

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

**ПО ПРОГНОЗУ ОРУДЕНЕНИЯ
НА ОСНОВЕ КАРТИРОВАНИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД
ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ГСР-200 (ГСР-50)**

Санкт-Петербург • 2023

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды РФ)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (РОСНЕДРА)
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ
ПО ПРОГНОЗУ ОРУДЕНЕНИЯ
НА ОСНОВЕ КАРТИРОВАНИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД
ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ГСР-200 (ГСР-50)



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ
2023

УДК 550.8:528:550.4:552:553.044.065

ББК 26.31+26.34

П69

Составители

*В. В. Шатов, О. В. Петров, С. В. Кашин, В. Н. Белова,
А. В. Молчанов, Н. В. Шатова*

Рецензент

В. И. Леонтьев, канд. геол.-минерал. наук, вед. специалист,
ГМК «Норильский никель»

Рекомендовано к изданию
решением Ученого совета ФГБУ «ВСЕГЕИ»,
Протокол № 1 от 10.01.2023 г.

П69 **Практическое пособие по прогнозу оруденения на основе картирования гидротермально измененных пород при производстве ГСР-200 (ГСР-50) / В. В. Шатов, О. В. Петров, С. В. Кашин и др. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2023. – 104 с. – ISBN 978-5-93761-875-7.**

Рассмотрены задачи и основные методические приемы петрографо-геохимического подхода к изучению и картированию полей гидротермально измененных пород с целью прогноза оруденения при производстве ГСР-200/2 и ГСР-50. Обсуждаются особенности проведения подготовительных, полевых, петрографических, геохимических и картоставительских работ. Приводятся требования к лабораторно-аналитическим исследованиям, способы оценки геохимического фона и расчета баланса вещества (привноса–выноса элементов) в ходе развития гидротермально-метасоматических процессов. На примере Чумышского золоторудного поля (Магаданская область) демонстрируется результирующая составляющая данного подхода к минералого-петрографическому и геохимическому изучению гидротермально-метасоматических образований в виде примеров разнообразных карт, схем, фотографий и таблиц. Главная цель Практического пособия – вооружить геологов-съемщиков практическими приемами использования предлагаемой методики при производстве ГСР-200/2 (ГСР-50) и продемонстрировать на примере отдельных рудных районов и полей эффективность ее применения при прогнозировании скрытой с поверхности рудной минерализации.

Общий объем Практического пособия составляет 104 стр., включая 13 таблиц, 29 рисунков и список рекомендуемой литературы объемом в 81 наименование.

**УДК 550.8:528:550.4:552:553.044.065
ББК 26.31+26.34**

ISBN 978-5-93761-875-7

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2023
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2023
- © Коллектив авторов, 2023
- © Издательство ВСЕГЕИ, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Принятые сокращения	4
Введение	5
1. Картирование гидротермально-метасоматических образований	9
1.1. Подготовительные работы	9
1.2. Полевые работы	12
1.3. Петрографические исследования	20
1.4. Подготовка минералого-петрографической базы данных и картосоставительские работы	23
1.5. Интерпретация результатов	27
2. Изучение геохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований	37
2.1. Пробоподготовка и требования к лабораторным исследованиям	37
2.2. Оценка геохимического фона	38
2.3. Картосоставительские работы	39
2.4. Расчет баланса движения вещества (привнос–вынос элементов)	43
2.5. Интерпретация результатов	48
3. Технология прогнозирования гидротермального оруденения	54
3.1. Разработка минералого-петрографических и геохимических критериев прогноза	54
3.2. Прогнозно-минерагенический анализ и построение карт прогноза гидротермального оруденения	56
3.3. Выделение перспективных участков недр	60
3.4. Количественная оценка прогнозных ресурсов	64
3.4.1. Некоторые исходные положения	64
3.4.2. Обработка петрографо-геохимических данных	66
3.4.3. Количественная оценка прогнозных ресурсов	68
3.4.4. Бошекульское рудное поле	70
4. Справочные материалы	81
4.1. Гидротермально-метасоматические образования и их структурно-вещественная классификация	81
4.2. Классификация околорудных метасоматитов и гидротермалитов по типу метасоматоза	86
4.3. Гидротермально-метасоматические формации и их генетические типы	88
Краткий словарь терминов	92
Список литературы	100

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ab – альбит	Ka – каолинит
Act – актинолит	Kfs – калиевый полевой шпат
Ad – адуляр	Mi – микроклин
Aeg – эгирин	Mlk – мельниковит
Aln – алунит	Mnt – монтмориллонит
Amf – амфибол	Mol – молибденит
And – андалузит	Mrk – марказит
Ank – анкерит	Ms – мусковит
Ap – апатит	Mt – магнетит
Apy – арсенопирит	Orx – ортопироксен
Ba – барит	Ort – ортоклаз
Bt – биотит	Phl – флогопит
Cc – кальцит	Pl – плагиоклаз
Chl – хлорит	Prh – пренит
Cpy – халькопирит	Pump – пумпеллиит
Cpx – клинопироксен	Py – пирит
Crd – кордиерит	Pyr – пирротин
Crn – корунд	Qtz – кварц
Cub – кубанит	Rib – рибекит
Dias – диаспор	Rut – рутил
Dol – доломит	Scap – скаполит
Ep – эпидот	Ser – серицит
Fl – флюорит	Serp – серпентин
Fsp – полевой шпат	Sph – сфалерит
Ga – галенит	Talc – тальк
Grt – гранат	Tit – титанит
Hb – роговая обманка	Toz – топаз
Hm – гематит	Trm – тремолит
Hser – гидросерицит	Turm – турмалин
Ht – гётит	Wol – вольфрамит
Jar – ярозит	Zoiz – цоизит

ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных проблем средне- и крупномасштабных геологосъемочных работ на современном этапе является повышение их поисковой эффективности. Актуальность этой проблемы не вызывает сомнений в связи с тем, что лимит легко открываемых в нашей стране месторождений в настоящее время практически полностью исчерпан. Новые рудные объекты могут быть обнаружены только за счет скрытых, не выходящих на дневную поверхность рудных месторождений.

Повышение надежности опоискования потенциально рудоносных территорий на стадии проведения ГСР-200/2 (ГСР-50) можно ожидать от широкого привлечения наряду с такими традиционными методами как литогеохимия по вторичным и первичным ореолам рассеяния, шлиховая съемка, съемка по потокам рассеяния, магниторазведка, гравиразведка, электроразведка, гаммаспектрометрия, гиперспектральная съемка и т. д., также и методов, основанных на изучении гидротермально измененных пород и околорудных метасоматитов.

У нас в стране проблемой использования гидротермально-метасоматических образований (ГМ образований) в целях локального прогноза и оценки перспектив рудоносности территорий в разные годы занимались такие известные ученые как Д. С. Коржинский, В. А. Жариков, Д. В. Рундквист, Л. Н. Овчинников, Б. И. Омеляненко, В. Л. Русинов, Г. П. Зарайский, Г. Н. Щерба, Е. В. Плющев, С. И. Набоко, В. А. Власов, В. С. Попов, Н. Ю. Бардина, А. А. Беус, Г. Л. Поспелов, Д. И. Царев, Л. И. Шабынин, Н. И. Накovníк, М. Б. Бородаевская, Н. И. Бородаевский, Н. И. Курек, А. И. Курек, Ю. В. Казыцын, И. П. Щербань, В. Д. Боголепов, А. Е. Шлыгин, Д. И. Горжевский, В. Г. Чекваидзе, С. Д. Шер, П. Ф. Иванкин, Ю. Н. Размахнин, В. Г. Кушев, В. Н. Сазонов, О. Н. Грязнов, И. Г. Павлова, В. В. Жданов, Э. А. Ланда, М. М. Василевский, Г. Т. Волостных, А. И. Грабежев, А. А. Кременецкий, Г. Ф. Яковлев, А. Я. Кочетков, Г. П. Дворник, С. А. Бушмин, А. Б. Кольцов, А. С. Сергеев, О. П. Ушаков, Г. М. Беляев, В. В. Шатов, С. В. Кашин, А. П. Мотов, И. А. Мальков, А. В. Молчанов, В. Н. Белова, В. А. Михайлов, А. В. Терехов, С. И. Красоткин, В. И. Леонтьев, Н. В. Шатова и многие другие исследователи, внесшие существенный вклад в формирование и развитие российской научной школы по изучению процессов метасоматизма и рудообразования.

Большому прогрессу в изучении ГМ образований в конце прошлого столетия способствовали Всесоюзные конференции, проведенные в Ленинграде в 1963, 1966, 1972, 1976, 1982 и 1987 гг., материалы которых опубликованы в соответствующих сборниках: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании» [37], «Проблемы метасоматизма» [56] и «Метасоматизм и рудообразование» [32–35]. В этот же период был опубликован целый ряд основополагающих монографий и статей, посвященных харак-

теристике отдельных разновидностей гидротермально измененных пород – железистых и магнезиальных скарнов, щелочных метасоматитов, грейзенов, филлизитов, березитов-лиственитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов, пропицитов, кварц-полевошпатовых гидротермалитов и др., определивших в целом очень высокий научный уровень в изучении гидротермально измененных пород в нашей стране [1–31, 36, 38–44, 46, 54–55, 57–65, 67–76 и др.].

Во ВСЕГЕИ в середине 1970-х годов под руководством Е. В. Плющева была разработана и успешно применена на практике оригинальная методика проведения поисково-оценочных работ масштаба 1 : 200 000 (1 : 50 000 и крупнее) на основе картирования полей гидротермально измененных пород и комплексного изучения их минералого-петрографических и геохимических особенностей [47, 49, 51–53]. Эта методика основана на комплексном подходе к изучению минералогии, петрографии и геохимии гидротермально-метасоматических образований, включая околорудные метасоматиты и полно проявленные гидротермалиты.

С 1974 по 2022 год эта методика прошла апробацию в пределах многих рудных районов как Российской Федерации (Урал, Енисейский Кряж, Алтай-Саянская область, Забайкалье, Центральный Алдан, Яно-Колымская провинция, Приморье и др.), так и стран ближнего и дальнего зарубежья (Казахстан, Узбекистан, Кыргызстан, Таджикистан, Болгария, Турция, Судан, Нигер, Монголия, Мавритания и др.). В период с 1979 по 1993 год данная методика широко использовалась в системе ПГО Мингео КазССР, где успешно была внедрена в практику работ многих поисково-съёмочных и геологоразведочных экспедиций на стадии ГСР-50 с общими поисками. Всего по данной методике в пределах Казахской складчатой страны было изучено более 20 номенклатурных листов масштаба 1 : 50 000 с построением комплектов карт гидротермально-метасоматической зональности, аномального геохимического поля и прогноза оруденения.

С ее помощью во ВСЕГЕИ накоплен богатейший опыт прогнозирования скрытого с поверхности гидротермального оруденения различных геолого-промышленных типов: золото-уранового, молибден-уранового, медноколчеданного, колчеданно-золото-полиметаллического, скарнового золото-полиметаллического, стратиформного барит-полиметаллического, грейзенового редкометалльного, жильного золото-кварцевого малосульфидного, золото-сульфидного, эпитермального золото-серебряного, золото-медно-молибден-порфирирового и др.

К настоящему времени по данной методике в общей сложности изучено более 70 определившихся и потенциально рудных узлов и полей. С ее помощью открыт целый ряд перспективных рудных объектов, в том числе золоторудное месторождение Тама в Центральном Казахстане и Морозкинское – в Центрально-Алданском рудном районе.

В последнее десятилетие данную методику с целью оценки перспектив рудоносности поисковых площадей также начали активно применять на практике российские и зарубежные геосервисные предприятия и компании-недропользователи, такие как ООО «Станнолит», ООО «Хужир Инвест», ООО «Хужир Энтерпрайз», ОАО «Михайловский ГОК», АО «ЗРК Павлик», ООО «ГПБ Нефтегаз Сервисиз Б. В.», АО «Полиметалл», ГК «Норильский никель», АО «Полюс Красноярск», УК «Полюс», ТОО «Казцинк», АК «АЛРОСА», ЗАО «Росгеофизика», ГП «Минерал», АО «Алмазы Анабара»,

«ApexSilverMine Ltd», «SUN Mining Ltd», «Kush-ep Co. Ltd», «EMIRAL Mining SARL. Ltd», «FEC Maden Enerji A. S. Ltd» и др.

В эти же годы в рамках объектов Государственного задания Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) выполнялись работы по заказу территориальных органов Роснедр на рудном поле Сурич и в Змеиногорском рудном районе Алтайского края, а также в Республике Саха (Якутия) – в Тарынском районе на месторождении Дражное, в Центрально-Алданском районе на месторождении Рябиновое и в пределах Эльконского горста, хорошо известного своими золото-урановыми рудными объектами.

На данный момент средне- и крупномасштабные геологосъемочные работы в целом обеспечены инструктивными и методическими разработками. Однако в этих документах не получили должного освещения методические приемы по изучению рудоносных ГМ образований, составляющих самостоятельный класс горных пород. Краткие разделы в методических указаниях не отражают всего многообразия обстановок и форм проявления ГМ образований и содержат лишь общие сведения об особенностях изучения этих пород при ГСР-200. Вопросы же геологического картирования ГМ образований не рассматриваются вовсе.

За период, прошедший с момента выхода в свет указанных выше методических указаний, достигнут заметный прогресс в изучении гидротермально-метасоматических образований: 1) показана сопоставимость масштабов проявления процессов гидротермальной деятельности с другими петрогенетическими процессами: с магматизмом, метаморфизмом, осадконакоплением и др., 2) разработана классификация ГМ образований на породном и формационном уровнях, а также приемы их геологического картирования, 3) составлены оригинальные карты, отражающие особенности пространственного размещения ГМ образований и их связи с эндогенными рудными объектами, 4) предложены методики подсчета прогнозных ресурсов по петрографо-геохимическим данным.

Однако в практику ГСР-200 (ГСР-50) эти разработки внедряются медленно вследствие недостаточной конкретности рекомендаций по картированию и изучению ГМ образований по стадиям геологоразведочного процесса, видам ГСР-200 (ГСР-50) и этапам их проведения. Данные «пробелы» должны восполнить настоящее Практическое пособие.

Главная цель Практического пособия – вооружить геологов-съемщиков практическими приемами использования предлагаемой методики по петрографо-геохимическому изучению и картированию полей гидротермально измененных пород при производстве ГСР-200/2 (ГСР-50) и продемонстрировать на примере отдельных рудных районов и полей эффективность ее применения при прогнозировании скрытой с поверхности рудной минерализации. В ходе производства работ ГСР-200/2 (ГСР-50) рекомендуется использовать данную методику только *на отдельных, перспективных участках недр*, отвечающих рангу потенциального рудного поля, то есть *на локализованных площадях размером 10–30 км²*.

Практическое пособие состоит из введения, четырех глав и справочных материалов.

В **Главе 1** дается подробная характеристика всех этапов и видов работ, нацеленных на картирование полей гидротермально измененных пород и изучение их минералого-петрографических особенностей при производстве

ГСР-200 (ГСР-50). Рассматриваются особенности проведения подготовительных, полевых, петрографических и картосоставительских работ. На примере Чумышского золоторудного поля (Магаданская область) демонстрируется результирующая составляющая данного подхода к минералого-петрографическому изучению ГМ образований в виде примеров разнообразных карт, схем и таблиц.

В **Главе 2** рассматриваются методические приемы и подходы к изучению геохимических особенностей гидротермально измененных пород, включая рекомендации к отбору каменного материала в полевых условиях, требования к лабораторно-аналитическим исследованиям, способы оценки геохимического фона и расчета баланса вещества (привноса–выноса элементов) в ходе развития гидротермально-метасоматических процессов. Также на примере Чумышского золоторудного поля (Магаданская область) демонстрируются карты, схемы и таблицы, иллюстрирующие итоговую составляющую данного направления исследований.

В **Главе 3** дается подробная характеристика основных этапов (шагов) применения данной методики, нацеленной на прогноз оруденения на основе петрографо-геохимического изучения и картирования полей гидротермально измененных пород при производстве ГСР-200 (ГСР-50), включая количественную оценку прогнозных ресурсов по категориям P_3 и P_2 .

Глава 4 включает справочные материалы, касающиеся структурно-вещественной классификации гидротермально-метасоматических образований, классификации околорудных метасоматитов и гидротермалитов по типу метасоматоза, а также генетической классификации региональных гидротермально-метасоматических формаций.

1. Картирование гидротермально-метасоматических образований

В основу изучения гидротермально-метасоматических образований в полном объеме проявления (с учетом внешних зон слабых гидротермальных изменений) лежит их геологическое картирование в масштабах 1 : 200 000, 1 : 50 000 и крупнее. В данном случае имеется в виду не столько фиксация ореолов полно проявленных метасоматитов, жил выполнения или других ярко выраженных, но спорадически встречающихся гидротермалитов (что обязательно делается в любых геологических маршрутах), а планомерное исследование всего изучаемого объема пород на обнаружение гидротермально-метасоматических новообразований. Учитывая, что последние в подвижных областях земной коры распространяются практически повсеместно, но главным образом в виде рассеянной вкрапленности эпигенетических минералов, задача картирования гидротермально-метасоматических образований фактически сводится к выделению и оконтуриванию в пространстве зон умеренно- и слабо проявленных гидротермальных изменений пород.

В настоящее время нет четкости в определении «геологическое картирование». Опыт составления разнообразных карт, накопленный поколениями геологов, позволяет рассматривать геологическое картирование в качестве главного метода индивидуализации природных тел в геологическом пространстве. При изучении конкретной территории в каждом пункте наблюдений можно определить набор эпигенетических минералов, количественные соотношения между ними, формы выделения этих минералов и другие структурные элементы. Таким образом, эпигенетическая минерализация как таковая может быть объектом геологического картирования с целью выделения зон гидротермально измененных пород определенной фациальной принадлежности, т. е. объемов распространения статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов, замещающих исходные породы в различной степени. Признаками, измеряемыми в пунктах наблюдений, являются вещественные и структурные характеристики эпигенетической минерализации. Эти измерения должны проводиться с точностью, позволяющей определить видовую принадлежность этой минерализации на породном уровне, т. е. определить вид соответствующей фации ГМ изменения.

Отмеченные принципиальные положения заложены в предлагаемую методику картирования зон гидротермальных изменений [47, 49, 51–53], основные положения которой с учетом более позднего опыта излагаются ниже.

1.1. Подготовительные работы

Изучение гидротермально-метасоматических образований методом геологического картирования производится на перспективных участках, локализованных в ходе ГСР-200/2. Желательно, чтобы размеры таких участков не

превышали 10–30 км². Это изучение выполнять наиболее рационально в ходе проведения как геологосъемочных, так и поисковых маршрутов, что будет сводить к минимуму дополнительные затраты труда и средств.

Необходимо учитывать состояние геологической изученности рассматриваемой территории по результатам работ предшественников, используя при этом, по возможности, ранее составленные карты различного содержания, накопленный каменный и аналитический материал, шлифотеки и кадастры проявлений рудной минерализации.

Геологическая основа должна удовлетворять требованиям масштаба работ и отражать пространственное расположение геологических тел в естественных ограничениях с указанием их возраста, состава и формационной принадлежности. Обычно в качестве геологических тел выступают литологически однородные комплексы пород. Надежность и полнота вещественной характеристики выделенных на карте геологических подразделений требуют особого внимания. Кроме перечисления горных пород, слагающих эти подразделения, необходимо приводить характеристику их формационной принадлежности. Достоверный формационный анализ осадочных, магматических и других образований, слагающих изучаемую территорию, в значительной степени способствует правильной интерпретации выделяемых зон изменений. В дополнение к характеристике состава и формационной принадлежности каждое подразделение должно быть определено в возрастном отношении. Таким образом, в качестве геологической основы для картирования гидротермально-метасоматических образований используется геологическая карта соответствующего масштаба с указанием состава и формационной принадлежности выделенных на ней возрастных подразделений.

Рассмотрим подробнее некоторые элементы геологической карты, заслуживающие повышенного внимания, в свете анализа гидротермально-метасоматических образований.

1. Перерывы и другие несогласия в пределах стратиграфического разреза могут разграничивать этапы и стадии гидротермальной деятельности либо соответствовать периодам их проявления. Большое значение имеют базальные конгломераты, галька и цемент которых должны быть проанализированы на предмет наложенной минерализации. Поверхности структурных несогласий могут оказывать существенное влияние и на более поздние ГМ системы.

2. Контакты интрузивных тел также могут иметь двойственное значение. Обычно мало внимания уделяется интрузивным контактам в качестве верхнего возрастного ограничения гидротермальной деятельности. С другой стороны, контактовые зоны интрузивов являются ареной активной плутоногенной гидротермальной деятельности, а иногда и рудообразования. В этом отношении равно существенны экзо- и эндоконтактовые зоны, провесы кровли, ксенолиты и другие участки.

3. Разрывные нарушения и окаймляющие их зоны повышенной проницаемости (иногда весьма значительной ширины) с оперяющими разломами, полосами трещиноватости и другими взаимосвязанными тектоническими элементами являются путями наиболее значительной фильтрации гидротерм, вместилищем полно проявленных метасоматитов и жил выполнения. Детальная классификация разрывных нарушений имеет немаловажное значение. При этом обращает на себя внимание тот факт, что продольные (согласные с простиранием складчатых структур) разломы часто выражены зонами

рассланцевания, а поперечные разломы, сопровождающиеся брекчированием и другими проявлениями, контролируют разнофациальные сопряженные метасоматические зоны. Следует подчеркнуть не только рудоконтролирующую, но и ограничивающую роль разрывных нарушений в расположении зон изменения. При региональном анализе гидротермально-метасоматических образований оба варианта встречаются достаточно часто.

4. Внутренняя структура вулканических массивов определяется пространственно-возрастным сочетанием литологических и генетических фаций вулканитов с учетом глубин формирования магматических образований. Особое внимание следует обратить на выделение прикальдерных флюидо-порфировых комплексов, радиальных и дуговых разломов, экстрезивных тел, дайковых поясов и т. п.

5. Блоки с различной историей геологического развития делятся на относительно более мобильные и более жесткие. Среди последних в строении подвижных областей особое место занимают инверсионные поднятия и другие блоки преимущественно геоантиклинальных тенденций развития. Среди относительно мобильных блоков наиболее существенны для анализа гидротермальной деятельности вулканические депрессии, приразломные впадины, субплатформенные мульды. Особое значение имеет выделение сиалических и симатических блоков земной коры и их палеореконструкции с позиций тектоники плит. Кардинальные различия континентальных и океанических гидротермальных палеосистем во многом определяют особенности сформированных ими ГМ образований.

Геологическая основа для картирования гидротермально-метасоматических образований должна быть выполнена в черно-белом варианте для сохранения основного картографического средства (цвета) за гидротермально-метасоматической нагрузкой.

Глубинное строение. Зоны гидротермально-метасоматических изменений представляют собой объемные тела, в той или иной степени срезанные дневной поверхностью. Однако экстраполяция этих зон на глубину сопряжена с большими сложностями. Глубины региональных метасоматических зон далеко не всегда совпадают с границами геологических подразделений, выделенных на геологической основе. Для выяснения объемного выражения зон изменений в подготовительный период анализируются имеющиеся материалы по глубинному строению территории.

1. Составляются геологические разрезы с учетом известных скважин и особенностей рельефа. Анализируется ранее собранный каменный материал, особенно буровой керн.

2. Собираются и анализируются геофизические материалы. Выделяются зоны несовпадения физических свойств пород и характер геофизических полей или номенклатурного состава пород. Определяются глубинные контуры интрузивов и других тел, не выходящих на дневную поверхность. Уточняется блоковое строение района. Опыт подобных исследований указывает на часто встречающееся качественное совпадение данных гравиметрической и магнитной съемок с конфигурацией зон гидротермально-метасоматических изменений.

Гидротермальные проявления. Все проявления гидротермальной минерализации, ранее установленные на изучаемой территории, должны быть задокументированы. При этом особое внимание необходимо обращать на

характер окolorудных изменений, жильную и ореольную минерализацию месторождений и рудопроявлений. Рациональна классификация рудных объектов по рудно-формационному принципу, наиболее полно учитывающая их вещественные особенности. Кроме гидротермальных месторождений, рудопроявлений и точек рудной минерализации, особыми знаками отмечаются все известные безрудные жилы, тела метасоматитов и зоны изменений. Учитывая предстоящий историко-геологический анализ гидротермальной деятельности, следует уделить внимание возрастной характеристике гидротермальной минерализации. При этом, помимо геологических данных, фиксируются все радиологические определения абсолютного возраста по гидротермальным минералам.

В качестве косвенных признаков гидротермальной деятельности можно использовать некоторые геохимические данные. Особая роль принадлежит результатам азрогамма-спектрометрии, отражающим, кроме урана и тория, распределение калия – элемента весьма подвижного в гидротермальном процессе. Могут указывать на проявления эпигенетических процессов локальные геохимические аномалии, зоны привноса и выноса или зоны нарушенного первично-конституционального распределения химических элементов, установленные при геохимическом картировании коренных пород.

Все перечисленные данные, полученные при обработке ретроспективной информации по изучаемой площади, удобно отображать на отдельной оформленной в ГИС-формате карте-накладке, которая может быть легко совмещена средствами ArcGIS 10.2 с геологической основой для анализа закономерностей их пространственного распределения.

Каменный материал. Весьма значительный резерв информации по гидротермальной деятельности содержится в ранее изготовленных петрографических шлифах. Необходимо по возможности собрать все шлифы, а при их отсутствии – образцы коренных пород, отобранных предыдущими исследователями на площади, планируемой для изучения в отношении ГМ образований. Естественно, имеются в виду материалы с точной географической привязкой мест отбора. В первую очередь, эти сборы касаются шлифов и образцов из горных выработок (скважин, канав, шурфов и т. п.), что нельзя восполнить новыми полевыми работами. Но и по естественным обнажениям такие материалы имеют большую ценность, т. к. экономят время и средства исследований. Места отбора шлифов и образцов, отображенные на составленной в ходе подготовительных работ специальной кальке-накладке, учитываются при планировании новых маршрутов.

1.2. Полевые работы

При проведении полевых работ, нацеленных на петрографо-геохимическое изучение и картирование полей ГМ образований в полном объеме их проявления, перед исполнителями ставятся следующие задачи: 1) создание относительно равномерной сети опробования всей территории в масштабе исследований (*площадные работы*), 2) опробование вертикальных обнажений и глубоких скважин с составлением разрезов в более крупных масштабах (*объемные работы*) и 3) исследования на участках гидротермальных месторождений и других полно проявленных гидротермалитов (*детальные работы*).

Площадные работы. В соответствии с требованиями к методике проведения крупномасштабного картирования гидротермально-метасоматических образований, основная задача полевых работ заключается в прохождении поисковых маршрутов протяженностью 2–5 км и более, ориентированных (с учетом фактической обнаженности района работ) вкрест простирания основных геологических структур, интрузивных контактов, зон гидротермально измененных пород.

Главная задача при прохождении маршрутов – проведение геологических наблюдений и петрографо-геохимическое опробование коренных пород, участвующих в строении изучаемой территории. Работы ведутся на существующей геологической основе масштаба 1 : 200 000 (1 : 50 000 и крупнее) с привязкой по топокартам и GPS.

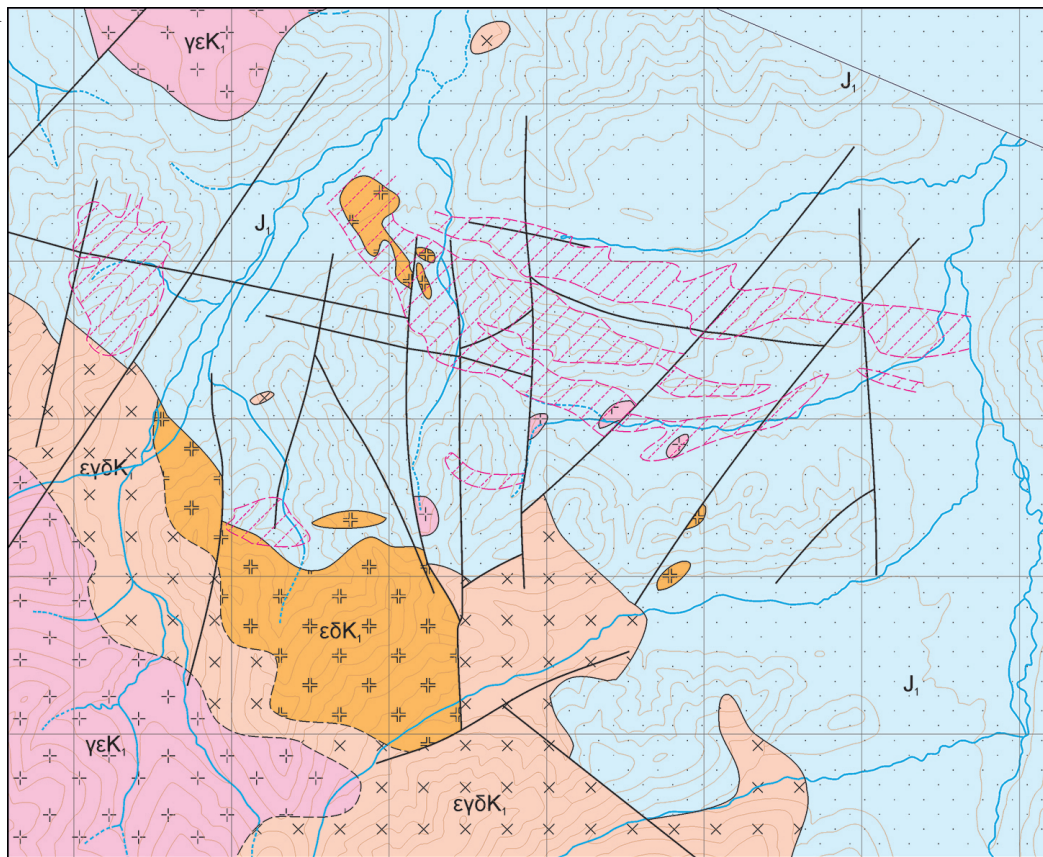
При изучении конкретной территории в каждой точке наблюдений необходимо определить набор эпигенетических минералов, количественные соотношения между ними, формы выделения этих минералов и другие структурные элементы. Таким образом, эпигенетическая минерализация как таковая может быть объектом геологического картирования с целью выделения разнофациальных зон изменения, замещающих исходные породы в различной степени. Признаками, измеряемыми в точках наблюдений, являются вещественные и структурные характеристики эпигенетической минерализации. Эти измерения должны проводиться с точностью, позволяющей определить видовую принадлежность этой минерализации на породном уровне, т. е. определить вид соответствующей фации ГМ изменения. Сеть наблюдений выбирается согласно масштабу картирования (в среднем 1 пункт наблюдения на 1 см² карты). Границы картируемых зон проводятся по смене видовых признаков различных фаций гидротермально измененных пород.

Создание относительно равномерной сети опорных пунктов наблюдения по всей картируемой площади является главным условием изучения ГМ образований в полном объеме их проявления. При этом необходимо уточнить понятие о пункте наблюдения.





В условиях естественного коренного обнажения или элювиального развала под пунктом (или точкой) наблюдения понимается участок размером 5–10 × 20 м, в пределах которого выделяют наиболее представительную по составу, строению и степени изменения породу. Эта порода (или несколько равно характерных для обнажения пород) подвергается опробованию. Отбирается образец небольших размеров со свежими сколами и от него сколок для изготовления прозрачного шлифа, а также геохимическая штучная проба весом 300–500 г. При этом необходимо соблюдать следующее важное правило: ***образец, сколок для изготовления шлифа и штучная геохимическая проба должны максимально соответствовать друг другу как по составу исходной породы, так и по характеру и степени проявления наложенной гидротермальной минерализации.*** В противном случае все последующие минералого-петрографические и петрографо-геохимические построения не будут иметь особого смысла.

Локальные зоны изменений, жилы и прожилки при необходимости опробываются дополнительно. Необходимо отбирать каменный материал, не затронутый выветриванием. Однако в связи с отсутствием четких признаков различия гипергенных и гидротермально-метасоматических изменений требуется проявлять осторожность в отбраковке проб.

A



Условные обозначения

-  J₁, полимиктовые песчаники, алевролиты, песчано-глинистые углеродистые сланцы
-  γεΚ₁, граносиениты, граносиенит- и гранит-порфиры
-  εγδΚ₁, гранодиориты, монцогранодиориты, гранодиорит-порфиры
-  εδΚ₁, монцодиориты, кв. монцодиориты, монцодиорит-порфиры
-  Зоны минерализации, минерализованные зоны дробления, штокверковое прожилкование
-  Тектонические нарушения

0 250 500 750 1000 м

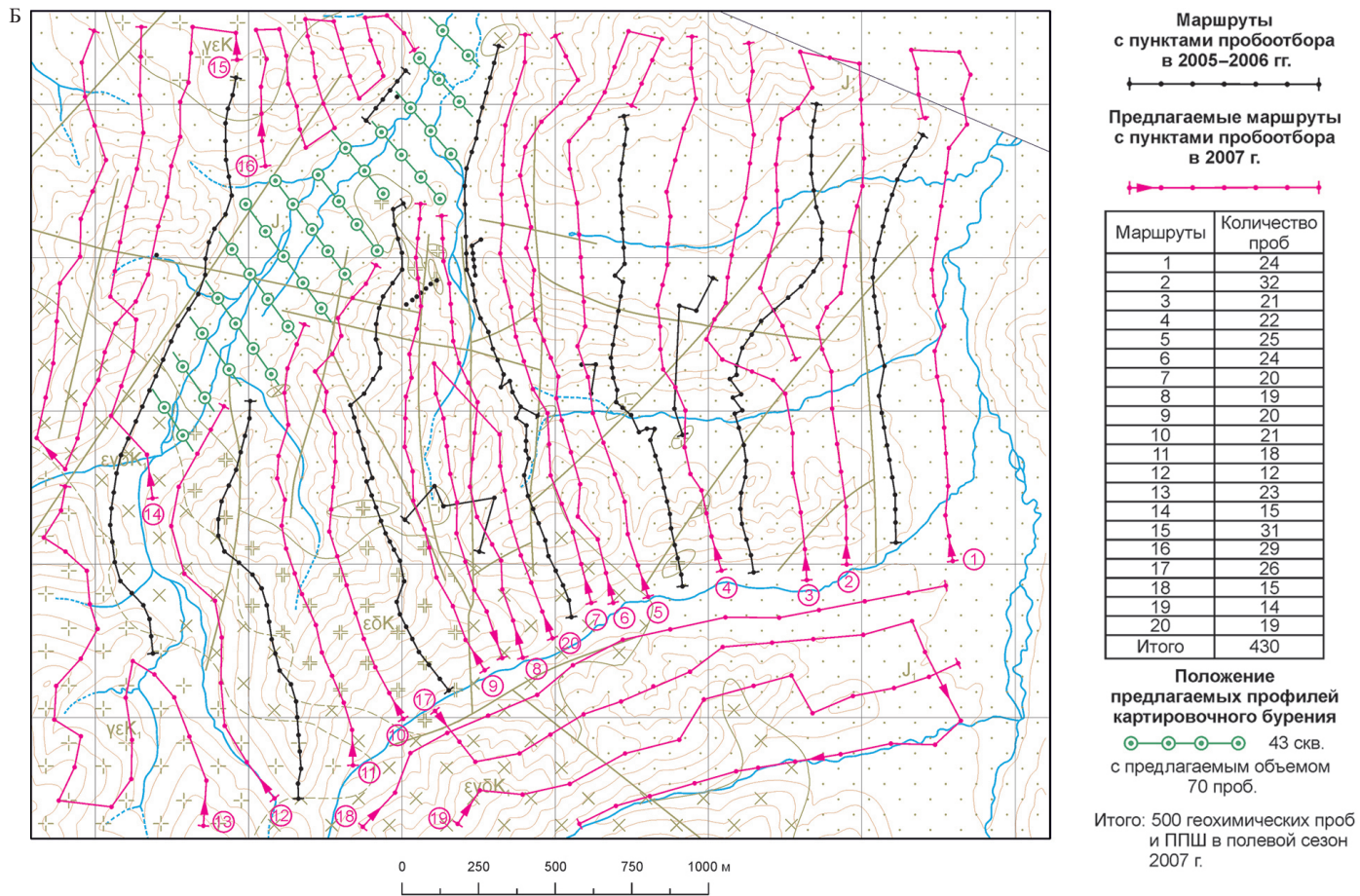


Рис. 1. А – Геологическая карта Чумышского золоторудного поля (Магаданская область),
Б – Карта петрографо-геохимического опробования коренных пород

Главным источником информации является сколок для изготовления петрографического шлифа, отобранный из типичной разновидности пород данного обнажения. При отсутствии естественных обнажений выбор типичной разновидности производится по керну скважины или другим материалам.

Кроме опробования, на точке наблюдений составляется геологическая документация с соответствующими записями в полевом дневнике, как при геологической съемке. Дополнительное внимание уделяется макроскопическим признакам гидротермальной деятельности и, в первую очередь, диагностике всех видимых гидротермальных минералов. При специальном тщательном просмотре каменного материала с использованием элементарной десятикратной лупы можно практически в каждом образце диагностировать несколько гидротермальных минералов. Кроме того, по макроскопическим данным производится предварительная оценка степени изменения породы.

Если установлены основные направления простирания метасоматических зон, то целесообразно разрезать расстояния между профилями и укорачивать шаг опробования по маршруту. При этом следует делать поправки на прихотливость очертаний метасоматических зон. Учитывая статистический характер устойчивости эпигенетических минеральных ассоциаций, надо стремиться к тому, чтобы каждая зона изменения, которая будет выделена на карте, была охарактеризована не менее чем 10–15 пунктами наблюдения. На практике это происходит далеко не всегда, так как трудно предугадать границы этих зон.

На основании накопленного опыта площадного картирования региональной метасоматической зональности при развитии сети наблюдений рекомендуется учитывать следующие положения.

1. Выделяются основные рудные объекты, относительно которых с учетом фактической обнаженности или расположения горных выработок намечается система профилей протяженностью 5–10 км с постепенно возрастающим шагом опробования от рудных проявлений вовне.

2. Предусматривается маршрутное пересечение каждого интрузивного и вулканического массива, включая их контактовые области.

3. Стратифицированные толщи опробуются обычно вкрест простирания с учетом блокового строения территории так, чтобы охарактеризовать каждое геологическое подразделение в основных тектонических блоках. При этом в карбонатных и кварцитовых толщах особо выискиваются терригенные и вулканические прослои, которые обычно содержат более представительную эпигенетическую минерализацию.

