

Санкт-Петербургский государственный университет

БРУЕВ Радислав Викторович

Выпускная квалификационная работа

**Геологическая характеристика и рудоносность проявления Новопетровское
(Башкирия)**

Магистратура

Направление 05.04.01 «Геология»

Основная образовательная программа ВМ. 5515.2020 «Геология»

Научный руководитель: к. геол.-мин. н.
доцент, Петров Сергей Викторович

Рецензент: Головина Тамара Александровна
ООО «Лаборатория изучения минерального сырья»

Санкт-Петербург

2022

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Геологическая характеристика региона	5
1. 1. История геологического развития.....	5
1. 2. Стратиграфия	9
1. 3. Магматизм	17
1. 4. Тектоника.....	19
1. 5. Полезные ископаемые	25
Глава 2. Геологическое строение Новопетровской площади	26
2. 1. Физико-географическая характеристика	26
2. 2. История геологического изучения	28
2. 3. Стратиграфия	30
2. 4. Магматизм	33
2. 5. Структурно-формационные критерии локализации Cu-Zn-колчеданных руд	34
Глава 3. Результаты исследований вмещающих пород и руд	36
3. 1. Петрография вмещающих пород.....	36
3.2. Химический состав вмещающих горных пород	69
3.3. Вещественный и минеральный состав рудных минералов	82
3. 3. 1. Результаты минерально-вещественного анализа рудных минералов.....	84
3. 4. Петрофизика и геология.....	99
Выводы	106
Заключение	108
Список литературы	110
ПРИЛОЖЕНИЯ	113

Введение

Металлы человек начал использовать в своей хозяйственной деятельности примерно IV-III тысячелетия до н. э., примерно к этому же времени относится появление письменности (конец IV тысячелетия). Медь являлась третьим по значимости металлом после золота и серебра. Как известно, каменный век сменился медным, а затем бронзовым (сплавы меди и олова), поэтому медь можно охарактеризовать как металл «доисторический». И сегодня медь остается одним из самых распространенных цветных металлов, уступая лишь алюминию. Медь - неотъемлемая часть во многих сферах жизнедеятельности человека, относится к числу базовых промышленных металлов. Наиболее значимые направления применения меди сегодня связаны с производством электронной, электротехнической и телекоммуникационной продукции, машиностроением (оборудование и компоненты), инженерными системами и покрытиями в строительстве, сельском хозяйстве (удобрения), а также как художественный материал (гравировка, тиснение, чеканка).

В настоящее время запасы медных руд подсчитаны в 99 странах мира, насчитывается около 806 млн. т, а количество ресурсов оценивается в 2087 млн. т. Россия по числу запасов (категории А+В+С₁) меди (по данным мин. прир. ресурсов и экологии РФ, 2020) входит в тройку ведущих стран уступая Чили и Перу. Также Россия входит в пятерку стран-производителей рафинированной меди, уступая Китаю, Чили, Японии и ДР Конго, обеспечивая около 4,6 % мирового выпуска.

В Российской Федерации медь относится к полезным ископаемым первой группы (Стратегия развития минерально-сырьевой базы РФ до 2035 года, от 22.12.2018), это означает, что сырьевая база этого вида минерального сырья достаточна для обеспечения потребностей экономики в долгосрочной перспективе при любых сценариях её развития и не требует проведения активных геологоразведочных работ для её воспроизводства. В 2020 г. в России добыто 1134,6 тыс. т меди, также 10,4 тыс. т получено из техногенных месторождений. Всего в 2020 на медь разрабатывалось 48 коренных месторождений (40 медных, 8 комплексных). Уровень добычи с 2018 г. устойчиво растет, это связано с освоением новых объектов и выхода их на проектные мощности добычи. В 2020 г. велись работы на 29 коренных месторождениях (24 медные, 5 комплексные) по подготовке их к эксплуатации.

К числу таких объектов относится рассматриваемая в данной работе перспективная Новопетровская площадь, выявленная еще в 1980-х гг. в Хайбуллинском районе, Республики Башкортостан. Площадь, получила развитие в 2010-2017 гг. при проведении ревизионных работ Башкиргеологией, а также последующих поисковых работ Росгеологии.

В 2020 году компания Полиметалл приобрела долю (75%) в дочерней компании Росгеологии, которая владеет лицензией на Новопетровское, и начала работы, по оценке и подсчету запасов руды, с планируемой последующей отработкой. К настоящему времени минеральные ресурсы Новопетровского месторождения по данным поисковых ГРР, составляют 9,2 млн. т. (7 выявленные, 2,2 предполагаемые), с содержанием меди до 2,5 %, цинка до 4,2 %, золота до 3,5 г/т. План проекта рассчитан до 2025 г. Основные этапы реализации: 1) II квартал 2023 – обновление оценки минеральных ресурсов; 2) IV квартал 2023 – первичная оценка рудных запасов; 3) I квартал 2024 – получение лицензии на добычу; 4) I квартал 2025 – предварительное технико-экономическое обоснование.

Автором настоящей работы в 2021 г выполнялись геофизические работы (электроразведка) на данном участке, в ходе которых возникла идея-цель данной работы, которая заключается в определении закономерностей изменчивости свойств вмещающих пород и медно-цинково-колчеданных руд в пределах Новопетровской перспективной площади. Для реализации поставленной цели поставлены следующие задачи:

1. Изучить геологическое строение района исследований;
2. Систематизировать данные по изученности площади, а также ранее проведенных на ней работ;
3. Изучить химический и петрографический состав вмещающих горных пород и руд;
4. Изучить минерально-вещественный состав колчеданного оруденения;
5. Сопоставить петрофизические данные с геологическими

Глава 1. Геологическая характеристика региона

Большая часть территории относится к Баймакскому, Абзезиловскому и Хайбуллинскому районам Республики Башкортостан, восточная часть – к Челябинской и Оренбургской областям РФ. Рельеф площади тесно связан с ее тектоническим строением и характеризуется субмеридиональной направленностью хребтов и долин основных рек. Западная часть территории относится к Горноуральской зоне и представляет собой расчлененное низкогорье с хребтово-грядовым характером рельефа. Основные хребты Ирэндык и Урал-Тау разделены Таналык-Сакмарской депрессией. Площадь находится на восточном склоне Южного Урала и практически вся относится к Магнитогорскому синклинию, за исключением небольшого, участка в северо-западном углу площади, принадлежащего Башкирскому антиклинорию. Территория имеет очень сложное геологическое строение. Она является частью Уральской складчатой системы и сложена метаморфическими, осадочными, вулканогенно-осадочными и магматическими породами с возрастом от среднего рифея до мела.

1. 1. История геологического развития

Выделяется три основных этапа развития: рифейско-раннекембрийский; позднекембрийско-среднетриасовый и мезозойско-кайнозойский.

Рифейско-раннекембрийский этап

В пределах Восточно-Европейского континента, в условиях рифтогенеза, начавшегося в промежутке раннего и среднего рифея, накапливались терригенно-вулканогенные отложения. Уралтауская зона, среднерифейская максютовская серия. Позднерифейские, вендские и кембрийские образования не встречены, вероятно, эродированы. К поздневендскому периоду времени (кадомская эпоха складчато-орогенических движений) относится первая главная фаза деформаций, которая выражена угловым несогласием между верхним протерозоем и ордовиком в Башкирском антиклинории [Пучков В. Н. Косарев А. М. и др., 2001].

Среднекембрийско-среднетриасовый этап

Соответствует времени развития Уральского палеоокеана включая окраинные моря пассивных окраин Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов вплоть до формирования Уральской складчатой системы. Выделяются три подэтапа, отвечающих периодам становления среднекембрийско-раннедевонского, раннедевонско-среднекаменноугольного и среднекаменноугольно-среднетриасового структурных ярусов.

Среднекембрийско-раннедевонский подэтап соответствует континентальному и океаническому рифтингу с последующим заложением латеральной смены формаций ряда

шельф – континентальный склон – океаническая ступень. Во всей Тагило-Магнитогорской мегазоне в позднем арениге процессы рифтогенеза приводят к разрыву континентальной коры и началу океанического спрединга. Формируется габбро-дунит-гарцбургитовая формация (сакмарский плутонический комплекс). В ордовике формируются флишоидные отложения подводных конусов выноса, представлены псаммито-алевритовой ритмичной курташской свитой. Преимущественно кварцевый состав отложений указывает на область сноса, которой могла являться только окраина Восточно-Европейской платформы [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015].

В Западномагнитогорской СФЗ в это же время окраинно-морской рифтинг приводит к образованию среднеордовикских кремнисто-вулканогенных отложений формации натриевых базальтов (поляковская свита) и формированию тел габбро-дунит-гарцбургитовой формации, в совокупности образующих офиолитовую ассоциацию (субокеаническая кора). [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Раннедевонско-среднекаменноугольный подэтап соответствует времени формирования Магнитогорской островодужной системы. В раннем девоне, до позднего эмса включительно, формируется известняково-кремнисто-терригенная (граувакковая) флишоидная формация впадин окраинных морей (мазовская свита) – как результат размыва располагавшейся восточнее гипотетической “силурийской островной дуги” (аналога тагильской). В эмсе с этой формацией ассоциируются вулканиты шошонит-трахитовой (мостостроевская толща) и базальт-андезит-риолитовой (баймак-бурибайская свита) формаций локально развитых вулканических трогов.

С конца эмского века закладывается зона субдукции восточного падения и начинается формирование Магнитогорской островной дуги. Эмс-эйфельские вулканические постройки, сложенные вулканитами ирендыкской свиты (на территории - преимущественно среднего состава) образовали протяженную вулканическую гряду. На рассматриваемой площади гряда эта просуществовала до позднего девона и являлась “барьерной” - служа препятствием, которое обусловило существенное различие разрезов восточного и западного флангов Узынкыро-Сибайской подзоны. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

На восточном фланге Западномагнитогорской зоны, возможно, в результате задугового спрединга в эйфеле формировались щитовые вулканы карамалыташского комплекса, относящегося к контрастной базальт-риолитовой формации толеитовой серии. С кислыми, преимущественно экструзивно-субвулканическими, образованиями связаны крупные медноколчеданные месторождения, расположенные в пределах современных Карамалыташской, Сибайской и Бакр-Узякской антиклиналей. Прослой яшмоидов в

составе карамалыташской свиты, как и перекрывающие ее практически одновозрастные кремнистые отложения бугулыгырской свиты, показывают, что извержения вулканов происходили на большой глубине, вероятно, в условиях котловины средиземного моря.

В позднеэйфельско-раннефранское время продолжается развитие Магнитогорской островодужной системы: накапливаются отложения улутауской свиты, для которой характерно наличие градационной слоистости, а иногда и флишоидной ритмичности, нередко встречаются образования, которые можно интерпретировать как олистостромы. В составе отложений в значительном количестве присутствуют туфогенно-осадочные породы и туфы различного состава.

Во франском веке, когда формировались мукасовская свита и биягодинская толща, условия осадконакопления к западу и востоку от Ирэндькского поднятия по-прежнему различны. На западе накапливались фациально выдержанные преимущественно кремнистые и тонкообломочные отложения, согласно залегающие на актауской свите. На востоке для мукасовской свиты, которая согласно перекрывает улутауские отложения, характерны колебания мощностей от 20 до 700 м и достаточно резкие фациальные изменения, кремнистые разрезы сменяются преимущественно терригенными. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

В фаменском веке начинается коллизия пассивной окраины Восточно-Европейского континента и Магнитогорской островной дуги, обусловившая начало формирования меланжа войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов зон ГУР, Кизильского и Юлдашевского разломов, которое продолжалось как минимум по пермь. Индикаторами этого процесса являются возникновение в это время Уралтауского поднятия и формирование зилаирского флиша (рис. 1). В то же время зона субдукции восточного падения продолжает действовать, обеспечивая накопление умеренно-щелочных вулканитов в области зрелой островной дуги, находящейся восточнее описываемой территории. В конце фамена происходит «заклинивание» зоны субдукции и ее перескок на восточный борт Восточно-Уральского микроконтинента со сменой падения с восточного на западное, в результате чего в турнейском веке пассивная окраина Восточно-Европейского палеоконтинента становится активной с образованием окраинноконтинентального вулcano-плутонического пояса, который располагался на востоке территории. В Восточномагнитогорской зоне образуется область раннетурнейско-серпуховского рифтового вулканизма [Салихов Д. Н., Ковалев С. Г. и др., 2002] (березовская свита и греховский вулканический комплекс соответственно). В Западномагнитогорской зоне происходит внедрение многочисленных даек и штоков худолазовского габбро-плагиогранитового гипабиссального комплекса.

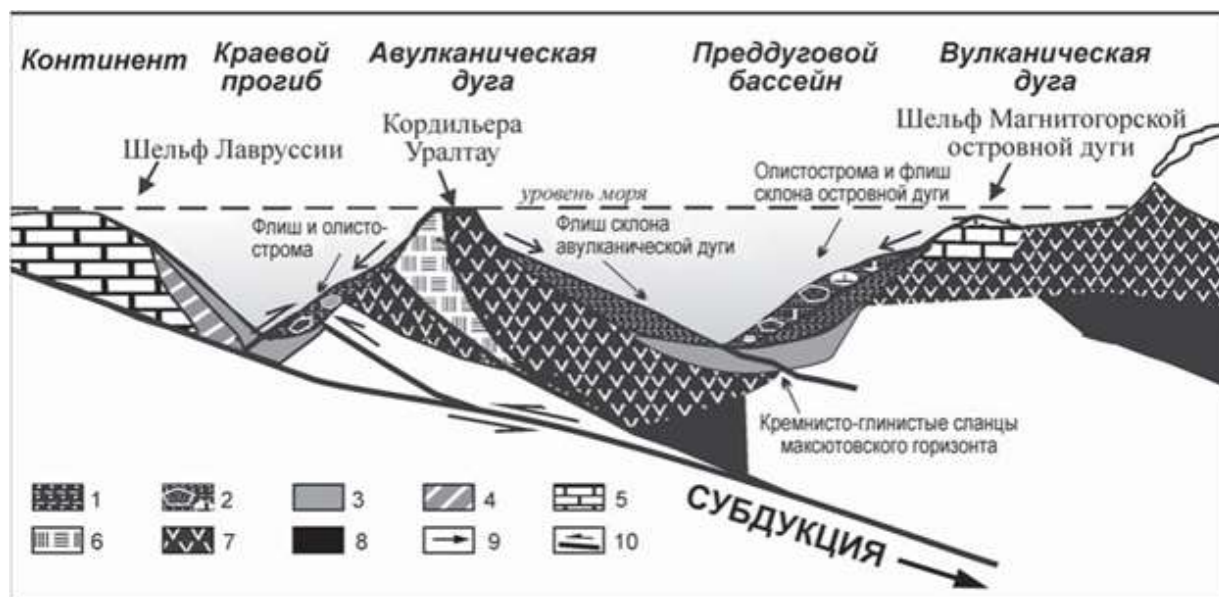


Рисунок 1. Реконструкция взаимоотношений Магнитогорской островной дуги, аккреционного комплекса и пассивной окраины континента на момент столкновения дуги и континента (фамен) [Пучков, 2010]

1 — зилаирский флиш, 2 — олистострома, 3 — кремнистый предфлиш, 4 — батинальные (O–D₂) отложения, 5 — шельфовые отложения, 6 — максютовский метаморфический комплекс, 7 — островодужные вулканы, 8 — офиолиты, 9 — направление терригенного сноса, 10 — разломы и направление тектонических смещений

Среднекаменноугольно-среднетриасовый подэтап знаменовался межконтинентальной коллизией. Существовавшие в раннем карбоне структуры растяжения в московско-раннепермское время были нарушены деформациями сжатия и сдвига. В западной части Восточномагнитогорской зоны заложился линейный межгорный прогиб, который заполнялся пестроцветными и зеленоцветными терригенными, флишоидными отложениями уртазымской свиты, сменяющимися выше по разрезу красноцветной грубообломочной молассой янгельской свиты, Средний (пермский) отрезок подэтапа характеризуется максимальным проявлением скупивания с высокоамплитудными складчатыми и разрывными дислокациями.

В раннем мезозое интенсивные аккреционно-коллиззионные процессы и кратковременная стабилизация сменяются новым импульсом движений, сопровождавшихся сдвиговыми дислокациями с формированием вдоль зон приразломного растяжения вытянутых тектонических депрессий, заполняемых грабеновыми молассоидными фациями нижнетриасового возраста. Орогенез прекращается после формирования пролювиальной каменноручейной толщи. Тектоническое строение территории приобретает вид, близкий к современному. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

К концу раннего триаса здесь прекращаются герцинские орогенические движения, происходит интенсивный размыв территории и начинает формироваться среднетриасово-палеогеновая кора выветривания.

Мезозойско - кайнозойский этап

Позднетриасово-палеогеновый подэтап характеризуется стабильным платформенным характером развития. Верхнеюрские и ранне-среднепалеогеновые отложения на территории неизвестны. В Восточноуральской СФЗ в эрозионно-карстовых впадинах накапливаются меловые глинистые и песчано-гравийные отложения аллювиальных и озерных фаций. Происходит денудация и выравнивание горной страны.

Позднепалеогеново-четвертичный подэтап соответствует периоду внутриконтинентальной неотектонической активизации и внутриплитного орогенеза.

1. 2. Стратиграфия

В геологическом строении района участвуют толщи протерозойских, палеозойских, мезозойских и комплекс рыхлых кайнозойских образований, образующие восемь структурно-формационных зон (СФЗ). Допалеозойские образования занимают небольшой участок на северо-западе территории, относящийся к Уралтауской СФЗ, там же выделены нижнепалеозойские отложения, принадлежащие Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Основная часть палеозойских стратонов расположены в Западномагнитогорской и Восточномагнитогорской СФЗ. Отложения мезозоя-неогена в Орской и Восточноуральской СФЗ. Четвертичные образования распространены в Горноуральской и Урало-Гумбейской СФЗ. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Средний рифей

Максютовская серия. Породы серии расположены на северо-западе территории в виде небольшого субмеридионально ориентированного тектонического блока в зоне ГУРа. Представлена кристаллосланцами плагиоклаз-гранат-глаукофановыми, плагиоклаз-гранат-слюдисто-глаукофановыми, графит-слюдисто-кварцевыми с прослоями пироксен-гранат-глаукофановых пород, кварцитами слюдистыми и графитистыми. Мощность до 1900 м.

Палеозой

Кембрий (?) – Ордовик

Отложения системы представлены небольшим участком в северо-западном углу территории в зоне ГУР. Представлены терригенными и терригенно- вулканогенными образованиями поляковской и кураганской свит.

Поляковская свита. Представлена базальтами, андезибазальтами, глинистыми, кремнисто-глинистыми, вишнево-красными сланцами, амфиболовыми сланцами, филлиты.

Подавляющая часть пород рассланцована, иногда превращена в милониты. Нижний и верхний контакты тектонические.

Кураганская свита. Представлена глинистыми, глинисто-слюдистыми, хлорит-серпичитовыми и песчанистыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические.

Силур

Отложения системы выражены субмеридионально в западной части в зоне ГУР и представлены нижним (Ландоверийский, Вспловский и Лудловский ярусы) и верхним (Лудловский ярус) отделами.

Ландоверийский ярус. Базальты (спилиты, базальтовые брекчии) и их лавовые брекчии, туфы риолито-дацитов, дацитов, кремнисто глинистые сланцы.

Вспловский и лудловский ярусы. Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы.

Лудловский ярус. Базальты, андезибазальты их туфы и лавобрекчии, кремнисто-глинистые сланцы.

Девон

Система представлена всеми ярусами, кроме локховского и пражского, и повсеместно развита в Узынкыро-Сибайской подзоне Западномагнитогорской структурно-формационной зоне. Центральная часть подзоны сложена, в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. В западной и восточной частях развиты преимущественно осадочные образования удаленных от вулканических центров фаций и, в меньшей степени, вулканогенно-осадочные породы.

Нижний отдел

Баймак-бурибайская свита. Широко развита в западной половине листа в пределах Таналыкской горст-антиклинали, где с ней связаны известные рудные поля Юбилейного, Маканского, Октябрьского и др. колчеданных месторождений. Подразделяется на две подсвиты нижнюю (первую) и верхнюю (вторую), которые в свою очередь разделяются на толщи. Характеристика толщ свиты приведена в главе 2 настоящей работы. Нижняя сложена базальтами (спилиты) и их лавобрекчиями, максимальная мощность подсвиты до 2520 м. Верхняя представлена туфами и лавами андезибазальтов, андезитов, дацитов, кремнистыми туффитами, мощностью до 1400 м. Возраст верхней границы баймак-бурибайской свиты определяется находками в верхней части ее разреза конодонтов зоны *patulus* [Маслов В. А. и др., 1993], соответствующих эмскому ярусу нижнего девона.

Нижний-средний отделы нерасчлененные

Ирендыкская свита. Развита в Узынкыро-Сибайской подзоне Западномагнитогорской СФЗ, слагает меридиональную полосу, приуроченную к водоразделу р.р. Таналык и Бол. Уртазымка. Породы свиты представлены андезибазальтами, андезитами, базальтами, дацитами, риодацитами, риолитами, их кластолавами и туфами, вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, кремнистыми породами, гравелитами. Мощность до 837 м. В результате радиологического определения Rb-Sr методом изотопной геологии для образований верхней части ирендыкской свиты достаточно удовлетворительно установлен возраст 394 ± 12 млн. лет, что хорошо коррелируется с имеющимися датировками по конодонтам [Маслов В. А., Артюшкова О. В., 2002]. Возраст ирендыкской свиты принимается позднеэмско-эйфельским.

Нижний-верхний отделы нерасчлененные

Актауская свита. Распространена в Вознесенско-Присакмарской подзоне и в западной части Узынкыро-Сибайской подзоны Западномагнитогорской СФЗ. Сложена яшмами, кремнями, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, в подчиненном количестве, конгломератами, туфоконгломератами, тефроидами и кремнистыми туффитами. С подстилающими образованиями баймак-бурибайской свиты взаимоотношения согласные, хотя на отдельных участках актауская свита залегает на баймак-бурибайских отложениях разными горизонтами, выполняя неровности палеорельефа. Мощность свиты не более 300 м. По различным находкам конодонтов свита является возрастным аналогом развитых восточнее ирендыкской, карамалыташской и улутауской свит и датируется эмсом-франом [Маслов В. А., Артюшкова О. В., 2002].

Средний отдел

Средний девон представлен кремнистыми отложениями ярлыкаповской и бугулыгырской свит и преимущественно вулканогенными образованиями карамалыташской свиты.

Карамалыташская свита. Распространена на севере территории, западнее оз. Колтубаи. Подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя представлена базальтами, их лавобрекчиями и туфами, яшмами, туффитами, мощность более 1500 м. Верхняя отличается от нижней, более сложным строением и изменчивостью разреза по латерали. Отложения представлены дацитами, риодацитами, базальтами, их лавобрекчиями, гиалокластитами и туфами, туфами смешанного состава, в меньшей мере, туффитами кислого состава, риолитами, яшмами, кремнистыми туффитами. Возраст

определяется многочисленными находками конодонтов в районе её стратотипа [Маслов В. А., Артющкова О. В., 2002].

Бугулыгырская свита. На севере территории в районе дер. Хасаново. Сложена преимущественно сургучными яшмами и кремнистыми туффитами. В подчиненном количестве присутствуют туфопесчаники, туфоалевролиты, редко туфы смешанного и основного состава. Взаимоотношения с подстилающими образования карамалыташской свиты и перекрывающими отложениями улутауской свиты согласные. Мощность свиты колеблется от 5-10 до 100 м. Эйфельский возраст определяется положением между карамалыташской и улутауской свитами и многочисленными находками комплексов конодонтов зоны *kockelianus* [Маслов В. А., Артющкова О. В., 2002].

Ярлыкаповская свита. Распространена в Узынкыро-Сибайской подзоне Западномагнитогорской СФЗ, в виде узких протяженных выходов, окаймляющих северный и западный фланги Уртазымской синклинали. Представлена кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами, яшмами, в подчиненном количестве алевролитами и тефроидами. Взаимоотношения с подстилающими образованиями ирендыкской и перекрывающими отложениями улутауской свит согласные. По латерали ярлыкаповская свита фациально замещает вулканогенные образования карамалыташской и яшмоиды бугулыгырской свит. Мощность до 30 м. Эйфельский возраст ярлыкаповской свиты определяется многочисленными находками конодонтовых комплексов [Маслов В. А., Артющкова О. В., 2002].

Средний и верхний отделы нерасчлененные

Улутауская свита. Распространена в Узынкыро-Сибайской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ и протягивается через всю территорию в виде меридиональной полосы. Сложена полимиктовыми (граувакковыми) песчаниками и алевропесчаниками, иногда с примесью туфогенного материала, кремнистыми, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, в меньшей степени, вулканомиктовыми и полимиктовыми конгломератами и конглобрекциями, гравелитами, туфами среднего, основного, кислого и смешанного состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми туффитами, яшмами. С подстилающими ярлыкаповской и бугулыгырской свитами и перекрывающими отложениями мукасовской свиты улутауская свита связана постепенными переходами, иногда наблюдаются незначительные несогласия. Мощность свиты до 2000 м. Живетраннефранский возраст свиты устанавливается на основании ее положения в разрезе между фаунистически охарактеризованными ярлыкаповской и мукасовской свитами и многочисленных находок конодонтов зон *ensensis – punctate* [Маслов В. А., Артющкова О. В., 2002].

