. В целом минералами-новообразованиями являются альбит, серицит, хлорит, кальцит, гематит.

Как видно из рассмотренных процессов, в качестве одного из ведущих минералов-новообразований в составе многих зон различных метасоматитов выступает серицит, который образуется в результате одного из самых распространенных видов гидротермальной деятельности — серицитизации.

Серицитизация состоит в метасоматическом замещении первичных алюмосиликатов (реже других минералов) серицитом.

Наиболее постоянным спутником серицита является кварц, который может быть и первичным, и вторичным. Частыми спутниками серицита являются также карбонаты — доломит или кальцит. Нередко встречаются сидерит и магнетит. При замещении серицитом биотита нередко обнаруживается рутил.

При серицитизации пород с магнизиально-железистыми минералами, наравне и одновременно с серицитом, развиваются магнизиальные или магнизиально-железистые хлориты. Количество последних бывает обычно тем значительнее, чем более основным был состав первичной породы, чем больше было в ней содержание магнизиально-железистых силикатов. Весьма постоянными спутниками серицита являются сульфиды. Пирит, наиболее распространенный из сульфидов, настолько обычен для серицитсодержащих пород, что для некоторых из них считается породообразующим.

Схема зональности измененных пород, проявляющейся в связи с серицитизацией, довольно проста: внутреннюю зону составляют серицитовые породы, среднюю — серицитизированные, внешнюю — пропилитизированные (хлоритизация биотита, альбитизация полевых шпатов, отложение карбонатов, эпидота, кварца).

Пропилитизация захватывает большие площади и предшествует процессам интенсивного кислотного выщелачивания и отложению концентраций рудных минералов. Для пропилитизации характерны прев-

ращение всех цветных компонентов породы в хлорит и эпидот, насыщение породы пиритом, появление карбоната и небольших количеств серицита. В целом для пропилитизации характерно наличие двух зон:

1) актинолит-эпидотовая, состоящая из актинолита, эпидота, калишпата, алибита, кварца, кальцита и пирита (внутренняя зона);

2) хлорит-эпидотовая, состоящая из хлорита, эпидота, альбита, кварца, кальцита и пирита (внешняя зона).

От процессов зеленокаменного регионального метаморфизма пропилитизация отличается наличием генетической связи с кислотным выщелачиванием горных пород и рудоотложением, отсутствием переходов к более высоким фациям метаморфизма.

Определенный порядок расположения зон измененных пород и последовательность их образования сравнительно хорошо проявляются лишь в однородных массах пород. В условиях циркуляции растворов среди толщ разнообразных пород, где пути растворов меняются по направлению, скорости просачивания в связи с неравномерной пористостью, где весьма усложняются явления фильтрационного эффекта, где в разных породах одни и те же растворы вызывают образование различных метасоматических колонок (полифациальность), — в этих условиях отмеченные выше явления зонального расположения минеральных ассоциаций очень смазаны. Кроме того, значительные осложнения могут возникать при изменении состава гидротермальных растворов, их температуры и скорости поступления.

В таких случаях происходит наложение одних изменений на другие, что еще более усложняет распределение парагенетических минеральных ассоциаций.

Подобная картина, как отмечают многие исследователи, является своеобразной чертой подавляющего большинства рудных полей месторождений гидротермального генезиса. Например, по данным П.Ф. Иванкина, Г.П. Волорovichа, для процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений характерно широкое развитие дорудной пропилитизации, окварцевания и аргиллизации. Процесс пропилитизации вблизи липаритовых интрузий охватывает площади в десятки и сотни квадратных километров, причем пропилитовые поля имеют зональное строение. Кварциты выщелачивания (с каолинитом, диккитом, алунитом) и кварциты отложения (с гидрослюдой, мусковитом, адуляром, карбонатами) развиваются вдоль зон трещиноватости внутри пропилитов.

Для месторождений железоурановой формации, как отмечают В.И. Жукова и К.Н. Черенцова, отличительной чертой ураново-рудного метасоматоза также является его многостадийность с наложением друг на друга разновременных метасоматических образований. Внешне это приводит к тому, что чередование различных метасоматических зон иногда не отвечает последовательности процессов минералообразования.

На одном из месторождений В.И. Жукова выделяет альбиты, альбитизированные сланцы, эгириниты, магнетит-рибекитовые, ребекитизированные и скарноподобные породы, железокarbonатные метасоматиты. Она подчеркивает, что рисунок минералогической (метасоматической) зональности определяется неоднородностью исходных метасоматических пород, неодинаковой в условиях метасоматоза миграционной способностью отдельных компонентов и внутривостанковыми и межвостанковыми тектоническими подвижками.

Для урановых месторождений урано-молибденовой формации в субвулканических интрузиях, как подчеркивает С.Н. Кашпаров, характерна двухстадийная гидротермальная деятельность: пропилитовая стадия и березитизация. От периферии к центру выделяют следующие метасоматические образования: кварц-альбитовые с карбонатом и апатитом, биотит-турмалиновые метасоматиты (пропилиты), березиты, кварцево-колчеданные тела и метасоматические кварциты. Пропилиты занимают значительные площади. Между березитами и пропилитами переход постепенный. Среди пропилитов отмечаются метасоматические жильобразные тела альбититов. Кварцево-колчеданные тела залегают в березитах.

В пределах рудных полей молибденовых месторождений, по его данным, развиваются процессы высокотемпературной калишпатизации, которая сменяется серицитизацией и затем аргиллизацией, как правило, пострудной. Аргиллизации сопутствует окварцевание, альбитизация, пиритизация и др.

Многостадийность процессов рудообразования отмечает и В.Т. Покалов (1978 г.) для месторождений молибдена. Он подчеркивает, что постмагматические процессы начинались калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией или скарнированием при развитии этих процессов в карбонатной среде. При этом на вольфрамо-молибденовых месторождениях калишпатизация проявлена незначительно, но процесс развит широко. На молибденовых и медно-молибденовых месторождениях наблюдается обратное соотношение этих процессов. Рудная минерализация связана с процессом кислотного выщелачивания. Наиболее ранними являются кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, затем отлагается молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и затем кварцевые прожилки с молибденитом и сопутствующими рудными минералами.

На вольфрамо-молибденовых месторождениях после молибденового оруденения развивается вольфрамовая минерализация, сопровождающаяся интенсивными грейзеновыми преобразованиями вмещающих пород с развитием полной метасоматической колонки кислотного выщелачивания.

Далее, на месторождениях молибдена всех типов формируются сравнительно широко распространенные кварцевые прожилки с пиритом

том, пирротином, халькопиритом, сопровождающиеся интенсивной серицитизацией вмещающих пород. На многих молибденовых и медно-молибденовых месторождениях после образования рудной минерализации широко развит процесс аргиллизации вмещающих пород.

В.Б. Чекваидзе (1981 г.) для Рудного Алтая выделяет несколько предрудных метасоматических формаций, сопровождающих колчеданно-полиметаллическое оруденение, и подчеркивает, что различные формации метасоматитов ассоциируют с полиметаллическим оруденением, отличающимся по промышленной значимости. Основной формацией он считает формуацию рудоносных кварц-серицитовых метасоматитов, непосредственно в контуре которых располагаются промышленные полиметаллические залежи, и карбонат-хлоритовые метасоматиты поздней щелочной стадии. Им предшествуют ранние метасоматические преобразования, относящиеся к низкотемпературной фации пропилитов.

Предрудные метасоматиты характеризуются отчетливо выраженной зональностью как поперечной, так и продольной. При этом в зависимости от характера замещаемых сред изменяются состав парагенезисов и порядок минеральных сообществ в пространстве.

Метасоматические образования рудной стадии слагают линзовидные и жилевидные тела, нередко обрамляющие полиметаллические залежи, причем руды и метасоматиты вписаны в контур ореолов выщелачивания. В основном выделяют существенно хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты; менее представлены альбитовые и кварц-альбитовые разновидности.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений Юго-Западного Гиссара, расположенных в пределах Южно-Гиссарского регионального тектонического шва, характерно большое разнообразие фаций – от среднетемпературной пропилитизации и кварц-полевощлатового метасоматизма до низкотемпературной березитизации (месторождение Судукуль и др.). Для подобных же месторождений Кавказа окolorудные изменения выражены в образовании вторичных кварцитов и пропилитов. По содержанию кварца в кварцитах выделяют монокварцевую, слюдисто-кварцевую и кварцево-слюдистую фации. Среди пропилитов выделяют преимущественно метасоматиты эпидот-хлоритовой фации и реже актинолит-эпидотовой фации. К синрудным образованиям относятся существенно хлоритовые и серицитовые метасоматиты иногда с карбонатом (анкерит, сидерит).

Подобную достаточно сложную, многостадийную картину развития гидротермальных и рудных процессов в пределах рудных полей отмечают М.Б. Бородаевская, И.С. Рожкова для эндогенных месторождений золота, А.Д. Щеглов, Т.В. Буткевич для месторождений вольфрама, Н.П. Заболотная для месторождений бериллия и многие другие исследователи месторождений различных полезных ископаемых гидротермального генезиса.

Все отмеченные особенности приводят в итоге к тому, что участки горных пород, проработанные различными гидротермально-метасоматическими процессами, характеризуются в пределах рудных полей очень сложным, неоднородным минеральным составом, т.е. сложной картиной распространения как по площади, так и по глубине различных парагенетических минеральных ассоциаций, отличающихся между собой и от исходных, что, несомненно, сказывается на характере и величине петрофизических параметров и их соотношений.

3.2. Особенности свойств гидротермально измененных горных пород

Изучением влияния различных гидротермально-метасоматических процессов на физические свойства горных пород занимались очень многие исследователи, связанные с проблемой поисков гидротермальных месторождений полезных ископаемых. Особенно интенсивно изучение данного вопроса разворачивается в 60-х годах. В результате к настоящему времени накоплен большой фактический материал по характеру изменения физических свойств исходных горных пород под влиянием гидротермально-метасоматических процессов, позволяющий установить ряд вполне определенных закономерностей, на которых и остановимся ниже.

Плотность. Многие исследователи отмечают понижение плотности для большого количества метасоматических преобразований, и прежде всего для метасоматитов щелочной стадии (эйситизация и альбитизация) и стадии кислотного выщелачивания. Однако подобное утверждение справедливо в полной мере лишь по отношению к ядерным зонам метасоматитов, в пределах которых происходит разрушение относительно тяжелых темноцветных минералов и замещение их более легкими и превращение породы в конечном счете в моно- или биминеральную, нередко преимущественно кварцевую. В промежуточных и внешних зонах метасоматитов, как показывает анализ большого фактического материала, изменение плотности может происходить как в сторону уменьшения, так и увеличения относительно исходных пород, причем изменения эти неодинаковы от зоны к зоне и даже в одной зоне при смене исходных пород. Такая картина изменения физических свойств определяется следующими факторами.

Плотность пород зависит от плотности слагающих породу минералов, их количественного соотношения (объемных концентраций) и пористости. Если не принимать во внимание пористость (о ее влиянии будет сказано ниже), то изменение плотности под воздействием гидротермально-метасоматических процессов определяется:

1) плотностью первоначальной горной породы; 2) соотношением плотностей первичных и заместивших их вторичных минералов; 3) ин-

тенсивностью процессов, т.е. соотношением содержания первичных минералов в измененной и исходной породах.

Плотность большинства горных пород колеблется (г/см^3) от 2,55 до 3, достигая максимальных значений у ультраосновных интрузивных пород (3,2–3,42) и минимальных – у кислых разностей эффузивов (2–2,22) и слаболитифицированных осадочных образований (до 1,7–1,8). В основном указанные пределы объясняются плотностью породообразующих минералов, которые характеризуются значениями 2,55–2,76 г/см^3 (см. табл. 1, 2, 5), за исключением пироксенов, роговой обманки, оливина и рудных минералов, в целом характерных для основных, ультраосновных и некоторых средних по составу интрузивных, эффузивных и метаморфических пород.

В отличие от основных породообразующих минералов диапазон изменения плотностных свойств минералов, возникающих при гидротермально-метасоматических процессах, гораздо шире за счет обширной группы минералов, образующихся при гидротермально-метасоматических и рудных процессах и обладающих, как правило, высокими плотностями (табл. 8). Все минералы гидротермально-метасоматических образований могут быть разделены по плотности на три основные группы: от 2,5 до 2,65, от 2,65 до 3 и свыше 3 г/см^3 .

Минералы первой группы относятся в большей части к основным породообразующим минералам и входят в состав многих пород кислого и среднего состава. Вместе с тем они же являются конечным продуктом многих метасоматических преобразований, образуя внутренние моноили биминеральные ядерные зоны большой группы метасоматитов (эйситы, гумбеиты, березиты, аргиллизиты, вторичные кварциты, грейзены, полевошпатовые метасоматиты) в результате замещения прежде всего темноцветных минералов. Во всех случаях образование метасоматитов указанного состава по породам с высоким содержанием темноцветных минералов приводит, как правило, к уменьшению их плотности. В процессе этих же изменений пород кислого ряда (граниты, кислые эффузивы), метаморфических и осадочных пород кварц-полевошпатового состава их плотность может сохраняться (кварц-альбитовые метасоматиты по существенно кварцевым породам), уменьшаться (калиевые метасоматиты в гранитах и существенно кварцевых метаморфических породах; внутренние зоны аргиллизитов и т.п.) или увеличиваться (альбититы по существенно калиевым гранитам, гнейсам, мигматитам т.п.).

Минералы второй группы характерны, как правило, для промежуточных и внешних зон метасоматитов, реже внутренних (серицит, мусковит, волластонит) и зачастую являются продуктами самостоятельных гидротермальных процессов, сопряженных с основными метасоматическими процессами, таких как биотитизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация и др. Обладая достаточно высокой плотностью,

Таблица 8

Физические свойства минералов, характерных для гидротермальных и рудных процессов (средние значения)

Минерал	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ	Минерал	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ
Галлуазит	2,1	Нет свед.	Эгирин	3,5	85
Лейцит	2,5	То же	Топаз	3,56	-0,42
Серпентин	2,57	10 ⁴	Шпинель	3,6	0,62
Каолинит	2,59	1	Авгит железистый	3,6	150
Алунит	2,66	Нет свед.	Родонит	3,7	127
Тальк	2,7	18	Сфалерит	3,9-4,0	-3 ÷ -0,26
Серицит	2,76	0,5	Малахит	3,97	9-15
Тальк железистый	2,78	30-60	Корунд	4,02	-0,34
Берилл	2,8	0,68	Фергусонит	4,17	16
Флогопит	2,8	5-8	Халькопирит	4,1-4,3	0,4-7
Лепидолит	2,85	4-46	Сфалерит железистый	4,2	1-20
Волластонит	2,85	Нет свед.	Рутил	4,23	2-6
Турмалин	2,95	1,12	Барит	4,4	-0,2
Магнезит	2,96	До 20	Антимонит	4,4-4,5	10-40
Анкерит	3,0	-0,3	Пирохлор	4,5	Нет свед.
Скаполит	3,0	2	Гетит	4,4	25 (до 100)
Тремолит	3,0	7	Марказит	4,5-4,7	1,0-4,0
Флогопит железистый	3,05	180			
Сподумен	3,1	Нет свед.	Титаномагнетит	4,6-4,9	10-10 ⁵
Анкерит железистый	3,1	16-19	Пирролюзит	4,73	25-32
Актинолит	3,15	33	Маггемит	4,88	(0,3-2) · 10 ⁵
Флюорит	3,18	-0,29	Молибденит	4,7-5,0	0-5
Апатит	3,2	-2,64 (-8)	Блеклые руды	4,4-5,4	До 30
Шерл	3,25	97; 22-31	Пирит	4,9-5,2	0,2-10
Авгит	3,28	13-27	Гематит	5,2	10-120
Диопсид	3,3	6,0	Борнит	4,9-6,1	1-7
Цоизит	3,25-3,36	10	Шеелит	5,8-6,2	0
Клиноцоизит	3,36	10	Арсенопирит	5,9-6,2	3,3-8; 0-2
Диаспор	3,4	Нет свед.	Касситерит	6,9-7,0	-0,08
Рибекит	3,44	75			(до -2,4)
Сидерит	3,45	56-84	Вольфрамит	7,1-7,5	33
Аурипигмент	3,5	-0,1	Галенит	7,3-7,6	-18 ÷ -4,0
Реальгар	3,5	0	" железистый	7,5	9,5 (до 200)
			Уранинит	10,0	0,4-8,7

эти минералы могут приводить как к повышению плотности исходных пород (например, образование серицита, мусковита, хлорита, флогопита и других в породах кислого ряда), так и к ее понижению (например, образование тех же минералов в породах основного и среднего рядов) в зависимости от плотности замещаемых ими минералов.

Увеличение содержания или образование минералов третьей группы, характерных чаще всего для зон гидротермально-метасоматических преобразований, во всех случаях приводит к повышению плотности.

Отмеченные особенности изменения плотности пород в зависимости от плотности минералов-новообразований иллюстрируются табл. 9.

Она показывает, что, с одной стороны, один и тот же процесс (например, хлоритизация или карбонатизация) в разных породах приводит к различным изменениям их плотностных характеристик, а с другой — различные процессы, накладывающиеся на одну и ту же породу, приводят зачастую к одинаковым изменениям плотности.

Следует также отметить, что изменение плотности горных пород при гидротермальных процессах может происходить за счет уменьшения или увеличения концентрации темноцветных минералов при визуальном сохранении минерального состава. Это объясняется тем, что железистые разности породообразующих минералов (см. табл. 8) характеризуются повышенной плотностью на 0,1–0,2 г/см³ и более (железистые разности анкерита, биотита, флогопита, талька, турмалина (шерл), авгита и др.).

Появление в результате гидротермальной деятельности в породе

Таблица 9

Изменение плотности горных пород с увеличением содержания минерала на 1 % при гидротермальном процессе [13]

Порода	Плотность, г/см ³	Минерал				
		Хлорит	Эпидот	Актинолит	Кварц	Кальцит
Альбитофир	2,63	—	+0,0072	—	—0,0001	+0,0017
Дацитовый порфирит	2,66	—	+0,0069	—	—0,0005	+0,0011
Андезитодацитовый порфирит	2,70	+0,0015	+0,0065	—	—0,0013	+0,0007
Андезитовый порфирит	2,78	+0,0007	+0,0057	+0,0032	—0,0022	+0,0001
Андезитобазальтовый порфирит	2,87	—0,0002	+0,0048	+0,0023	—0,0033	—0,0001
Базальтовый порфирит	2,98	—0,0013	+0,0037	+0,0012	—	—0,0021

нового минерала с иными плотностными характеристиками относительно замещаемого определяет в принципе лишь потенциальную возможность изменения плотности пород в ту или другую сторону. Эти изменения становятся ощутимыми только при определенной интенсивности процесса. Минимальная интенсивность, при которой возникает минимальный аномальный дефект плотности, неодинакова для различных процессов и определяется разностью плотности взаимозамещаемых минералов и плотностью исходной породы.

Влияние интенсивности процесса гидротермально-метасоматического преобразования горных пород на плотность достаточно наглядно можно проиллюстрировать на примере серпентинизации пород ультраосновного состава. В процессе серпентинизации по оливину и ромбическому пироксену образуется серпентинит, представляющий собой водный силикат магния. При этом происходит вынос железа и вместо орто- и метасиликатов с плотностью 3,3—3,4 г/см³ образуется гидросиликат с плотностью 2,6 г/см³, что обуславливает уменьшение плотности ультраосновных пород по мере развития процесса. Полная серпентинизация гипербазитов понижает их плотность в 1,3 раза (с 3,3 до 2,5 г/см³).

Указанные закономерности подтверждаются практическими данными, полученными авторами в результате изучения физических свойств Северного Казахстана и других районов СССР. Авторами и многими другими исследователями было установлено, что гидротермально-метасоматические процессы, приводящие к появлению, например, серицита, хлорита, характеризуются небольшим влиянием на плотность горных пород. К резкому уменьшению плотностных свойств приводит увеличение содержания в породе кварца, характеризующегося в большинстве случаев минимальной плотностью. Увеличение содержания альбита в горных породах характеризуется двояко: с одной стороны, появление альбита в породах с невысокой плотностью (например, туфопесчаники, туфоалевролиты и т.п.) практически не влияет, а с другой стороны, резко понижает плотность высокоплотностных пород, таких как габбро-диориты, — с 2,85 для неизменных разностей до 2,64 г/см³ у интенсивно альбитизированных, состоящих практически из одного альбита. К заметному уменьшению плотности приводит процесс березитизации. Типичные березиты, встреченные в центральных частях зон березитизации, имеют плотность порядка 2,52—2,55 г/см³. К резкому увеличению плотности сланцев различного состава (2,59 г/см³) приводит процесс скарнирования: скарны, образующиеся по этим породам, характеризуются плотностью 2,95 г/см³. Кроме этого, можно отметить, что к увеличению плотности сланцев (до 2,64 г/см³) приводит и увеличение содержания в их цементе карбоната.

По данным А.А. Смелова, А.М. Виноградова, скарнирование, серицитизация и хлоритизация приводят к уменьшению плотности пород среднего и основного состава. Плотность кислых по составу пород,

подвергнутых этим изменениям, остается неизменной или несколько повышается. По данным Э.А. Максимова и Л.В. Шевчука, в пределах Таширского флюоритоносного узла эпидотизация в гранитах и сиенитах приводит к увеличению плотности до 2,65–2,66 г/см³, а в диоритовых порфиритах — к ее уменьшению до 2,56 против средней 2,8 г/см³. Это объясняется тем, что в гранитах эпидот замещает относительно менее плотные плагиоклазы и амфиболы, а в диоритовых породах — более плотные пироксены. По данным этих же авторов, метасоматическое окварцевание лейкократовых гранитов джидинского комплекса приводит к увеличению плотности с 2,56 до 2,71 г/см³ в связи с замещением полевых шпатов более плотным кварцем. Ю.В. Алтынцев и О.Н. Грязнов установили для одного из месторождений урано-молибденовой формации, что березитизация вызывает некоторое увеличение плотности вмещающих горных пород. Пиритизация, накладываясь на березиты, усиливает этот процесс. Увеличение плотности гранитоидных интрузивов в результате грейзенизации отмечают: Т.А. Шемонаева и другие для апогранитов Кукульбейского комплекса, Б.М. Уразаев и другие для Шетского рудного района, Г.А. Соловьев в пределах Унтатского и Чемуртаевского интрузивов Западного Забайкалья. Процессы рудообразования в Приморье, по данным М.И. Дедова и А.Н. Сокарева, приводят к увеличению плотности, тогда как в результате кремнекислого и выщелачивания вблизи рудных тел наблюдается разуплотнение. Как указывалось выше, гидротермально-метасоматические процессы характеризуются зональным строением, т.е. определенным набором и сменой в пространстве парагенетических минеральных ассоциаций, зависящих от состава первичных пород и характера самого гидротермального процесса. В итоге от зоны к зоне происходит изменение в количественно-минеральном составе породы. Следовательно, плотность, зависящая от количественно-минерального состава, будет также меняться от зоны к зоне. Примером этого могут служить расчеты минеральной плотности, проведенные авторами, в зависимости от смены количественно-минерального состава для процессов березитизации диоритовых порфиритов и кварц-альбитового изменения (эйситизации) диабазов в соответствии с колонками, приводимыми Б.И. Омеляненко [15]. Так, в соответствии с зональностью минеральная плотность при березитизации диоритовых порфиритов (2,89 г/см³) меняется следующим образом: для первой зоны — 2,80, второй — 2,94, третьей — 2,81 г/см³. Аналогичный расчет для процесса эйситизации диабазов показывает, что плотность диабазов (2,97 г/см³) изменяется от зоны к зоне: соответственно 2,80 — для первой, 2,84 — для второй, 2,73 — для третьей и 2,76 г/см³ — для внутренней.

Изменение минеральной плотности при переходе от зоны к зоне при аргиллизации гранит-порфиров отмечает Г.Т. Волостных: неизменных гранит-порфиров — 2,65 г/см³; в первой зоне — 2,59; во второй —

2,53; в третьей – 2,43; в четвертой – 2,50; в пятой – 2,56; в шестой – 2,50 г/см³.

Как видно из приведенных примеров, при общей тенденции уменьшения плотности указанных пород в направлении от внешних зон к внутренним, характерной для данных процессов, отмечают значительные повышения и понижения плотности при переходе от зоны к зоне.

При наложении различных гидротермально-метасоматических процессов происходит усложнение количественно-минерального состава, что оказывает существенное влияние на знак и величину изменения плотности. Примером этого может служить развитие некоторых процессов (лиственнитизация, карбонатизация и др.) по уже серпентинизированным гипербазитам. Как уже указывалось, плотность ультраосновных пород при серпентинизации понижается; наложение последующих процессов карбонатизации и лиственитизации приводит к значительному увеличению плотности [3]. Исследователи Урала [13] отмечают, что нередко происходит обратный процесс образования по серпентинитам метасоматических пироксенитов. Процесс этот сопровождается повышением плотности до 3,42–3,45 г/см³. В свою очередь, наложенные на метасоматические пироксениты процессы калишпатизации и нифелинизации вновь приводят к уменьшению плотности до 3,09 г/см³.

Близкую к рассмотренной картину отмечают А.Н. Сокарев и многие другие исследователи для рудных полей оловянных месторождений Приморья. Так называемые региональные биотитовые метасоматиты имеют повышенную плотность. Для белых метасоматитов, развивающихся по ним, характерна еще большая плотность; кремнекислотное выщелачивание приводит к уменьшению, а рудный процесс внутри таких зон – к увеличению плотности и тех и других.

Увеличение плотности метасоматитов под воздействием процессов рудоотложения отмечают очень многие исследователи [21, 22, 23]. Например, по данным В.И. Корчагина, на Жирекенском молибденовом месторождении калишпатизированные граниты имеют дефект плотности относительно неизмененных гранитов 0,12 г/см³; метасоматиты рудной зоны, наложенной на калишпатизированные граниты, имеют дефект плотности всего 0,04 г/см³.

Таким образом, в результате полиметасоматических взаимодействий горные породы претерпевают многократные изменения, сопровождающиеся как уменьшением, так и увеличением плотности, что приводит к возникновению сложной мозаичной картины изменения плотности на участках преобразованных пород. К такому же выводу приходят В.С. Топорков и Б.Б. Черменинов, которые в пределах месторождений золота кварц-арсенопиритовой формации отмечают резкое возрастание неравномерности изменения физических свойств преобразованных пород; для метасоматически измененных сланцев кварц-биотит-амфибо-

лового состава среднее квадратичное отклонение плотности увеличивается с 0,02 до 0,12 г/см³.

В заключение можно сделать вывод, что области, или участки, развития гидротермально-метасоматических процессов характеризуются прежде всего непостоянством плотностных свойств т.е. эти участки являются гетерогенными по плотности.

Пористость. Все исследователи, изучавшие влияние гидротермально-метасоматического воздействия на физические свойства горных пород, отмечают изменение пористости как в сторону увеличения, что происходит чаще, так и в противоположную [15]. Ю.А. Розанов (1968 г.) установил, что скарирование пород приводит к значительному увеличению пористости (до 20 %). В отличие от неизменных гранодиоритов, эффективная пористость которых колеблется в пределах 0,7–1,5 %, сильно эйситизированные разности характеризуются пористостью 4,5–6,5 %. Также установлено, что увеличение содержания серицита в фельзитах приводит к изменению общей пористости с 5,7 до 7,8 %. В кварцевых порфирах одного участка пористость колеблется от 0,3 до 0,7 % для неизменных пород и до 1,0–3,3 % — для пород с повышенным содержанием серицита. Увеличение пористости пород в результате серпентинизации и березитизации выявлено исследователями достаточно определенно: она увеличивается до 10–12 %. Милонитизация как метаморфических, так и интрузивных пород приводит к существенному (в 3–5 раз) увеличению пористости; в ряде случаев эффективная пористость милонитов достигает 4–6 % и более.

По данным В.И. Старостина, увеличение количества вторичных гидротермальных минералов ведет к пропорциональному увеличению эффективной пористости липаритовых порфиритов Блявинского рудного поля (колчеданное оруденение). Если неизменные разности имеют эффективную пористость 0,6–1,5 %, то липаритовые порфириды, содержащие 35–40 % вторичных минералов, имеют эффективную пористость 6–8 %, а при больших содержаниях — 8–10 %.