4. Сгущение сети опробования производится в эндо- и экзоконтактах интрузивных тел, в зонах разломов, повышенной трещиноватости, рассланцевания и других тектонических нарушений, в местах интенсивного проявления гидротермальных процессов, отчетливо диагностируемых на макроскопическом уровне по присутствию в этих зонах жил, ореолов штокверкового минералообразования, полнопроявленных метасоматитов и гидротермалитов.

На рис. 1 в качестве примера приводится геологическая карта и карта фактических петрографо-геохимических наблюдений Чумышского золоторудного поля в Магаданской области, дающие полное представление о том, каким образом геологами-съемщиками были организованы полевые работы по созданию относительно равномерной сети опорных пунктов наблюдения в пределах этой территории, в строении которой принимают участие гранитоиды и монцонитоиды Чумышского плутона (рис. 2–4) и прорываемые ими

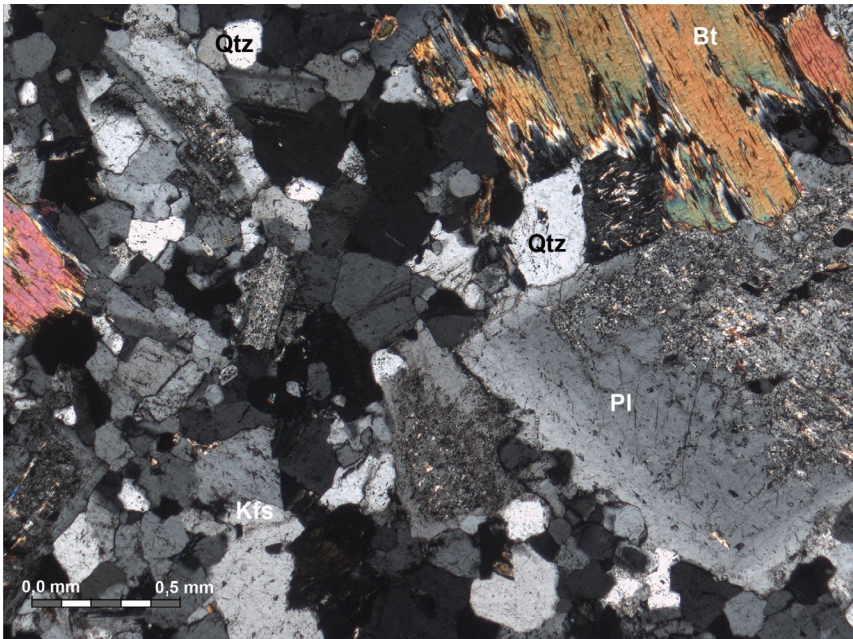


Рис. 2. Биотитовый порфировидный монцогранодиорит главной фазы внедрения Чумышского плутона. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (Pl), реже кварцем (Qtz), основная масса (матрикс) сложена средне-мелкокристаллическим калишпатом (Kfs), кварцем, биотитом (Bt) и плагиоклазом (шлиф 4754-3, николи +)

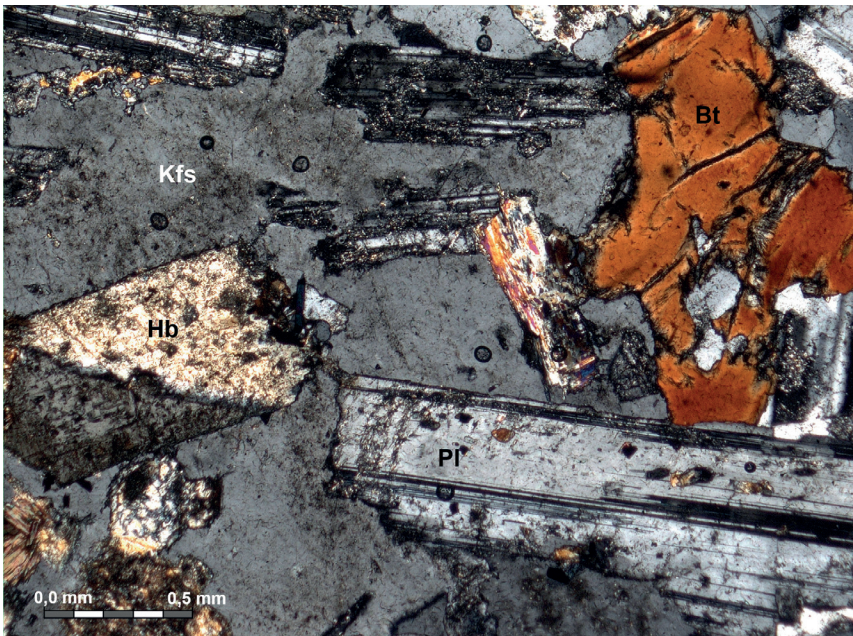


Рис. 3. Биотит (Bt)-роговообманковый (Hb) порфировидный монцодиорит II фазы внедрения Чумышского плутона. Основной плагиоклаз (Pl) в виде идиоморфных удлиненных кристаллов, заключенных в виде пойкилитовых включений в калишпатовый матрикс (Kfs), образуют монцонитовую структуру породы (шлиф 4203-8, николи +)

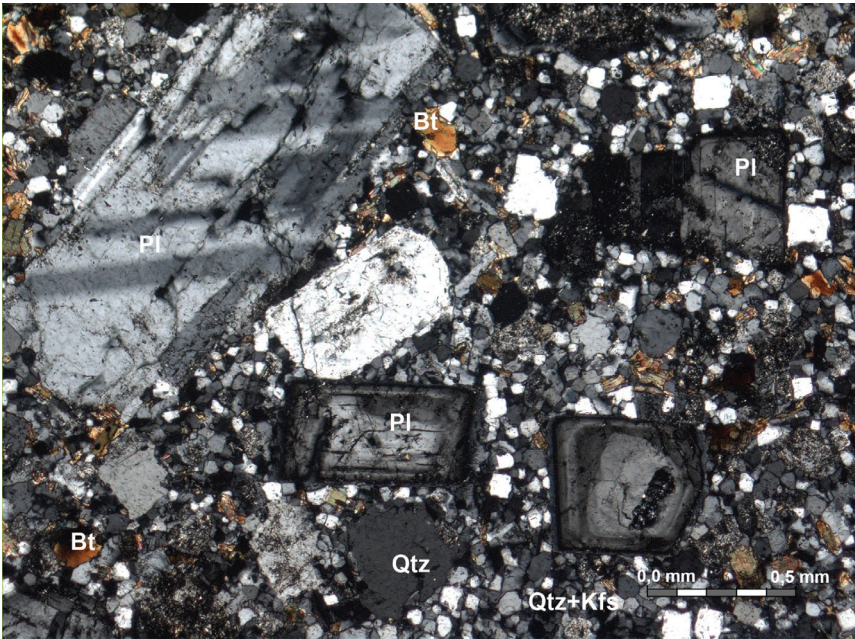


Рис. 4. Биотитовый гранодиорит-порфир III фазы внедрения Чумышского плутона. Фенокристаллы представлены зональным плагиоклазом (Pl), реже кварцем (Qtz), основная масса (матрикс) – калишпатом (Kfs), кварцем, биотитом (Bt) и плагиоклазом (шлиф 4204-3, николи +)

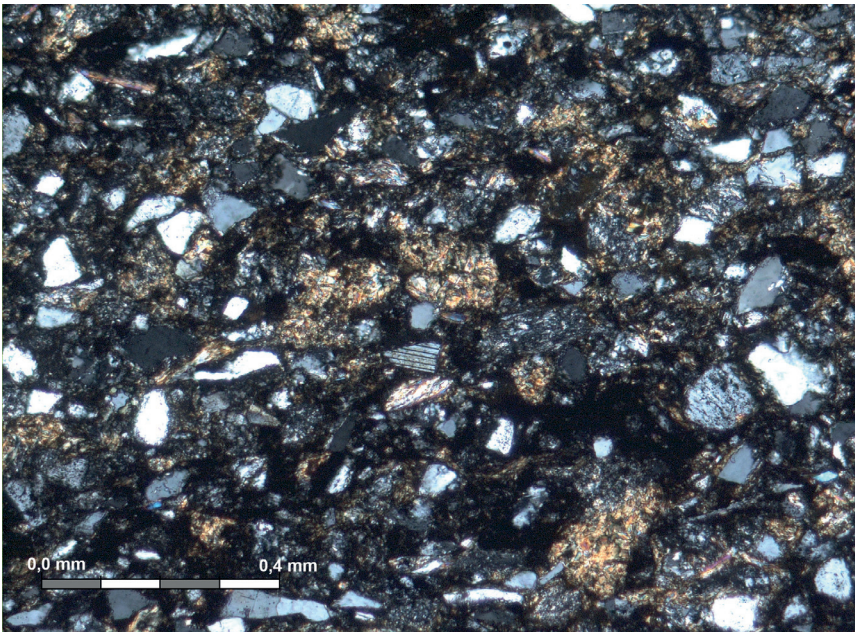


Рис. 5. Слабоороговикованный полимиктовый алевропесчаник (J₁) (шлиф 4745-4, николи +)

терригенные углеродистые породы раннеюрского возраста (рис. 5). Площадь изученной части Чумышского рудного поля составила 23 км², а количество собранного каменного материала – 430 образцов, сколков для изготовления шлифов и штучных геохимических проб, что с запасом перекрывает требования к условиям проведения работ масштаба 1 : 25 000.

Объемные работы. Если в плане отдельные метасоматические зоны, картируемые в масштабе 1 : 50 000 (1 : 25 000), составляют первые квадратные километры, то по вертикали их размах может достигать десятков и даже сотен метров. Разломы и другие крутопадающие зоны повышенной проницаемости весьма сильно искажают картину вертикальной метасоматической зональности, которую легче уловить в относительно монолитных блоках. С целью выяснения объемного выражения региональной метасоматической зональности тщательному опробованию подвергаются наиболее глубокие скважины, пройденные на изучаемой территории. Кроме того, в участках расчлененного рельефа выбираются профили для составления вертикальных разрезов, вскрывающих разнообразие метасоматических зон. Основные требования к опробованию аналогичны описанным выше. Шаг опробования разрезов составляет в среднем 5–10 м.

Детальные работы. Имеются в виду не специально запланированные детальные работы на рудных или перспективных участках, а дополнительная детализация опробования при обнаружении полно проявленных метасоматитов или жил выполнения, особенно при наличии ореольных или рудных гидротермалитов. Для получения характеристики внемасштабного для данной съемки объекта необходимо произвести его дополнительное точечное опробование, поискать в округе его аналоги и тоже опробовать, в благоприятных условиях сделать глазомерный профиль опробования поперек его простирания. При необходимости следует запланировать дальнейшее специальное изучение обнаруженного объекта после тщательного изучения материалов предварительной детализации.

В полевых условиях необходимо проводить предварительную обработку собранных материалов. Подчеркнем основные виды работ:

а) составление карт опробования в масштабе геологической основы с указанием мест отбора и номера проб, собранных в ходе подготовительного и полевого периодов исследований;

б) отображение на разрезах, детальных врезках и зарисовках мест взятия и номеров дополнительных проб;

в) ведение журнала опробования с указанием для каждой пробы названия породы, геологического подразделения и его возраста, представительности пробы для этого подразделения, степени изменения породы и установленных эпигенетических минералов;

г) обработка и сортировка геохимических проб для анализов с разделением их по типам пород, степени изменения и обогащенности проб вкрапленностью рудных минералов.

Одним из основных результатов полевых работ является сбор представительного каменного материала, из которого в камеральный период готовится шлифотека петрографических шлифов, являющихся основным источником информации о широко распространенных, но слабо выраженных ГМ образованиях на исследуемой территории. Выявление этой информации составляет основную задачу петрографических работ.

1.3. Петрографические исследования

Целью петрографических исследований является установление видовой принадлежности ГМ образований, выявление эпигенетической статистически устойчивой ассоциации и соотнесение ее с классификационными характеристиками (см. разд. 4.1). Макроскопическая диагностика гидротермально измененных пород, как правило, не позволяет достичь поставленной выше цели, особенно по отношению к слабо измененным породам, которые преобладают на площадях проведения геологосъемочных работ. Только после тщательного исследования под микроскопом по всей территории изучаемого района могут быть решены поставленные задачи.

Поэтому изучение ГМ образований строится на основе тщательного микроскопического анализа эпигенетической минерализации в прозрачных и прозрачно-полированных шлифах. Изучение шлифов является основой для составления карт гидротермально-метасоматической зональности (ГМЗ) и входит в эту часть работы как составной элемент.

В каждом шлифе, характеризующем определенный пункт наблюдения опорной сети, производится:

- диагностика исходной породы,
- определение общего списка как прозрачных, так и рудных (не прозрачных) эпигенетических минералов,
- описание форм выделения конкретных минералов,
- оценка размерности кристаллических индивидов эпигенетических минералов и их агрегатов ($<0,01$, $0,01-0,1$, $0,1-1,0$, $>1,0$ мм),
- выяснение возрастных соотношений эпигенетических минералов как друг с другом, так и с минералами исходной породы,
- выделение по сумме структурно-вещественных признаков одной или нескольких (как правило, разновозрастных) ассоциаций или парагенезисов эпигенетических минералов – фаций гидротермально измененных пород,
- приближенно-количественный подсчет процентного содержания как отдельных минералов, так и всей ассоциации в целом по принятой 9-балльной градации (<5 , $5-10$, $10-15$, $15-20$, $20-30$, $30-40$, $40-50$, $50-80$, >80 %) на основе использования либо инструментальных методов, либо с помощью специальных трафаретов визуального определения компонентов в петрографических шлифах (рис. 6).

В тех случаях, когда при описании горной породы содержание эпигенетических минералов оценивают «на глаз» обычно, пользуясь небольшими увеличениями, определяют количественные соотношения минералов в нескольких полях зрения и результат усредняют. Для более точного подсчета содержаний минералов в шлифах применяют планиметрический, линейный или точечный методы, как правило, на основе использования прибора МИУ-5М или других программно-оптических инструментов.

В большинстве шлифов присутствует, как правило, одна ассоциация эпигенетических минералов, составляющая 5–15 % от объема породы и представленная небольшим числом минеральных видов (от 1 до 5). При этом эпигенетический характер выделения минералов определяется без особых затруднений. В этих случаях все перечисленные выше определения опытным петрографом делаются быстро и однозначно. Значительно реже встречаются сильно измененные породы или породы с проявлением нескольких ассоциа-

ций эпигенетических минералов, а также с наличием редких, трудных для диагностики. В некоторых вариантах нахождения эпигенетический характер гидротермальных минералов выявляется с большим трудом, в этом случае возможны неточности и неопределенные решения. В случае нахождения трудно диагностируемых минералов необходимо применять методы точной диагностики (микронзондовый, рентгенофазовый и другие анализы).

Результаты петрографических наблюдений под микроскопом являются главными при выделении статистически устойчивых эпигенетических минеральных ассоциаций в геологических телах, сложенных магматическими, осадочными или метаморфическими породами. При этом фиксируется весь набор эпигенетических минералов, устанавливаются структурные отношения между ними, оценивается степень замещения исходной породы (суммарное содержание эпигенетических минералов в объемных процентах). Все это позволяет установить статистически устойчивую эпигенетическую минеральную ассоциацию или несколько совмещенных в пространстве таких ассоциаций, определить их видовую принадлежность и в конечном итоге выявить границы их разноэкстенсивного распространения.

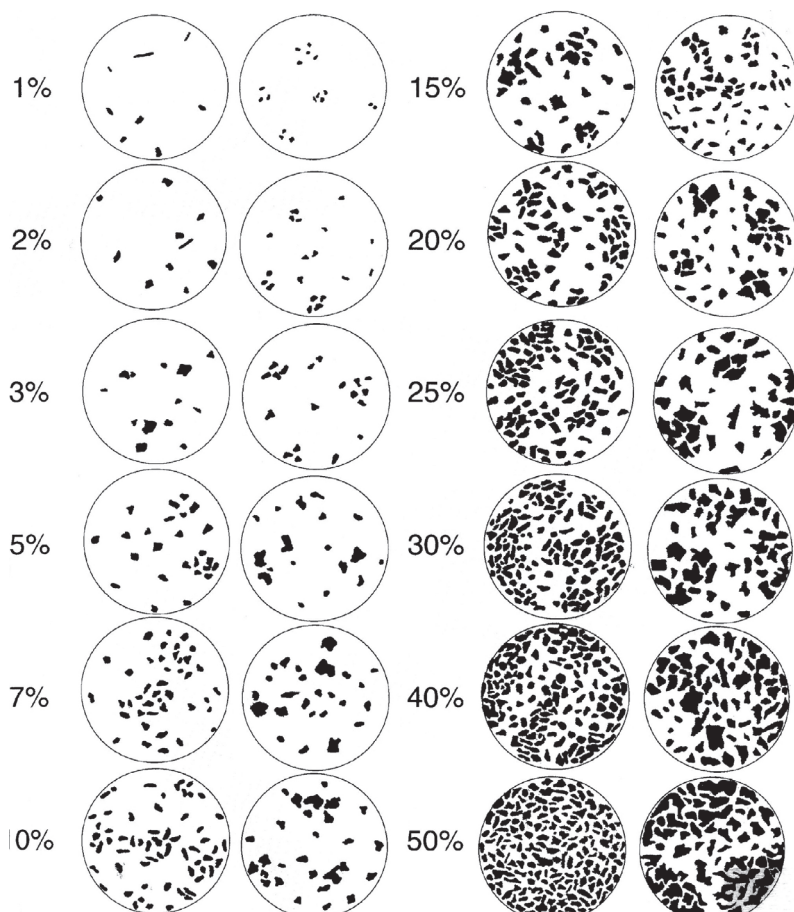


Рис. 6. Диаграмма для визуального определения объемных содержаний компонентов в природных объектах с зернистой структурой

В большинстве случаев эпигенетический характер выделения минералов в петрографических шлифах измененных пород определяется надежно. Можно выделить три опорные группы признаков, отличающих эпигенетическую минерализацию, обусловленную фильтрацией напорных газовой-жидких растворов в среде неравномерной проницаемости и гетерогенного состава:

1) псевдоморфозы как гомоосевые «зерно в зерно», так и агрегатные моно- и полиминеральные,

2) агрегаты свободного роста в миндалинах, трещинах и других пустотах с признаками геометрического отбора, обрастания, крустификационного строения и т. п.,

3) неравномерное (нерегулярное) распределение минерализации с тяготением к предполагаемым каналам повышенной проницаемости (слоистость, флюидальность, межзерновое пространство, кливаж и т. п.).

Следует подчеркнуть, что формы выделения минералов одной ассоциации могут быть различны и меняться в зависимости от субстрата и степени замещения. Перечисленные выше признаки ни в коей степени не исчерпывают возможные формы выделения эпигенетических минералов. Нередко образуются идиобластические (в том числе порфиробластические) кристаллы, разнообразные закономерные сростания и другие автоморфные выделения. Но эти выделения возникают и при других процессах порообразования, далеких от гидротермально-метасоматической деятельности. Поэтому перечисленные признаки рассматриваются в качестве диагностических для определения эпигенетического характера минерализации.

Статистическая устойчивость выделенных под микроскопом эпигенетических минеральных ассоциаций определяется по совокупности наблюдений с учетом их пространственных координат. В отдельно взятом шлифе определить статистическую устойчивость ассоциации можно далеко не всегда в отличие от сильно измененных пород или полно проявленных гидротермалитов, где фиксируется множество «элементарных объемов» данной ассоциации. Повторяемость ассоциаций в сближенных точках наблюдений на площади работ отражает их статистическую устойчивость и позволяет определить видовую принадлежность. На этом принципе базируется картирование гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления с учетом внешних зон слабых изменений при производстве геологосъемочных работ различных масштабных уровней.

Установленные статистически устойчивые ассоциации эпигенетических минералов по структурно-вещественным признакам сопоставляются с известными видами гидротермалитов (см. разд. 4). При этом необходимо использовать знания по петрологическим моделям метасоматитов, данные о привносе-выносе петрогенных компонентов, парагенетический анализ. Важнейшая задача этих исследований состоит в установлении вариаций состава статистически устойчивой эпигенетической ассоциации в зависимости от состава замещаемых пород, колебаний температуры, давления, концентраций вполне подвижных компонентов.

Специфические гидротермалиты, возникающие обычно в породах особого состава (гипербазитах, известняках, кварцитах), выделяются как аналоги этих ассоциаций. Их предлагается называть «-оидами» (грейзеноидами, березитоидами, пропилюитоидами и т. п. – см. разд. 4.1–4.2).

1.4. Подготовка минералого-петрографической базы данных и картосоставительские работы

Работы по подготовке и оформлению минералого-петрографической базы данных включают в себя кодирование и ввод минералогических и петрографических данных в память компьютера. Для этого используется специальная система кодирования исходных данных. Эта система включает в себя индексацию каждого вещественного признака трехзначным номером, первые две цифры которого должны соответствовать коду минерала или ассоциации минералов, а третья цифра фиксировать изменчивость самого признака в принятой 10-балльной градации: 0 – 0 %, 1 – (1–5 %), 2 – (5–10 %), 3 – (10–15 %), 4 – (15–20 %), 5 – (20–30 %), 6 – (30–40 %), 7 – (40–50 %), 8 – (50–80 %), 9 – (>80 %). Кроме того, специально кодируются: название исходной породы, ее возраст, свита (комплекс), а также координаты.

Картосоставительские работы выполняются с помощью пакета прикладных программ «Surfer» и разделяются на два этапа.

На первом этапе строятся карты содержаний (интенсивности) и карты состава отдельно для каждой из совокупности выделенных основных ГМ ассоциаций. Кроме того, в качестве промежуточных материалов строятся карты изоконцентраций отдельных индикаторных рудных минералов: галенита, сфалерита, пирита, магнетита, пирротина и др., а также породообразующих минералов гидротермалитов: кварца, серицита, гидросерицита, калишпата, мусковита, хлорита, биотита, эпидота, анкерита-доломита и т. д., фиксирующих реальные параметры зон ГМ изменений.

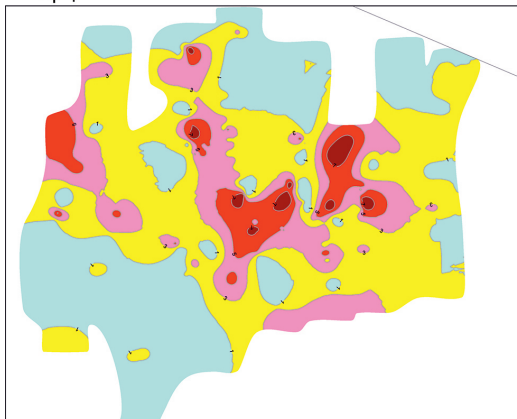
На втором этапе на основе анализа полученных таким образом карт изолиний и карт фактических петрографических наблюдений создаются «вручную» две итоговые карты: карта интенсивности проявления ГМ изменений и карта гидротермально-метасоматической зональности. На этих картах суммируется вся полученная информация о количественных (экстенсивных) и качественных (фациальных) особенностях проявления ГМ образований и отдельных минералов-индикаторов гидротермальных процессов.

Карты строятся в цвете на топографической и геологической основах с снятым чехлом рыхлых отложений. Состав зон ГМ изменений отображается цветом.

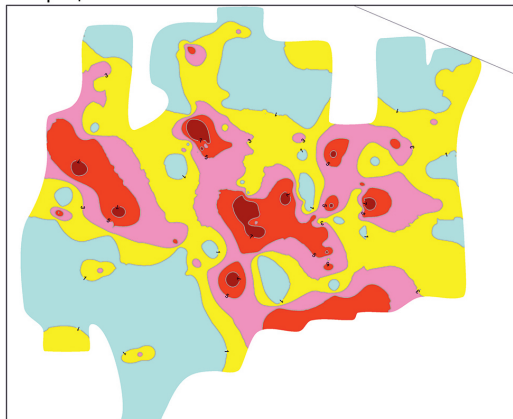
При этом, минеральные ассоциации кварц-светлослюдистой группы (гидросерицитовые и серицит-мусковитовые березиты) показываются различными оттенками красного и желтого цветов, темноцветной группы (биотититы и роговики, а также скарны и околоскарновые породы) – различными оттенками зеленого цвета, ГМ образования полевошпатовой группы (гумбеиты, эйситы, фениты, альбитофиры, калишпатофиры, фельдшпатолиты и калишпатолиты) – различными оттенками коричневого, синего и лилового цветов. Совмещение разновозрастных ГМ ассоциаций отображается «матрасом» – сочетанием вертикальных полос различных цветов.

Материалы, характеризующие все этапы картосоставительских работ, отображены на рис. 7–9, на которых на примере Чумышского золоторудного поля показаны карты закономерностей распределения как отдельных породообразующих минералов, так и их ассоциаций. Примеры оформления итоговых карт – карты интенсивности проявления ГМ изменений и карты гидротермально-метасоматической зональности показаны на рис. 14.

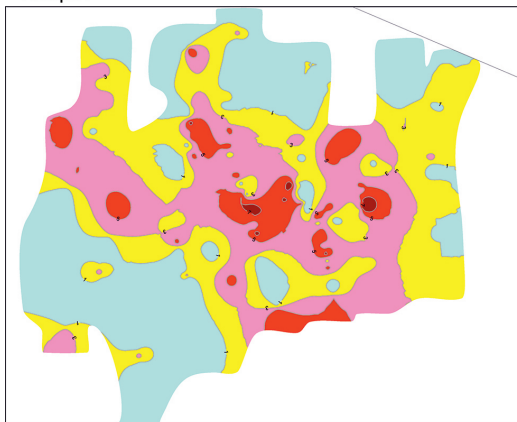
Кварц



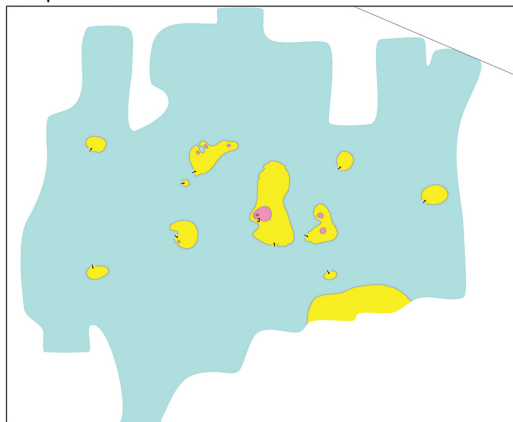
Серицит



Хлорит



Карбонат



Содержание минерала (в % и условных единицах)

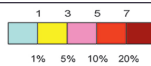
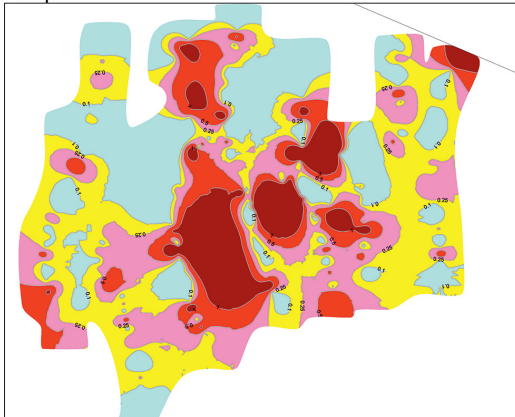
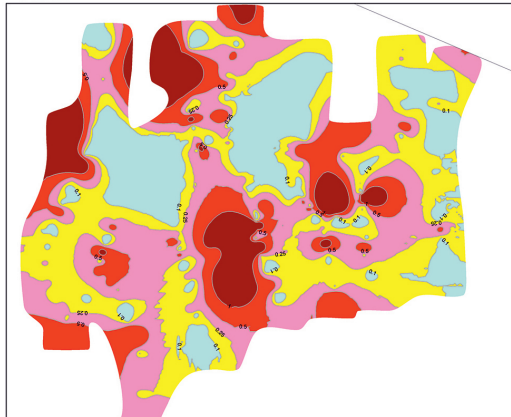


Рис. 7. Примеры компьютерных карт изоконцентраций отдельных породообразующих минералов березитовой ассоциации в гидротермально измененных породах Чумышского золоторудного поля

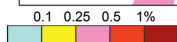
Пирит



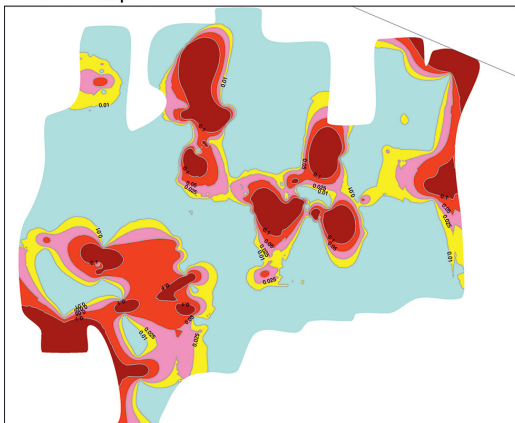
Гётит



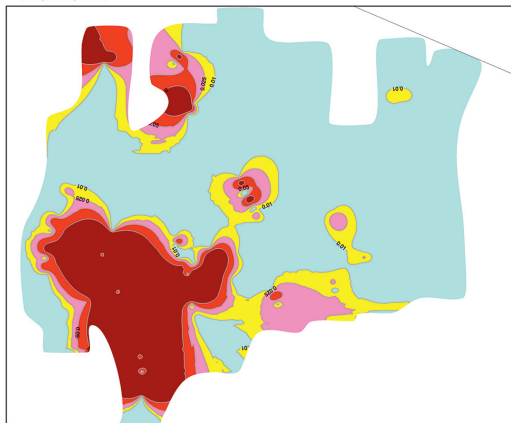
Содержание минерала:



Халькопирит



Магнетит



Содержание минерала:

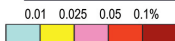
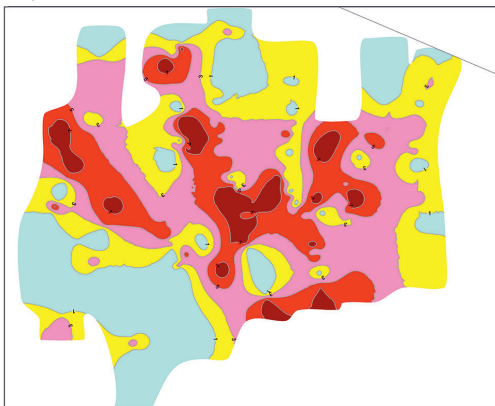
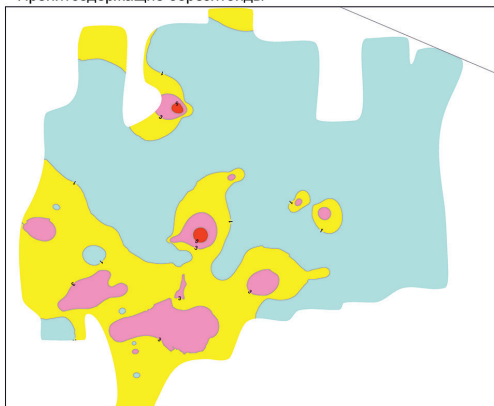


Рис. 8. Примеры компьютерных карт изоконцентраций отдельных рудных минералов-индикаторов гидротермально измененных пород Чумышского золоторудного поля

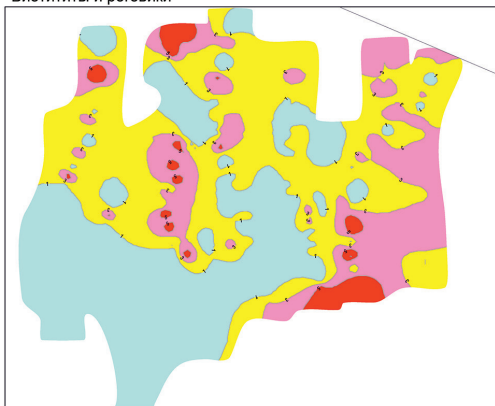
Березиты Ms-Ser



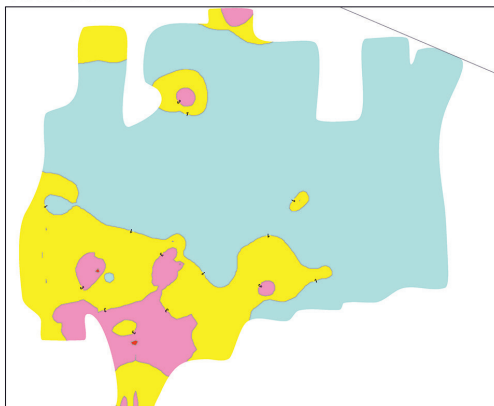
Пренитсодержащие березитоиды



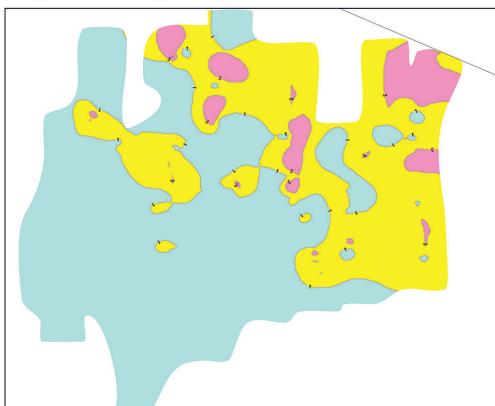
Биотиты и роговики



Калишпатолиты



Догранитные ГМ образования



Интенсивность проявления ГМ изменения:

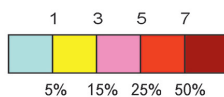


Рис. 9. Примеры компьютерных карт изоконцентраций ведущих ГМ ассоциаций, установленных в гидротермально измененных породах Чумышского золоторудного поля

1.5. Интерпретация результатов

Всего в ходе петрографических исследований в гидротермально-измененных породах Чумышского золоторудного поля в качестве эпигенетических установлено 29 минералов (табл. 1), из которых самыми распространенными являются (в порядке убывания): кварц, хлорит, гётит, пирит, серицит, биотит, гидросерицит, пирротин, адуляр-калишпат и мусковит. Распространены в меньшей степени гематит, халькопирит, кальцит, анкерит, пренит, ярозит, эпидот, турмалин, актинолит, кордиерит, арсенопирит, ильменит, магнетит, лейкоксен и марказит.

Таблица 1

Распространенность вторичных минералов в гидротермально измененных породах Чумышского золоторудного поля

№ п/п	Минерал	Индекс	ГМ ассоциации					Сумма
			A1	A2	A3	A4	A5	
1	Гидросерицит	Hser	9	0	0	0	94	103
2	Серицит	Ser	166	65	0	0	13	244
3	Мусковит	Ms	65	5	0	0	0	70
4	Кварц	Qtz	167	47	135	70	94	513
5	Калишпат (ортоклаз, микроклин)	Kfs	0	0	2	69	0	71
6	Адуляр	Ad	5	15	0	0	0	20
7	Альбит	Ab	0	0	1	0	1	2
8	Хлорит	Chl	164	68	0	1	94	327
9	Кальцит	Cc	27	8	0	0	6	41
10	Анкерит	Ank	17	1	0	0	8	26
11	Биотит	Bt	0	0	135	66	0	201
12	Эпидот	Ep	0	17	0	0	0	17
13	Пренит	Prh	0	68	0	0	0	68
14	Актинолит	Act	0	0	1	41	0	42
15	Кордиерит	Crd	0	0	5	0	0	5
16	Пирит	Py	112	56	0	55	55	278
17	Арсенопирит	Apy	5	2	0	1	0	8
18	Гематит	Hm	9	4	0	3	7	23
19	Гётит	Ht	137	35	0	54	66	292
20	Углеродистое вещество, графит	OM	0	0	0	0	59	59
21	Ильменит	Ilm	0	0	12	62	0	74
22	Лейкоксен	Lks	0	0	31	0	0	31
23	Магнетит	Mt	0	0	11	39	0	50
24	Халькопирит	Cpy	39	20	0	21	13	93
25	Пирротин	Pyr	9	7	57	27	0	100
26	Марказит, мельниковит	Mrk	25	7	0	20	16	68
27	Борнит, халькозин	Brn	5	2	0	0	0	7
28	Ярозит	Jar	16	1	0	0	0	17
29	Турмалин	Trm	29	1	5	2	5	42

Примечание. Распространенность приводится в виде количества случаев обнаружения вторичного минерала в той или иной ГМ ассоциации при микроскопическом изучении 430 шлифов. Состав ГМ ассоциаций (A1–A5) – см. табл. 2.

Отмеченные минералы проявлены в коренных породах района в самых различных сочетаниях друг с другом, образуя устойчивые в структурно-вещественном отношении ассоциации (парагенезисы). Всего в процессе петрографических работ зарегистрировано и детально описано пять таких ассоциаций эпигенетических минералов (табл. 2; рис. 10–13):

A1 – серицит-мусковитовых березитов (qtz + ser/ms + chl + /-ank/cc, py, cpy),

A2 – пренитсодержащих березитоидов (prh + chl + ser + /-qtz, ad, cc, py, pyr, ep, cpy),

A3 – биотититов (qtz + bt + /-crd, kfs, pl, ser),

A4 – калишпатолитов (qtz + kfs + bt + /- act, py),

A5 – догранитных гидросерицитовых березитов (qtz + hser/ser + chl + + ank/cc + /- py).

При выделении вышеперечисленных ассоциаций и гидротермалитов была использована структурно-вещественная классификация ГМ образований (гидротермалитов), приведенная в работе Е. В. Плющева и соавторов (1981 г.). В соответствии с принятой классификацией гидротермалитов по типу метасоматоза (Зарайский, Аксюк, 1996) *калишпатолитовое ГМ изменение* является продуктом кремнещелочного (кремнекалиевого) метасоматоза (Si Al + K), *биотититовое* – субщелочного метасоматоза (K Mg Fe), *березитовое и березитоидное* – кислотного + субщелочного метасоматоза (Si Al + Ca Mg Fe).