Верхний отдел

Мукасовская свита. Распространена в западной и восточной частях Узынкыро-Сибайской подзоны Западномагнитогорской СФЗ. Сложена преимущественно кремнистыми породами черного и темно-серого цвета, в подчиненном количестве присутствуют песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, гравелиты, конгломераты. Мощность до 100 м. Франский возраст мукасовской свиты уверенно определяется фаунистически, многочисленные находки конодонтов зон *punctata-rhenana*.

Актауская и мукасовская свиты объединенные выделены на западе Узынкыро-Сибайской подзоны самостоятельным подразделением в связи с небольшими мощностями, не позволяющими показать свиты в масштабе карты отдельно, а также близким составом отложений. Суммарная мощность составляет от десятков до 350 м. Разрез охарактеризован от подошвы до кровли фауной конодонтов зон *patulus – punctata-rhenana*, чем и определяется эмс-франский возраст подразделения.

Биягодинская толща. Распространена там же где и подстилающая ее мукасовская свита. Сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, известковистыми песчаниками и алевролитами, известняками, микститами. Характер разреза в восточной части отличается от такового в западной. В первом случае наблюдаются значительные изменения мощностей и фаций по простиранию. На различных уровнях участками присутствуют глыбовые микститы, линзы и прослои известняков. Мощность толщи варьирует от 20 до 120 м. Во втором случае толща сложена терригенными отложениями псаммитовой, алевроитовой и пелитовой размерности, кремнистыми породами. Мощность достаточно выдержана и составляет около 60 м. Взаимоотношения с подстилающей мукасовской свитой и перекрывающей зилаирской свитой согласные, контакты постепенные. Позднефранский возраст толщи определяется многочисленными находками в нижней-верхней частях разреза конодонтов.

Верхний девон – нижний карбон

Зилаирская свита. Развита в западной и восточной частях Узынкыро-Сибайской подзоны, слагая ядра Присакмарской, Асылловской и Уртазымской синклиналей, а также восточное крыло Сибайской антиклинали. Свита представляет собой достаточно выдержанную по составу толщу полимиктовых песчаников, алевропесчаников, алевролитов, часто известковистых, кремнисто-глинистых, глинистых и углисто-глинистых сланцев, в подчиненном количестве гравелитов, известняков, кремнистых туффитов. Свита согласно, с постепенным переходом, залегает на породах биягодинской толщи. С более молодыми турнейско-визейскими отложениями контакт тектонический. Мощность до 2100 м. Нижняя часть разреза охарактеризована конодонтами,

соответствующим низам фаменского яруса. Верхняя граница достоверно установлена только в одном разрезе, где из известковистых песчаников и пачки тонкого переслаивания черных кремней и зеленовато-серых мергелей выделен комплекс конодонтов, характерный для верхней части фамена.

Каменноугольная система

Нижний отдел

Березовская свита. Преимущественно развита в Учалинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Отложения представлены базальтами, андезибазальтами, риолитами, их туфами и туффитами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, известняками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, в резко подчиненном количестве присутствуют линзы и прослои кремней. С подстилающей зилаирской и перекрывающей греховской свитами контакты тектонические. Мощность до 2500 м. Турне-визейский возраст отложений определяется многочисленными находками фауны в известняках.

Греховская свита. Плохая обнаженность и большое количество разрывных нарушений, разбивающих свиту на множество отдельных блоков, не позволяет установить представительный разрез. Судя по отдельным обнажениям, состав отложений близок таковому для березовской свиты, но среди вулканитов преобладают умеренно-щелочные породы. Нижний контакт с вулканитами березовской свиты – стратиграфически согласный, с вышележащей кизильской свитой – тектонический. Мощность не более 500 м. Возраст греховской свиты, судя по находкам фауны в прослоях известняков среди вулканитов – визейский [Салихов Д. А., Яркова А. В., 1992].

Нижний и средний отделы нерасчлененные

Кизильская свита. Слагает широкую субмеридианальную полосу в Учалинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Свита сложена известняками, в т. ч. доломитизированными и битуминозными разностями, нередко содержащими линзы и прослои кремнистых стяжений и кремней. В подчиненном количестве присутствуют вулканомиктовые песчаники, алевролиты. Мощность до 2000 м. Поздневизейский-раннебашкирский возраст свиты обосновывается многочисленными находками фауны по всему разрезу.

Средний отдел

Уртазымская свита. Выполняет приядерные части синклинальных складок в Учалинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Сложена зеленоцветными и пестроцветными песчаниками полимиктовыми и известковистыми,

алевролитами, аргиллитами, сланцами, в подчиненном количестве - известняками, олигомиктовыми известняковыми конгломератами. Иногда присутствуют прослои гипсов. Мощность до 400 м. Нижнемосковский возраст уртазымской свиты определяется находками в известняковых прослоях фораминифер.

Верхний отдел – нижний отдел, пермь

Янгельская свита. Слагает ядра узких меридионально ориентированных синклиналей в пределах Учалинско-Ириклинской подзоны Восточномагнитогорской СФЗ. Представлена красноцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также конгломератами полимиктовыми, олигомиктовыми и известняковыми; в подчиненном количестве присутствуют прослои известняков и гипсов. Эти отложения резко несогласно залегают на более древних каменноугольных образованиях с базальными полимиктовыми конгломератами в основании. Мощность до 550 м. Отсутствие надежных палеонтологических датировок не позволяет достаточно точно определить возраст янгельской свиты. Учитывая возраст подстилающей уртазымской свиты, время формирования янгельской свиты определяется как поздний карбон – ранняя пермь.

Мезозой

Мезозойские образования представлены нижнетриасовой каменноручейной толщей, ниже-средне юрской баймакской и среднеюрской романкульской свитами, нижнемеловой синарской и верхнемеловой мысовской свитами, верхнемеловой терригенной толщей.

Триас

Нижний отдел

Каменноручейная толща распространена на разобщенных участках меридионально ориентированного водораздела рек Урал и Сосновка в пределах Восточно-Орской подзоны Орской СФЗ. Представлена исключительно валунно-галечными пестроцветными, преимущественно красноцветными полимиктовыми конгломератами с глинистым или песчаным цементом, изредка содержащими линзовидные прослои песков. Мощность до 600 м. С подстилающими и перекрывающими отложениями контакт повсеместно несогласный, с размывом. Раннетриасовый возраст тощи принят на основании присутствия в спорово-пыльцевом комплексе из аналогичных отложений смежной с юга площади пыльцы и миоспор.

Юрская система

На территории, породы юрского времени, не имеют широкого распространения и представлены ниже-среднеюрской баймакской и среднеюрской романкульской свитами.

Нижний и средний отделы нерасчлененные

Баймакская свита развита в Таналыкской подзоне Орской СФЗ в юго-западной части территории по правому борту р. Таналык. Представлена глинами, песками, алевролитами, песчаниками, галечниками, конгломератами. Мощность до 260 м. Среднеюрский возраст свиты устанавливается на основе данных спорово-пыльцевого анализа. Ранне-среднеюрский возраст свиты принят в соответствии с легендой Южно-Уральской серии. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Средний отдел

Романкульская свита. Распространена в восточной половине территории и наиболее часто вскрывается здесь на правом берегу р. Урал и на водоразделе рек Урал и Бурля в пределах Восточно-Орской подзоны. Разрез однообразный преобладают глины, нередко содержащие прослойки песчаников, примесь гравия и гальки. На некоторых участках грубообломочные породы играют существенную роль. Мощность до 200 м. Органические остатки не обнаружены. Среднеюрский возраст свиты принимается в соответствии с легендой Южно-Уральской серии. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Мел

Отложения меловой системы занимают небольшие обособленные участки в восточной части территории, где выполняют глубокие карстовые воронки в известняках и другие понижения в рельефе поверхности палеозойских пород и перекрыты неоген-четвертичными образованиями, а также обнажаются в юго-западной части территории.

Нижний отдел

Синарская свита распространена на востоке территории по обоим берегам р. Урал, в долинах его притоков. Представлена глинами желтыми, темно-серыми и черными углистыми с маломощными прослоями тонкозернистых песков и, как правило, перекрыты чехлом рыхлых кайнозойских отложений. С подстилающими и перекрывающими образованиями контакт повсеместно несогласный. Мощность колеблется от 8 до 20 м.

Верхний отдел

Мысовская свита развита в Восточно-Орской подзоне Орской СФЗ и в Восточно-Уральской СФЗ. Сложена глинами с большим количеством песчано-гравийного материала кварцевого состава и мелкими гнездами марказита. Иногда глины углистые и слабо обожжены. Мощность до 80 м. Возраст свиты определяется по многочисленным находкам пыльцы покрытосеменных и голосеменных растений.

Терригенная толща выделена на крайнем юго-западе листа, на правом берегу реки Еранагас. Отложения представлены прибрежноморскими фациями: конгломератами, глауконитовыми песками, железистыми песчаниками, опоковидными породами, глинами с

линзами бокситов. Они залегают на породах средней юры и перекрыты эоценовыми образованиями. Мощность до 40 м. Возраст определен по фаунистическим остаткам. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Кайнозой

К отложениям кайнозоя относятся континентальные образования палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Палеоген

Представлен глинами, песками и глинами с линзами углей эоцена и олигоцена, которые залегают на более древних образованиях с угловым несогласием и размывом.

Неоген

Отложения неогена закартированы в пределах Центрально-Уральской, Орской и Восточно-Уральской зон и представлены миоценовой светлинской и плиоценовыми жиландинской и кустанайской свитами.

Четвертичная система

Отложения представлены разновозрастными аллювиальными, делювиальными, озерными, элювиальными, коллювиальными, ледниковыми и техногенными образованиями.

1. 3. Магматизм

В пределах территории выделяется среднеордовикские, раннедевонские, ранне-среднедевонские, среднедевонские и раннекаменноугольные нестратифицированные магматические образования.

Среднеордовикские интрузивные образования

Сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый развит в западной части площади, в пределах Вознесенско-Присакмарской подзоны Западно-Магнитогорской СФЗ зон. В его формировании выделяются две фазы. Первая представлена нерасчлененными ультрамафитами (серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами; вторая – в различной степени измененными габбро и габбро-анортозитами. Образования первой фазы вскрываются в виде тектонических линз в северо-западном углу территории в зоне ГУРа. Габбро и габброанортозиты второй фазы слагают тектонический блок в 2 км длиной и до 0,4 км шириной в зоне ГУРа. Возраст комплекса в соответствии с дополнениями к легенде Южно-Уральской серии листов принимается как среднеордовикский. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Раннедевонские субвулканические образования

Баймак-бурибайский базальт-риолитовый комплекс к которому отнесены субвулканические и экструзивно-жерловые фации. Пространственно и генетически породы комплекса распространены в западной половине листа, в пределах Таналыкской горст-антиклинали в Узынкыро-Сибайской подзоне. Преобладают связанные между собой постепенными переходами экструзивно-субвулканические риодациты, и дациты, которые занимают особенно обширные площади в северной половине территории на правом берегу р. Таналык. Слагают штоки, мощные sillы и купола, реже дайки. В единичном количестве встречаются штоки андезибазальтов, андезитов, плагиогранитов. Возраст субвулканических образований - тот же, что и одноименной свиты.

Ранне-среднедевонские субвулканические образования

Ирендыкский базальт-андезибазальтовый комплекс представлен субвулканическими и экструзивно-жерловыми породами: риодацитами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, гранодиорит-порфирами, плагиогранит-порфирами, распространенными в западной части Узынкыро-Сибайской подзоны. Наиболее широко породы развиты в пределах Таналыкской горст-антиклинали и на ее границе с Ирендыкской антиклиналью. Здесь резко преобладают тела кислого состава. Преимущественно риодацитовые экструзивно-жерловые образования пространственно связаны с кольцевыми структурами различного диаметра: от первых до 16 км. Форма и размер тел разнообразны. По данным результатов определения радиологического возраста калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методом получены цифры 363-394 млн. лет. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Среднедевонские субвулканические образования

Карамалыташский базальт-риолитовый комплекс, который развит в Узынкыро-Сибайской подзоне, в пределах крупных антиклинальных структур: Карамалыташской и Сибайской, сложенных отложениями карамалыташской свиты. В пределах территории распространен в северной части в виде субмеридионально ориентированного дайкообразного тела, и представлен породами второй фазы риодацитами, дацитами и риолитами. Мелкие тела прослеживаются более или менее равномерно на площади распространения пород карамалыташской свиты.

Раннекаменноугольные интрузивные и субвулканические образования

К ним отнесены субвулканические образования греховского вулканического комплекса, а также гипабиссальные интрузии худолазовского комплекса.

Греховский трахибазальт-трахириолитовый комплекс представлен гранит-порфирами, трахириолитами и базальтами. Они приурочены к Восточно-Магнитогорской

зоне и вскрываются в пределах площади развития отложений нерасчлененных березовской и греховской свит. Возраст субвулканических образований греховского вулканического комплекса, как и возраст покровных разностей, с которыми он тесно связан пространственно и генетически, принимается раннекаменноугольным.

Хадлазовский габбродиорит-плагιοгранитовый гипабиссальный комплекс развит в пределах Западно-Магнитогорской СФЗ. С запада площадь его распространения ограничена Главным Уральским разломом, с востока зоной Кизильского разлома. Выделяются две фазы внедрения. К первой относятся силлообразные межпластовые тела, дайки, реже штоки габбро и габбродиоритов. Вторая фаза представлена единичными силлами, штоками и дайками плагιοгранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, диоритов и микродиоритов большей частью расположенных по периферии Уртазымской синклинали.

1. 4. Тектоника

Тектоническое строение территории листа определяется ее положением в срединной части Уральской складчатой системы. Имеющиеся региональные несогласия позволяют выделить три структурных этажа, которые отражают основные эпохи становления современного структурного плана.

Нижний (байкальский «кадомский») структурный этаж охватывает возрастной интервал от рифея по ранний кембрий и представлен на территории только среднерифейскими кристаллосланцами максютовской серии, заключенными в полого падающей на восток тектонической пластине, расположенной к западу от фронтальной части Главного Уральского разлома и уходящую на северо-западе листа за пределы территории. Граница с вышележащим этажом здесь тектоническая, угловое несогласие между рифеем-вендом и ордовиком фиксируется за пределами территории как в Уралтауском, так и в Башкирском антиклинориях [Родионов В. Ю., Радченко В. В., 1988].

Средний (каледоно-герцинский) этаж. Приурочены комплексы двух тектонических элементов: Уралтауского антиклинория и Магнитогорского синклинория, являющиеся сложнопостроенными структурами, образовавшимися в результате полного геодинамического цикла, связанного с формированием восточной окраины ВЕК и западной части Палеоазиатского океана. Выделяются три структурных яруса: нижний - среднекембрийско-раннедевонский, средний - раннедевонско-среднекаменноугольный и верхний - среднекаменноугольно - среднетриасовый. Они отражают крупные этапы тектонической эволюции и разделены региональными стратиграфическими несогласиями. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Верхний (мезозойско-кайнозойский) структурный этаж сложен рыхлыми мел-четвертичными отложениями, образовавшимися в условиях сформировавшейся Евроазиатской плиты. Отчетливо выделяются два яруса. Нижний – поздне триасово-палеогеновый и верхний – позднепалеогеново-четвертичный. Нижний ярус, сформирован в условиях стабильной платформы сложен отложениями терригенно-глинистой формации внутриконтинентальных впадин и карстовых воронок. Верхний ярус представлен олигоцен-неогеновыми и четвертичными озерными и аллювиальными образованиями терригенной формации, отражающими этап внутриплитной активизации и орогенеза в позднепалеоген-четвертичное время. [Монтин С. А., Левина Н. Б. и др., 2015]

Уралтауский антиклинорий, занимает участок площадью всего в 2 км² в северо-западной части территории. Представлен фрагментом Иткуловско-Чураевской антиклинали (I), ограниченной с востока Главным Уральским разломом (ГУ) (рис. 2).

Магнитогорский синклинорий занимает практически всю площадь территории, охватывая обе структурно-формационные зоны (ЗФЗ и ВФЗ). Магнитогорский синклинорий представляет собой синформу, образовавшуюся практически “in situ” (на месте), в которой, в результате сжатия, реализованного в виде пликативных структур и послонных срывов, совмещены формационные ряды ранне-позднедевонской островодужной системы. В пределах Магнитогорского синклинория выделяются структурные формы, разрывные нарушения первого и второго порядков (рис. 2). Структуры второго порядка также показаны в приложении 1.

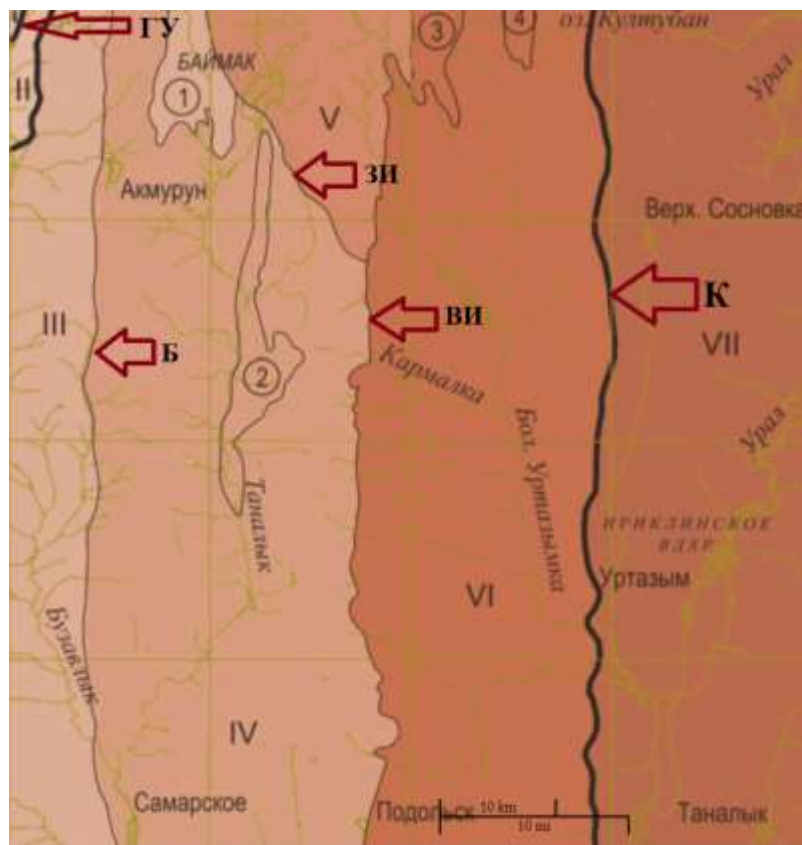


Рисунок 2. Схема тектонического районирования территории [Монтин С. А., Левина Н. Б., и др., 2015, с дополнениями]

Все тектонические элементы имеют субмеридиональную ориентировку (рис. 2). Формы первого порядка: *Тургоякско-Халиловский пакет чешуй* (II), *Присакмарская блок-синклиналь* (III), *Таналыкская блок-антиклиналь* (IV), *Ирендыкская блок-антиклиналь* (V), *Уртазымская синклиналь* (VI) и *Кудашевско-Ириклинская блок-синклиналь* (VII); второго порядка: Асылдовская синклиналь (1), Богачевская синклиналь (2), Карамалыташская (3) и Сибайская (4) антиклинали. Разрывные нарушения (рис. 2) первого порядка: *Главный Уральский разлом* (ГУ), *Кизильский разлом* (К); второго порядка: Бурибаевский разлом (Б), Западно-Ирендыкский надвиг (ЗИ), Восточно-Ирендыкский разлом (ВИ).

Тургоякско-Халиловский пакет чешуй (II), по сути являющийся зоной Главного Уральского разлома (ГУ) и сложенный породами Вознесенско-Присакмарской подзоны Западномагнитогорской СФЗ, расположен на северо-западе листа и протягивается в субмеридиональном направлении. Структура представляет собой мегамеланж, который погружается под углом около 60° , затем выполаживается до $25-30^\circ$. Слагающие породы представлены в различной степени динамометаморфизованными породами габбро-дунит-гарцбургитовой формации сакмарского плутонического комплекса и формации натриевых базальтов (поляковская свита), сформировавшимися в обстановке окраинно-морского рифтинга. [Монтин С. А., Левина Н. Б., и др., 2015]

Присакмарская блок-синклиналь (III). Западным ограничением служит зона Главного Уральского разлома, восточным – Бурибаевский разлом (Б). Ширина этой структурной формы варьирует от 5 до 7 км. Выполнена отложениями терригенно-кремнистой и терригенной флишевой формаций. Породы большей частью сложно дислоцированы, смяты в складки разного порядка, хотя на отдельных участках наблюдается пологое (до 30°) моноклиналиное залегание слоев. Ориентировка осей складок меняется от субмеридиональной до северо-северо-восточной. Породы всегда интенсивно рассланцованы. [Монтин С. А., Левина Н. Б., и др., 2015]

Таналыкская блок-антиклиналь (IV) занимает западную половину Узынкыро-Сибайской подзоны, с запада, по Бурибаевскому разлому, граничит с Присакмарской блок-синклиналью, а на востоке с южной частью Ирендыкской блок-антиклинали и Уртазымской синклиналью. Структурная форма сложена вулканитами баймак-бурибайского и ирендыкского вулканических комплексов, принадлежащих базальт-андезит-риолитовой и базальт-андезибазальтовой формациям вулканических трогов и островных дуг. Образуют вулканоструктуры центрального типа, с которыми связаны все колчеданные месторождения и проявления Бурибай-Маканского и Баймакского рудных районов. Вулканоструктуры проявлены в виде брахиантиклиналей, кольцевых вулканотектонических депрессий и экстррузивных куполов. С севера блок-антиклиналь осложнена Асылловской синклиналью (1), которая сложена отложениями верхнедевонско-нижнекаменноугольной терригенной флишевой (зилаирская свита), кремнисто-терригенной (биягодинская толща), и терригенно-кремнистой (актауская и мукасовская свиты объединенные) формаций. Структурная форма представляет собой асимметричную субмеридионально ориентированную складку длиной около 30 и шириной 5-7 км. Центральная часть Таналыкской блок-антиклинали в верхнем течении р. Таналык осложнена протяженной (27 км), ограниченной с запада Таналыкским разломом, меридионально ориентированной Богачевской синклиналью (2), сложенной отложениями среднедевонской терригенно-кремнистой (ярлыкаповская свита) и средне-позднедевонской базальт-андезит-риолитовой (Дулутауская свита) формаций. [Монтин С. А., Левина Н. Б и др., 2015]

Ирендыкская блок-антиклиналь (V) шириной около 15 км, занимает центральную часть Узынкыро-Сибайской подзоны на севере листа. Западным ограничением структурной формы служит Западно-Ирендыкский разлом и зона разломов северо-западного простирания, а с востока она срезана Восточно-Ирендыкским разломом. Антиклиналь сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями базальт-андезибазальтовой формации (ирендыкский вулканический комплекс). Большая часть её

представляет собой моноклираль, падающую на восток, в основном, под углами 5-25° (у западной границы под углами 30-50°) осложненную, складками второго порядка и кольцевыми вулкано-тектоническими структурами. [Монтин С. А., Левина Н. Б., и др., 2015]

Уртазымская синклиналь (VI), примыкающая с запада к Ирендькской и Таналыкской блок-антиклиналям, протягивается с севера на юг более чем на 64 км при ширине до 20 км. Северная центриклиналь находится в 5 км южнее озера Колтубан, на юге структурная форма выходит за пределы листа. Центральная часть её сложена верхнедевонско-нижнекаменноугольной терригенной флишевой (зилаирская свита) и верхнедевонской кремнисто-терригенной (биягодинская толща и мукасовская свита) формациями. На флангах вскрываются отложения терригенно-кремнистой (ярлыкаповская свита) и базальт-андезит-риолитовой формаций. Восточное крыло синклинали “срезано” мощной зоной Кизильского разлома. В северной части выделяются меридионально ориентированные Карамалыташская (3) и Сибайская (4) антиклинали, которые на территорию заходят своими южными оконечностями. Карамалыташская антиклиналь (3) прослеживается от северной рамки на 10 км в южном направлении при ширине около 4 км. Она сложена в ядре среднедевонскими вулканогенными образованиями базальт-риолитовой формации карамалыташского вулканического комплекса, согласно перекрытыми на крыльях терригенно-кремнистыми породами бугулыгырской свиты и вулканогенно-осадочными отложениями улутауской свиты. Сибайская антиклиналь (4) на территории прослеживается от северной рамки до юго-западного побережья оз. Колтубан на расстояние около 6 км при ширине до 3 км. Антиклиналь сложена контрастной риолит-базальтовой толщей верхней подсвиты карамалыташской свиты, прорванной ориентированным согласно простиранию структуры, субвулканическим телом риодацитов.

Кудашевско-Ириклинская блок-синклиналь (VII) ограничена с запада субмеридиональным Кизильским взбросом (К) западного падения, прослеживается вдоль всей восточной рамки территории, уходя за ее пределы. Ширина её на территории составляет от 16,5 до 22 км. Западное крыло блок-синклинали осложнено серией узких (до 3 км) протяженных (от 6 до 42 км) тектонических чешуй, выполненных породами терригенной флишевой и терригенно - известняковой формаций впадин окраинных и средиземных морей. На восточном крыле эти образования замещаются в основном нижнекаменноугольными вулканитами трахибазальт-риолитовой и базальт-латит-трахириолитов. [Монтин С. А., Левина Н. Б., и др., 2015]

Разрывные нарушения

Главный Уральский разлом (ГУ), разделяющий рифейские и нижнепалеозойские метаморфизованные породы Уралтауского антиклинория и преимущественно средне-верхнепалеозойские образования, слагающие Магнитогорский синклиний, простирается далеко за пределы изученного района, являясь дизъюнктивом регионального уровня.