Авторы установили, что эффективная пористость гранодиоритов в одном из рудных районов Северного Казахстана, равная 0,7 %, почти не меняется при пропилитизации (0,8 %) и резко увеличивается при березитизации — до 2 %. В отличие от этого эффективная пористость фельзит-порфиров (1 %) возрастает под воздействием обоих указанных процессов — до 2 %.

А.С. Шур приходит к выводу, что в процессе метасоматического изменения горных пород происходит, как правило, увеличение количества макро- и микропор в новых метасоматических продуктах; при этом каждая последующая метасоматическая ассоциация обладает большей пористостью по сравнению с предыдущей. О таком характере изменения пористости говорят и данные Г.Т. Волостных, полученные при изучении свойств пород в ходе процесса аргиллизации (пористость

растет от внешних зон к внутренним), и А.Н. Сокарева по изучению этих же параметров для так называемых региональных метасоматитов Приморья (пористость растет от биотитов к березитоподобным и пропитовидным метасоматитам).

Уменьшение количества пор при метасоматических изменениях происходит реже. А.А. Смелов отмечает уменьшение пористости при увеличении содержания эпидота в кварцевых диоритах и порфиритах территории Акбастау-Кусмурунского рудного поля. В.П. Макаров и О.А. Торлопова указывают на уменьшение пористости при биотитизации, турмалинизации и эпидотизации пород в Приморье. По данным многих исследователей, окварцевание во всех случаях приводит к резкому уменьшению пористости. Если, например, неизменные базальтовые порфириды имеют эффективную пористость 4–6 %, то они же сильно окварцованные (вторичного кварца более 20 %) имеют эффективную пористость 0,9–2,5 %.

Гематитизированные породы, как правило, имеют эффективную пористость на 25–30 % меньше, чем аналогичные по составу негематитизированные разности. Если неизменные пироксен-плаггиоклазовые порфириды имеют пористость 3 %, то они же гематитизированные — всего 2 %, что сопровождается увеличением плотности; например, плотность кислых эффузивов приморской свиты Приморья в результате гематитизации увеличивается с 2,46 до 2,58 г/см³.

Рудный процесс, в отличие от большинства дорудных гидротермальных процессов, приводит к уменьшению пористости в связи с заполнением пор рудными минералами. Например, пористость вулканогенных пород на одном из участков Забайкалья (дациты, их лавы, андезитовые порфириды), равная соответственно 1,1; 1,6 и 0,7 %, увеличиваются в результате аргиллизации до 2,5; 6,0 и 2,9 %. Появление в зонах аргиллизации пирита до сплошной пиритизации в связи с рудным процессом снижает их пористость с 6 до 2,2 % и с 2,9 до 1 %. Однако в этом случае пористость остается выше по сравнению с неизменными породами.

Обобщая данные многих исследователей, можно отметить, что при изменении пористости, связанной с плотностью обратной зависимостью, на 1 % происходит изменение плотности на 0,02–0,03 г/см³ в зависимости от состава горных пород. Увеличение пористости на 4–5 %, что характерно для большинства окolorудных гидротермально-метасоматических процессов, приводит к уменьшению плотности на 0,1–0,15 г/см³. Рудный и пострудный процессы приводят к заполнению пор, т.е. к увеличению плотности пород, уже измененных предрудными гидротермально-метасоматическими процессами, на 0,05–0,1 г/см³.

Отмеченные выше резкие изменения пористости характерны для стадий кислотного выщелачивания и поздней щелочной. Б.И. Омеляненко так объясняет этот механизм: в процессе формирования ореолов окolorудного изменения общая масса элементов, выщелоченных раст-

ворами из пород, преобладает над общим количеством элементов, отложенных растворами. В громадном большинстве случаев это приводит к увеличению пористости пород. На ореолы гидротермального изменения, преимущественно на центральные зоны, в виде жил, прожилков и реже вкрапленности накладывается минерализация более поздних стадий. При этом отложение материала из растворов преобладает над выщелачиванием, что приводит к залечиванию пор.

Для процессов стадий ранней щелочной и ультраметаморфизма характерны гидротермально-метасоматические изменения регионального распространения [15]. В литературе данные о пористости указанных пород не опубликованы. Но на основании изучения этих изменений многими исследователями можно предположить, что пористость пород зон региональных изменений остается практически неизменной по сравнению с пористостью исходных пород. Жданов В.В. отмечает, что в процессе гранитизации общая масса изменяемой породы не перемещается с места своего образования и не нарушает исходной тектонической структуры, т.е. можно предположить неизменность пористости при процессах гранитизации.

Зоны гидротермально-метасоматических изменений на ранней щелочной стадии характеризуются привносом вещества и осаждением оснований. В то же время Б.И. Омеляненко отмечает, что если в процессе метасоматоза привнос преобладает над выносом, то исчезают только макропоры и макротрещины; микропоры и микротрещины остаются, и число их даже увеличивается за счет микропористости выпавшего осадка. Все это должно приводить к незначительному изменению пористости или ее сохранению.

Магнитная восприимчивость. Влияние гидротермально-метасоматических и рудных процессов на величину магнитной восприимчивости сказывается как в сторону уменьшения, так и в сторону ее увеличения в зависимости от магнитных свойств исходных пород и свойств новообразованных минералов.

Как видно, из табл. 9, подавляющее большинство минералов, характерных для гидротермальных и рудных процессов, являются либо диамагнетиками, либо обладают слабыми парамагнитными свойствами. Наиболее магнитными среди последних являются слюды (биотит и флогопит), авгит, вольфрамит.

Исследования, проведенные в ВИМСе Н.В. Добровольской в соавторстве с Г.А. Сидоренко, Н.А. Смольковым и другими, показали, что магнитные свойства слабых парамагнетиков непостоянны и зависят от содержания в них примесей железа и марганца, являющихся парамагнитными ионами, и формы вхождения этих примесей в кристалле. Ею было показано [4], например, что довольно широкие пределы изменения магнитной восприимчивости кальцита — от $-0,38 \cdot 10^{-5}$ до $20,3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и сфалерита — от $-0,29 \cdot 10^{-5}$ до $29 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ

связаны с присутствием в них различных количеств ионов железа и марганца в виде изоморфной примеси. В касситерите положительные значения магнитной восприимчивости (от $0,5 \cdot 10^{-5}$ до $165 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) определяются присутствием сильномагнитной минеральной фазы. Показана зависимость магнитной восприимчивости от содержания и форм вхождения железа в кристаллы вольфрамитов, колумбит-танталитов, гранатов (пироп, андрадит) и др.

Подобная зависимость магнитной восприимчивости слабых парамагнетиков от содержания железа (для основных темноцветных породообразующих минералов эти связи рассмотрены в разд. 2) приводит к значительным колебаниям магнитных свойств в пределах различных зон метасоматической колонки даже при близком минералогическом составе в связи с существенным перераспределением железа в ходе метасоматической переработки исходных пород и последующего рудоотложения.

Уменьшение магнитной восприимчивости наблюдается в тех случаях, когда: во-первых, происходит образование вторичных слабомагнитных железосодержащих минералов — хлорита, эпидота, пирита — за счет ряда более магнитных железосодержащих минералов; во-вторых, происходит разрушение железосодержащих минералов с освобождением железа и последующим его выносом, что в конечном счете приводит к преобразованию в слабомагнитную породу.

Гидротермально-метасоматические процессы, связанные со стадией кислотного выщелачивания, характеризуются: выносом магнетита или замещением его слабомагнитными минералами уже в самой внешней зоне метасоматической колонки; разрушением и замещением парамагнитных темноцветных минералов во внутренних зонах и превращением породы в существенно кварцевую. Следовательно, многие гидротермально-метасоматические процессы стадии кислотного выщелачивания должны приводить к значительному уменьшению магнитной восприимчивости. Этот вывод подтверждается результатами исследований лаборатории физических свойств Казахского филиала ВИРГА по ряду рудных полей и месторождений Казахстана [21, 22, 23].

А.А. Смелов и другие исследователи Казахстана отмечают понижение магнитной восприимчивости при грейзенизации гранитов, березитизации кварцевых диоритов, альбитизации и пропилитизации гранитоидов, образовании вторичных кварцитов по кварцевым порфирам. По данным В.П. Макарова, О.А. Торлоповой, А.Н. Сокарева, окварцевание, серицитизация, альбитизация и пропилитизация уменьшают магнитную восприимчивость осадочных и вулканогенных пород Приморья в 3–5 раз; для магматических пород среднего и основного состава эти изменения еще резче (уменьшение от $1500 \cdot 10^{-5}$ до $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). При этом понижение магнитной восприимчивости происходит неравномерно в зависимости от конкретной геологической обстановки и состава

пород, определяющих интенсивность и направленность процесса. Например, А.Н. Сокарев подчеркивает, что на рудных полях Приморья изменение магнитной восприимчивости вмещающих пород под воздействием отдельных видов гидротермальных процессов может быть различно: на одних месторождениях по мере усиления кремнекислотного выщелачивания магнитная восприимчивость возрастает (например, на Темногорском месторождении с $24,5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ для невыщелоченных биотитовых метасоматитов до $38,7 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ для белых метасоматитов), на других — падает (на Дубровском месторождении для тех же метасоматитов она составляет $62,2 \cdot 10^{-5}$, для неизменных биотитовых метасоматитов $14,8 \cdot 10^{-5}$ и для белых метасоматитов $18,4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) при более постоянных значениях плотности.

Увеличение магнитной восприимчивости при гидротермально-метасоматических процессах происходит при новообразовании ферромагнитных минералов: в большинстве случаев это объясняется образованием магнетита, реже пирротина.

Образование магнетита может происходить двояким путем: во-первых, на месте разрушения парамагнитных темноцветных железосодержащих минералов; во-вторых, за счет железа, привнесенного гидротермальными растворами. В первом случае часть освобождающегося железа идет на образование вторичных железосодержащих силикатных минералов, а часть — на образование магнетита. Примером таких процессов могут служить хлоритизация биотита, биотитизация и актинолитизация амфиболитов, описанные Г.А. Соловьевым, Л.Е. Шолпо, Т.С. Лебедевым и Ю.П. Оровецким и др.

При серпентинизации ультраосновных пород также происходит выделение железа в виде свободного магнетита. Количество, размер и форма магнетита, как отмечает Ю.Н. Коллеганов, С.В. Москалева, И.Ф. Зотова, Д.И. Печерский, находятся в прямой зависимости от характера и степени серпентинизации и железистости исходных пород. Автометаморфические серпентиниты по магнезиальным дунитам и гарцбургитам не содержат магнетит, поскольку железо входит в состав серпентина, имеющего в этом случае несколько повышенную, а иногда и нормальную магнитную восприимчивость. При аллометаморфической серпентинизации, идущей с привнесением вещества, образуется магнетит, и серпентиниты приобретают высокую магнитную восприимчивость.

Известно [19], что железо, участвующее в высокотемпературных процессах в условиях большого окислительного потенциала, связывается в магнетите. Следовательно, процессы ультраметаморфизма и ранней щелочной стадии, проходящие в этих условиях, будут характеризоваться появлением магнетита. Это, например, подтверждается исследованиями, проведенными в пределах развития пород, затронутых процессами гранитизации. Г.Г. Дук (1966 г.) отмечает, что при гранитизации происходит замещение амфибола, пироксена, биотита плагиоклазом понижен-

ной основности, при этом выпадает магнетит, что свидетельствует об инертном поведении железа. Все это приводит к увеличению магнитной восприимчивости пород, подвергшихся процессам гранитизации. Н.Б. Дортман и В.В. Жданов считают, что магнитная восприимчивость пород резко возрастает в случае проявления даже самого незначительного процесса гранитизации. Они же отмечают возрастание магнитной восприимчивости пород от начальной стадии гранитизации до средней и уменьшение ее при дальнейшем развитии процесса, что объясняется выносом железа из системы.

Примером гидротермально-метасоматических процессов ранней щелочной стадии может служить скарнообразование. При скарнообразовании в условиях высоких значений окислительного потенциала и температуры при привносе железа гидротермальными растворами также происходит образование магнетита (иногда выделяют магнетитовую стадию). В то же время по магнитным свойствам скарны весьма разнообразны и в целом делятся на два типа. Скарны на многих железорудных и медных месторождениях имеют повышенную магнитную восприимчивость — от $500 \cdot 10^{-5}$ до $20000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (Шерегешское, Саякское, Качарское, Соколовское, Сарбайское, Таштагольское, Темир-Тауское). Для других месторождений того же генезиса характерны, по данным А.А. Софронова, пониженные значения магнитной восприимчивости, не превышающие $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (Куржункульское, Ауэрбаховское, Северо-Песчанское). Он же отмечает, что при скарнировании слабомагнитных альбитизированных и окварцованных пород магнитная восприимчивость повышается, а скарнирование магнитных неизменных вмещающих пород приводит к уменьшению этого параметра до того же уровня.

Гидротермально-метасоматические процессы поздней щелочной стадии, происходящие в условиях средних и низких температур, в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала, режима кислорода и серы будут характеризоваться образованием как ферромагнитных минералов (магнетит, гематит, пирротин), так и парамагнитных (гематит, пирит и др.). Накладываясь на образованные в ходе стадии кислотного выщелачивания гидротермально-метасоматические ассоциации, эти новообразования магнетита и пирротина резко повышают магнитную восприимчивость и в связи с тем, что содержание их в разных точках метасоматических образований различно, увеличивают неоднородность магнитных свойств гидротермально-метасоматических пород в целом. Например, по данным М.Е. Коцена и В.М. Тюленева (1968 г.), зоны натрового метасоматоза приводят к значительным изменениям физических свойств биотитовых гнейсов и лейкократовых гранитов центральной части Украинского кристаллического щита.

Под воздействием метасоматических процессов биотит в гнейсах переходит в хлорит и рибекит, что сопровождается выделением магне-

тата и увеличением магнитной восприимчивости с $40 \cdot 10^{-5}$ до $(400-300) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ у образующихся сахаровидных альбититов. Дальнейшее увеличение привноса натрия и выноса калия приводит к образованию пластинчатых альбититов с полным разрушением магнетита, сопровождающимся частичным выносом железа. В результате магнитная восприимчивость пластинчатых альбититов, состоящих из альбита, калиевого полевого шпата и хлорита, уменьшается до $(2-20) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Граниты, имеющие магнитную восприимчивость $(5-10) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в результате щелочного метасоматоза переходят в сивниты. Этот процесс сопровождается замещением кварца альбитом, а биотита — хлоритом и рибекитом, что вызывает резкое увеличение содержания магнетита и повышение магнитной восприимчивости до $(400-1000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Следует отметить, что гематитизация и пиритизация, накладываясь на внутренние (немагнитные) зоны гидротермально-метасоматических изменений, что характерно для прерудной и рудной стадий, также приводят нередко к повышению магнитной восприимчивости из-за наличия механических микропримесей ферромагнетика (пирротина) внутри зерен пирита [26].

Близкие к рассмотренным результатам были получены авторами при изучении пород Кокчетавского массива. Было установлено, что такие процессы, как березитизация, серицитизация, окварцевание, приводят к уменьшению магнитной восприимчивости магнитных пород, например амфиболовых (в среднем $280 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и слюдяных (в среднем $95 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) гнейсов, в связи с уменьшением магнетита и магнитных темноцветных породообразующих минералов (хлорит, амфибол, биотит, пироксен). Влияние этих процессов на магнитные свойства слабомагнитных горных пород, таких как различные сланцы (в среднем $15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), выражено значительно слабее. Влияние же процесса хлоритизации, наоборот, наиболее заметно среди слабомагнитных пород и практически не ощущается среди гнейсов. Увеличение содержания хлорита в сланцах заметно повышает их магнитную восприимчивость — до $40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и более при обычном значении этого параметра $(12-15) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. К значительному повышению магнитных свойств сланцев различного состава приводит также скарирование, увеличивающее магнитную восприимчивость до 100×10^{-5} ед. СИ и более.

Таким образом, из-за определенной минералогической зональности метасоматитов, рассмотренной выше, для них характерно и зональное изменение магнитных свойств пород, зависящее от магнитных свойств основных минералов той или иной зоны. Эта зональность существенно усложняется в пределах рудных полей и месторождений по причине широкого развития в их пределах различных по характеру дорудных и околорудных изменений, накладывающихся друг на друга, и наложении образований рудной стадии, характеризующейся в большинстве

случаев некоторым повышением магнитных свойств за счет появления темноцветных и железосодержащих рудных минералов. В итоге довольно часто по направлению от неизменных вмещающих пород к рудным телам магнитные свойства неоднократно колеблются как в сторону уменьшения, так и увеличения.

Например, по данным Г.А. Соловьева, для одного из массивов с торий-цирконий-редкоземельно-ниобиевой минерализацией характера следующая зональность магнитных свойств при перемещении от внешних зон к внутренним (10^{-5} ед. СИ).

0. Вмещающие лейкократовые апограниты24
Ребекит-эгириновые апограниты4100
1. Биотит-кварцевые метасоматиты440
То же с наложенной карбонатно-сульфидной минерализацией160
2. Биотит-кварцевые жилы1500
То же с наложенной карбонатно-сульфидной минерализацией52

По данным исследователей Приморья, обобщенная зональность магнитных свойств пород и руд оловорудных месторождений может быть представлена в следующем виде (10^{-5} ед. СИ).

0. Вмещающие осадочные породы20—40
1. Биотитовые метасоматиты	До 62 и более
2. Выщелоченные биотитовые метасоматиты18—39
3. Кварц-сульфидные руды0—70
4. Хлорит-сульфидные руды385
5. Породы рудной зоны с прожилково-вкрапленной пирротиновой минерализацией3600
6. То же с массивной пирротиновой минерализацией	До 15000

Подводя итог рассмотрению особенностей физических свойств пород в зонах гидротермально-метасоматических изменений, приведем вывод А.П. Соловова (1970 г.): “Обобщенная физическая характеристика эндогенного месторождения с его рудными телами и измененными боковыми породами может быть представлена в виде сложного по форме и внутреннему строению тела, в пределах которого породы, в связи с гидротермально-метасоматическими процессами, имеют в основной массе аномально пониженную, реже повышенную плотность и пониженную (или повышенную) магнитную восприимчивость. Наряду с этим отдельные относительно небольшие более или менее резко ограниченные участки этого тела в связи с оруденением будут характеризоваться сравнительно более высокой плотностью, а при наличии пирротина и магнетита и более высокими или резко аномальными значениями магнитной восприимчивости”.

Таким образом, отмеченные в данных разделах материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Величина плотности и магнитной восприимчивости в районах распространения гидротермально-метасоматических процессов на стадиях

ультраметаморфизма и ранней щелочной является функцией минерального состава при постоянной пористости.

2. Плотность и магнитная восприимчивость пород, образованных гидротермально-метасоматическими процессами на стадиях кислотного выщелачивания и поздней щелочной, являются функцией минерального состава и пористости.

3. В пределах развития горных пород, образовавшихся в пострудную стадию, когда в существенно кварцевой породе, представленной моно- или биминеральной зоной, происходит заполнение пор тем же кварцем или карбонатом, плотность является функцией пористости при постоянном минеральном составе.

Сложный характер и гетерогенность магнитных и плотностных свойств гидротермально измененных пород оказывают резкое влияние на корреляционные характеристики указанных свойств, о чем и пойдет речь в следующем разделе.

3.3. Характер связи физических свойств гидротермально измененных пород

Из изложенного в предыдущих разделах материала вытекает, что для участков развития гидротермально измененных пород характерна повышенная гетерогенность плотности и магнитной восприимчивости, обусловленная зональным строением метасоматитов, неравномерным развитием их по площади и наложением друг на друга различных метасоматических колонков. Однако она не является преимущественной особенностью таких зон, поскольку и для многих неизмененных пород (например, эффузивов среднего и основного состава и их туфов, комплексов переслаивающихся пород и т.п.) присущи резкие колебания рассматриваемых свойств в широком диапазоне. Вместе с тем, как было показано выше (см. разд. 2), отличительной и устойчивой особенностью неизмененных пород является наличие положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью как для каждой отдельной разности пород, так и для всех пород внутри каждой генетической группы (для магматических и метаморфических пород в случае принадлежности их к одному магнитному классу). Для крупных геологических структур с одинаковой историей геологического развития (что предопределяет преимущественное развитие в ее пределах магматических и метаморфических пород одного класса магнитности) характерно наличие положительной связи между рассматриваемыми параметрами для большинства горных пород указанных генетических групп.

Отличаются ли по характеру корреляционных связей гидротермально измененные породы от неизмененных пород? Если отличаются, то насколько устойчивы эти особенности? Наличие любых устойчивых

особенностей корреляционных связей между данными группами может иметь большое практическое значение.

В разд. 1.1. показано, что характер связи между плотностью и магнитной восприимчивостью пород определяется видом зависимости между данными параметрами минералов, слагающих породу. В случае гидротермально измененных пород это означает, что характер корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью зависит от: соотношения свойств минеральных новообразований и основной совокупности минералов, слагающих исходную горную породу; устойчивости этих соотношений в различных зонах метасоматитов в случае их зонального строения; относительной величины плотности и магнитной восприимчивости минералов, за счет которых происходит увеличение пористости или которыми заполняются поры в результате воздействия гидротермальных растворов.

Во многих случаях гидротермальный (метасоматический) процесс приводит к образованию лишь одного минерала, по которому и получает название процесс (турмалинизация, пиритизация, серицитизация и т.п.). При подобном мономинеральном характере процесса теснота и знак корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью измененной породы будут определяться характером приращения этих свойств нового минерала относительно замещаемого им первичного или относительно этих свойств исходной породы в целом.

В том случае, когда свойства взаимозамещаемых минералов близки или когда приращения свойств новообразованного минерала имеют одинаковый знак (оба больше или оба меньше) относительно свойств замещаемого минерала либо породы в целом, характер корреляционной связи остается постоянным, т.е. будет положительным, как и в случае неизменных пород (разд. 1.1, 1.2, 1.6). Если одно из свойств вновь возникшего минерала по абсолютной величине одинаково с этим же свойством первичного минерала, а другое больше или меньше относительно соответствующего свойства первичного минерала, то будет отмечаться тенденция к ослаблению корреляционной связи вплоть до ее нарушения при определенной интенсивности процесса и контрастности различий рассматриваемых физических параметров. Когда же приращения свойств новообразованного минерала относительно свойств первичного или исходной породы в целом имеют разный знак, что приводит к увеличению одних свойств породы и уменьшению других, то произойдет нарушение корреляционной связи вплоть до появления обратной зависимости.

Анализ табл. 8 показывает, что, в отличие от основных породообразующих минералов, для минералов, присущих гидротермально и метасоматически измененным породам, далеко не во всех случаях более плотному минералу соответствует более высокая магнитная восприимчивость. Например, два из наиболее плотных минералов — эпидот

(3,45 г/см³) и рутил (4,23 г/см³) имеют магнитную восприимчивость соответственно до $24 \cdot 10^{-5}$ и $(2-6) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, тогда как один из наиболее легких минералов – серпентин при плотности всего 2,5 г/см³ имеет магнитную восприимчивость до $12,6 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ. Появление подобных минералов в составе горных пород приведет при определенной интенсивности процесса к нарушению корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Особенно сильно на тесноту и характер связи влияют минералы, обладающие высокой по сравнению с основными породообразующими минералами плотностью при близкой к нулевой или отрицательной магнитной восприимчивости (диамагнетики), такие как флюорит, скаполит, корунд, анкерит, шпинель, апатит, топаз и целый ряд рудных минералов.

Указанные особенности изменения корреляционных связей в зависимости от свойств новообразованного минерала, вытекающие из теоретических моделей, с учетом фактических данных, полученных в результате работ многих исследователей, занимающихся изучением физических свойств гидротермально измененных пород [21, 22, 23, 26], позволяют сделать некоторые выводы о характере и тесноте корреляционной связи свойств пород под воздействием некоторых мономинеральных процессов.

Например, установлено, что для большинства горных пород в результате окварцевания (плотность кварца 2,65 г/см³, магнитная восприимчивость $-0,46 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) происходит уменьшение данных параметров, что не приводит к нарушению связей, присущих неизменным породам. В результате же окварцевания пород с невысокой плотностью ($< 2,5$ г/см³), которая характерна для многих осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, происходит увеличение плотности, тогда как магнитная восприимчивость, как и в предыдущем случае, уменьшается, что приводит к нарушению корреляционной связи. Уменьшение магнитной восприимчивости связано с разрушением темновесов и выносом железа. Рост плотности в результате окварцевания особенно ощутим в малоплотных и высокопористых породах (например, эффузивах), поскольку при окварцевании происходит заполнение пор. Именно такой характер изменения физических свойств отмечают, например, А.Н. Роков с соавторами (1973 г.) для вторичных кварцитов ($\sigma = 2,52$ г/см³, $\kappa = 11 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), развивающихся по туфам, туфоловам кислого состава ($\sigma = 2,4$ г/см³, $\kappa = 17 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) на одном из месторождений молибденовой формации.

Хлоритизация ($\sigma = 2,76$ г/см³, $\kappa = 28 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) по породам, характеризующимся повышенной плотностью за счет большого содержания тяжелых темноцветных минералов (биотит, роговая обманка, пироксен), приводит к уменьшению плотности и, как правило, уменьшению магнитной восприимчивости. Такое изменение физических свойств не нарушает характера корреляционной связи первичных пород.

В отдельных случаях магнитные свойства хлорита и темноцветов, по которым он развивается, равны (см. табл. 1, 2, 8). Это приводит к ослаблению корреляционной связи вплоть до ее нарушения. Хлоритизация по кислым породам существенно кварц-полевошпатового состава, имеющим невысокую плотность и являющимся практически немагнитными, приводит к повышению обоих параметров, что также не вызывает нарушения положительной корреляционной связи. И только для некоторых пород среднего состава со сравнительно невысокой плотностью и повышенной магнитностью хлоритизация приводит к повышению плотности и уменьшению магнитной восприимчивости и, как следствие, нарушению положительной корреляционной связи вплоть до появления обратной. Подобный характер изменения физических свойств при хлоритизации приводят, например, исследователи Урала [13] для андезитодацитовых и андезитовых порфиритов.

Серцитизация ($\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$, $\kappa = 0,5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), развивающаяся прежде всего по биотиту ($\sigma = 3,0 \text{ г/см}^3$, $\kappa = 23 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и сопровождающаяся повышением пористости, практически во всех случаях приводит к понижению обоих параметров и не влияет на первичный характер корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью исходных горных пород.

Такие процессы, как турмалинизация, флогопитизация, биотитизация по лейкократовым породам, приводят к повышению плотности и магнитной восприимчивости и понижению пористости. Например, А.Н. Сокарев и М.И. Дедов отмечают, что для региональных метасоматитов Приморья выявлена прямая зависимость плотности и магнитной восприимчивости от степени биотитизации — здесь существует прямая корреляционная зависимость. В противоположность этому, амфиболизация по пироксенитам приводит к резкому уменьшению магнитной восприимчивости по отношению к пироксенитам при сохранении плотности и зависит от интенсивности процесса, что обуславливает нарушение корреляционной связи.

К наиболее контрастным и диаметрально противоположным изменениям физических свойств приводят процессы, в результате которых возникают минералы с минимальными значениями одного параметра и максимальными другого. К таким процессам относят, в частности, серпентинизацию ультраосновных пород. Как отмечалось выше, полная серпентинизация гипербазитов уменьшает их плотность в 1,3 раза и на несколько порядков увеличивает их магнитную восприимчивость (до $n \cdot 10^{-1}$ ед. СИ) в связи с возникновением мелкодисперсного магнетита. Подобными значениями физических свойств, по данным некоторых исследователей, обладают лишь серпентиниты аллометаморфического генезиса. Серпентиниты автometаморфической стадии характеризуются слабой магнитностью (до немагнитных). Следовательно, серпентинизация в аллометаморфическую стадию обуславливает появление устойчи-

вой обратной корреляционной связи, тогда как при аутометамофическом преобразовании наиболее характерным будет отсутствие какой-либо корреляционной связи, а в некоторых случаях возможно сохранение положительной связи, хотя и с более низким уровнем значимости и тесноты связи.