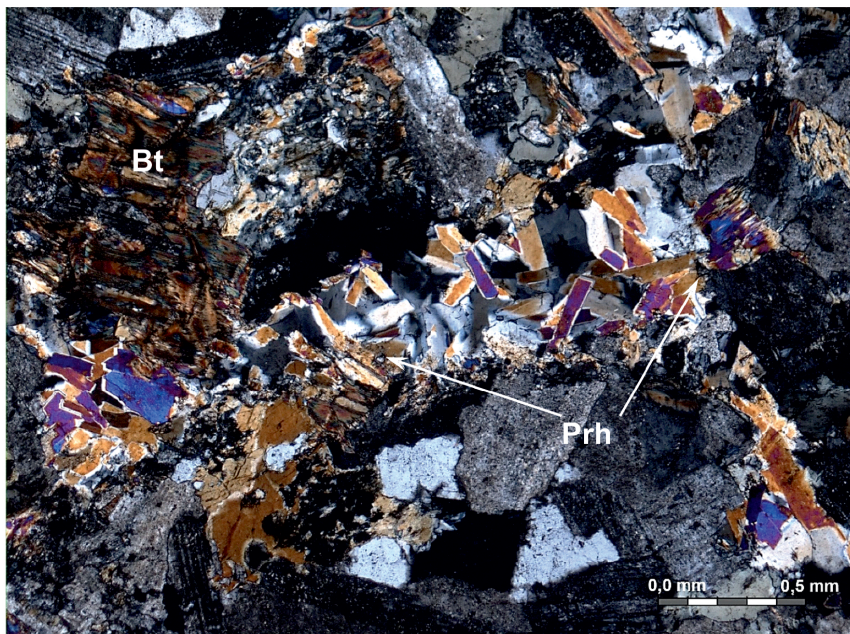
Таблица 2

Распространенность ГМ ассоциаций и ГМ фаций в гидротермально измененных породах Чумышского рудного поля

ГМ ассоциация	Индекс ГМ фаций	Состав ГМ фаций	Распространенность	
			ГМ фаций	ГМ ассоциаций
A1 Березиты серицит-мусковитовые	B1	Qtz + Ser(Ms) + /- Py	3 (1%)	177 (64%)
	B2	Qtz + Ser(Ms) + (Chl) + /- Ank,Cc,Py	17 (6%)	
	B3	Qtz + Ser(Ms) + Chl + Ank + /-Cc,Py	98 (36%)	
	B4	Qtz + Chl + (Ser,Ms) + Ank + /-Cc,Py	59 (22%)	
A2 Березитоиды пренитсодержащие	BR1	Chl + Prh + Ser + /-Cc,Ep,Qtz,Py	53 (19%)	68 (23%)
	BR2	Chl + Prh + Ser + Ad + /-Cc,Ep,Qtz,Py	15 (5%)	
A3 Биотититы	BT1	Bt + Qtz + /-Py,Ser,Kfs	132 (48%)	136 (50%)
	BT2	Bt + Qtz + Crd + /-Py,Kfs,Pl	4 (2%)	
A4 Калишпатолиты	F1	Qtz + Kfs + Bt + /-Py	31 (11%)	73 (27%)
	F2	Qtz + Kfs + Bt + Act + /-Py	42 (15%)	
A5 Догранитные гидросерицитовые березиты	B5	Qtz + Hser(Ser) + Chl + Ank(Cc) + /-Py	94 (34%)	94 (34%)

Примечание. Распространенность приводится в виде количества случаев обнаружения эпигенетической ассоциации или ее фации при микроскопическом изучении 430 ПППШ.

А



Б

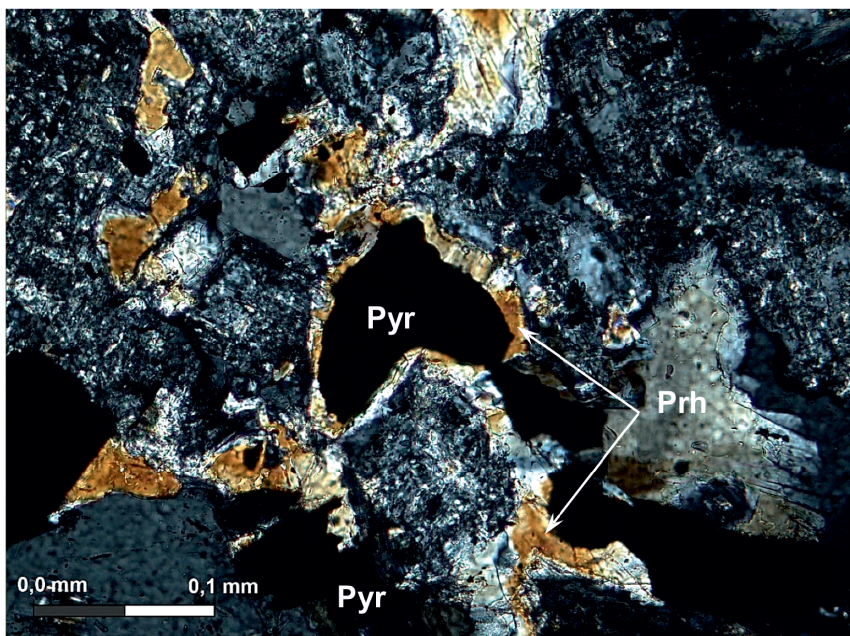
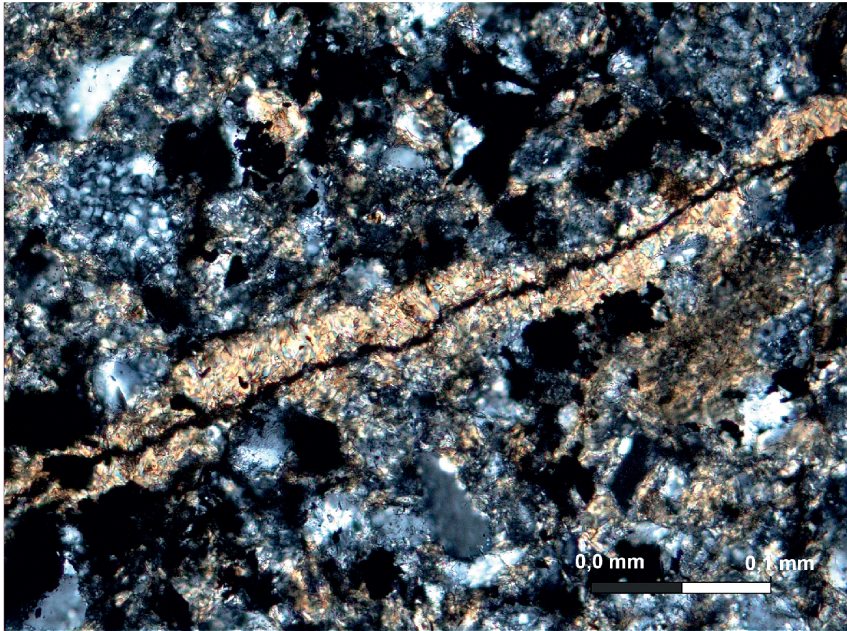


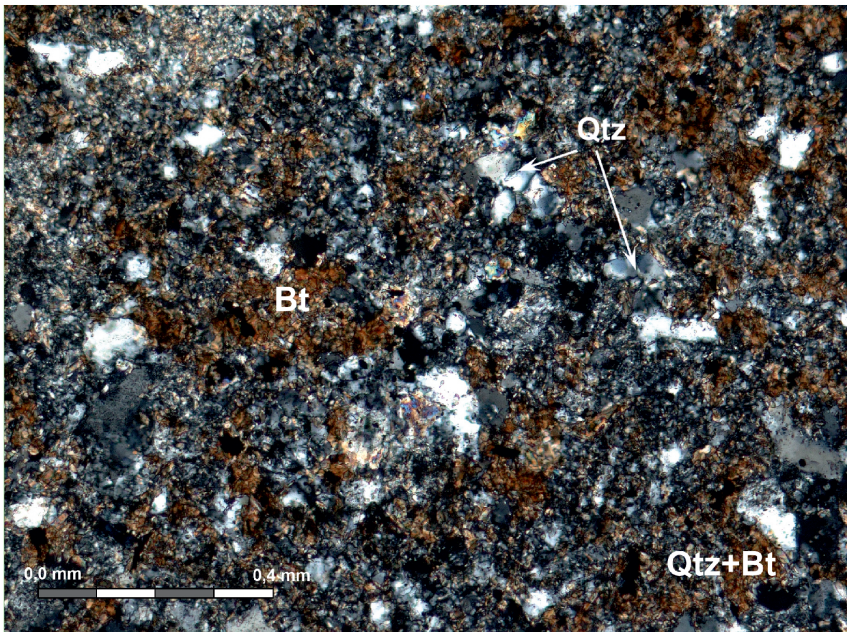
Рис. 10. Особенности проявления пренитовых березитоидов (A2) в гранитондах Чумышского плутона.

А – Пренитовые (Prh) прожилки секут средне-мелкозернистый кварц-полевошпат-биотит-амфиболовый матрице исходной породы – монцодиорита (шлиф 4203-4, николи +). Б – Вкрапленность зерен пирротина (Pyr), окруженная пренитовыми (Prh) «рубашками», в минерализованном биотитовом монцогранодиорит-порфире III фазы (шлиф 4088-3, николи +)

А



Б



**Рис. 11. Характер проявления биотитового ГМ изменения (А3)
в полимиктовом алевропесчанике J_1**

А – Прожилковые новообразования бурого биотита, секущие исходную терригенную породу (шлиф 4209-2, николи +). *Б* – Кварц (Qtz)-биотиты (Bt) новообразования биотитов (А3) в полимиктовом алевропесчанике. Кварц светло-серый, биотит темно-коричневый (шлиф 4741, николи +)

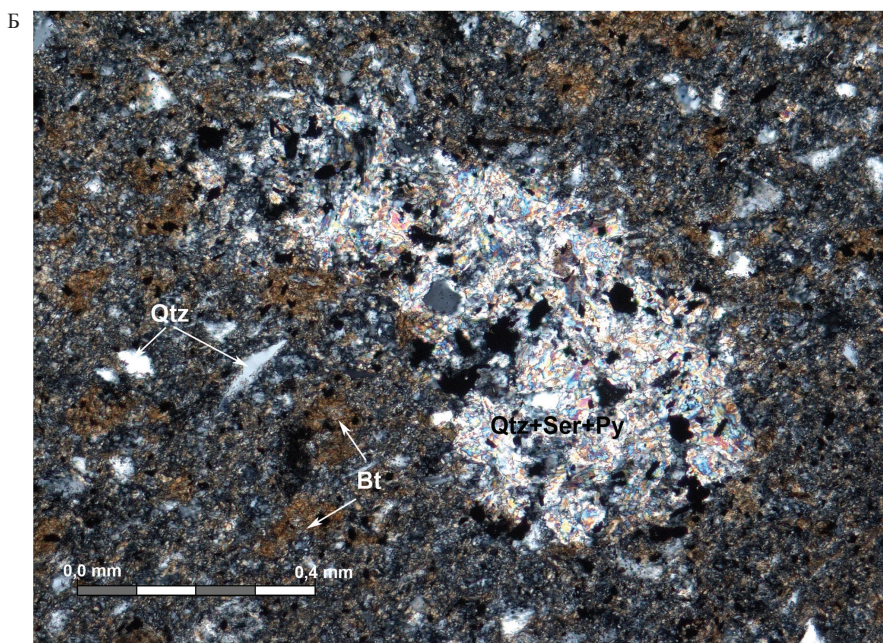
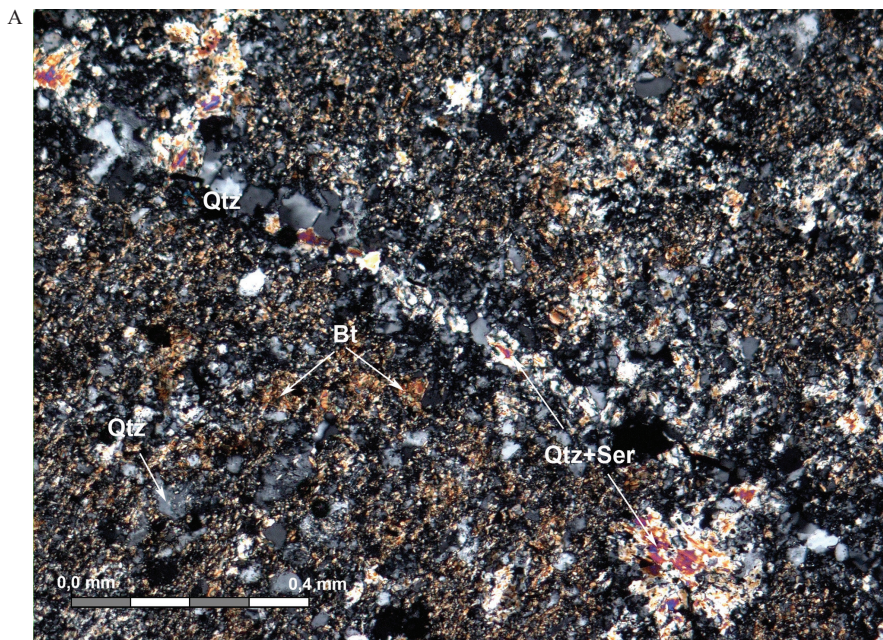


Рис. 12. Соотношение безритуемого ГМ изменения (А1) с биотититами (А3) в полимиктовом алевропесчанике J₁

А – Кварц(Qtz)-серицит(Ser)-хлоритовые прожилки секут мелкозернистые кварц(Qtz)-биотитовые (Bt) агрегаты биотититов (шлиф 4727, николи +). Б – Кварц-мусковит-серицитовые с пиритом «пятнистые» агрегаты (Qtz + Ser + Py) среди более ранних кварц(Qtz)-биотитых (Bt) новообразований биотититов (шлиф 4741, николи +)

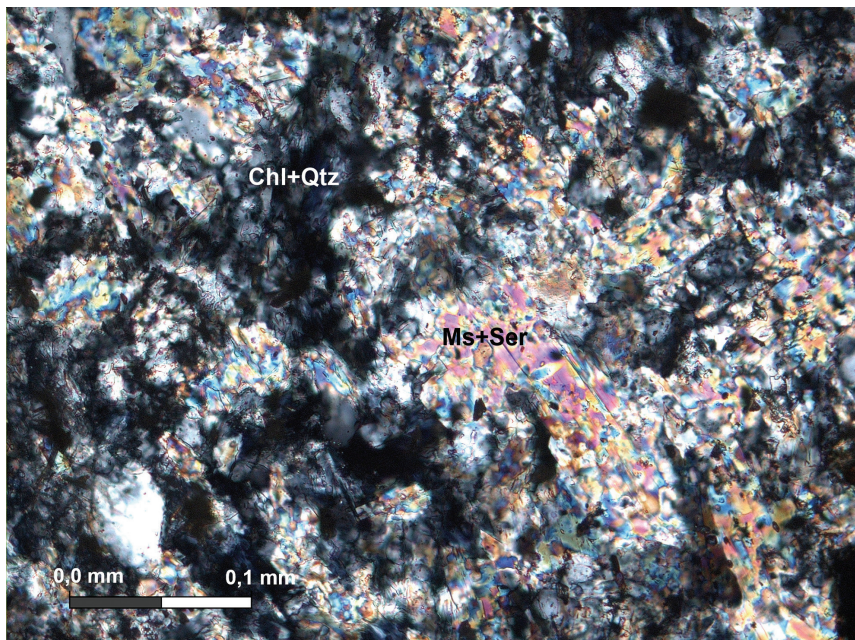


Рис. 13. Полно проявленное березитовое ГМ изменение (А1) в полимиктовом алевропесчанике J₁. Пятнистые агрегаты мусковит(Ms)-серицитового (Ser) состава в кварц(Qtz)-хлоритовом (Chl) матриксе, замещающие исходную терригенную породу (шлиф 4753, николи +)

По структурно-вещественным характеристикам и термодинамическим параметрам ассоциация А5 (догранитных гидросерицитовых березитов) отвечает телезоне ($h = 0-2$ км, $T = 50-250$ °С) сферы проявления гидротермальной деятельности, то есть является продуктом телетермальной амагматогенной гидротермальной деятельности, связанной с метаморфизмом терригенных пород раннеюрского возраста и тектонической перестройкой выполненного этими породами осадочного бассейна мезозойского возраста. Остальные четыре ГМ ассоциации (А1, А2, А3 и А4) обусловлены процессом внедрения и длительного становления Чумышского гранитоидного массива раннемелового возраста в мезо- и эпизоне ($h = 1-2, 3-4$ км, $T = 150-400$ °С) сферы проявления плутоногенной гидротермальной деятельности.

Выделенные на карте гидротермально-метасоматической зональности Чумышского рудного поля зоны распространения ГМ ассоциаций представляют собой случайные сечения эрозивной поверхностью объемных тел, выполненных в подавляющем большинстве случаев слабо, умеренно- и сильнопроявленными минеральными новообразованиями, составляющими, как правило, 5–20 % от объема исходных пород.

В общем случае площадные параметры отдельных зон измеряются многими сотнями метров квадратных, иногда первыми км², а по вертикали развиваются на многие десятки – первые сотни метров. В пределах каждой зоны полнопроявленные метасоматиты и жилы выполнения представляют собой незначительные по размерам сгущения эпигенетической минерализации. Основной объем зон, как уже отмечалось выше, приходится на слабо-,

умереннопроявленные ассоциации, составляющие в среднем 5–20 % от объема исходной породы.

В поле переменной проницаемости пород они фактически являются «внешними» зонами однофазальных локально проявленных метасоматитов (гидротермалитов), переход между которыми осуществляется через ряд промежуточных зон, закономерности развития которых подчиняются инфильтрационной и диффузной метасоматической зональности, теоретически обоснованной Д. С. Коржинским [24–27].

Как показывает сравнительный анализ рис. 14 в пространственном размещении рассмотренных выше зон ГМ изменений, главная роль принадлежит следующим двум факторам:

– в общем плане – морфологии Чумышского гранитного плутона и в частности морфологии монцодиоритового интрузивного тела III фазы, выступавшего в качестве своеобразной «печки», вокруг которой разворачивались основные процессы гидротермального минералообразования, приведшие к формированию Чумышского плутоногенного ГМ комплекса (ГМК);

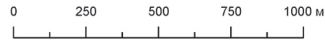
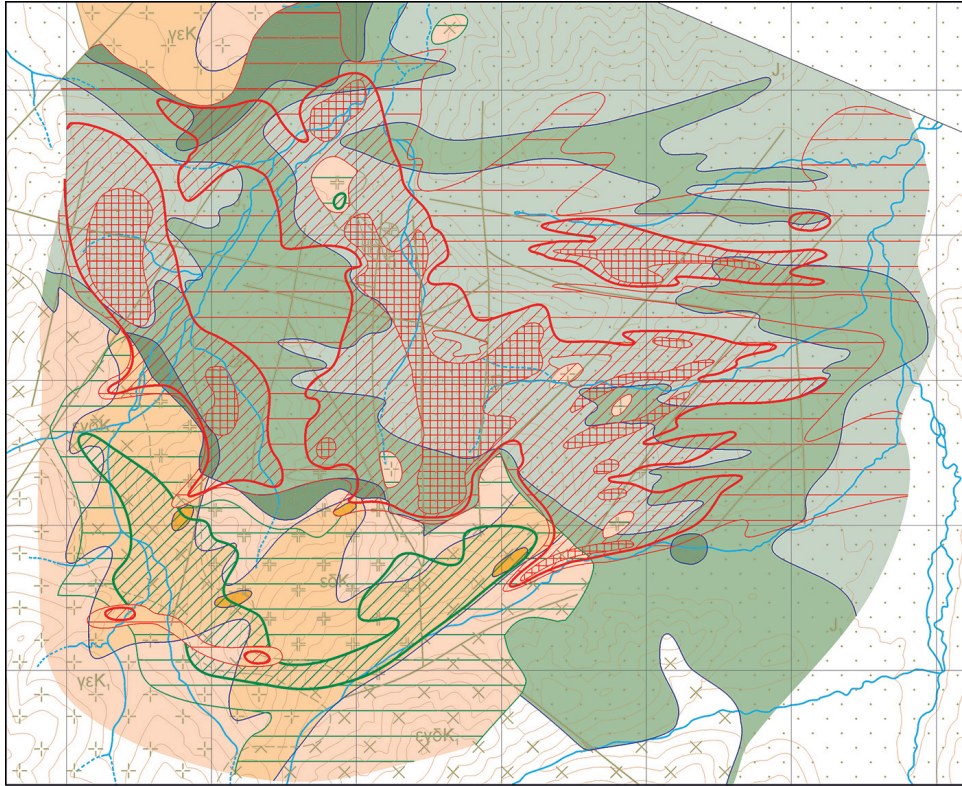
– структурному плану пликативных и дизъюнктивных дислокаций толщи терригенных пород нижней юры, предопределившему характер и интенсивность проявления процессов минералообразования как в догранитный период развития района, так и на стадии становления Чумышской плутоногенной гидротермальной системы.

Установленная современная картина в распределении *внутриинтрузивных зон*, с одной стороны, является отражением вещественных неоднородностей в строении самого гранитоидного плутона (например, наличие штока монцодиоритов III фазы в северной части плутона), а с другой, в условиях сильно расчлененного рельефа – отражением неравномерного среза эрозивной поверхностью двух субпараллельных зон чехольного типа: *калишпатолиты* → *пренитсодержащие березитоиды*. Поэтому зоны пренитсодержащих березитоидов, как наиболее верхние звенья внутриинтрузивной метасоматической колонны, сохранились только в наименее эродированных частях плутона, главным образом в эндо- и экзоконтактной области штока монцодиоритов III фазы, а также в монцодиоритовых дайках и сателлитах к северу от Чумышского плутона, фиксирующих своим местоположением скрытый на глубине гребневидный выступ кровли монцодиоритовой интрузии, полого погружающейся в северном направлении под толщу терригенных пород нижней юры.

Для *околоинтрузивных зон* также устанавливается прямая зависимость между их «геометрией» и морфологией обнаженной и погребенной частей Чумышского гранитоидного плутона, включая монцодиориты III фазы. С другой стороны, на их размещение в пространстве серьезное влияние оказывал также фактор тектонической нарушенности толщи вмещающих терригенных пород.

В размещении приконтактных зон биотитизации в околоинтрузивном пространстве обнаруживаются элементы отчетливой температурной зональной упорядоченности. В самом общем случае, на участках пологого погружения кровли плутона ближайшей к контакту является зона биотит-кордиеритовых роговиков, которая по мере удаления от контакта в сторону вмещающих пород последовательно сменяется сначала ореолами биотитизации, а затем ореолами в различной степени проявленных мусковит-серицитовых березитов. Таким образом, зональный ряд гидротермалитов в околоинтрузивном пространстве Чумышского плутона выглядит следующим образом (от контакта в сторону

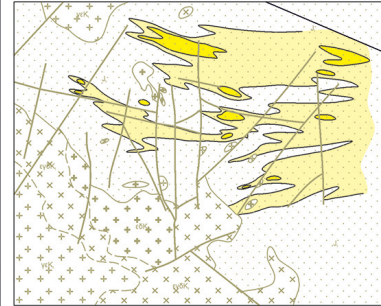
A



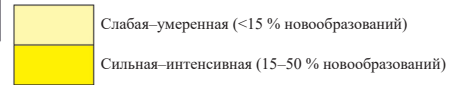
Условные обозначения

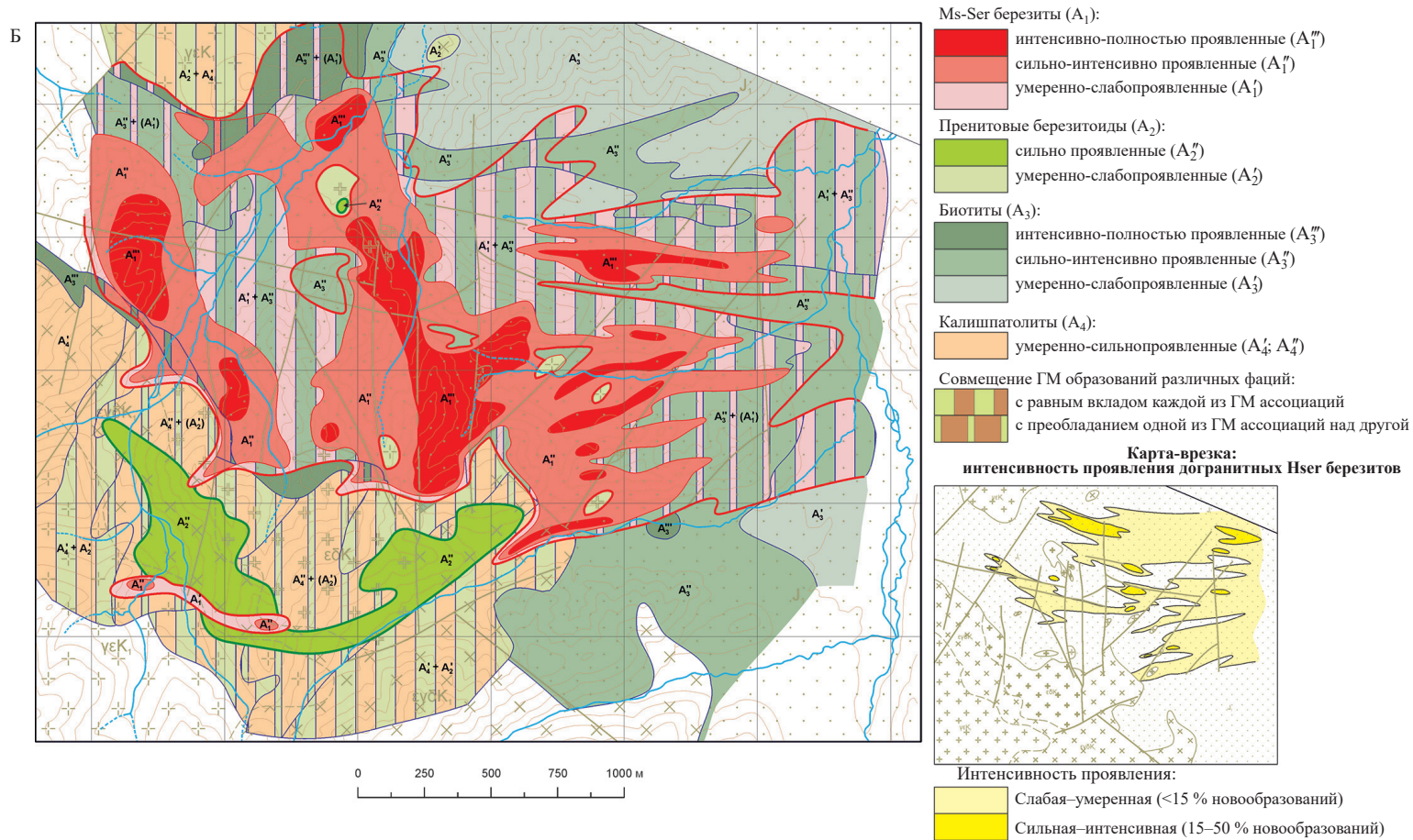
Тип ГМ изменения	Интенсивность проявления ГМ изменения	Интенсивность проявления ГМ изменения		
		Слабая-умеренная <15 %	Сильная-интенсивная 15-50 %	Интенсивная-полная >50 %
A1	Ms-Seg березиты	[Red horizontal lines]	[Red diagonal lines /]	[Red grid]
A2	Пренитовые березитоиды	[Green horizontal lines]	[Green diagonal lines /]	[Green grid]
A3	Биотититы	[Light green solid]	[Dark green solid]	[Dark green solid]
A4	Калишпатолиты	[Light orange solid]	[Orange solid]	[Dark orange solid]

**Карта-врезка:
интенсивность проявления догранитных Hser березитов**



Интенсивность проявления:





**Рис. 14. А – карта интенсивности проявления ГМ изменений в пределах Чумьшского золоторудного поля.
Б – карта гидротермально-метасоматической зональности**

вмещающих пород – в направлении вектора максимальной изменчивости): *биотит-кордиеритовые роговики* → *биотититы* → *мусковит-серицитовые березиты*, а с учетом внутриинтрузивных зон: *калишпатолиты* → *пренитсодержащие березитоиды* → *биотит-кордиеритовые роговики* → *биотититы* → *мусковит-серицитовые березиты*.

Выявленный на современном уровне эрозионного среза латеральный ряд гидротермалитов по существу является отражением вертикальной зональности всего Чумьшского плутоногенного ГМ комплекса в целом.

В этом ряду гидротермалитов березиты занимают самое верхнее звено вертикальной метасоматической колонны. С глубиной их последовательно сменяют пренитсодержащие березитоиды и калишпатолиты. В латеральном направлении среди пород околоинтрузивной области эта совокупность гидротермалитов со всех сторон окаймляется зонально построенным ореолом биотитизации, сопряженным в пространстве и времени с развитием зоны березитизации.

2. Изучение геохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований

Петрохимическое и геохимическое изучение зон гидротермально измененных пород является одним из самых важных этапов в проведении прогнозно-поисковых работ, нацеленных на оценку рудоносности перспективных участков на основе использования данной методики.

2.1. Пробоподготовка и требования к лабораторным исследованиям

Основной объем геохимических проб отбирается при картировании ГМ образований на отдельных участках территории листа ГСР-200. Это штучные пробы, сопровождаемые сколком для изготовления петрографических шлифов и образцом для контроля и производства петрофизических измерений.

Минералого-петрографическое и петрогеохимическое изучение потенциально рудоносных участков и зон гидротермальных изменений должно осуществляться путем детального опробования коренных пород вдоль наиболее представительных сечений этих зон горными выработками (канавами) или стенками карьеров. Для расчета баланса движения вещества в процессах гидротермального метасоматизма проводится дополнительный отбор сколков для изготовления петрографических шлифов и штучных проб весом 300–500 г, характеризующих участки пород с умеренной (5–15 % новообразований), сильной–интенсивной (15–50 %) и полной (>70–80 %) степенью проявления гидротермально-метасоматических образований одного вида.

С целью исключения возможности заражения геохимических проб при дроблении и истирании рекомендуется еще в полевых условиях сгруппировать пробы по типам исходных пород (например: граниты, риолиты, андезиты, песчаники и т. д.), обособив от них в отдельную группу минерализованные и оруденелые породы, которые должны быть подвергнуты пробоподготовке в лабораторных условиях в последнюю очередь.

В основе определения содержания широкого спектра элементов-примесей желательно использовать метод ICP-MS либо атомно-абсорбционный или рентгено-спектральный методы, в исключительных случаях – приближенно-количественный спектральный анализ (ПКСА). Для решения специальных задач по отдельным пробам используются методы «мокрой» химии, изотопные и другие прецизионные исследования.

Рекомендуется использование следующих видов анализа:

- на U, Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Rb, Sr, Li, Be, Sn, W, Mo, As, Sb, Ag, Bi, Pb, Zn, Cu, Sc, Ni, Co, Y и REE – метод индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS),
- на Au и ЭПГ – метод атомной абсорбции (метод полно-кислотного вскрытия),
- на Hg – метод холодного пара,
- на CO₂ и S – метод инфракрасной спектроскопии;

– на петрогенные оксиды, а также V, Cr и Ba рентгено-спектральный флуоресцентный метод (XRF).

В случае необходимости в порядке исключения можно также использовать ПКСА МАЭС на 40 элементов методами просыпки и испарения из канала.

Рекомендуется также определение петрофизических параметров образцов: объемного веса и магнитной восприимчивости горных пород, руд и метасоматитов.

Надежность и высокая точность оценок низких концентраций может быть осуществлена только на основе постоянного метрологического контроля за качеством аналитических данных, который осуществляется на всех этапах полевых и лабораторных исследований, так как уровень качества информации существенно влияет на конечные результаты ГСР-200.

Контроль пробоотбора предусматривает повторное опробование – 3 % от общего количества проб, которое проводит начальник полевой партии.

Необходимо также неукоснительно соблюдать действующие инструкции и рекомендации по подготовке (обработке) проб к аналитическим исследованиям. При сдаче проб в лабораторию обязательна группировка проб по видам исходных пород, характеру и интенсивности ГМ изменений и рудной минерализации. Желательно проведение аналитических работ по всему району в одной лаборатории, в узком интервале времени и одной группой исполнителей.

Метрологическое обеспечение лабораторных исследований осуществляется в форме внутреннего, внешнего и геологического контроля. Внутрелабораторный и внешнелабораторный контроль проводятся в соответствии с требованиями отраслевых стандартов, а также согласно действующим инструкциям и рекомендациям. Геологический контроль за качеством лабораторных работ осуществляется под руководством начальника полевой партии. Обычно такой контроль проводится путем включения в каждую партию проб 5–10 % (но не менее 15–20 проб) зашифрованных проб с аттестованными содержаниями определяемых элементов-примесей. В качестве контрольных в таких ситуациях целесообразно использовать СОС, СОП или КО. Рационально в качестве контрольных в каждую последующую партию проб включать пробы из предыдущей партии, что одновременно обеспечит возможность увязать контролем все партии проб, отобранных по изучаемой территории. Расчет ошибок аналитических определений (правильности и воспроизводимости) проводится в соответствии с действующими инструкциями.

Все вышеперечисленные материалы должны быть положены в основу проведения камеральных петрохимических и геохимических работ, в ходе выполнения которых должна быть получена петрогеохимическая характеристика в различной степени гидротермально измененных пород изучаемого участка.

2.2. Оценка геохимического фона

Обычно при проведении геохимических работ фоновые значения содержаний химических элементов оцениваются стандартными статистическими методами. В нашем случае предлагается подходить к решению этой задачи на основе использования результатов минералого-петрографического изучения в различной степени гидротермально измененных пород.

Петрохимические и геохимические особенности слабо гидротермально измененных коренных пород Чумьшского рудного поля

Оксиды, малые элементы	Гранитоидный pluton, K ₁										Дайковый комплекс		Вмещающие терригенные отложения, J ₁					
	Граносиениты (III фаза)	Гранодиориты и монцогранодиориты (II фаза)			Монцогранодиориты и кварцевые монцодиориты (II фаза)				Монцодиориты (I фаза)	Среднее по плутону	Диорит-порфиры, долериты	Риолиты	Алевролиты	Алевропесчаники	Среднее	Углеродистые алевропесчаники	Среднее по вмещающим породам	
		1	3	4	3+4	5	6	7	5+6+7	9								1+9
SiO ₂ , %	67,3	62,47	66,15	64,57	63,35	65,47	63,05	64,17	55,78	62,05	57,33	74,1	62,5	62,37	62,39	60,93	61,95	
Al ₂ O ₃	16,6	16,37	16,25	16,3	16,2	16,3	16,55	16,34	16,57	16,4	16,4	14,5	19,1	18,92	18,94	18,3	18,75	
TiO ₂	0,48	0,66	0,53	0,58	0,65	0,68	0,66	0,66	0,91	0,7	0,85	0,14	1	0,98	0,99	0,97	0,98	
Fe ₂ O ₃	3,08	5,6	4,06	4,72	5,78	5,15	5,94	5,55	8,97	6,13	7,93	1,71	6,34	6,28	6,29	7,33	6,6	
MnO	0,05	0,08	0,06	0,07	0,11	0,08	0,12	0,1	0,15	0,1	0,13	0,11	0,07	0,06	0,06	0,09	0,07	
MgO	1,41	2,18	1,69	1,9	2,37	1,76	2,11	3,03	4,39	2,63	4,21	0,35	1,63	1,82	1,79	2,07	1,88	
CaO	2,29	2,84	3,74	2,78	3,69	2,29	3,87	3,14	6,39	3,91	5,51	0,51	0,93	0,76	0,79	1,65	1,05	
Na ₂ O	4,07	3,13	3,61	3,4	3,16	2,93	3,46	3,14	2,85	3,19	2,72	3,61	2,22	2,13	2,15	2,14	2,14	
K ₂ O	3,38	2,97	3,1	3,05	2,95	3,23	2,59	2,96	2,02	2,74	1,86	3,39	3,03	3,11	3,1	2,9	3,04	
P ₂ O ₅	0,2	0,17	0,18	0,17	0,16	0,18	0,18	0,17	0,22	0,19	0,21	0,08	0,19	0,23	0,23	0,24	0,23	
п,п,п,	1,14	3,45	1,55	3,36	1,59	1,91	1,43	1,68	1,74	1,9	2,74	1,39	2,88	3,26	3,21	3,3	3,24	
Сумма	99,9	99,9	99,9	99,9	99,95	99,97	99,95	99,96	99,97	99,94	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	
Au, г/т	0,001	0,0018	0,0046	0,0027	0,0062	0,001	0,0093	0,0056	0,0098	0,0065	0,0031	0,001	0,001	0,0027	0,0035	0,0114	0,0053	
Sr	150	171	143	160	144	175	175	160	196	170	233	50	100	75	75	88	78	
Ba	500	257	400	330	250	350	275	270	218	260	283	400	300	268	270	272	270	
P	2000	1500	1750	1630	1550	2000	1750	1660	2075	1800	2333	1500	3000	3229	3240	3188	3200	
Ti	8000	8429	6500	7750	8643	8000	7500	8390	8700	8360	7667	2000	10000	7230	7300	7312	7220	
Mn	500	871	575	740	914	700	1000	900	1320	1020	1333	1000	600	625	630	719	660	
V	80	207	98	160	211	200	180	203	250	211	217	20	150	139	139	158	142	
Cr	20	50	35	43	47	55	40	47	96	64	93	30	80	72	72	66	70	
Co	6	12	9,3	10	12	11	13	12	20	14	22	6	8	12	12	12	12	
Ni	12	17	17	17	14	21	16	18	39	25	40	5	40	37	37	35	36	
Sc	15	19	16	18	15	15	14	15	18	17	17	8	10	13	13	14	13	
Zr	120	153	138	145	131	125	95	124	41	98	83	80	100	110	110	121	113	
Nb	15	12	13	13	12	16	12	12	10	12	12	15	15	15	15	13	15	
Ce	80	49	75	60	59	60	65	62	63	62	53	40	80	56	56	56	56	
La	15	17	19	18	19	18	18	19	20	19	22	30	30	22	22	22	22	
Y	40	31	33	32	30	33	30	30	21	27	23	30	30	27	27	27	27	
Yb	5	4	3,3	3,8	3,5	3,5	3,5	3,4	1,6	2,8	2,3	1,5	3	3,3	3,2	3,2	3,2	
Be	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	1,2	0,5	1	1,2	1,2	1,2	1,2	
Li	30	30	29	30	26	33	23	27	23	26	23	15	25	20	21	21	21	
W	1,50	2,1	2,5	2,2	2	6,5	1,5	2,7	1,6	2,2	2	1,5	1,5	2,6	2,6	2,2	2,5	
Mo	2	2,4	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,4	2,2	2,3	2,2	1,5	1,5	2,3	2,3	2,4	2,3	
Sn	2	2,6	2	2,4	2,9	3	1,9	2,7	2,5	2,6	2,3	2	4	4,2	4,2	3,8	4,1	
Cu	15	30	19	25	32	25	21	28	39	32	90	10	25	36	35	27	33	
Pb	20	11	23	15	11	16	11	12	7,5	11	8,3	15	10	15	15	15	15	
Zn	40	76	35	59	73	78	70	73	97	78	83	40	80	99	100	104	100	
Bi	1,5	0,5	1,8	1	0,5	1,3	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5	1,3	1,3	1	1,2	
Ag	0,03	0,039	0,11	0,06	0,047	0,048	0,05	0,047	0,06	0,055	0,06	0,06	0,04	0,12	0,129	0,079	0,116	
As	10	10	83	34	10	10	13	10	16	17	10	10	10	16	16	19	17	
Ge	1	1,4	1,1	1,3	1,4	1,6	1,5	1,5	1,9	1,6	1,8	2	1,5	1,8	1,8	1,9	1,8	
Ga	15	17	16	16	15	16	15	15	15	15	14	15	15	14	14	14	14	
B	25	29	35	30	30	40	29	31	30	31	37	40	100	78	79	68	76	
n	1(1)	7(3)	4(4)	12(7)	14(2)	4(3)	4(2)	23(7)	20(6)	55(21)	3(3)	1(1)	1(1)	48(6)	50(7)	16(3)	67(10)	

Примечание. 1–17 – типы пород: 1 – Вт граносиенит, 3 – Вт монцогранодиорит (гранодиорит), 4 – Вт монцогранодиорит-порфир, 5 – Вт-Нб монцогранодиорит, 6 – Вт-Нб монцогранодиорит-порфир, 7 – Вт-Нб(Рх) кварцевый монцодиорит, 9 – Вт-Нб-Рх монцодиорит, 10 – габбродиорит, 11 – долерит, 12 – диоритовый порфирит, 13 – риолит, 14 – алевролит, 15 – алевропесчаник, 17 – углеродистый алевролит, 18 – углеродистый алевропесчаник, n – количество проб (в скобках указано количество проб для петрогенных компонентов).