Кизильский разлом (К), по которому девонские отложения надвинуты на каменноугольные, является границей между Западномагнитогорской и Восточномагнитогорской структурно-формационными зонами. Плоскость его сместителя круто, под углом не менее 50° падает на запад. Вертикальная амплитуда смещения по нему и надвигам, параллельно расположенным восточнее, оценивается не менее чем в 2000 м. К разрывным нарушениям второго порядка отнесены разломы, определяющие границы крупных структурных форм внутри Магнитогорского синклиория, а также магмо- и рудоконтролирующие нарушения.

Бурибаевский разлом (Б) отделяет Таналыкскую блок-антиклиналь и Асылловскую синклиналь от Присакмарской блок-синклинали, прослеживаясь в меридиональном направлении от южной до северной рамки листа. Он представляет собой взброс, поверхность сместителя которого, по геофизическим данным, под углом $70-80^\circ$ падает на восток. Амплитуда смещений по нему оценивается в 1000 м.

Западно-Ирендыкский надвиг (ЗИ), по которому ниже и ниже-среднедевонские породы надвинуты на верхнедевонский флиш, уверенно прослеживается от северной рамки территории на юг до г. Баймак, являясь границей Ирендыкской блок-антиклинали и Асылловской синклинали. Плоскость сместителя, углы падения которой меняются по простиранию зоны разлома от первых десятков до 80° , наклонена на восток.

Восточно-Ирендыкский разлом (ВИ) прослеживается с перерывами от северной рамки листа до верховьев реки Кармалка. Он представляет собой малоамплитудный надвиг (сопровождающийся многочисленными послойными срывами), по которому на ниже-среднедевонскую ирендыкскую свиту надвинуты осадочные средне-позднедевонские толщи и эйфельские вулканиты карамалыташской свиты. В зоне разлома, мощность которой составляет первые десятки метров, породы интенсивно рассланцованы до милонитов, окварцованы (участками до вторичных кварцитов), гематитизированы.

1. 5. Полезные ископаемые

В пределах территории известны 52 месторождения, 57 проявлений и 59 пунктов минерализации Cu, Zn, Mn рудного и россыпного золота, Co, Al, Mo, неметаллических полезных ископаемых.

Наиболее значительными рудными являются месторождения медно-цинковых руд (мест-я Юбилейное, Подольское, Октябрьское), золото-медно-цинковых руд (мест-я Майское, Семеновское), россыпного золота (Таналыкская россыпь), марганца (месторождения Северо-, Средне-, Южно-Файзуллинские, Асылдовское, Янгизитовское), из нерудных – месторождения кирпичных глин. Из перечисленных объектов наибольшее значение для района имеют Подольское, Юбилейное, Октябрьское колчеданные месторождения. Меньшее значение имеют золото-цинково-медные колчеданные месторождения Бакр-Тау, Балта-Тау, Семеновское и Майское, месторождения марганца марганценосной вулканогенно-кремнистой рудной формации (Северо-, Средне-, Южно-Файзуллинские, Асылдовское, Янгизитовское), а также средняя по запасам Таналыкская россыпь золота.

Перспективы минерально-сырьевой базы района связаны с выявлением новых месторождений и глубоко залегающих тел медно-цинковых и золото-медно-цинковых колчеданных руд, а также с переоценкой и открытием новых рудных тел на флангах известных месторождений марганца.

Глава 2. Геологическое строение Новопетровской площади

2. 1. Физико-географическая характеристика

Новопетровская перспективная площадь расположена в северной части Хайбуллинского района Республики Башкортостан Приволжского федерального округа, в 35 км к север-северо-востоку от районного центра п. Акъяр. В северо-западной части контура площади расположено сел. Новопетровское. В непосредственной близости находятся села Уфимское (7 км к север-северо-востоку), Хворостянское (5 км к юго-западу) и Самарское (8 км к юг-юго-западу) (рис. 3), с которыми она связана шоссейными асфальтированными и, частично, с гравийным покрытием дорогами. Протяженность шоссейной дороги в пределах самой лицензионной площади составляет 6 км, посредством которой осуществляется надёжная автомобильная связь с административным центром Башкортостана - г. Уфа.

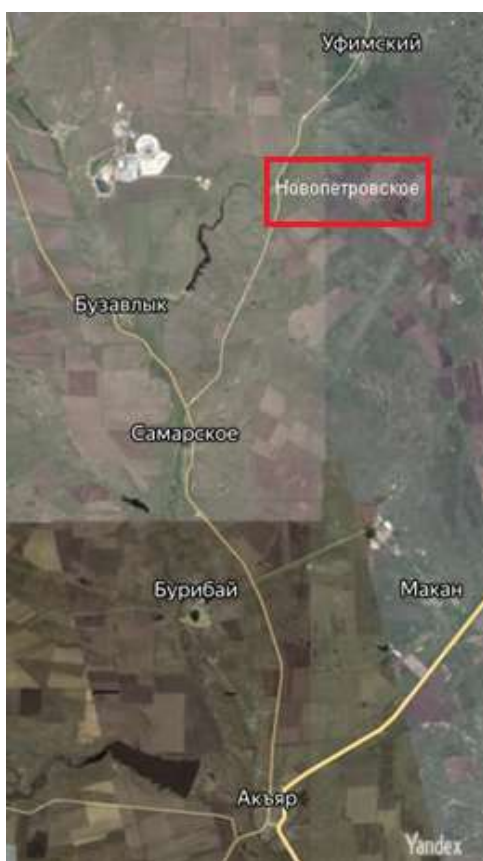


Рисунок 3. Обзорная схема географического положения Новопетровской площади

Рельеф района полого-холмистый, увалистый, с относительными превышениями поверхности 30-60 м и многочисленными широкими балками, борта которых повсеместно задернованы, что в целом в ландшафтно-геоморфологическом отношении характерно для степной зоны восточного Приуралья. Абсолютные высотные отметки колеблются от 398,0 до 430,8 м.

Климат резкоконтинентальный, засушливый, что обусловлено значительной удалённостью от Атлантики, положением у подножья западных склонов Уральских гор, а также практически беспрепятственным проникновением воздушных масс меридиональной ориентировки. Наиболее характерной его особенностью являются сильные (до 20 м/сек) ветры, создающие зимой снежные наносы, а летом пыльные бури. Среднегодовая температура воздуха +2,8 +3,70С, лето жаркое, сухое, с частыми горячими ветрами с Центральной и Средней Азии, средняя температура июля +20, 20 С, максимальная +400 С. Зима холодная, продолжительная, средняя температура января -13,80 С, количество осадков 44-146 мм, продолжительность периода с отрицательными температурами - 133-194 дня, высота снежного покрова удерживается с ноября до середины апреля и в среднем достигает 0,8 м, глубина

промерзания грунта – 1,5-2,0 м. Почва оттаивает лишь в апреле, что в совокупности с февральскими буранами создаёт дополнительные сложности в проходимости района.

Гидрография района довольно скудна и представлена водами р. Таналык (правый приток р. Урал), долина которой имеет корытообразную форму при ширине от 0,3 до 1,0 км. Гидрологический режим определяется вышеприведёнными климатическими особенностями и характеризуется осенне-летними паводками и зимней меженью. Устойчивым льдом река покрывается в декабре и освобождается в апреле. В районе ощущается недостаток питьевого и технического водопотребления. В качестве питьевой воды используются, в основном, подземные воды из мало обильных скважин, для технического водоснабжения – воды реки Таналык и воды специально устраиваемых водозаборов на её притоках. Наиболее сложная ситуация с техническим водоснабжением обстоит зимой и в первой половине весны.

Вся площадь района покрыта юрскими и четвертичными глинами, и чернозёмными, реже, серыми лесными почвами, общей мощностью 5 - 65м, отмечаются отдельные высыпки щебня. 70 % площади распаханно под посевы зерновых; 20 % занято степной и реже кустарниковой растительностью; 10 % заболочено. Ведущая отрасль экономики – сельское хозяйство с преобладанием зернового, в меньшей степени животноводческого производства, а также активно развита на территориях, сопредельных с Новопетровской площадью, горнодобывающая промышленность по добыче и обогащению медно-колчеданных руд, обеспечивающая значительные бюджетные поступления в сс. Бурибай, Акъяр и г. Сибай.

С конца 1990 года в районе наблюдается рост объектов горнодобывающей промышленности. Промышленным центром района является г. Сибай, где из горных промышленных предприятий размещаются: ОАО «Сибайский ГОК» и Сибайский филиал ОАО «Учалинский ГОК», отрабатывающие руды Сибайского медно-колчеданного месторождения подземным способом ниже дна карьера и Камаганского месторождения; ООО «Башкирская медь», ведущее добычу и обогащение руд Юбилейного медно-цинково-колчеданного месторождения и проектирование нового подземного рудника на Подольском месторождении; ОАО «Башкирское шахтопроходческое управление (БШПУ) - добычу на Майском золото-медно-колчеданном месторождении и проектирование рудника на Вишневском месторождении; ОАО «Бурибайский ГОК» - добычу руд Октябрьского месторождения. [Туаев О. П., Васильев А. Т., и др., 2015]

Электроснабжение района осуществляется от Ириклинской ГРЭС, входящей в кольцевую энергетическую систему Южного Урала. От ГРЭС до села Бурибай проложена высоковольтная линия напряжением 110кВ, далее от районной подстанции в другие

населённые пункты района идут ЛЭП напряжением 35 и 6 кВ. Собственной топливно-энергетической базы район не имеет. Дрова и деловая древесина заготавливаются в лесничествах, расположенных в 90-120 км к северо-западу от г. Сибай. Нефтепродукты завозятся, в основном, до станции Сибай. Ближайшие железнодорожные станции Сара и Сибай (в Оренбургской области) удалены от площади на расстоянии 82 и 117 км, соответственно. В районном центре – с. Акъяр находится аэродром местного значения.

2. 2. История геологического изучения

Новопетровская площадь находится в Южно-Уральском регионе с установленной наиболее богатой медно-колчеданной рудоносностью и в связи с этим является наиболее изученной в геологическом отношении.

В 30-40-е годы 20-го столетия Л.С. Либровичем (1936 г.) и Ф.И. Ковалёвым (1945 г.) были установлены основные черты геологического строения территории. Либровичем Л.С. была разработана ныне общепринятая стратиграфическая схема района, широко используемая на всём Южном Урале. Ковалев Ф.И. уточнил её расчленение для района Новопетровской площади, разделив ирендыкскую свиту Л.С. Либровича на три свиты – баймак-бурибаевскую, ирендыкскую и карамалыташскую. Баймак-бурибаевскую и карамалыташскую свиты Ковалёв отнёс к рудовмещающим, а ирендыкскую – к безрудным, сформировав тем самым первые представления о ныне общепринятых уровнях локализации колчеданного оруденения. Этими же авторами были составлены первые схематические (геологическая и полезных ископаемых) карты района масштаба 1:100 000.

Непосредственно район Новопетровской площади был охвачен геологической съёмкой масштаба 1:50 000 [Биков, Захаров, Александров и др., 1973]. При проведении этих работ были составлены кондиционная геологическая карта масштаба 1:50 000 и карты физических полей района, изучены закономерности размещения колчеданного оруденения. Вулка-ногенные образования дифференцированных нижнедевонской и среднедевонской формаций отнесены к баймак-бурибаевской и ирендыкской свитам, в которых локализуется основное медноколчеданное оруденение, что позволяет производить постановку поисковых работ на площадях развития этих свит.

В 1981-1983 гг. на Южно-Хворостянском участке были проведены поисковые работы. В результате проведённых работ были выявлены мощные зоны сульфидной минерализации, получен ряд геофизических аномалий методами электрического заряда, электрической корреляции, геохимические аномалии. Была выявлена Новопетровская вулканическая постройка, выделен и рекомендован для постановки поисковых работ Новопетровский участок [Макаров, Абросимова и др., 1983ф].

С 1981 года на данной площади Центральной геофизической партией проводились исследования методом заряда (МЗЭП, МЗМП). По результатам этих работ была выделена субмеридиональная зона проводимости МЗЭП, связываемая с развитием метасоматитов и ряд перспективных локальных аномалий. Результаты этих работ использовались при определении направления поисковых работ на участке.

В 1983-1987 гг. на площади Новопетровской структуры проводились поисковые работы [Арсланов, Луконькина, Валлиулина, Козлова и др., 1987ф], которыми был обнаружен ряд маломощных подсечений (2-3 м) медно-колчеданных руд. Был сделан обоснованный вывод о необходимости продолжения поисков на участке.

В 2012-2014 гг. по результатам ревизионно-поисковых работ в пределах Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны [Татарко Н. И. и др., 2014ф] были локализованы прогнозные ресурсы категории Р2 и обоснованы перспективы выявления промышленно-значимых месторождений медно-колчеданных руд в пределах Новопетровской перспективной площади. На основании этого в перечень участков недр, предлагаемых для представления в недропользование, был включён объект: «Поиски месторождений медно-колчеданных руд в пределах Новопетровской площади».

В 2015 году [Туаев О. П., Васильев А. Т. И др., 2017] были выполнены поисковые работы в северной части Макан-Подольского рудного района Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны с целевым назначением; «выявление медно-колчеданных объектов с локализацией и оценкой в их пределах прогнозных ресурсов кат. Р₁: меди, цинка и кат. Р₂: меди, цинка экономически целесообразных для отработки». Выполнены следующие виды поисковых работ: наземная электроразведка методом вызванной поляризации в варианте срединного градиента, частотных зондирований, методом заряда; бурение поисковых скважин в комплексе с геофизическими исследованиями и опробовательскими работами (18 скважин); лабораторно-аналитические работы; поисковое бурение (13 скважин глубиной от 500,0 до 800,7 м) выполнен в контуре Новопетровского рудопроявления, наиболее перспективного для выявления промышленно значимого медно-цинково-колчеданного объекта. Произведена оценка прогнозных ресурсов Р₁+Р₂. Определены условия локализации оруденения, разработана геолого-поисковая модель медно-цинково-колчеданных золотосодержащих руд Новопетровской площади.

2. 3. Стратиграфия

Новопетровская перспективная площадь расположена в пределах северного фланга Макан-Подольского рудного района на восточном крыле Бурибайской антиклинали, в юго-восточной части Ирендыкского антиклинория, наследуя у Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны геолого-структурные особенности и условия локализации медно-цинково-колчеданных месторождений, которые определяются размещением в её пределах вулканогенных колчеданоносных формаций, отвечающих площади проявления позднесилурийско-эйфельского этапа становления натровой серии базальтоидного магматизма.

В пределах Новопетровской площади развит комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород палеозойского возраста, слагающих контрастную риолит-базальтовую и непрерывную базальт-андезит-дацит-риолитовую формации, с которыми пространственно и парагенетически связаны сопряжены медно-цинково-колчеданные месторождения.

Геологический разрез характеризуется сложностью строения, обусловленной близостью свойств вулканогенных пород различного возраста и их фациальными замещениями как по разрезу, так и по латерали.

В пределах Новопетровской площади колчеданоносный геологический разрез представлен двумя основными вулканогенными свитами нижнего и среднего девона: баймак-бурибаевской и ирендыкской (прил. 2).

Баймак-бурибаевская свита (D₁-D_{2b}-br). Образования свиты являются колчеданоносными, на поверхность выходят на западном и юго-западном флангах Новопетровской площади. Представлена четырьмя толщами (снизу-вверх по разрезу): второй, третьей, четвёртой и пятой. Мощность свиты варьирует от 590 до 1170 м.

Вторая толща (b-br₂) представлена основными эффузивными породами – базальтами, спилитами с редкими прослоями кремнистых пород. Отмечаются миндалекаменные, реже массивные и брекчиевидные разновидности. Мощность толщи варьирует от 180 до 410 м.

Третья толща (b-br₃) характеризуется контрастным базальт-дацит-риолитовым типом разреза, перекрывающим базальтовое основание. Локально развиты туфы смешанного состава, горизонты туфопесчаников, редкие пластовые тела дацитов, андезидацитов, андезибазальтов, их туфов. Цемент туфов мелкообломочный хлорито-кварцевого состава. Обломки андезидацитов интенсивно окварцованы, хлоритизированы. Текстура пород миндалекаменная, структура порфировая.

В нижней части третьей толщи отмечаются маломощные (до 5 м) интервалы метасоматитов серицит-хлорит-кварцевого, хлорит-кварцевого составов.

Контрастный тип разреза формируется в локальных прогибах базальтовых поднятий и контролирует размещение рудных залежей Юбилейного и Бурибайского месторождений, а также Хворостянского рудопроявления. Рудные тела в разрезе размещаются на границе второй и третьей толщ, фиксируя самый нижний, бурибайский, уровень локализации руд. Ниже и выше этого уровня на Юбилейном месторождении залегают отдельные маломощные рудные тела вкрапленных руд. Мощность толщи варьирует от 210 до 480 м.

Четвертая толща (b-br₄) характеризуется преимущественно андезит-андезибазальтовым составом. На геологической поверхности прослеживается в юго-западном и западном флангах площади, погружаясь к северу и востоку. Мощность толщи варьирует от 150 до 380 м.

Пятая толща (b-br₅) развита на геологической поверхности под рыхлыми образованиями в юго-западной части Новопетровской площади. На остальной территории она перекрыта образованиями ирендыкской свиты на глубинах от 200 до 845 м. Характеризуется резкими изменениями мощностей (от 50 до 490 м.) и преобладающим риодацитовым составом (дациты, андезидациты, андезиты и их туфы). В верхней части свиты в составе выделяемой в пределах Новопетровского рудопроявления надрудной толщи преобладают туфы андезитового и андезидацитового составов от алевропсамитовых до грубообломочных агломератовых в различной степени измененных (хлоритизированных, эпидотизированных и др.) со спорадически рассеянной мелкой вкрапленностью сульфидов и единичными рудокластами колчеданного типа размером до 1,5 x 2,0 см.

В переходной части разреза от пород надрудной толщи к рудоносным метасоматитам (вниз по разрезу пятой толщи баймак-бурибаевской свиты) отмечается широкое развитие процессов окисления вулканогенных пород с образованием разновидностей типа «яшмоидов» и интервалов интенсивной гематитизации с образованием локальных линзовидно-гнездовых обособлений мономинерального гематита размером до 6,0 см по стволу мощности керна.

Для пород верхней части разреза пятой толщи характерны интенсивные гидротермальные преобразования до метасоматитов серицит-хлорит-кварцевого состава. Мощность гидротермально измененных пород составляет до 550 м.

В разрезе гидротермально-метасоматически измененных пород верхней части пятой толщи залегает богатое медно-цинковоколчеданное золотосодержащее оруденение, вскрытое 7-ю скважинами в пределах Новопетровского рудопроявления.

Как правило, породы толщи выполняют прогибы на палеоповерхности нижележащих андезибазальтов и слагают рудоносные вулканические постройки. Это обуславливает резкую фациальную изменчивость образований.

В основании и в средней части пятой толщи залегают рудные тела Октябрьского месторождения. Четвертая и пятая толщи баймак-бурибаевской свиты сложены непрерывной рудоносной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией, контролирующей размещение рудных залежей Октябрьского, Подольского и Вишневого медно-цинковоколчеданных месторождений.

Ирендыкская свита (D_1-D_2ir). Представлена сложными по фациальному составу породами непрерывной формации, занимающими всю площадь участка работ. Свита подразделяется в пределах площади на три толщи, последняя, в свою очередь, подразделяется на две подтолщи. Мощность толщи варьирует от 320 до 1140 м.

Первая толща (ir_1) имеет распространение на всей площади участка. Её мощность колеблется в пределах 80-250 м. Толща представлена андезибазальтами, их туфами с прослоями андезитов и туфогенно-осадочных пород. Туфы занимают незначительный объём толщи, который увеличивается к югу участка. В зоне гидротермальных изменений породы превращены в метасоматиты серицит-хлорит-кварцевого состава с обильной минерализацией барит-халькопирит-сфалерит-пиритового состава, имеющей в основном прожилковый характер. В северной части сульфиды достигают промышленных значений.

Вторая толща (ir_2) имеет локальное распространение, постепенно выклиниваясь к югу. Сложена толща преимущественно лапиллиево-агломератовыми туфами андезитового, андезибазальтового, дацитового состава с маломощными прослоями эффузивов андезибазальтового, дацитового состава. В основании толщи отмечены единичные обломки колчеданных руд и интервалы метасоматитов серицит-хлорит-кварцевого состава с прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита и сфалерита. Мощность толщи варьирует от 60 до 190 м.

Третья толща (ir_3) подразделяется на две подтолщи: нижнюю и верхнюю и занимает значительную часть площади, выполняя ядро Новопетровской брахисинклинали. Мощность толщи варьирует от 180 до 700 м.

Нижняя подтолща (ir_3^1) мощностью от 110 до 410 м характеризуется сильной фациальной изменчивостью:

в северной части в строении разреза толщи резко преобладают пирокластические и туфогенно-осадочные фации, эффузивы андезидацитового и андезитового состава развиты локально;

в южной части эффузивы андезидацитового и андезитового состава слагают практически весь разрез подтолки.

Верхняя подтолка (ir_3^2) выделена в северной части площади сложена андезитами афировой структуры, не содержащими вкрапленников и миндалин. Характерна интенсивная мелкопятнистая эпидотизация, придающая породе внешний облик, сходный с туфопесчаниками. Мощность толщи варьирует от 70 до 290 м.

Улутауская свита ($D_2 gvul$), слагающая Суртан-Узякскую синклираль, развита в северной части площади. Представлена ритмично переслаивающимися туфогравелитами, туфопесчаниками и кремнистыми туффитами с прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Свита подстилается кремнями, яшмовидными и гематито-кварцевыми породами бугулыгырского горизонта (*$D_2 gvbg$*). Мощность толщи варьирует от 120 до 430 м.

Мезо-кайнозойские отложения (Mz-kz). В районе работ присутствуют площади, где палеозойские образования перекрыты рыхлыми отложениями, представленными глинисто-щебнистой корой выветривания (Т-Т) мощностью до 5 - 45 м и делювиальными, пролювиальными и аллювиальными образованиями – суглинками, супесями, глинами и гравийно-галечно-валунными отложениями (Q), мощностью до 0,5 - 20 м. [Туяев О. П., Васильев А.Т., и др., 2015]

2. 4. Магматизм

Субвулканические и интрузивные породы на рассматриваемой территории имеют ограниченное распространение и не играют существенной роли в оценке перспектив ее колчеданности. В районе работ развиты ниже-среднедевонский (субвулканический и интрузивный) и среднедевонский субвулканический комплексы.

Нижне-среднедевонский субвулканический и интрузивный комплекс представлен секущими дайками дацитовых порфиритов первой стадии внедрения ($\zeta\pi_1 D_1-D_2$) и субсогласными с вмещающими породами телами риодацитовых порфиритов второй стадии внедрения ($\lambda\zeta\pi_2 D_1-D_2$). Габбродиориты ($\nu\delta D_1-D_2$) вскрыты скважинами двумя в центральной части площади.

Среднедевонский (эйфельский) субвулканический комплекс включает субвулканические пластообразные и дайковые тела риодацитовых порфиритов ($\lambda\zeta\pi D_2e$) крупнопорфировой структуры с микрозернистой, сферолитовой основной массой. Вкрапленники составляют 20-30 % объёма пород.

2. 5. Структурно-формационные критерии локализации Cu-Zn-колчеданных руд

Район площади находится в пределах северо-западной части Гайско-Подольской структурно-формационной подзоны, сложенной колчеданоносной непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией, со становлением которой связано образование крупнейших на Южном Урале месторождений медно-цинковоколчеданных руд: Гайского – на юге подзоны и Подольского – вблизи ее северного замыкания.

Основной локальной структурой площади является Новопетровская брахисинклиналь. Длина её около 10 км, а ширина 5 км. Простирается она к северо-западу по аз. 340-330° и в своей северо-западной части перекрывается унаследованным Суртанузякским прогибом. Ядро брахисинклинали сложено породами третьей толщи ирендыкской свиты, крылья-второй и первой толщами ирендыкской свиты. В юго-западной и западной части Новопетровской площади развиты образования пятой и четвертой толщ, основание брахисинклинали сложено породами второй и третьей толщ баймак-бурибаевской свиты. По простиранию на северо-запад основание брахисинклинали погружается до глубин свыше 1200 м.

Новопетровская брахисинклиналь представляется реликтовым вулканическим сооружением, сложенным лавами и туфами дацитового, андезидацитового и андезитового состава. Значительно развиты в ее пределах протяженные пачки туфогенно-осадочных пород и крупные субвулканические тела дацитового состава.

Наибольшее развитие кислые вулканыты получили в центральной части площади, что очень чётко выражено, прежде всего, в строении пятой толщи баймак-бурибайской свиты. Здесь она сложена главным образом мощными горизонтами туфов, обломочная часть которых представлена преимущественно кислыми породами. Толща также содержит горизонты слоистых колчеданных руд. Эти породы, по-видимому, слагают ядро вулканического купола, осложняющего Новопетровскую брахисинклиналь. К северу, западу и югу от него в разрезе преобладают уже породы андезитового состава.

Медно-цинково-колчеданные руды локализуются в апикальной части этого вулканического купола, перекрытого вулканистами ирендыкской свиты.

Структурный план геологических формаций Новопетровской площади в значительной мере определяется проявленными здесь разрывными нарушениями Макано-Петропавловской тектонической зоны, в пределах которой находятся рудные поля Маканского, Октябрьского и Юбилейного месторождений, Северо-Маканского, Новопетровского и Хворостянского рудопроявлений. Ширина зоны порядка 4 км. Она представлена серией кулисообразных разрывов, зон дробления и рассланцевания. Наиболее

крупными нарушениями Макано-Петропавловской тектонической зоны являются Маканский, Новопетровский западный и Новопетровский восточный разломы. Падение Маканского разлома северо-восточное под углом 60-70°. В пределах площади работ Маканский разлом фиксируется широким развитием крутопадающих даек дацитовых порфиритов, зонами дробления и узкими зонами серецит-хлорит-кварцевых, эпидот-хлорит-кварцевых пород, сульфидной минерализацией (пирита, редко халькопирита, иногда сфалерита).