Таким образом, рассмотрение характера корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью под воздействием отдельных конкретных мономинеральных процессов показывает, что: один и тот же процесс в зависимости от величины физических свойств исходных пород приводит, как правило, к появлению обратной корреляции, а иногда и к ее сохранению;

некоторые процессы в определенных породах не вызывают нарушения положительной корреляции, характерной для неизмененных пород.

Однако, как показывает опыт изучения гидротермально измененных пород, в действительности при преимущественном развитии одного из процессов в результате привноса и перераспределения вещества гидротермальными растворами происходит отложение и других минералов. Например, очень часто при серицитизации, развивающейся прежде всего по биотиту, происходит отложение карбонатов, эпидота, кварца и пирита. Процесс серпентинизации обычно сменяется карбонатизацией и лиственитизацией, когда развиваются кварцево-карбонатные породы с небольшой примесью талька, хлорита и хромовой слюдки (фуксита). Можно привести много сопряженных процессов, приводящих в итоге к возникновению различных по составу метасоматитов. Поскольку свойства минералов, подвергающихся воздействию сопряженных процессов, нередко противоположны (например, серпентина и карбонатов, как видно из табл. 8), то и характер изменения физических свойств от точки к точке в пространстве будет различен, что приводит к нарушению корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью. Подобный характер изменения физических свойств в сопряженных процессах отмечают например, Э.Я. Дубинчик и другие исследователи, которые изучали физические свойства пород при серпентинизации и последующем отальковании и карбонатизации. При этом обычно один из физических параметров изменяется резко, а другой — незначительно и в противоположном направлении.

Наиболее ярко изменчивость физических свойств и непостоянство характера корреляции отмечают в ходе процессов, имеющих зональное распространение: березитизации, эйситизации, аргиллизации и т.д.

В разд. 1.1.—1.3 было показано, что при постоянной пористости характер связи между плотностью и магнитной восприимчивостью горной породы определяется видом связи между этими параметрами слагающих ее минералов.

Проведенные авторами расчеты тесноты и характера связи физичес-

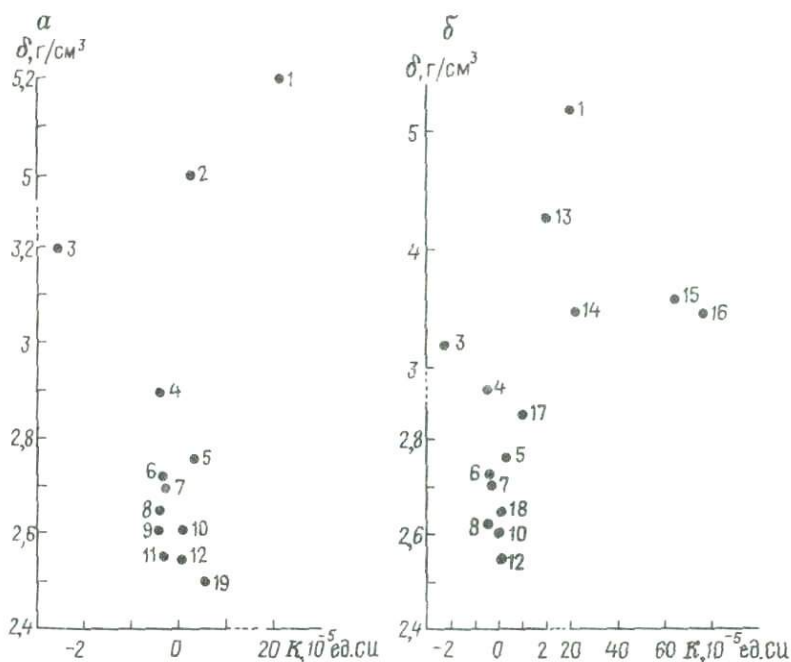


Рис. 10. Поля корреляции плотности и магнитной восприимчивости минералов, слагающих метасоматиты.

Стадия: а — кислотного выщелачивания (аргиллизация, березитизация); б — щелочная (эйситизация, альбитизация).

Минералы: 1 — гематит, 2 — пирит, 3 — апатит, 4 — анкерит, 5 — серицит, 6 — кальцит, 7 — хлорит, 8 — кварц, 9 — каолинит, 10 — альбит, 11 — ортоклаз, 12 — микроклин, 13 — рутил, 14 — сфен, 15 — эгирин, 16 — рибекит, 17 — доломит, 18 — олигоклаз, 19 — монтмориллонит

ких свойств минералов, составляющих метасоматические колонки ведущих процессов щелочной стадии и стадии кислотного выщелачивания, показали значительное различие корреляционных связей для минералов указанных стадий, что достаточно четко видно из рис. 10. В целом для минералов метасоматитов, находящихся на стадии кислотного выщелачивания, отмечают четкую обратную корреляционную зависимость (если исключить пирит и гематит), а для минералов, находящихся на щелочной стадии, четкая связь не наблюдается, хотя можно говорить об общей тенденции к слабой положительной корреляции.

Расчеты коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости для минералов некоторых метасоматических колонок показали следующее (по материалам Б.И. Омеляненко, 1978 г.). Для минералов, проходящих процесс эйситизации по диабазам, коэффи-

коэффициент корреляции между указанными параметрами равен +0,2, т.е. является незначимым, тогда как для породообразующих минералов неизменных пород он равен +0,75 (см. выше). Для приводимой Б.И. Омеляненко метасоматической колонки березитизации диоритовых порфириров коэффициент корреляции для всей совокупности минералов (с учетом породообразующих минералов первичной породы) равен -0,45. Метасоматическая колонка процесса аргиллизации по гранит-порфирам характеризуется коэффициентом корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью слагающих ее минералов равным -0,53.

Кроме того, из приведенного в предыдущем разделе анализа физических свойств пород зон гидротермально-метасоматических изменений вытекает, что процессы стадии кислотного выщелачивания сопровождаются значительным увеличением пористости, в первую очередь за счет разрушения темноцветных минералов во внешних зонах метасоматических колонок, и образованием минералов, характеризующихся минимальными значениями магнитных свойств, т.е. имеющих магнитную восприимчивость явно меньшую относительно средней магнитной восприимчивости минералов исходной породы (кварц, альбит, калиевый шпат, каолинит, кальцит, серицит, пирит).

Приведенные данные и результаты теоретических построений (см. разд. 1.4, 1.6), указывают на то, что зоны подобных гидротермально-метасоматических изменений должны характеризоваться либо отрицательной корреляционной связью между плотностью и магнитной восприимчивостью (например, березитизация и аргиллизация), либо отсутствием всякой связи (например, грейзенизация, эйситизация). Такой характер корреляции вытекает и из практических результатов, приводимых многими исследователями. Например, Ю.В. Алтынцев и О.Н. Грязнов установили для одного из месторождений урано-молибденовой формации, что березитизация вызывает уменьшение магнитной восприимчивости, которое сопровождается увеличением плотности горных пород. Затем в ходе пиритизации плотность еще увеличивается при неизменной магнитной восприимчивости. Аналогичное увеличение плотности, сопровождающееся уменьшением магнитной восприимчивости, отмечает Б.М. Уразаев при грейзенизации пород в пределах Шетского рудного района. Наличие немагнитных грейзенов, плотность которых на 0,04–0,1 г/см³ превышает плотность лейкократовых гранитов, установлено и в пределах Унтатского и Чемуртаевского интрузивов Западного Забайкалья. Как вытекает из данных В.И. Сотникова и Е.И. Никитиной, подобное противоположное изменение плотностных и магнитных свойств в процессе грейзенизации обусловлено уменьшением содержания магнитных темноцветных минералов (таких, как магнетит, сфен) и появлением тяжелых немагнитных минералов – турмалина, апатита, пирита, маргита.

А.Н. Сокарев, изучая рудные поля Приморья, отмечает, что на изменение вещественного состава региональных биотитовых метасоматитов в процессе их кислотного выщелачивания наиболее чутко реагирует плотность. В целом же закономерности изменения магнитной восприимчивости гидротермальных образований намного сложнее, чем плотности этих же пород. Он отмечает, что в Приморье на основании анализа коэффициентов корреляции между различными физическими параметрами установлены малые значения последних для гидротермально измененных осадочных пород района.

Физические свойства горных пород, образовавшихся при гранитизации в зонах ультраметаморфизма, и их взаимоотношение зависят прежде всего от минерального состава, который определяется тем, что при гранитизации по мере развития процесса происходит привнос K_2O , SiO_2 и вынос MgO и CaO , связывание железа в магнетите из-за высокой активности кислорода на первых стадиях и последующий вынос его на конечных стадиях. Такая направленность процесса приводит к последовательному уменьшению плотности относительно материнских пород, увеличению магнитной восприимчивости на первых стадиях, а затем — к ее уменьшению. Подобный характер изменения свойств отмечают Н.Б. Дортман и В.В. Жданов на Балтийском щите, где максимальная магнитная восприимчивость амфиболитов и габброидов совпадает со средней степенью гранитизации, и Ю.И. Малышев — для гранитизированных высокоглиноземистых гнейсов.

Появление магнетита, являющегося носителем незначимой связи между плотностью и магнитной восприимчивостью, указывает на то, что совокупность продуктов начальной и отчасти средней стадий ультраметаморфизма будет характеризоваться незначительной корреляционной связью и магнитной восприимчивостью.

Минеральный состав продуктов конечной стадии гранитизации аналогичен таковому для неизмененных пород, что указывает на наличие положительной корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью для продуктов этой стадии. На рис. 11 в качестве иллюстрации, подтверждающей указанные выводы, приведена зависимость плотности и магнитной восприимчивости при гранитизации плагиогнейсов гранулитовой фации [20].

Процессы ранней щелочной стадии, примером которых может служить скарнирование, также характеризуются различным соотношением плотностных и магнитных свойств в зависимости от состава. При скарнировании возникают преимущественно тяжелые минералы с плотностью от 2,75 до 3,7 г/см³ и выше, относящиеся к диамагнетикам и слабым парамагнетикам; максимальными магнитными свойствами обладают гранаты, эпидот и форстерит (см. табл. 8), если не считать магнетита, который присутствует не во всех случаях. Расчеты коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости минералов, слагаю-

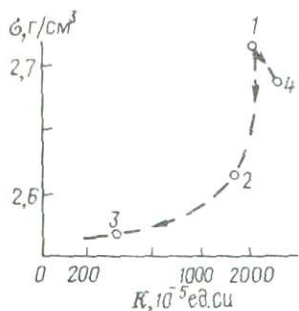


Рис. 11. Изменение плотности и магнитной восприимчивости плагиогнейсов гранулитовой фации при гранитизации (по А.П. Пискареву, 1974 г.). 1 — гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы гранулитовой фации, 2 — то же, мигматизированные; 3 — гиперстеновые, биотитовые гранитоиды; 4 — биотит-роговообманковые порфиробластические гранитоиды

щих скарны, показали, что он характеризуется невысокими положительными (практически незначимыми) значениями: для минералов магниезальных скарнов ранговый коэффициент корреляции равен $+0,11$, а для всех скарновых минералов — $+0,26$. Поскольку же физические свойства образований ранней щелочной стадии, как было показано выше, являются функцией минерального состава, то на основании указанных коэффициентов корреляции с учетом выводов в разд. 1.2—1.3 можно утверждать, что в общем случае зоны скарнирования будут характеризоваться незначимой корреляционной связью между плотностью и магнитной восприимчивостью. И только при наличии магнетита будет отмечаться положительная корреляционная связь между указанными параметрами.

Эти выводы вполне согласуются с практическими данными. Анализ литературных материалов показывает, что по магнитным свойствам скарны весьма разнообразны и в целом делятся на два типа, как это отмечено выше: при скарнировании магнитных пород (обычно неизменных) происходит уменьшение магнитной восприимчивости, а при скарнировании слабомагнитных альбитизированных и окварцованных пород — повышение магнитной восприимчивости [24]. Поскольку плотность скарнов растет в обоих случаях, то для первого случая будет отмечена отрицательная корреляционная связь, а для второго — положительная. Э.Я. Дубинчик с соавторами отмечает, что на железорудных месторождениях Тургая скарнирование роговиков, развивающихся по осадочно-вулканогенным породам, приводит к увеличению плотности при неизменной магнитной восприимчивости, что предопределяет отсутствие корреляции между этими физическими свойствами.

В отличие от этого в пределах скарново-шеелитового месторождения Чарух-Дайрон скарнирование гранодиоритов и монцонитов, имеющих магнитную восприимчивость $1600 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, плотность $2,7 \text{ г/см}^3$, уменьшает первую до $200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и увеличивает вторую до $3,35 \text{ г/см}^3$ и выше.

На основании теоретических моделей, рассмотренных в разд. 1.4, можно отметить, что зоны гидротермально-метасоматических измене-

ний поздней щелочной стадии (рудной и пострудной) будут характеризоваться в корреляционном анализе двояко. В том случае, когда рудный и пострудный процессы характеризуются появлением немагнитных минералов (таких, как кварц, кальцит и другие или немагнитных рудных), то породы, образовавшиеся в процессе гидротермально-метасоматических изменений на поздней щелочной стадии, будут выделяться отрицательной корреляционной связью между плотностью и магнитной восприимчивостью. Если же указанные процессы приводят к появлению ферромагнитных минералов (таких, как магнетит и пирротин), то приведенные выше породы будут характеризоваться положительной корреляционной связью между данными параметрами.

Рассмотренные выводы полностью согласуются с фактическими данными по многим рудным полям полезных ископаемых гидротермального генезиса различных формационных типов. Как правило, сочетание дорудных, околорудных метасоматитов, рудных тел и жила полезного ископаемого образуют ореолы аномального изменения физических свойств, которое во многих случаях происходит асинхронно.

В качестве примеров приведем данные о характере изменения физических свойств и их соотношения, полученные многими авторами при изучении ряда рудных полей месторождений.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений рудного Алтая, по данным П.С. Ревякина и Э.А. Ревякиной, уже во внешних зонах области гипогенного выщелачивания (карбонат-хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты) отмечено существенное уменьшение магнитной восприимчивости — до $(3,2-17,9) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ при ее значениях для исходных пород $29 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (осадочные породы), $(13,5-31) \times 10^{-5}$ ед. СИ (кислые эффузивные и субинтрузивные породы), $(32-2120) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (средние, основные). Даже дайки основного состава в пределах зон воздействия гидротермальных растворов теряют свои магнитные свойства (хотя и не так быстро) до тех же значений. Плотность метасоматитов этой зоны соответствует плотности исходных пород, по которым они образованы.

Хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты внутренней зоны имеют магнитную восприимчивость $(1,6-2,1) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ по всем породам и одинаковую плотность $2,71-2,73$ г/см³, что несколько выше по отношению к вмещающим осадочным породам (2,7 г/см³) и одинаковая или ниже по отношению к эффузивам и субинтрузивным породам (2,69–2,87 г/см³). Эти же метасоматиты с пиритовой минерализацией имеют магнитную восприимчивость $3,9 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и плотность 2,8 г/см³.

Метасоматиты центральной зоны (серицитовые и кварциты) имеют еще более низкие магнитные свойства $(0-1,5) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ при тех же или чуть пониженных значениях плотности. Хлоритовые метасоматиты имеют несколько повышенную магнитную восприимчивость отно-

сительно первых двух зон (до $3,2 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) при той же плотности.

Такую же асинхронную зональность изменения физических свойств имеют преобразованные породы и руды месторождений зон отложения (Орловское месторождение). Неизменные осадочные породы имеют магнитную восприимчивость $\kappa = 17$ и плотность $\sigma = 2,71$ (здесь и далее магнитная восприимчивость дана в 10^{-5} ед. СИ и плотность в г/см^3); эффузивные и субинтрузивные – соответственно 6^{-5} и $2,66$ (кислые), 36 и $2,75$ (средние); роговики – $\kappa = 75-940$, $\sigma = 2,79-2,89$; интрузивные: гранитоиды – κ до 3400 , $\sigma = 2,64-2,75$; дайки среднего и основного состава – $\kappa = 516-2100$, $\sigma = 2,75-2,90$. Метасоматиты внешней зоны гидrolитического разложения: по осадочным – $\kappa = 16$, $\sigma = 2,71$, по эффузивным и субинтрузивным – $\kappa = 3,7$, $\sigma = 2,65-2,61$ (кислым), и $\kappa = 17$, $\sigma = 2,74$ (средним). Метасоматиты центральной зоны выщелачивания: серицит-кварцевой зоны – $\kappa \approx 2,8$, $\sigma = 2,69$; хлорит-карбонатные – $\kappa = 3,3$, $\sigma = 2,72$; серицитовые – $\kappa = 1,1$, $\sigma = 2,66$; метасоматиты отложения с пиритовой минерализацией – $\kappa = 6,5$, $\sigma = 2,79$.

Во внешней зоне гидrolитического разложения свойства осадочных пород не меняются, у кислых эффузивных и субинтрузивных уменьшаются, а у основных уменьшается только магнитная восприимчивость (в 2 раза). Метасоматиты центральной зоны серицит-кварцевого состава, хлоритовые, хлорит-карбонатные, серицит-хлорит-карбонатные имеют повышенную плотность ($2,69-2,72$) по отношению к метасоматитам внешней зоны по кислым породам и пониженную относительно последних по основным породам, а магнитная восприимчивость их ниже по сравнению с метасоматитами внешней зоны – $(3,2-2,8) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Метасоматиты отложения с пиритовой минерализацией имеют еще более высокую плотность ($2,79$), равную плотности неизменных пород среднего и основного состава при магнитной восприимчивости, равной $6,5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Существенно серицитовые метасоматиты имеют плотность, равную плотности кислых пород и метасоматитов по ним внешней зоны ($2,66$) при минимальной магнитной восприимчивости.

Близкие по характеру и в целом асинхронные изменения рассматриваемых свойств от зоны к зоне отмечает Г.А. Соловьев для Кафанского и Алавердского медно-колчеданных месторождений. Например, на первом из них отмечают четкую обратную зависимость плотности от магнитной восприимчивости при движении от неизменных пород к рудной жиле.

0. Андезитовые порфириты: $\sigma = 2,71$, $\kappa = 15$.

1. Пропилитизированные породы: $\sigma = 2,71$, $\kappa = (35-75)$.

2. Околорудные: $\sigma = 2,73$, $\kappa = 28$.

3. Околожилные: $\sigma = 2,74$, $\kappa = 24$.

4. Жилы рудные: $\sigma = 4,05$, $\kappa = 5$.

В отличие от этого для анадалузит-корундового месторождения Семиз-Бугу во вторичных кварцитах, по данным Н.И. Кушербаева

с соавторами, характерно достаточно резкое изменение плотностных свойств в разных зонах метасоматитов при постоянной магнитной восприимчивости порядка $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

1. Серицитовые вторичные кварциты (внешняя зона): $\sigma = 2,67$.
2. Монокварциты: $\sigma = 2,64$.
3. Андалузитовые вторичные кварциты: $\sigma = 2,9$.
4. Андалузито-слюдяно-кварцевые метасоматиты: $\sigma = 3,8$.
5. Корундовое ядро: $\sigma = 3,9$.

Для рудоносного массива с торий-цирконий-редкоземельно-ниобиевой минерализацией Г.А. Соловьева отмечает следующую зональность физических свойств.

0. Вмещающие породы:

лейкократовые апограниты: $\sigma = 2,64$, $\kappa = 24$,
рибекит-эгириновые граниты: $\sigma = 2,65$, $\kappa = 4100$.

1. Биотит-кварцевые метасоматиты: $\sigma = 2,69$, $\kappa = 440$.
2. То же, с наложенной карбонатно-сульфидной минерализацией: $\sigma = 2,69$, $\kappa = 160$.
3. Биотит-кварцевые жилы: $\sigma = 3,4$, $\kappa = 1500$.
4. То же, с наложенной карбонатно-сульфидной минерализацией: $\sigma = 3,55$, $\kappa = 52$.

На данном рудном поле в широких пределах изменяются как плотностные, так и магнитные свойства метасоматитов, причем эти изменения в разных зонах нередко имеют противоположный знак.

Для штокверкового Первомайского молибденового месторождения в зависимости от состава метасоматитов физические свойства изменяются в следующей последовательности.

1. Эпидот-плагноклаз-актинолитовые роговики (внешняя зона): $\sigma = 2,87$, $\kappa = 1500$.
2. То же (внутренняя зона): $\sigma = 2,87$, $\kappa = 420$.
3. Эпидот-плагноклаз-биотитовые метасоматиты: $\sigma = 2,73-2,85$, $\kappa = 160$.
4. Кварц-биотитовые метасоматиты: $\sigma = 2,73-2,85$, $\kappa = 0$; 33; 460.
5. Экзоконтактовые метасоматиты: $\sigma = 2,75$, $\kappa = 330$.

Диаметрально противоположное изменение рассматриваемых свойств отмечают А.Н. Роков и Г.А. Соловьев по зонам березитизации фонолитов на одном из редкометалльных месторождений: по мере продвижения от неизмененных фонолитов к рудному телу магнитная восприимчивость все время уменьшается (от 1100 до 0), а плотность во внешней зоне немного растет (до 2,57), затем уменьшается (до 2,49) в зоне карбонатизации, после чего медленно растет по направлению к рудной зоне (до 2,55).

Изучая железорудные месторождения скарново-магнетитовой формации Тургайского прогиба, Э.Я. Дубинчик с соавторами установила, что образование роговики по андезитовым порфирирам на ранней

стадии гидротермально-метасоматической деятельности приводит к повышению плотности, тогда как магнитная восприимчивость уменьшается или остается неизменной. При последующем скарнировании первый параметр продолжает расти, а второй практически не меняется. Для рудных тел характерно резкое возрастание обоих рассматриваемых параметров.

Апатит-нефелиновые руды, связанные с формацией нефелиновых сиенитов Хибинского массива, по данным П.В. Вишневецкого и А.И. Лаубербаха, обладают повышенной на $0,2-0,4 \text{ г/см}^3$ плотностью и пониженной или одинаковой с вмещающими породами магнитной восприимчивостью. Для вмещающих же пород характерна положительная корреляционная связь между этими параметрами, поскольку и для плотности, и для магнитной восприимчивости установлена тесная корреляционная связь с процентным содержанием темноцветных минералов. По данным этих же авторов, апатитсодержащие комплексные руды, связанные с формацией карбонатитов, имеют повышенную плотность ($2,90-3,1$) и минимальную магнитную восприимчивость (анкеритовые карбонаты), что обуславливает нарушение или появление отрицательной корреляционной связи между указанными параметрами на таких площадях.

Рассмотренная в предыдущем разделе зональность изменения физических свойств (оба параметра растут от внешних зон к контакту массива) при нормальном контактовом метаморфизме, приводящем к образованию роговиков, позволяет сделать вывод, что при подобном процессе для приконтактных зон отмечается положительная корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью. Под влиянием гидротермально-метасоматических процессов приконтактные роговики приобретают нередко иную зональность физических свойств по сравнению с нормальным контактовым метаморфизмом, а зачастую и обратную корреляционную связь между плотностью и магнитной восприимчивостью. Например, М.И. Толстой приводит следующие сведения об изменении физических свойств эффузивно-осадочных горных пород в Центральном Казахстане под действием интрузива, сложенного габбро-диабазами, диоритами, гранодиоритами. Неизменные эффузивно-осадочные породы имеют магнитную восприимчивость 25×10^{-5} ед. СИ при содержании железа 7,5 %. Внешняя зона контактовых роговиков представлена фацией зеленых сланцев, сложенных альбитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, сфеном и характеризуется магнитной восприимчивостью $22 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и содержанием железа 7,6 %. Сменяющая ее альбит-эпидот-роговообманковая фация отличается пониженной магнитной восприимчивостью ($9 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), при повышенном содержании железа 8,5 %. Следующая за ней и расположенная ближе к контакту фация роговообманковых роговиков содержит в небольшом количестве магнетит и имеет магнитную восприимчивость 13×10^{-5} ед. СИ при близком к предыдущей фации содержании железа

(8,3 %). Расположенные у самого контакта пироксен-плаггиоклазовые роговики характеризуются выносом железа (до 7,1 %) и уменьшением магнитной восприимчивости до $8 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В целом с небольшими вариациями в разных фациях происходит общее уменьшение магнитной восприимчивости от внешних фаций приконтактных пород к внутренним при увеличении плотности по направлению к контакту. Аналогичное общее уменьшение магнитной восприимчивости роговиков по направлению к контакту отмечает Г.А. Соловьев для рудоносных мезозойских интрузий лейкократовых гранитов Забайкалья (вблизи Шерловогорского, Адун-Челонского, Далон-Мадонского и других интрузивов).

В.А. Тюремновым описана еще более сложная зональность на контакте Хибинского щелочного массива. Здесь вмещающие зеленые сланцы имеют плотность $2,96 \text{ г/см}^3$ и эффективную пористость 1 %. У диопсид-плаггиоклазовых роговиков плотность понижена до $2,8 \text{ г/см}^3$ при несколько повышенной пористости 1,2 %, их магнитная восприимчивость равна $1600 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. При уменьшении расстояния до контакта рассматриваемые параметры приобретают значения соответственно $2,95 \text{ г/см}^3$, 0,3 % и $400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Изменения претерпевают и породы массива. Неизменные хибиниты имеют плотность $2,66 \text{ г/см}^3$ и магнитную восприимчивость $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а вблизи контакта соответствующие значения равны $2,73 \text{ г/см}^3$ и $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Подобные особенности изменения физических свойств пород и их соотношений в приконтактных зонах интрузии отмечают, как правило, вблизи массивов, с которыми связана рудная минерализация. Причем во многих случаях эти особенности имеют не локальный характер на фоне обычной зональности свойств роговиков нормального контактового метаморфизма, а присущи эндо- и экзоконтактовым зонам по всему обрамлению массива. Ярким подтверждением этому являются результаты изучения физических свойств пород приконтактных зон оловоносного гранитоидного массива омсукчанского комплекса, полученные Л.Г. Шпилько. По его данным, поперечные размеры экзоконтактных метасоматитов достигают 5–6 км и более. Среди них выделяют три подзоны: ближнюю, среднюю и внешнюю. Физические свойства пород по мере продвижения от центральных (неизменных) гранитоидов в сторону вмещающих пород изменяются по указанным зонам достаточно резко (рис. 12), причем, начиная с перехода от эндо- к экзоконтактовым зонам и далее, изменения эти носят противоположный характер (если плотность растет, то магнитная восприимчивость уменьшается, и наоборот). Это указывает на то, что вся сумма экзоконтактных зон должна характеризоваться обратной корреляционной зависимостью плотности и магнитной восприимчивости.