С этой целью геохимический блок банка данных по значениям ключевых петрографических признаков делился на две части: «рабочую», в которую включаются все объекты, отвечающие *минимально гидротермально измененным породам*, и «остаток» – с объектами, не удовлетворяющими данному требованию. За величину порога, по которому осуществлялся «отсев» объектов по ключевым параметрам, обычно предлагается принимать 20 % новообразований вторичных минералов. Это позволит выделить из всего объема оперативного файла некоторую совокупность объектов, отвечающих минимально гидротермально измененным породам.

В дальнейшем путем сортировки объектов по ключевому признаку – «состав исходной породы» – эта совокупность должна подразделяться на некоторую совокупность частных монопородных выборок, отвечающих, соответственно, разнообразным типам пород, участвующим в геологическом строении изучаемой территории.

Каждая такая однородная в петрографическом отношении частная выборка «очищается» стандартными приемами от объектов с аномальными значениями содержаний элементов. На этой основе рассчитываются основные статистические параметры, строятся гистограммы распределения, осуществляется проверка гипотез закона распределения элементов и т. д.

Далее путем деления исходных значений геохимических признаков базы данных на соответствующие значения *«породных»* фонов осуществляется нормирование всего блока исходных геохимических данных по фоновым значениям признаков. Эта операция позволяет в значительной степени *«заглушить»* геохимическую специализацию исходных контрастных в петрогеохимическом отношении пород и *«работать»* в дальнейшем с новым файлом нормированных геохимических данных как будто бы в *«однородной геологической среде»*.

В качестве примера в табл. 3 приводится информация о петрохимической и геохимической характеристике минимально измененных магматических и осадочных пород, участвующих в геологическом строении Чумышского золоторудного поля. Подчеркнем тот факт, что из общего количества отобранных по поверхности Чумышского золоторудного поля 430 штучных геохимических проб после тщательного просмотра шлифов была использована для оценки геохимического фона только их четвертая часть – 132 образца слабо гидротермально измененных пород, что практически невозможно сделать по макроскопическим данным.

2.3. Картосоставительские работы

Как и в случае с петрографическими данными, картосоставительские работы на этой стадии выполняются с помощью пакета прикладных программ «Surfer» с последующей конвертацией полученных графических материалов в любой ГИС-формат (ArcGIS 10.3, MapInfo и др.).

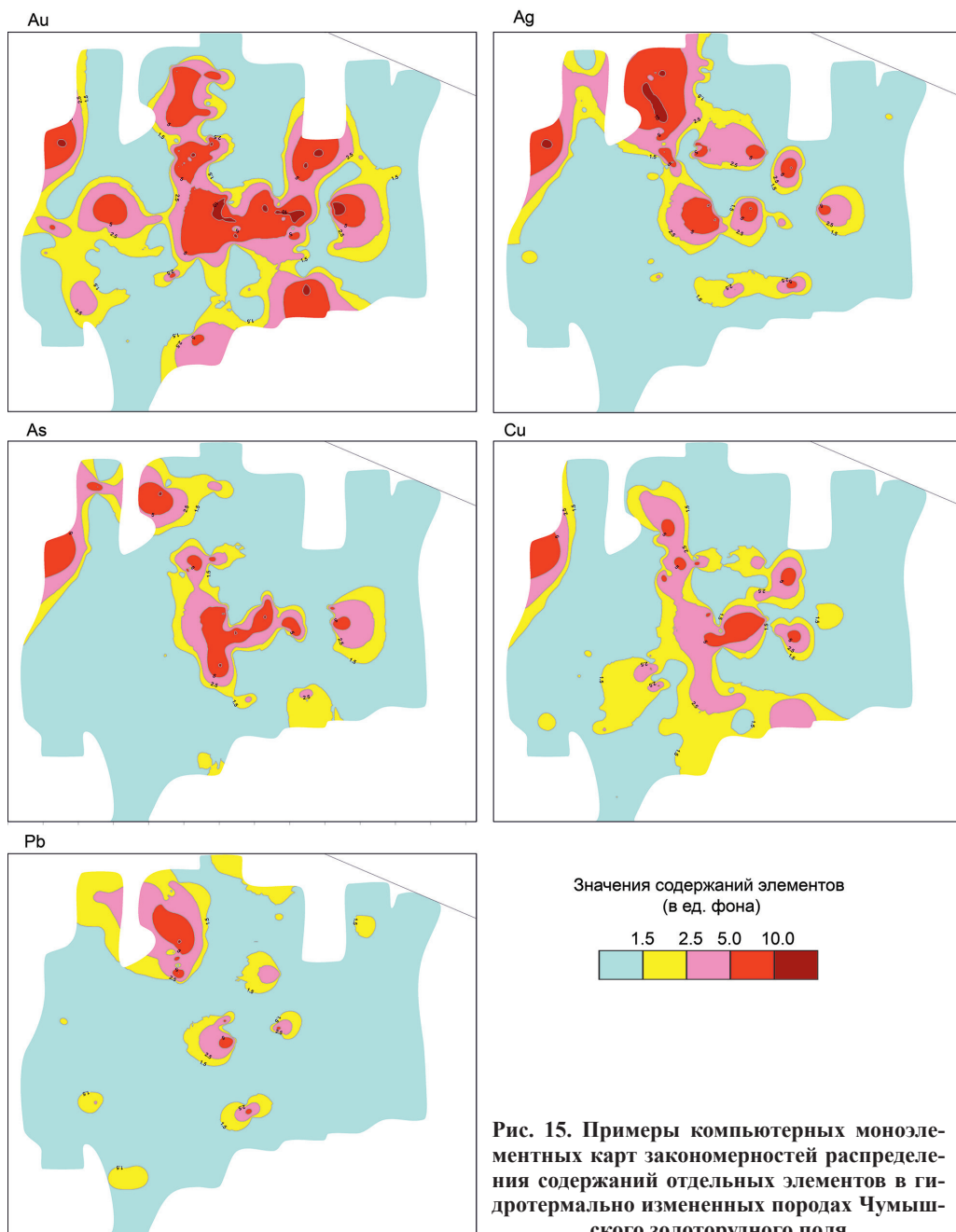
В организационном отношении эти работы осуществляются в три этапа.

На первом этапе составляются карты изоконцентраций – моноэлементные карты изолиний, отображающие в виде изолиний (в единицах фона) структуру распределения отдельных элементов по площади района работ.

На втором этапе на основе использования стандартной программы факторного анализа (метод главных компонент) осуществляется операция по выявлению тонкой структуры корреляционных связей между геохимическими

признаками по всей сумме объектов, учтенных в геохимической базе данных (общая задача факторного анализа).

С этой целью использовался файл нормированных признаков как наиболее «свободный» от геохимической специализации исходных пород. Графические способы изображения результатов факторного анализа могут быть самыми различными. Это и схемы ветвящихся связей, разнообразные факторные ди-



аграммы, построенные в координатах I–II факторов, I–III факторов и другие способы (рис. 15, 16).

Анализ матрицы парных коэффициентов корреляции позволяет выделить ряд ведущих для изучаемой территории полиэлементных геохимических ассоциаций сокоррелированных элементов: R1, R2, R3, R4 и т. д., по которым для каждого объекта геохимической базы данных рассчитываются среднегеометрические содержания по формуле:

$$R = \sqrt[n]{\prod_{i=1}^n (C_1 \cdot C_2 \dots C_i \dots C_n)},$$

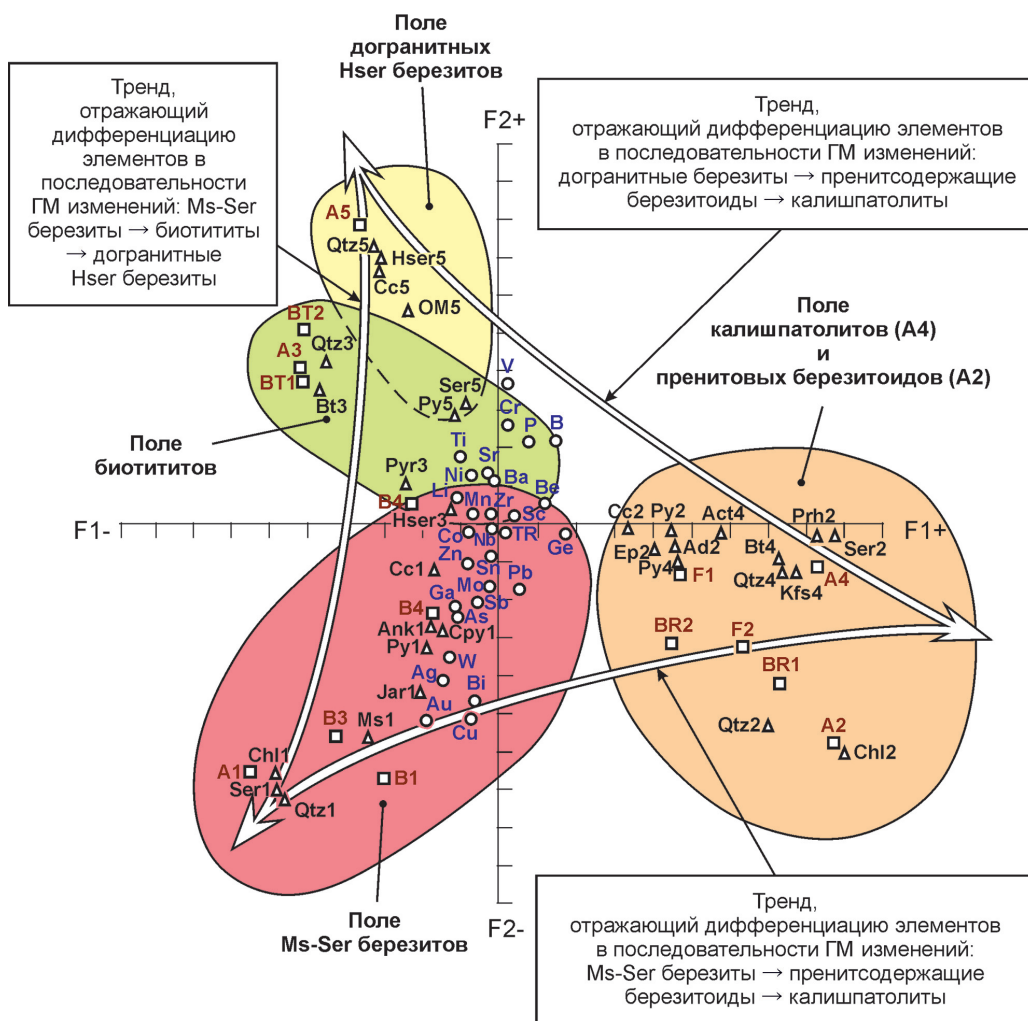


Рис. 16. Пример координатной диаграммы, иллюстрирующей распределение факторных нагрузок (по I и II факторам) основных геохимических, минералогических и петрографических параметров в ГМ измененных породах Чумышского золоторудного поля (количество образцов: 430 шт., F1 = 11,2 %, F2 = 7,1 %)

Выбор в пользу среднего геометрического сделан неслучайно, так как его величина в наименьшей степени зависит от супераномальных «выбросов» одного из элементов, входящих в ассоциацию.

На третьем этапе строятся карты распределения мультипликативных геохимических параметров и итоговая карта аномального геохимического поля, которая составляется на черно-белой геологической основе со снятым чехлом рыхлых отложений.

Геохимическая нагрузка таких карт аномального геохимического поля комплексная. В специальной цветной фоновой и штриховой легенде на ней отображается степень концентрации элементов в геохимических ореолах относительно фона для всех выделенных мультипликативных геохимических параметров: R1, R2, R3, R4 и т. д.

При этом степень концентрации элементов нормируется, как правило, четырьмя количественными интервалами: 1-й уровень аномальности –

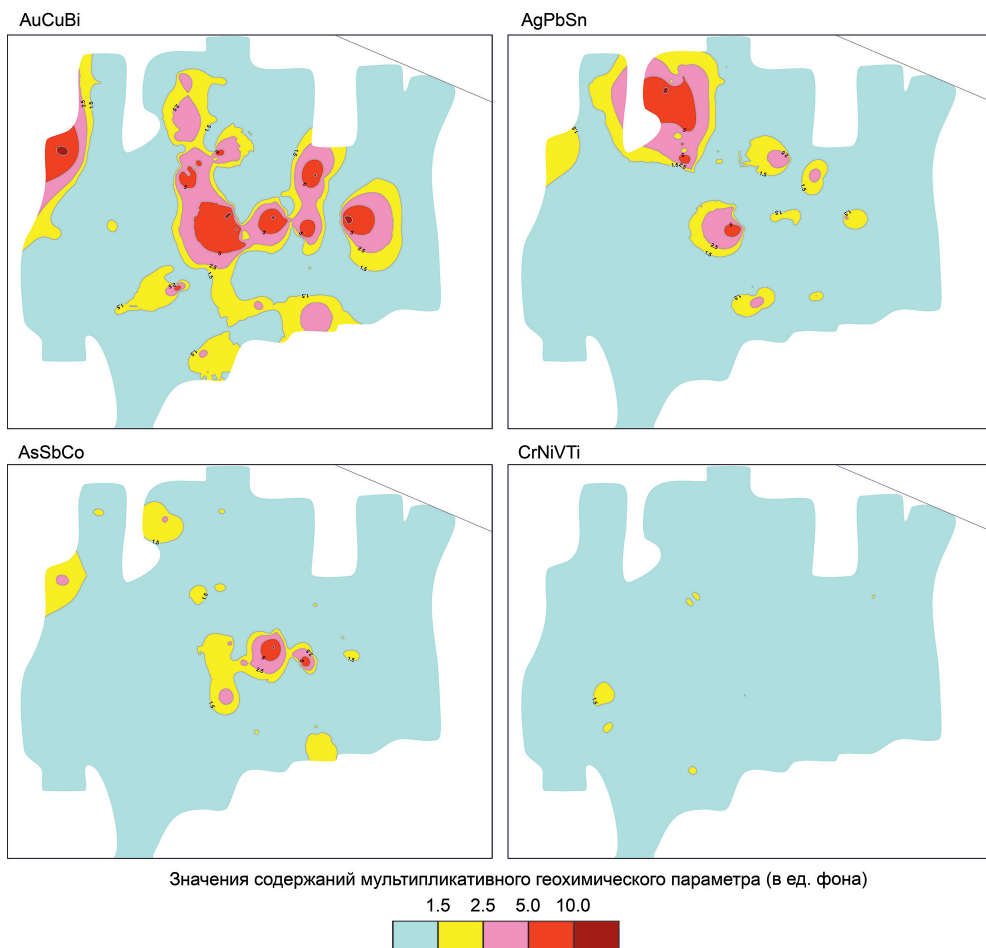


Рис. 17. Примеры компьютерных полиэлементных карт, характеризующих закономерности распределения значений мультипликативных геохимических параметров в гидротермально измененных породах Чумьшского золоторудного поля

(1.5÷2.5) Сф, 2-й уровень – (2.5÷5.0) Сф, 3-й уровень – (5.0÷10.0) Сф и 4-й уровень – (>10.0) Сф.

Как показывает статистический анализ геохимических данных, принятые значения уровней аномальности (в 1.5, 2.5, 5.0 и 10.0 Сф) перекрывают с «запасом» диапазон распределения средних значений содержаний элементов, установленных для минимально измененных исходных пород района. Поэтому они в максимальной степени отражают структуру положительной составляющей аномального геохимического поля, обусловленного проявлением всей совокупности эпигенетических процессов дифференциации вещества в коренных породах района работ.

На рис. 15 и 17 приводятся примеры оформления компьютерных карт, отображающих закономерности распределения (в ед. фона) как отдельных элементов (Au, Ag, As, Cu, Pb), так и ассоциаций сокоррелированных элементов (R1 = AuCuBi, R2 = AgPbSn, R3 = AsSbCo, R4 = CrNiVTi), построенных для территории на примере Чумышского золоторудного поля.

2.4. Расчет баланса движения вещества (привнос–вынос элементов)

Одной из наиболее характерных черт проявления гидротермально-метасоматических образований является их высокая «взаимопроницаемость» друг в друга. Это обусловлено прежде всего многоэтапностью и многостадийностью формирования метасоматической зональности и ее отдельных звеньев, что приводит к тому, что в любом образце изучаемой площади может быть зарегистрировано несколько в различной степени проявленных и, как правило, разновозрастных гидротермально-метасоматических ассоциаций. Иногда их количество в одном объекте доходит до трех и более, хотя чаще всего исследователь имеет дело только с двумя разновозрастными ассоциациями гидротермальных минералов. В связи с этим возникает большая проблема выявления в наиболее «чистом» виде геохимического эффекта, связанного с проявлением того или иного гидротермального изменения.

В организационном плане работа по выявлению геохимической специализации гидротермальных изменений строится следующим образом.

Оформляется протокол задания, в котором в табличной форме приводится весь список «ключевых» и «обрабатываемых» признаков с фиксацией ограничений по каждому из них. Варьируя величиной ограничений по петрографическим признакам, можно добиться такой ситуации, когда петрографическая «чистота» выборки и ее объем будут вполне достаточными для получения надежных результатов.

Величины таких ограничений выбираются опытным путем (методом подбора) с максимальным использованием компьютерных технологий. Кроме того, накладываются соответствующие ограничения и на сами «обрабатываемые» (геохимические) признаки, что делается с целью «отсева» объектов с аномальными значениями содержаний элементов.

Такая манипуляция с геохимической базой данных позволит достаточно быстро получать информацию о статистических параметрах распределения геохимических признаков по всему списку гидротермальных ассоциаций с их подразделением на группы по степени проявленности и типу исходной породы.

Таблица 4

Петрохимические и геохимические особенности в различной степени гидротермально измененных пород Чумышского рудного поля

Оксиды, малые элементы	ГМ измененные терригенные породы из околоинтрузивной зоны									ГМ измененные гранитоиды из внутриинтрузивной зоны						
	Березиты серицит-мусковитовые, А1				Биотититы, А3			Догранитные гидросерицитовые березиты, А5		Березиты серицит-мусковитовые, А1		Березитоиды пренитсодержащие, А2			Калишпатолиты, А4	
	I-III	IV-VI	VII-VIII	IX	I-III	IV-VI	VII-IX	I-III	IV-VI	I-III	VII-IX	I-III	IV-VI	VII-IX	I-III	IV-VI
SiO ₂ , %	61,74	63,97	63,21	62,78	62,25	64,04	64,03	61,27	61,94	62,05	64,5	61,93	59,48	57,6	61,71	65,73
Al ₂ O ₃	19,17	17,08	16,89	16,38	18,91	17,6	17,07	18,85	17,56	16,4	15,9	16,33	16,65	17,2	15	16,23
TiO ₂	1	0,95	0,86	0,85	0,98	0,95	0,92	1,01	0,94	0,7	0,59	0,7	0,79	0,73	0,69	0,67
Fe ₂ O ₃	6,29	7,14	7,26	8,21	6,38	6,08	6,67	6,84	6,47	6,13	5,04	6,14	7,58	8,2	6,18	4,94
MnO	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,09	0,1	0,06	0,1	0,12	0,07	0,1	0,08
MgO	1,82	1,7	1,67	1,62	1,78	1,79	1,85	1,95	2,09	2,63	1,89	2,73	2,94	2,99	2,83	1,68
CaO	1	0,92	1,13	1,02	0,81	1,27	1,34	1,01	1,95	3,91	2,68	4	4,79	5,53	4,2	2,09
Na ₂ O	2,04	1,83	1,26	0,98	2,14	2,47	1,47	2,01	2,15	3,19	2,87	3,16	3,15	3,47	3,19	3,95
K ₂ O	3,27	2,86	3,6	3,53	3,06	3,12	3,93	3,14	3,01	2,74	4	2,78	2,05	1,24	2,75	3,53
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,38	0,46	0,23	0,26	0,26	0,25	0,25	0,19	0,14	0,19	0,21	0,23	0,18	0,17
ппп	3,31	3,21	3,61	4,09	3,34	2,24	2,31	3,54	3,52	1,9	2,3	1,92	2,2	2,7	1,89	1,83
Сумма	99,91	99,9	99,89	99,89	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,94	100	99,94	99,97	99,95	99,94	99,9
Au, г/т	0,0032	0,022	0,368	0,514	0,0026	0,0045	0,0014	0,0034	0,017	0,0065	0,123	0,0045	0,013	0,045	0,0048	0,0153
Sr	78	78	81	98	68	86	60	81	116	170	150	171	184	175	171	164
Ba	265	262	239	236	260	264	240	274	305	260	177	263	228	115	255	350
V	154	134	110	98	142	162	164	152	124	211	150	215	198	125	216	180
Cr	75	68	61	62	71	81	80	75	63	64	43	66	55	30	68	54
Co	12	12	13	13	11	13	11	12	12	14	14	15	14	13	15	13

Ni	38	32	33	29	37	38	38	38	33	25	18	26	18	11	27	20
Sc	14	13	11	10	13	13	11	13	14	17	18	17	17	20	17	15
Zr	117	109	109	111	107	113	130	115	112	98	107	100	97	100	99	128
Nb	15	15	15	15	15	14	14	15	14	12	11	12	10	8	12	13
Ce	54	69	84	96	60	50	52	57	57	62	60	64	67	40	63	60
La	23	26	27	27	23	23	21	22	23	19	17	19	20	18	19	21
Y	28	30	36	41	27	27	27	28	29	27	28	27	25	25	27	28
Yb	3,4	3,4	3,6	3,8	3,2	3,4	3,4	3,3	3,3	2,8	2,5	2,8	2,3	2,3	2,8	2,9
Be	1,1	1,3	1	0,8	1,2	0,9	1	1,1	1,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7
Li	21	20	19	20	20	22	19	21	20	26	28	26	23	20	26	28
W	2,5	3,3	4,6	6,1	2,6	2,6	2,4	2,6	2,2	2,2	3,5	2,1	2	1,5	2,2	1,5
Mo	2,2	2,2	2,7	2,8	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,3	2,3	2,3	2,6	2	2,3	2,6
Sn	3,9	4,1	25	57	4,2	3,9	4,4	4,1	4,3	2,6	2,2	2,7	2,8	2,8	2,5	2,9
Cu	29	44	85	106	36	25	22	31	24	32	193	32	52	85	33	23
Pb	13	13	20	31	16	15	16	16	13	11	6,7	10	16	8	10	16
Zn	100	88	126	189	99	98	122	105	99	78	62	79	68	55	80	96
Bi	1,2	1,5	2,1	2,6	1,3	1,2	1,4	1,2	1,2	0,7	2,2	0,6	0,9	2	0,6	0,6
Ag	0,055	0,184	0,72	1,107	0,131	0,12	0,278	0,063	0,122	0,055	0,077	0,043	0,089	0,075	0,041	0,132
As	12	40	317	439	17	16	12	16	24	17	37	11	14	10	11	24
Ge	1,9	1,6	1,8	1,8	1,8	1,8	1,5	1,9	1,7	1,6	1,7	1,6	1,8	1,8	1,6	1,4
Ga	14	13	15	17	14	15	14	14	14	15	14	15	15	14	15	16
B	79	75	55	45	77	78	76	76	72	31	40	30	29	43	29	36
<i>n</i>	43(8)	39(6)	52(16)	21(10)	39(8)	36(5)	5(3)	43(6)	19(7)	55(21)	3(3)	42(17)	18(6)	2(2)	42(15)	5(3)

Примечание. I–IX степень ГМ изменения: I–III – слабая–умеренная (< 15% новообразований), IV–VI – умеренная–сильная (15–50% новообразований), VII–IX – интенсивная–полная (> 50% новообразований), IX – полная (> 80%).

n – количество проб (в скобках указано количество проб для петрогенных компонентов).

Эти параметры могут быть выражены либо в абсолютных значениях (% , г/т), либо в единицах фона. Полученные таким образом результаты оформляются в виде специальных таблиц (в качестве примера см. табл. 4, 5). Последние наиболее наглядно иллюстрируют геохимические характеристики гидротермалитов. На их основе для каждой из зон гидротермальных изменений рассчитываются средневзвешенные коэффициенты привноса–выноса элементов.

Таблица 5

Привнос–вынос элементов в ходе формирования различных типов гидротермально-метасоматических образований Чумышского золоторудного поля

Оксиды, малые элементы	Околоинтрузивные зоны ГМ изменений						Внутриинтрузивные зоны ГМ изменений		
	Мусковит-серицитовые березиты А1 (В1 + В2 + В3 + В4)				Биотититы А3	Догранитные гидросерицитовые березиты А5	Мусковит-серицитовые березиты А1	Пренит-содержащие березитиды А2	Калишпатолиты А4
	Фация В1 + В2	Фация В3	Фация В4	В среднем по березитам А1					
SiO ₂	-1	2	0	2	3	1	4	-7	7
Al ₂ O ₃	-11	-12	-13	-12	-10	-7	-3	5	8
TiO ₂	-7	-14	-24	18	-6	-7	-16	4	-3
Fe ₂ O ₃	60	5	2	18	5	-5	-18	34	-20
MnO	-14	57	14	43	14	29	-40	-30	-20
MgO	-31	8	4	-1	4	7	-28	10	-41
CaO	-86	80	110	41	65	93	-32	38	-50
Na ₂ O	-73	-22	-22	-14	-14	7	-10	10	24
K ₂ O	20	3	1	7	14	-4	46	-55	28
P ₂ O ₅	-31	91	-9	61	13	0	-26	21	-6
H ₂ O + CO ₂	26	2	-1	7	-31	-1	21	41	-3
Sr	-36	18	-14	7	-12	43	-12	2	-4
Ba	-25	-5	-31	-11	-8	11	-32	-56	37
V	-16	-21	-66	-26	16	-18	-29	-42	-17
Cr	-15	-23	-43	-24	13	-16	-33	-55	-21
Co	-8	17	25	8	0	0	0	-13	-13
Ni	-5	-13	-11	-11	3	-13	-28	-58	-26
Sc	-29	-21	-14	-22	-15	8	6	18	-12
Zr	-10	-6	-8	-7	22	-3	9	0	29
Nb	7	0	7	0	-7	-7	-8	-33	8
Ce	93	56	11	56	-13	0	-3	-38	-5
La	22	17	17	17	-9	5	-11	-5	11
Y	36	32	-14	29	0	4	4	-7	4
Yb	12	9	-41	6	6	0	-11	-18	4
Be	-27	-18	9	-18	-17	27	0	0	40

Оксиды, малые элементы	Околоинтрузивные зоны ГМ изменений						Внутриинтрузивные зоны ГМ изменений		
	Мусковит-серицитовые березиты А1 (В1 + В2 + В3 + В4)				Биотити- ты А3	Догранитные гидросе- рицитовые березиты А5	Муско- вит-сери- цитовые березиты А1	Пренит- содер- жащие березито- иды А2	Калишпа- толиты А4
	Фашия В1 + В2	Фашия В3	Фашия В4	В сред- нем по берези- там А1					
Li	-5	-5	-19	-5	-5	-5	8	-23	8
W	140	68	108	84	-8	-15	59	-29	-32
Mo	27	23	5	18	0	4	0	-13	13
Sn	62	33	10	36	5	5	-15	4	16
Cu	272	183	183	193	-39	-23	503	165	-30
Pb	139	39	-39	46	0	-19	-39	-20	60
Zn	139	7	-52	20	23	-6	21	-30	20
Bi	75	75	50	67	8	0	214	233	0
Au	8213	9963	7181	9338	-46	400	1792	900	219
Ag	944	1106	742	1038	112	93	40	74	222
As	158	1858	8667	2383	-30	50	118	-9	118
Ge	0	-11	5	-5	-17	-11	6	13	-13
Ga	29	7	-14	7	0	0	-7	-7	7
B	-29	-28	-46	-30	-1	-5	29	43	24

Примечание. Коэффициент привноса–выноса элементов (ΔC) приведен в процентах и рассчитывался по формуле: $\Delta C = (C_i - C) / C \times 100 \%$, где C_i – содержание элемента в интенсивно/полностью измененной породе, C – содержание элемента в минимально измененной породе.

Главное достоинство такого подхода к обработке петрографо-геохимических данных заключается в том, что с его помощью возникает реальная возможность «расчленить» сложнопостроенные аномальные геохимические поля на составляющие, обусловленные проявлением того или иного гидротермального процесса.

Это наиболее короткий путь к количественной оценке прогнозных ресурсов. С его помощью достаточно оперативно могут решаться самые различные вопросы прогнозно-металлогенического характера. Картографические приемы «сворачивания» такой прогнозно-металлогенической информации также могут быть различными. Это и карты распределения «факторов», строящиеся на основе решения общей задачи факторного анализа (МГК) по выборкам, учитывающим всю сумму геохимических, петрографических и минералогических параметров, и прогнозные карты, реализующие принципы «метода аналогии» и другие карты.

Однако, по мнению авторов Пособия, все же главными здесь должны быть карты, создаваемые на основе не косвенных, а прямых петрографо-геохимических признаков, количественно фиксирующих главные тенденции поведения элементов в рудоформирующих гидротермальных системах.

2.5. Интерпретация результатов

Как и в случае с минералого-петрографическим изучением ГМ образований особенности проведения интерпретации результатов геохимических исследований также лучше всего показать на примере Чумышского золоторудного поля.

В табл. 6 приведена суммарная характеристика геохимической специализации отдельных звеньев гидротермально-метасоматической зональности рудного поля.

Анализ материалов таблицы свидетельствует о существовании у разнообразных гидротермалитов, связанных с Чумышским гранитоидным плутоном (за исключением биотититов), сквозной геохимической специализации на Au, Ag, Cu, Bi, As и W. Поэтому, как видно из сравнительного анализа рис. 18–19, структура распределения геохимических ореолов в пространстве и их состав во многом определяются структурой и минеральным составом зон ГМ изменений, установленных как во внутриинтрузивной, так и в околоинтрузивной областях Чумышского массива гранитоидов.

Внутриинтрузивные зоны калишпатолитизации и пренитсодержащих березитоидов сопровождаются малоинтенсивными аномалиями следующих пяти геохимических типов:

- сидерофильного – C (CrNiCo),
- сидерохалькофильного – CX (CrNiCoAuCu),
- сидеролитохальфильного – CLX (AuCuWSnCrNi),
- халькофильного-1 – X_1 (AuCuBiAs),
- литохалькофильного – LX (AuBiCuWAs).

В размещении вышеперечисленных аномалий устанавливаются элементы отчетливой концентрически зональной упорядоченности, обусловленной присутствием в пределах обнаженной части Чумышского плутона изометричного штока монцодиоритов III фазы, вокруг которого, как вокруг «печки», происходит закономерное размещение зон ГМ изменений и вслед за ними положительных геохимических аномалий. Сидерофильное CrNiCo «ядро» этого аномального поля, совпадающее в пространстве с калишпатолитизированными породами монцодиоритового штока, последовательно от центра к периферии (уже среди гранодиоритов и граносиенитов I и II фаз) сменяется сначала ореолами CrNiCoAuCu и AuCuWSnCrNi состава, а затем ореолами AuCuBiAs и AuBiCuWAs состава. То есть ряд геохимической зональности для гидротермалитов внутриинтрузивной зоны выглядит следующим образом (от центра к периферии в направлении вектора максимальной изменчивости): C → CX → CLX → X_1 → LX.

Околоинтрузивные зоны березитизации сопровождаются положительными геохимическими аномалиями следующих шести типов:

- сидерохалькофильного – CX (CrNiCoAuCu),
- сидеролитохальфильного – CLX (AuCuWSnCrNi),
- литофильного – L (WSn),
- литохалькофильного – LX (AuBiCuWAs),
- халькофильного-1 – X_1 (AuCuBiAs),
- халькофильного-2 – X_2 (AgPbSnAuCu).

В их размещении в пространстве главное значение имеют следующие два ГМ фактора: «тектоногенный» и «магматогенный».

Геохимическая специализация зон ГМ изменений Чумышского золоторудного поля

Зоны ГМ изменений и их состав			Привнос				Вынос		
			> + 500 %	от + 500 до + 100	от + 100 до + 50	от + 50 до + 25	от -10 до -25	от -25 до -50	> - 50 %
Около- и надын- трузивные зоны	Ser-Мs бере- зиты	A1	Au As Ag	Cu	<i>W Bi</i>	Ce Y Sn Pb	Cr Ni Ti Ba Sc	<i>P V B</i>	
		B4	Au As Ag	Cu	<i>W Bi Ce</i>	Pb Sn Y	Ni Sc Y Li	<i>B P Ti Cr</i>	V Zn
		B3	Au As Ag	Cu	<i>W Bi Ce</i>	Pb Sn Y Mn	Sc Ni Cr V Be	<i>B</i>	
		B1 + B2	Au Ag	Cu As Pb Zn	<i>Bi Sn Ce</i>	Y Mo	Mn	<i>Be Sc P Sr</i>	
	Биотититы (A3)			Ag		Zr V Cr Ni	Be Ce Sc Sr	<i>Cu As</i>	Au
Внутриинтрузивные зоны	Ser-Мs березиты (A1)		Au Cu	Bi As	<i>W Ag</i>	B	Sr La Sn Yb	<i>Pb Ni Cr V</i>	
	Пренитсодержащие бе- резитоиды (A2)		Au	Bi Cu	<i>Ag W</i>	B	Mo Pb Yb	<i>V Ti Mn Nb Ce Li W Zn</i>	Ba Ni Cr
	Калишпатолиты (A4)			Ag Au As	<i>Pb Be P</i>	B Ba Zr	Cr V Mn Ge	<i>Cu W Ni</i>	
Догранитные зоны ГМ изменений	Гидросерицитовые бере- зиты (A5)			Au	<i>Ag As</i>	Mn Sr	Pb W Ni Cr V P	<i>Cu</i>	

«Тектоногенный» фактор размещения ореолов приразломных березитов В1 и В2 фаций, как было показано в разделе 1.5, максимально проявил себя в восточной части территории района, где выделяется целая серия узких (шириной до первых сотен метров) «линзовидных» зон березитизации субширотного простирания и связанных с ними близких по морфологии узких геохимических ореолов СХ, СЛХ, ЛХ и Х₁ типов, контролируемых долгоживущей системой тектонических нарушений субширотного простирания.

«Магматогенный» фактор доминировал главным образом в центральной и западной частях рудного поля, где зоны березитизации В2 и В3 фаций резко меняют свое простирание с субширотного на субмеридиональное и северо-западное, образуя при этом мощный ореол березитовых изменений, «геометрия» которого обусловлена морфологией полого погружающейся на север в сторону вмещающих пород интрузии монцодиоритов III фазы, обнажающейся на поверхности в северной части Чумышского плутона, а среди терригенных пород – в виде даек и мелкого штока размером 1 × 0,25 км на севере территории. К этой субмеридиональной полосе березитизированных пород (1,2 × 3,4 км) приурочена близкая ей по морфологии крупная комплексная положительная аномалия золота, висмута, меди, серебра, свинца, вольфрама, мышьяка и олова.