Параллельно Маканскому разлому в 2,5 и 3,5 км к северо-востоку простираются Новопетровский западный и Новопетровский восточный разломы, сопровождающиеся глубинными зонами метасоматитов.

Указанные разломы имеют рудоконтролирующее значение, так как все рудопроявления и вмещающие их субвулканические структуры Новопетровской площади располагаются в зоне этих и оперяющих их разломов.

В пределах Новопетровского рудопроявления оруденение устанавливается на двух петролого-стратиграфических уровнях:

Верхний уровень оруденения залегает среди гидротермально-метасоматических пород в верхней части пятой толщи баймак-бурибаевской свиты (D₁-D_{2b}-br₅), при этом, руды с максимальной продуктивностью (мощностью и концентрацией основных и попутных компонентов) локализуются в верхней части уровня (верхний подуровень) и бедными маломощными рудами в нижней части уровня (нижний подуровень). Аналогичную или близкую позицию в районе занимают руды Вишневого и Подольского месторождений, а также рудные тела Октябрьского месторождения, руды которого локализуются ближе к основанию пятой толщи баймак-бурибаевской свиты.

Нижний уровень оруденения работами предшественников планировалось вскрыть серией скважин на границе второй и третьей толщ баймак-бурибаевской свиты, - уровень рудолокализации Юбилейного месторождения. Бурением до глубины 1200 м непосредственно сам уровень рудолокализации вскрыт с установленной по нему весьма убогой серно-колчеданной минерализацией и крайне низкими (первые сотые доли %) концентрациями главных компонентов – меди и цинка. В этой связи рассматривается, как «безрудный». Такие «руды», конечно же, не могут представлять промышленного интереса. [Туаев О. П., Васильев А.Т., и др., 2015]

Глава 3. Результаты исследований вмещающих пород и руд

При проведении геофизических работ в 2021 году ООО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» на Новопетровской перспективной площади, автором настоящей работы были отобраны образцы керна скважин № 5, 10, 12. КERN отобран по различным интервалам, которые вскрывают весь разрез изучаемой площади (Ирендыкская свита и 5-я подтолща Баймак-Бурибайской свиты; см. раздел 2.3. Стратиграфия). Всего для настоящей работы было отобрано 36 образцов керна. На базе института наук о Земле (СПбГУ), для петрографического и минералогического изучения пород участка были изготовлены шлифы (27 шт.) и аншлифы (9 шт.).

Результаты петрографического, химического, петрофизического изучения, а также вещественного состава руд представлены в соответствующих подразделах (3.1, 3.2, 3.3, 3.4) настоящей работы.

3. 1. Петрография вмещающих пород

Перед непосредственным описанием шлифов пород для понимания пространственного положения свит (толщ) участка и их вещественного состава, а также для отображения точек отбора образцов были составлены геологические колонки (с отметками интервалов отбора образцов) и схематический разрез (прил.3, 4).

При описании шлифов использовался микроскоп Leica DP750P, на нем также были сделаны фотографии шлифов и аншлифов. Описание шлифов ввиду сложного состава горных пород, а именно их интенсивных (в разной степени проявленной) метаморфических (зеленосланцевая фация, метасоматические, гидротермально-метасоматические изменения) преобразованиях, приведены кратко без детального их изучения, так как настоящая работа, все же, преследует иную цель.

После петрографического изучения шлифов, (для петрофизических исследований применена иная группировка образцов см. главу 3.4), они были подразделены на группы и подгруппы. Выделены две группы:

1. Вулканические породы (риолиты, дациты, андезидациты).
2. Вулканокластические породы. Подразделяются на три подгруппы:
 - Кластолавы андезидацитового состава
 - Лавокластит (1 шт.)
 - Туфы

Вулканические породы

Риолит миндалекаменный, стекловатый 10_10_424,9

Порода представлена афировым вулканическим стеклом с флюидалной текстурой и миндалекаменной структурой (рис. 1). Миндалины линзовидные, выполнены хлоритом (рис. 2). Порода трещиноватая, по трещинам развивается тонкозернистое кварцевое вещество. Вулканическое стекло незначительно раскристаллизовывается – развиваются мелкие зерна кварца (рис. 3).

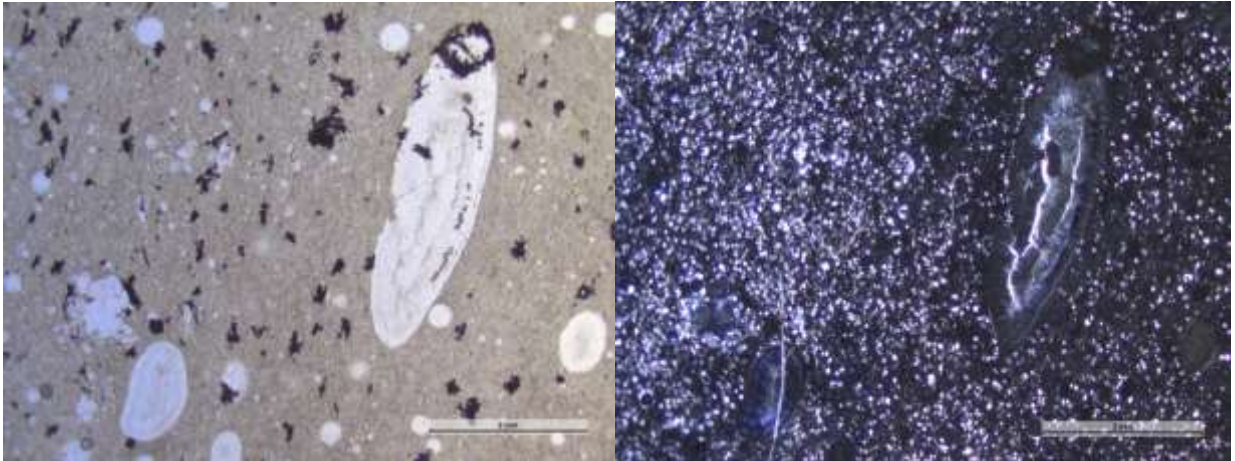


Рисунок 1. Шлиф 10_10_424,9_1 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Флюидалная текстура породы и вытянутые миндалины

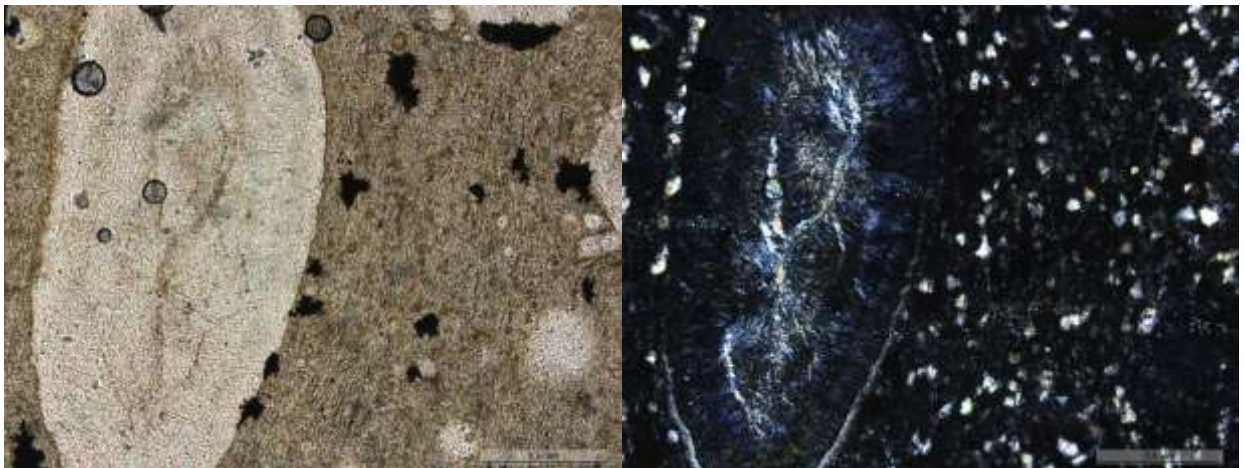


Рисунок 2. Шлиф 10_10_424,9_1 (x5).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупная миндалина выполнена хлоритом

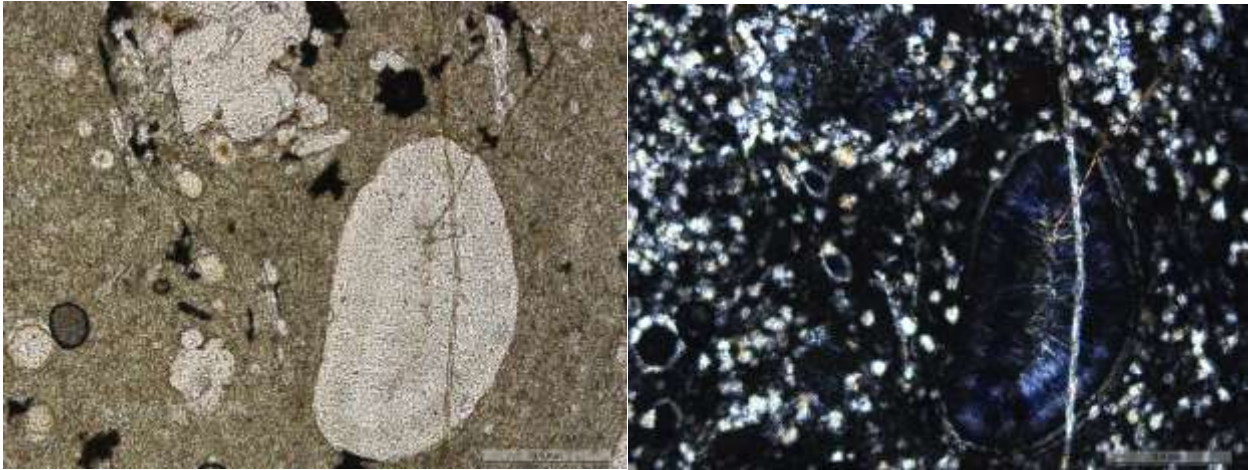


Рисунок 3. Шлиф 10_10_424,9_3 (x5).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Миндалина, микрофельзитовые зерна кварца

Риолит флюидалный, миндалекаменный, переслаивающийся с туфом риолитового состава 26_12_524

Риолит имеет флюидалную текстуру, которая подчеркивается параллельным расположением миндалин (10-12%), выполненных кварцем (рис. 4). Порода неоднородная, наблюдаются микрослойки с крупными (2-3 мм) вытянутыми миндалинами и более мелкими (1 мм) миндалинами (рис. 5). Структура основной массы – микрофельзитовая. Наблюдается обилие (7-8%) зерен рудного минерала размерами 0,2-1 мм (рис. 6).

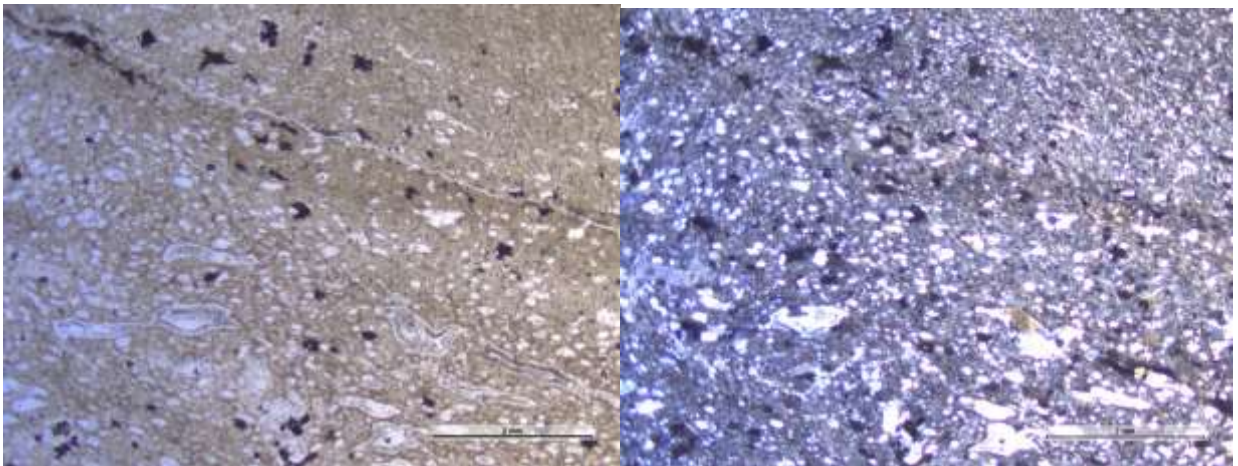


Рисунок 4. Шлиф 26_12_524_1 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Флюидалная текстура риолита



Рисунок 5. Шлиф 26_12_524_1 (x5).
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупная (2 мм) миндалина, выполненная кварцем

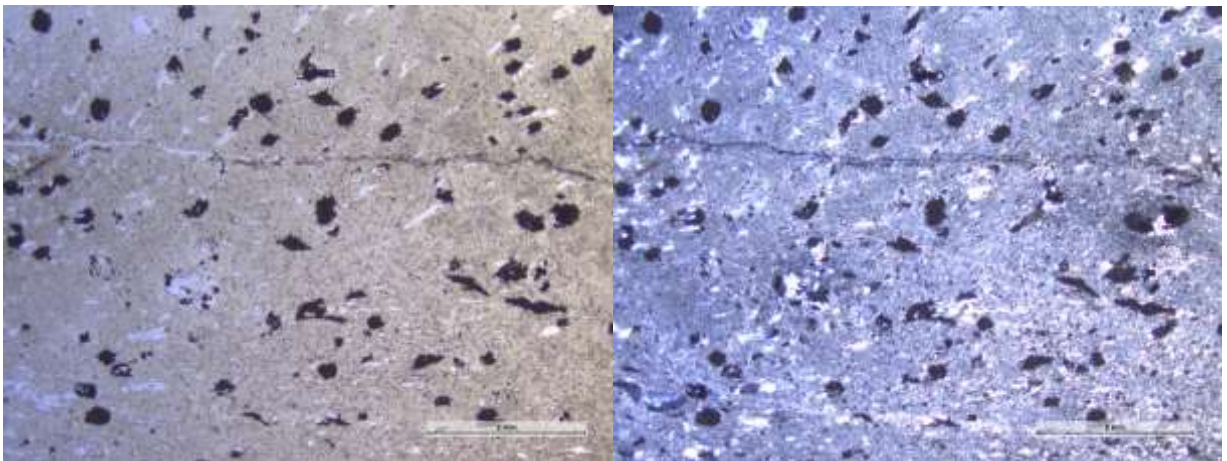


Рисунок 6. Шлиф 26_12_524_2 (x1,6).
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Зерна (до 1 мм) рудных минералов (черное)

Миндалекаменный риолит серицитизированный 25_12_523,3

Текстура миндалекаменная, структура фельзитовая (рис. 7). Миндалины выполнены хлоритом (рис. 8), в центральных частях – халцедоном. Основная масса сложена прямоугольными микролитами кварца, ортоклаза и тонкозернистым хлоритом, серицитом, тонкой рудной вкрапленностью. Наблюдаются пятна – скопления тонкозернистого серицита (рис. 9) – псевдоморфозы по порфирировым вкрапленникам ортоклаза.

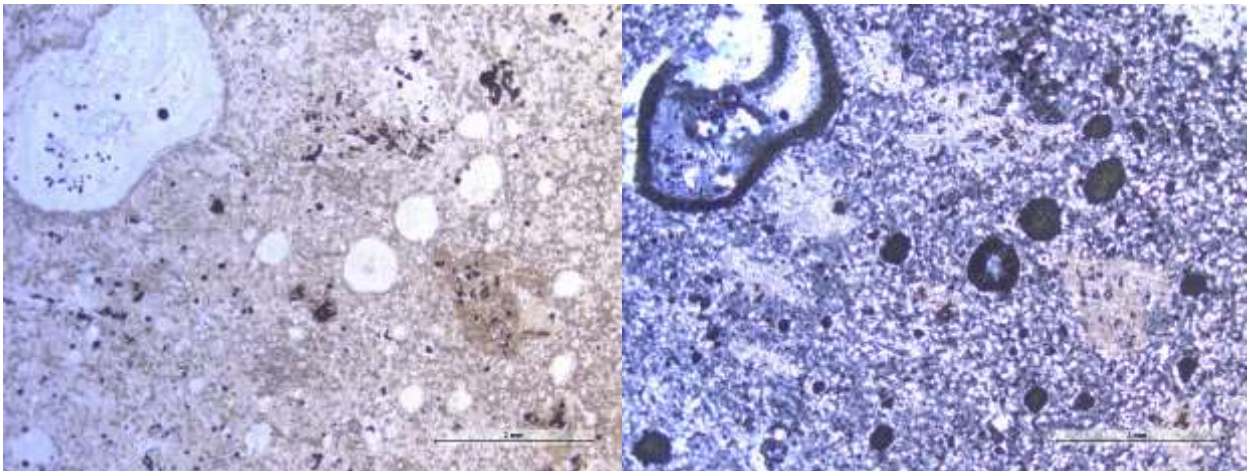


Рисунок 7. Шлиф 25_12_523,3_1 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Миндалекаменная текстура риолита

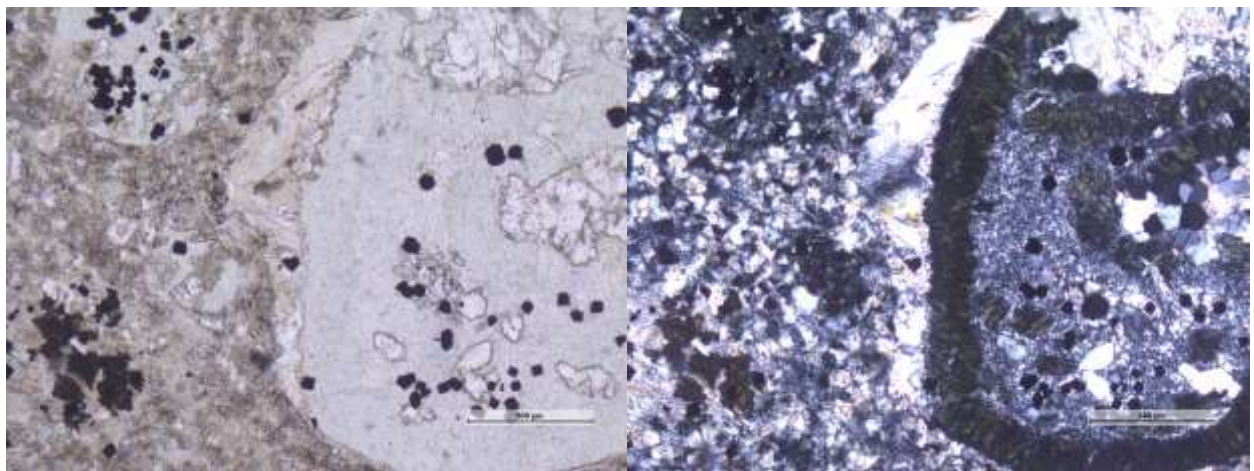


Рисунок 8. Шлиф 25_12_523,3_2 (x5).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Фрагмент хлоритизированной миндалины с тонкой рудной вкрапленностью

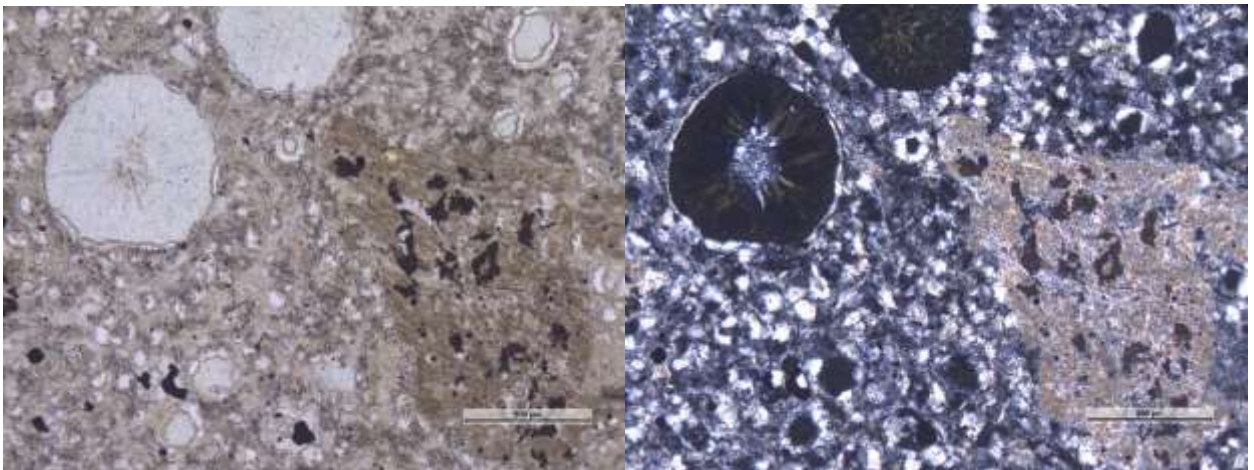


Рисунок 9. Шлиф 25_12_523,3_3 (x5).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Пятно серицита (справа) с вкраплениями рудного вещества.

Риодацит(?) однородный, миндалекаменный 2_10_616,5

Текстура миндалекаменная, флюидальная. Структура гиалопилитовая, участками микрофельзитовая, порфировая (рис. 10). Миндалины крупные - линзовидные (2-6 мм), выполнены кварцем, часто с зернами рудного мин (рис. 11), миндалины (до 0,7 мм) выполнены хлоритом (рис. 12). Основная масса сложена значительно хлоритизированным вулканическим стеклом, микролитами плагиоклаза, ортоклаза, кварца. Порфировые вкрапленники представлены нацело серицитизированным плагиоклазом.

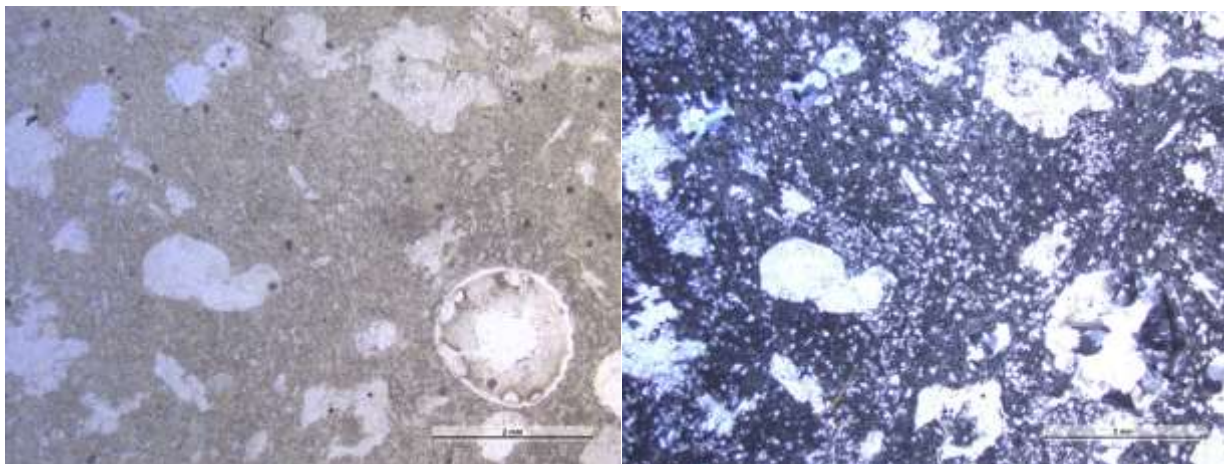


Рисунок 10. Шлиф 2_10_616,5_1 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Порфировая структура, миндалекаменная текстура породы

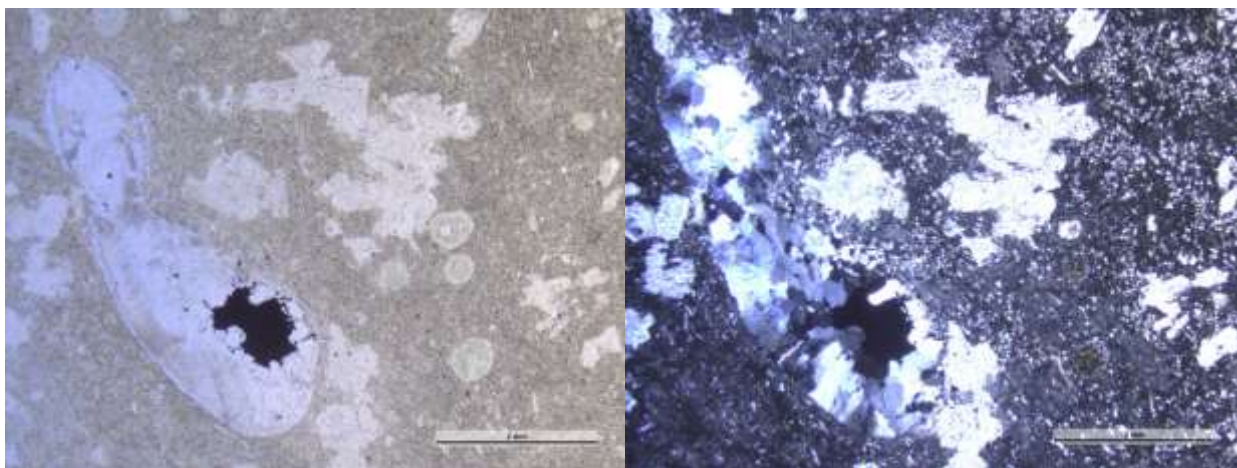


Рисунок 11. Шлиф 2_10_616,5_2 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупная линзовидная миндалина, выполнена кварцем с рудным минералом

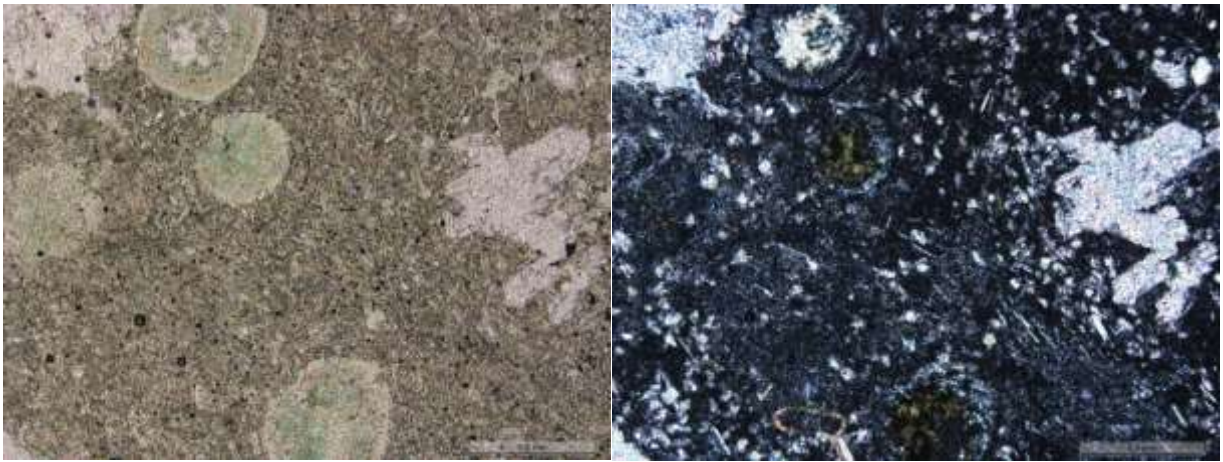


Рисунок 12. Шлиф 2_10_616,5_3 (x5).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Миндалины различной формы, выполненные хлоритом

Однородный порфировый трахириолит 41_5_73,8

Порфировые вкрапления 12-15% представлены плагиоклазом до 4 мм (рис. 13), амфиболитизированным темноцветным минералом (пироксеном?) (рис. 14). Основная масса – микролитовая, сложена микролитами плагиоклаза, мелкими округлыми зернами ортоклаза(?), меньше – кварцем, вулканическим стеклом, хлоритизированным темноцветным мин. Вулканическое стекло хлоритизировано (рис. 15). Развиваются крупные зерна (до 2 мм) вторичного эпидота (рис. 14).