Таким образом, из обобщения и анализа фактического материала опубликованного в специальной литературе и полученного авторами,

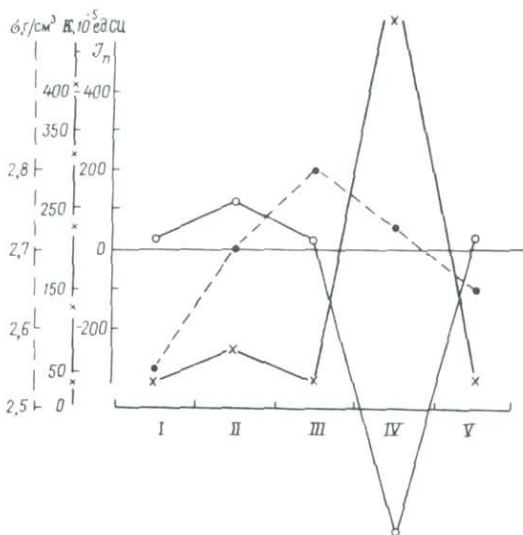
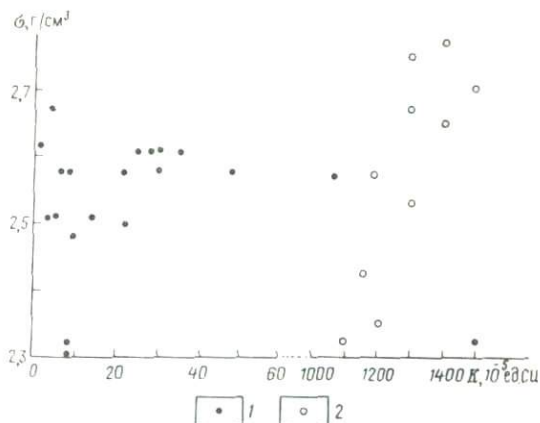


Рис. 12. Характер изменения плотности σ , магнитной восприимчивости K и остаточной намагниченности J_n пород в приконтактных зонах оловянно-гранитного массива омсукчанского комплекса (по материалам Л.Г. Шпилько и др., 1979 г.). I, II — интрузивные зоны: соответственно центральная, эндоконтактная; III, IV, V — экзоконтактные зоны: соответственно ближняя, средняя, внешняя

вытекает, что в пределах участков широкого развития метасоматитов прерудной, околорудной, рудной и пострудной стадий не должно быть устойчивых корреляционных связей или должна отмечаться обратная зависимость плотности и магнитной восприимчивости. Такой вывод совершенно однозначно подтверждается проведенными авторами непосредственными расчетами коэффициентов корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью следующих объектов исследований: 1) типичных минералов, слагающих обобщенные метасоматические колонки ряда гидротермальных процессов (о чем говорилось в начале настоящего раздела); 2) фактических минеральных ассоциаций в рудах конкретных месторождений различных полезных ископаемых; 3) групп образцов горных пород, характеризующих измененные и неизмененные горные породы; 4) горных пород по профилям, пересекающим зоны гидротермально измененных пород и рудные тела. Эти расчеты проводились как по фактическим данным, полученным авторами при изучении ряда рудных полей и месторождений, так и по материалам других исследователей.

Например, расчет рангового коэффициента корреляции между рассматриваемыми параметрами минералов, входящих в состав руд в грейзенах Коунрадского массива, показал, что для них харак-

Рис. 13. Поля корреляции плотности и магнитной восприимчивости монцонитов Каджаранского медно-молибденового месторождения: измененные (1), неизменные (2) по материалам Р.И. Тедер и С.В. Трумбачева, 1974 г.).



терна незначимая корреляционная связь +0,1. На рис. 13 приведены поля корреляции плотности и магнитной восприимчивости неизменных и измененных гидротермальными процессами монцонитов в пределах Каджарского медно-молибденового месторождения, построенные по материалам Р.И. Тедер и С.В. Трумбачева. Неизменные монцониты имеют значение рангового коэффициента корреляции +0,66, тогда как измененные характеризуются отсутствием какой-либо корреляции.

Наиболее убедительно отмеченные выше особенности связей плотностных и магнитных свойств гидротермально измененных пород подтверждаются непосредственными расчетами коэффициентов корреляции по подземным и поверхностным горным выработкам и скважинам на ряде месторождений различных полезных ископаемых, детально изученных геологически. Некоторые из результатов изучения корреляционных связей приводятся ниже.

Например, на рис. 14 приведены графики рангового коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород по профилю вкрест простирания золоторудной зоны на одном из проявлений на Чукотке, представленной вторичными кварцитами и зонами интенсивного развития кварцевых прожилков.

Как видно из рисунка, участки интенсивного развития кварцеворудных прожилков и вторичных кварцитов выделяются значениями коэффициента корреляции от $-0,5$ до $+0,3$, что характеризует отсутствие в пределах таких зон связей между плотностью и магнитной восприимчивостью либо наличие устойчивой обратной связи.

Подобная картина установлена и в результате изучения физических свойств пород по подземным горным выработкам редкометального месторождения, приуроченного к зонам эйситизации (рис. 15). Из ри-

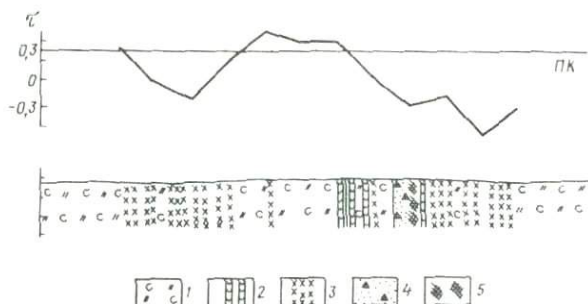


Рис. 14. График рангового коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости вкост простирания золоторудной зоны.

1 — вмещающие вулканогенно-осадочные породы; 2 — тектонические нарушения; 3 — участки интенсивного развития кварцевых прожилков; 4 — зоны брекчирования; 5 — вторичные кварциты

сунка видно, что как плотность, так и магнитная восприимчивость гидротермально-измененных пород отличаются гораздо большими вариациями по сравнению с непреобразованными породами. Причем во многих точках изменение плотности и магнитной восприимчивости прямо противоположно. Однако выделить эти изменения по одним только значениям анализируемых свойств не представляется возможным. По величине же коэффициента корреляции зоны изменения в целом выделяются значениями меньше +0,3 при величине коэффициента корреляции для неизмененных пород +0,6 — +0,8.

Такие же результаты получены и при детальном изучении разрезов скважин по вулканогенно-осадочным толщам в пределах Восточного Саяна (рис. 16). Из приведенных на рисунке данных четко видно, что зоны гидротермально-метасоматических изменений на стадиях кислотного выщелачивания (березитизация) и поздней щелочной (рудной) выделяются минимумами (меньше +0,3) рангового коэффициента корреляции на уровне значений последнего более +0,5, характерных для неизмененных пород.

Аналогичный характер связи плотностных и магнитных свойств в зонах гидротермальных изменений установлен и при изучении осадочных толщ пермского и юрского возрастов в пределах Туаркырского поднятия в Закаспии. На рис. 17 приведены изолинии рангового коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью, построенные по образцам, отобраным по профилям в стенке карьера, вскрывшего рудоносные метасоматиты, детально изученные геологами с отбором шлифов. Из плана изолиний видно, что зоны развития гидротермальной аргиллизации и альбитизации совместно с рудным телом фиксируются минимумами рангового коэффициента корреляции (-0,3 и ниже).

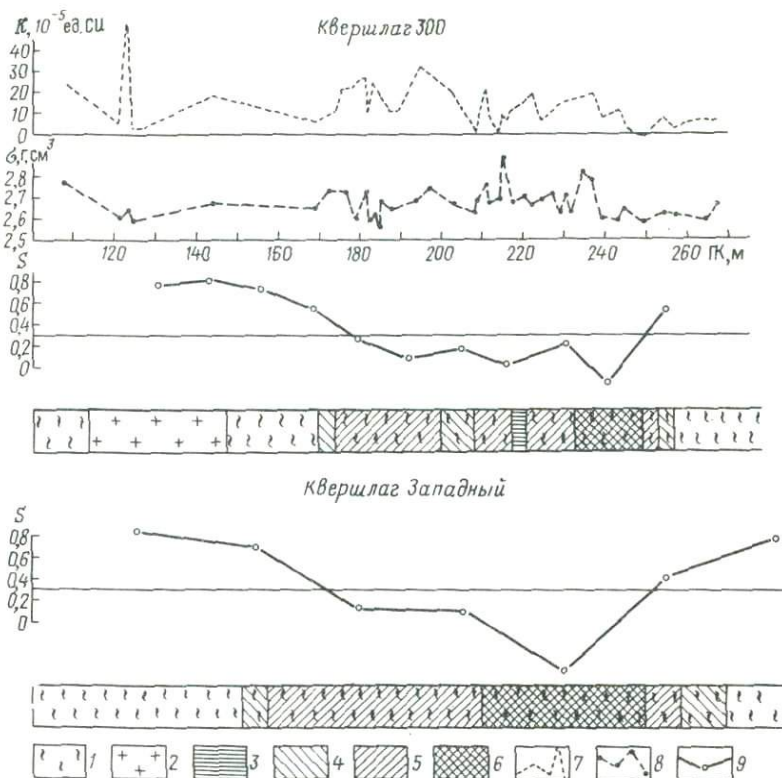


Рис. 15. Графики плотности, магнитной восприимчивости и рангового коэффициента корреляции над зонами гидротермальных изменений (эйситизация) по горным выработкам редкометалльного месторождения.

1 — терригенные отложения; 2 — гранитоиды; 3 — микроклиниты; зона эйситизации: 4 — внешняя, 5 — промежуточная, 6 — внутренняя; графики: 7 — магнитной восприимчивости горных пород, 8 — плотности, 9 — рангового коэффициента корреляции

Изложенный материал, характеризующий взаимоотношение плотностных и магнитных свойств гидротермально измененных пород, позволяет сделать следующие выводы.

1. Участки развития продуктов гидротермально-метасоматических процессов, проявившихся в новообразовании одного минерала, который относится к основным породообразующим или свойства которого близки к свойствам основных породообразующих минералов (такие, как серицит, хлорит, биотит и т.д.), в зависимости от первичного минерального состава могут характеризоваться различными пространствен-

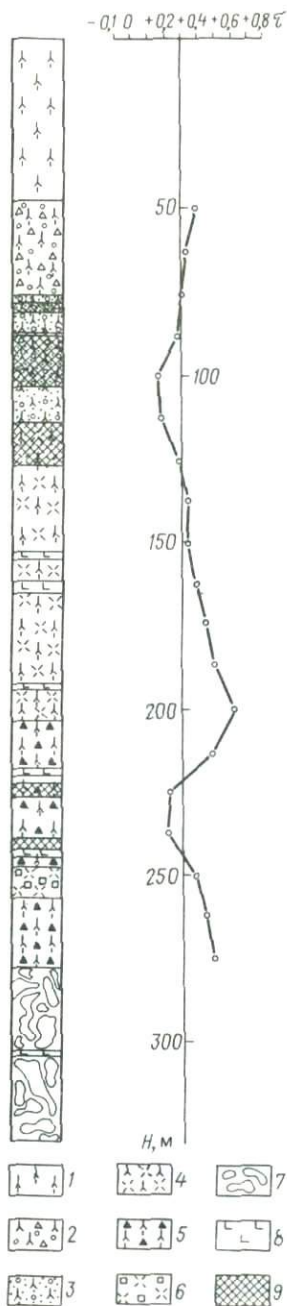


Рис. 16. График изменения рангового коэффициента корреляции по скважинам, вскрывшим зоны гидротермальных изменений в пределах вулканогенно-осадочных пород (геологические данные Г.А. Соловьева).

1 — трахит-порфиры; 2, 3 — лавобрекчии и туф-лавобрекчии трахит-порфиров; 4 — субвулканические тела; 5 — миндалекаменные порфиры; 6 — сиенитодиорит; 7 — осадочная толща; 8 — диабазы; 9 — березиты

но-статистическими связями плотностных и магнитных свойств — от обратной до незначимой и высокой корреляционной связи.

2. Зоны развития продуктов комплексного воздействия основного мономинерального процесса и сопряженных процессов, а также участки проявления мономинеральных процессов, приводящих к появлению минералов с резко отличными по сравнению с породообразующими минералами свойствами, характеризуются неустойчивыми пространственно-статистическими связями физических свойств, выражающимися незначимыми или отрицательными величинами коэффициента корреляции.

3. Зоны и участки развития продуктов гидротермально-метасоматических процессов, имеющих зональное строение с различным взаимоотношением физических свойств новообразованных минералов в каждой зоне, характеризуются в целом отсутствием пространственно-статистических связей между физическими параметрами, что выражается незначимыми или отрицательными значениями коэффициента корреляции.

4. Вся совокупность гидротермально-метасоматических изменений (дорудные, окорудные, рудные стадии и пострудные), развитых в пределах какой-либо площади и представляющих собой серию различных парагенетических минеральных ассоциаций, отличающихся друг от друга и от первичных по соотношению физических свойств, харак-

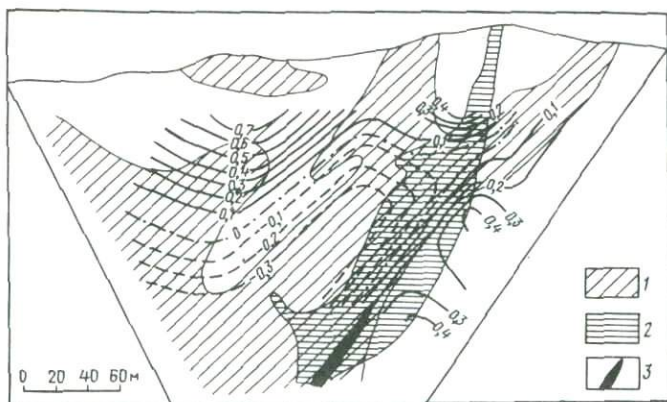


Рис. 17. Изолинии рангового коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород в стенке карьера, вскрывающего рудоносные зоны альбитизации и гидротермальной аргиллизации в пределах осадочных пород Туаркырского поднятия (геологическая основа по Е.И. Старыху).

1 — аргиллизация; 2 — альбитизация; 3 — рудное тело

теризуется либо отсутствием пространственно-статистических связей, либо наличием обратной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью.

4. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ УЧАСТКОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И ПРИМЕРЫ ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Отличия в характере корреляционной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью для неизменных пород и находящихся в зонах гидротермально-метасоматических изменений позволяют с принципиально иных позиций (по сравнению с указанными выше методиками) подойти к выявлению и оконтуриванию участков потенциально рудоносных метасоматитов — на основе изучения закономерностей пространственного изменения характеристик корреляционной связи между указанными свойствами с помощью статистической палетки заданных размеров, смещаемой по площади с определенным интервалом перекрытия. Для практической реализации такого подхода

авторами разработана новая методика, базирующаяся на использовании скользящей корреляции с построением графиков и карт изолиний коэффициента корреляции.

4.1. Методика выделения метасоматитов

В обработке используют наблюдаемые (измеренные) значения физических параметров, привязанные к конкретным точкам изучаемого пространства. Оба параметра должны быть определены по одному и тому же образцу; нельзя привлекать к анализу по данной методике параметры, определенные путем осреднения значений по разным образцам.

Для характеристики тесноты связи между изучаемыми параметрами при пространственно-статистических построениях в геологии используют такие коэффициенты корреляции, которые обеспечивают получение удовлетворительных результатов для малых выборок и при любой форме корреляционных зависимостей.

Наиболее широко применяемый в геологической практике линейный коэффициент корреляции r для подобных построений неприемлем в связи с присущими ему двумя существенными ограничениями. Во-первых, его можно использовать только при прямолинейной корреляционной зависимости, т.е. когда оба коррелируемых параметра имеют нормальный или логнормальный (но с равным модулем логарифмирования) закон распределения. В геологической практике, как правило, закон распределения коррелируемых величин принимают нормальным, хотя для ряда величин он существенно отличается от последнего. Например, изучаемые нами физические свойства горных пород даже для одной петрографической (литологической) разности пород в большинстве случаев характеризуются различными законами распределения (плотность — нормальным, магнитная восприимчивость — логнормальным), что исключает прямолинейную зависимость. При отсутствии же такой корреляции выводы, получаемые с помощью коэффициента корреляции r , не всегда верны.

Во-вторых, как показывают Л.А. Верховская и В.И. Сиськов, общепринятая интерпретация коэффициента r справедлива лишь для однородной выборки. Большое абсолютное значение данной величины, подсчитанное по заведомо неоднородной выборке, характеризует в основном поведение сравниваемых параметров при переходе от одной совокупности образцов к другой, а не их поведение в каждой совокупности. Л.А. Верховская приводит пример, в котором для совокупности из 52 наблюдений два аномальных значения деформируют оценку связи настолько, что 50 некоррелируемых результатов дают оценку коэффициента линейной корреляции, практически равную единице. При анализе же данных с помощью палетки по площади вне зависимости от состава?

т.е. из выборки, как правило, будут неоднородны. Поэтому применение линейного коэффициента корреляции r для наших целей невозможно.

Для характеристики тесноты и степени нелинейной корреляционной связи довольно часто используют корреляционное отношение. Однако для успешного применения последнего количество пар коррелируемых величин в выборке должно быть достаточно велико (> 30). В противном случае корреляционное отношение дает в различной степени искаженное представление о степени тесноты связи. Корреляционное отношение, вычисленное для очень малого числа случаев и при большом числе строев, лишается всякого смысла, указывает американский статистик Ф. Миллс. В случае же площадных статистических построений, когда производят определение тесноты связи в конкретной ограниченной части изучаемого пространства с необходимой детальностью, практически в выборку попадает малое количество наблюдений (< 30) при очень большом разбросе значений, что характерно в нашем случае для магнитной восприимчивости. В связи с этим отмечают большие ошибки в истинном распределении степени тесноты связи по площади при расчетах корреляционных отношений.

Наиболее приемлемыми для пространственных построений методом скользящей корреляции являются ранговые коэффициенты корреляции (КРК), что определяется следующими обстоятельствами.

Как отмечают Я. Гаек и З. Шидак (1970 г.), при достаточном числе наблюдений и при нормальном распределении можно найти ранговый критерий, имеющий асимптотически ту же мощность, что и параметрический; в случае же отклонения от нормальности ранговый критерий превосходит по мощности критерий Стьюдента и оказывается предпочтительнее стандартного параметрического критерия. В то же время, по данным некоторых авторов [11], ранговые коэффициенты корреляции являются достаточно мощными (значимыми) и для малых выборок с количеством наблюдений около 10. Кроме того, ранжированный (упорядоченный в соответствии с некоторым признаком) ряд параметров не зависит от степени равномерности изменения их в разных интервалах значений (в разных частях шкалы), поскольку в любом случае порядок расположения этих параметров не изменяется, т.е. такое упорядочение инвариантно относительно изменений шкалы. Это свойство ранжированного ряда является весьма существенным, так как различные породы характеризуются не только средними значениями изучаемых параметров, но и различной степенью разброса (размаха изменения), т.е. разной степенью "растянутости" масштаба шкалы измерения. Благодаря ему с помощью ранговых критериев можно обрабатывать результаты измерений физических свойств (как и другой геофизической, геологической и геохимической информации) без их предварительной группировки независимо от количества разновидностей пород, попавших в различные выборки.

В связи с изложенным, в предлагаемой методике используют ранговые коэффициенты корреляции Спирмена и Кендела, теория которых подробно изложена в указанной выше литературе.

Ранговый коэффициент корреляции Спирмена вычисляют по формуле (с учетом поправок за связанные ранги)

$$\rho = 1 - \frac{N \cdot 6 \sum d^2}{N(N^2 - 1) - 6(T + U)}, \quad (8)$$

где d – разность между рангами в изучаемых рядах; N – количество значений изучаемого ряда; T и U – поправки за одинаковые ранги в одной и другой последовательности.

$$T = \frac{1}{12} \cdot \sum_t [t(t^2 - 1)],$$

где t – количество одинаковых значений в первой последовательности.

$U = \frac{1}{12} \cdot \sum_u [u(u^2 - 1)]$, где u – количество одинаковых значений во второй последовательности.

Формула рангового коэффициента корреляции Кендела для последовательностей со связанными рангами имеет вид:

$$\tau = \frac{S}{\sqrt{0,5N(N-1) - T} \cdot \sqrt{0,5N(N-1) - U}},$$

где $T = \frac{1}{2} \cdot \sum_t [t(t-1)]$, $U = \frac{1}{2} \cdot \sum_u [u \cdot (u-1)]$, причем показатели t и u аналогичны тем же показателям в формуле (8), S – общее количество приписанных значений; N – количество наблюдений в выборке.

Из теории [11] известно, что кривые распределения частот коэффициентов τ и ρ симметричны и имеют тенденцию приближаться к кривой нормального распределения с увеличением числа N . Однако распределение частот коэффициента ρ приближается к нормальному медленнее, чем коэффициента τ . По результатам исследований, проведенных Кенделом, при $N \geq 10$ для коэффициента τ предположение о наличии нормального выборочного распределения является вполне обоснованным. В то же время для коэффициента ρ такое предположение приемлемо только при $N \approx 20$.

Отсюда следует, что при обработке малых выборок коэффициент корреляции Кендела τ более предпочтителен, чем коэффициент корреляции

ляции Спирмена ρ , и его применение наиболее целесообразно для пространственно-статистических построений.

Одним из важнейших вопросов при площадной статистической обработке методом скользящей корреляции является выбор размера статистического окна, особенно его максимально допустимого размера. До настоящего времени этот вопрос математически не обоснован и решается на практике эмпирически. Возможно, размер статистического окна является производной двух факторов, действующих в противоположных направлениях: минимального числа точек, попадающих внутрь статистической палетки и обеспечивающих получение коэффициента корреляции с заданной точностью; размеров геологического объекта, подлежащего выделению.

Предельным минимумом для обнаружения объекта в нашем случае является число точек, при котором распределение коэффициента ранговой корреляции начинает подчиняться нормальному закону: для корреляции Кендела τ оно равно 10, а для статистики Спирмена ρ — 17–20 (см. выше). Для точного оконтуривания объектов минимальным является такое число точек, начиная с которого среднее квадратичное отклонение коэффициента корреляции практически не меняется. Такое число точек для коэффициентов Кендела и Спирмена имеет величину порядка 30–40.

Вместе с тем количество точек в выборке определяет границы значимости коэффициента корреляции. Для неизменных пород минимальное значение рангового коэффициента корреляции не ниже +0,35. Следовательно, эту величину коэффициента корреляции можно принять за границу значимости. При 10%-ном уровне значимости величина +0,3 является минимальной для $N = 17$, как следует из теоретических графиков коэффициентов корреляции Кендела. При меньшем количестве точек ($N = 10$ –12) предельное значение коэффициента равно +0,4, что несколько выше минимальных значений коэффициента корреляции, характерных для неизменных пород. Следовательно, N должно быть не ниже 17.

Минимальное количество точек в выборке определяет не только наименьшую величину значимого коэффициента корреляции, но и величину среднеквадратичного отклонения, являющегося показателем точности проводимой обработки [5], поскольку именно последнее определяет сечение изолиний коэффициента корреляции.

Из теории известно, что среднеквадратичное отклонение коэффициентов ранговой корреляции при $N = 20$ составляет 0,17 для статистики Кендела и около 0,22 для корреляции Спирмена, а при $N = 15$ соответственно 0,21 и 0,26. Указанные теоретические значения стандартного отклонения редко отмечают на практике, и обычно они меньше теоретических. Например, по теоретическим расчетам среднеквадратичные отклонения коэффициента корреляции Кендела для количества точек

в выборке, равного 24, 18, 15, 12 (при $t = 0,3$), составляют соответственно 0,156; 0,181; 0,204; 0,235. В то же время по результатам, полученным на одном из участков, величина стандартного отклонения составляет для того же числа точек в выборке соответственно 0,1; 0,11; 0,14; 0,21 (при $t = 0,36$).

Из теории математической статистики и вероятностей известно, что у нормально распределенных величин вероятность превышения среднеквадратичного отклонения в 1,04 раза равна 0,3; вероятность превышения стандартного отклонения в 1,96 раза составит 0,05 и т.д. Отсюда следует, что при выборке сечения изолиний, равного 1,04 стандартного отклонения, в 70 % случаев максимальная ошибка для данного количества точек не будет превышать интервал сечения, а при сечении изолиний, равном 1,96 среднеквадратичного отклонения, выбор его будет правильным в 95 % случаев. Вероятность 70 % вполне удовлетворяет решению стоящей перед рассматриваемой обработкой задачей (выявление участков развития околорудных метасоматитов), поскольку в этом случае не происходит потери информации, а лишь несколько расширяются (но не сужаются) области нарушения корреляции, т.е. пропуск исключен.

Подобный вывод вытекает из следующих соображений. С точки зрения выявления участков максимального развития гидротермально измененных пород интересны области нарушения корреляции, представляющие собой участки, для которых характерны значения коэффициента корреляции меньше +0,3 и отрицательные значения до -1. Поэтому ошибка от +0,3 в сторону завышения значения КРК не теряет информацию, поскольку участки со значениями коэффициента от +0,3 и выше не представляют интереса. Ошибка же от +0,3 в сторону занижения коэффициента только расширяет область незначимых значений КРК. Кроме того, приведенные выше уровни значимости даны с точки зрения оценки точечных аномалий. Если же аномалию фиксируют в нескольких точках по профилю или между профилями, то, согласно теории статистики, значимость ее повышается. При построении карт изолиний в принципе реализуется это правило, хотя и в неявном виде. Отсюда следует, что изолинии коэффициента корреляции при площадной обработке можно проводить через интервал, равный среднеквадратичному отклонению, т.е. практически через 0,1.

Вместе с тем размер статистической палетки должен находиться в определенном соотношении с размером искомого объекта. На основании экспериментальных данных некоторые исследователи отмечают, что размер статистической палетки не должен превышать минимальный размер картируемого объекта.

Применительно к решаемой задаче, основываясь на анализе математических формул коэффициентов ранговой корреляции, нами получены несколько иные соотношения.

Коэффициент ранговой корреляции Кендела можно представить в виде $\tau = 1 - \frac{2Q}{0,5N(N-1)}$, где, согласно М. Кенделу, Q — число расположенных в неодинаковом порядке пар, образованных элементами двух последовательностей. Для выборки из N наблюдений, в которой присутствует n точек, характеризующихся обратной корреляционной связью, $Q = 0,5n(n-1)$ и $\tau = 1 - \frac{2n(n-1)}{N(N-1)}$.

Обозначив $\alpha = \frac{n}{N}$ и проведя соответствующие преобразования, получим $\tau = 1 - 2\alpha^2$.

Если принять $\tau = 0$ (между коррелируемыми величинами связь отсутствует), то $1 - 2\alpha^2 = 0$, откуда $\alpha^2 = 0,5$ или $N = 1,4n$, т.е. для уверенного выделения зон и участков, признаком которых является отсутствие корреляционных связей, общее количество точек в выборке не должно превышать количество точек, для которых эта связь отсутствует, более чем в 1,5 раза. При условии равномерности сети отбора образцов значение α в уравнении представляет собой долю размера (например, площади) гидротермально-метасоматических изменений в общем размере статистической палетки и может быть записано $\alpha = l/L$ или $\alpha = A/S$, где l и A соответственно отрезок и площадь, представляющие собой участок или область гидротермальных изменений; L и S — соответственно линейный и площадной размеры статистической палетки. В этом случае вышеприведенное соотношение имеет вид $L \leq 1,5l$ и $S \leq 1,5A$, т.е. размер палетки не должен более чем в 1,5 раза превышать размер объекта — в нашем случае метасоматитов.

А.Б. Каждан выделяет следующие таксономические единицы околорудных метасоматитов:

1) ореолы сплошного строения метасоматитов вокруг рудных тел размером в сотые доли квадратного километра;

2) ореолы прерывистого строения метасоматитов вокруг продуктивных зон размером в десятые доли квадратного километра;

3) ореольные зоны метасоматитов вокруг месторождений размером в несколько квадратных километров;

4) поля метасоматитов вокруг рудных полей размером в десятки квадратных километров;

5) ареалы метасоматитов вокруг рудных узлов размером в сотни квадратных километров.

Выделение ареалов метасоматитов является задачей специального геологического картирования в масштабе 1:200000, полей метасоматитов поисковых работ 1:50000–1:25000, ореольных зон — 1:10000–1:5000, ореолов прерывистого строения метасоматитов — поисково-оценочных работ и предварительной разведки в масштабе 1:5000–1:2000; ореолов сплошного строения — разведочных работ в масштабе 1:1000 и крупнее. Исходя из степени распространения метасоматитов

с учетом масштаба работ выбирают величину скользящей палетки при соблюдении условий, что минимальные размеры последней обеспечивают выборку с указанным минимальным количеством точек и не более чем в 1,5 раза превышают размеры искомым в данном масштабе метасоматитов. В случае наблюдения по строго геометрической сети (например, по профилям детальных съемок) размер палетки корректируют исходя из расстояния между профилями. Поскольку нас интересует характеристика изменения физических параметров по площади, палетка должна быть такой, чтобы количество профилей, попадающих в ее пределы при смещении, было постоянным, для чего количество профилей должно быть кратным шагу смещения. Обработку можно вести и по линиям профилей, но тогда результаты следует представлять в виде графиков коэффициентов ранговой корреляции, так как в этом случае расчетные данные не характеризуют площадь между профилями.