В строении этой полосовидной геохимической аномалии устанавливаются элементы отчетливой поперечной зональности упорядоченности, выражающейся в последовательной смене с юга на север (от контакта с гранитоидами

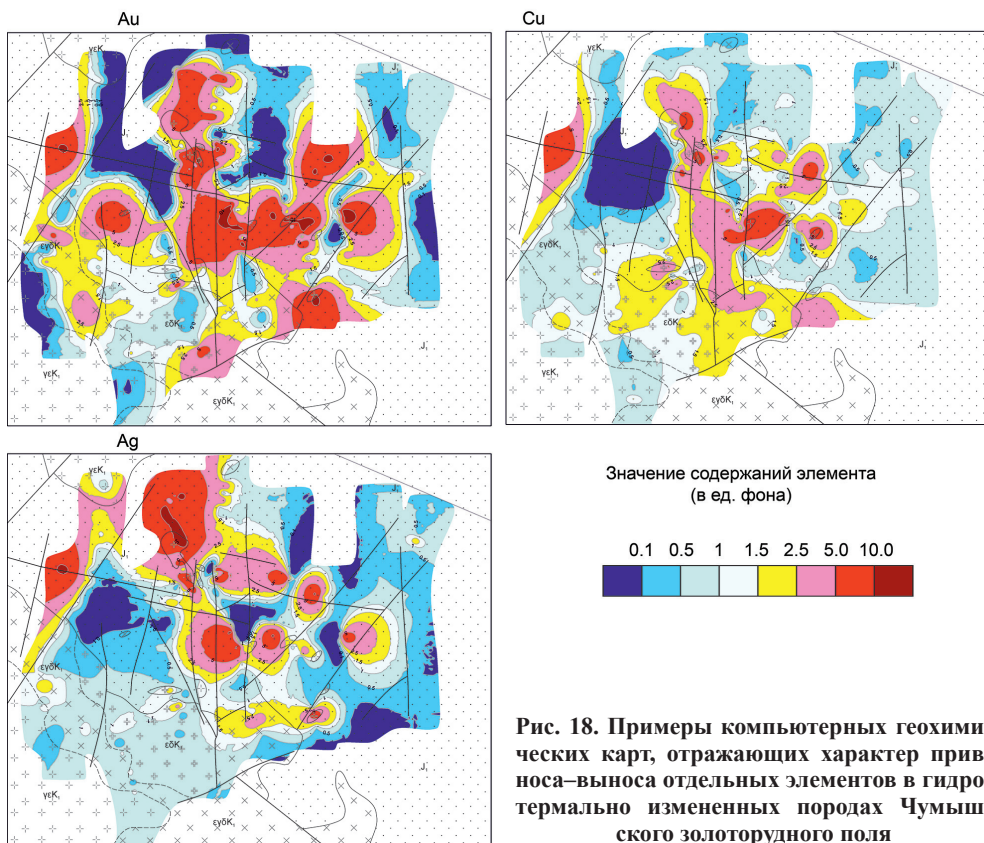


Рис. 18. Примеры компьютерных геохимических карт, отражающих характер привноса-выноса отдельных элементов в гидротермально измененных породах Чумышского золоторудного поля

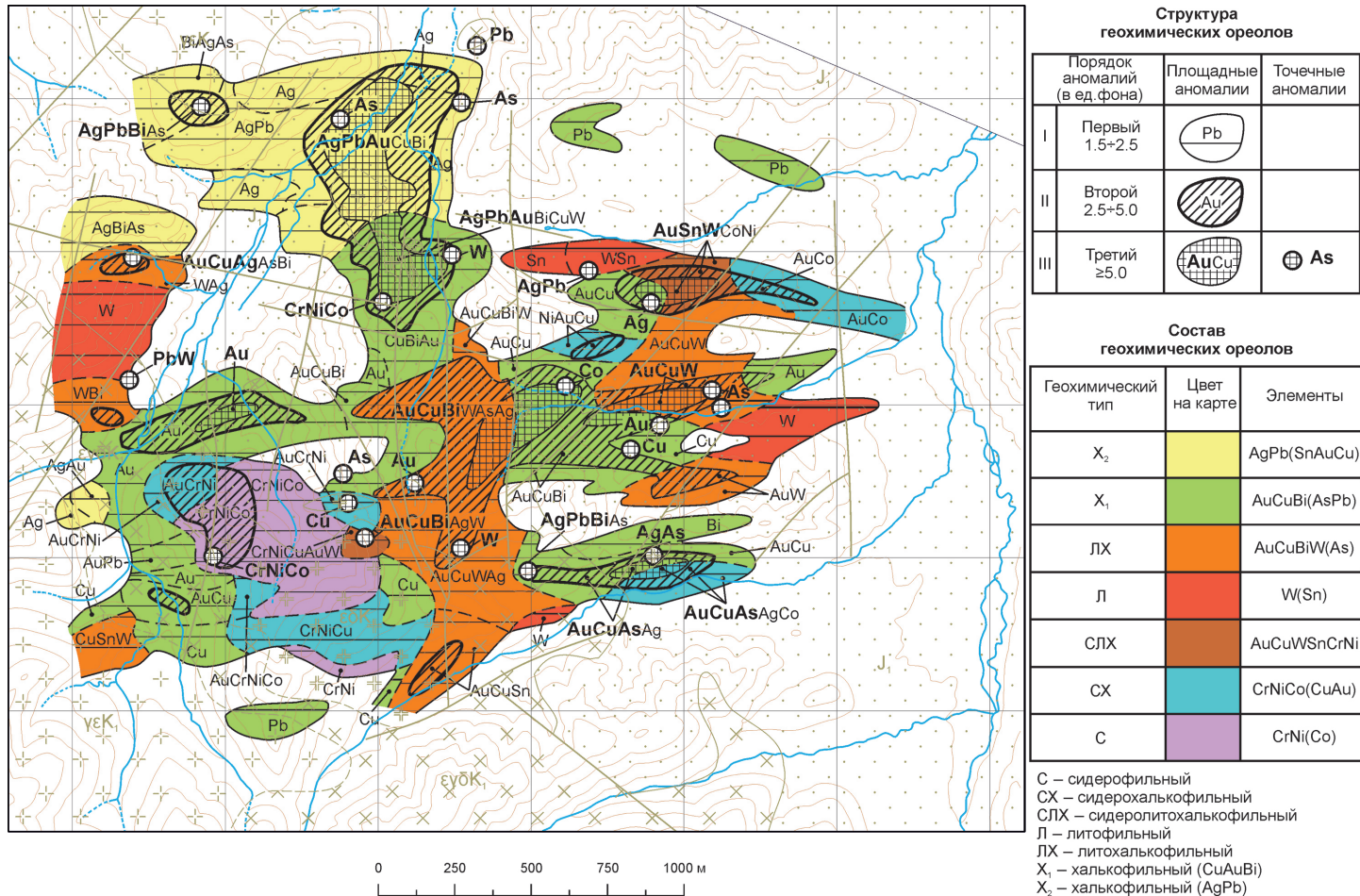


Рис. 19. Карта аномального геохимического поля территории Чумышского рудного поля (по данным опробования коренных пород)

в сторону вмещающих пород в направлении погружения интрузии монцодиоритов) ореолов литохалькофильного (**AuBiCuWAs**) типа сначала ореолами халькофильного-1 (**AuCuBiAs**) типа, а затем ореолами халькофильного-2 (**AgPbSnAuCu**) состава.

Таким образом, геохимический ряд зональности в пределах околоинтрузивного пространства Чумышского плутона выглядит следующим образом (от контакта в сторону вмещающих пород – в направлении вектора максимальной изменчивости): LX (**AuBiCuWAs**) $\rightarrow X_1$ (**AuCuBiAs**) $\rightarrow X_2$ (**AgPbSnAuCu**), а с учетом внутриинтрузивных ореолов: C (**CrNiCo**) $\rightarrow CX$ (**CrNiCoAuCu**) $\rightarrow CLX$ (**AuCuWSnCrNi**) $\rightarrow LX$ (**AuBiCuWAs**) $\rightarrow X_1$ (**AuCuBiAs**) $\rightarrow X_2$ (**AgPbSnAuCu**).

Выявленный на современном уровне эрозионного среза латеральный ряд геохимических ореолов по существу является отражением вертикальной рудно-геохимической зональности всего Чумышского плутоногенного ГМК в целом (рис. 21).

В этом ряду геохимических ореолов аномалии X_2 (**AgPbSnAuCu**) типа занимают самое верхнее – *надрудное* положение в вертикальной рудно-геохимической зональности. С глубиной их последовательно сменяют аномалии так называемого *рудного уровня* – X_1 (**AuCuBiAs**) и LX (**AuBiCuWAs**) и далее, уже непосредственно в гранитоидах Чумышского плутона – аномалии *подрудного уровня* с сидерофильной (**CrNiCo**), сидерохалькофильной (**CrNiCoAuCu**) и сидеролитохалькофильной (**AuCuWSnCrNi**) специализацией.

В латеральном направлении среди пород околоинтрузивной области эту совокупность положительных геохимических аномалий сменяют отрицательные геохимические ореолы золота, меди, серебра и других элементов. Последние обусловлены проявлением здесь интенсивных процессов биотитизации, приводивших к выносу из углеродистых терригенных пород золота в количествах, достаточных для формирования одного или нескольких месторождений этого металла (рис. 18).

Взаимосвязь между распределением геохимических, минералогических и петрографических параметров в ГМ измененных породах Чумышского района особенно отчетливо проявляется в структуре корреляционных связей, выявленных методом главных компонент (факторный анализ). На рис. 16 приведена интерпретационная факторная диаграмма, построенная в координатах I и II факторов по результатам обработки суммарной выборки объемом 275 объектов. С этой целью использовался файл нормированных геохимических признаков, как наиболее «свободный» от геохимической специализации исходных пород. Анализ факторной диаграммы показывает, что гидротермально измененные породы Чумышского района (в самом общем случае) могут быть охарактеризованы тремя ведущими трендами (в порядке убывания их значимости):

1-й тренд отражает дифференциацию элементов в последовательном ряду рудоносных гидротермальных изменений, порожденных процессом становления Чумышского плутона: *мусковит-серицитовые березиты* \rightarrow *пренитсодержащие березитоиды* \rightarrow *калишпатолиты*;

2-й тренд отражает дифференциацию элементов в последовательном ряду гидротермальных изменений, развитых в околоинтрузивном пространстве Чумышского плутона: *мусковит-серицитовые березиты* \rightarrow *биотититы* \rightarrow *догранитные гидросерицитовые березиты*;

3-й тренд отражает дифференциацию элементов в ряду процессов: догранитные гидросерицитовые березиты → пренитсодержащие березитоиды → калишпатолиты.

Итоговая карта аномального геохимического поля (рис. 19) составлена на геологической основе со снятым чехлом рыхлых отложений. Геохимическая нагрузка карты комплексная. В специальной черно-белой штриховой легенде на ней отображена степень концентрации элементов в геохимических ореолах относительно фона. При этом степень концентрации элементов нормировалась тремя количественными интервалами: 1-й уровень аномальности – (1.5–2.5) Сф, 2-й уровень – (2.5–5) Сф и 3-й уровень – (>5) Сф. Как показывает статистический анализ геохимических данных, принятые значения уровней аномальности (в 1.5, 2.5 и 5 Сф) перекрывают с запасом диапазон распределения средних значений содержаний элементов, установленных для минимально ГМ измененных исходных пород района. Поэтому они в максимальной степени отражают структуру положительной составляющей аномального геохимического поля, обусловленного проявлением всей совокупности эпигенетических процессов дифференциации вещества в пределах района работ.

Цветом на карте показан состав (геохимический тип) ореолов. Ассоциации элементов в геохимических ореолах подразделены на литофильные, халькофильные и сидерофильные в соответствии с классификацией В. М. Гольдшмидта. Однако в отличие от этой классификации Ti, V, Cr, Mn и P здесь отнесены к сидерофилам, а Mo – к литофилам, что лучше согласуется с их природной ассоциативностью.

Среди литофильных ореолов на карте выделяется вольфрамовый оловосодержащий тип (**WSn** – Л). В составе ореолов халькофильного профиля выделяются висмут-медно-золотой (**AuCuBiAs** – X₁), серебряно-свинцовый (**AgPbSnAuCu** – X₂), вольфрам-висмут-медно-золотой (**AuBiCuWAs** – ЛХ), хром-вольфрам-золотой (**AuCuWSnCrNi** – СЛХ) и хром-никель-золотой (**CrNiCoAuCu** – СХ) типы, а в составе ореолов сидерофильного профиля – хром-кобальт-никелевый (**CrNiCo** – С) тип.

3. Технология прогнозирования гидротермального оруденения

В соответствии с методикой, разработанной во ВСЕГЕИ Е. В. Плющевым и соавторами [47, 49, 51–53], эта технология включает в себя следующие составляющие или этапы работ:

- разработку минералого-петрографических и геохимических критериев прогноза гидротермального оруденения,
- прогноз-минерагенический анализ и построение карты прогнозного районирования,
- выделение перспективных участков недр,
- количественную оценку прогнозных ресурсов.

3.1. Разработка минералого-петрографических и геохимических критериев прогноза

На основе обобщения минералого-петрографических и геохимических материалов, а также на основе сравнительного анализа карты интенсивности проявления гидротермальных изменений, карты гидротермально-метасоматической зональности и карты аномального геохимического поля (по данным опробования коренных пород), может быть предложена совокупность геологических, гидротермально-метасоматических и геохимических критериев прогнозной оценки перспективных площадей, локализованных в ходе проведения работ по ГДП-200/2 на гидротермальное оруденение различных геолого-промышленных типов.

Геологические критерии. В качестве геологических (литолого-стратиграфических, магматических, структурно-тектонических, метаморфических и т. д.) критериев (признаков) могут быть использованы факты приуроченности потенциально рудоносных ореолов гидротермально измененных пород к зонам стратиграфического несогласия, к интрузивным контактам магматических тел, к небольшим по размерам телам магматических образований субвулканического типа, к вулкано-тектоническим постройкам центрального, депрессионного или вулкано-купольного типов, к дайковым поясам, к разнообразным по морфологии зонам тектонической нарушенности горных пород, к брекчиевым образованиям различного происхождения, к контактам осадочных и вулканогенно-осадочных пород различной компетентности, к замковым частям антиклинальных складок и т. д. и т. п.).

Гидротермально-метасоматические критерии. В качестве гидротермально-метасоматических критериев (признаков) следует рассматривать проявление на изучаемой территории ореолов аргиллизациии, адуляризации, березитизации, серицитолитизации, листовенизации, джаспероидизации, вторичноквартитизации, грейзенизации, скарнирования, эйситизации, фенитизации, фельдшпатизации и гумбеитизации, то есть околорудных ГМ образований, так называемых областей разгрузки рудоформирующих

гидротермальных систем. Ореолы пропилитизации и кварц-полевошпатового изменения (фельдшпатолиты, фельдшпатофиры, альбитофиры и т. д.), слагающие, как правило, зоны областей питания гидротермальных систем, не сопровождают процессы рудообразования. Они либо являются дорудными (например, пропициты по отношению к березитам или фельдшпатофиры по отношению к аргиллизитам), либо пострудными (например, пропициты по отношению к скарнам) и т. д.

В частности по структурно-вещественным характеристикам и термодинамическим параметрам, например, *березиты*, являясь типичными средне-низкотемпературными ГМ образованиями, могут формироваться в самых различных обстановках проявления гидротермальной деятельности:

– в мезотермальных плутогенных условиях в связи с внедрением интрузивов гранитоидов и монцитонитовидов малых и умеренных глубин,

– в эпитеермальных вулканогенных условиях в связи с формированием вулканических построек субмаринного, островодужного или субаэрального типов,

– в телетермальных тектоногенных и метаморфогенных условиях в связи с тектонической перестройкой территории района или в связи с проявлением регионального метаморфизма зеленосланцевой фации.

Геохимические критерии. Процессы гидротермальной проработки вмещающих пород в пределах вышеперечисленных зон околорудного гидротермального изменения сопровождались, как правило, многократным (по сравнению с фоном) привнесом в среду минералообразования цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов.

Геохимическая специализация этих околорудных метасоматитов в каждом конкретном случае может быть самой разной и будет зависеть от геолого-промышленного типа скрытого на глубине гидротермального оруденения [48, 52].

Так, например, ореолы *березитизации*, формирующиеся, как было показано выше, в самых разнообразных обстановках проявления гидротермальной деятельности, могут сопровождать в качестве околорудных метасоматитов гидротермальное оруденение золото-кварцевого, золото-шеелит-кварцевого, золото-сульфидного, золото-сурьмяного, золото-медно-молибден-порфиорового, золото-колчеданно-полиметаллического, молибденового штокверкового, эпитеермального золото-серебряного, молибден-уранового и других геолого-промышленных типов.

Ореолы *аргиллизации*, в качестве околорудных метасоматитов, установлены на многих эпитеермальных вулканогенных месторождениях урана, молибдена, флюорита, золота, серебра, сурьмы и ртути, *адуляриты* характерны для эпитеермальных вулканогенных месторождений золота и серебра, а также нередко проявляют себя на верхних горизонтах вертикальной колонны околорудных метасоматитов некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.

Высокоглиноземистые фации каолинит-алунитовых *вторичных кварцитов* также обычно формируются в эпитеермальных вулканогенных условиях, контролируя размещение золото-сурьмяной, золото-серебряной и сурьмяно-ртутной с мышьяком рудной минерализации.

С проявлением высоко-среднетемпературного щелочного *натриевого* метасоматоза (*альбититы-апограниты*, *фениты* и *фельдшпатиты*) ассоциируется, как правило, редкометалльная и редкометалльно-редкоземельная (Ta, Nb, REE, Zr, Be, U, Th и др.) рудная минерализация. Тогда как с проявлением

средне-низкотемпературного *натриевого* метасоматоза (*эйситы*) – фосфор-урановая и молибден-фосфор-урановая минерализация с торием и редкими землями.

Также редкометалльную специализацию имеют ореолы *грейзенизации*, контролирующее размещение плутоногенных гипотермальных жильных и жильно-штокверковых месторождений молибдена, вольфрама и олова с висмутом, бериллием, флюоритом и турмалином.

С проявлением среднетемпературного щелочного *калиевого* метасоматоза (*гумбеиты*) связано формирование золото-урановых месторождений эльконского типа, золото-порфирировых месторождений рябинового типа и мезотермальных плутоногенных жильно-штокверковых месторождений золото-шеелитовой формации.

Уникальную рудно-геохимическую специализацию имеют *скарновые* образования. С ними ассоциируют месторождения самого широкого спектра элементов: от черных (Fe) и цветных (Pb, Zn, Cu, Co, Ni) металлов до редких (Be, Mo, W, Sn, Bi, B) и благородных (Au, Ag) элементов.

В отличие от скарнов, *листвениты* и *джаспероиды* имеют достаточно узкую рудно-геохимическую специализацию. С первыми, как правило, связаны мезотермальные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения, а с вторыми – золото-сульфидные, золото-сурьмяные и барит-полиметаллические месторождения в карбонатных породах.

Поэтому сочетание ореолов тех или иных из вышеперечисленных метасоматитов с близкими им по морфологии мультипликативными положительными геохимическими аномалиями черных, цветных, редких или благородных металлов может быть использовано в качестве гидротермально-метасоматических и геохимических критериев прогнозирования рудной минерализации вполне определенного геолого-промышленного типа. Более того, по особенностям строения аномальных геохимических полей и контролирующих их ореолов гидротермально измененных пород можно судить об уровне эрозийного среза вертикальной рудно-метасоматической и рудно-геохимической зональности изучаемых перспективных участков недр.

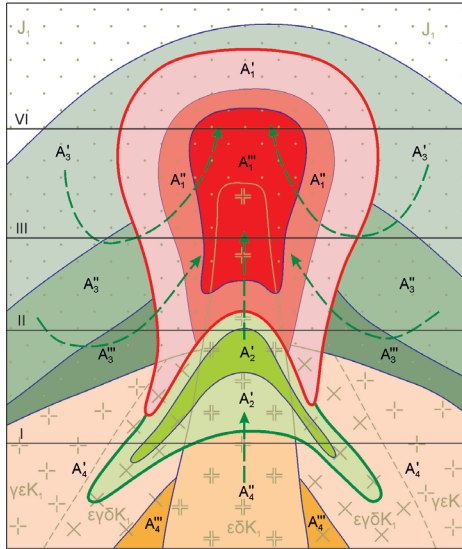
3.2. Прогнозно-минерагенический анализ и построение карт прогноза гидротермального оруденения

Особенности проведения прогнозно-минерагенического анализа с построением карт прогноза и выделением перспективных участков недр лучше всего может быть сделано на конкретном примере, в данном случае – на примере Чумышского золоторудного поля.

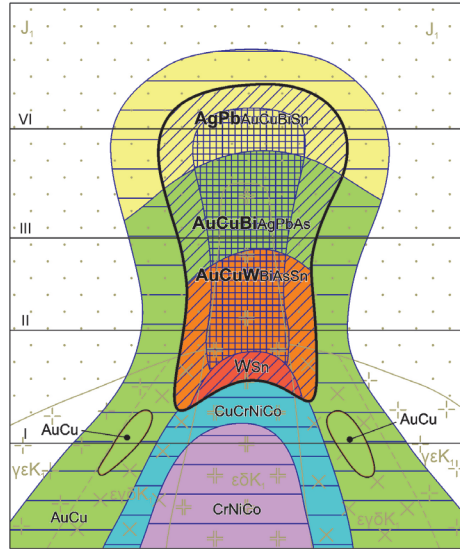
На основе обобщения вышеизложенных данных может быть предложена обобщенная *модель формирования плутоногенной ГМ зональности*, обусловленной термической историей Чумышского гранитного плутона (рис. 20–21). Эта модель суммирует всю полученную информацию по петрологии и стадийности формирования гидротермально измененных пород, сопровождающих Чумышский гранитоидный плутон и монцодиориты его III фазы.

Процесс формирования Чумышского плутоногенного ГМ комплекса может быть рассмотрен путем выделения двух гидротермально-метасоматических систем: внутриинтрузивной (калишпатолит-березитоидной) и околоинтрузивной (биотитит-березитовой).

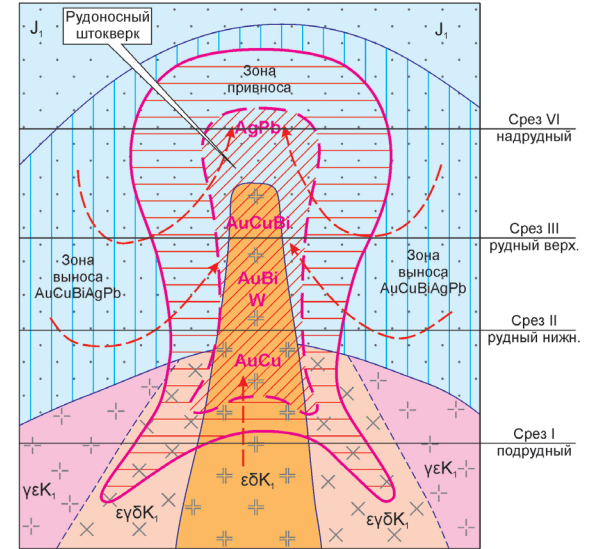
Вертикальная ГМ зональность



Вертикальная геохимическая зональность



Вертикальная рудно-метасоматическая зональность



Ms-Ser березиты (A_1' – слабо-умеренно проявленные, A_1'' – сильно проявленные, A_1''' – интенсивно-полностью проявленные).
 Пренитовые березитоиды (A_2' – слабо-умеренно проявленные, A_2'' – сильно проявленные).
 Биотититы и роговики (A_3' – слабо-умеренно проявленные, A_3'' – сильно проявленные, A_3''' – интенсивно-полностью проявленные).
 Калишпатолиты (A_4' – слабо-умеренно проявленные, A_4'' – сильно проявленные, A_4''' – интенсивно-полностью проявленные).
 Стрелками показано направление движения гидротермальных растворов.

Рис. 21. Модель формирования вертикальной гидротермально-метасоматической, геохимической и рудно-метасоматической зональности Чумышского золоторудного поля

Внутриинтрузивная (калишпатолит-березитоидная) гидротермальная система формировалась в интервале времени от момента внедрения гранитоидного расплава до момента завершения его кристаллизации, то есть соответствовала докристаллизационному и раннему посткристаллизационному периодам термической истории Чумышского плутона. В эти периоды температура и давление водяных паров в области контактового воздействия интрузии прогрессивно возрастали, что способствовало образованию в околоинтрузивном пространстве биотит-кордиеритовых роговиков. Внутри самой интрузии возникало контрастное термоградиентное поле, которое обеспечивало образование потоков остаточных средне-высокотемпературных флюидов с химической дифференциацией их состава в пространстве, что предопределило возникновение внутриинтрузивной совокупности зон калишпатолитовых и пренитсодержащих березитоидных ГМ изменений. Именно с калишпатолит-березитоидной стадией связана реализация золотометалльной (AuCuBiW) специализации гранитоидных пород самого Чумышского плутона, выразившаяся в формировании обширных зонально построенных аномальных полей Au, Cu, Bi, W, Sn, Cr и Ni (рис. 20).

По мере остывания пород плутона в поздний посткристаллизационный период его термической истории во вмещающих породах начинает функционировать *околоинтрузивная (биотитит-березитовая) гидротермальная система*. В этот период нагретые и преобразованные в узком ореоле контактового воздействия в биотит-кордиеритовые роговики вмещающие породы и само тело интрузии начинали остывать как единое целое, а превращенные в средне-низкотемпературные гидротермальные растворы в термоградиентном поле плутона экзогенные (седиментационные) воды, за счет резкого падения гидростатического давления в надынтрузивной области, начинали циркулировать в сторону контакта с плутоном. Эти растворы, имевшие первоначально субщелочную (CaFeMgK) реакцию, эволюционировали в сторону повышения кислотности, создавая в околоинтрузивном пространстве совокупность сопряженных зон биотитизации и березитизации. Возникавшие в этих условиях приконтактные зоны биотитизации несут в себе признаки формирования в термоградиентном поле плутона. Они являлись областями питания околоинтрузивной гидротермальной системы. В геохимическом отношении зоны биотитизации сопровождалась выносом золота, меди и других металлов из вмещающих углеродистых терригенных пород. Биотититами сложен самый внешний ореол плутоногенной ГМ зональности, объединяющий в единое целое всю совокупность разностадийных зон гидротермальных изменений, обусловленных процессом внедрения и длительного становления Чумышского плутона. Именно с зонами мусковит-серицитовых березитов, фиксирующих своим местоположением область разгрузки околоинтрузивной гидротермальной системы, связано концентрирование в околоинтрузивном пространстве большой группы элементов (Au, Cu, Bi, Ag, As, Pb, Sn), выразившееся как в виде обширных положительных геохимических аномалий различного состава, так и в виде рудной минерализации порфирирового и золото-кварцевого типа.

На *карте прогнозного районирования* в графическом виде суммирована вся информация о распределении в пространстве значений вышеперечисленных геологических, петрографо-минералогических и геохимических критериев прогноза оруденения медно-золото-порфирирового и золото-сульфидного типов.

Геологические критерии показаны на карте черно-белым крапом. В частности, выделено интрузивное тело порфиroidных монцодиоритов III фазы в северной эндоконтактовой части Чумышского плутона. Кроме того, показаны мелкие тела монцодиоритов к северу от плутона, фиксирующие своим местоположением скрытый на глубине гребневидный выступ кровли монцодиоритовой интрузии, полого погружающейся в северном направлении под толщу терригенных пород нижней юры.

Гидротермально-метасоматические критерии проявления окolorудных процессов ГМ изменения показаны цветной штриховкой. Штриховкой различных оттенков зеленого выражены зоны в различной степени проявленных пренитсодержащих березитоидов, а красной штриховки – мусковит-серицитовых березитов.

Геохимические критерии отображены на карте цветом. Различными оттенками желтого и светло-коричневого цветов показаны аномальные геохимические поля, которые подразделяются на ореолы надрудного, верхнего рудного, нижнего рудного и подрудного уровней.

3.3. Выделение перспективных участков недр

На основе обобщения всей суммы рассмотренных выше материалов для территории Чумышского золоторудного поля может быть предложена следующая совокупность критериев прогноза золотого оруденения (главным образом порфиroidного и золото-сульфидного типов).

Среди них могут быть выделены геологические, гидротермально-метасоматические и геохимические критерии.

Геологические критерии. К ним относится вся совокупность общегеологических признаков и факторов контроля проявления потенциально рудоносного Чумышского плутоногенного ГМК:

- преобладание в строении многофазного Чумышского гранитоидного плутона и его сателлитов порфиroidных и порфиroidных разновидностей пород гранитоидного и монцонитоидного состава – мелко-среднекристаллических гранодиорит- и граносиенит-порфиroidов, порфиroidных монцодиоритов и диоритовых порфиroidов;

- морфология самого Чумышского гранитного плутона как его обнаженной части, так и скрытой на глубине;

- морфология интрузивного тела порфиroidных монцодиоритов III фазы, игравшего роль своеобразной «печки», вокруг которой разворачивались основные процессы гидротермального минералообразования;

- наличие к северу от Чумышского плутона дайковых тел и сателлитов монцодиоритов III фазы, фиксирующих своим местоположением скрытый на глубине гребневидный выступ кровли монцодиоритовой интрузии, полого погружающейся в северном направлении под толщу терригенных пород нижней юры;

- участки пересечения в пространстве субширотных и субмеридиональных тектонических разрывов среди терригенных пород раннеюрского возраста, предопределивших характер и интенсивность проявления сопряженных процессов биотитизации и березитизации в надинтрузивной области Чумышского плутона.

Гидротермально-метасоматические критерии. Установленная современная картина в распределении *внутриинтрузивных и околоинтрузивных зон* Чумышского плутоногенного ГМК позволяет с большей долей вероятности выделить в его строении зоны ГМ изменений областей питания и областей разгрузки гидротермальных систем.

К последним на рассматриваемой территории относятся ореолы пренит-содержащих березитоидов и мусковит-серицитовых березитов, являющиеся типичными околорудными метасоматитами на многих порфириновых месторождениях Мира и которые можно рассматривать в качестве одного из перспективных признаков проявления процесса золотого рудообразования на рассматриваемой территории:

– зоны пренитсодержащих березитоидов, как наиболее верхние звенья внутриинтрузивной метасоматической колонны, сохранившиеся только в наименее эродированных частях Чумышского плутона, главным образом в эндо- и экзоконтактной области штока монцодиоритов III фазы, а также в монцодиоритовых дайках и сателлитах к северу от Чумышского плутона;

– в зональном ряду гидротермалитов, обусловленных процессом внедрения и длительного становления Чумышского плутона, зоны березитизации занимают самое верхнее звено вертикальной метасоматической колонны. С глубиной их последовательно сменяют пренитсодержащие березитоиды и калишпатолиты. В латеральном направлении среди пород околоинтрузивной области эта совокупность гидротермалитов со всех сторон окаймляется зонально построенным ореолом биотитизации, сопряженным в пространстве и времени с развитием зоны березитизации.

Геохимические критерии. Структура распределения геохимических ореолов в пространстве и их состав во многом определяются структурой и минеральным составом зон ГМ изменений, установленных как во внутриинтрузивной, так и в околоинтрузивной областях Чумышского массива гранитоидов.

Установленный на современном уровне эрозионного среза геохимический ряд зональности в пределах внутри- и околоинтрузивного пространства Чумышского плутона выглядит следующим образом (с юга на север – в направлении вектора максимальной изменчивости): C (CrNiCo) \rightarrow CX (CrNiCoAuCu) \rightarrow CIX (AuCuWSnCrNi) \rightarrow LX (AuBiCuWAs) \rightarrow X_1 (AuCuBiAs) \rightarrow X_2 (AgPbSnAuCu). Этот латеральный ряд геохимических ореолов по существу является отражением вертикальной рудно-геохимической зональности всего Чумышского плутоногенного ГМК в целом.

В этом латеральном ряду геохимических ореолов, которые являются геохимическими признаками проявления медно-золото-порфиривого оруденения:

– аномалии X_2 (AgPbSnAuCu) типа занимают самое верхнее положение в вертикальной рудно-геохимической зональности и тем самым фиксируют **надрудные** зоны рудно-метасоматической порфириновой системы;

– с глубиной их последовательно сменяют аномалии так называемого **верхнего рудного уровня** X_1 (AuCuBiAs) и **нижнего рудного уровня** LX (AuBiCuWAs),

– и далее, уже непосредственно в гранитоидах Чумышского плутона, – аномалии **подрудного уровня** с сидерофильной (CrNiCo), сидерохалькофильной (CrNiCoAuCu) и сидеролитохалькофильной (AuCuWSnCrNi) специализацией;

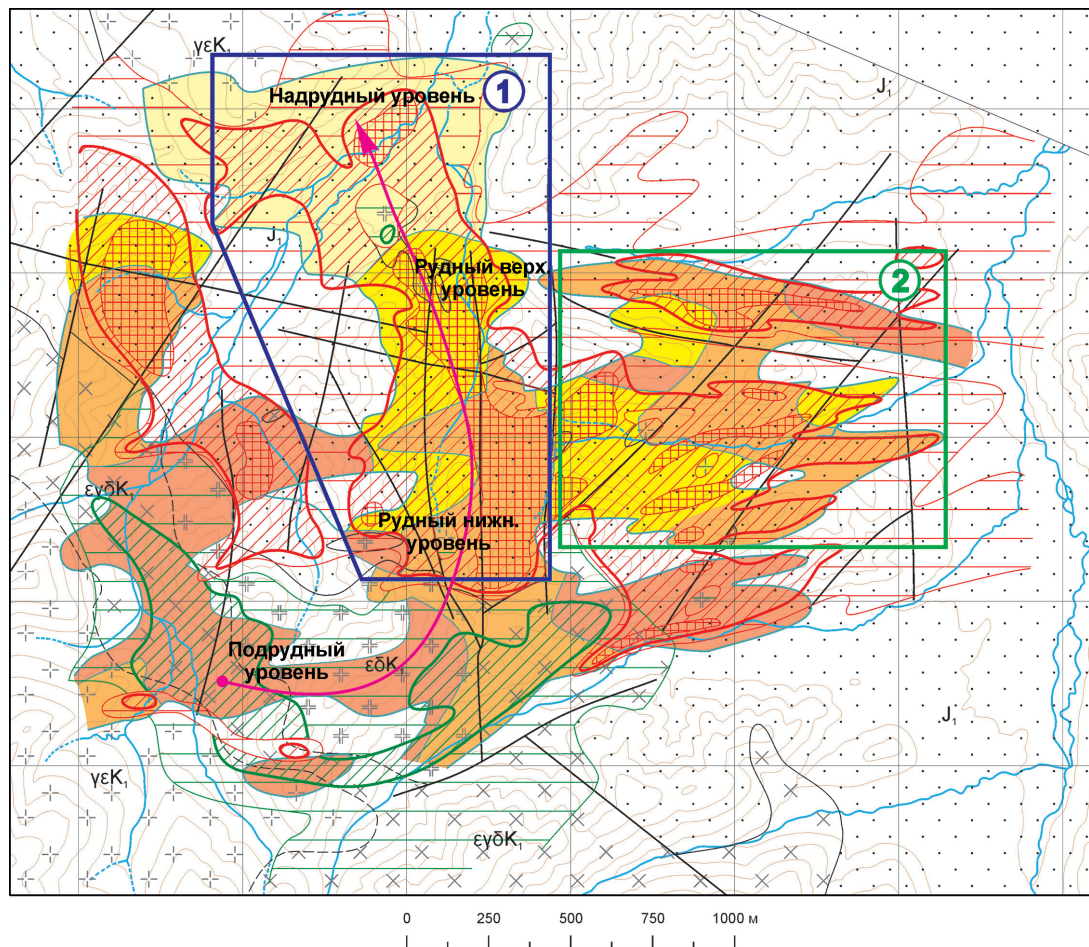
– в латеральном направлении среди пород околоинтрузивной области эту совокупность положительных геохимических аномалий сменяют отрица-

тельные геохимические ореолы золота, меди, серебра и других элементов. Последние обусловлены проявлением здесь интенсивных процессов биотитизации, приводивших к выносу из углеродистых терригенных пород золота в количествах, достаточных для формирования одного или нескольких месторождений этого металла.

По сумме вышеперечисленных критериев на территории Чумышского рудного поля выделяется два перспективных участка в ранге потенциально рудного месторождения (рис. 22):

– 1-й участок ($S = 5,5 \text{ км}^2$), перспективный на обнаружение медно-золото-порфирирового оруденения, располагается в центральной части рудного поля – в ближайшем экзоконтакте Чумышского плутона. В пределах участка зоны березитизации В3 и В4 фаций образуют мощный ореол березитовых изменений, «геометрия» которого обусловлена морфологией полого погружающейся на север в сторону вмещающих пород интрузии монцодиоритов III фазы, обнажающейся на поверхности в северной части Чумышского плутона, а среди терригенных пород – в виде даек и мелкого штока размером $1 \times 0,25 \text{ км}$ на севере территории. К этой субмеридиональной полосе березитизированных пород (с размерами $1,2 \times 3,4 \text{ км}$) приурочена близкая ей по морфологии и размерам крупная геохимическая положительная аномалия Au, Bi, Cu, Ag, Pb, W, As и Sn, в составе которой преобладают ореолы **надрудного** и **рудного** уровней, что свидетельствует о незначительном эрозионном срезе площади этого перспективного участка. В его пределах прогнозируется развитие прожилково-вкрапленной рудной минерализации медно-золото-порфирирового типа, проявленной как среди минерализованных порфирировых пород куполовидных выступов кровли скрытой на глубине интрузии монцодиоритов III фазы, так и среди объемно березитизированных терригенных пород нижней юры.

Самая приближительная количественная оценка прогнозных ресурсов этого участка может быть осуществлена из предположения, что в экзоконтактной области Чумышского плутона функционировала рудоносная околоинтрузивная гидротермальная система, области питания и разгрузки которой работали как сопряженные в геохимическом отношении зоны выноса и привноса золота. Как было ранее показано, вынос золота достигал 50–80 % от уровня концентраций этого элемента в исходных углеродистых терригенных породах, что соответствует извлечению приблизительно 500 т металла из биотитизированных терригенных пород. Расчеты показывают, что в сопряженную с биотититами зону березитизации было перемещено и рассеяно в виде геохимических ореолов приблизительно 350 т металла. Разница в 150 т между выносом и привносом золота в зону березитизации может приблизительно характеризовать прогнозные ресурсы этого участка на золото. Это минимальные значения прогнозных ресурсов, так как при их расчете не учитывались ресурсы, извлекаемые гидротермальными растворами из порфирировых пород самого Чумышского плутона при функционировании там внутриинтрузивной гидротермальной системы. В пределах данного перспективного участка наиболее интересным в прогнозном отношении является его северная часть в пределах надрудного геохимического ореола, где предлагается осуществить глубинные поиски скрытых, не выходящих на дневную поверхность золоторудных штокверковых рудных тел картировочным и поисковым бурением.



Условные обозначения

Рудоносные ГМ изменения	Интенсивность проявления		
	Слабая–умеренная <13 %	Сильная–интенсивная 15–50 %	Интенсивная–полная >50 %
Ms-Ser березиты			
Пренитовые березитоиды			

Уровни вертикальной рудно-метасоматической зональности порфировой ГМ системы

Уровень	Цвет на карте	Геохимический тип
IV Надрудный		AgPbAu
III Рудный верхний		AuCuBiAg
II Рудный нижний		AuCuWBi
I Подрудный		CuAuCrNi

Прогнозные участки, перспективные на обнаружение:

- ① месторождений порфирового типа – CuAu;
- ② месторождений полигенного типа (стратиформного типа в терригенных породах, регенерированного порфировой ГМ системой) – CuAu + AuZnPbAs.

Стрелкой показано направление вектора максимальной изменчивости звеньев порфировой рудно-метасоматической гидротермальной системы.

Рис. 22. Карта прогнозного районирования территории Чумышского золоторудного поля

2-й участок ($S = 4,3 \text{ км}^2$) расположен в восточной части рудного поля в полосе развития «линзовидных» зон приразломных березитов В1 и В2 фаций и связанных с ними близких по морфологии узких геохимических ореолов СХ, СЛХ, ЛХ и Х1 типов, контролируемых долгоживущей системой тектонических нарушений субширотного простирания. Минеральные парагенезисы закартированных здесь зон березитизации несут в себе реликты минеральных агрегатов более ранних – догранитных гидросерицитовых березитов – типичных низкотемпературных ГМ образований, обусловленных проявлением на территории района телетермальной (скорее всего амагматической) гидротермальной деятельности, связанной с тектонической перестройкой и метаморфизмом терригенных пород раннеюрского возраста. Скорее всего, эти ореолы догранитных березитовых изменений сопровождали формирование убогой стратиформной золото-сульфидной минерализации, во многом затушеванной впоследствии околотрузивными процессами биотитизации и березитизации Чумышского ГМК. Поэтому прогнозируемое на этом участке оруденение с определенной долей условности может быть отнесено к полигенному типу – стратиформному золото-сульфидному, регенерированному Чумышской порфировой плутоногенной гидротермально-метасоматической системой. На участке также предлагается осуществить глубинные поиски скрытых, не выходящих на дневную поверхность золоторудных тел картировочным и поисковым бурением. При этом стратегия поисково-оценочных работ должна строиться, исходя из предположения, что наряду с приразломным контролем оруденения в пределах участка возможно обнаружение многоэтажного стратиформного оруденения. Однако в прогнозно-поисковом отношении этот участок является менее перспективным и работы в его пределах должны проводиться во вторую очередь.