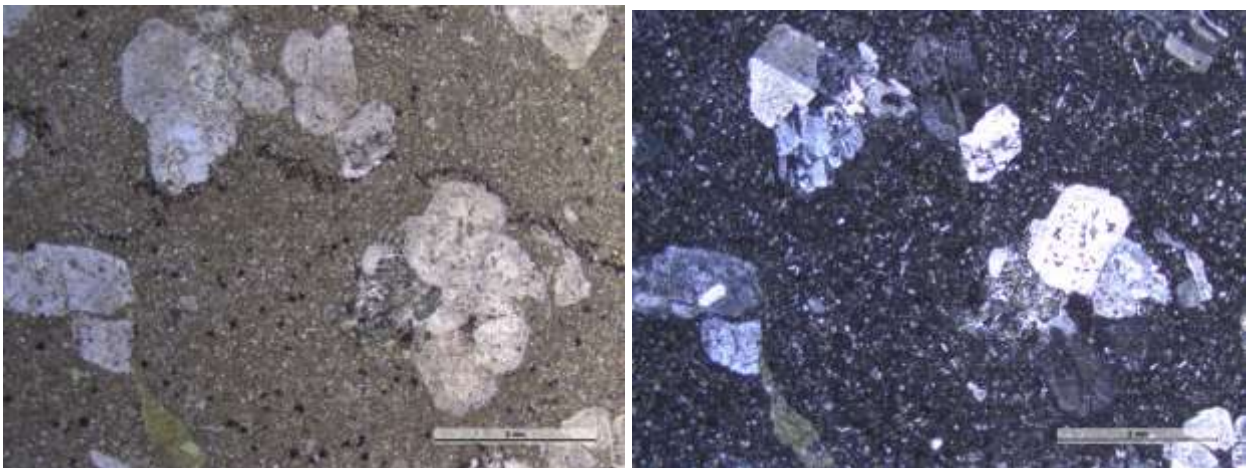
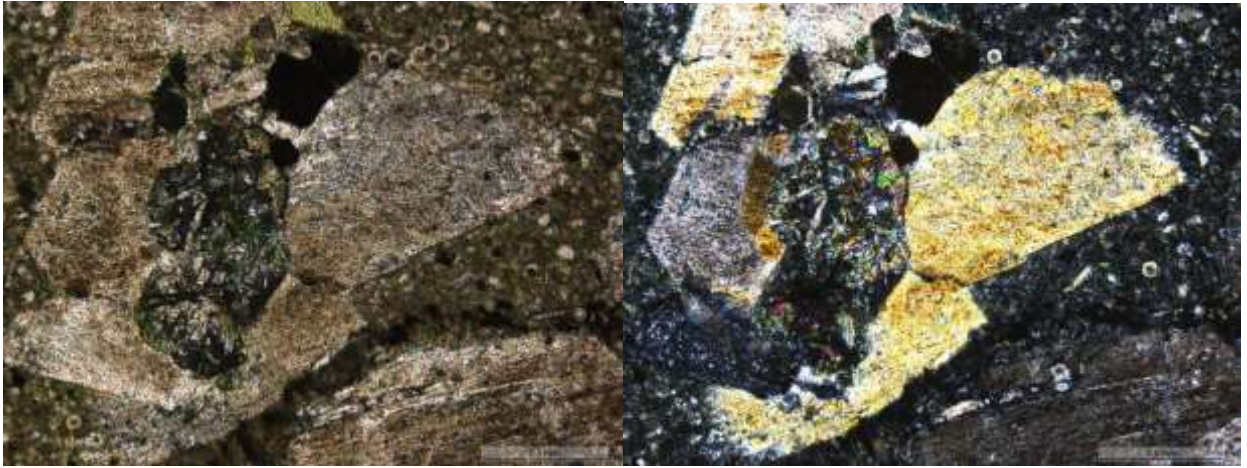
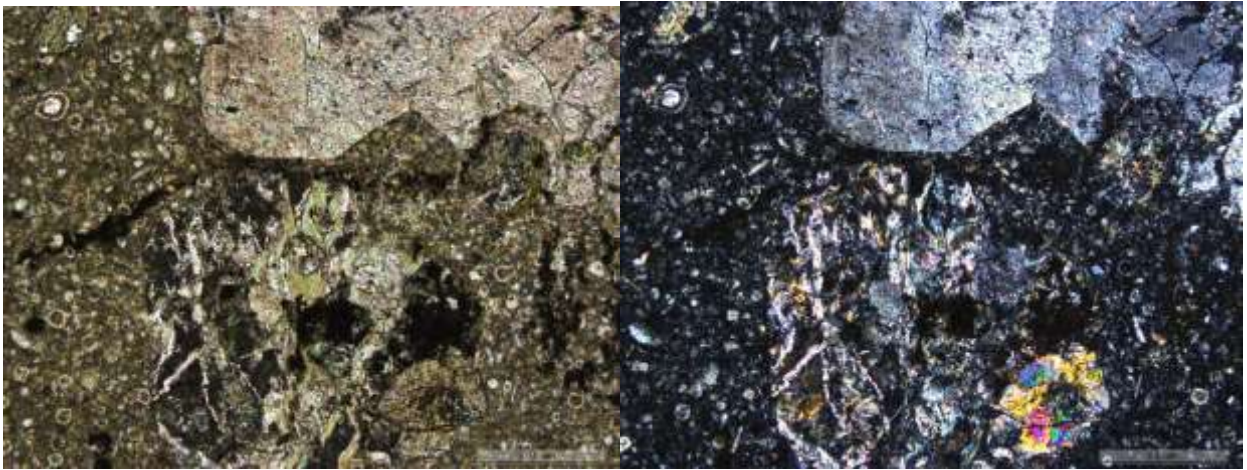


Рисунок 13. Шлиф 41_5_73,8_3 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Основная масса с порфировыми вкраплениями плагиоклаза



*Рисунок 14. Шлиф 41_5_73,8_1 (x5).
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Эпидот, в центре (зеленый)
амфиболитизированный пироксен (?)*



*Рисунок 15. Шлиф 41_5_73,8_3 (x5).
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Основная масса – хлоритизированное
вулканическое стекло*

Дацил миндалекаменный, порфировый интенсивно измененный 40_5_94,5

Порфировые вкрапления представлены пелитизированным, серицитизированным ортоклазом (рис. 16), альбитизированным, серицитизированным, иногда нацело эпидотизированным плагиоклазом (рис. 17). Основная масса микрофельзитовая, сложена прямоугольными микролитами кварца и ортоклаза, значительно замещена тонкозернистым хлоритом, серицитом, карбонатом, эпидотом.

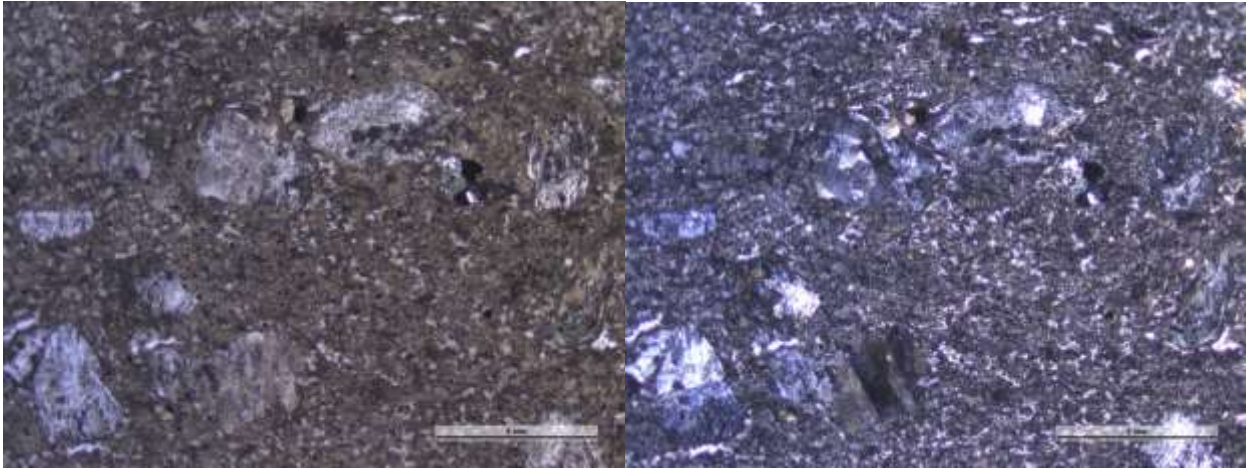


Рисунок 16. Шлиф 40_5_94,5_1 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Порфиновые включения ортоклаза

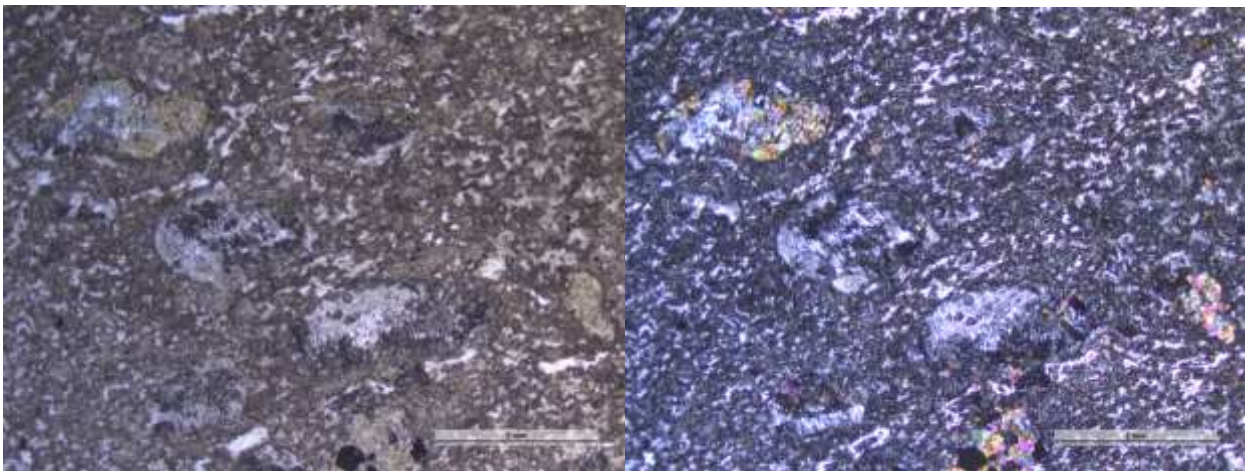
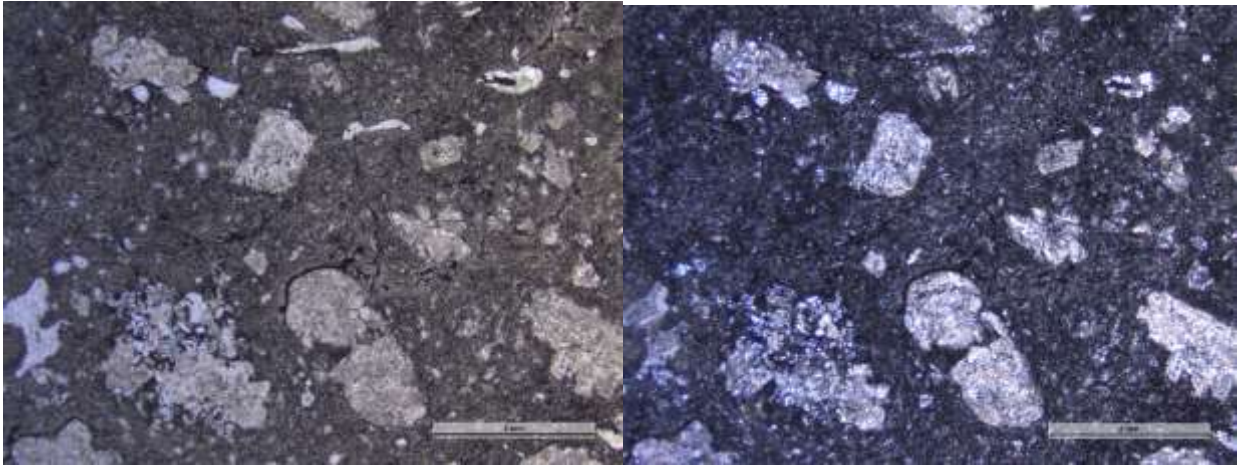


Рисунок 17. Шлиф 40_5_94,5_3 (x1.6).

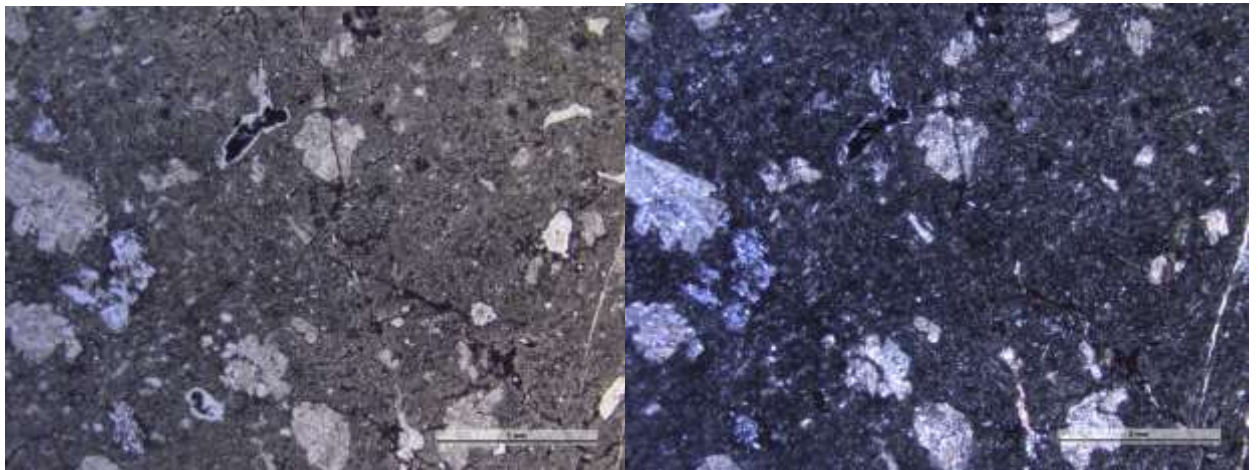
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Порфиновые включения плагиоклаза частично или полностью замещенного эпидотом

Андезидацит порфировый 27_12_511,3

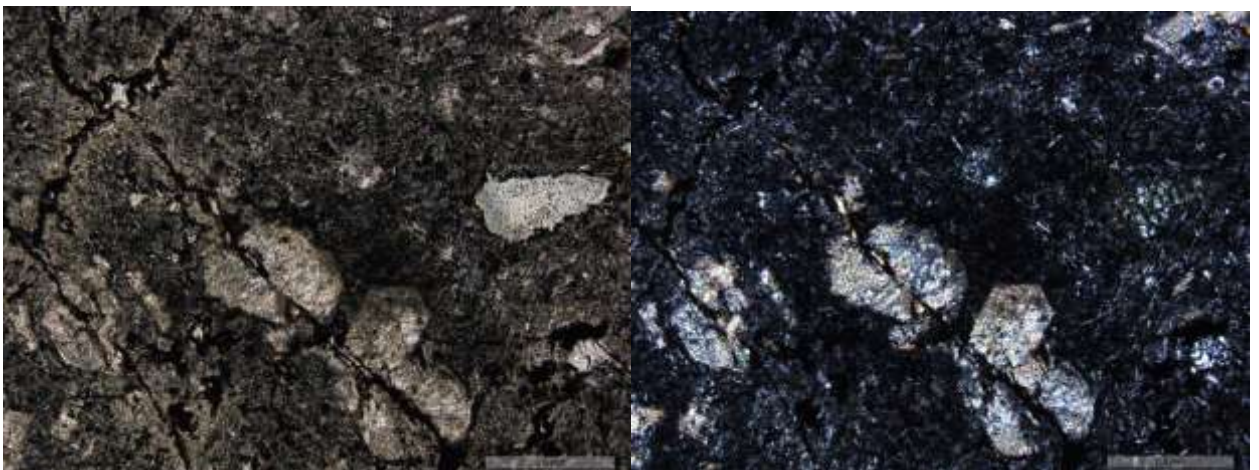
Порода имеет порфировую структуру, массивную текстуру. Порфиновые включения (15%) имеют размеры 2-5 мм, представлены карбонатизированным, серицитизированным плагиоклазом (*рис. 18*). Основная масса – микролитовая, гиалопилитовая, с микролитами плагиоклаза. Порода участками брекчирована, пронизана жилкой кальцита (*рис. 19*), трещины залечены гематитом (*рис. 20*).



*Рисунок 18. Шлиф 27_12_511,3_1 (x1.6).
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Порфиновые вкрапленники
карбонатизированного, серицитизированного плагиоклаза*



*Рисунок 19. Шлиф 27_12_511,3_2 (x1.6).
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Справа кальцитовая жилка*



*Рисунок 20. Шлиф 27_12_511,3_4 (x5).
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Трещина залеченная гематитом*

Андезидацит неоднородный порфировый измененный 31_12_460,2

Структура порфировая с микролитовой основной массой (рис. 21). Порфировые вкрапленники сложены нацело серицитизированным и эпидотизированным плагиоклазом (рис. 22). Основная масса – микролитовая, сложена вулканическим стеклом и микролитами плагиоклаза, пронизала линзами серицита (рис. 23), хлоритизирована, насыщена равномерной вкрапленностью рудного минерала.

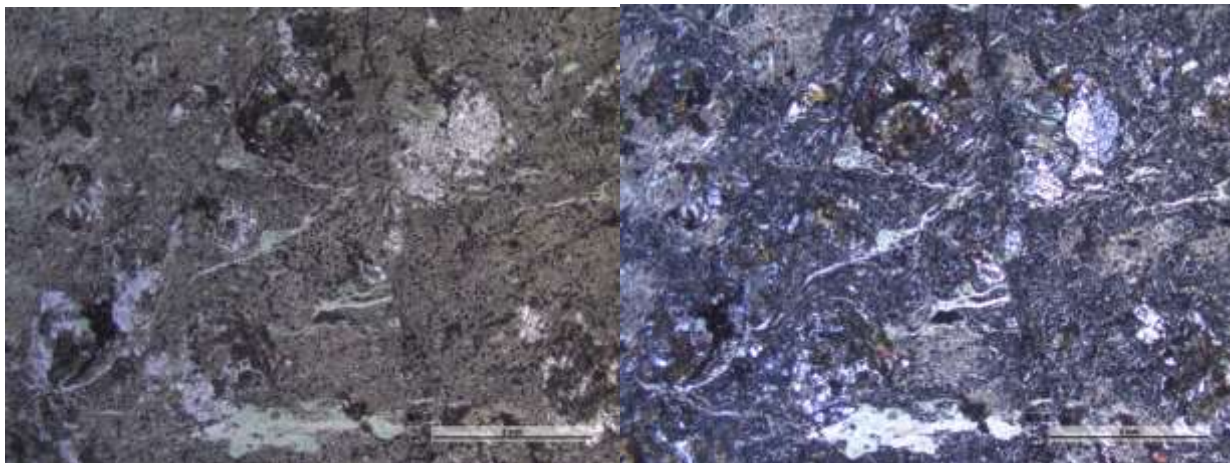


Рисунок 21. Шлиф 31_12_460,2_2 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Микролитовая основная масса

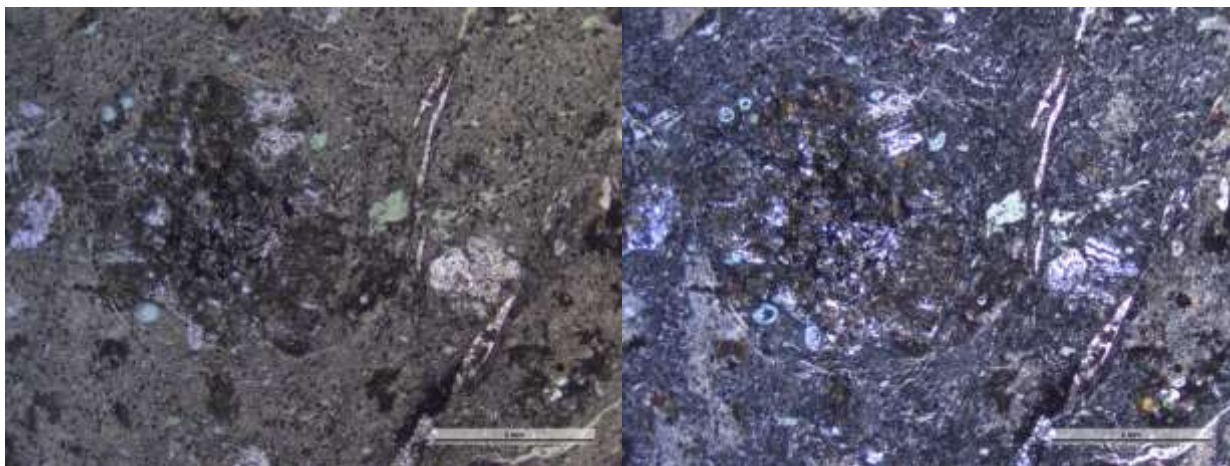


Рисунок 22. Шлиф 31_12_460,2_2 (x1.6).