В соответствии с требованиями, предъявленными к выбору величины статистической палетки, и с учетом указанных выше размеров областей метасоматитов, подлежащих выявлению в зависимости от масштаба геологосъемочных и поисковых работ, можно рекомендовать следующие палетки.

Масштаб	1:200000	1:50000	1:25000	1:10000	1:5000	1:2000
Размер, км	10 x 10	2 x 2	1 x 1	0,5 x 0,5	0,25 x 0,25	0,1 x 0,1

Указанные размеры палеток подтверждаются результатами обработки по большому числу рудных полей и месторождений, примеры которых будут рассмотрены ниже.

В практике геологоразведочных работ поисково-съемочные исследования (особенно глубинные поиски и бурение) проводят, как правило, по профилям, ориентированным вкрест простирания основных геологических структур. Казалось бы, что в этом случае наиболее целесообразно принять анизотропную палетку, учитывающую направление поисковой сети. Однако, как показывает опыт поисковых работ, гидротермальное оруденение и зоны окolorудных метасоматитов развиваются по оперяющим структурам более высоких порядков, простирание которых даже в пределах одного месторождения может изменяться в широких пределах. Об этом свидетельствуют неоднократные развороты поисковых и разведочных сетей на многих рудных полях и месторождениях вследствие изменения ориентировки рудных тел и зон. Эти факты указывают на то, что в общем случае наиболее оптимальной является квадратная статистическая палетка, характеризующаяся равновероятной анизотропией во всех направлениях. Использование анизотропных палеток возможно и целесообразно только в случае, когда проверяют гипотезу о простирании метасоматитов и рудоносных зон в определенном направлении или для детального прослеживания

рудоносных структур при четко установленном их простирании (на стадии детальных поисков и поисково-оценочных работ).

При использовании скользящего статистического окна встает вопрос и о величине смещения палетки. Н.Н. Боровко считает, что перекрытие площадки трансформации более чем на половину не приносит существенной дополнительной информации и может рассматриваться только как мера, подобная интерполяции. Применительно к рассматриваемой конкретной задаче это положение справедливо не во всех случаях, что вытекает из следующих данных.

В связи с тем, что в природе у горных пород, не подверженных процессам гидротермального метасоматоза, в подавляющем большинстве коэффициент корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью не выше $+0,7$, а породы, измененные гидротермально-метасоматическими процессами, не характеризуются коэффициентами корреляции между указанными физическими параметрами ниже $-0,7$, зависимость будет иметь вид $r = 0,7(1 - 2\alpha^2)$.

На основании этого уравнения, задаваясь различными значениями α (т.е. различными соотношениями размеров участков измененных пород и палетки), были построены теоретические непрерывные графики изменения коэффициента корреляции при бесконечно малом шаге смещения палетки и дискретные графики при смещении палетки с определенной степенью перекрытия для некоторых моделей зон гидротермально измененных пород. На рис. 18 приведены основные, в определенной мере предельные графики коэффициентов корреляции над моделями при смещении статистической палетки на половину и четверть ее размера для различных случаев положения центра палетки относительно изучаемых зон.

Анализ приведенных на рис. 18 теоретических графиков рангового коэффициента корреляции позволяет отметить следующие основные закономерности.

1. Сближенные зоны (участки) метасоматитов при расстоянии между ними меньше $0,25L$, где L — линейный размер палетки, и при их общей суммарной мощности больше $0,75L$ можно выделить единой зоной нарушения корреляции (а, III, б, III, в, II, III), как и одиночные мощные ($> 0,75L$) тела метасоматитов. В случае же расстояния между ними свыше $0,5L$ каждое тело мощностью более $0,75L$ отмечают отдельной зоной нарушения корреляции, между которыми могут быть участки повышенных ($> +0,3$) коэффициентов корреляции (а, IV).

2. Смещение палетки на половину ее размера обеспечивает во всех случаях надежное выявление только таких объектов, которые представляют собой сплошное метасоматическое тело мощностью не менее $0,75L$ (в, I, IV).

3. Смещение палетки на четверть ее размера помимо сплошных метасоматических тел обеспечивает выявление объектов прерывистого строе-

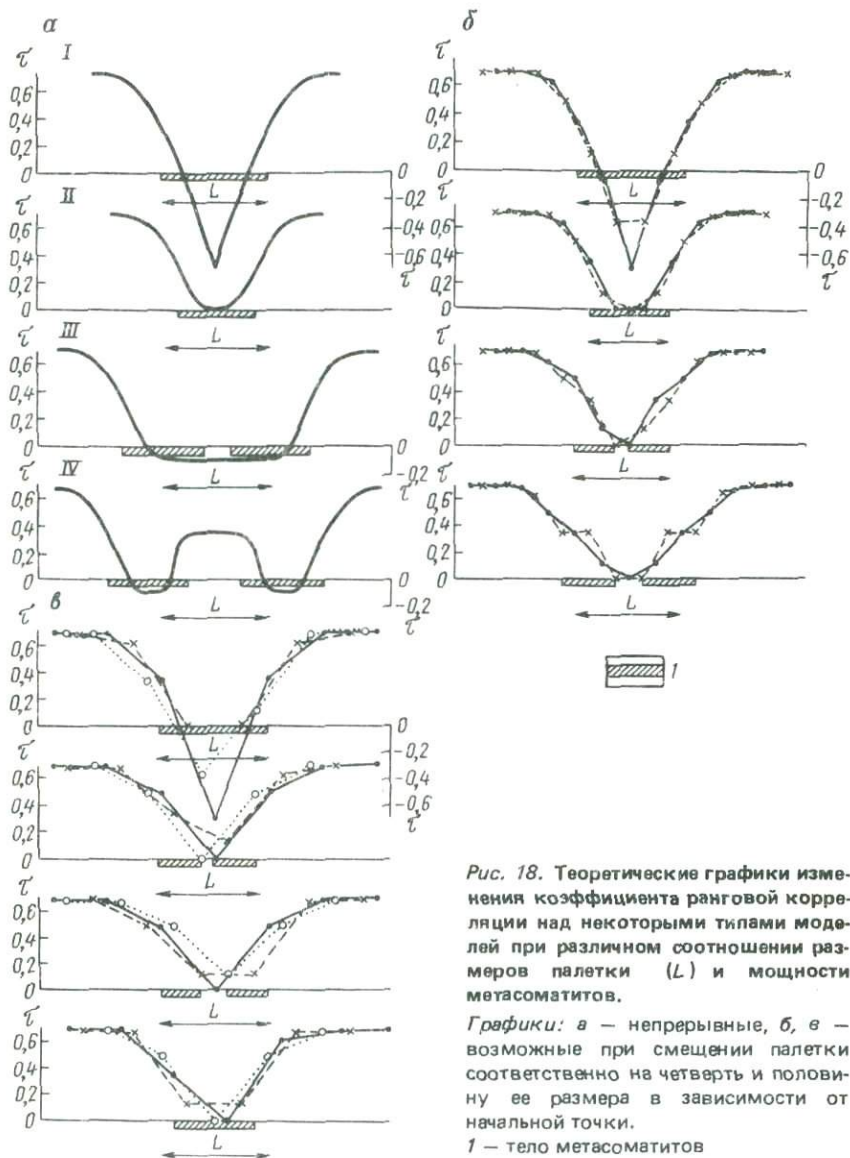


Рис. 18. Теоретические графики изменения коэффициента ранговой корреляции над некоторыми типами моделей при различном соотношении размеров палетки (L) и мощности метасоматитов.

Графики: а — непрерывные, б, в — возможные при смещении палетки соответственно на четверть и половину ее размера в зависимости от начальной точки.

1 — тело метасоматитов

ния, представляющих серию отдельных метасоматических тел, имеющих суммарную мощность, сопоставимую с размерами палетки при расстоянии между телами не более четверти палетки (б, III).

Весьма своеобразный график изменения коэффициента корреляции

отмечают при использовании модели зоны прерывистых метасоматитов с расстоянием между отдельными телами не более четверти палетки и мощностью каждого тела не более $0,5L$; в этом случае по нарушению корреляции ($\tau \leq 0,3$) выделяют лишь внутренние сближенные части тел, а над большей внешней частью тела отмечают ступенеобразные площадки с постоянными значениями коэффициента корреляции на уровне от $0,3$ до $0,4$ (см. рис. 18, б, IV). Забегая несколько вперед, отметим, что подобные изменения графиков КРК имеют место в практике петрофизических исследований по предлагаемой методике.

Из приведенных на рис. 18, б, в графиков видно, что в случае зон прерывистых метасоматитов по значениям КРК равным $+0,3$ и менее при шаге смещения палетки на четверть и половину окна выделяются зоны нарушения корреляции, меньшие по размерам по сравнению с действительной общей мощностью зоны метасоматитов. Занижение мощности может достигать половины шага смещения статистической палетки, что необходимо учитывать при выделении зон метасоматитов по данной методике.

Отмеченные особенности, полученные при рассмотрении теоретических моделей, достаточно убедительно подтверждены результатами практических работ (натурное моделирование) рассматриваемым методом по детально изученным разрезам скважин, поверхностных и подземных горных выработок ряда месторождений.

Например, на рис. 19 приведены результаты детальных петрофизических исследований с отбором образцов через 1 м по квершлагу одного из редкометалльных месторождений. В изученном интервале квершлага закартированы граниты, кварцитовидные песчаники и интрузия габбро-диоритов. Из гидротермально-метасоматических изменений широко представлены формации калишпатизированных гранитов и эйситов.

Изучение изменения коэффициентов ранговой корреляции по квершлагу со статистической палеткой 20 м показывает, что в пределах горной выработки можно выделить четыре участка незначимых значений коэффициента корреляции (см. рис. 19, а). При сопоставлении графиков коэффициентов ранговой корреляции с геологическими данными по околорудным метасоматитам можно сделать вывод, что участки незначимых ($< +0,3$) значений коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью четко совпадают с ореолами метасоматитов сплошного строения, имеющих полную метасоматическую колонку от внешних до внутренних зон, и участками чередования разных типов метасоматитов. Здесь следует подчеркнуть, что, как и в случае теоретических построений, участки ореолов метасоматитов больше по размерам, чем участки, выделяемые по значению коэффициента корреляции менее $+0,3$, примерно на половину шага смещения статистической палетки с каждой стороны зоны (на рисунке

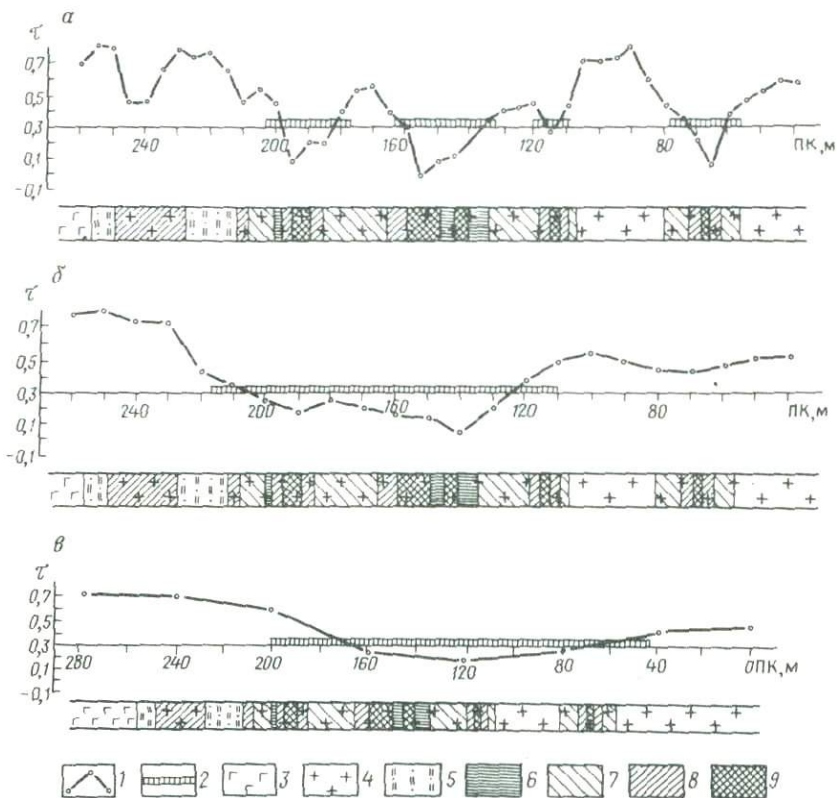


Рис. 19. График коэффициента ранговой корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью по горной выработке при использовании статистической палетки равной 20 м (а), 40 м (б) и 160 м (в) (геологические данные В.И. Белякова).

1 — график коэффициента ранговой корреляции; 2 — области метасоматитов, выделенные по петрофизическим данным; 3 — габбро-диабазы; 4 — гранитоиды; 5 — кварцитовидные песчаники; 6 — микроклиниты; зона эйситизации: 7 — внешняя, 8 — промежуточная, 9 — внутренняя

на уровне значений $\tau = +0,3$ показаны выделяемые зоны метасоматитов с учетом увеличения на половину шага смещения).

На графике коэффициента ранговой корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью со статистической палеткой 40 м выделяют единый широкий участок незначимых значений коэффициента корреляции (рис. 19, б). Указанная область при сопоставлении с результатами минералого-петрографического изучения шлифов совпадает со всей зоной слабо-прерывистого ореола метасоматитов. Отстоящая

от нее на значительном (около 30 м) расстоянии отдельная зона метасоматитов мощностью порядка 20 м (пикеты 60–80 м) нарушением корреляции не выделена, что полностью соответствует теоретическим построениям (мощность зоны меньше $0,5L$).

Сопоставляя геологические результаты с графиком коэффициента ранговой корреляции, полученным при исследовании со статистической палеткой 160 м, следует отметить, что область незначимых значений коэффициента корреляции пространственно совмещена, с учетом поправки на половину шага смещения статистической палетки, с основным крупным ореолом метасоматитов прерывистого строения вокруг рудного тела (см. рис. 19, в).

Из совместного анализа теоретических графиков и результатов натурального моделирования вытекает ряд очень важных с практической точки зрения выводов.

Во-первых, зоны метасоматитов, имеющие поперечные размеры меньше $0,5L$ (или, что то же самое, имеющие площадь меньше $0,5S$ площади палетки), нарушением корреляции не выделяются (см. рис. 19, б, интервал 60–80 м при $L = 40$ м).

Во-вторых, одна и та же серия метасоматических тел может фиксироваться в виде отдельных зон нарушения корреляции над каждым телом метасоматитов (см. рис. 18, а, IV; 19, а), если размеры палетки соизмеримы с расстоянием между последними, а также в виде единой зоны нарушения корреляции (см. рис. 18, б; 19, б, в) при размерах палетки, превышающих расстояние между отдельными телами.

В-третьих, зону прерывистых метасоматитов, характеризующихся размерами краевых метасоматических тел порядка $0,5L - 0,75L$ при расстоянии между отдельными телами меньше $0,5L$, в случае смещения палетки на четверть ее величины отмечают зоной нарушения корреляции ступенчатой формы (см. рис. 18, б, IV); ступень, фиксируемая двумя точками на уровне значений $+0,3$, находится над внешними, контактирующими с неизменными породами, частями метасоматитов.

В-четвертых, скорость изменения (градиент) коэффициента корреляции от незначимых значений к положительным на контакте с неизменными породами зависит от строения зоны метасоматитов. При наличии зоны прерывистых метасоматитов, характеризующейся большими (соизмеримыми с мощностью метасоматитов) интервалами слабо измененных или неизмененных пород, отмечают плавное изменение КРК при переходе к неизмененным породам. В случае же зоны с максимально сближенными метасоматическими телами с полной метасоматической колонкой значения КРК при переходе к неизмененным породам изменяются более резко, т.е. характеризуются большим градиентом (см. рис. 19).

Рассмотренные особенности теоретических и практических графиков натурального моделирования указывают на следующее: при выборе

интервала смещения палетки необходимо учитывать, что в подавляющем большинстве случаев даже в пределах месторождения зоны и участки гидротермальной проработки перемежаются с участками неизменных или слабо измененных пород и очень редко образуют мощные зоны сплошного изменения, т.е. обычно формируют зоны прерывистых метасоматитов. Подобный характер строения зон метасоматитов определяет шаг смещения палетки, равный четверти поперечных размеров последней.

С учетом изложенных положений методика обработки петрофизических данных с целью выделения гидротермально измененных пород выглядит следующим образом.

1. Исходя из задачи определения минимальных размеров метасоматитов заданного иерархического уровня (или масштаба работ), выбирают величину палетки. При этом сеть отбора образцов должна обеспечивать выборку не менее 17 точек в пределах выбираемой палетки.

2. Палетку помещают в один из углов площади и для точек, попавших в ее контур, рассчитывают ранговый коэффициент корреляции. Значение коэффициента относится к центру палетки.

3. После вычисления коэффициента палетку смещают по горизонтали на выбранный шаг смещения (обычно четверть размера палетки). Расчетную операцию повторяют для точек, попавших в ее контур, затем палетку смещают дальше. Таким образом обрабатывают всю горизонтальную полосу, после чего возвращают палетку в исходное положение со смещением (вниз или вверх) на величину шага смещения. Обрабатывают следующую горизонтальную полосу и т.д. Расчет можно производить либо вручную по приведенным выше формулам, либо на ЭВМ. В итоге получаем сеть точек со значениями коэффициента корреляции.

4. По сети полученных значений КРК, густота которых близка к масштабу проводимых поисковых работ, строят карту изолиний с сечением в 0,1, поскольку, как показано выше, это сечение при количестве точек в выборке 20 и более является вполне оправданным с точки зрения возможных предельных ошибок. При профильных построениях и по результатам изучения разреза скважин строят графики КРК.

5. На полученных графиках и картах изолиний коэффициентов корреляции зоны и участки максимального проявления гидротермально-метасоматических изменений определяют как области нарушения корреляции, т.е. как области незначимых и отрицательных значений КРК. За границу значимости принимают величину КРК равную +0,3, являющуюся, как показано выше, предельным значимым значением для $N = 17$ при 10 %-ном уровне значимости и минимальным значением КРК, установленным для неизменных или слабо измененных горных пород.

Ниже рассмотрены результаты практического использования примененной методики на различных стадиях поисково-оценочных работ на некоторые полезные ископаемые гидротермального происхождения.

4.2. Примеры использования результатов изучения корреляционных связей плотности и магнитной восприимчивости на различных стадиях геологоразведочного процесса

К настоящему времени практические исследования предлагаемым способом проведены в ходе поисков различных полезных ископаемых гидротермального происхождения, в том числе редких металлов: золота, олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов. Работы проводили в самых разных масштабах — от изучения разрезов скважин и горных выработок и крупномасштабных (1:2000–1:5000) исследований при поисково-оценочных работах до прогнозных построений масштаба 1:200000, в регионах с самым различным геологическим строением, широким диапазоном гидротермально-метасоматических изменений и промышленно-генетических типов месторождений: в Северном и Центральном Казахстане, на Украинском щите, Воронежском массиве, в Закаспии, Забайкалье, на Алтае, в Приморье и северо-восточной части СССР.

Прежде чем перейти к изложению фактического материала, отметим некоторые особенности и затруднения, возникшие в ряде случаев при сопоставлении результатов петрофизических исследований с геологическими данными.

Анализ обширного фактического материала самых разных масштабов показал, что степень совпадения площадей развития метасоматитов по петрофизическим и геологическим данным находится в прямой зависимости от методики выделения метасоматитов (визуально или в результате изучения шлифов, количественная или качественная оценка интенсивности процесса) и детальности сети геологических наблюдений.

При детальном изучении горных выработок и разрезов скважин в процессе разведочных и оценочных работ, когда отбирают большое количество шлифов для минералого-петрографических исследований, различия в размерах участков гидротермально измененных пород по петрофизическим и геологическим данным весьма незначительны. На стадии детальных поисков и поисково-оценочных работ, когда выделения различных формаций метасоматитов и гидротермальных изменений также осуществляют в результате изучения значительного объема шлифов, эти различия в большинстве случаев невелики, если изучают весь комплекс развитых на оцениваемой площади процессов (как околорудных, так и до- и пострудных). Однако в некоторых случаях даже на этих стадиях изучают только околорудные изменения, присущие конкретному (искомому) оруденению, в результате чего общая площадь геологически закартированных измененных пород может быть значительно меньше по сравнению с площадью, выделяемой по петрофизическим данным, поскольку последние фиксируют всю совокупность измененных пород. И наконец, в большинстве случаев на поисковых

стадиях и при геологическом картировании выделение различных формаций метасоматитов осуществляют преимущественно макроскопически с привлечением незначительного количества шлифов, в связи с чем выделяют лишь ядерные зоны метасоматических колонок, составляющие наименьший объем в общей сумме неизмененных пород.

Последние две причины (фиксация и изучение только конкретного эндогенного процесса и выделение эндогенных процессов визуально по образцам) и являются основными, определяющими кажущееся несоответствие площадей развития гидротермально измененных пород по петрофизическим и геологическим данным. Это подтверждено результатами многолетних исследований по ряду рудных полей, в пределах которых по мере детальности исследований и проведения специального изучения наложенных эндогенных процессов по шлифам различия в контурах площадей развития метасоматитов по петрофизическим и геологическим данным (существенные на начальных стадиях геологического изучения) постепенно уменьшались и в итоге совпадали с точностью до 95 %.

Изложение фактического материала ведут от детальных исследований к более мелкомасштабным. Это позволяет показать, что, с одной стороны, в случае детального и достоверного геологического изучения эндогенных процессов различия в контурах площадей развития метасоматитов по обоим методам незначительны, а с другой — показать эффективность и достоверность рассматриваемого метода на более ранних стадиях поисковых работ, когда геологическая информация еще ограничена. Кроме того, такое изложение фактического материала по ряду хорошо изученных рудных полей позволяет более четко отразить некоторые статистические закономерности в выделении метасоматических тел различных размеров в зависимости от величины палетки, т.е. от масштаба исследований. На приводимых иллюстрациях показаны те участки развития гидротермально измененных пород, которые выделены по геологическим данным на период построения карты КРК, проведенного по материалам этой же стадии поисковых работ; только в отдельных случаях приведены результаты более детального (по сравнению с сетью построения карты КРК) геологического изучения, что оговорено в тексте.

Сопоставление осуществляют путем анализа количества выявленных по геологическим данным метасоматических тел, аномалий рудных тел и рудных ореолов и т.п., попавших в контур областей нарушения корреляции, выраженного в процентах от общего количества указанных объектов, установленных на рассматриваемой территории.

Выше (см. рис. 14–17, 19) приведены примеры выделения отдельных тел и зон метасоматитов различных формаций и рудных тел по подземным горным выработкам, скважинам и канавам на стадии поисково-оценочных работ (масштаб 1:100–1:1000). Из этих примеров

достаточно убедительно следует, что при соответствующем размере статистической палетки по данной методике с высокой степенью надежности выделяют как отдельные зоны метасоматитов рудных тел, так и серии сближенных (прерывистых) зон метасоматитов (включая рудные тела), образующих рудоносную зону. Поэтому в настоящем разделе приведем только один пример исследований такой же детальности по одному из участков с существенно иной геологической обстановкой и характером изменений: на участке (рис. 20) развиты эйситизация и низкотемпературная аргиллизация в толще терригенных красноцветных отложений пермо-триаса.

По канавам, вскрывшим измененные породы, были изучены плотность и магнитная восприимчивость. По результатам этих определений строились графики КРК с окном 60 и 80 м. Как видно из рисунка, по значениям плотности и магнитной восприимчивости (амплитуда изменений, дисперсии, изменчивости) участки измененных пород практически не отличаются от вмещающих неизмененных пород. По графикам же КРК участки измененных пород, которые для указанных размеров окна можно рассматривать как зоны прерывистых метасоматитов, выделяют совершенно однозначно зонами нарушения корреляции со значениями коэффициента корреляции менее $+0,3$. При этом участки эйситизации тяготеют преимущественно к областям со значениями КРК от 0 до $+0,3$, тогда как для зон аргиллизации характерны отрицательные значения (до $-0,4$), что согласуется с теоретическими расчетами КРК для совокупности минералов соответствующих процессов.

Данный пример, как и на рис. 14–17, 19, указывает на то, что результаты петрофизических исследований в различных горных выработках по рассматриваемой методике могут быть использованы как существенный дополнительный материал к данным геологической документации для выделения участков гидротермально измененных пород и для более рационального проведения различных видов опробования.

Площадные петрофизические исследования с построением карт изолиний КРК на этих стадиях поисковых работ позволяют выделить в пределах рудной зоны, штокверка и площади месторождения участки максимального проявления всех видов гидротермальных изменений, включая рудную стадию. Покажем это на ряде изученных месторождений с различным формационным типом оруденения, связанным с разными гидротермальными процессами.

Месторождение вольфрама Аксарлы, по данным группы ученых ВИМСа (А.А. Фролов и др.), детально изучавшей его, приурочено к метасоматитам грейзеновой формации и залегает в толще монотонно переслаивающихся песчано-сланцевых отложений силура (олигомиктовые полевошпат-кварцевые песчаники, алеаролиты и др.), смятых в складки различного порядка и осложненных большим количеством крутопадающих тектонических швов северо-западного простирания и крупной

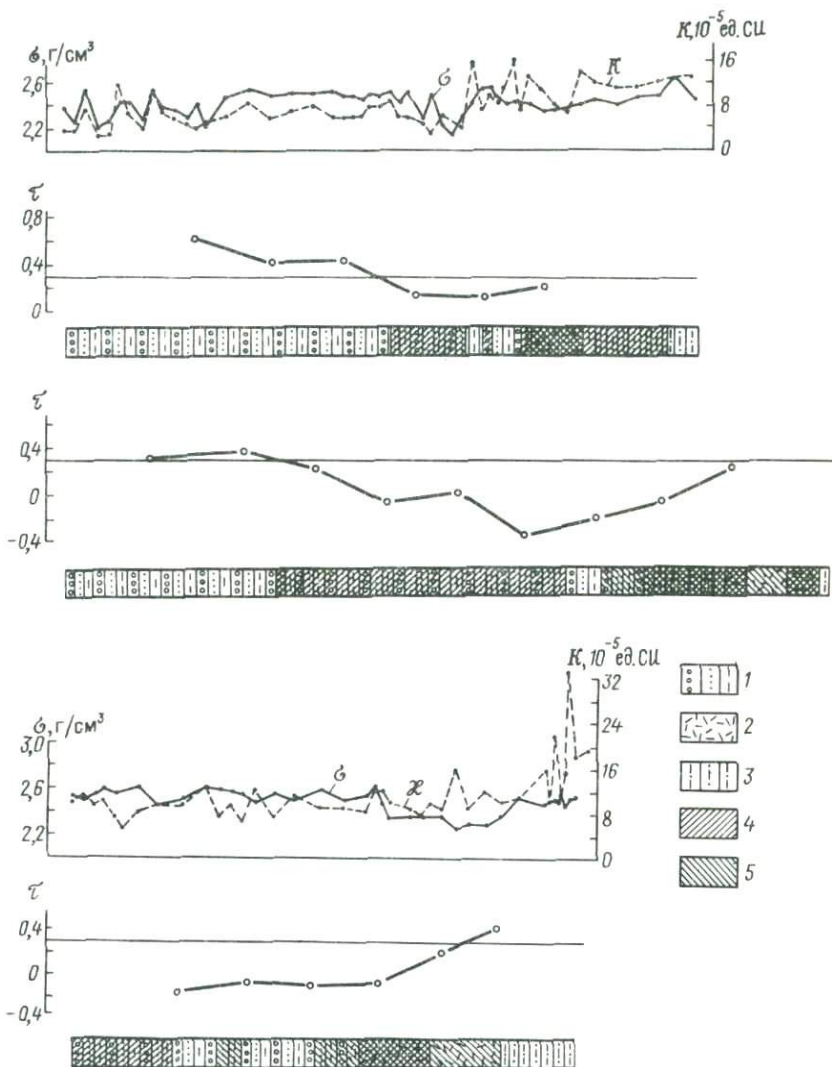


Рис. 20. Графики коэффициента ранговой корреляции по канавам, вскрывшим гидротермально измененные породы (эйситизация, низкотемпературная аргиллизация) на площади проявления оруденения молибденовой формации (геологические данные по Е.И. Старыху).