Таким образом, применение на территории Чумышского рудного поля комплексного подхода к изучению минералогических, петрографических и геохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований позволило расшифровать историю проявления гидротермальной деятельности в районе, наметить в ней по геохимическим данным место основных рубежей рудообразования и, как следствие, осуществить в его пределах прогнозирование скрытого на глубине золото-медно-порфирового и золото-сульфидного оруденения.

3.4. Количественная оценка прогнозных ресурсов

Выявление на стадии ГСР-200 перспективных участков недр в ранге потенциально рудных полей является одной из важных задач. Установление в их пределах зон привноса и зон выноса элементов, обусловленных проявлением рудоформирующего гидротермального процесса, позволяет не только определить место возможной локализации оруденения, но и установить его формационную принадлежность, величину эрозионного среза и, как следствие, провести оценку прогнозных ресурсов этих перспективных участков недр.

3.4.1. Некоторые исходные положения. Опыт изучения закономерностей распределения микропримесей рудных элементов в гидротермально измененных породах по результатам многих опубликованных работ однозначно свидетельствует об отсутствии устойчивой геохимической специализации у ГМ

образований различной фациальной принадлежности. Об этом же свидетельствует геохимическая классификация рудных месторождений [47–49, 51–53], из которой следует, что скарны могут сопровождать редкометалльное (Mo, W, Sn, Be), полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, Au), железное, кобальтовое и другое оруденение. Березиты отмечаются в качестве околорудных метасоматитов золотого, уранового, молибденового, сурьмяно-ртутного, золото-медно-порфирового и полиметаллического оруденения. В зонах аргиллизации встречаются урановые, бериллиевые, флюоритовые, золото-серебряные и другие месторождения и т. д.

Вывод из эмпирических наблюдений имеет важное практическое значение: геохимическая специализация гидротермалитов на те или иные ассоциации рудных элементов носит индивидуальный, а не видовой характер, то есть гидротермалиты одного вида *могут быть специализированы на различные группы элементов или специализация может вообще отсутствовать, что обусловлено конкретными геологическими условиями их проявления.*

Следствием этого положения является необходимость установления геохимических особенностей конкретных зон ГМ изменений на всех перспективных участках, локализованных в ходе проведения ГСР-200 и ГСР-50.

Выделяемые на стадии геологосъемочных работ этих масштабных уровней зоны ГМ изменений пород в геохимическом отношении подразделяются на два типа.

Одни из них характеризуются высокой дисперсией распределения микропримесей рудных элементов, наличием разнообразных участков аномального концентрирования тех или иных ассоциаций и деконцентрирования других ассоциаций, сложными многофакторными структурами геохимических ассоциаций со значимыми положительными и отрицательными корреляционными связями.

Другие зоны изменения отличаются спокойным близкларковым распределением микропримесей, сходными концентрациями рудных элементов в различных исходных породах, низкими дисперсиями и малозначимыми корреляционными отношениями, слабой анизотропией геохимических ассоциаций.

Метасоматические зоны обоих типов являются зонами нарушенного первично-конституционального распределения элементов-примесей, но первые из них могут быть определены как зоны возрастающей дифференцированности их распределения, а вторые – как зоны гомогенизированного, выровненного распределения по сравнению с более неравномерным распределением в исходных породах.

Метасоматические зоны *первого типа* (т. е. зоны условно с положительной геохимической направленностью развития) характеризуются проявлением кварц-светлослюдистых гидротермалитов (грейзены, вторичные кварциты, березиты, аргиллизиты) с подчиненными калишпатитами и альбититами различных термодинамических ступеней (эйситы, альбититы, гумбеиты). Кроме фоновых, здесь могут быть встречены ореольные и рудные ГМ образования, в том числе разнообразные жилы выполнения. Для метасоматитов данного типа характерна инфильтрационная (по Д. С. Коржинскому) центробежная околотрещинная зональность. По мере усиления степени замещения исходных пород перечисленными ГМ ассоциациями происходит сверхкларковый рост концентраций одних элементов и деконцентрация (нижекларковый вынос) других элементов. Метасоматические зоны с перечисленными характеристиками

рассматриваются как зоны разгрузки гидротермальных систем, как области возможной и фактической локализации гидротермального оруденения. Геохимическое изучение их внутренних неоднородностей может иметь и прямое, поисковое значение [45, 47–49, 51–53].

Метасоматические зоны *второго типа* (т. е. зоны условно с отрицательной геохимической направленностью развития) характеризуются проявлениями пропилитовых и кварц-полевошпатовых ГМ образований (пропилиты эпидот-хлоритовые, актинолитовые, эпидот-полевошпат-актинолитовые, калишпатолиды, фельдшпатолиды, альбитофиры, фельдшпатофиры и калишпатофиры). Это преимущественно фоновые гидротермалиты с коротко-прожилковыми и ядровыми обособлениями минералов, отражающими развитие центростремительной или квазиэлизионной зональности относительно дренажных участков. Подобные метасоматиты изучены значительно хуже, чем рассмотренные выше, их иногда называют «автометасоматическими», «зеленокаменными» или «краснокаменным перерождением» пород, рассматривают как фации регионального или зонального метаморфизма. Однако поведение элементов-примесей по мере усиления степени замещения исходных пород отмеченными минеральными ассоциациями отражает однонаправленную тенденцию выноса (перехода в раствор) элементов, находящихся в вышекларковых концентрациях, и о повышении содержаний (до кларкового уровня) элементов, находящихся в породах в нижекларковых содержаниях. При этом в ходе железо-магний-кальциевого метасоматоза (пропилитизации) преобладающую тенденцию к выносу имеют Cu, Mo, Ag, Ba, Zn, Co, Ni, а привносятся в среду минералообразования – Mn, Ti, V, Cr, Zr, Y, Sn, Pb, то есть элементы, которыми исходные пропилитизированные породы были изначально обеднены относительно кларкового уровня.

3.4.2. Обработка петрографо-геохимических данных. Полученная геохимическая информация может быть использована для определения геохимической специализации конкретных геологических тел или отдельных блоков территории геологической съемки. На ее основе может быть построена карта аномального геохимического поля, анализ которой позволит выявить геохимический эффект преобразования пород в крупных гетерогенно построенных метасоматических зонах, выявляемых в ходе специального картирования полей гидротермально измененных пород.

1. Для каждой выделенной на карте зоны ГМ образований определяется общая площадь (современный закартированный срез) – S . В пределах этой зоны оцениваются также площади, занятые породами различного вида – $S_1, S_2 \dots S_n$), так что $S_1 + S_2 + \dots + S_1 + \dots S_n = S$.

2. Измененные породы каждого вида (пропилиты–березиты) подразделяются по степени замещения статистически устойчивой эпигенетической минеральной ассоциацией, согласно принятой 3-балльной градации.

3. Полученные элементарные выборки используются для качественного определения геохимического эффекта ГМ изменения определенного вида, для чего строятся индивидуальные и суммарные графики следующего содержания: а) ось абсцисс – степень замещения (в принятой градации) пород определенного вида и определенного геологического подразделения статистически устойчивой эпигенетической минеральной ассоциацией конкретной метасоматической зоны или суммы однотипных зон; б) ось ординат – кларки концентрации, рассчитанные по средним содержаниям элементов-примесей

в выборках по принятым градациям изменения пород. Для унификации значений рекомендуется использовать кларки А. П. Виноградова для земной коры.

4. Интерпретация полученных графиков включает оценку «положительной» или «отрицательной» геохимической направленности преобразования пород. Для этого сравниваются графики по разным исходным породам в пределах одной или однотипных зон изменения. При получении устойчивого расходящегося веера линий определяется положительная геохимическая направленность изменений, свойственная областям разгрузки гидротермальных систем. Элементы, характеризующиеся однонаправленным и наиболее высокоградиентным нарастанием Kc , выделяются в качестве элементов привноса и концентрирования данным ГМ процессом и рассматриваются в качестве потенциально рудообразующих. При получении устойчивого «сходящегося пучка» линий определяется отрицательная геохимическая направленность изменений, свойственная областям питания гидротермальных систем. На этих графиках элементы, устойчиво снижающие свои Kc по мере усиления степени изменения пород, рассматриваются в качестве элементов выноса, то есть элементов рудоносной специализации данной области питания гидротермальной системы.

5. Кроме качественной тенденции поведения выявленных элементов привноса и выноса в определенных зонах ГМ изменения пород, необходимо оценить масштабы установленного процесса. Зная среднее содержание элемента в элементарных выборках (C_i) с фиксированной степенью изменения определенных типов пород (1, 2, i ... n), легко рассчитать предполагаемое содержание в неизменной породе этого же вида ($C_{ин}$) и приращение содержаний в зависимости от степени замещения: $\Delta C_i^1 = C_i^1 - C_{ин}^1$; $\Delta C_i^2 = C_i^2 - C_{ин}^2$ и т. д. Следовательно, средневзвешенный коэффициент привноса–выноса для данного вида породы определится так: $\Delta C_i = \Delta C_i^1 S_i^1 + \Delta C_i^2 S_i^2 + \dots + \Delta C_i^n S_i^n$, а коэффициент привноса–выноса для метасоматической зоны в целом будет иметь вид: $\Delta C = 1/S(\Delta C^1 S^1 + \Delta C^2 S^2 + \dots + \Delta C^n S^n)$. При этом для зон привноса ΔC имеет знак (+), а для зон выноса (–).

Зная средневзвешенный коэффициент привноса–выноса и площадь зоны, можно в первом приближении оценить масштаб процесса коэффициентом $\Delta C \cdot S$, то есть площадной продуктивностью, но лучше перейти к определению количества привнесенного или извлеченного рудного элемента в ходе ГМ процессом (Q).

Это количество определяется следующим образом:

$$Q = \rho \cdot \Delta C \cdot V \cdot 10^3,$$

где ρ – плотность пород, г/см³; ΔC – коэффициент привноса–выноса, г/т; V – объем зоны изменения, км³ и Q – количество перемещенного металла, т.

Величина V оценивается на основе геометрических реконструкций зон изменения с учетом ее эродированной части, что не всегда можно надежно определить. Поэтому чаще используется реально измеренная величина S и условное третье измерение h (в простейшем варианте $h = 1$ км). Таким образом величина Q в общем случае определяется измеряемыми с необходимой точностью значениями ρ , ΔC и S , условным значением третьего измерения (h) или реконструируемой величиной V .

6. Величина Q , рассчитанная по отдельно взятому рудному элементу (или по ассоциации элементов близкого поведения в гидротермальном процессе),

позволяет выявить и количественно охарактеризовать баланс вещества в сопряженных областях питания (Q^-) и разгрузки (Q^+) гидротермальной палеосистемы.

В основе этого анализа лежит выделение сближенных в пространстве и времени зон ГМ изменения, обусловленных определенным геологическим событием (внедрением плутона, становлением вулcano-тектонической структуры, конкретной тектонической перестройкой и т. п.).

Такие системы сопряженных метасоматических зон предложено называть региональными метасоматическими формациями (РМФ) или в конкретном географическом и возрастном выражении – гидротермально-метасоматическими комплексами. Сопряженные зоны таких систем характеризуются близкими значениями абсолютных величин Q^- и Q^+ по ведущим рудным элементам. На этом базируется метод подсчета прогнозных ресурсов рудообразующих гидротермальных систем.

3.4.3. Количественная оценка прогнозных ресурсов. Потенциальная рудоносность гидротермальных систем определяется:

1) видом и геологическими условиями проявления конкретного ГМ комплекса, лимитирующих возможные виды рудных формаций и барьеры их предполагаемой локализации в структуре сопряженных метасоматических зон;

2) размерами и продуктивностью ареалов изменения, что выражается их площадью или объемом, средней степенью замещения, общим количеством наработанного гидротермального вещества, дифференцированностью его распределения в зоне разгрузки, размерами и видами тел ареальных и околорудных гидротермалитов;

3) характером распределения и ассоциативностью элементов-примесей, средним уровнем их содержаний в объеме гидротермальной системы, то есть геохимической специализацией гидротермальной системы и ее геохимическими ресурсами;

4) сравнительным характером распределения и ассоциативностью элементов-примесей в сопряженных метасоматических зонах, истощенностью геохимических ресурсов областей питания и аномальностью геохимических ресурсов областей разгрузки;

5) значениями средневзвешенных по зонам гидротермального изменения пород коэффициентов привноса–выноса элементов потенциальной рудоносности гидротермальной системы, величинами их выноса (Q^-) из реконструируемых объемов областей питания и привноса (Q^+) в реконструируемые объемы областей разгрузки, при сопоставимости по абсолютной величине;

6) отношением современного объема области разгрузки к ее реконструируемому объему, внутренней структурной области разгрузки, положением геохимических и термодинамических барьеров рудоконцентрации;

7) кондициями на содержание и запасы искоемых месторождений в данных геолого-экономических условиях.

Таким образом, в качестве главных параметров количественной оценки прогнозных ресурсов на основе петрографо-геохимического изучения и картирования полей гидротермально измененных пород при ГСР-200 и ГСР-50 могут быть перечислены следующие:

– среднее содержание элемента в слабо измененных либо в неизмененных породах ГМ зоны или системы (C , г/т),

- коэффициент привноса–выноса элемента в зону ($\pm \Delta C$, г/т),
- площадь метасоматической зоны или системы на карте ($S_{\text{сов.}}$, км²),
- реконструированный объем зоны или системы, современный ($V_{\text{сов.}}$, км³),
- реконструированный объем зоны или системы, полный ($V_{\text{пол.}}$, км³),
- средняя плотность пород в зоне или системе (ρ , г/см³),
- количество элемента, вынесенного из зоны или привнесенного в зону ГМ изменения, в современном объеме ($\pm Q_{\text{сов.}}$, т),
- количество элемента, вынесенного из зоны или привнесенного в зону ГМ изменения, в реконструированном полном объеме ($\pm Q_{\text{пол.}}$, т),
- геохимические ресурсы зоны или системы (Θ , т),
- масса гидротермального вещества, наработанного системой (m, т),
- прогнозные ресурсы системы (рудного узла) (P_3 , т) или зоны разгрузки (рудного поля) (P_3 , т).

Остановимся на краткой характеристике вышеперечисленных параметров.

1. Площадь сечения эрозионной поверхностью – $S_{\text{сов.}}$ гидротермальных систем различного генезиса (плутоногенного, вулканогенного, тектоногенного и метаморфогенного) может составлять десятки – первые тысячи (оптимально сотни) квадратных километров. При этом площади зон питания обычно в 1,5 раза и более превышают площади зон разгрузки, что отражает не только обычно меньшие объемы зон разгрузки, но и их большую подверженность процессам эрозии как верхних составляющих вертикальной ГМ зональности. В общем случае современные поверхности эрозии – наиболее объективно измеряемые параметры – косо секут формационные тела, характеризуя тем самым и вертикальную составляющую гидротермальной системы. Поэтому отмеченные соотношения современных сечений зон разгрузки и зон питания устойчиво проявляются и в соотношениях объемных величин ($V_{\text{сов.}}$ и $V_{\text{пол.}}$). Частные от деления $V_{\text{пол.}}$ на $S_{\text{сов.}}$ дают величину условного третьего измерения (глубину – h), которая, по имеющимся реконструкциям, может достигать 2–5 км [49–52].

2. Второй объективно измеряемый параметр – содержание металла в зонах гидротермальной системы. Повсеместно содержание металла в системе в целом имеет близкларковое слабо повышенное значение ($K_k \approx 1,5\text{--}2,5$), отражая геохимическую специализацию перерабатываемых исходных пород в объеме гидротермальной системы, что является первым необходимым условием ее потенциальной рудоносности. На этой основе определяются общие геохимические ресурсы системы (Θ).

Если последние оцениваются в сотни тысяч и миллионы тонн металла, то можно предположить возможность развития в системе практически значимого рудообразующего процесса.

3. Реконструкция полных ($V_{\text{пол.}}$) и современных ($V_{\text{сов.}}$) объемов зон системы в целом базируется на многих допущениях и относится лишь к той геометрической модели, которая построена. Следовательно, без приведения масштабных блок-диаграмм и их сечений числовые значения объемов мало достоверны, и их корректнее заменить условными производными от площади современного сечения ($V'_{\text{пол.}} = S_{\text{сов.}} \cdot h$, где h – величина, требующая дополнительного обоснования). Истинные значения $V_{\text{пол.}}$ и $V_{\text{сов.}}$ являются важнейшими параметрами гидротермальных систем, определение которых является основой оценки их продуктивности вообще и рудоносности в частности. Только знание полных объемов сопряженных зон позволяет оценить баланс

перемещения вещества ($Q^- \approx Q^+$) и определить генетическую модель рудообразования в гидротермальных системах за счет их геохимических ресурсов. Очевидно, что в рамках этой модели прогнозные рудные ресурсы системы не могут быть больше величины Q^- , то есть количества металла, вынесенного из зоны питания. Кроме того, по отношению $V_{\text{сов.}}/V_{\text{пол.}}$ зоны разгрузки можно судить о степени сохранности этого баланса к настоящему времени.

4. Величина средневзвешенного коэффициента привноса–выноса ($\pm\Delta C$) определяется надежнее, чем объемы системы, так как эрозионная поверхность, как правило, расположена косо по отношению к вертикальной оси системы. В других вариантах ошибки могут быть также весьма значительными. Значения ΔC соразмерны величинам кларков и редко превышают последние более чем в 2 раза, а иногда составляют лишь доли кларка.

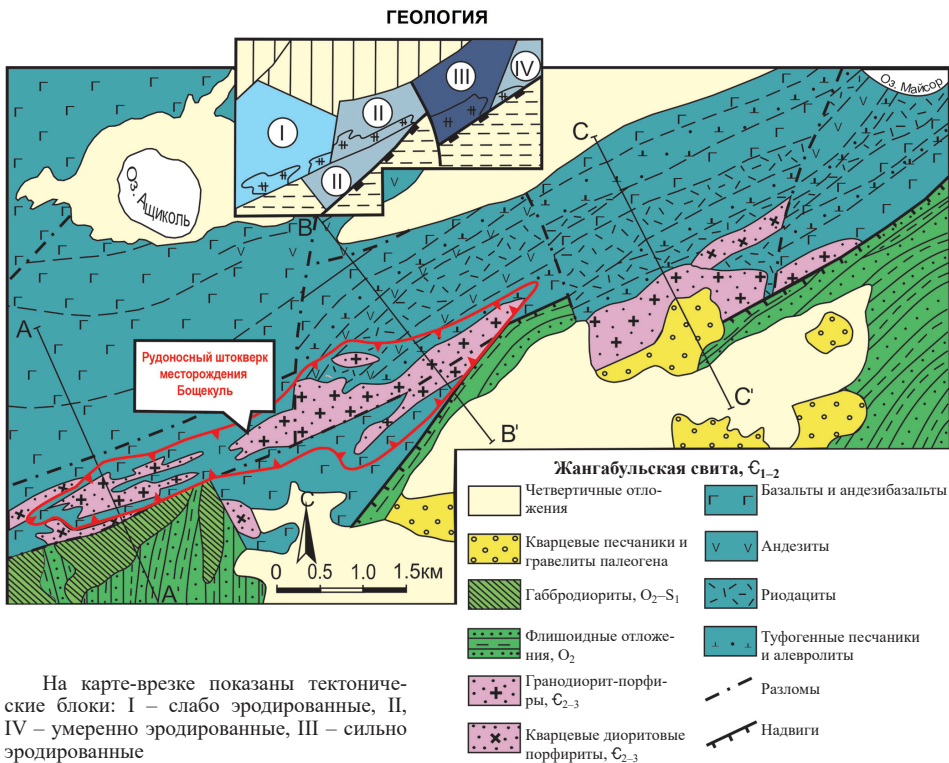
Вычисление величины прогнозных ресурсов основывается на том, что общее количество металла, вынесенного из зоны питания (Q^-), численно равно общему количеству металла, привнесенного в зону разгрузки (Q^+), но последнее частично рассеивается в объеме зоны разгрузки, частично накапливается на различных уровнях содержаний, осуществляя ступенчатое концентрирование вплоть до рудных скоплений.

3.4.4. Бошекульское рудное поле. На рис. 23–28 и в табл. 6–8 приводятся материалы, пошагово иллюстрирующие все рассмотренные выше приемы оценки прогнозных ресурсов на примере Бошекульского рудного поля в Центральном Казахстане, в пределах которого получила развитие золото-медно-порфировая гидротермальная рудоформирующая система, обусловленная процессом внедрения и длительного становления гранитоидов раннепалеозойского возраста, прорывающих вулканиты жангабульской свиты нижнего кембрия.

Бошекульское рудное поле, объединяющее группу территориально сближенных медно-молибденовых порфировых месторождений и рудопроявлений, приурочено к эндо- и экзоконтактной области интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранит-порфиров кулбайского комплекса (\mathcal{E}_{2-3}). Интрузия, вытянутая в виде узкого плитообразного дайкового тела в северо-восточном направлении более чем на 9 км (рис. 23). Она прорывает породы джангабульской свиты (\mathcal{E}_{2-3}), представленной на рассматриваемой территории лавами и туфами базальтового, андезит-базальтового, андезитового, и в меньшей степени, риодацитового состава с редкими горизонтами туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов. На юге Бошекульский массив трансгрессивно перекрыт терригенными и карбонатно-терригенными образованиями еркебидаикской свиты.

По системе пострудных субмеридиальных и северо-восточных разломов взбросо-сдвигового характера территория рудного поля разбита на несколько разновеликих тектонических блоков (см. врезку к рис. 23), из которых блок I является наиболее опущенным, то есть минимально эродированным, а блок III – наоборот наиболее приподнятым или максимально эродированным. Блок II в этом отношении занимает промежуточное положение.

Основной объем рудной минерализации сосредоточен в блоке I, главной рудоконтролирующей структурой которого является узкая тектоническая пластина мощностью 200–500 м, ограниченная двумя субпараллельными системами северо-восточных разрывов и объединяющая тело самой Бошекульской



На карте-врезке показаны тектонические блоки: I – слабо эродированные, II, IV – умеренно эродированные, III – сильно эродированные

КАРТА ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

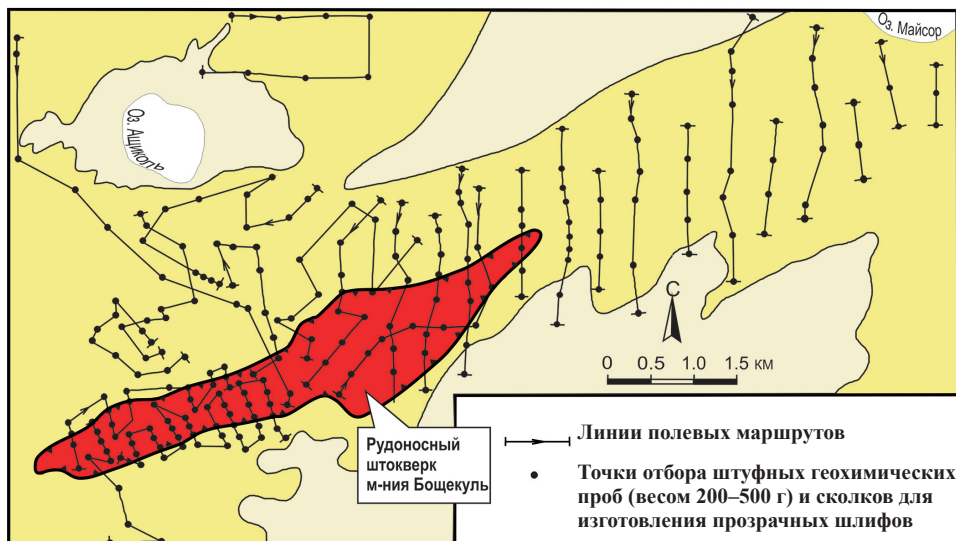


Рис. 23. Особенности геологического строения Божекульского рудного поля и карта петрографо-геохимического опробования коренных пород

интрузии и зону ее ближайшего экзоконтакта. Отмеченная рудоносная структура состоит из серии субпараллельных плаще- и линзообразных рудных тел с прожилковым и прожилково-вкрапленным (штокверковым) внутренним строением. При этом в минерализованных породах интрузивного массива проявлен главным образом вкрапленный, реже прожилково-вкрапленный морфологический тип оруденения, тогда как в ГМ измененных вмещающих андезибазальтах доминирует прожилковая рудная минерализация.

К главным особенностям руд месторождения Бошекуль относится сложность и многокомпонентность их геохимического состава. Помимо Cu и Mo в качестве типоморфной примеси в рудах месторождения присутствуют Au, Co, Zn, Ag, Pt, Pd, V, Ni, Bi и другие, более редкие элементы. Главные гипогенные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, второстепенные – магнетитом, молибденитом и сфалеритом. Из нерудных минералов преобладают кварц, калишпат, серицит, биотит, хлорит, кальцит, флюорит, гипс и цеолит.

В процессе рудообразования на месторождении Бошекуль отчетливо выделяются две рудные и одна пострудная стадии.

В первую средне-высокотемпературную *кварц-пирит-молибденовую* стадию происходило формирование главным образом вкрапленной и прожилково-вкрапленной рудной минерализации в ореолах кварц-калишпатового, биотит-калишпат-кварцевого и монокварцевого ГМ изменения пород. Помимо молибдена в данную стадию высоких концентраций достигали Cu, Au, Bi и другие элементы.

Во вторую средне- низкотемпературную *кварц-карбонат-пирит-сульфидную* стадию формировались рудные тела преимущественно с прожилковым внутренним строением, заключенные в зонах кварц-серицитового (филлизитового) и кварц-серицит-хлоритового (березитового) изменения пород. В эту стадию высоких уровней концентрации достигали Cu, Ni, Co, Ag, Zn, Sb и другие элементы. Завершился процесс рудоотложения возникновением серии маломощных кальцит-цеолитовых прожилков нередко с флюоритом и гипсом.

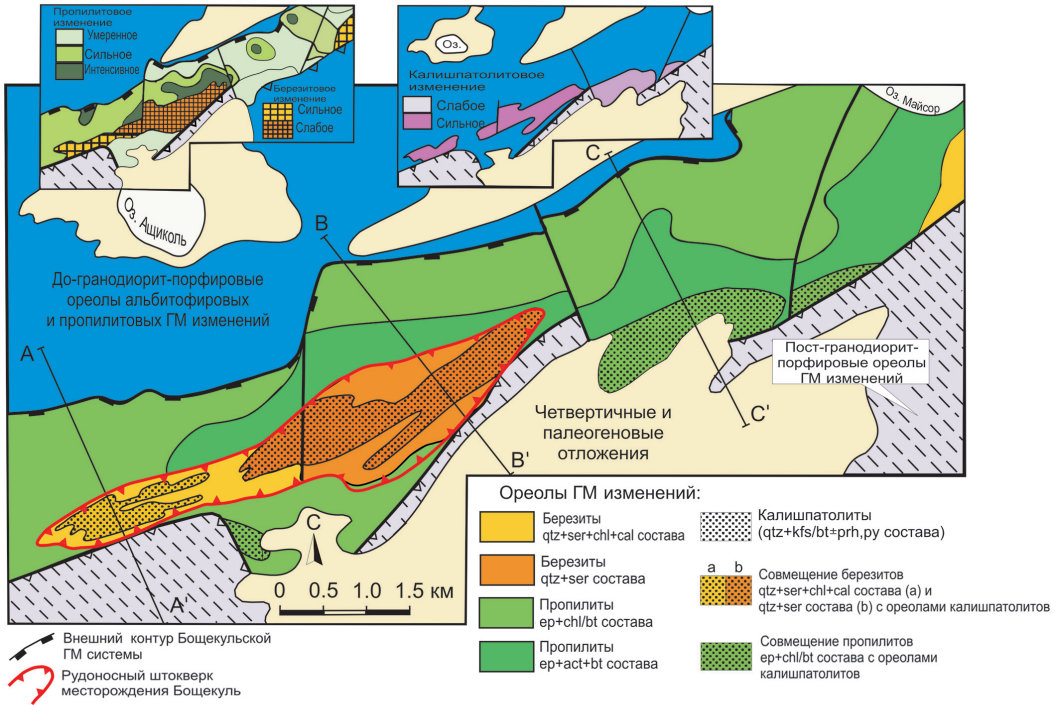
В пространственном размещении минеральных ассоциаций вышеперечисленных стадий намечаются элементы слабо выраженной горизонтальной зональности, заключающихся в преимущественном развитии минералов ранней стадии в контурах интрузии плагиогранит-порфиоров. Тогда как минеральные ассоциации второй, более поздней стадии распространены значительно шире, охватывая как тело самой интрузии, так и ближайшую зону ее приконтактового ореола.

На рис. 24 приведена схема строения ГМЗ Бошекульского РП. Из ее анализа следует, что в пределах рассматриваемой территории выделяются две ГМФ [79]: а) ранняя вулканогенная «допорфировая» альбитофир-пропилитовая (C_{1-2}), проявленная на площади узла фрагментарно, и б) поздняя плутоногенная оксеталитовая (C_{2-3}), обусловленная процессом внедрения и длительного становления Бошекульской порфировой интрузии. Центральные филлизит-березитовые зоны оксеталитовой формации контролируют размещение медно-молибденовой штокверковой рудной минерализации.

Ниже остановимся на характеристике этой ГМФ более подробно.

Внутриинтрузивная система. Как было показано выше, территория РП по системе пострудных разломов разбита на несколько тектонических блоков, испытавших различные вертикальные перемещения. За счет различной глубины их эрозионного среза порфировая интрузия имеет вертикальный

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ



РАЗРЕЗЫ ПО ЛИНИЯМ А-А', В-В' и С-С'

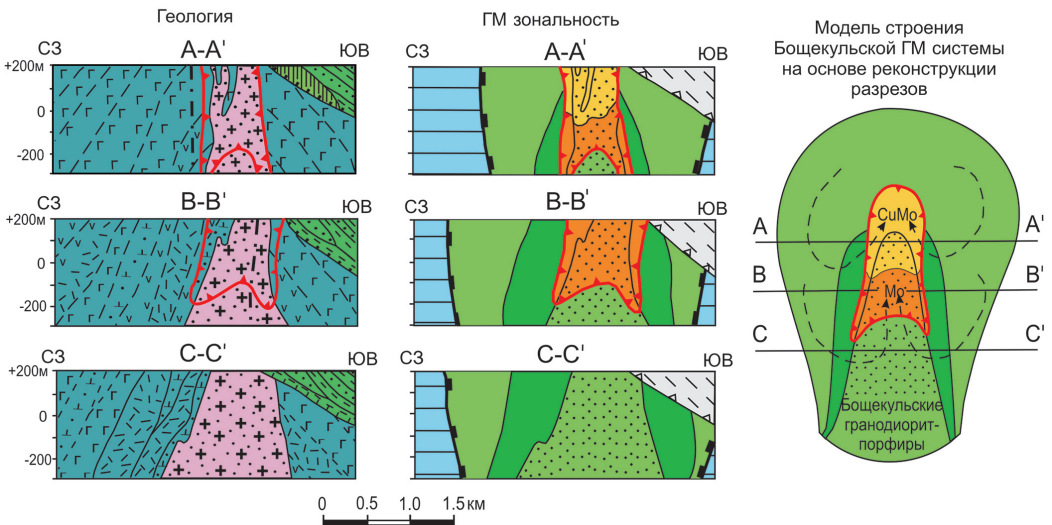


Рис. 24. Особенности строения гидротермально-метасоматической зональности Божекульского рудного поля

размах вскрытия не менее 500 м. При этом наиболее эродированным является ее фрагмент на территории блока III, а наименее эродированным – на территории блока I. Блок II занимает между ними промежуточное положение.

Во всех трех случаях в гранитоидах фиксируется фельдшпатолитовый парагенезис ($Qtz + Ksp, Ab \pm Bt$), который во многом здесь затушеван более поздними гидротермалитами околоинтрузивной системы: хлоритовыми пропилитами, филлизитами и березитами. Среди ореолов последних в пределах блоков I и II фиксируются (в реликтовом виде) рудоносные составляющие фельдшпатолитов – калишпат-кварцевые и биотит-калишпат-кварцевые гидротермалиты, имеющие прожилково-гнездовой характер проявления. Развитию именно этих гидротермалитов в гранитоидах отвечает ранняя высоко-средне-температурная стадия формирования Бошекульского месторождения.

В связи с глубоким преобразованием производных внутриинтрузивной системы более поздними гидротермалитами, а также в связи с невозможностью реконструкции современных и полных объемов ее зон, геохимическое моделирование данной системы по имеющимся у нас материалам не представляется возможным.

Околоинтрузивная система. Порфировая интрузия с севера и частично с юга окружена ореолом приконтактных пропилитов. В наиболее эродированных блоках (III и IV) пропилитовые парагенезисы проникают также и внутрь самого массива гранитоидов. В менее эродированных блоках (I и II) они обрамляют соответственно филлизитовые и березитовые ореолы центральной зоны оксеталитовой ГМФ. То есть выявляется отчетливая латеральная зональность в размещении отмеченных гидротермалитов, которая по существу является отражением вертикальной зональности околоинтрузивной гидротермальной системы (рис. 24), обусловленной процессом внедрения и длительного становления Бошекульской порфировой интрузии.

Зона *пропилитизации* площадью 17,6 км² представлена хлорит-эпидотовыми и эпидот-биотит-актинолитовыми ассоциациями, развитыми преимущественно по осадочно-вулканогенным образованиям джангабульской свиты и, реже, гранитоидам с различной экстенсивностью.

В ее строении с севера на юг в сторону контакта с порфировой интрузией выделяются три подзоны (рис. 24): а) умеренной пропилитизации – $Px + Pba^1$ (10–15 % новообразований), б) сильной пропилитизации – $Px + Pba^2$ (15–30 %) и в) интенсивной – полной пропилитизации – $Px + Pba^3$ (30–80 %). Площадные соотношения подзон следующие: $0,40 + 0,45 + 0,15 = 1$.

Предполагается, что южная составляющая приконтактного ореола пропилитизации, захороненная под толщей терригенных пород позднего ордовика, имеет близкие только что рассмотренным площадные и экстенсивные параметры проявления.

Зона *кварц-светлослюдистых (филлизит-березитовых) изменений* характеризуется сложным внутренним строением и развивается по различным породам: минерализованным плагиогранит-порфирам и кварцевым диоритам порфировой интрузии, а также по ороговикованным андезитам и базальтам джангабульской свиты. Ее площадь составляет 3,4 км². В строении зоны выделяются две подзоны: а) сильно-интенсивно проявленных филлизитов ($Qtz + Ser, Ms + Py \pm Bt$) и б) сильно-интенсивно проявленных березитов ($Qtz + Ser, Ms + Chl \pm Cc, Py$).

На современном уровне эрозионного среза подзона филлизитов преимущественно обнажается на территории блока II, а подзона березитов – на территории наименее эродированного блока I. Глубоким бурением в его пределах установлено «перекрытие» подзоны филлизитов субгоризонтально залегающим чехлом березитовых изменений и их суммарный вертикальный размах проявления составляет 450 м. Бурением также установлено, что граница зоны филлизитов-березитов падает близ вертикально, близкое падение установлено также и у границ зоны пропилитизации.

Известно, что за счет различной глубины эрозионного среза, порфировая интрузия имеет вертикальный размах вскрытия не менее 0,5 км. Если предположить, что кровля этой интрузии в период формирования оксеталитовой ГМФ находилась субгоризонтально на всем интервале своего распространения в 9,5 км, то современный срез из-за различной глубины эрозионного вскрытия блоков I–III будет иметь ступенчатую конфигурацию. На основе этого осуществлены реконструкции продольного и поперечного вертикальных сечений гидротермально-метасоматической зональности околоинтрузивной системы (рис. 27). При такой модели строения зональности объемы центральной зоны оцениваются величинами: $V_{\text{сов. Бс + Фил}} = 1,2 \text{ км}^3$, $V_{\text{пол. Бс + Фил}} = 2,2 \text{ км}^3$, то есть современный объем центральной зоны в 1,8 раза меньше предполагаемого полного объема зоны. Объемы периферической (пропилитовой) зоны получились равными: $V_{\text{сов. Пх + Пба}} = 23,5 \text{ км}^3$ и $V_{\text{пол. Пх + Пба}} = 31,1 \text{ км}^3$.