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Серицитизированный плагиоклаз (центр), жилки и линза серицита (справа)

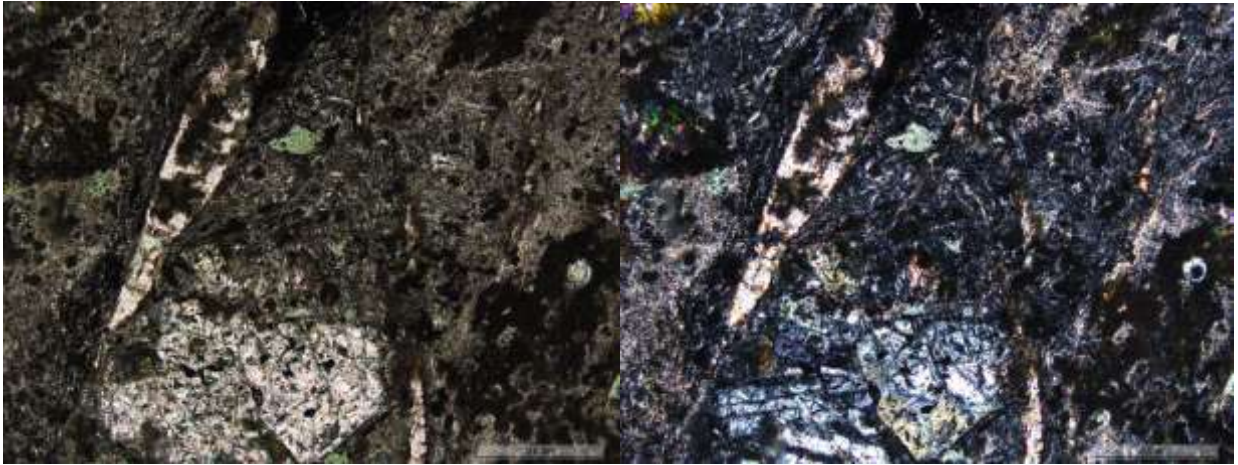


Рисунок 23. Шлиф 31_12_460,2_3 (x5).
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Линза серицита (слева),
 эпидотизированный плагиоклаз (снизу)

Граница риолита миндалекаменного и кластолавы риолит-дацитового состава
 29_12_541,5

В риолите – миндалины округлые, выполнены кальцитом, халцедоном (рис. 24, 25)
 Порфиновые включения – нацело серицитизированный плагиоклаз. Кластолава –
 обломки более основного состава (андезидациты?). Порода серицитизирована,
 хлоритизирована. (рис. 26)

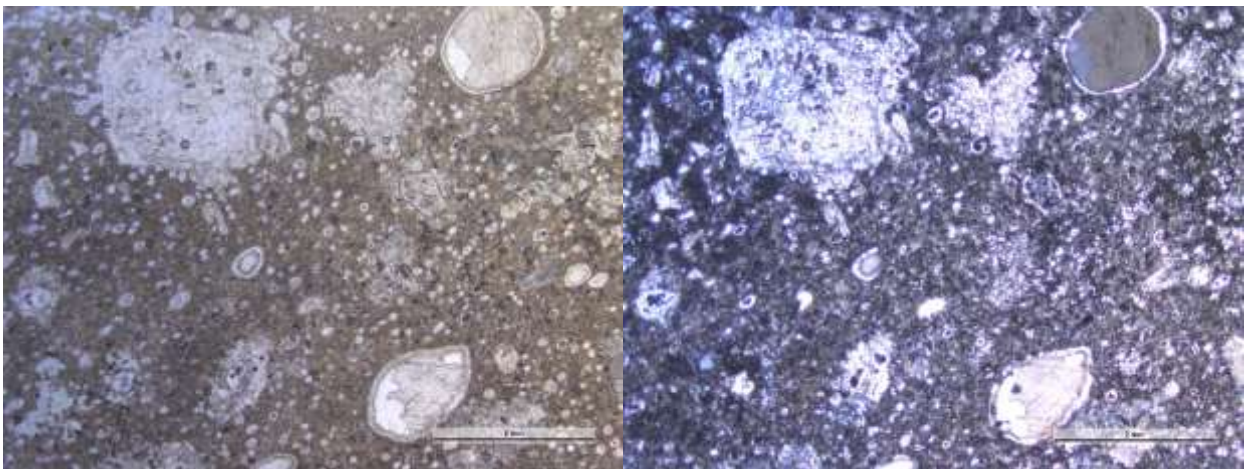


Рисунок 24. Шлиф 29_12_541,5_1 (x1.6).
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Миндалекаменный риолит

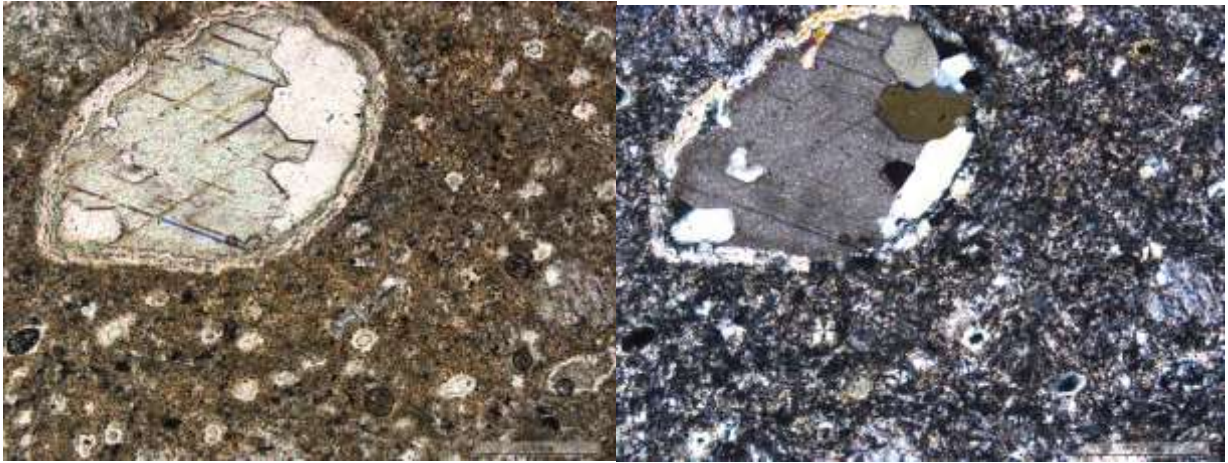


Рисунок 25. Шлиф 29_12_541,5_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Миндалины, выполненная кальцитом (зеленоватое слева; серое справа)

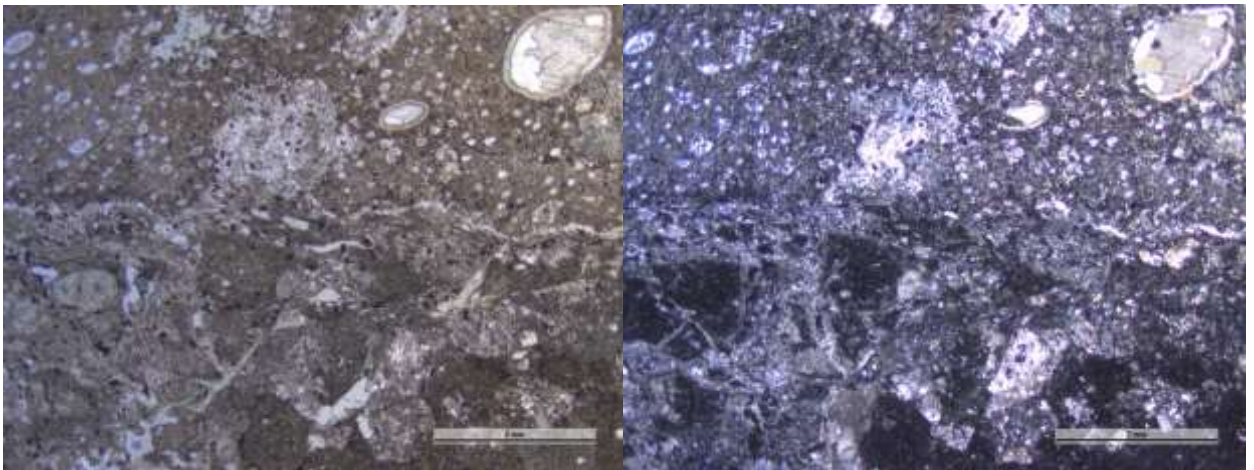


Рисунок 26. Шлиф 29_12_541,5_3 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Граница риолита (сверху) и кластолавы (снизу) наиболее хлоритизирована

Вулканокластические породы

Кластолавы

Кластолава среднеобломочная андези-дацитового состава 18_10_597,7

Порода состоит из расплавленных удлинённых обломков неправильной формы с микролитовой структурой, сложенных вулканическим стеклом и тонкими микролитами плагиоклаза (рис. 27). Размер обломков – 2-4 мм. В некоторых обломках заметно порфиновое строение и миндаликаменная текстура. Порфиновые включения представлены серицитизированным плагиоклазом. Обломки эпидотизированы, сцементированы тонкофельзитовым кварцевым материалом (рис. 28). Наблюдается обилие рудных зерен в кварцевом агрегате.

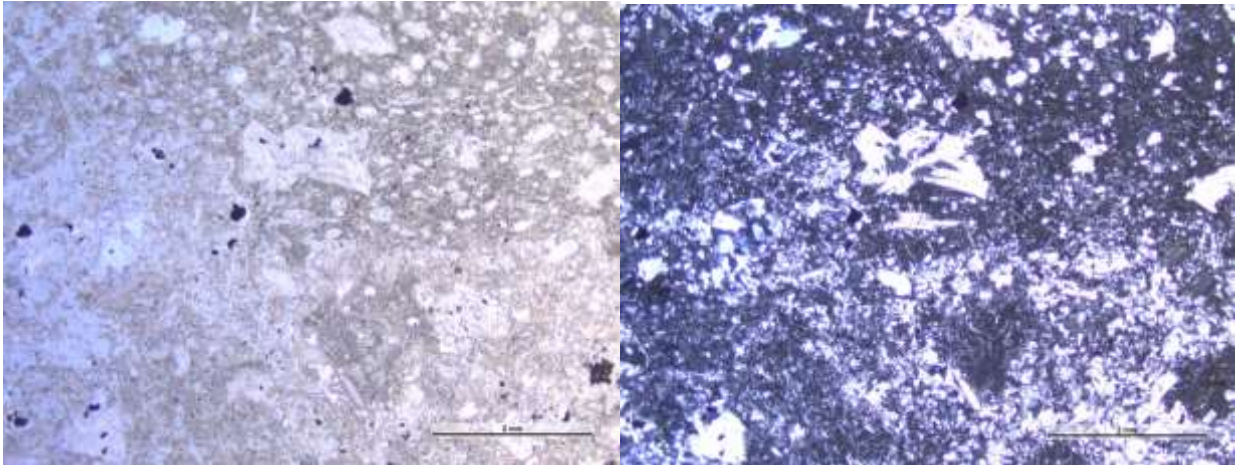


Рисунок 27. Шлиф 18_10_597,7_2 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Расплавленные удлиненные обломки, микролиты плагиоклаза (серо-черное в центре обломка)

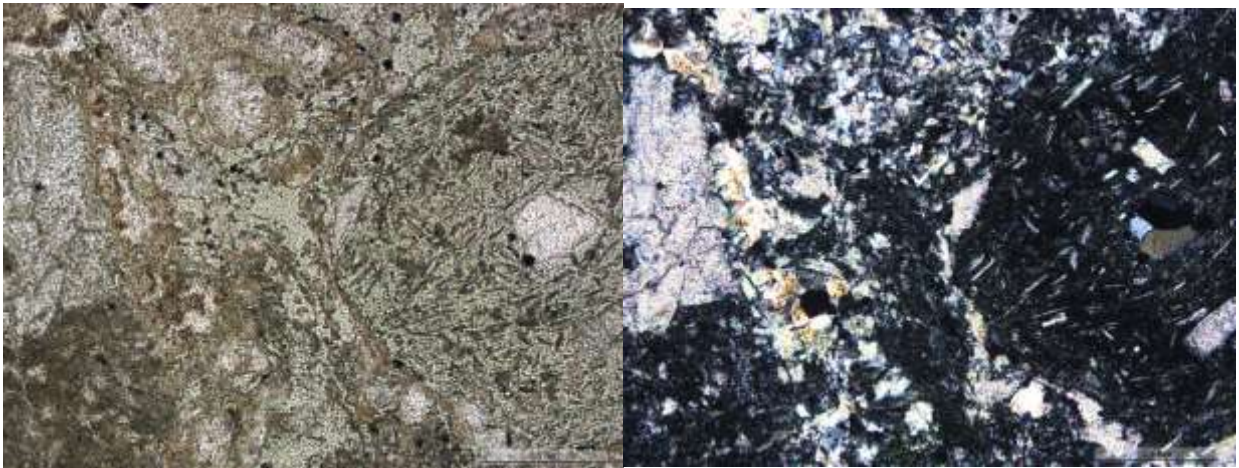


Рисунок 28. Шлиф 18_10_597,7_3 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Фрагмент обломка – сложенного тонкофельзитовым Q-материалом (правая часть фото), эпидотизирован (левая часть фото)

Кластолава среднебрекчиевая 3_10_617,5

Обломки – микролитовые мелкопорфировые дациты, цемент – микрофельзитовый риолитовый (рис. 29). Вулканическое стекло неоднородное - хлоритизировано, карбонатизировано, серицитизировано, содержит неравномерно распределенную тонкую рудную вкрапленность (рис. 30).

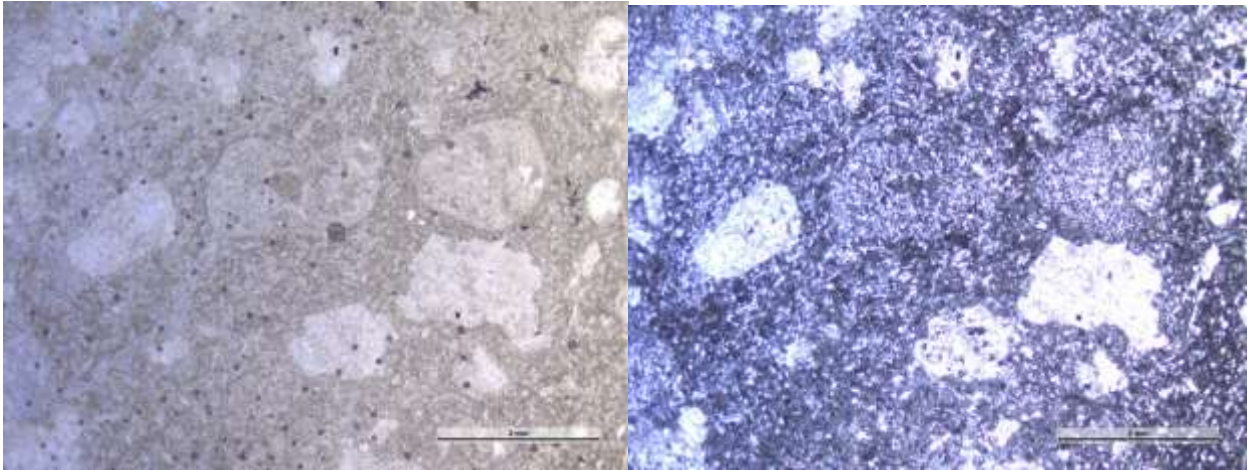


Рисунок 29. Шлиф 3_10_617,5_2 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Литокласты в микрофельзитовом риолите

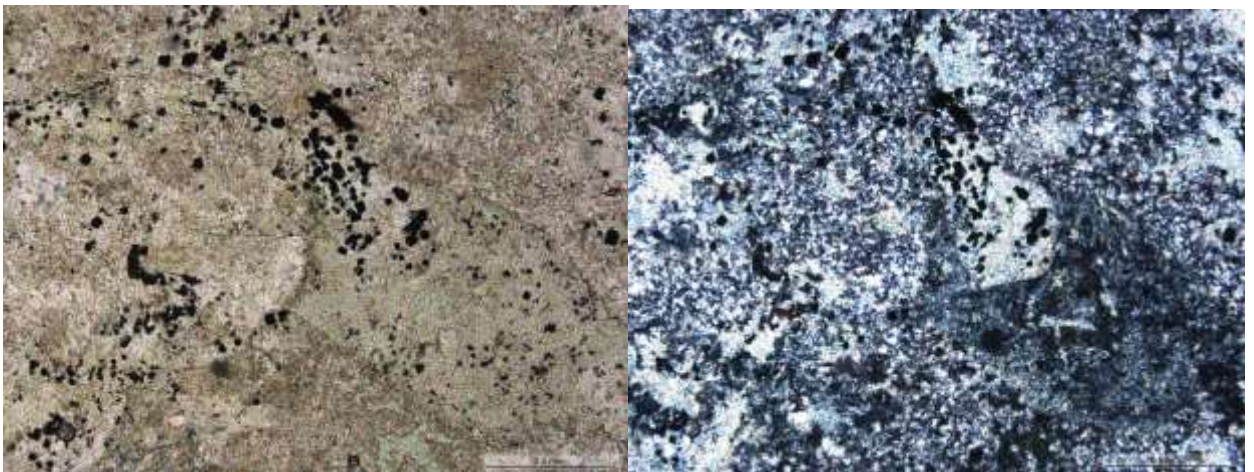


Рисунок 30. Шлиф 3_10_617,5_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Тонкая рудная вкрапленность в хлоритизированных гиалокластитах

Кластолава эпидотизированная дацит-риолитового состава 13_10_410,8

Кластолава по крупности фрагментов - псефитовой размерности (рис. 31). Обломки – микролитовые мелкопорфировые дациты, цемент – микрофельзитовый риолитовый. Обломки почти нацело замещены тонкозернистым эпидотом, хлоритом (рис. 32, 33). Риолитовый цемент неоднородный, миндаликаменный, серицитизированный, окварцованный.

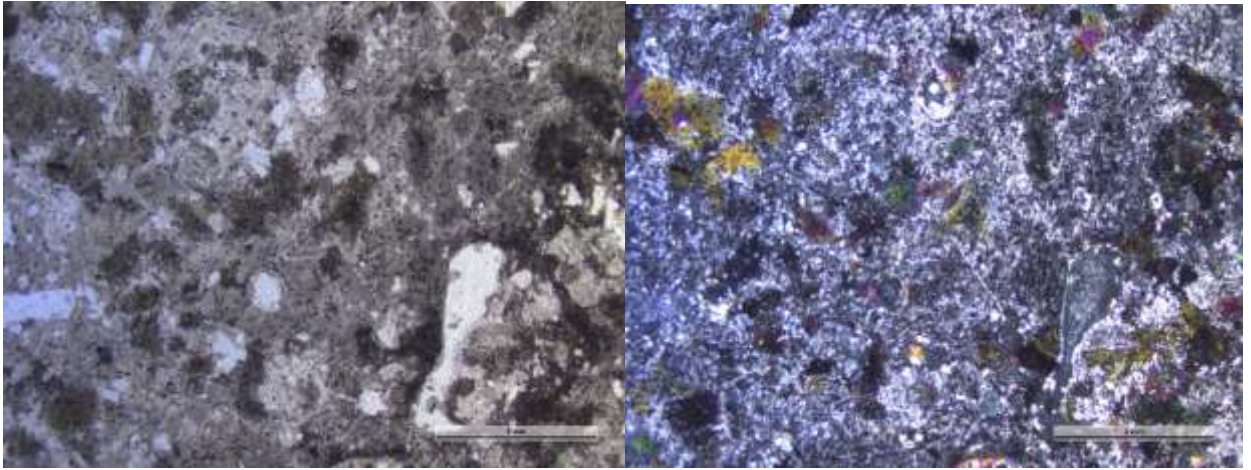


Рисунок 31. Шлиф 13_10_410,8_1 (x1.6)
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Кластолава. Обломки псефитовой (менее 5 мм) размерности

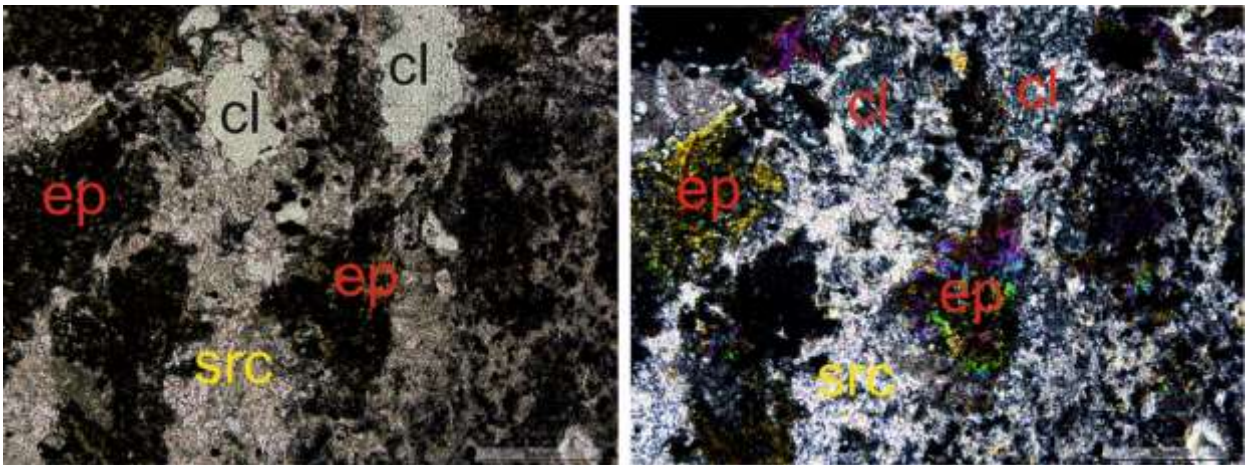


Рисунок 32. Шлиф 13_10_410,8_1 (x5)
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Развитие серицита (src), хлорита (cl) и эпидота (ep)

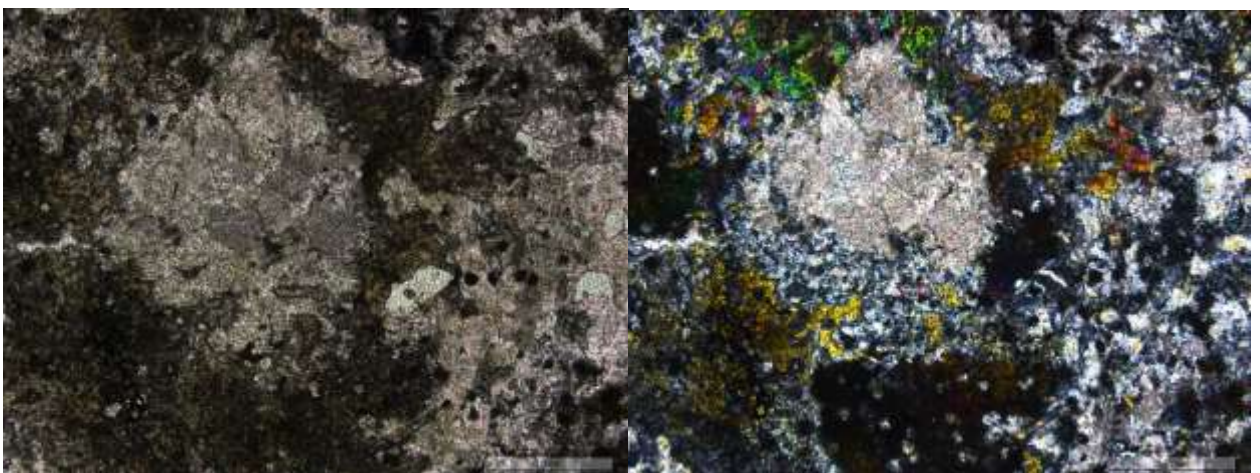


Рисунок 33. Шлиф 13_10_410,8_3 (x5).
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Развитие серицита, хлорита и эпидота по обломкам

Средне-мелкобрекчиевая кластолава андези-дацитового? состава серицитизированная 34_12_462,3

Порода состоит из расплавленных обломков неправильной формы миндалекаменного андезита размером от 3 мм до 2 см. Основная масса обломков имеет размеры 2-6 мм и значительно карбонатизирована, серицитизирована и эпидотизирована (рис. 34). В крупных наименее измененных обломках отмечается миндалекаменная текстура, порфировая структура с андезитовой основной массой, сложенной вулканическим стеклом и однонаправленными микролитами плагиоклаза, тонкой рудной вкрапленностью. По вулканическому стеклу развиваются хлорит, эпидот (рис. 35). Порфировые вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом. Миндалины округлые, выполнены хлоритом (рис. 36).