1 — песчано-сланцевые отложения пермо-триаса; 2 — зоны дробления; 3 — терригенные отложения; 4 — аргиллизация; 5 — эйситизация.

Начало графика коэффициента корреляции отстоит от концов опробованного интервала на величину, равную половине палетки (половине интервала), примененной для расчета коэффициента

зоной смятия и дробления той же ориентировки мощностью от 30 до 100 м.

В результате детальных исследований поверхностных и подземных выработок установлено, что в пределах месторождения проявлены процессы ороговикования, грейзенизации и пропилитизации. При ороговиковании происходило перераспределение вещества с образованием мелкозернистого магнетита и биотита, реже кварца. Ореол ороговикованных пород выходит далеко за границы рудного штокверка, особенно на северо-восточном и юго-восточном флангах. Наибольшую площадь занимают ороговикованные породы. Метасоматиты грейзеновой формации представлены двумя фациями: мусковит-кварцевой с флюоритом и турмалин-мусковит-кварцевой. В целом метасоматиты грейзеновой формации располагаются в пределах штокверка. Турмалиновая фация занимает центральную часть ореола. Метасоматиты пропилитовой формации развиты очень локально на юго-восточном фланге месторождения преимущественно за пределами контура штокверка. Они представлены двумя фациями: амфибол-эпидотовой и хлорит-эпидотовой.

Рудная минерализация связана с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками, которые совместно с кварц-пиритовыми, существенно пиритовыми и полевошпатовыми прожилками образуют рудный штокверк северо-западного простирания. Наиболее насыщенная прожилками центральная часть штокверка (> 10 шт. на 1 м) вытягивается на 600 м при ширине 150 м. Мощность прожилков от 0,1 до 1,5 см. Максимальный процент прожилковой массы отмечен в северо-западной части штокверка. Установлено, что вольфрамовое оруденение тяготеет к участкам интенсивно грейзенизированных пород, в основном к местам совместного нахождения мусковит-кварцевой и турмалиновой фаций метасоматитов, т.е. участкам с полной метасоматической колонкой грейзеновой формации. При этом основные концентрации вольфрама тяготеют к наиболее насыщенной прожилками части штокверка. Повышенные концентрации молибдена, наоборот, тяготеют к периферийным частям штокверка, характеризующимся развитием слабо грейзенизированных пород только мусковит-кварцевой формации. Из рудных минералов, приуроченных к кварцевым и кварц-полевошпатовым прожилкам, на месторождении встречены шеелит, молибденит, висмутин, пирит, халькопирит; из нерудных — кварц, флюорит, кальцит, цеолиты, мусковит, серицит, хлорит, гипс.

На рис. 21 показаны участки умеренно-интенсивного развития указанных метасоматических процессов и насыщенности прожилками, поскольку слабо измененные породы отмечены в пределах всего штокверка.

Петрофизические исследования показали, что отдельные участки штокверка характеризуются уменьшением плотности. Иногда в центре

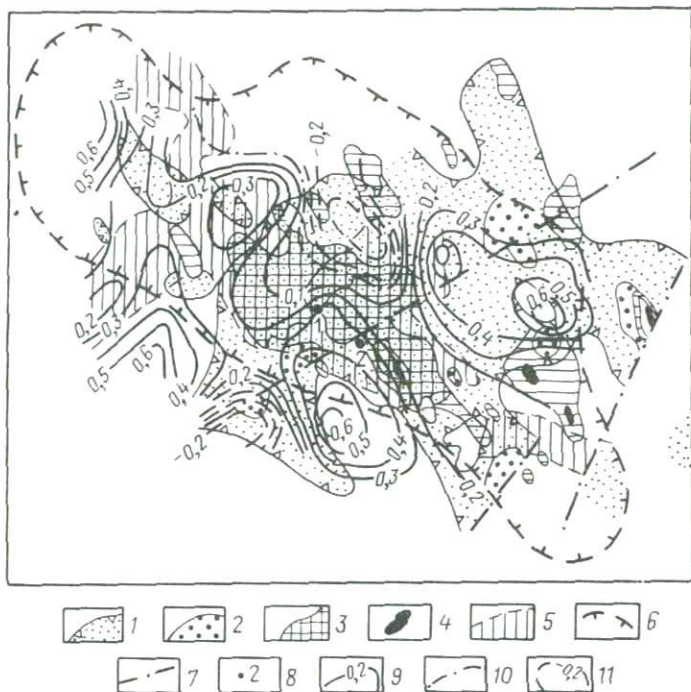


Рис. 21. Схема интенсивности гидротермально-метасоматических изменений и изолиний КРК месторождения Аксарлы с окном 0,4 x 0,4 км (по С.В. Белову, В.О. Валькову, Е.В. Аракчееву, 1982 г.).

1 — ороговикованные породы; 2 — магнетит-биотитовые роговики; 3 — грейзенизированные породы; 4 — грейзены; 5 — области максимальной прожилковой массы; 6 — контур рудного штокверка; 7 — тектонические нарушения; 8 — скважины; изолинии КРК: 9 — положительные, 10 — нулевые, 11 — отрицательные.

рудной зоны участки повышенной грейзенизации отмечают по понижению магнитной восприимчивости, но нередки и обратные взаимоотношения. Областям высокой грейзенизации в большинстве случаев соответствуют участки повышенной пористости ($> 3\%$). Иными словами, измеренные значения физических параметров в значительной мере неустойчивы и не позволяют выделить гидротермально измененные породы штокверка.

Более надежно центральную часть штокверка, характеризующуюся максимальным проявлением всех стадий гидротермального процесса, выделяют по предлагаемой методике, несмотря на более редкую сеть петрофизических исследований, что позволило построить карту изолиний КРК с окном 0,4 x 0,4 км, соответствующим масштабу 1:5000–1:10000, т.е. по крайней мере на масштаб мельче геологических данных, приведенных на рис. 21. Но даже в этом случае, как отмечает

С.В. Белов, зоной нарушения корреляции ($KPK < 0,3$) вполне удовлетворительно выделяется ореол развития грейзенизированных пород. При более внимательном анализе можно обнаружить, что область нарушения корреляции выделяет часть штокверка, отличающуюся максимальным наложением друг на друга различных гидротермальных и метасоматических процессов (дорудной – ороговикование, грейзенизация, калишпатизация; рудной – прожилки с шеелитом и молибденитом; пострудной – кварц-пиритовые и существенно пиритовые прожилки). В краевых частях штокверка отмечают максимумы рангового коэффициента корреляции до $+0,6$, приуроченные преимущественно к участкам ороговикovaných пород со слабо проявленными процессами грейзенизации и минимальной прожилковой массой. Эти результаты вполне согласуются с выводами, рассмотренными в разделах о контактовом метаморфизме и минимальной степени интенсивности процесса, которая уже приводит к заметным (поддающимся измерению при современном уровне измерительной аппаратуры) изменениям физических свойств.

Аргиллизиты в масштабе 1:50000 изучены в Закаспии на участке с оруденением молибденовой формации. Участок ограничен площадью брахиантиклинали, представляющей собой поднятый блок пермской грабен-синклинали. Брахиантиклиналь сложена красноцветными моласами пермо-триаса и континентальными угленосными отложениями ниже-средней юры (рис. 22).

Из гидротермальных изменений в пределах участка установлены низкотемпературная аргиллизация и эйситизация. Все указанные проявления гидротермального процесса обнаружены в пределах ядерной части, сложенной терригенными отложениями пермо-триаса. Участки гидротермально измененных пород представляют собой как локальные разобщенные площади, так и перекрывающие друг друга большие по размерам зоны, вытягивающиеся в основном вдоль главного рудо-контролирующего разлома.

По результатам петрофизических исследований была построена карта изолиний KPK . В связи с тем, что плотность отбора образцов не позволяет построить полную карту с окном $0,5 \times 0,5$ км, указанная карта носит несколько фрагментарный характер (рис. 23). На карте выделен ряд зон и участков нарушения корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью. Анализ распространения проявлений гидротермально-метасоматической деятельности показывает, что 90 % участков эйситизации и аргиллизации расположено в пределах областей нарушения корреляции. Кроме того, отмечена пространственная приуроченность зон эйситизации к незначительным значениям KPK , тогда как для областей аргиллизации характерны в основном отрицательные значения коэффициента корреляции.

Все проявления минерализации и рудопроявления расположены в районах нарушения корреляционной связи между плотностью и маг-

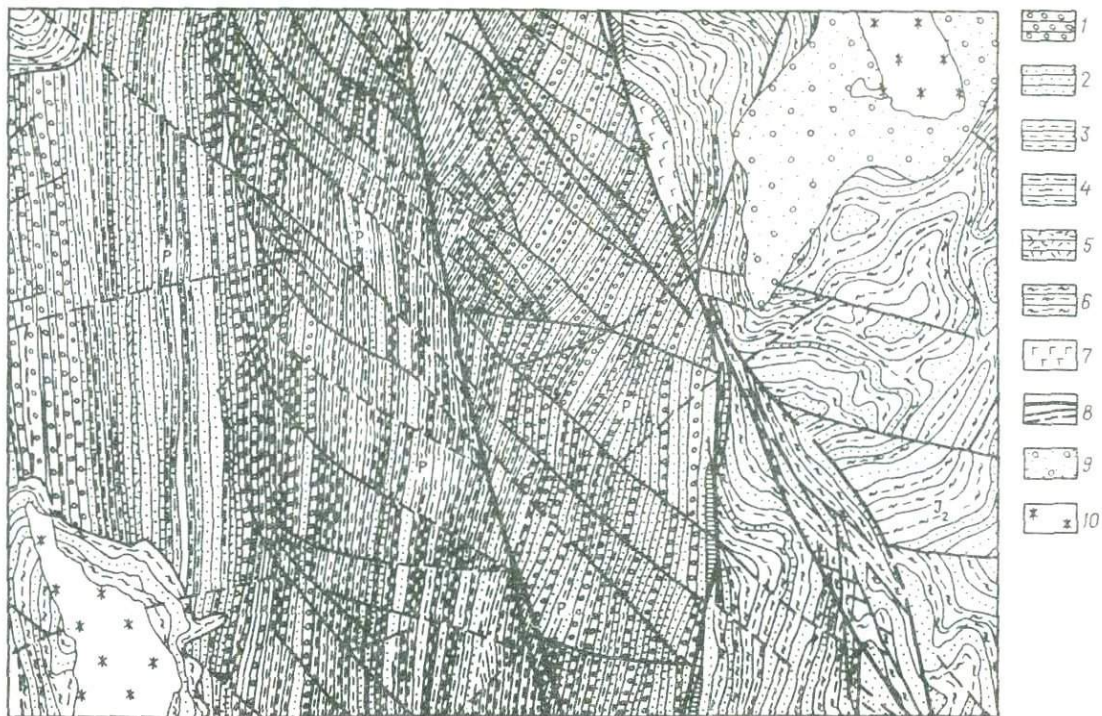


Рис. 22. Геологическая карта участка с развитием метасоматитов формации аргиллитов (по Е.И. Старыху и В.И. Шевченко).
 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – угленосные отложения; 6 – углистые сланцы;
 7 – андезиты; 8 – разломы; 9 – современные отложения; 10 – пегматоидные граниты

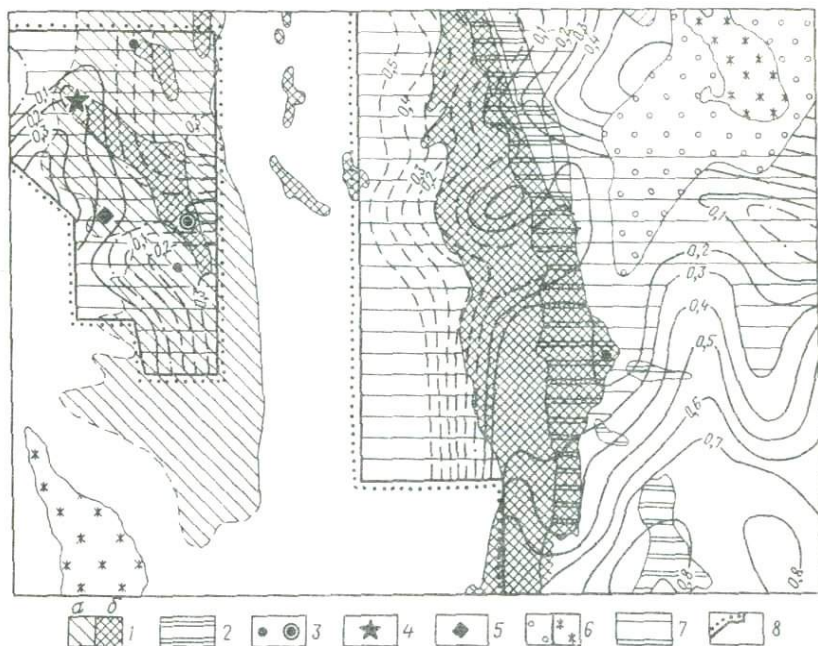


Рис. 23. Фрагмент карты изолиний рангового коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью, полученной с использованием статистической палетки 0,5 х 0,5 км, по участку с интенсивным проявлением аргиллизаци.

1 — зона аргиллизитов: а — внешняя, б — внутренняя; 2 — формация зйситов; 3 — проявления и рудопроявления молибденовой формации; 4, 5 — выявленные рудопроявления и проявления молибдена; 6 — современные отложения; 7 — область развития метасоматитов по петрофизическим данным; 8 — контуры площади, изученной с построением изолиний КРК

нитной восприимчивостью, тяготея к их градиентным частям. Первичные геохимические ореолы в 95 % случаев также подчиняются этим закономерностям.

Следует подчеркнуть, что в одной из областей минимума КРК с учетом рассмотренных выше закономерностей был выделен участок, где при последующем бурении выявили рудопроявление молибдена.

Результаты исследований при поисках в масштабах 1:25000—1:50000 рассмотрены на примерах рудных полей, приуроченных к метасоматическим формациям грейзенов, калишплатизированных пород, аргиллизитов, зйситов, вторичных кварцитов и др. Следует отметить, что приводимые примеры не исчерпывают всего имеющегося фактического материала, а лишь характеризуют возможности метода в различных геологических ситуациях разных регионов.

Формацию грейзенов изучали на площади Караобинского рудного поля ученые ВИМСа под руководством А.А. Фролова и одного из авторов настоящей работы.

В пределах рудного поля сочетаются жильное, штокверковое и залежно-метасоматическое оруденение вольфрама, молибдена, флюорита и редких металлов, локализующееся на трех участках: Караобинское кварц-вольфрамитовое месторождение, Молибденовый участок (кварц-молибденовый штокверк) и месторождение Солнечное, представленное кварц-вольфрамитовыми жилами, кварц-молибденитовым штокверком и стратиформной залежью флюорит-редкометаллических метасоматитов (рис. 24).

Наиболее распространены в пределах рудного поля эффузивно-пирокластические образования, представленные туфами, лавами, игнимбридами липаритового, реже дацитового и андезитового состава. Эта толща залегает на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений и имеет в целом северо-западное простирание. В западной и юго-западной частях рудного поля на вулканогенных породах залегают терригенно-карбонатные отложения позднего девона – раннего карбона. С северо-востока Караобинскую вулcano-плутоническую структуру окаймляют биотитовые гранит-порфиры Карасайского массива средне-карбонного возраста.

В пределах Караобинского рудного поля наиболее широко развиты и достаточно четко закартированы процессы грейзенизации, пропилитизации и ороговикования. Сильнее всего процесс ороговикования проявился вдоль северного контакта массива и вблизи скрытого купола молибденового участка, где эффузивы преобразованы в роговики, состоящие из кварца, мелкочешуйчатого биотита и серицитизированных полевых шпатов. Процесс термального воздействия интрузии на карбонатные породы выразился в их мраморизации.

Грейзенизация гранитов и вмещающих пород связана с площадным воздействием растворов, а также сопряжена с образованием высокотемпературных кварцевых жил. В лейкократовых гранитах преобладают слюдисто-кварцевые грейзены. Менее широко распространены слюдяные с флюоритом, пиритом и молибденитом, слюдисто-плагиоклаз-кварцевые и топаз-слюдисто-кварцевые грейзены с флюоритом и пиритом. Топаз-слюдисто-кварцевый грейзен занимает внутреннюю часть метасоматической колонки и постоянно содержит флюорит, вольфрамит, касситерит и пирит. Грейзенизация в эффузивных породах проявилась слабее, чем в гранитах. В них получили развитие в основном грейзены кварцевого и слюдисто-кварцевого состава, реже слюдистые фации грейзенов. Топаз-флюоритовые и мусковит-флюоритовые грейзены формируются по породам карбонатного состава на месторождении Солнечное.

Пропилитизация является дорудным процессом и захватывает вос-

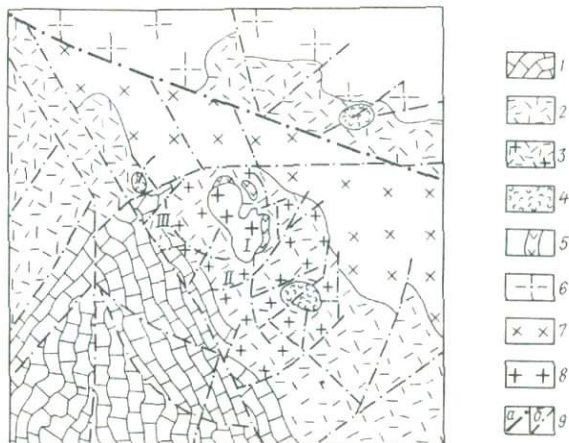


Рис. 24. Схема геологического строения Карабинского рудного поля (по А.А. Фролову и С.В. Белову).

1 — мраморизованные известняки; 2 — туфы; 3 — липариты, липаритовые и кварцевые порфиры; 4 — лавы, лавобрекчии; 5 — дайки диабазов; 6 — биотитовые гранит-порфиры; 7 — гранодиориты; 8 — граниты аляскинтовые; 9 — нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые.

Месторождения: I — Карабинское, II — Молибденовый участок, III — Солнечное

точную, северную и западную части рудного поля, сложенные эффузивными породами кислого состава и биотитовыми гранит-порфирами. Осадочные породы пропилитизацией не затронуты. Эти изменения заключаются в замещении первичных плагиоклаза и биотита эпидотом, хлоритом и карбонатом и относятся к пропилитам хлорит-кальцитовой и хлорит-эпидотовой субфаций.

Помимо этих изменений отмечаются калишпатизация и альбитизация гранитов и пострудные образования в виде кварц-флюоритовых и кальцитовых жил, халцедоновых и цеолитовых прожилков.

Основную ценность в рудных образованиях имеют вольфрам, висмут, молибден, олово, которые локализованы в телах трех морфогенетических типов: в жилах выполнения, в площадных и околожилных метасоматитах — грейзенах, в многочисленных прожилках, образующих штокверки Солнечного и Карабинского месторождений.

В результате петрофизических исследований установлено, что грейзенизация юго-восточной части массива приводит к повышению пористости до 3 %, а в вулканогенных породах — до 2 % при средней пористости неизмененных пород 1,2 % (туфы) и 0,9 % (липариты). Отмечают уменьшение плотности с 2,70 до 2,55 г/см³ в пределах и вблизи рудных штокверков при одновременном уменьшении магнитной восприимчивости в несколько раз, что обусловлено процессами грейзенизации. Вместе

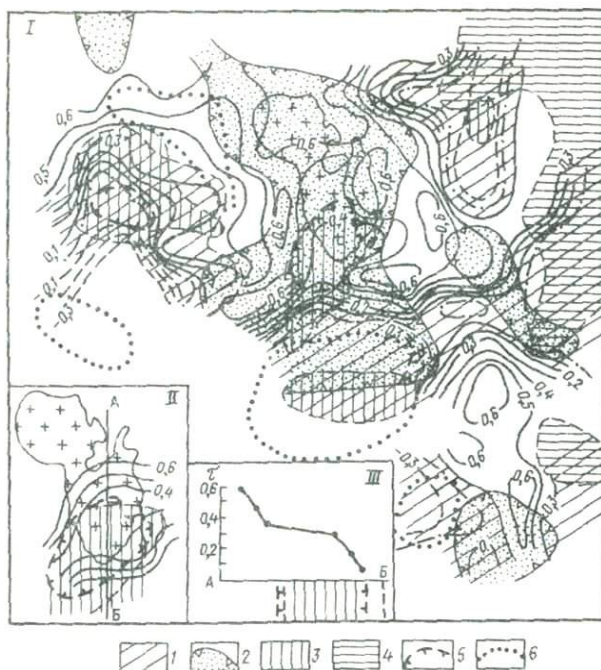


Рис. 25. План изолиний рангового коэффициента корреляции Караобинского рудного поля с окном 1,2 x 1,2 км (I), детализация с окном 0,9 x 0,9 км по рудному штокверку (II) и график КРК (III) по линии АБ (геологические данные А.А. Фролова и С.В. Белова).

1 — область развития метасоматитов по петрофизическим данным; контур: 2 — умеренно ороговикованных пород, 3 — умеренно грейзенизированных пород, 4 — умеренно пропилитизированных пород, 5 — разведанных вольфраморудных штокверков; 6 — площади, перспективные по геологическим данным на выявление новых рудных тел.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 21

с тем с общим понижением физических свойств увеличивается их дисперсия по площади, особенно на участках проявления рудного процесса.

На значительную часть рудного поля была построена карта изолиний рангового коэффициента корреляции с окном 1,2 x 1,2 км, которое превышает размеры рудного штокверка в 2 раза (рис. 25, I). Этот размер палетки не совсем удовлетворяет соотношению с величиной искомого объекта, как это показано в предыдущей главе, однако густота отбора образцов по рудному полю не позволила применить палетку меньших размеров, и только на участке Караобинского штокверка удалось провести обработку с окном 0,9 x 0,9 км, при котором число точек в выборке колебалось от 12 до 15 (рис. 25, II).

Анализ полученной карты позволяет сделать следующие выводы.

В центральной части рудного поля вдоль контакта терригенно-карбонатных пород Караобинской мульды с вулканогенными образованиями и в прижерловой части Караобинского стратовулкана к югу от массива выделяют обширную, видимо, единую зону нарушения корреляции (от +0,3 до отрицательных значений) между плотностью и магнитной восприимчивостью. Она не оконтурена с юга. Помимо этого выделяют крупную область незначимых значений коэффициента корреляции на северо-востоке площади и в юго-восточной части. Для неизмененных и ороговикованных пород без признаков последующей гидротермально-метасоматической проработки характерны высокие значения рангового коэффициента корреляции (от +0,4 до +0,6), что полностью соответствует рассматриваемым выше общим теоретическим положениям. Не менее 80 % грейзенизированных пород и около 90 % участков пропилитизации пространственно совпадают с областями нарушения корреляции. Вместе с тем большая часть ореола грейзенизированных пород, вмещающих Караобинский штокверк, не выделяется в указанном окне четкой аномалией нарушения корреляции; в пределах штокверковой его части минимальный коэффициент корреляции равен +0,34. Южную же часть этого ореола грейзенизации, включающую оруденение молибденового участка, выделяют по отрицательным значениям КРК.

Подавляющая часть первичных (эндогенных) ореолов с наибольшей продуктивностью также приурочена к областям нарушения корреляции (рис. 26), за исключением ореолов Караобинского вольфрамового штокверка. Два других рудных месторождения (Солнечное и Молибденовый участок) расположены в градиентной части областей нарушения корреляции на участке максимального изменения КРК.

Наиболее вероятной причиной того, что Караобинский вольфрамовый штокверк не выделяется незначимыми значениями коэффициента корреляции, является большая величина скользящего окна, которая более чем в 2 раза превышает площадные размеры штокверка (см. разд. 4.1). Этот вывод подтвержден результатами построения схемы КРК с несколько меньшим (0,9 x 0,9 км) окном непосредственно по площади штокверка, приведенными на рис. 26, II. При таком окне уже половину штокверка можно выделить по незначимым значениям коэффициента корреляции, остальную часть — по значениям от +0,3 до +0,4. Севернее границы штокверка отмечают второй резкий градиент КРК — от +0,4 до +0,6.

Подобная картина изменения коэффициента корреляции над штокверком очень близка к характеру изменения КРК над прерывистыми метасоматитами, что достаточно четко видно из сравнения графика коэффициента корреляции по линии АБ, приведенного на рис. 25, III, и теоретического графика над прерывистыми метасоматитами (см. рис. 18, б, IV), при расстоянии между метасоматическими телами менее

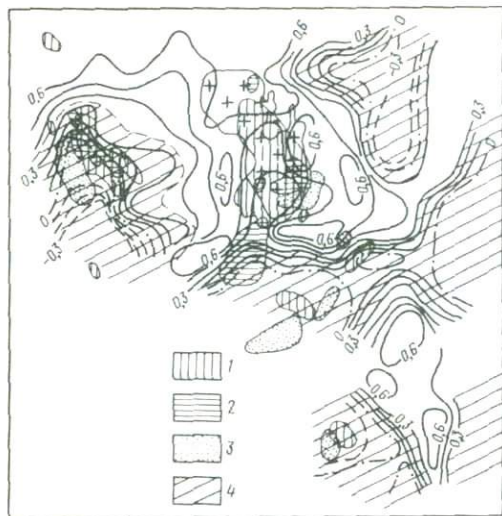


Рис. 26. Схема эндогенных ореолов рассеяния вольфрама (1), молибдена (2), олова (3) и изолинии рангового коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости Карабинского рудного поля (по материалам А.А. Фролова и С.В. Белова, 1981).

4 – область развития метасоматитов по петрофизическим данным.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 21

четверти размера палетки и мощности каждого тела не более половины размера палетки. Прерывистость метасоматитов в пределах штокверка может быть обусловлена тем, что мощность зон околожильной грейзенизации очень невелика, и только в случае сгущения таких жил можно говорить о метасоматическом теле. Видимо, штокверк представляет собой серию сближенных рудных жил, разделенных интервалами более редкого прожилкования. При более интенсивной метасоматической проработке по площади, как на Солнечном месторождении и Молибденовом участке, где помимо указанных изменений отмечают калишпатизацию, альбитизацию и флюорит-редкометалльные метасоматиты, месторождения можно выделить по зонам нарушения корреляции.

Таким образом, даже при неблагоприятных условиях (значительно большие размеры палетки относительно их оптимальных параметров и малые мощности зон околорудной грейзенизации) по данной методике возможно достаточно надежное выделение участков максимального проявления общего гидротермального метасоматоза и рудного процесса.

Формация калишпатизированных гранитов изучена на примере Жирекенского молибденового месторождения. Геологическое строение рудного поля отличается довольно простым строением: оно все сложено гранитоидами различных комплексов (рис. 27). Рудное поле в целом контролируется зонами разломов северо-восточного простирания, проходящими в обрамлении наложенной мезозойско-кайнозойской впадины, пересекаемыми поперечными (субмеридиональными и др.) нарушениями. На месторождении широко развиты дайки, являющиеся

экранами и контролирующие размещение скоплений рудных минералов.

Месторождение представляет собой изометричный штокверк столбообразной формы и характеризуется широким развитием процессов калишпатизации в центральной части месторождения и окварцевания на его флангах. Отмечают пострудную аргиллизацию, выделены участки альбитизированных пород. В пределах рудного поля выявлено также несколько рудопроявлений: Кавектинское, Безыманное, Ширгинское, характеризующихся близким к описанному месторождению строением и комплексом гидротермально измененных пород.

По результатам петрофизических исследований с помощью палетки 2 x 2 км была построена карта изолиний КРК значительной части рудного поля, приведенная на рис. 27. Как следует из рисунка, наиболее крупные и сближенные участки калишпатизированных пород приурочены к областям нарушения корреляции или к градиентным зонам изменения КРК. В области нарушения корреляции попадают собственно Жирекенское месторождение и два (из четырех) рудопроявления; два рудопроявления приходятся на градиентные зоны в интервале изолиний КРК от +0,3 до +0,4 и от +0,4 до +0,5. И только одно рудопроявление попадает в область устойчивых положительных значений КРК (более +0,7). Последнее рудопроявление отличается очень незначительными параметрами оруденения, слабой гидротермальной проработкой гранитоидов и расположено отдельно от основной массы проявлений и измененных пород. В соответствии с теоретическими построениями оно и не должно было проявиться при построениях с палеткой размером 2 x 2 км. Два другие проявления, расположенные в градиентных областях КРК, при учете отмеченного выше положения о выделении границы метасоматитов по изолинии +0,3 плюс расстояние, равное половине шага смещения, попадают в области нарушения корреляции.