По данным геохимического изучения пород района с учетом характера и степени их изменения установлено, что осадочно-вулканогенные породы джангабульской свиты содержат в сверхкларковых количествах Cu, Mo, Zn, V, Co, Pd и другие элементы, а гранитоиды Бошекульской интрузии специализированы на Cu, Mo и Ag. Как показано на рис. 25 и в табл. 6, по мере нарастания степени пропилитизации вулканитов джангабульской свиты содержание в них Cu, Mo, Ag, Ba, Zn, Co и Ni существенно уменьшаются. В этом же направлении падает и дисперсия распределения элементов. Содер-

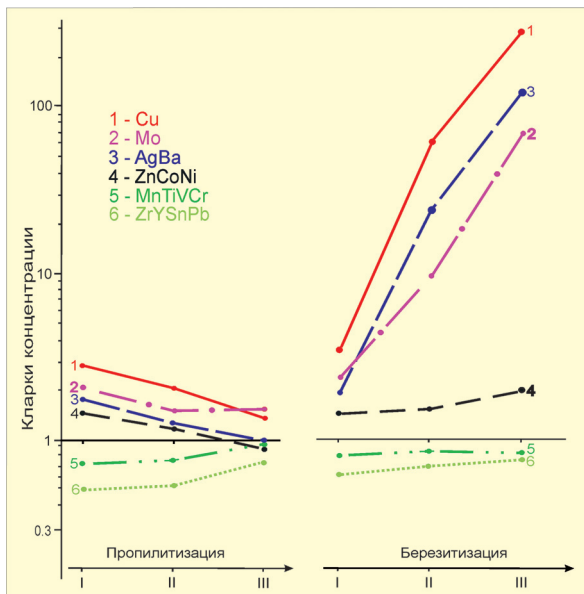
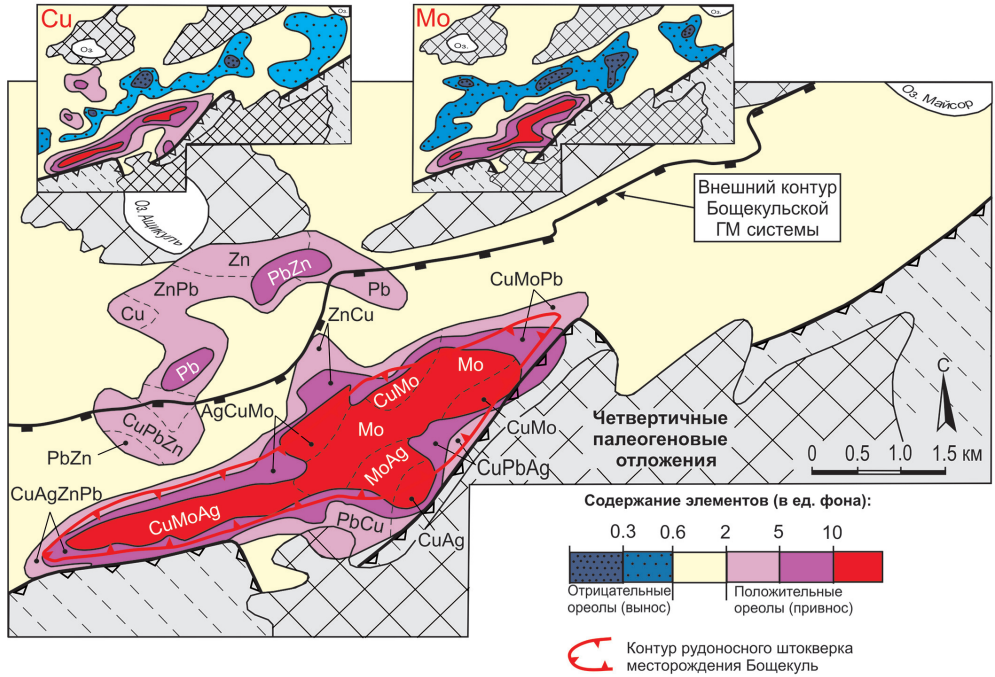


Рис. 25. Привнос–вынос элементов в сопряженных зонах пропилитизации–березитизации околоинтрузивной системы Бошекульского месторождения

Степень проявления ГМ изменений: I – слабая/умеренная; II – сильная; III – интенсивная/полная

АНОМАЛЬНОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ



ПРИВНОС–ВЫНОС МЕДИ

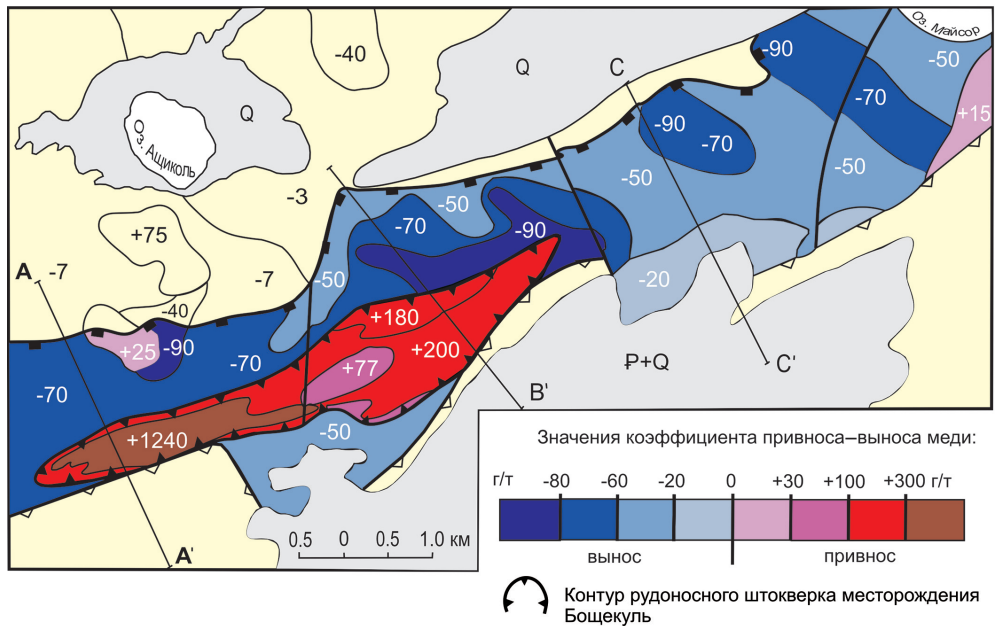


Рис. 26. Особенности строения аномального геохимического поля Божекульского рудного поля (по данным опробования коренных пород)

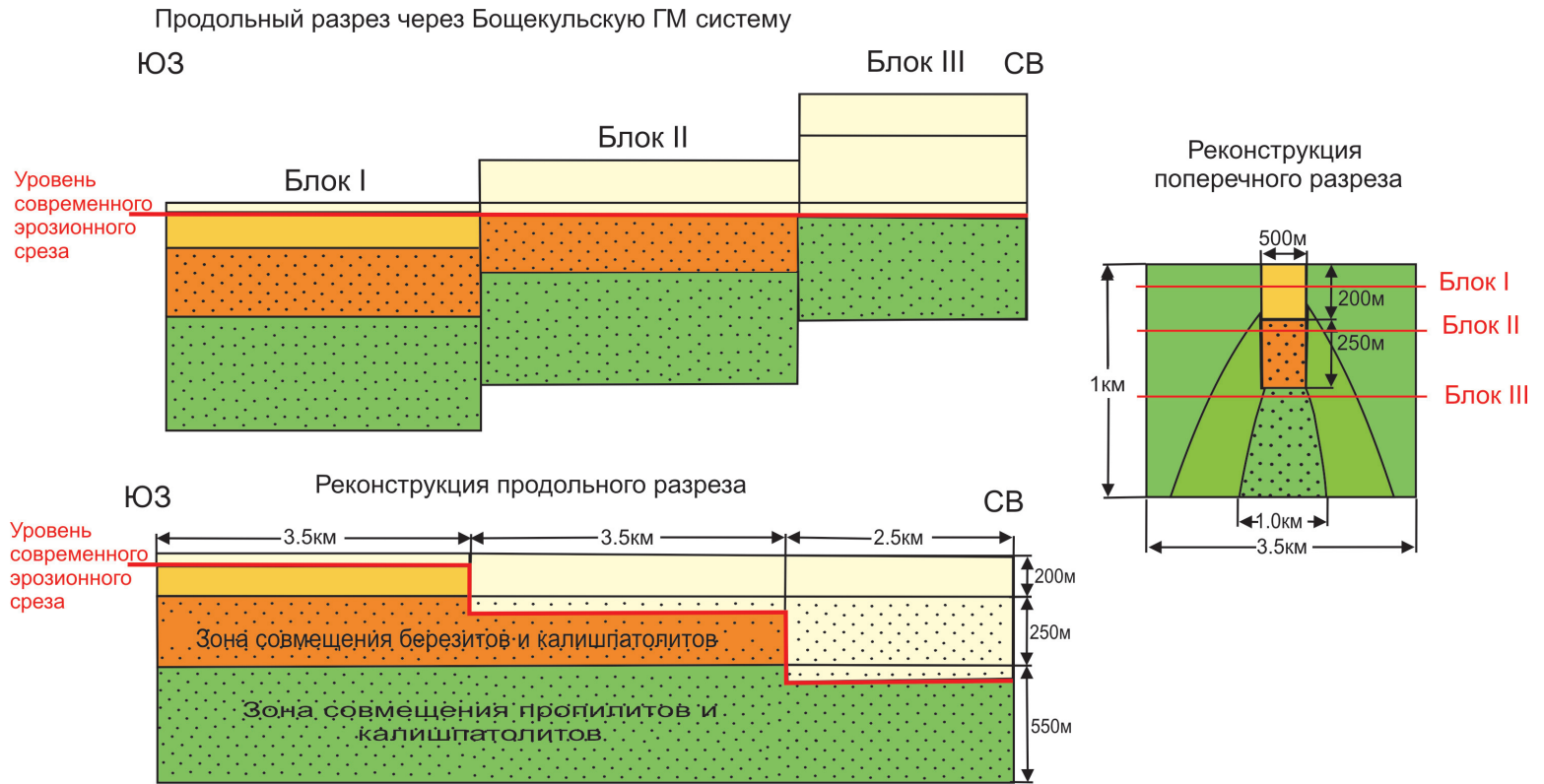


Рис. 27. Расчетная модель привноса–выноса меди и молибдена в пределах околоинтрузивной зоны Бошекульской порфировой гидротермально-метасоматической системы

Таблица 7

Геохимическая характеристика в различной степени пропилитизированных и березитизированных вулканитов основного–среднего состава Джангабульской свиты

Элементы	Пропилиты			Березиты		
	Слабо-умеренно проявленные	Сильно проявленные	Интенсивно-полностью проявленные	Слабо-умеренно проявленные	Сильно-проявленные	Интенсивно-полностью проявленные
Ba, г/т	400	320	141	450	670	871
Y	9,8	9,0	10	9,6	17	12
Zr	105	93	103	110	63	49
Mo	1,9	1,5	1,0	2,8	7,8	58
Sn	2,7	1,9	1,9	2,5	1,8	2,4
Cu	90	70	50	130	1680	5200
Zn	121	99	66	115	96	144
Pb	8,3	9,2	12	8,4	17	20
Ag	0,025	0,018	0,010	0,026	0,220	1,7
Ga	16	15	16	15	12	18
Ge	1,1	1,3	2,1	1,2	1,2	1,3
Sc	11	10	13	12	15	18
Cr	13	19	14	13	41	37
Co	27	22	11	28	25	32
Ni	14	18	16	15	32	46
Ti	7150	5210	5090	7200	2890	3430
V	148	120	146	145	133	139
Mn	776	814	1440	770	1407	957
n	34	34	14	35	17	17

Примечание. n – количество проб в выборке.

Таблица 8

Оценка средневзвешенных коэффициентов привноса–выноса (ΔC) меди и молибдена для пропилитовой и березитовой зон окологидротермальной гидротермально-метасоматической системы месторождения Бошекуль

Зона ГМ изменения	$S_{\text{сов}}, \text{ км}^2$	$\rho, \text{ г/см}^3$	Cu, г/т			Mo, г/т		
			$C_{\text{исх.}}$	$C_{\text{изм.}}$	ΔC	$C_{\text{исх.}}$	$C_{\text{изм.}}$	ΔC
Пропилитизация:	17,6	2,70	135	77	-58	3,0	1,7	-1,3
в основных вулканитах:								
– слабая–умеренная	8,6	2,70	140	90	-50	2,9	1,9	-1,0
– сильная	5,2	2,74	140	70	-70	2,9	1,5	-1,4
– интенсивная–полная	2,2	2,82	140	50	-90	2,9	1,0	-1,9
в гранодиорит-порфирах:								
– умеренная	1,6	2,55	80	60	-20	3,2	2,4	-0,8
Березитизация:	3,4	2,60	200	843	+ 643	8,0	21	+ 13
фашия Qtz + Ser + Chl + Cc	1,0	2,60	200	1440	+ 1240	8,0	19	+ 11
фашия Qtz + Ser	2,4	2,60	200	382	+ 182	8,0	23	+ 15

жания остальных элементов, таких как Mn, Ti, V, Cr, Ge и Ga практически не реагируют на степень пропилитового изменения пород. Слабая тенденция к концентрированию характерна только для Pb, Zr, Y и Sn. Однако уровень их накопления невысок и в среднем составляет 0,8–0,9 K_K . Обращает на себя внимание факт того, что выносятся в ходе процессов пропилинизации только те элементы, которые отличаются сверхкларковым уровнем накопления в исходных породах (Cu, Mo, Co, Zn, Ni и др.).

В отличие от пропилитов в ходе прогрессирующей березитизации-филлизитизации пород происходит существенное и неуклонное накопление Cu, Mo, Ba, Ag, Co, Ni и Zn, превышающее кларковый уровень во многие десятки и даже сотни раз. При этом намечается вполне определенная корреляция как между набором элементов, деконцентрирующихся при пропилинизации и концентрирующихся при березитизации пород, так и между элементами, инертно себя ведущими в перечисленных процессах. Отмеченное обстоятельство находит свое отражение также и в особенностях строения аномального геохимического поля (рис. 26).

На основе детального геохимического картирования коренных пород (табл. 8) установлены средневзвешенные по площади коэффициенты выноса из зоны пропилинизации меди ($\Delta C = -58$ г/т) и молибдена ($\Delta C = -1,3$ г/т) и их привноса в зону филлизитизации-березитизации (медь: $\Delta C = +643$ г/т, молибдена: $\Delta C = +13$ г/т).

С учетом реконструированных объемов зон рассчитаны количества перемещенного металла в системе сопряженных зон ГМ изменений (рис. 28; табл. 9):

– по **меди** – $Q_{\text{пол. Пх}} + \text{Пба} = -4870$ тыс. т или $-186,6$ тыс. т/км³ и $Q_{\text{пол. Бс}} + \text{Фил} = +3678$ тыс. т или $+1672$ тыс. т/км³,

– по **молибдену** – $Q_{\text{пол. Пх}} + \text{Пба} = -109$ тыс. т или $-3,5$ тыс. т/км³ и $Q_{\text{пол. Бс}} + \text{Фил} = +74$ тыс. т или $+33,6$ тыс. т/км³.

Соотношение величин $Q_{\text{пол. Пх}} + \text{Пба}$ и $\Theta_{\text{ан. Пх}} + \text{Пба}$ свидетельствует о значительном истощении (85 % по меди и 100 % по молибдену) специализиро-

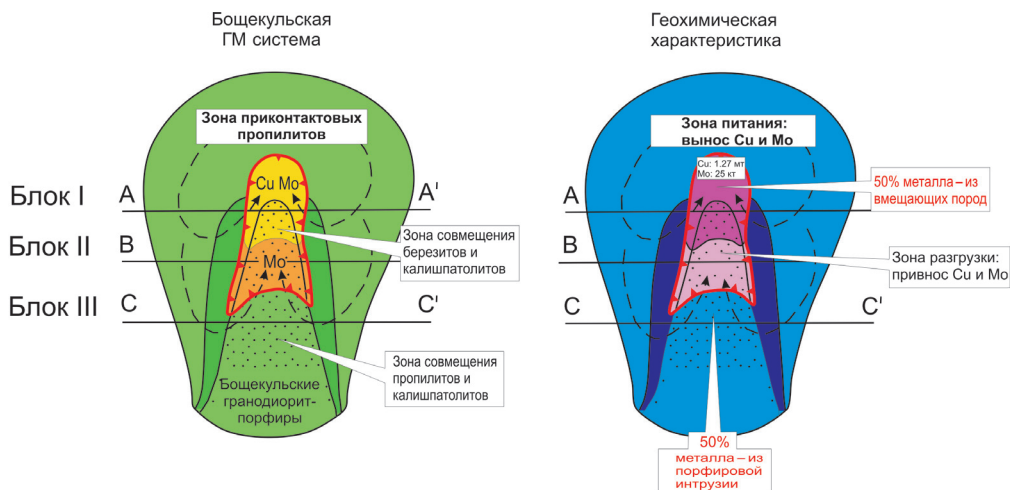


Рис. 28. Модель формирования порфировой гидротермальной системы месторождения Бошекуль на основе реконструкции ГМ зональности и геохимических особенностей гидротермально измененных пород

Баланс привноса–выноса Cu и Mo в ходе формирования околоинтрузивной гидротермально-метасоматической системы Бошекульского месторождения с оценкой их прогнозных ресурсов

Зона ГМ изменения	V _{общ.} , км ³	V _{сов.} , км ²	ρ, г/см ³	Медь			Молибден		
				ΔC, г/т	Q _{общ.} , тыс. т	Q _{сов.} , тыс. т	ΔC, г/т	Q _{общ.} , тыс. т	Q _{сов.} , тыс. т
Пропилиты (зона выноса)	31,1	23,5	2,7	-58	-4870	-3680	-1,3	-109	-83
Березиты (зона привноса)	2,2	1,2	2,6	+643	+3678	2006	+13	+74	+41

Примечание. V_{общ.} – общий объем зоны, V_{сов.} – современный объем зоны, Q_{общ.} – общее количество металла, привнесенное или вынесенное из зоны ГМ изменения, Q_{сов.} – современное количество металла, привнесенное или вынесенное из зоны ГМ изменения, R_{сов.} = V_{сов.ц.} / V_{сов.ц.} * (Q_{общ.п.} – Q_{общ.ц.}), R_{сов.Сu} = 1,2/2,2*(4870 – 3678) = 656 000 т, R_{сов.Мо} = 1,2/2,2*(109 – 74) = 19 000 т.

ванных геохимических ресурсов коренных пород района в ходе проявления в них сопряженных зон околоинтрузивной гидротермальной рудоформирующей системы.

Полученные качественные и количественные геохимические характеристики по РМЗ Бошекульского РП убедительно показывают, что в данном случае околоинтрузивная система наряду с внутриинтрузивной также являлась потенциально рудоносной, так как в миграции участвовало количество металла, вполне достаточное для формирования одного или нескольких штокверковых медно-молибденовых порфировых месторождений.

Этот вывод имеет принципиальное значение, так как до недавнего времени считалось общепринятым, что медно-молибденовые порфировые месторождения формируются только за счет реализации геохимических ресурсов пород самих порфировых интрузивов. Результаты данных исследований заставляют взглянуть на эту проблему под несколько иным углом зрения.

Получается, что не менее 50 % меди и молибдена в рудах Бошекульского месторождения, скорее всего, «пришло» из вмещающих пород джангабульской свиты в результате их приконтактовой пропилитизации, а остальные 50 % обеспечивались геохимическим ресурсом магматических пород самого порфирового интрузива кульбайского комплекса.

То есть порфировые месторождения, как и большинство других рудных объектов плутоногенного класса, имеет двойственную природу своей металлогенической специализации. В их рудах реализуется геохимическая специализация как магматических пород самих рудоносных массивов, так и прорываемых ими вмещающих пород. Именно этим обстоятельством можно объяснить несвойственные для порфировых объектов повышенные содержания палладия и платины в рудах Бошекульского месторождения, что скорее всего было обусловлено присутствием в ореоле контактового воздействия Бошекульского порфирового интрузива основных вулканитов джангабульской свиты.

4. Справочные материалы

4.1. Гидротермально-метасоматические образования и их структурно-вещественная классификация

Гидротермально-метасоматические образования (ГМО) представляют собой сложные для петрографического изучения объекты, сочетающие в себе как новообразованную метасоматическую минерализацию, так и фрагменты в той или иной степени сохранившихся исходных пород. ГМО являются продуктами деятельности гидротермальных палеосистем и представляют собой сложнопостроенные ареалы, достигающие по площади сотен квадратных километров, а включенные в них рудные тела и околорудные метасоматиты имеют сечения, площадь которых на пять-шесть порядков меньше. По уровню организации вещества среди продуктов гидротермальной деятельности можно выделить три уровня: гидротермальные минералы, гидротермальные породы (эпипороды) и гидротермально-метасоматические формации (ГМФ).

Возникновение и развитие каждой конкретной ГМФ связано с определенным геологическим событием, генерирующим обособленный гидротермальный процесс: внедрение интрузивного массива (плутоногенные ГМФ); образование вулканических комплексов (вулканогенные ГМФ); перестройка тектонического плана территории, не сопровождаемая магматической деятельностью (амагматические ГМФ).

Важнейшим элементом строения ГМФ всех трех генетических типов является сопряженность периферических и центральных зон. Периферические зоны служили областью питания нагретой подвижной газовой-жидкой фазы, характеризуются широким региональным распространением, относительно простым составом, близким по уровню концентрации химических элементов к составу земной коры. Количество метасоматической минерализации в среднем составляет 5–15 %. Периферические зоны слагают площади в сотни квадратных километров, представлены пропилитами и фельдшпатолитами – гидротермалитами, способствующими рассеянию и выносу микроэлементов.

Центральные зоны слагают кварц-светлослюдистые, фельдшпатитовые и скарновые гидротермалиты, отличающиеся узколокальным распространением, более пестрым набором метасоматитов, концентрационным мотивом зональности. Для них характерно накопление рассеянных микроэлементов, выносимых из периферических зон.

Следует особо отметить, что весь опыт картирования ГМО в полном объеме их проявления подтверждает, что околорудные метасоматиты (а точнее метасоматиты центральной зоны) всегда располагаются в гораздо более обширном ореоле слабопроявленных ГМО периферической зоны, которые служили источником металлов, концентрирующихся в рудах.

При переходе из области питания (периферические зоны) в области разгрузки (центральные зоны) происходит инверсия физико-химических параметров гидротерм, заданных в области питания. Возникает барьер рудообразования.

Гидротермально-метасоматические образования обладают рядом специфических особенностей, отличающих их от других геологических образований. Это зональность, стадийность образования, они закономерным образом распределены в объеме земной коры (термодинамические уровни).

Структурно-вещественная классификация ГМО основана на природной распространенности и естественной ассоциативности нескольких десятков наиболее распространенных гидротермальных минералов [47, 51–53].

На треугольной диаграмме составов (рис. 29) в координатах: кислотные компоненты (Si, Al) – щелочи (Na, K) – основания (Fe, Mg, Ca) наиболее распространенные гидротермально-метасоматические минералы образуют три сравнительно изолированных поля, которые образуют группы: 1) полевых шпатов, 2) темноцветных минералов, 3) светлых калиевых слюд, глинистых минералов, кварца (кварц-светлослюдистое поле). Это положение в дальнейшем используется для количественно-минералогической характеристики гидротермалитов и разделения их на кварц-светлослюдистые, темноцветные и полевошпатовые.

Выделение таких групп позволяет при диагностике гидротермалитов идти от общего к частному, оценивая вначале их групповую принадлежность, так же как это делается в петрографии изверженных пород (гранитоиды, габброиды, монцонитоиды и т. п.). В каждой группе выделяются гидротермалиты, характеризующиеся относительно простыми однородными минеральными ассоциациями, равновесными в физико-химическом отношении. Минеральный состав этих гидротермалитов наиболее точно отвечает названию группы, всего 18 видов. В кварц-светлослюдистой группе это аргиллизиты, вторичные кварциты и грейзены; в темноцветной группе –

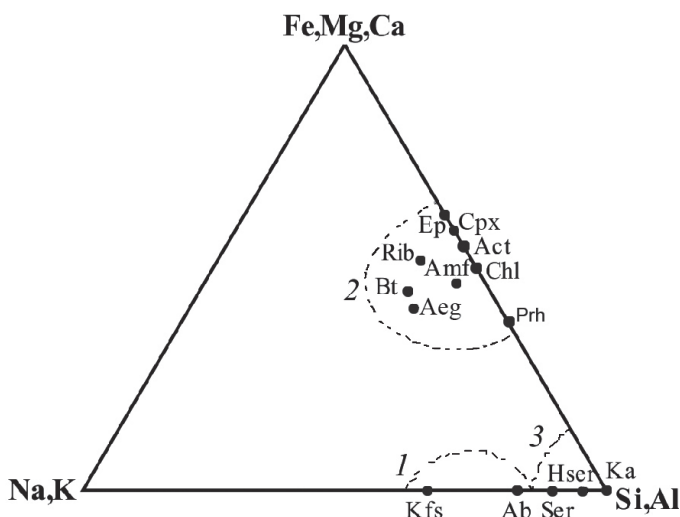


Рис. 29. Диаграмма состава наиболее распространенных гидротермальных минералов

1 – минералы полевошпатовой группы; 2 – темноцветные минералы; 3 – минералы кварц-светлослюдистой группы

Минеральные ассоциации кварц-светлослюдистой группы

Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности			Ассоциации		
Структуры	Размеры (мм) и двупреломление слюд	Высокоглиноземистые минералы	Однородные псевдоморфного облика		Неоднородные псевдоморфно-аморфного облика
I. Скрыто-, мелко-кристаллические	Hser $\leq 0,001$ 0,003–0,010	Ka	1. Qtz + Hser + Ka <i>Аргиллизитовая – Ар</i>		2. Qtz + Hser + (Chl + Cc + Ab) <i>Гидросерицит-березитовая – Бз</i>
II. Мелко-, средне-кристаллические	Ser $0,01-0,1$ 0,010–0,030	Dias	3. Qtz + Ser <i>Вторичнокварцитовая – Вк</i>		4. Qtz + Ser + (Chl + Cc + Ab + Fsp) <i>Серицит-березитовая – Бс</i>
		Cor And	Qtz + Ser + Ka <i>Каолинит-вторично-кварцитовая Вк₁</i>	Qtz + Ser + Ms <i>Мусковит-вторично-кварцитовая Вк₂</i>	
III. Средне-, крупно-кристаллические	Ms $> 0,1$ 0,030–0,054	Toz	5. Qtz + Ms <i>Грейзеновая – Гр</i>		6. Qtz + Ms + (Fsp + Chl + Cc) <i>Березит-грейзеновая – Бм</i>

Минеральные ассоциации темноцветной группы

Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности					Ассоциации			
Структуры	Степень гидротированности Fe-Sa-Mg минералов	Железистость эпидота	Fe-Sa-Mg минералы	Преимущественные формы выделения	Однородные псевдоморфного облика		Неоднородные псевдоморфно-аморфного облика	
I. Скрыто-, мелко-кристаллические	↑	↑	Chl	Псевдоморфные	7. Ep + Chl <i>Хлорит-пропилитовая – Пх</i>		8. Ep + Chl + Ab + Kfs <i>Полевошпат-хлорит-пропилитовая – Ппх</i>	
							Ep + Chl + Ab <i>Альбит-хлорит-пропилитовая – Ппх₁</i>	Ep + Chl + Kfs <i>Калишпат-хлорит-пропилитовая – Ппх₂</i>
II. Мелко-, средне-кристаллические			Act		9. Ep + Act <i>Актинолит-пропилитовая – Па</i>		10. Ep + Act + Ab + Ksp + (Bt) <i>Полевошпат-актинолит-пропилитовая – Ппа</i>	
Ep + Act + Ab <i>Альбит-актинолит-пропилитовая – Ппа₁</i>		Ep + Act + Kfs <i>Калишпат-актинолит-пропилитовая – Ппа₂</i>						
III. Средне-, крупно-кристаллические	↑	↑	Cpx	Автоморфные	11. Cpx + (Grt) + Act + (Ep) <i>Скарновая – Ск</i>		12. Cpx + (Grt) + Act + (Ep) + Ab + Kfs <i>Полевошпат-скарновая – Скп</i>	
							Cpx + (Grtr) + Act + (Ep) <i>Известково-скарновая – Ск₁</i>	Cpx + Sp + Fo <i>Магнезиально-скарновая – Ск₂</i>

Минеральные ассоциации полевошпатовой группы

Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности			Ассоциации			
Структуры	Темно-цветные минералы	Содержание натрия в калишпате, %	Однородные автоморфного облика		Неоднородные псевдоморфного облика	
I. Мелко-кристаллические	Chl, Hm	<0,1	13. Ab + Kfs + Chl + (Cc) + (Qtz) <i>Хлорит-фельдишпатовая – Фх</i>		14. Ab + Kfs + Qtz + (Hm + Chl + Cc) <i>Хлорит-фельдишпатолитовая – Флх</i>	
			Ab + Chl + (Cc) + (Qtz) <i>Хлорит-альбититовая – Фх₁</i>	Kfs + Chl + (Cc) + (Qtz) <i>Хлорит-калишпатовая – Фх₂</i>	Ab + Qtz + Chl + (Cc) <i>Хлорит-альбитолитовая – Флх₁</i>	Kfs + Qtz + Hm + (Chl) <i>Гематит-калишпатолитовая – Флх₂</i>
II. Мелко-, средне-кристаллические	Act, (Bt)	≥ 0,1	15. Ab + Kfsp + Act + (Qtz) <i>Актинолит-фельшпатовая – Фа</i>		16. Ab + Kfs + Qtz + Act + (Bt) <i>Актинолит-фельшпатолитовая – Фла</i>	
			Ab + Act + (Qtz) <i>Актинолит-альбититовая – Фа₁</i>	Fsp + Act + (Qtz) <i>Актинолит-калишпатовая – Фа₂</i>	Ab + Qtz + Act <i>Актинолит-альбитолитовая – Фла₁</i>	Kfs + Qtz + Act + (Bt) <i>Актинолит-калишпатолитовая – Фла₂</i>
III. Средне-, крупно-кристаллические	Rib, Aeg, Bt	>0,5	17. Ab + Kfs + Rib + (Aeg + Bt) + (Qtz) <i>Щелочноамфибол-фельдишпатовая – Фш</i>		18. Ab + Kfs + Qtz + Bt <i>Биотит-фельшпатолитовая – Флб</i>	
			Ab(Kfs) + Rib + (Aeg) + (Qtz) <i>Щелочноамфибол-альбититовая – Фш₁</i>	Kfs(Ab) + Rib + (Bt) + (Qtz) <i>Щелочноамфибол-калишпатовая – Фш₂</i>	Ab(Kfs) + Qtz + Bt <i>Биотит-альбитолитовая – Флб₁</i>	Kfs(Ab) + Bt <i>Биотит-калишпатолитовая – Флб₂</i>

пропилиты хлоритовые и актинолитовые, скарны; в полевошпатовой группе – фельдшпатиты хлоритовые, актинолитовые и щелочно-амфиболовые. Эти породы объединяются в первые подгруппы каждой группы (подгруппы гидротермалитов однородного состава). Гидротермалиты вторых подгрупп каждой группы отличаются более сложным, смешанным неоднородным составом слагающих их минеральных ассоциаций. Здесь на фоне минералов, определяющих групповую принадлежность гидротермалитов, появляются минералы гидротермалитов соседних групп. В кварц-светлослюдистой группе ко второй подгруппе относятся березиты гидросерицитовые, серицитовые и мусковитовые (грейзено-березиты); в темноцветной группе – пропилиты полевошпат-хлоритовые, полевошпат-актинолитовые и скарны полевошпатовые; в полевошпатовой группе – кварц-полевошпатовые метасоматиты, т. е. фельдшпатолиты хлоритовые, актинолитовые и биотитовые.

Для трех выделенных групп приведены подробные классификационные таблицы (табл. 10–12), отражающие их минеральные ассоциации. Эти таблицы приняты за основу классификации ГМО.

4.2. Классификация околорудных метасоматитов и гидротермалитов по типу метасоматоза

Типы метасоматоза. На основе реакций замещения может быть установлен тип метасоматоза, проявленный при становлении той или иной метасоматической фации. При развитии кварц-светлослюдистого парагенезиса с преобладающим выносом щелочных и щелочноземельных катионов при высокой активности в реакциях замещения кремния и алюминия может быть диагностирован кислотный метасоматоз, отвечающий стадии кислотного выщелачивания, по Д. С. Коржинскому [24–27]. При развитии железо-магний-кальциевых минералов не только по исходным темноцветным минералам, но и по полевым шпатам, с выполнением этими минералами открытых полостей и общим накоплением средних оснований в ходе гидротермальной деятельности можно говорить о субщелочном железо-магний-кальциевом типе метасоматоза. Этот процесс может относиться и к «стадии кислотного выщелачивания» (пропилиты) и к «ранней щелочной стадии» (скарны), по Д. С. Коржинскому. Наконец, преобладающее развитие метасоматических калишпата или альбита со щелочными или щелочноземельными темноцветными минералами, или с карбонатом, или без них, но при условии неустойчивости кварца и явном накоплении щелочей свидетельствует о проявлении щелочного калиевого либо натриевого, либо калиево-натриевого метасоматоза. Это могут быть проявления (по Д. С. Коржинскому) и «ранней щелочной» (щелочно-амфиболовые альбититы), и «заключительной» (эйситы), и «стадии кислотного выщелачивания» (гумбеиты).

Кроме трех ведущих типов метасоматоза (кислотного, субщелочного и щелочного) выделяется три промежуточных типа, охватывающих все переходы между основными типами (кислотный + субщелочной, субщелочной + щелочной, щелочной + кислотный). При этом предполагается, что в промежуточных типах метасоматоза первые парагенезисы преобладают над вторыми.

Термодинамические уровни. Нижний уровень существования гидротермальных рудоформирующих систем ограничивается 6–7 км от палеоповерхности [2, 47, 49, 51–53 и др.]. Глубины 3–7 км с температурами от 900–600

Классификация околорудных (локальных) метасоматических формаций (ЛМФ)

Метасоматоз	Преимущественно кислотный		Преимущественно субщелочной		Преимущественно щелочной	
	кислотный	кислотный + субщелочной	субщелочной	субщелочной + щелочной	щелочной	щелочной + кислотный
Ведущие катионы	[Si, Al]	[Si, Al] + [Fe, Mg, Ca (K, Na)]	[Fe, Mg, Ca]	[Fe, Mg, Ca] + [K, Na]	[K, Na]	[K, Na] + [Si, Al]
0 км, 50–100° Приповерхностный низкотемпературный (Теле- и эпизоны) 1–2 км, 200–300 °С	<i>Аргиллизитовая</i> (гидротермальных фумарольно-сульфатных аргиллизитов и вторичных кварцитов)	<i>Березитовая-I-II</i> (березитов, кварц-серицитовых метасоматитов, кварц-турмалиновых и кварц-адуляр-серицитовых метасоматитов)	<i>Пропилитовая-I-II</i> (пропилитов, кварц-амфибол-хлорит-эпидот-полевошпатовых метасоматитов)		<i>Фельдшпатитовая-II-III</i> (эйситов, адуляритов, гумбеитов, карбонат-ортотклазовых метасоматитов)	<i>Фельдшпатолитовая-III</i>
Малоглубинный среднетемпературный (мезозона) 3–4 км, 300–400 °С	<i>Вторичнокварцитовая</i> (приконтактных вторичных кварцитов)				<i>Фельдшпатитовая-I</i> (щелочных метасоматитов)	<i>Фельдшпатолитовая-I-II</i> (кварц-полевошпатовых метасоматитов)
Умеренноглубинный высокотемпературный (гипозона) 5–6 км, 600–900 °С	<i>Грейзеновая</i> (грейзенов)		<i>Скарновая</i> (известковых и магниевых скарнов, магниевых метасоматитов, плагиоклазитов)			

до 400–300 °С выделены как гипозона гидротермальной деятельности. Она отвечает уровню формирования гипотермальных месторождений, связанных со становлением крупных плутонов, сложенных полнокристаллическими, равнозернистыми (фанеритовыми) породами. Продукты гидротермальной деятельности, возникающие в связи с ними, объединены в фельдшпатитовую, фельдшпатолит-грейзеновую, пропилит-скарновую и серпентинит-спилитовую ГМФ [47, 49, 51–53]. В их состав входят разнообразные скарны, пропилиты, фениты, грейзены, биотититы, фельдшпатолиты и др. Полезные ископаемые представлены Fe, W, TR, Cu, U, B, Li, Be, Au и др.

Мезозона гидротермальной деятельности располагается на глубинах 0,5–5 км при температурах от 900–600 до 300–200 °С. Она соответствует уровню застывания интрузий малых и умеренных глубин, обладающих порфиroidными структурами. Гидротермально-метасоматические формации, возникающие на уровне становления порфиroidных интрузий, включают филлизитовую и оксеталитовую ГМФ. В мезозоне гидротермальной деятельности формируются скарны, филлизиты, гумбеиты, пропилиты, березиты, турмалин-хлорит-кварцевые метасоматиты и др. Из полезных ископаемых можно упомянуть Au, Sn, Mo, Cu, W, Sb, Bi, Pb, Zn, Co, Ni и др.

Эпизона гидротермальной деятельности связана с вулканизмом. Глубины ее проявления – от 0 до 4 км, температуры – от 400–300 до 100–50 °С. В связи с вулканической деятельностью образуются калишпатофир-аргиллизитовая, фельдшпатофир-вторичнокварцитовая, пропилит-цеолитовая, пропилит-серицитолитовая и альбитофир-березитовая ГМФ, в состав которых входят вторичные кварциты, аргиллизиты, фельдшпатофиры, альбитофиры, березиты, адуляриты и др. К полезным ископаемым относятся эпитермальные месторождения U, Mo, Hg, флюорита, Au, Cu, Pb, Zn и др.

Телезона гидротермальной деятельности характеризуется отсутствием магматизма. Возникновение гидротермальной деятельности вызвано тектонической активностью (разломообразованием). Телезона охватывает глубины от 0 до 3 км при температурах от 400–300° до 100–50 °С. В этих условиях формируются апокарбонат-кремнистая, альбитолит-аргиллизитовая и пропилит-березитовая ГМФ, в состав которых входят доломититы, аргиллизиты, джаспероиды, березиты, пропилиты и др. Полезные ископаемые представлены телетермальными месторождениями Mn, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, Au, Ag, As с баритом, флюоритом и др.

Термодинамические ступени и типы метасоматоза являются относительно независимыми параметрами, так как первый из них определяет внешние условия процесса, а второй – состав воздействующего раствора.

Эти два параметра, взятые в качестве координатных осей, могут быть положены в основу классификации околорудных (локальных) метасоматических формаций (ЛМФ) (табл. 13).

4.3. Гидротермально-метасоматические формации и их генетические типы

Все гидротермально-метасоматические образования, выделяемые в ранге гидротермально-метасоматических формаций, разделяются на два класса.

К *первому классу* относятся гидротермально-метасоматические образования регионального распространения, сложенные зонами прожилково-вкра-

пленных, обычно слабо проявленных фоновых гидротермалитов (5–15 % от объема исходной породы). Они слагают обширные ареалы площадью многие десятки и сотни, иногда до тысячи квадратных километров и сложены продуктами субщелочного и кремнещелочного метасоматоза; разнообразными пропилитами, калишпатофирами, фельдшпатофирами, фельдшпатолитами, альбитофирами и др. Они представляют собой периферические зоны региональных гидротермально-метасоматических формаций, часто обладают зональным строением. Результаты петрографо-геохимического картирования показали, что эти зоны являются областями питания, выноса рудных элементов, которые концентрируются в околорудных метасоматитах в виде разнообразных гидротермальных руд.

Гидротермально-метасоматические образования *второго класса* характеризуются узко локальным распространением и наличием в своем составе гидротермальных руд. Они являются зонами привноса рудных компонентов и образуют ареалы различной сплошности площадью первые квадратные километры и представлены околорудными метасоматитами различной степени проявленности: березитами, аргиллизитами, грейзенами, вторичными кварцитами и др. Эти метасоматические образования слагают центральные зоны региональных гидротермально-метасоматических формаций. Центральные и периферические зоны тесно связаны между собой и являются обязательными элементами в составе гидротермально-метасоматических формаций (ГМФ) всех генетических типов [45, 48, 51–53].

В качестве ГМФ рассматриваются целостные совокупности периферических и центральных зон проявления статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов, сформированные в результате определенного геологического события в истории развития подвижной области. Видовая принадлежность ГМФ определяется составом и соотношением составляющих метасоматических зон.

Геологическая обстановка проявления характеризует генезис ГМФ установленного вида. В качестве типовых геологических событий в складчатых поясах земной коры, возбуждающих геологически обособленный гидротермальный процесс, выделяются:

- внедрения плутонов;
- становление вулканических массивов;
- перестройка тектонического плана территории.

Соответственно выделяются плутоногенные, вулканогенные и тектоногенные группы гидротермально-метасоматических формаций.