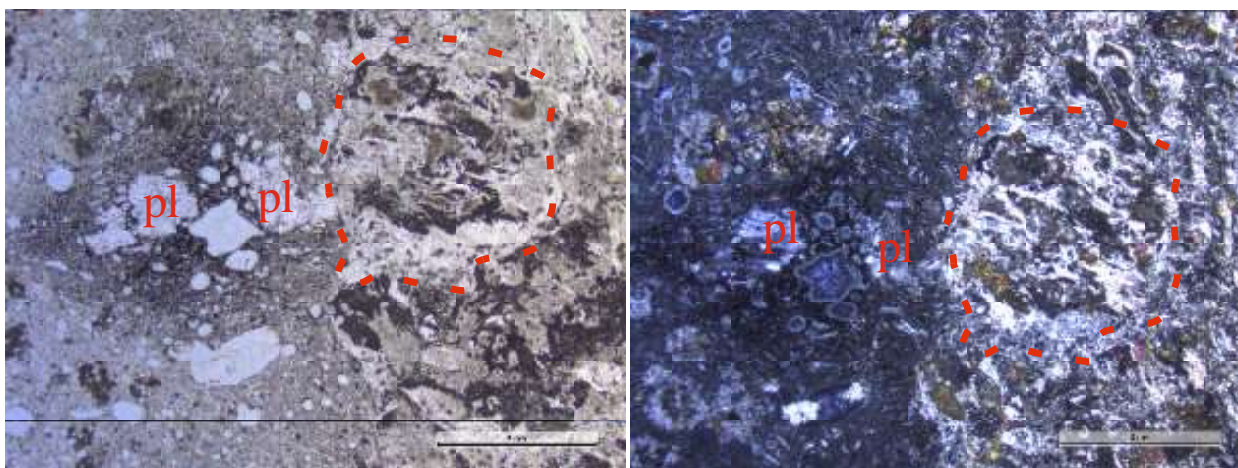


Рисунок 34. Шлиф 34_12_462,3_1 (x1.6)
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупные обломки плагиоклаза (1,5 мм), расплавленный обломок

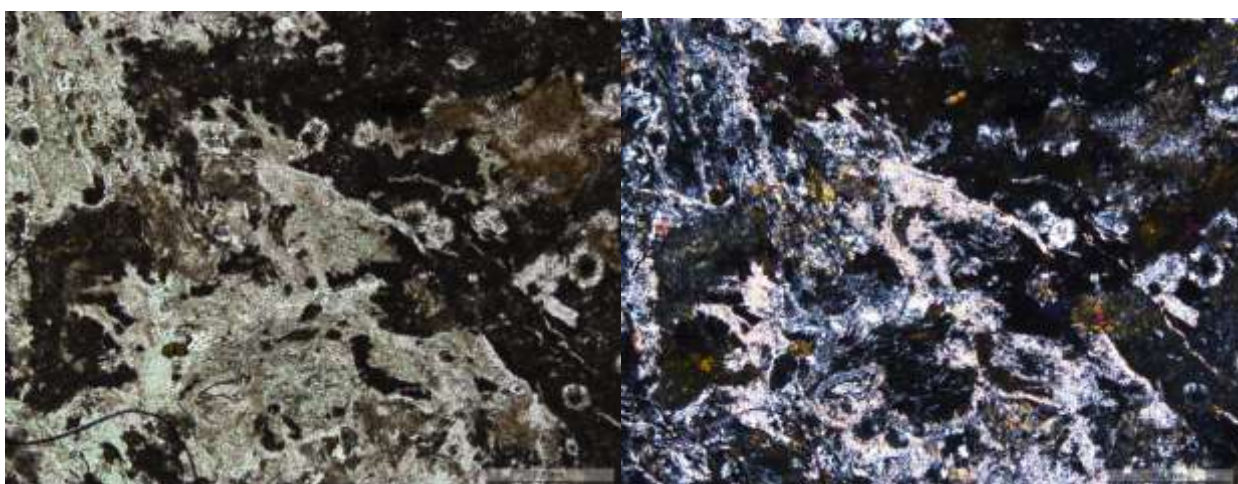


Рисунок 35. Шлиф 34_12_462,3_1 (x5)
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Развитие по вулканическому стеклу хлорита, эпидота, серицита

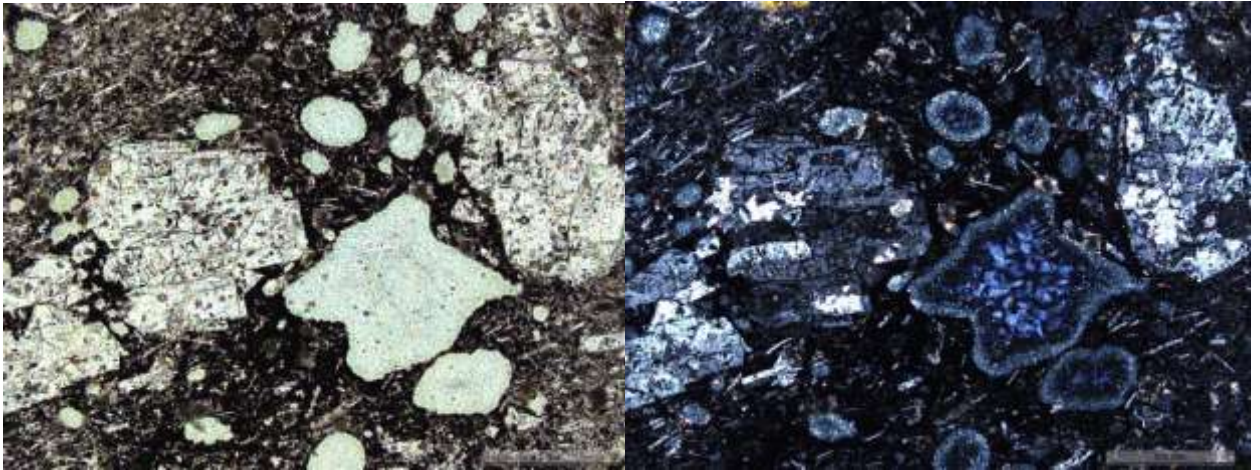


Рисунок 36. Шлиф 34_12_462,3_2 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Округлые миндалины, заполненные хлоритом (зеленое – слева, зеленовато-синее – справа)

Кластолава андези-дацитового состава? 12_10_408,3

Порода представлена миндалекаменными, порфировыми обломками андезидацита с микролитовой основной массой (рис. 37), сцементированными риолитовым? микрофельзитовым кварц-полевошпатовым значительно серицитизированным (рис. 38), карбонатизированным веществом. Андезидациты эпидотизированы, порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, миндалины выполнены хлоритом, кварцем, халцедоном.

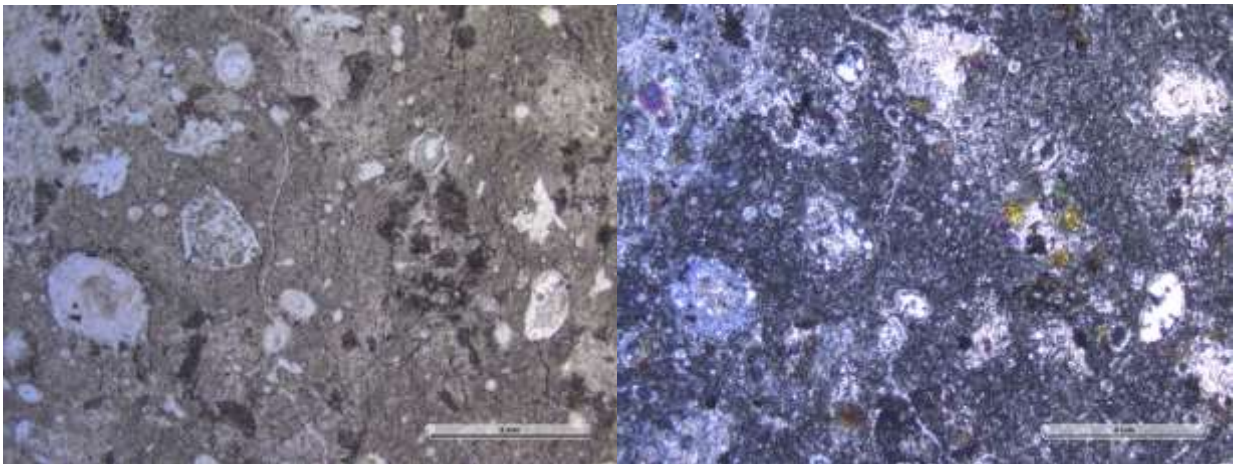


Рисунок 37. Шлиф 12_10_408,3_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломки андезидацита(?) (желтое на правом фото), округлые миндалины, выполненные хлоритом, кварцем

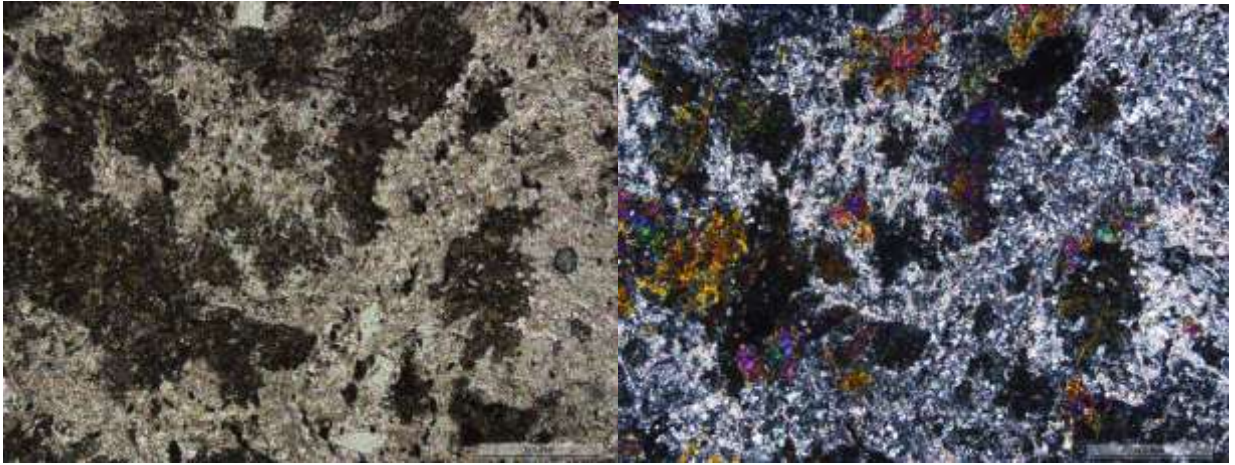


Рисунок 38. Шлиф 12_10_408,3_3 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Скопления мелкозернистого эпидота и тонкочешуйчатого серицита, развивающихся по вулканическому стеклу

Среднебрекчиевая кластолава андези-дацитового? состава значительно измененная 32_12_461,8

Тоже что и шлиф 34. Порода состоит из расплавленных обломков неправильной и линзовидной формы миндалекаменного андезидацита размером от 3 мм до 2 см (рис. 39). Основная масса обломков имеет размеры 2-6 мм и значительно карбонатизирована, серицитизирована и эпидотизированна (рис. 40). В крупных наименее измененных обломках отмечается миндалекаменная текстура, порфировая структура с андезитовой основной массой, сложенной вулканическим стеклом, однонаправленными микролитами плагиоклаза, тонкой рудной вкрапленностью, вторичным хлоритом, эпидотом, развивающимся по основной массе. Порфировые вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом. Миндалины округлые, выполнены хлоритом. Цемент – серицитизированный, хлоритизированный, микрофельзитовый.

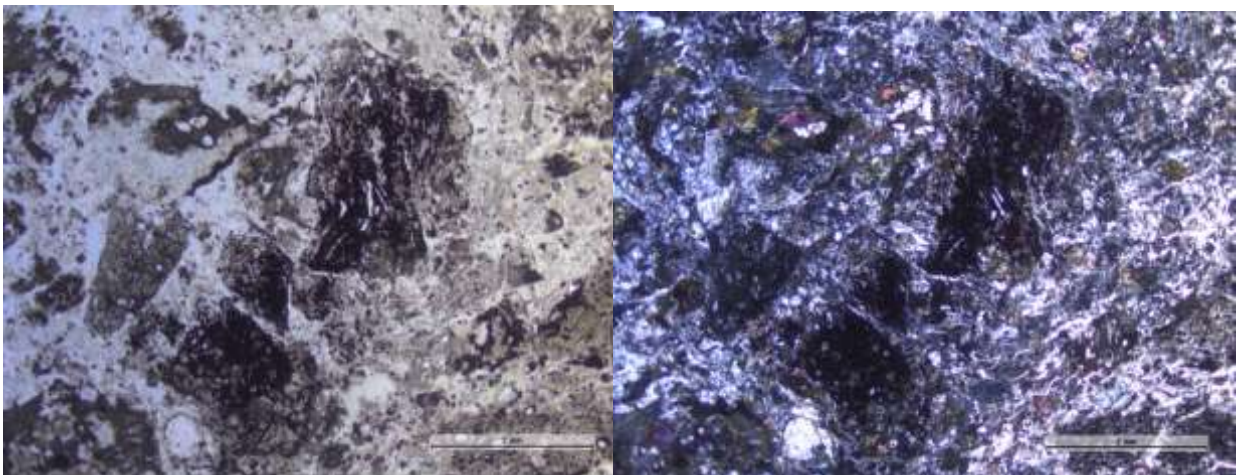


Рисунок 39. Шлиф 32_12_461,8_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Расплавленные обломки андезидацита, частично замещенные эпидотом

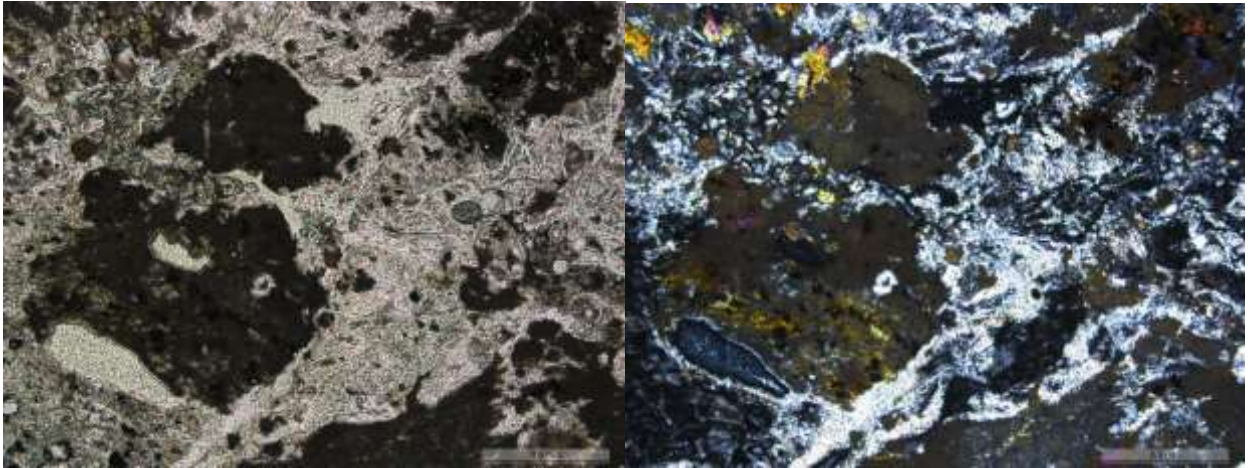


Рисунок 40. Шлиф 32_12_461,8_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломок андезидацита замещенный эпидотом

Рассланцованная серицитизированная кластолава 30_12_459,4

Порода линзовидно-трещиноватая, по трещинам развивается серицит (рис. 41). Состоит из обломков неправильной и линзовидной формы размерами от 3 мм до 2 см. Основная масса обломков значительно карбонатизирована, серицитизирована и эпидотизированна (рис. 42). Цемент – вулканогенный, также значительно метасоматизированный.

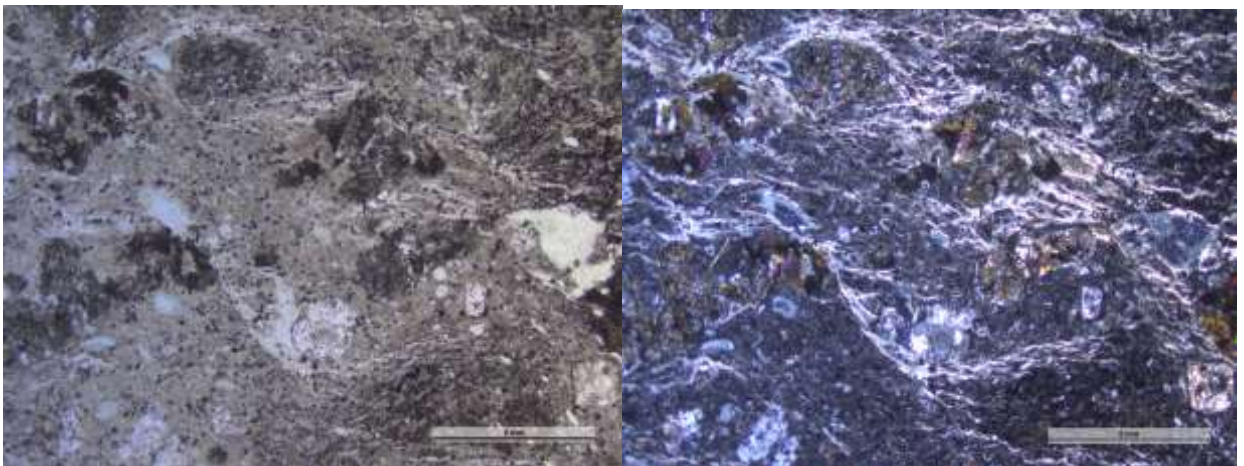


Рисунок 41. Шлиф 30_12_459,4_2 (x 1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Развитие серицита по трещинам

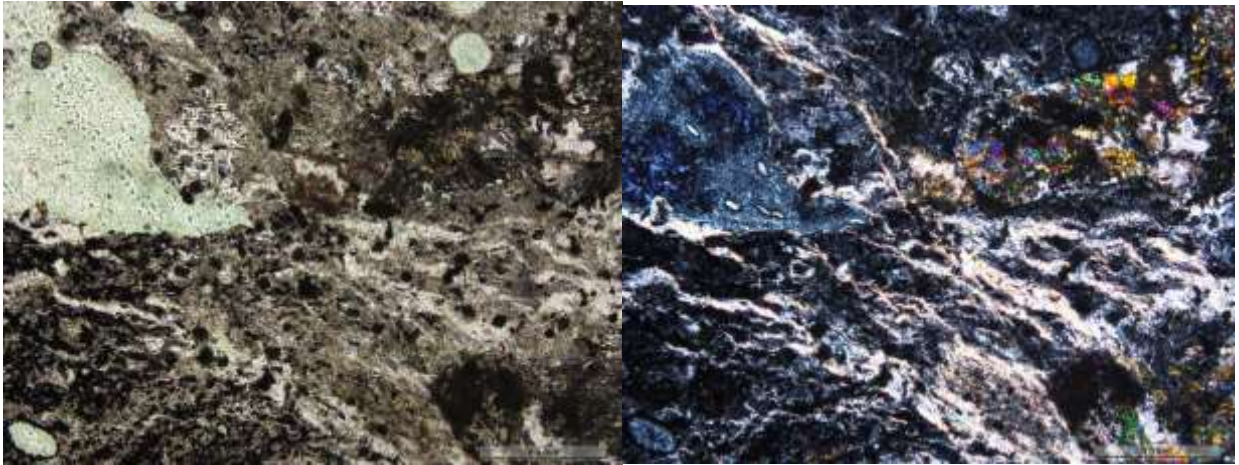


Рисунок 42. Шлиф 30_12_459,4_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Фрагмент обломка, замещенный хлоритом (слева); эпидотизация («базарные» цвета); серицит, карбонат по трещинам

Кластолава метасоматизированная 33_12_462

Обломки – микролитовые мелко порфировые, мелко миндалекаменные предположительно дацитового состава (рис. 43), цемент – стекловатый, микроминдалекаменный того же состава. Обломки замещены тонкозернистым карбонатом, эпидотом, хлоритом (рис. 44). Цемент – значительно метасоматизированное вулканическое стекло (хлоритизация, серицитизация, карбонатизация).

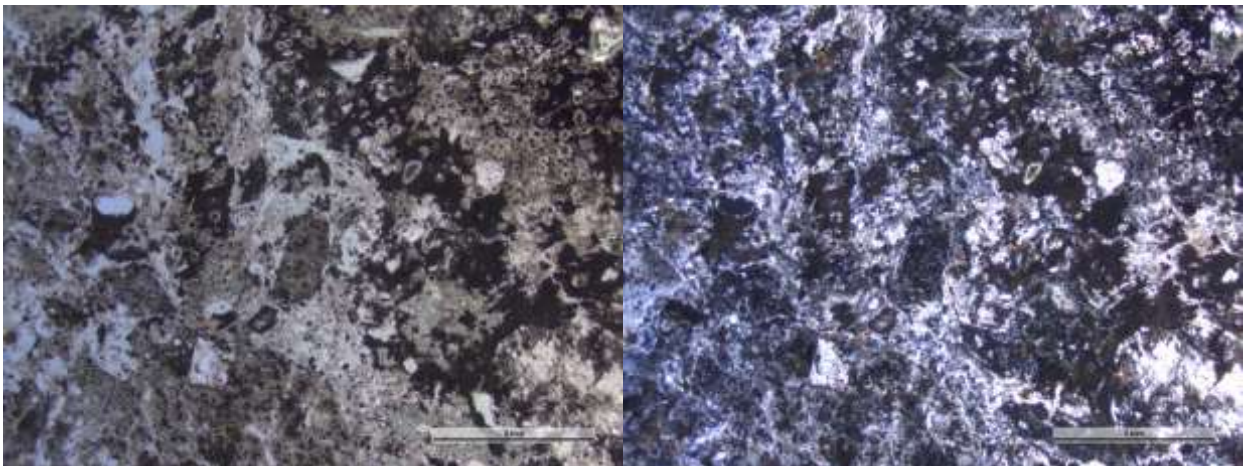


Рисунок 43. Шлиф 33_12_462_2 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломки неправильной формы (до 0.5 мм) в микроминдалекаменном цементе

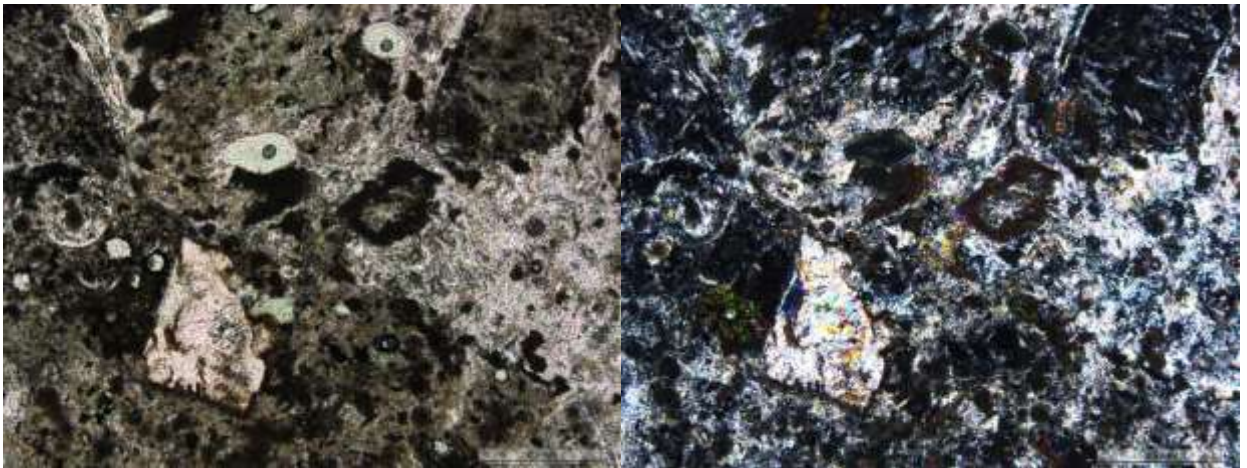


Рисунок 44. Шлиф 33_12_462_3 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломок, замещенный хлоритом

Кластолава мелкообломочная риолитового состава 38_5_269,4

Порода состоит из расплавленных плохо различимых обломков неправильной формы с микрофельзитовой структурой, сложенные кварц-полевошпатовым т/з материалом (рис. 45). Размер обломков – 2-4 мм. В некоторых обломках заметно порфировое строение. Порфировые вкрапленники представлены кварцем. Обломки эпидотизированы, хлоритизированы (рис. 46). Цементирующая масса микролитовой структуры имеет сходный с обломками состав.

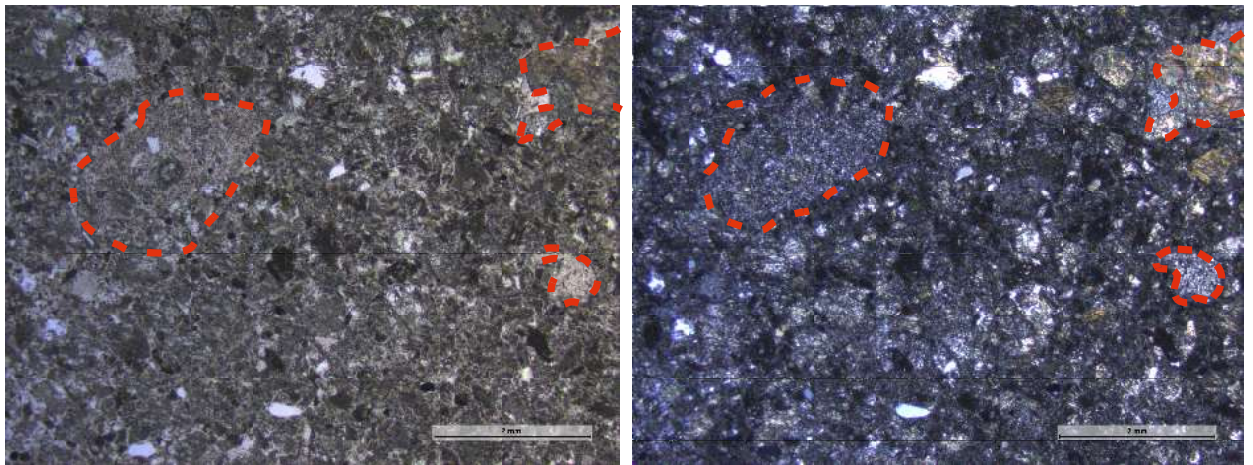


Рисунок 45. Шлиф 38_5_269,4_2 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Расплавленные обломки различного размера (до 3 мм)

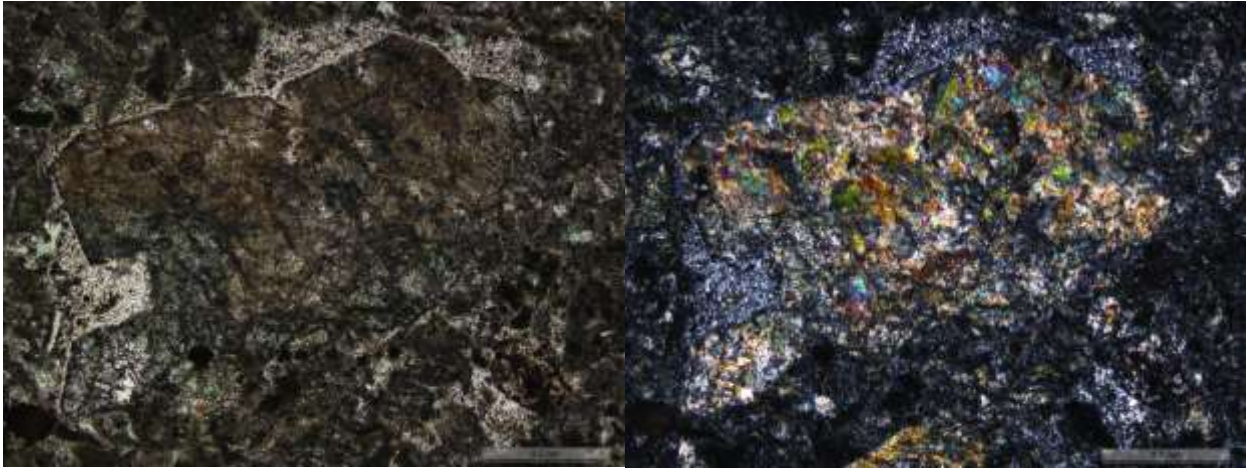


Рисунок 46. Шлиф 38_5_269,4_2 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Эпидотизированный обломок

Лавокластиты

Брекчированный гематитизированный лавокластит? андези-дацитового состава 28_12_513

Порода брекчирована, обломки остроугольные, трещины залечены гематитом, хлоритом, кварцем (*рис. 47*). Обломки – андезит-дацитового состава, миндалекаменные, порфиновые, значительно серицитизированные (*рис. 48*), хлоритизированные, карбонатизированные. Цемент гематитово-слюдисто-вулканогенного состава?