Из приведенной схемы изолиний КРК следует, что области нарушения корреляции в северной части по контрастности и размерам не хуже области, к которой приурочено Жирекенское месторождение, и требуют, вероятнее всего, дополнительных оценочных работ — как на приуроченных к ним рудопроявлениях, так и на прилегающих площадях.

Формацию аргиллизитов изучали в пределах рудного поля с оруденением молибденовой формации, геологическое строение и результаты детального изучения которого рассмотрены выше (см. рис. 22, 23). На площади рудного поля была проведена обработка петрофизических данных и построена карта изолиний КРК с использованием статистической палетки размером 2 x 2 км, что соответствует масштабу 1:50000 (рис. 28). Как видно из рисунка, в пределах участка выделяют два заметных минимума коэффициента корреляции. Первая область незначимых значений, располагающаяся в центральной части, представляет собой овал, вытянувшийся вдоль основной рудоконтролирующей структуры. Вторая область нарушения корреляции между плотностью и маг-

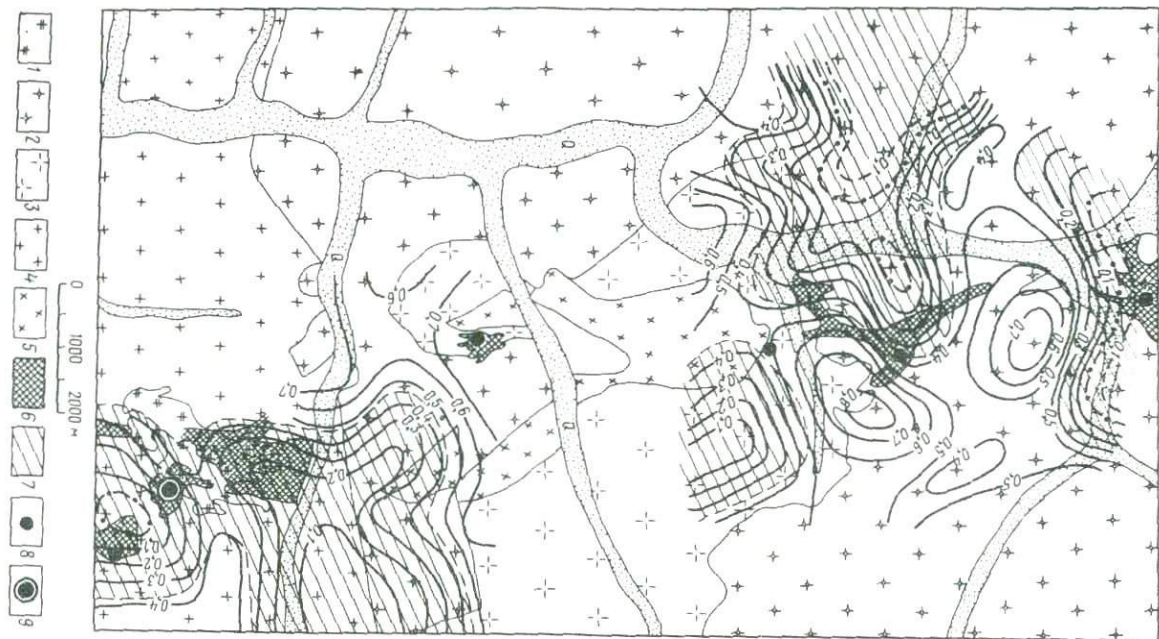


Рис. 27. Проявления калишпатизированных гранитов и молибденового оруденения Жирекенского рудного поля в поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости с палеткой 2 x 2 км (геологические данные В.Т. Покалова и др.).

Граниты: 1 — амуджинского комплекса, 2 — палеозойские биотитовые среднезернистые, 3 — палеозойские крупнозернистые, 4 — амананского комплекса, 5 — мезозойские мелкозернистые; зоны калишпатизированных пород: 6 — по геологическим, 7 — по петрофизическим данным; 8 — рудопроявления; 9 — месторождения

нитной восприимчивостью сложной конфигурации, связанная небольшим перешейком с первой областью, расположена в южной части.

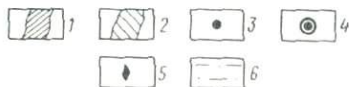
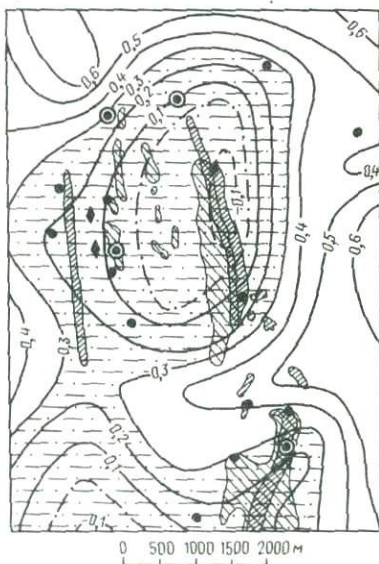
По результатам сопоставления карты изолиний КРК с геологическими данными можно сделать следующие выводы.

1. Более 90 % всех установленных участков проявления аргиллизации приурочено к зонам минимумов коэффициента корреляции. Около 80 % зон и участков эйситизированных горных пород также располагается в пределах зон минимумов. Интересно отметить, что пережим между двумя областями нарушения корреляции совпадает с областью, характеризующейся слабым развитием метасоматитов (небольшие разрозненные зоны) и разделяющей две основные области распространения метасоматитов.

2. Все проявления рудной минерализации располагаются в пределах областей незначительных значений КРК, тяготея чаще всего к местам максимального градиента последнего. Эндогенные геохимические ореолы

Рис. 28. Карта изолиний коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью, полученная с использованием статистической палетки 2 x 2 км, по участку интенсивного развития метасоматитов формации аргиллизитов с оруденением молибденовой формации.

Метасоматиты формации: 1 — эйситов, 2 — аргиллизитов, 3, 4 — соответственно проявления и рудопроявления гидротермальной минерализации; 5 — вновь выявленные рудопроявления; 6 — площадь максимального развития метасоматитов по петрофизическим данным. Остальные усл. обозн. см. на рис. 21



и точки минерализации в 70 % случаев пространственно также совмещены с зонами нарушения корреляции.

Из сопоставления данной карты (см. рис. 28) с картой изолиний КРК, полученной при детальном изучении с использованием палетки размером 0,5 x 0,5 км (см. рис. 23), вытекает несколько важных выводов.

Во-первых, мощную зону метасоматитов в восточной части участка при обеих величинах палетки можно выделить как единую градиентную область нарушения корреляции общего субмеридионального простирания; при размере статистической палетки 0,5 x 0,5 км градиентная область отличается лишь более извилистым ходом изолиний КРК и большей величиной градиента. Более локальные прерывистые зоны метасоматитов в западной части, выделяющиеся при использовании палетки 0,5 x 0,5 км в виде серии локальных минимумов корреляции, разделенных повышенными значениями КРК (см. рис. 23) при палетке больших размеров объединяются в единую зону.

Во-вторых, со стороны единого мощного тела метасоматиты большой протяженности, являющегося результатом воздействия двух процессов (аргиллизации и эйситизации), при обоих размерах статистической палетки (и особенно при размерах палетки 2 x 2 км) отмечают более резкий градиент КРК по сравнению с западной частью, характеризующейся развитием прерывистых метасоматитов.

В-третьих, несколько обособленный от основной зоны минимум КРК (до нулевых значений) в восточной части участка, выделенный при использовании палетки 0,5 x 0,5 км, на карте КРК, построенной с помощью палетки 2 x 2 км, не выделяют как область нарушения корреляции — на этом месте выявлено лишь относительное понижение КРК до величины меньше +0,4 и "затягивание" изолиний более высоких значений в восточном направлении, что подчеркивает ослабление корреляции в этой области.

Комплекс метасоматитов, находящийся преимущественно на стадии кислотного выщелачивания, изучали на одной из площадей Дальнегорского рудного района, характеризующейся широким развитием эндогенных наложенных процессов и наличием ряда оловянно-полиметаллических и полиметаллических месторождений и рудопоявлений.

Геологическое строение изученной площади отличается большой сложностью. Основная часть сложена различными вулканогенными образованиями (андезитами, андезитобазальтами, липаритами и их туфами, игнимбритами, дацитами и их туфами и др.) палеогенового и мелового возраста. Выделяют ряд вулканоплутонических структур различных размеров и структур кальдерного типа, выполненных вулканогенными и интрузивными образованиями, дайками датско-палеоценового, датского, ранне- и позднеэоценового и сеноман-туронского пестрого

состава. Терригенные образования имеют ограниченное распространение и закартированы только в юго-западной части площади.

Обнаружена тесная пространственная связь оруденения с биотитизированными породами: оруденение располагается либо в слабо биотитизированных породах, либо в зоне пропилитовидных изменений, относящихся к региональным изменениям. В пределах рудных полей развиты локальные околорудные гидротермальные изменения – окварцевание, серицитизация, хлоритизация, сульфидизация и ряд других. При детальном изучении месторождений выделяют кварц-серицит-гидрослюдистые и кварц-серицит-хлорит-гидрослюдистые метасоматиты, обнаруживающие связь с рудными телами. Руды сложены галенитом, сфалеритом, магнетитом, касситеритом, олигонитом, опалом и кварцем. Месторождения относят либо к полиметаллическому, либо к галенит-сфалеритовому типу касситерит-сульфидной формации. Рудные тела на всех месторождениях локализируются в вулканитах.

По результатам петрофизических исследований, проведенных А.Н.Сокоревым (ПГО "Приморгеология"), авторы, применяя палетку 2 x 2 км, построили карту изолиний КРК, приведенную на рис. 29. Из сопоставления этой карты с геологическими данными по изменениям горных пород и распределению оруденения можно сделать следующие выводы.

1. Более 90 % всех закартированных гидротермально измененных пород пространственно совпадает с областями нарушения корреляции.

2. В область положительных значений КРК попадают участки эпидотизированных (по андезитодацитам) пород на севере площади, отдельные участки развития кварцевых прожилков и единичные участки окварцованных пород. Участки осветленных пород лишь своими краевыми частями заходят в области значимых ($> +0,3$) значений коэффициента корреляции, и только один крупный ореол в центре площади на значительной своей части характеризуется значениями КРК более +0,4.

3. Все месторождения и рудопроявления пространственно совмещены с областями нарушения корреляции и зонами градиентов КРК вблизи изолиний +0,3.

Кроме того, следует отметить, что карта изолиний КРК в значительной мере отражает развитие разрывной тектоники. Например, в восточной части площади изолинии КРК и зоны градиентов имеют преимущественно меридиональную ориентировку, что вполне согласуется с наличием здесь крупных субмеридиональных структур; на юге площади зафиксированы крупные субширотные структуры, что находит отражение в преимущественно широтной направленности изолиний КРК.

Рассмотрим пример выделения метасоматитов, находящихся на стадии кислотного выщелачивания, в иной геологической ситуации в пределах рудного поля с оловянным оруденением. Рудное поле сложено преимущественно терригенными породами мезозоя, хотя доста-

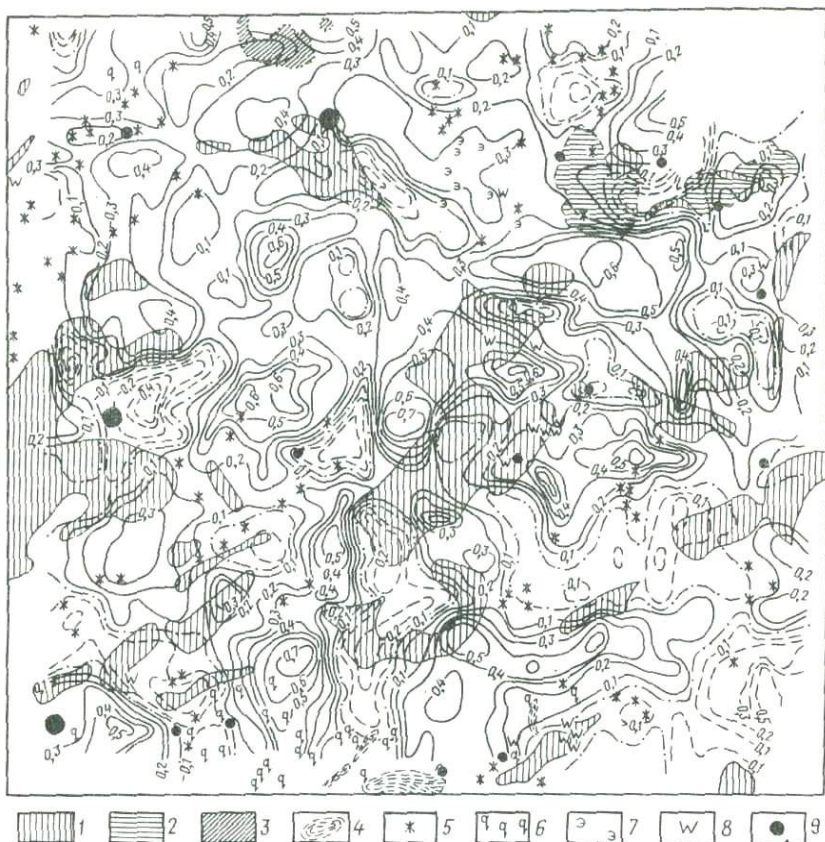


Рис. 29. Карта изолиний коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью по площади Дальнегорского рудного района (геологические данные А.Н. Сокарева).

Зоны: 1 — осветленных пород, 2 — биотитизации, 3 — контактового метаморфизма, 4 — интенсивного развития кварцевых прожилков; 5 — окварцевание; 6 — кварцевые жилы; 7 — эпидотизация; 8 — серицитизированные вторичные кварциты; 9 — месторождения.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 21

точно широко развиты и вулканогенные образования, особенно в юго-восточной части площади (рис. 30). Из гидротермалитов широко развиты белые и пятнистые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые метасоматиты, а в юго-западной части площади — аргиллизация. На этой площади выявлено и оценено несколько месторождений и рудопроявлений олова, локализирующихся в основном в терригенных породах. На рис. 30 показано положение всех выявленных в результате

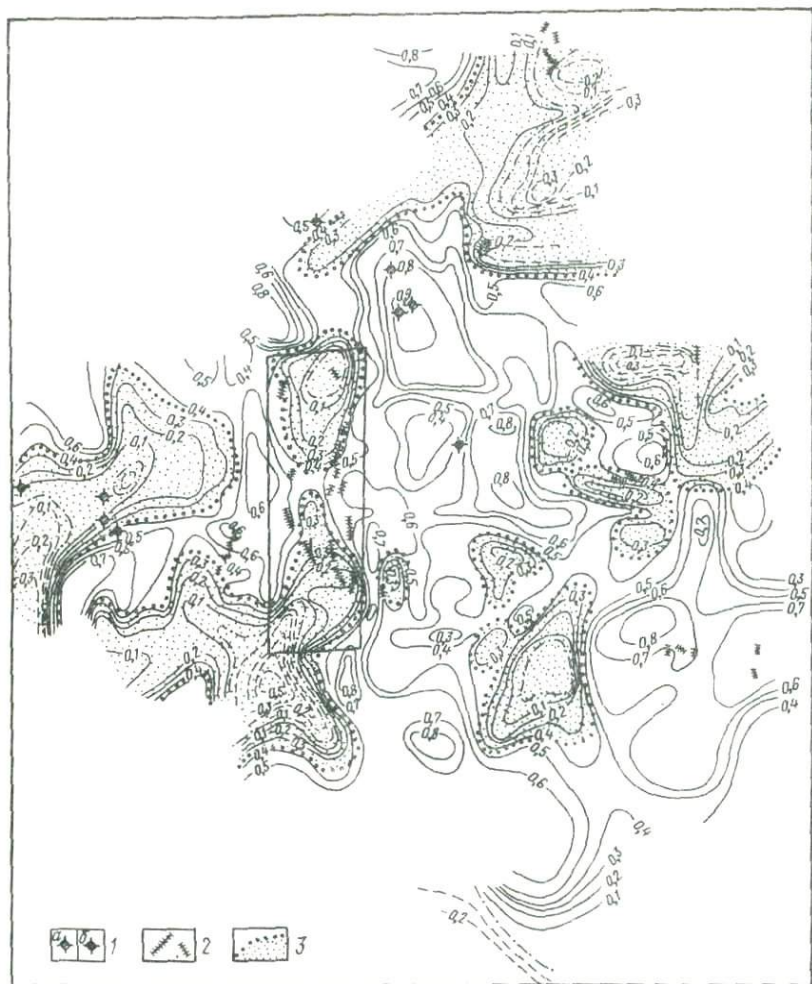


Рис. 30. Карта изолиний коэффициента ранговой корреляции магнитной восприимчивости и плотности по одному из оловорудных полей Приморья, построенная с использованием палетки 2 x 2 км (по материалам А.Н. Сокарева).

1 — проявления: олова (а), свинца (б); 2 — касситеритовые рудные тела; 3 — зоны метасоматитов по петрофизическим данным.

В прямоугольном контуре выделено месторождение.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 21

поисково-разведочных работ рудных тел. По материалам А.Н. Сокарева одним из авторов была построена карта изолиний КРК этой площади с использованием палетки размером 2 x 2 км (масштаб 1:50000), приведенная здесь же. Из рисунка видно, что месторождения, характеризующиеся сгущением рудных жил на значительной площади, пространственно ограничиваются областями нарушения корреляции. Зоны наиболее крупных нарушений корреляции расположены в северо-восточной и юго-западной частях площади и охватывают основные рудоносные участки. Некоторые рудопроявления зафиксированы очень небольшими областями нарушения корреляции, а одно из них в юго-восточной части не выделяют вообще. Эти данные указывают на справедливость выводов о соотношении размеров палетки и зон гидротермально измененных пород. Большая часть рудных жил расположена в краевых частях областей нарушения корреляции, в зонах градиента КРК. Более того, ориентировка рудных жил совпадает в подавляющем большинстве случаев с направлением градиентных зон КРК и общего хода изолиний.

Накопленный к настоящему времени материал по применению рассматриваемой методики на различных стадиях поисковых работ, часть которого приведена в настоящем разделе, позволяет отметить следующие основные закономерности.

Во-первых, при соответствующих размерах скользящей палетки, выбранной исходя из величин подлежащих выявлению на данной стадии работ объектов, области нарушения корреляции выделяют не менее 80 % площадей развития гидротермально измененных пород, включая изменения рудной и пострудной стадий.

Во-вторых, все месторождения, большая часть рудопроявлений, точек минерализации и аномалий в коренных породах (при соответствующих размерах палетки) пространственно оконтуриваются областями нарушения корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью пород.

В-третьих, наиболее интересные рудные объекты, подлежащие выделению на данной стадии работ с помощью палетки определенных размеров, локализуются в краевых градиентных частях областей нарушения корреляции.

В-четвертых, зависимость параметров зон гидротермально измененных пород от размеров палетки позволяет последовательно выделять наиболее перспективные площади для работ на следующей стадии и осуществлять предварительную разбраковку выявленных проявлений, аномалий и т.д. Например, если на стадии общих поисков, в результате применения палетки 2 x 2 км, на данной территории не выявлены области нарушения корреляции, то месторождения не будет, даже при наличии рудных пересечений и рудных точек. Здесь могут быть выявлены рудопроявления и аномалии (см. рис. 30, юго-восточный участок).

Выше были показаны возможности использования петрофизических

данных по предлагаемой методике на различных этапах собственно поисковых работ. Этот способ применим также и на стадии подготовки площадей к поиску и при прогнозных среднемасштабных построениях. Покажем это на примерах по сводовой части Воронежского кристаллического массива и району одной из мезозойских впадин Забайкалья.

Открытие в течение последних двух десятилетий в пределах Воронежского массива рудопроявлений полиметаллов, золота, цветных и редких металлов в породах кристаллического фундамента и чехла, сходство строения кристаллического массива с другими древними щитами приводят к необходимости пересмотреть перспективы выявления здесь эндогенных месторождений. В процессе многолетних картировочных и поисково-разведочных работ на железо в докембрийских образованиях, главным образом среди пород Курской серии, были обнаружены многочисленные проявления эндогенных процессов. Наиболее распространены среди них щелочной метасоматоз (альбитизация пород, развитие щелочных пироксенов и амфиболов), окварцевание, карбонатизация. В связи с этим гидротермально-метасоматические образования совпадают с повышенными концентрациями полиметаллов, золота, молибдена и некоторых других элементов. Вместе с тем выделение перспективных площадей для поисков в настоящее время затруднено из-за слабой и крайне неравномерной изученности бурением докембрия, тем более затруднено выделение и картирование площадей с признаками проявления гидротермальных и рудных процессов.

С целью выяснения возможности использования корреляционных характеристик физических свойств для выделения перспективных площадей, характеризующихся максимальным развитием всех видов гидротермально-метасоматических процессов различных стадий и соизмеримых по площади с рудными узлами и рудными районами, для территории Воронежского кристаллического массива была проведена обработка петрофизических данных и построена схема изолиний коэффициента ранговой корреляции в масштабе 1:200000 для Старо-Оскольского железорудного узла. В ее основу положены результаты собственных петрофизических исследований и многочисленные определения физических свойств, выполненные местными организациями.

Старо-Оскольский узел охватывает юго-восточную часть Тим-Ястребовской и северо-западную часть Волотовской грабен-синклинальных структур, ряд параллельных им более мелких складок и характеризуется широким развитием гранитоидов эпохи средне-протерозойской тектономагматической активизации (рис. 31). Для него характерно довольно сложное тектоническое строение, выражающееся в развитии всех основных систем разрывных нарушений – ортогональной и диагональной. Была построена карта изолиний КРК площади узла с использованием палетки 17 x 17 км. В связи с тем, что на большей части площади количество точек в выборке составляло 10–15, границей значимых

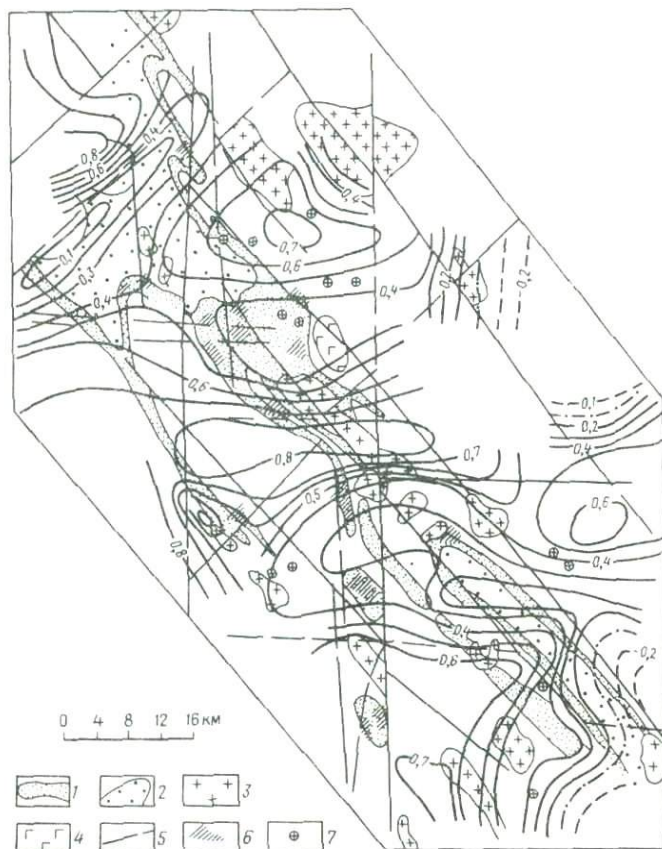


Рис. 31. Схема геологического строения и изолиний КРК между плотностью и магнитной восприимчивостью Старо-Оскольского узла с использованием статистической палетки 17 x 17 км.

1 – амфиболы, порфиroidы, кристаллические сланцы, кварциты верхнего архея – нижнего протерозоя (михайловская и курская серии); 2 – вулканогенные и осадочные породы нижне-среднего протерозоя (оскольская серия); 3 – гранитоиды атаманского комплекса; 4 – габбро, диориты, гранодиориты стойло-николаевского комплекса; 5 – основные разломы; 6 – гидротермально измененные породы (щелочной метасоматоз, окварцевание и др.); 7 – проявление золота, молибдена, полиметаллов.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 21

значений корреляции в соответствии с теорией (см. выше) было принято значение $+0,4$; меньшие значения коэффициента корреляции отнесены к незначимым, характеризующим области нарушения корреляции.

Как видно из рисунка, в пределах рассматриваемой территории

выделяют несколько областей нарушения корреляции различной формы, ориентировки и размеров (протяженностью до 20 км и более при ширине до 5–8 км). Эти области располагаются либо вдоль крупных зон разломов, либо между сближенными параллельными разломами. Выявленные участки гидротермально измененных пород в подавляющем большинстве (не менее 80 %) пространственно приурочены к областям нарушения корреляции или к зонам резких изменений КРК вблизи изолинии +0,4. С областями высоких значений КРК связаны единичные участки измененных пород. Из 13 показанных на рис. 31 проявлений полезных ископаемых (полиметаллы, молибден, золото и др.) восемь также приурочено к областям нарушения (в контуре изолиний $< +0,4$) и два расположены в области максимального градиента КРК между изолиниями +0,4 и +0,5; и только три проявления находятся в области высоких положительных значений коэффициента корреляции, что составляет всего 25 % от общего числа проявлений.

На примере проявлений щелочного метасоматоза видно, что с увеличением интенсивности и масштабности эндогенных процессов заметно понижаются значения коэффициента ранговой корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород. Широтная зона нарушения корреляции, прослеживающаяся через район г. Старый Оскол, характеризуется значениями КРК 0,3–0,4, хотя и отличается от окружающих участков (0,6–0,8) в 2 раза. По наблюдениям в карьерах железорудных месторождений, процесс щелочного метасоматоза выражается здесь (по данным И.Н. Реутиной) в незначительном развитии щелочных амфиболов и пироксенов (псевдоморфозы ребикита и родезита по микроклину, очень редко альбитизация пород). Расположенная южнее зона нарушения корреляции, прослеживающаяся в широтном направлении через северное замыкание Волотовской грабен-синклинали и захватывающая юго-восточную часть площади, характеризуется более низкими значениями КРК (вплоть до отрицательных). По имеющимся данным, более интенсивно проявился здесь и процесс щелочного метасоматоза. В северной части Волотовской структуры и в пределах почти всей Чернянской синклинали выявлены тела альбитизированных пород мощностью до 30 м, а также зоны интенсивной эгиринизации и ребекитизации.

Второй пример среднемасштабных петрофизических исследований относится к району с двухэтажным строением и охватывает территорию Оловской и Зюльзинской депрессий и их обрамление. Нижний структурный этаж представлен осадочными, вулканогенно-осадочными, магматическими образованиями нижнего протерозоя, претерпевшими региональный метаморфизм амфиболитовой формации. Верхний структурный этаж сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнеюрско-нижнемелового возраста, которые выполняют указанные впадины. Горные породы депрессий прорваны субвулканическими телами андезитов, андезитодацитов и базальтов.

Из околорудных метасоматитов в пределах участка развиты низкотемпературная аргиллизация и эйситизация, кроме того, породы нижнего структурного этажа испытали гидротермальные изменения формаций калишпатизированных, альбитизированных гранитов и грейзенов. В разные годы на этой территории обнаружены проявления молибдена, флюорита, вольфрама, ртути и некоторых других полезных ископаемых.

По материалам ПГО "Читагеология" и собственных исследований построена карта изолиний КРК площади впадин в масштабе 1:200000 с применением палетки размером 10 x 10 км (рис. 32). На карте выделена обширная область незначимых значений коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью на севере площади и несколько локальных областей на северо-западе и юго-востоке.