Плутоногенные ГМФ. Ареалы развития ГМФ данной группы пространственно и генетически связаны с конкретными интрузиями (или несколькими интрузиями). Минеральный состав ГМО, сформировавшихся как продукты деятельности гидротермальных палеосистем, вызванных внедрением плутонов, зависит, в первую очередь, от состава материнской интрузии, в меньшей степени от состава и структурных особенностей вмещающих пород. Можно привести несколько примеров плутоногенных ГМФ.

Фельдшпатолит-грейзеновая ГМФ. Развитие гидротермально-метасоматических образований данной ГМФ связано с фанеритовыми интрузиями кислых и ультракислых гранитов преимущественно лейкогранит-аляскитовых формаций, но также и других гранитоидных формаций. Главным образом это магматические формации, интрузии которых тяготеют

к срединным массивам, а также иным, относительно более жестким блокам. В составе ГМФ в глубинных частях интрузии фиксируется зона биотитовых фельдшпатолитов (периферическая зона), в верхних прикровельных и гребневых частях интрузии располагается грейзеновая зона (центральная). В зоне перехода фельдшпатолитовых ассоциаций в грейзеновые нередко возрастает роль альбита. В экзоконтактовой зоне развиваются контактовые полевошпатовые пропилиты, среди которых у контакта с интрузией встречаются небольшие тела скарнов. В надинтрузивной зоне в окружении пропилитов выделяются вторичные кварциты или локальные тела аргиллизитов.

Пропилит-скарновая ГМФ. Метасоматиты данной ГМФ обусловлены внедрением гранитоидных интрузий пестрого состава и в целом повышенной основности. Такие интрузии встречаются в составе главным образом двух магматических формаций: габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монзонит-гранодиорит-граносиенитовой или монзонитоидной. В пределах интрузивных массивов совмещены несколько метасоматических зон, слабо упорядоченных в вертикальном направлении. Главным образом это полевошпат-актинолитовые и полевошпат-хлоритовые пропилиты, часто с примесью пренита. Среди них выделяются участки более ранних кварц-полевошпатовых изменений, тяготеющих к более глубинным частям интрузий, и участки слабопроявленных кварц-светлослюдистых изменений в прикровельных участках массивов. В контактовой зоне располагаются тела скарнов. В экзоконтактовой зоне распространяется широкий ореол пропилитов от альбит-актинолитовых разностей у контакта до альбит-хлоритовых и хлоритовых на периферии.

Оксеталитовая ГМФ. Ее становление связано обычно с интрузиями монзонитоидного состава. В пределах интрузивов отмечаются совмещения нескольких метасоматических зон при повышенной роли калишпата. Это турмалин-калишпатовые, турмалин-актинолит-калишпатовые и кварц-калишпатовые новообразования, совмещенные с более поздними калишпат-актинолитовыми пропилитами с пренитом. В экзоконтактовой области распространяются пропилитовые парагенезисы. При этом у контакта часто встречаются гранат-пироксеновые скарны, расположенные в зоне альбит-актинолитовых пропилитов, в которых по мере приближения к контакту растет роль калишпата. Вдоль тектонических зон в пределах эндо- и экзоконтактового пропилитового ореола развиваются серицитовые березиты. Характерной особенностью пропилитовых и березитовых изменений является широкое развитие хорошо раскристаллизованных автоморфных агрегатов хлорита, частая встречаемость в разных парагенезисах калишпата и весьма типичная примесь турмалина.

Вулканогенные ГМФ. Гидротермально-метасоматические формации континентальных и океанических вулканических поясов существенно различаются. Континентальные ГМФ вулканических поясов сформировались в связи со становлением окраино-, и внутриконтинентальных вулканических поясов, отвечающих активно-окраинному и сводово-глыбовому этапам развития складчатых поясов. В связи с океаническими вулканическими поясами образуются океанические ГМФ, связанные преимущественно с зонами спрединга.

Калишпатофир-аргиллизитовая ГМФ. Она формируется по базальт-риолитовым породам субаэральных вулканических депрессий. Периферическая зона представлена гематит-кварц-калишпатовыми метасоматитами эффузивного облика (калишпатофирами). Центральная зона состоит из аргил-

лизитов, алунитовых вторичных кварцитов с локальными хлорит-альбитовыми метасоматитами по секущим и пластовым проницаемым зонам.

Альбитофир-березитовая ГМФ. Данная ГМФ содержит хлорит-кварц-альбитовые метасоматиты эффузивного облика (альбитофиры), развивающиеся по контрастным калиево-натриевым антидромным базальт-риолитовым и натриевым гомодромным андезит-риолитовым субаквальным сериям, а также карбонат-гидросерицит-хлоритовые метасоматиты (березиты и березитоиды), аргиллизиты, адуляриты, иногда алунитовые вторичные кварциты по пластовым, реже секущим проницаемым зонам.

Тектоногенные ГМФ. Их характерной особенностью является отсутствие четко выраженной связи с магматизмом. В ряде случаев, но не всегда отмечается их связь с дайками основного состава. Главным фактором, определяющим их развитие, является образование разломов. При этом гидротермальные растворы перемещаются в элизионном режиме в сторону наименьших давлений. Данные ГМФ по условиям формирования могут быть подразделены на приразломные и пластовые.

Пропилит-березитовая ГМФ относится к приразломным ГМФ и формируется в зонах влияния крупных долгоживущих разломов, разграничивающих блоки с различной историей сводово-глыбового развития. Периферические зоны: пропилиты хлорит-альбитовые, центральные зоны: березиты гидросерицитовые, метасоматиты карбонат-гидросерицитовые и карбонат-апатитового состава в активизированных разломах и приразломных зонах.

Апокарбонат-кремнистая ГМФ. Данная ГМФ является примером пластовой и развивается в зонах разломов и приразломной складчатости по карбонатным и кремнисто-глинисто-карбонатным породам. Периферические зоны: кварц-альбитовые, доломитовые и баритовые гидротермалиты, перекристаллизованные известняки. Центральные зоны – метасоматиты кремнистые, аргиллизиты.

Выделение трех генетических типов ГМФ – плутоногенного, вулканогенного и тектоногенного основано на богатом опыте изучения гидротермально-метасоматических образований в пределах фанерозойских складчатых поясов. Выделение и классификация рудоформирующих гидротермально-метасоматических формаций в пределах докембрийских кратонов почти не разработана вследствие недостатка данных. Предположим, что возможно выделение месторождений, образовавшихся до главной фазы складчатости и связанного с ней метаморфизма (месторождение золота Олимпиада и другие золотые месторождения Верхнеенашиминского рудного узла на Енисейском кряже); месторождений, связанных с регрессивной ветвью регионального метаморфизма (Сухой Лог); и месторождений, оторванных в своем образовании от главной фазы метаморфизма (железистые кварциты Михайловского месторождения на Воронежском массиве). Еще меньше данных по региональным метасоматическим формациям в осадочном и вулканическом чехлах платформ.

Постановка работ по прогнозу оруденения на основе петрографо-геохимического изучения и картирования полей гидротермально измененных пород при производстве ГСР-200 (ГСР-50) помимо несомненной практической значимости будет способствовать заполнению этого пробела.

КРАТКИЙ СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

АДУЛЯРИТЫ имеют гидрослюдисто-кварц-адуляровый состав при количественном преобладании адуляра. Породы развиты в областях кислого вулканизма. Они образуют автоморфные формы выделения, часто изменяющие облик исходного вулканита. Адуляр образует характерные «ромбы», обычно размером 0,05–1 мм. Нередко встречаются зональные метасоматические новообразования разнообразной морфологии, в том числе метасоматические прожилки, обладающие зональным строением: периферическая часть сложена крупнозернистым адуляром, промежуточная – кварцем, центральная – мелкозернистым серицит-гидрослюдистым агрегатом. Являются околорудными для эпитермальных месторождений золота. На колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая адуляриты слагают верхнюю, надрудную часть метасоматической колонки, при этом обогащены барием.

АЛЬБИТИТЫ образуются путем замещения исходных минералов, в том числе и кварца, альбитом при щелочном (натриевом) метасоматозе. Альбититы встречаются в широком интервале температур и разнообразной геологической обстановке: плутоногенной, вулканогенной, тектоногенной. В зависимости от сопутствующих минералов и геологической обстановки некоторые альбититы имеют собственные названия: эйситы, фениты и др. Отличаются разнообразной, главным образом редкометалльной специализацией.

АЛЬБИТОФИРЫ. В их состав включены продукты кремнещелочного (Si-Na) метасоматоза, сложенные альбитом и кварцем примерно в равных пропорциях в кислых породах, а в основных резко преобладает альбит. Почти всегда, в том числе и в кислых породах, образование альбита и кварца сопровождается большим количеством мелкозернистого автоморфного хлорита. Формы и размеры отдельных зерен и их агрегатов резко варьируют даже в пределах одного шлифа. Второстепенные минералы – карбонат и гидросерицит. Чаще всего степень замещения полная (>80 %). При общем сохранении вулканогенного облика исходных пород их структура в деталях претерпевает значительные трансформации. При порфировой или афировой структуре пород их основная масса имеет сферолитовую, гребенчатую, криптокристаллическую, микрозернистую, микропойкилитовую и другие структуры, сочетающиеся нередко в одном шлифе и переходящие друг в друга. В основных эффузивах – базальтах и диабазах первичный плагиоклаз (лабрадор № 55–60) псевдоморфно замещается альбитом и кварцем. Альбитофиры по основным эффузивам от типичных спилитов отличаются присутствием кварца. Альбитофиры рассматриваются как периферические зоны рудоносных вулканогенных гидротермально-метасоматических формаций, наиболее глубокие и удаленные от центральных зон, вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение.

АПОГРАНИТЫ. Термин введен в литературу А. А. Беусом с соавторами [5]. Под апогранитами понимаются метасоматические породы, образовавшиеся в результате интенсивного высокотемпературного постмагматического изменения гранитоидов – альбитизации и грейзенизации. Приставка «апо» по-гречески означает «происхождение от...». Апограниты имеют отчетливую редкометалльную геохимическую и металлогеническую специализацию, они пространственно и генетически связаны с кислыми и ультракислыми гранитами, обычно приурочены к апикальным и краевым частям гранитных массивов. Возможно отнесение апогранитов в группу полевошпатовых метасоматитов как полигенных образований.

АРГИЛЛИЗИТЫ. Это светлые мелкозернистые метасоматиты, главными минералами которых, независимо от состава первичных пород, являются каолинит, кварц, халцедон, смешанно-слоистые минералы (каолинит-сметтит, иллит-сметтит), гидросерицит. Выделяются три минеральные фации аргиллизитов: кварц-каолиновая, каолинит-сметтитовая, цеолит-сметтитовая. Они образуются при низкотемпературном кислотном метасоматозе в различных геологических ситуациях. В приповерхностной вулканогенной обстановке аргиллизиты выступают как околорудные метасоматиты для урановых, молибденовых, флюоритовых и других месторождений. В телезоне гидротермальной деятельности аргиллизиты образуются в связи с разломообразованием и являются околорудными метасоматитами для низкотемпературных месторождений ртути и сурьмы. Кроме того, аргиллизиты могут встречаться как наиболее низкотемпературная фация грейзенов, филлизитов, березитов в различных по составу породах, и занимать при этом надрудное положение.

БЕРЕЗИТОИДЫ. В случае развития березитового процесса по породам, существенно отличающимся по петрохимическому составу от магматических пород нормальной и умеренной щелочности от габбро до гранита, в образовавшихся в этом случае метасоматитах появляются и могут достигать высоких содержаний минералы, не характерные для березитов. Например, в карбонатных породах образуются барит, апатит, флюорит и др. В ультраосновных породах могут наблюдаться фуксит, брейнерит, тальк. Березитоид по ультраосновным породам имеет собственное название – листовит. В березитоидах наблюдается существенно более низкое содержание кварца, чем в березитах. Возможно использование этого термина для некоторых фаций березитов, существенно отклоняющихся от их среднего минерального состава (например, кварц-ангидрит-гипс-магнезит-хлоритовые березитоиды среди березитов колчеданных месторождений).

БЕРЕЗИТЫ состоят из кварца, светлой слюды с подчиненными пиритом, хлоритом, карбонатом, полевыми шпатами, гематитом, турмалином, рутилом и др. Светлая слюда может быть представлена гидрослюдой (гидрослюдистые березиты), серицитом (серицитовые березиты), мусковитом (мусковитовые березиты) в зависимости от температуры образования березитов. Структура, соответственно, меняется от скрыто-мелкокристаллической до средне-крупнокристаллической. Березиты часто выступают в качестве околорудных метасоматитов (метасоматитов центральной зоны) на разнообразных иезо-, эпи- и телетермальных месторождениях многих рудных и нерудных полезных ископаемых. Исходные породы могут быть разнообразными по

составу и происхождению (магматические, осадочные, метаморфические), укладываемымися в петрохимический ряд магматических пород нормальной и умеренной щелочности от габбро до гранита. Как фация березиты могут появляться во вторичных кварцитах, грейзенах, филлизитах.

БИОТИТИТЫ сложены мелко-среднезернистым биотитом, который резко доминирует в количественном отношении, встречаются также щелочные полевые шпаты, мусковит, кварц, флюорит, актинолит. Биотититы установлены в оловорудных районах Дальнего Востока, где образуют обширные ореолы биотитизации (10–40 % биотита), в ареалах которых встречаются рудоносные граниты. По времени они более ранние, чем рудоносные гранитные интрузии [57–58].

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ представляют собой существенно кварцевые мелко-среднезернистые породы (содержание кварца 50–100 об. %), образованные путем метасоматического окварцевания исходных пород разного состава. Помимо кварца в качестве характерных минералов могут содержаться серицит, каолинит, пиррофиллит и другие глинистые минералы, а также высокоглиноземистые минералы: диаспор, андалузит, корунд, алунит и более редкие дюмортьерит, лазулит, зунит. В виде аксессуариев отмечаются рутил, бесцветный турмалин, пирит, барит и другие минералы (главным образом сульфиды). Вторичные кварциты образуются под воздействием кислых растворов в приповерхностных частях вулканических аппаратов. Вулканогенные вторичные кварциты вмещают широкий круг гидротермальных месторождений: S, корунда, Au, Ag, Cu, Mo, Hg, Sb, Pb, Zn. Кроме того, вторичные кварциты могут образовываться в экзоконтактных частях кислых интрузий, а также в верхних, надрудных частях околорудных филлизитов и аргиллизитов.

ГРЕЙЗЕНЫ. Это средне-крупнокристаллические полнопроявленные метасоматические породы, характеризующиеся примерно близким количеством новообразований мусковита и кварца. Второстепенные минералы представлены крупночешуйчатым серицитом, литиевыми слюдами, топазом, флюоритом, турмалином, бериллом, реже фенакитом, берtrandитом, андалузитом, силлиманитом (фибrolитом), гранатом и др. Кварц и мусковит образуют лепидогранобластовые, средне-крупнокристаллические агрегаты. В целом грейзены имеют автоморфно-псевдоморфный облик, который достаточно хорошо сохраняет структурный рисунок исходных пород. Они образуются при высокотемпературном кислотном метасоматозе в связи с лейкократовыми гранитами в экзо- и эндоконтактах интрузий по породам кислого состава: гранитам, риолитам, песчаникам, гнейсам. Грейзены сопровождают руды Sn, W, Be, реже Mo, As, Bi, Cu.

ГУМБЕИТЫ. Это полнопроявленные метасоматиты, состоящие из кварца, ортоклаза, карбоната, пирита с рудной минерализацией вольфрама, молибдена и золота. Структура гранобластовая или мозаичная. Гумбеиты впервые выделены Д. С. Коржинским на Урале. Породы образуются при постмагматической гидротермальной деятельности в связи с малыми и средними гранитоидными умереннощелочными интрузиями, часто с порфиривидной структурой. Гумбеиты обрамляют кварц-шеелитовые жилы и на удалении от контакта интрузии сменяются березитами, которые по времени следуют за

гумбеитами. Возможно выявление тектоногенных, приразломных гумбеитов, специализированных на золото и уран.

ДЖАСПЕРОИДЫ – существенно кварцевые, низкотемпературные метасоматиты, образовавшиеся по известнякам. В качестве второстепенных минералов могут встречаться хлорит, сидерит, лейкоксен, цеолит, тонкозернистый пирит, иллит, серицит. По условиям образования они близки к аргиллизитам. Во внутренней зоне джаспероидов кварц слагает мелкозернистый гранобластовый агрегат, переходящий к краям в агрегаты неправильной формы, иногда имеющие призматические формы. В кварце могут присутствовать реликтовые включения кальцита и доломита. Рудная специализация – золото, возможно серебро, свинец, ртуть.

ДОЛОМИТИТЫ. Метасоматические доломиты образуются при низкотемпературном кальций-магнезиальном метасоматозе, при котором известняки полностью или частично превращаются в метасоматическую породу. Иногда сопровождаются небольшим количеством барита и флюорита. Доломитизация может также развиваться по терригенным осадочным породам. Доломититы слагают периферические зоны тектоногенной апокарбонат-кремнистой ГМФ, в центральных частях которой, сложенной низкотемпературными кислотными метасоматитами (аргиллизитами, кремнистыми метасоматитами, джаспероидами), встречается телетермальное оруденение Au, Hg, Pb, Zn, флюорита, барита и др.

КАЛИШПАТИТЫ образуются при замещении исходных минералов, главным образом плагиоклазов, а также кварца, калинатровыми полевыми шпатами. Геологическая позиция различная, могут образовываться при плутоногенной, вулканогенной и амагматической тектоногенной гидротермальной деятельности. Если новообразованный калишпат сопровождается другими минералами, то такие метасоматиты могут иметь свои названия, например, калишпатолит (калишпат и кварц), гумбеит (калишпат, карбонат, пирит), фенит (калишпат и эгирин) и др.

КАЛИШПАТОЛИТЫ образуются при замещении исходных пород равновесной кварц-калишпатовой ассоциацией в отличие от калишпатитов, где кварц замещается калиевым полевым шпатом. Они образуются при высокотемпературном кремне-калиевом метасоматозе в наиболее глубоких частях гранитоидных интрузий. Представляют собой периферические зоны рудоносной фельшпатолит-грейзеновой ГМФ, центральные зоны которой представлены грейзенами.

КАЛИШПАТОФИРЫ, как и калишпатолиты, представляют собой новообразованную кварц-калишпатовую ассоциацию, но формируются за счет вулканитов кислого и умеренно кислого составов, а также переслаивающихся с ними пород (туфопесчаников и др.), имеют эффузивный облик. Кварц и калинатровый полевой шпат обычно образуют закономерные сростания типа пойкилобласт, псевдосферолитов, а также зонально построенные прожилки с микрокристаллическим параллельно-шестоватым внутренним строением. В калишпатофирах достаточно широко проявлены гематит, серицит, карбонат, хлорит и флюорит. Гематит концентрируется в зальбандах кварц-калишпатовых

прожилков либо образует лучистые скопления в их псевдосферолитовых обособлениях. В целом доминируют автоморфные, преимущественно мелкокристаллические структуры. Иногда наряду с калишпатом в калишпатофирах появляется более поздний псевдоморфный (по калишпату) альбит. Калишпатофиры слагают периферические зоны рудоносной калишпатофир-аргиллизитовой ГМФ, специализированной на уран, молибден, флюорит.

ЛИСТВЕНИТЫ представляют собой разновидность березитоидов, развивающихся по серпентинизированным ультраосновным породам. В состав лиственитов входят брейнерит, магнезит, доломит, анкерит, фуксит, пирит, кварц, тальк. Иногда листвениты сопровождают золотое оруденение.

ПРОПИЛИТЫ обладают большими вариациями состава. Типичными минералами являются темноокрашенные железо-магний-кальциевые силикаты и алюмосиликаты: цоизит, клиноцоизит, эпидот, пренит, пумпеллиит, а также пироксены, амфиболы и хлориты. Эти минералы образуют две ведущие ассоциации: хлорит-пропилитовую и актинолит-пропилитовую, в каждой из которых может быть выделена полевошпатсодержащая ассоциация со своими структурно-вещественными параметрами [25, 27, 52]. Геологические условия проявления пропилитизации разнообразны: экзо- и эндоконтакты интрузий различного состава, размеров и глубинности, вулканические толщи, тектоногенная амагматическая обстановка. Пропилиты образуют обширные периферические зоны для многих рудоносных метасоматитов (березиты, аргиллизиты, вторичные кварциты и др.). Пропилитизация образуется при высокой химической активности оснований: Са, Mg, Fe в гидротермальном растворе.

РОГОВИКИ образуются в экзоконтактах гранитоидных интрузий в результате контактового метаморфизма. Ширина ореола их распространения может варьировать от сантиметров до первых км. Роговики – это очень плотные породы, минеральный состав разнообразен и полностью определяется составом пород, по которым они сформировались. Наиболее характерной их особенностью является роговиковая структура.

СЕРИЦИТ-КВАРЦЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ. Низкотемпературные мелко-среднезернистые метасоматиты, состоящие из кварца и серицита. Встречаются на колчеданно-полиметаллических месторождениях, месторождениях деревянистого олова и др.

СЕРПЕНТИНИТЫ образуются при гидротермальном изменении мафических пород, состоящих из оливина и пироксена, а также по магнезиальным карбонатным породам. В количественном отношении резко доминирует серпентин (хризотил, лизардит), нередко наблюдаются мономинеральные гомоосевые псевдоморфозы лизардита по ромбическому пироксену (бастит). Помимо серпентина может быть примесь магнезиальных карбонатов (магнезита, брейнерита), талька, тремолита, хлорита, брусита. Встречаются реликты эдукта: оливин, орто- и клинопироксены, амфибол, хромит и др. Структура серпентина петельчатая, которая при высокотемпературном внешнем воздействии может переходить в решетчатую структуру, образованную разноориентированными (часто перпендикулярно друг другу) пластинчатыми кристаллами антигорита.

СКАПОЛИТИТЫ возникают при замещении исходных минералов (главным образом плагиоклазов) скаполитом. Иногда присутствует клинопироксен ряда диопсид–геденбергит. Обычно сложен призматическими, удлиненными зернами, реже имеет гранобластовую структуру.

СКАРНЫ ИЗВЕСТКОВИСТЫЕ. Полнопроявленные скарны имеют средне-крупнозернистую структуру с преобладанием автоморфных форм выделения минералов. Типоморфные минералы – гранат и клинопироксен, а также эпидот и амфибол. Скарны характеризуются большим количеством и разнообразием входящих в их состав второстепенных и аксессуарных минералов. Кроме маложелезистого эпидота для них типично присутствие цоизита и клиноцоизита. Пироксен представлен диопсидом, геденбергитом, чаще их промежуточной разностью – салитом. Реже отмечаются авгит и другие минералы группы пироксенов. Из амфиболов встречаются тремолит, актинолит и обыкновенная роговая обманка. Весьма характерно присутствие слабоанизотропных гранатов андрадит-гроссулярового ряда, а также волластонита, везувиана, скаполитов, плагиоклаза, биотита и магнетита. Помимо отмеченных минералов в данной ассоциации постоянно обнаруживается присутствие более поздних: хлорита, пренита, серпентина, талька, кварца и других преимущественно гидрооксилсодержащих минералов. Типоморфными аксессуарными и рудными минералами являются магнетит, шеелит, гелвин, турмалин, аксинит, родонит, датолит, бустамит, данбурит, фенакит, берtrandит, флюорит и ряд других, более редких минералов [52].

СКАРНЫ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ образуются в контактах гранитоидных интрузий с доломитами в условиях фаций малой, средней и большой глубинности. От известковистых скарнов минеральный состав отличается обилием высокомагнезиальных минералов: форстерита, диопсида, энстатита, шпинели, флогопита, монтичеллита, гумита и др. Оруденение разнообразно по составу и часто связано с развивающимися по магнезиальным скарнам известковистых скарнов.

СПИЛИТЫ. Это – альбитизированные базальты, излившиеся на морское дно. Микролейсты основного плагиоклаза обычно полностью псевдоморфно замещены альбитом, в интерстициях между ними находится хлорит с примесью кальцита, лейкоксена, магнетита. Вкрапленники клинопироксена хлоритизированы. Спилиты образуются при натриевом метасоматозе, который имел место уже после излияния базальтов на морское дно. Миндалины часто заполнены опалом и халцедоном. Спилиты обычно сохраняют структуру и текстуру базальтовых лав, по которым сформировались. Нередко встречается эпидот, который образовался позднее в связи с гранитными интрузиями (пропилитизация). Спилиты развиты в пределах рудных узлов с колчеданным оруденением. Наряду с альбитофирами спилиты слагают периферические части колчеданосных региональных метасоматических формаций (Cu, Zn, Pb).

ТУРМАЛИН-КВАРЦ-ХЛОРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ – средне-низкотемпературные метасоматиты, в состав которых входят кварц, турмалин, хлорит, в меньшей степени серицит. Пространственно и генетически связаны с малыми и средними интрузиями порфировидных гранитоидов, часто повышенной основности и щелочности. Широко развиты на мезотер-

мальных месторождениях олова Дальнего Востока, как фация могут встречаться на месторождениях золота, меди и др.

ФЕЛЬДШПАТОФИРЫ. Их главной отличительной особенностью (по сравнению с калишпатофирами и альбитофирами) является наличие альбита и калишпата примерно в равных пропорциях в ассоциации с равновесным кварцем. То есть фельшпатофиры – это кварц-альбит-калишпатовые метасоматиты, сформировавшиеся по вулканитам кислого–среднего состава и сохранившие в целом облик и текстурные особенности исходного вулканита. Они образуют периферические зоны у фельдшпатофир-вторичнокварцевитовой ГМФ, центральные зоны которой образованы вторичными кварцитами.

ФЕНИТЫ. Это – высокотемпературные щелочные метасоматиты, образовавшиеся при внедрении щелочных пород во вмещающие породы кислого состава. Наиболее часто встречаются натриевые фениты, главными минералами которых являются альбит и эгирин, а также нефелин, щелочной амфибол, апатит, сфен. Натриевые фениты, богатые альбитом, нередко имеют характерный сахаровидный облик. Калиевые фениты встречаются реже, они состоят из ортоклаза и эгирина, а также титанита, апатита, щелочного амфибола. Характерна редкометалльная рудная специализация.

ФИЛЛИЗИТЫ. Кварц-серицит-мусковитовые метасоматиты с преобладанием слюдистой составляющей и примесью сульфидов, главным образом пирита, выделены как филлизиты. Термин введен С. В. Бурхемом [76]. Они являются характерными околорудными метасоматитами (центральные зоны) на порфириновых месторождениях меди и молибдена, окружающими внутреннее безрудное ядро, сложенное калишпатовыми метасоматитами. Р. Силлитоу и др. [78, 80, 81] использует для филлизитов термин «серицитолиты» как синоним. Для филлизитов характерно большое количество крупночешуйчатого «мусковитоподобного» серицита. От грейзенов они отличаются более низкими температурами образования, обилием сульфидов, более мелкочешуйчатой светлой слюдой. От березитов, напротив – более крупночешуйчатым серицитом, отсутствием карбоната.

ЦВИТТЕРЫ представляют собой разновидность грейзенов, содержащую темную литиевую слюду. В состав цвиттеров входят кварц, топаз, циннвальдит, второстепенные минералы – турмалин, флюорит, рудные минералы (арсенопирит, гематит, ильменит и др.), акцессорные минералы – рутил, моноцит, ксенотим и др. Пространственно и генетически цвиттеры связаны с литий-фтористыми гранитами, являются рудоносными метасоматитами для редкометалльного (оловянного, реже вольфрамового, танталового и ниобиевого) оруденения. Они широко развиты в литий-фтористых гранитах Дальнего Востока.

ЦЕОЛИТИТЫ. Это метасоматиты, сложенные преимущественно цеолитами с небольшой примесью гидрослюды и монтмориллонита. Они образуются в связи с поствулканической гидротермальной деятельностью или в тектоногенной амагматической обстановке. Это низкотемпературные метасоматиты, близкие по условиям образования к аргиллизитам. Могут вмещать урановую и иную минерализацию.

ЭЙСИТЫ выделены как характерные околожильные гидротермально-метасоматические изменения на урановом месторождении Эйс. Эйситы представляют собой альбититы с гематитом, хлоритом и карбонатом. Характерен тонкодисперсный, «пудристый» гематит, который пропитывает зерна альбита и межзерновое пространство. Однако канадские геологи при характеристике подобных изменений этот термин не употребляли. Эйситы часто слагают наиболее приближенную к урановым рудам фацию, сменяющуюся на удалении березитами. Последнее время к эйситам стали относить и безгематитовые разности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас кристаллических горных пород. Ч. 3. Метасоматические породы [Электронная версия] / ред. В. В. Жданов. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
2. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. – Л. : Недра, 1976. – 199 с.
3. Бардина Н. Ю., Попов В. С. Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин // Советская геология. – 1991. – № 6. – С. 48–56.
4. Бардина Н. Ю., Попов В. С. Фениты: систематика, условия формирования и значение для корового магмообразования // Записки ВМО. – 1994. – Т. 123. – № 6. – С. 1–19.
5. Беус А. А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты / А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситкин, К. Д. Субботин. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – 196 с.
6. Боголепов В. Г. Критерии рудоносности метасоматитов. – Алма-Ата, 1972.
7. Боголепов В. Г. Минералогические аспекты кинетики топохимических реакций замещения минералов в горных породах при метаморфизме и систематика рудно-метасоматических формаций. – Черноголовка : Изд-во ИЭМ РАН, 2007. – 120 с.
8. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. – М. : Недра, 1982. – 256 с.
9. Бушмин С. А. Метасоматические образования в зонах регионального метаморфизма // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. – С. 84–125.
10. Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. – М. : Недра, 1973. – 278 с.
11. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. – М. : Недра, 1964. – 220 с.
12. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. – М. : Недра, 1972. – 240 с.
13. Ганеев И. Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. Форма миграции минерального вещества // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1977. – № 3. – С. 22–35.
14. Грабежжев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). – Екатеринбург: Наука, 1992. – 199 с.
15. Грязнов О. Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. – М. : Недра, 1992. – 256 с.
16. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минералов при металлогеническом исследовании рудных районов. – М. : Недра, 1965. – С. 119–194.
17. Жариков В. А. Метасоматизм и метасоматические породы / В. А. Жариков, В. Л. Русинов, А. А. Маракушев, Г. П. Зарайский, Б. И. Омеляненко и др. – М. : Научный Мир, 1998. – 492 с.
18. Жданов В. В. Метасоматиты, опыт изучения и картирования. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. – 56 с.
19. Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. – М. : Наука, 1989. – 324 с.
20. Зарайский Г. П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. – М. : ГЕОС : ИГЕС РАН, 2007. – 135 с.

21. Измененные околорудные породы и их поисковое значение / под ред. Н. Н. Курека. – М. : Госгеолтехиздат, 1954. – 272 с.
22. *Казицын Ю. В., Рудник В. А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. – М. : Недра, 1968. – 364 с.
23. *Казицын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. – Л. : Недра, 1972. – 145 с.
24. *Коржинский Д. С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. – М. : Труды ИГН АН СССР, 1948. – Вып. 68. – 148 с.
25. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 335–367.
26. *Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трансвопаризации в свете новых океанологических и вулканических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1962. – № 9. – С. 12–17.
27. *Коржинский Д. С.* Проблемы метасоматических процессов // Проблемы метасоматизма (Труды II конференции по околорудному метасоматизму). – М. : Недра, 1970. – С. 14–21.
28. *Кривцов А. И.* Медно-порфировые месторождения / А. И. Кривцов, В. С. Звездов, И. Ф. Мигачев, О. В. Минина. – М. : Изд-во ЦНИГРИ, 2010. – 232 с.
29. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. – Л. : Недра, 1972. – 189 с.
30. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. – Л. : Изд-во ЛГУ, 1976. – 143 с.
31. *Марин Ю. Б.* Метасоматические формации и их рудоносность. – Л. : Изд-во ЛГИ, 1989. – 96 с.
32. Метасоматизм и рудообразование / гл. ред. Д. С. Коржинский. – М. : Наука, 1974. – 363 с.
33. Метасоматизм и рудообразование / отв. ред. Э. А. Ланда. – М. : Наука, 1975. – 279 с.
34. Метасоматизм и рудообразование / отв. ред. Д. С. Коржинский. – М. : Наука, 1978. – 216 с.
35. Метасоматизм и рудообразование / отв. ред. Д. С. Коржинский. – М. : Наука, 1984. – 352 с.
36. Метасоматиты докембрия и их рудоносность / отв. ред. В. А. Жариков. – М. : Наука, 1989. – 272 с.
37. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании (Труды первой конференции по околорудному метасоматизму). – М. : Недра, 1966. – 380 с.
38. Метасоматические процессы в докембрийских толщах / отв. ред. Д. В. Рундквист, С. А. Бушмин. – СПб. : Наука, 1991. – 264 с.
39. *Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 171 с.
40. *Набоко С. И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активизации. – М. : Наука, 1980. – 199 с.
41. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. – М. : Недра, 1968. – 335 с.
42. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. – М. : Недра, 1978. – 215 с.
43. *Павлова И. Г.* Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). – Л. : Недра, 1978. – 275 с.
44. *Петраченко Р. И.* Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. – Новосибирск : Наука, 1974. – 170 с.
45. *Петров О. В.* Гидротермально-метасоматические формации России / О. В. Петров, Е. В. Плющев, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, Н. С. Соловьев, С. В. Кашин, А. Е. Соболев, А. В. Терехов // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 66. – С. 5–19.

46. Петрографический кодекс / ред. О. А. Богатиков, О. В. Петров, Л. Н. Шарпенко. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 194 с.
47. *Плющев Е. В.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г. М. Беляев. – Л. : Недра, 1981. – 262 с.
48. *Плющев Е. В., Шатов В. В.* Классификация рудных месторождений на геохимической основе // Записки ВМО. – 1982. – № 3. – С. 265–276.
49. *Плющев Е. В., Шатов В. В.* Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. – Л. : Недра, 1985. – 247 с.
50. *Плющев Е. В., Шатов В. В.* Оценка прогнозных ресурсов рудных узлов на основе объемного моделирования гидротермальных систем // Оценка прогнозных ресурсов рудоносных площадей. – Л. : Недра, 1987. – С. 118–147.
51. *Плющев Е. В., Шатов В. В., Беляев Г. М.* Методические рекомендации по геолого-геохимическому изучению гидротермально-метасоматических образований при ГРС-50 с общими поисками. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. – 64 с.
52. *Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В.* Металлогения гидротермально-метасоматических образований // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – Т. 354. – 560 с.
53. *Плющев Е. В., Шатов В. В., Шор Г. М.* Карта гидротермально-метасоматических формаций Казахстанской складчатой области масштаба 1 : 1 500 000 (с объяснительной запиской). – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1993. – 5 л.
54. *Попов В. С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. – М. : Наука, 1977. – 204 с.
55. *Поспелов Г. Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. – Новосибирск : Наука, 1973. – 355 с.
56. Проблемы метасоматизма // Труды II конференции по околорудному метасоматизму. – М. : Недра, 1970. – 392 с.
57. *Размахнин Ю. Н.* О домагматическом прогрессивном этапе метаморфизма (на примере Приморья) / Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. – Владивосток : Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971. – С. 315–317.
58. *Размахнин Ю. Н., Малков И. И.* Модель процесса выщелачивания олова из биотититовых метасоматитов Сихотэ-Алиня. – Владивосток : Изд-во ДВПИ, 1974. – Т. 58. – С. 71–83.
59. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. – М. : Недра, 1971. – 328 с.
60. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород // Записки ВМО. – 1974. – Вып. 3. – С. 289–309.
61. *Русинов В. Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. – М. : Наука, 1972. – 204 с.
62. *Русинов В. Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. – М. : Наука, 1989. – 214 с.
63. *Русинов В. Л.* Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / В. Л. Русинов, О. В. Русинова, С. Г. Кряжев, Ю. В. Щегольков, Э. И. Альшеева, С. Е. Борисовский // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50, № 1. – С. 3–46.
64. *Сазонов В. Н.* Лиственитизация и оруденение. – М. : Наука, 1975. – 171 с.
65. *Сергеев А. С.* Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. – Л. : Изд-во ЛГУ, 1967. – 164 с.
66. *Смыслов А. А.* Геохимический способ оценки прогнозных запасов руд // Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях / А. А. Смыслов, Е. В. Плющев, В. В. Шатов, Э. М. Пинский. – Л. : Недра, 1979. – С. 23–36.
67. *Чекваидзе В. Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. – М. : Недра, 1981. – 240 с.

68. Царев Д. И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. – М. : Наука, 1978. – 308 с.
69. Царев Д. И. Метасоматизм. – Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 2002. – 320 с.
70. Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. – М. : Недра, 1974. – 287 с.
71. Шлыгин А. Е. К вопросу о метасоматических изменениях // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1968. – № 6. – С. 78–80.
72. Шлыгин А. Е. Пневмато-гидротермальная деятельность в палеозое в Юго-Восточном Казахстане. – Алма-Ата : Изд-во Наука КазССР, 1980. – 152 с.
73. Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных месторождений. – М. : Недра, 1968. – С. 376–400.
74. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). – Новосибирск : Наука, 1975. – 200 с.
75. Электронный справочник-определитель околорудных метасоматитов (рудоносных гидротермально-метасоматических образований). – Сайт ВСЕГЕИ. – 2018.
76. Burnham C. W. Facies and types hydrothermal alteration // Econ. Geology. – 1962. – Vol. 57, no. 5. – Pp. 768–784.
77. John D. A. Porphyry copper deposit model / D. A. John, R. A. Ayuso, M. D. Barton, R. J. Blakely, R. J. Bodnar, J. H. Dilles, F. Gray et al. // Scientific Investigations Report 2010-5070-B, U. S. Geological Survey. – Reston, Virginia. – 2010. – 169 p.
78. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Econ. Geology. – 1970. – Vol. 65, no. 4. – Pp. 373–408.
79. Shatov V. V. Alteration-mineralization model for Cu-Mo porphyry system of the Boshakol deposit, Central Kazakhstan // Mineral Deposits: Processes to Processing (Eds: C. J. Stanley et al.). – Rotterdam : A. A. Balkema. – 1999. – Vol. 1. – Pp. 437–440.
80. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Econ. Geology. – 2010. – Vol. 105. – Pp. 3–45.
81. Sinclair W. D. Porphyry deposits // Mineral deposits of Canada: Geological Association of Canada Special Publication 5. – 2007. – Pp. 223–243.

**ПРАКТИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ
ПО ПРОГНОЗУ ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ
КАРТИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД
ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ГСР-200 (ГСР-50)**

Редактор и корректор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 06.06.2023. Формат 70×100/16. Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 100 экз.
Заказ 80000664

ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А. П. Карпинского» (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74.
Тел. 328-90-90 (доб. 24-24, 23-23). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72,
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru



ISBN 978-5-93761-875-7



9 785937 618757