Анализируя на этой карте изолиний КРК расположение закартированных участков с эндогенными изменениями и проявлениями рудной минерализации, можно отметить, что практически все участки установленных измененных пород и подавляющее большинство проявлений молибдена, флюорита, ртути и т.д. приурочены к областям нарушения корреляции и к переходным (градиентным) зонам КРК. Таким образом, обработка результатов площадного изучения физических свойств горных пород методом ранговой корреляции в средних масштабах (на стадии прогнозных построений) вместе с прямыми геологическими данными дает возможность наметить соизмеримые с площадью рудных узлов и районов участки максимального развития эндогенных процессов и определить структурную позицию таких участков. Учитывая, что рудные концентрации обычно располагаются внутри полей гидротермально измененных пород, такие участки могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных для выявления эндогенных месторождений.

Выше были рассмотрены примеры, в которых результаты петрофизических исследований сравнивались с геологическими данными, полученными независимо в процессе обычных поисковых, картировочных и оценочных работ до или одновременно с построением карт изолиний коэффициентов корреляции. На рис. 33 показан пример другого характера, когда результаты петрофизических исследований предшествовали геологическому изучению площади, которое опиралось на построенную карту изолиний КРК.

Приведенная на рисунке площадь представляет собой часть куполовидного поднятия, в краевой южной части которого в период верхнеюрско-нижнемеловой тектономагматической активизации сформировалась депрессия. Формирование купола связано с процессами гранитизации, развивавшимися в узле пересечения глубинных разломов. Периферийные части этой структуры выражены гнейсо-гранитами и крупнозернистыми порфиroidными гранитами, а центральные части купола – гранодиоритами, гнейсо-гранодиоритами, кварцевыми диоритами нижнепротерозойского возраста. Депрессия верхнеюрско-нижне-

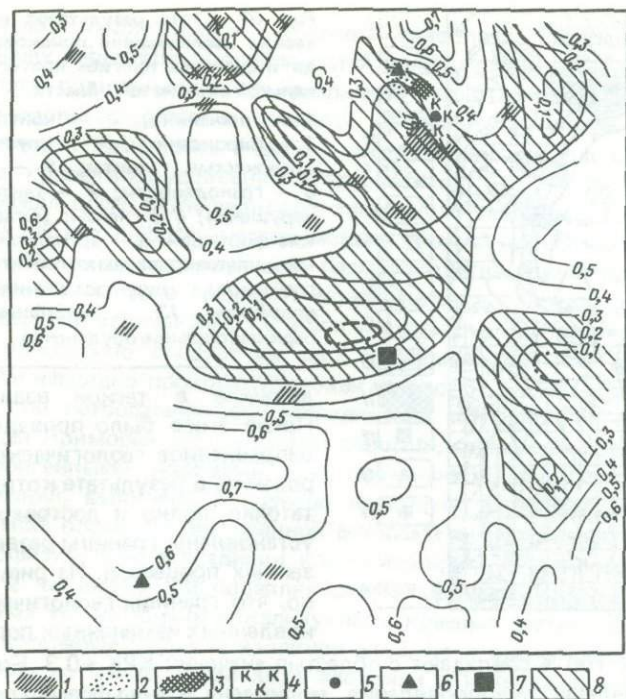


Рис. 32. Карта изолиний коэффициента ранговой корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью и проявлений гидротермального процесса по району Оловской и Зюльзинской мезозойских впадин Восточного Забайкалья с палеткой 10 x 10 км.

Формации: 1 — аргиллизитов, 2 — грейзенов, 3 — альбитизированных гранитов; 4 — калишпатизированные граниты; проявления: 5 — молибдена, 6 — вольфрама, 7 — киновари, 8 — области максимального развития метасоматитов по петрофизическим данным

мелового возраста сложена континентальными аллювиально-озерными и вулканогенными образованиями. В ее краевой части вблизи контакта с гранитоидами выявлено редкометалльное оруденение.

Для изучения последнего в пределах указанной площади было проведено петрофизическое опробование примерно по сети 500 x 500 м и построена карта изолиний КРК с окном 2 x 2 км. С помощью этой карты был изучен состав наименее измененных пород по образцам, попадающим в области высокой положительной корреляции, и характер изменения минерального состава в образцах, приуроченных к области нарушения корреляции. Было установлено развитие в таких областях трех процессов: аргиллизации, калишпатизации и грейзенизации, нахо-

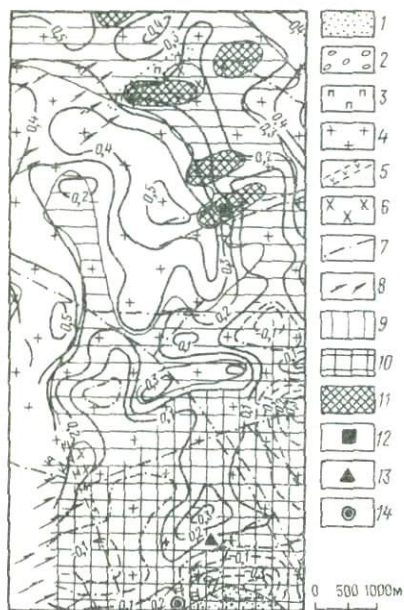


Рис. 33. Карта результатов петрофизических исследований поисковой площади в пределах прогиба протогеоинклинальной складчатой области.

1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — пироксениты; 4 — крупно- и мелкозернистые граниты; 5 — диориты; 6 — гранодиориты; 7 — тектонические нарушения; 8 — гнейсы; метасоматические формации: 9 — аргиллизитов, 10 — калишпатизированных гранитов, 11 — грейзенов; рудопоявления: 12 — вольфрама, 13 — молибдена; 14 — редкометалльное оруденение

двущихся в тесной взаимосвязи. После этого было проведено целенаправленное геологическое картирование, в результате которого достаточно полно и достоверно были установлены границы развития указанных процессов. Из рисунка видно, что границы геологически установленных измененных пород прак-

тически на 100 % совпадают с областью значений КРК $+0,3$. Более того, были выявлены рудопоявления молибдена и вольфрама, положение которых относительно значений КРК характеризуется теми же особенностями, что и в рассмотренных выше примерах.

Подводя итог изложенному, следует остановиться еще на одном положении, вытекающем из опыта работ данным методом.

Полученный к настоящему времени материал позволяет отметить ряд устойчивых закономерностей в размещении участков гидротермального оруденения различного иерархического уровня (рудные тела, зоны, месторождения), которые выделяют по нарушению корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью с помощью палеток разных размеров. Эти закономерности могут быть использованы для выявления перспективных участков на всех стадиях поисковых работ.

В предыдущих разделах было показано, что практически все выявленные объекты (от рудопоявлений и отдельных рудных тел до месторождений) пространственно приурочены к областям нарушения корреляции (в контуре изолиний $+0,3$). Этот факт позволяет говорить о том, что области нарушения корреляции соответствуют площадям, наиболее перспективным на выявление гидротермального оруденения. Однако такой вывод при всем его положительном и важном характере является довольно общим, поскольку рудоносные метасоматиты составляют лишь часть от общей массы гидротермально измененных пород.

Анализ накопленного материала позволяет наметить ряд более локальных характерных особенностей полей коэффициента корреляции, присущих рудным объектам различной масштабности, которые дают возможность выделять в пределах областей нарушения корреляции относительно небольшие участки, соответствующие площадям максимального развития рудоносных метасоматитов.

Прежде всего устанавливают следующую закономерность: каждый рудный объект любого иерархического уровня (от аномалий до месторождений) при соответствующем размере палетки (окна) пространственно приурочен к зоне градиента коэффициента корреляции на границе со значимыми величинами, т.е. вблизи изолинии $+0,3$. Этот вывод достаточно однозначно следует из всех приведенных выше рисунков, но наиболее наглядно проиллюстрирован на рис. 31, на котором приведены результаты петрофизических исследований по одной из оловоносных площадей Приморья. На указанной площади, сложенной преимущественно терригенными породами при подчиненной роли вулканогенных образований, выявлено и оценено несколько месторождений и рудопроявлений олова. Из построенной авторами по материалам Кавалеровской геофизической экспедиции карты изолиний КРК с помощью палетки 2×2 км видно, что подавляющее большинство разведанных касситеритовых тел не только локализуется в краевых частях областей нарушения корреляции вблизи изолинии $+0,3$, но и ориентировано преимущественно по направлению хода изолиний в интервалах наиболее резкого изменения коэффициентов корреляции.

Указанная особенность размещения рудных объектов более четко проявляется на картах изолиний КРК, построенных с использованием палеток от $0,5 \times 0,5$ до 2×2 км, т.е. при исследованиях масштабов $1:10000-1:50000$.

Как известно, довольно широкий круг исследователей, занимающихся проблемой гидротермального метасоматоза и связанного с ним оруденения, считает, что в настоящее время при поисках и оценке гидротермального оруденения необходимо изучать не только окolorудно-измененные породы, а всю совокупность гидротермальных изменений — до-, около- и пострудных. Это определяется тем, что (по имеющимся довольно многочисленным данным) интенсивность дорудного процесса находится в прямой зависимости от масштабности общего гидротермального процесса [27]. Рассмотренные выше практические результаты петрофизических исследований вполне согласуются с этим положением.

Из практических данных вытекает, что размер области нарушения корреляции (которая характеризует всю сумму гидротермальной проработки) при одной и той же величине палетки существенно различен на рудных объектах различной масштабности: чем меньше объект, тем меньше область нарушения корреляции, а над мелкими (для данной палетки) объектами она не фиксируется вообще. Достаточно ярко

это видно из данных, приведенных на рис. 31, по результатам обработки с применением палетки размером 2 x 2 км. Дорожное месторождение олова, расположенное в центральной части площади, приурочено к краевой зоне наиболее обширной области нарушения корреляции. Над одним из рудопоявлений в восточной части отмечен небольшой по размерам участок нарушения корреляции субширотного простирания, а очень мелкие проявления в юго-восточной части не выделены вообще.

Эти данные указывают на наличие прямой зависимости масштабности оруденения от интенсивности общего гидротермального процесса. Если принять эти два положения за основу, подтвержденную практическими данными, то по результатам петрофизических исследований по рассматриваемой методике возможна предварительная оценка потенциальной масштабности оруденения и разбросов аномалий и проявлений по их значимости. Вся совокупность имеющегося фактического материала позволяет утверждать следующее:

отсутствие в пределах изучаемой территории областей нарушения корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью при использовании палетки 10 x 10 км и 5 x 5 км указывает на отсутствие потенциального рудного узла или рудного поля, но не исключает наличия отдельных месторождений, рудопоявлений и т.д.;

отсутствие областей и зон нарушения корреляции при исследованиях с помощью палетки 2 x 2 км является признаком отсутствия промышленного месторождения, но не исключает наличия мелких (непромышленных) месторождений, рудопоявлений и т.д.;

отсутствие участков нарушения корреляции при исследованиях палеткой 0,5 x 0,5 км свидетельствует об отсутствии рудных зон, крупных рудных тел, штокверков, но не исключает наличия мелких рудных тел, рудопоявлений и аномалий;

наилучшими потенциальными перспективами обладают области нарушения корреляции, занимающие большую площадь при одинаковых размерах палетки;

при прочих равных условиях наибольшие перспективы с точки зрения выявления масштабного (для данной стадии работ) объекта имеют области нарушения корреляции, характеризующиеся наличием в краевой переходной зоне участков с высокими градиентами изменения КРК на границе с областями больших ($> +0,5$) положительных значений коэффициента корреляции.

Таким образом, как следует из рассмотренного материала, результаты петрофизических исследований, выраженные в виде карт изолиний рангового коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью, позволяют не только выделить площади максимального развития метасоматитов, но и локализовать в их пределах наиболее перспективные на выявление гидротермального оруденения участки и дать предварительную оценку возможной масштабности оруденения.

Осуществляют решение этих вопросов на основе следующих критериев, выделяемых по картам изолиний КРК.

1. Наличие области нарушения корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью и ее площадные размеры; большую потенциальную перспективность имеют наиболее крупные области нарушения корреляции; отсутствие при заданном размере палетки подобных областей указывает на отсутствие рудных объектов данного таксономического уровня, но не исключает наличия более мелких объектов.

2. Приуроченность наиболее перспективных объектов (при заданном размере палетки) к краевым переходным частям областей нарушения корреляции; чем ближе к центральной части области нарушения корреляции, тем меньше потенциальная масштабность оруденения.

3. Контрастность переходной зоны от незначимых значений корреляции к положительным, выражаемая величиной градиента КРК между двумя соседними расчетными точками при шаге смещения палетки на четверть ее размера; наибольший интерес представляют участки переходной области, характеризующиеся изменением КРК на указанном интервале не менее 0,3 и прилегающие к областям максимальных положительных значений коэффициента корреляции ($> +0,5$).

Указанные критерии иллюстрируются рис. 34, на котором приведены гистограммы распределения рудных объектов различной масштабности относительно элементов полей КРК между плотностью и магнитной восприимчивостью при использовании палеток разных размеров. Из рисунка видно, что при большом окне выделяется вся площадь развития эндогенных, в том числе рудного, процессов различной масштабности. По мере уменьшения размера палетки более четко разделяется позиция в полях КРК рудных объектов разной величины, что позволяет достаточно надежно локализовать площади с целью поисков на последующей стадии.

В заключение настоящего раздела следует остановиться на следующих очень важных положениях.

В настоящее время точность измерения магнитной восприимчивости такова, что позволяет фиксировать значения восприимчивости порядка $(0, n - n) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Такая точность обеспечивает регистрацию изменения в объемных концентрациях около 0,001 % ферромагнетиков и от десятых долей до первых процентов пара- и диамагнетиков. Точность определения плотности не ниже $0,02 \text{ г/см}^3$ для денситометрии и $0,01 \text{ г/см}^3$ при гидростатическом взвешивании. При такой точности непосредственно по петрофизическим данным, исходя из приводимых в табл. 9 данных по изменению плотности пород с увеличением при гидротермальном процессе содержания ряда минералов на 1 %, могут быть зафиксированы изменения плотности для следующих процессов, приводящих к образованию:

плотных относительно плотности исходных пород минералов:

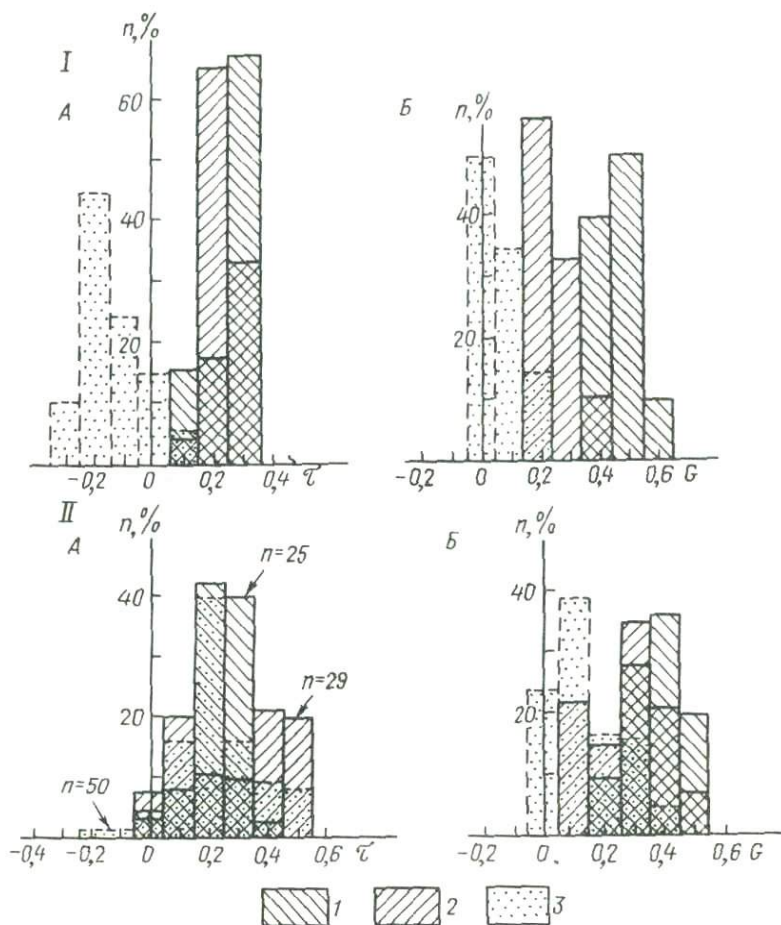


Рис. 34. Гистограммы распределения эндогенных рудных объектов разной величины относительно элементов полей КРК плотности и магнитной восприимчивости для палеток размером, км: 0,5 x 0,5 (I), 2 x 2 (II).

Распределение объектов относительно: А – величины значений КРК τ , Б – градиентов изменения КРК G на границе перехода к значимым положительным значениям при $r / 0,5L$.

n – количество объектов: 1 – месторождений, 2 – рудопроявлений, 3 – аномалий

3–10 % (эпидотизация, хлоритизация) в породах кислого состава;
 4–15 % (эпидотизация, хлоритизация) в породах среднего состава;
 10–20 % (эпидотизация и другие процессы с образованием более плотных минералов) в основных породах;

менее плотных относительно плотности минералов исходных пород: около 40–50 % (кварц) в породах кислого состава; 10–15 % (кварц) в породах среднего состава; 5 % (кварц) – до 10–15 % (хлорит) в породах основного состава.

Из приведенных данных видно, что по петроплотностным характеристикам достаточно надежно могут быть зафиксированы в подавляющем большинстве случаев практически все процессы средней (> 20 % минералов-новообразований), а в некоторых случаях и невысокой (5–10 %) интенсивности. Наряду с этим при близости плотностных свойств минерала-новообразования и плотности исходных пород могут быть не зафиксированы даже интенсивно (50 % и более новообразованных минералов) измененные породы.

В магнитных свойствах находят отражение даже очень слабо измененные породы, характеризующиеся образованием первых процентов новых минералов – пара- и диамагнетиков.

Приведенные цифры свидетельствуют о том, что при совместном изучении плотностных и магнитных свойств по петрофизическим данным вполне надежно могут быть выделены практически все процессы средней интенсивности, а в подавляющем большинстве случаев и слабо измененные породы с содержанием 5–15 % новообразованных минералов. Следует оговориться – эти цифры даны исходя из анализа только минералогической плотности без учета изменения пористости, которая связана обратной зависимостью с плотностью. Ее влияние может привести как к снижению нижнего предела уверенно фиксируемой интенсивности процесса, так и к его повышению.

Таким образом, по результатам петрофизических исследований, выраженных в виде карт изолиний коэффициента ранговой корреляции, выделяют площади различной степени перспективности и очередности поиска:

первой очереди – участки максимального изменения значений КРК (максимального градиента) в краевой части области нарушения корреляции вблизи участков с максимальными положительными значениями коэффициента;

второй очереди – краевая зона незначимых значений (от +0,3 до –0,3) области нарушения корреляции в целом;

третьей очереди – вся оставшаяся область нарушения корреляции.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что не следует абсолютизировать результаты, получаемые данным методом, поскольку не в каждой точке пространства, характеризующейся сочетанием указанных особенностей полей КРК, будет находиться гидротермальный рудный объект, а тем более искомая рудная формация, в силу того что данным методом выделяют хоть и очень важные, но все-таки косвенные критерии. Однако если на данной площади есть искомый объект, то он будет приурочен к участку, характеризующемуся указанными признаками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Говоря о месте рассматриваемой методики в комплексе поисковых геолого-геофизических исследований, прежде всего необходимо подчеркнуть, что она ни в коей мере не исключает применяющиеся в настоящее время способы петрофизических исследований для целей выявления гидротермально измененных пород, а существенно их дополняет. Это достигается расширением сферы эффективного использования таких методов в крупных и средних масштабах и появлением ряда дополнительных признаков, позволяющих повысить надежность выделения участков максимального развития гидротермально измененных пород и осуществить предварительную оценку их потенциальной рудоносности.

Практическая значимость разработанного метода заключается: во-первых, в выделении всей совокупности измененных пород, включая зоны малоинтенсивного метасоматоза, не фиксирующейся (или трудно обнаруживающейся) геологическими методами; во-вторых, в расширении реально выделяемых площадей и увеличении мощности разрезов околорудных метасоматитов, что позволяет использовать данный метод при поисках слепых рудных тел; в-третьих, в повышении эффективности геолого-геофизических работ при прогнозировании, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых.

В силу оперативности и, что немаловажно, невысокой стоимости включение предлагаемого метода в комплекс прогнозных и поисковых работ практически не удорожает стоимость поисков, зато дает поисковикам ряд дополнительных критериев для выделения перспективных площадей для работ на последующей стадии. Такие критерии могут быть получены непосредственно в поле по мере отработки площади. Наличие этих данных позволяет оперативно корректировать направление работ.

На стадии общих и специализированных поисков масштаба 1:50000 петрофизические исследования должны стоять в одном ряду с геохимическими и шлиховыми методами, поскольку они также несут информацию об участках развития рудного процесса. Однако, в отличие от последних, результаты петрофизических исследований реализуют по мере отработки площади опосредованно, давая возможность сконцентрировать внимание и дополнительные исследования на наиболее интересных с поисковой точки зрения площадях, более надежно выделить участки для работ на следующей стадии и предварительно наметить очередность их опосредованно с привлечением рассмотренных выше критериев и данных геохимической съемки.

При поисково-оценочных работах и на стадии предварительной разведки, когда еще недостаточно изучены закономерности распределения оруденения и морфология рудных тел, результаты петрофизических исследований по разрезу скважины и стенкам горных выработок с интервалом отбора образцов 1–5 м и построение графиков КРК могут дать существенный дополнительный материал для выбора и уточнения системы геологического опробования и интервалов бороздowego, кернового и других видов. Кроме того, эти же данные могут быть использованы при увязке рудных зон между скважинами и выработками.

На поисковой и последующих стадиях для изучения физических свойств необходимо использовать образцы, взятые в геологических маршрутах для геологической коллекции, изготовления шлифов и различных видов анализов. Организация измерений плотности и магнитной восприимчивости в полевых условиях не представляет трудностей в связи с наличием серийной аппаратуры весьма невысокой стоимости (сотни рублей) и высокой производительности измерений (до 150 образцов). Когда каменный материал поступает по мере отработки площадей, то его изучение не вызывает затруднений и может быть выполнено техником в полевых условиях по приведенным выше формулам. Для обработки этих же данных на больших площадях разработаны специальные программы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верховская Л.А.* Интерпретация выборочных коэффициентов корреляции, вычисленных для неоднородных геохимических совокупностей. — В кн.: Математические методы исследований в геологии. М., 1973, вып. 2, с. 8–32.
2. *Вопросы петрологии и рудоносности основного — ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива.* Воронеж, изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1974.
3. *Гусейнов С.Ф., Абдуллаев З.В., Салехли Т.М.* О физических свойствах гипербазитов Малого Кавказа. — В кн.: Исследования в области неорганической и физической химии. Баку, 1977, с. 218–227.
4. *Добровольская Н.В.* Применение магнитных характеристик слабомагнитных минералов для решения некоторых минералогических задач. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. — М., ВИМС, 1972.
5. *Дортман Н.Б., Дубинчик Э.Я., Розенталь И.В.* Пара- и ферромагнетизм магматических пород. Киев, Наукова думка, 1974.
6. *Дортман Н.Б.* Петрофизическая характеристика пород типичных магматических формаций. — Советская геология, 1974, № 7, с. 13–20.
7. *Дубинчик Э.Я., Розенталь И.В.* Петромагнитные исследования по изучению гранитоидных комплексов. Л., Недра, 1980.
8. *Ефимов Ф.Н., Крюкова М.Г., Андрес У.Ц.* Магнитная восприимчивость

темноцветных породообразующих минералов. — Известия АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 148—152.

9. *Иванов В.Н.* Выделение фаций и формаций эффузивных пород по физическим свойствам. Материалы VI регионального совещания по инженерной геологии. Л., изд-во ЛГУ, 1972, с. 47—50.

10. *Игнатъева Т.С., Степанов В.С.* Физические свойства пород комплекса перцолитов—габбро-норитов. — В кн.: Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 93—104.

11. *Кендел М.* Ранговые корреляции. М., Статистика, 1975.

12. *Колмогоров Ю.А.* Некоторые новые аспекты региональной петрофизики разновозрастных магматических образований. — В кн.: Геофизические исследования при поисках и разведке рудных месторождений. Алма-Ата, 1976, с. 33—42.

13. *Методические рекомендации по интерпретации геофизических материалов при крупномасштабном геологическом картировании.* Свердловск, Уралгеология, 1974.

14. *Михненко М.И., Бордон И.П., Моисеев Е.И.* Петрофизическая характеристика кристаллического фундамента Белорусского массива и элементы прогноза. — В кн.: Новые методические разработки в геофизике. Киев, 1978, с. 75—87.

15. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.

16. *Пахомов В.И., Пахомов М.И.* Петрофизические особенности околорудных метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1984, с. 329—342.

17. *Пахомов М.И.* Выделение локальных метасоматитов по петрофизическим данным. — В кн.: Геолого-геофизические аспекты изучения оценки оловорудных районов Востока СССР. — Труды ВИМСа. М., 1984, с. 103—114.

18. *Пахомов М.И., Пахомов В.И.* Новый способ выявления зон гидротермально-метасоматических изменений по петрофизическим данным. Сер. Региональная геология. М., ЭИ ВИЭМС, 1980, вып. 8, с. 9—20.

19. *Печерский Д.М., Багин В.И.* Магматизм и условия образования изверженных горных пород. М., Наука, 1975.

20. *Пискарев А.Л.* Намагничность и плотность докембрийских пород фаций регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Сер. Региональная геофизика, М., ЭИ ВИЭМС, 1974, вып. 11.

21. *Смелов А.А.* Петрофизические исследования в рудных районах Казахстана. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минер. наук. Алма-Ата, Каз ВИРГ, 1974.

22. *Соловьев Г.А., Афанасьев Е.А., Федчук В.Я.* Комплексное минералогическое петрофизическое изучение медно-молибденовых месторождений. Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1975, № 1, с. 35—47.

23. *Соловьев Г.А.* Петрофизическая характеристика эндогенных месторождений. М., Недра, 1984.

24. *Софронов А.А.* Использование плотности и магнитной восприимчивости пород при изучении метасоматических процессов. — В кн.: Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты, 1977, с. 56—57.

25. *Тедер Р.И., Трумбачев С.В.* Физические свойства монцититов Каджарского медно-молибденового комбината. — В кн.: Строение и физические свойства горных пород минералов. М., 1974, с. 95—105.

26. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.* М., Недра, 1984.

27. *Чекавидзе В.Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М., Недра, 1981.

28. *Шолло Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Исследования корреляционных связей плотности и магнитной восприимчивости горных пород на теоретических моделях	8
1.1. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении объемных концентраций минералов и постоянном их составе	10
1.2. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении минерального состава горной породы и постоянных объемных концентрациях	14
1.3. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении минерального состава и объемных концентраций породообразующих минералов	17
1.4. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении пористости горной породы	19
1.5. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении объемных концентраций минералов и постоянном их составе для магнитного класса пород	23
1.6. Связь плотности и магнитной восприимчивости при изменении состава пород	25
2. Особенности минерального состава, взаимосвязи физических свойств неизменных горных пород	29
2.1. Магматические горные породы	30
2.2. Метаморфические горные породы	43
2.3. Осадочные горные породы	50
2.4. Влияние гипергенных процессов на физические свойства горных пород и характер их корреляционных связей	54
3. Строение, минеральный состав и особенности физических свойств пород зон гидротермально-метасоматических изменений	59
3.1. Виды гидротермально-метасоматических изменений	59
3.2. Особенности свойств гидротермально измененных горных пород	69
3.3. Характер связи физических свойств гидротермально измененных пород	84
4. Методика выделения участков метасоматически измененных пород и примеры ее практического использования	103
4.1. Методика выделения метасоматитов	104
4.2. Примеры использования результатов изучения корреляционных связей плотности и магнитной восприимчивости на различных стадиях геологоразведочного процесса	117
Заключение	150
Список литературы	151

55 коп.

$\frac{3}{300}$ н.

4982

НЕДРА