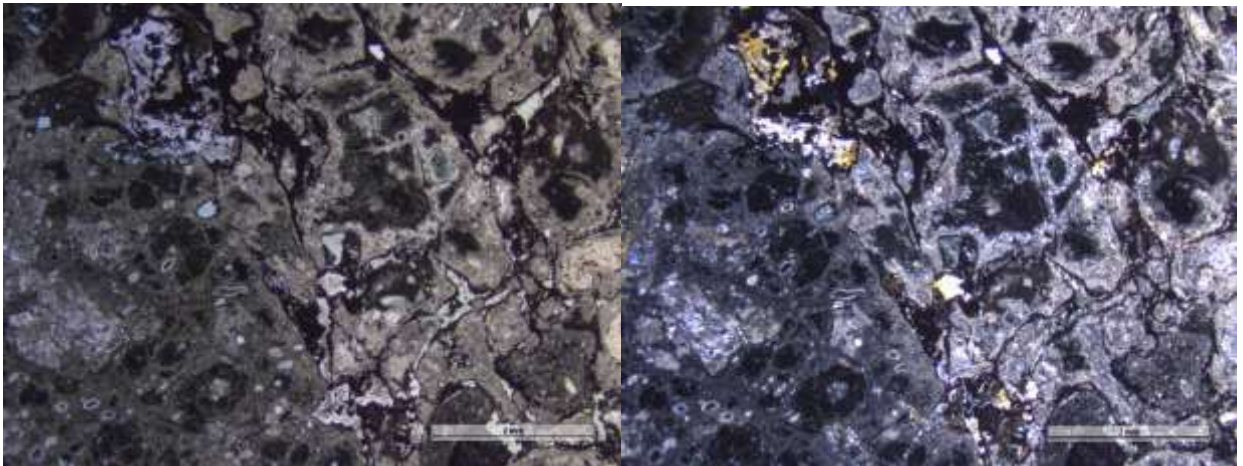


Рисунок 47. Шлиф 28_12_513_2 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Остроугольные обломки, по трещинам гематит, хлорит

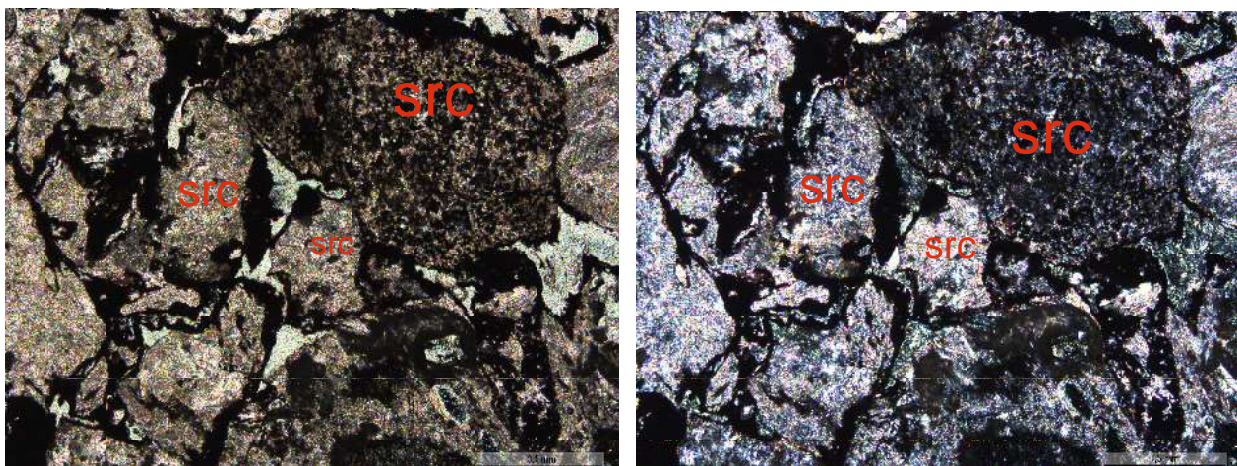


Рисунок 48. Шлиф 28_12_513_3 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломки, замещенные серицитом

Туфы

Туф риолитового состава с редкими остроугольными обломками 17_10_491,5

Основная масса породы – хлоритизированный мелкопорфировый риолит с микрофельзитовой неоднородной девитрофицированной основной массой, кварц-полевошпатового состава с миндалинами, выполненными кварцем и порфировыми вкрапленниками кварца различного размера – от 1 мм до 3 мм (рис. 49). В микрофельзитовой основной массе наблюдаются ликтокласты – редкие, серицитизированные алевролиты и серицитизированное вулканическое стекло (рис. 50). Порода пересечена кварцевыми жилками. В миндалинах, в кварцевых жилках, реже – в основной массе риолита наблюдается неравномерные скопления рудного минерала (рис. 51, 52).

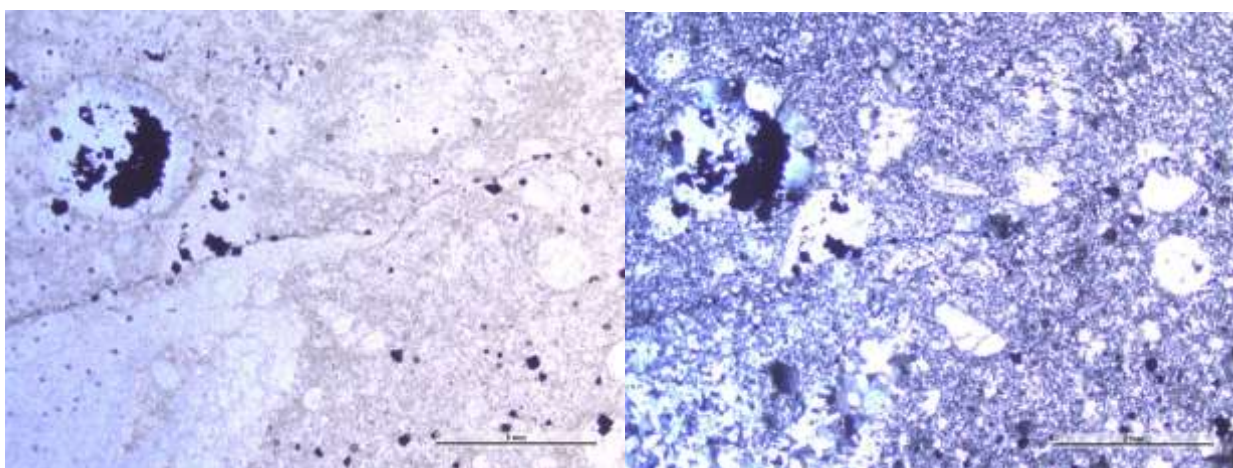


Рисунок 49. Шлиф 17_10_491,5_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Основная масса риолит. Миндалины, заполненная кварцем и рудным минералом

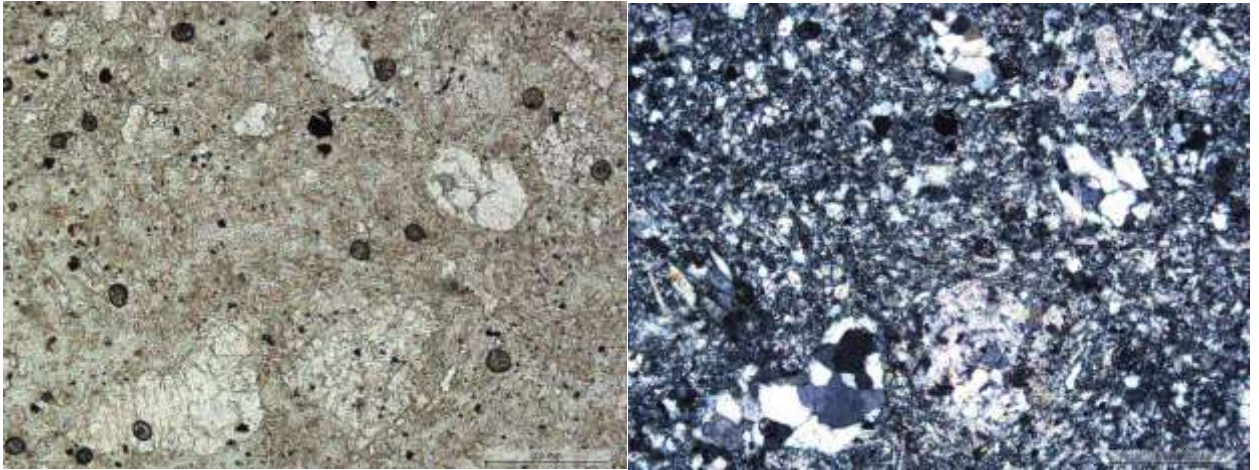


Рисунок 50. Шлиф 17_10_491,5_3 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Вулканическое стекло хлоритизировано.

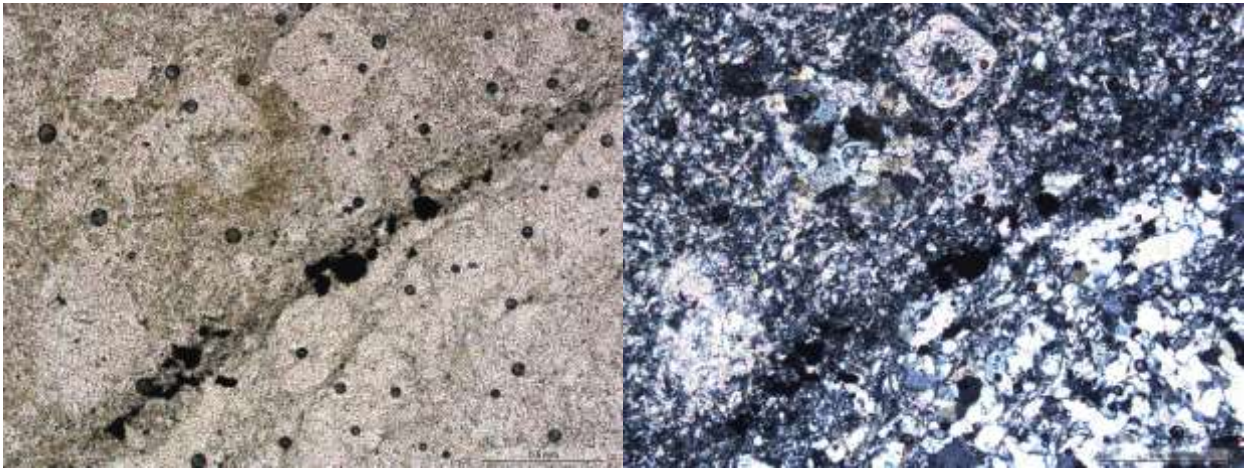


Рисунок 51. Шлиф 17_10_491,5_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Кварцевая жилка (в центре) с рудным минералом

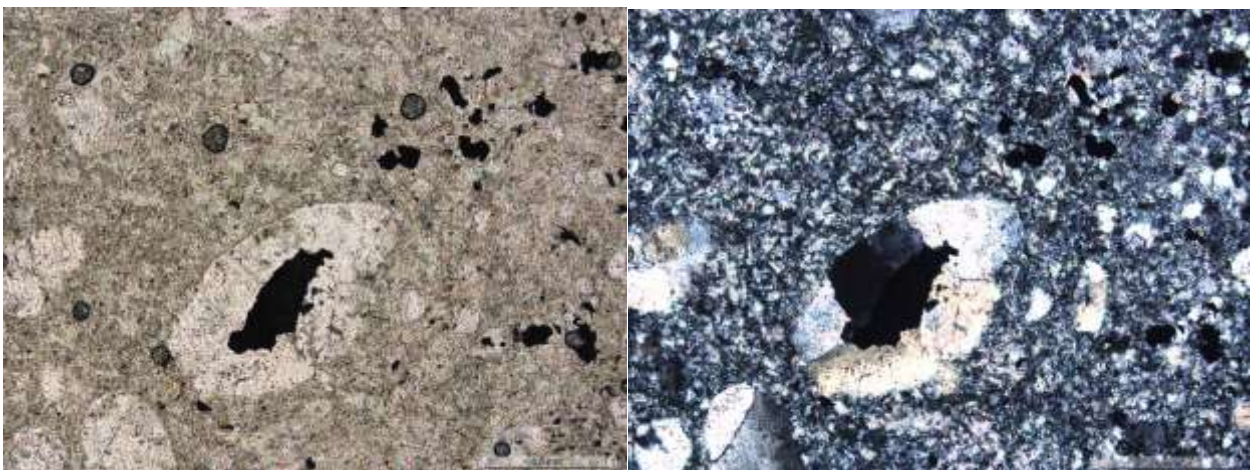


Рисунок 52. Шлиф 17_10_491,5_4 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Кварцевая миндалина с рудным минералом

Туф кристалло-витро-литокластический? карбонатизированный, окварцованный, хлоритизированный риолитового состава 14_10_487

(без покр. стек)

Текстура пятнистая, неоднородная, структура кристалло-витро-литокластическая алевролитовой размерности (рис. 53). Основная масса – неравномернoзернистая, риолитового кварц-полевошпатового состава, микрофельзитовой структуры (рис. 54), с областями более крупнозернистой и раскристаллизованной структуры неправильной трещиноватой формы. В основной массе наблюдается обилие неравномерно распределенных рудных зерен. Порода карбонатизирована, хлоритизирована.

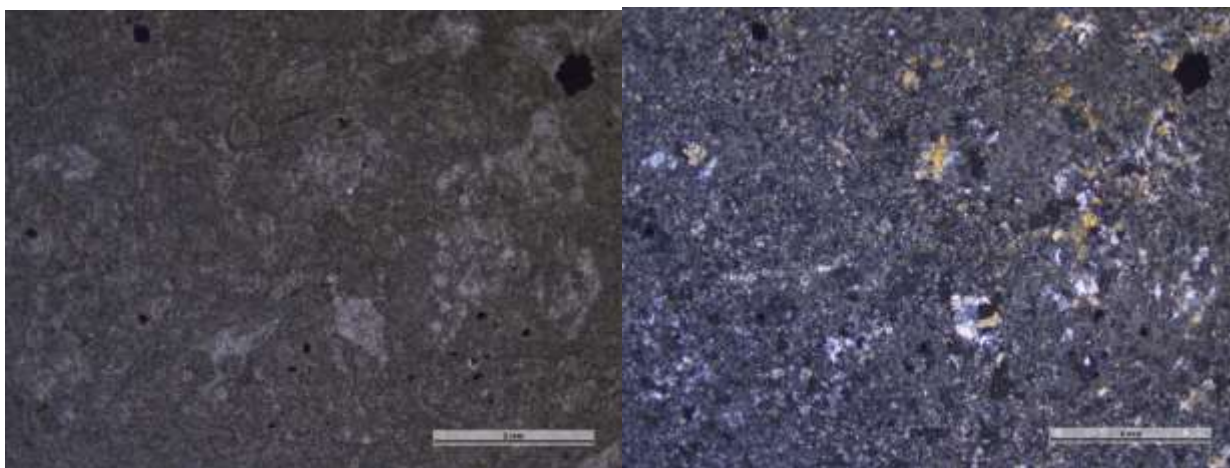


Рисунок 53. Шлиф 14_10_487_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Пятнистая текстура. Область с более раскристаллизованной структурой (справа)



Рисунок 54. Шлиф 14_10_487_3 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Основная микрофельзитовая масса

Витро-литокластический туф андези-дацитового состава? с редкими обломками, трещиноватый, серицитизированный 9_10_421,5

Текстура пятнистая, обусловлена участками-пятнами неизменного и серицитизированного дацита (рис. 55), трещиноватая, на неизменных участках просматривается перлитовая и миндалекаменная текстура. Обломки – редкие, представлены вулканическими породами кислого-среднего состава, измененными кварцевыми песчаниками. Крупные и некоторые мелкие трещины выполнены кальцитом (рис. 56). По мелким трещинам развивается м/з кварцевый агрегат, серицит, хлорит, по отдельным – гематит (рис. 57). Округлые мелкие (0,5 мм) миндалины выполнены кварцем, серицитом, кальцитом, халцедоном. Основная масса имеет порфировую структуру со стекловатой микролитовой основной массой. Порфиновые вкрапленники – плагиоклаз и неопределимые псевдоморфозы, выполненные хлоритом.

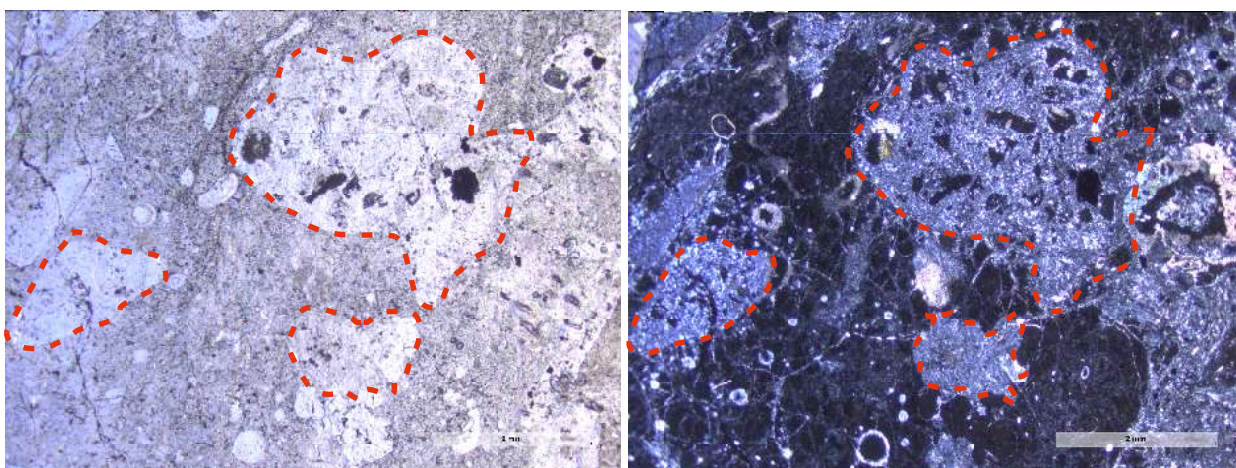


Рисунок 55. Шлиф 9_10_421,5_2 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Пятна серицитизированного дацита

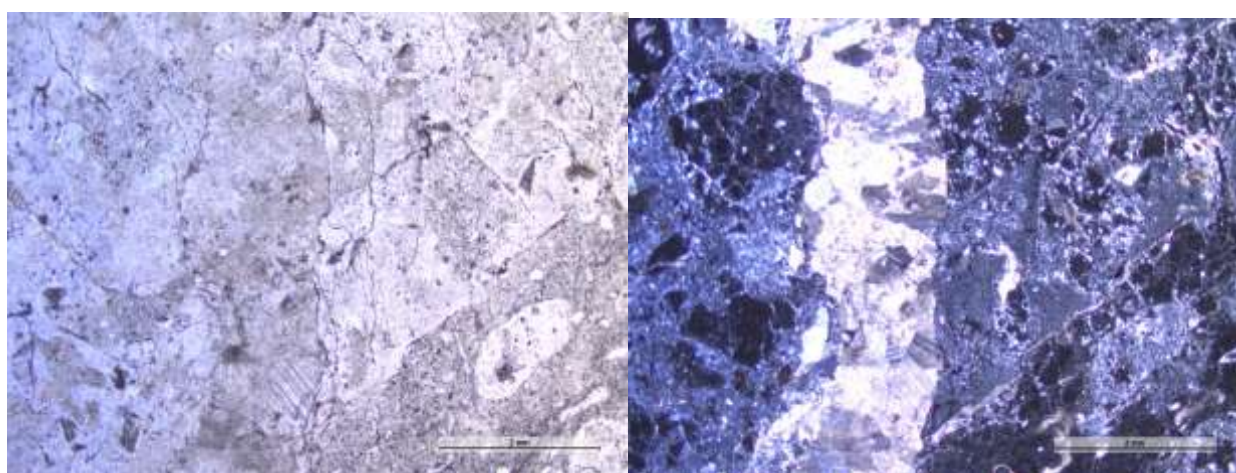


Рисунок 56. Шлиф 9_10_421,5_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупная трещина, выполненная кальцитом

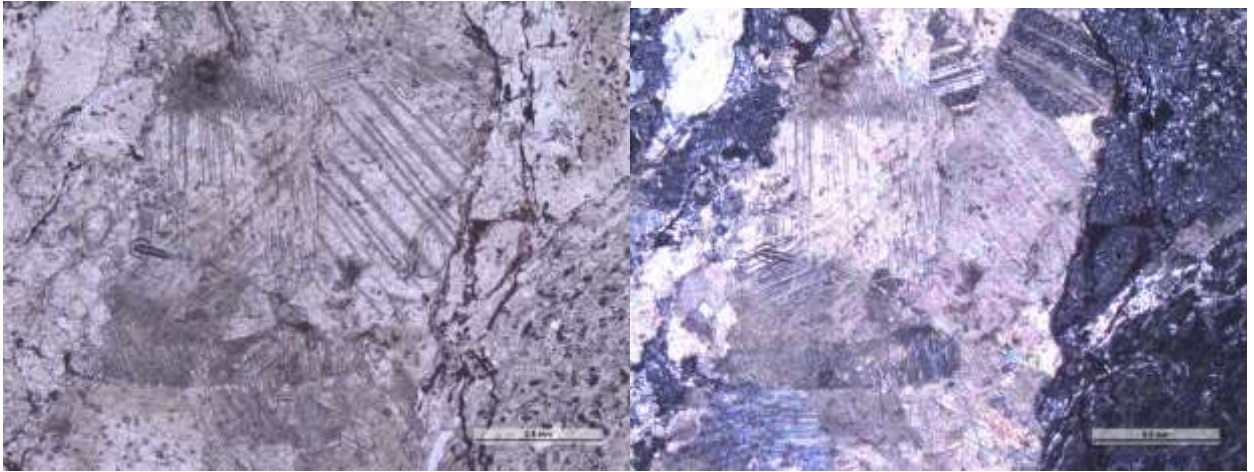


Рисунок 57. Шлиф 9_10_421,5_2 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Прожилки выполнены кальцитом, слева - мелкие трещины, заполненные гематитом.

Туф кристалло-витро-литокластический? карбонатизированный, окварцованный, хлоритизированный 35_12_68,1

Текстура слоистая, структура аргиллитовой, алевролитовой размерности (рис. 58). Обломки значительно карбонатизированы. Состав, кроме обломков кварца определить невозможно. Цемент туфогенный, алевритовой размерности, хлоритизированный, карбонатизированный.

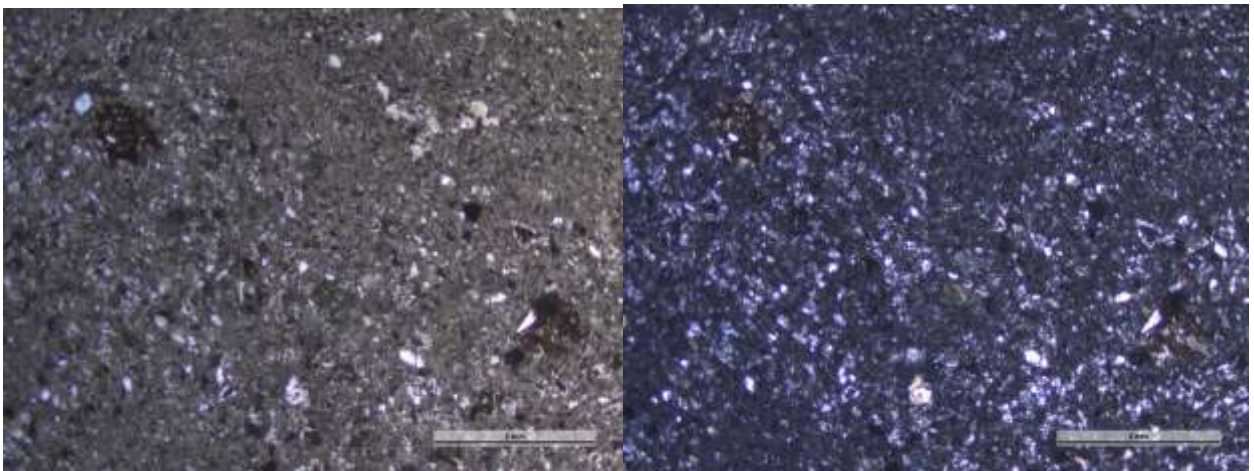


Рисунок 58. Шлиф 35_12_68,1_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Аргиллитовая, алевролитовая структура

Туф кристалло-литокластический алевролитовой размерности эпидотизированный 36_12_70,1

Реликты обломков вулканитов и других пород слабо различимы в проходящем свете. Имеют алевролитовую размерность и угловатую форму (рис. 59). Порода сложена вторичными минералами – хлоритом, эпидотом, м/з кварцем, амфиболом, кпш (рис. 60). Выделяются редкие обломки хлоритизированной (амфиболитизированной?) стекловатой породы с тонкой рудной вкрапленностью (рис. 61). Цемент породы – вулканокластический, неясно различим.

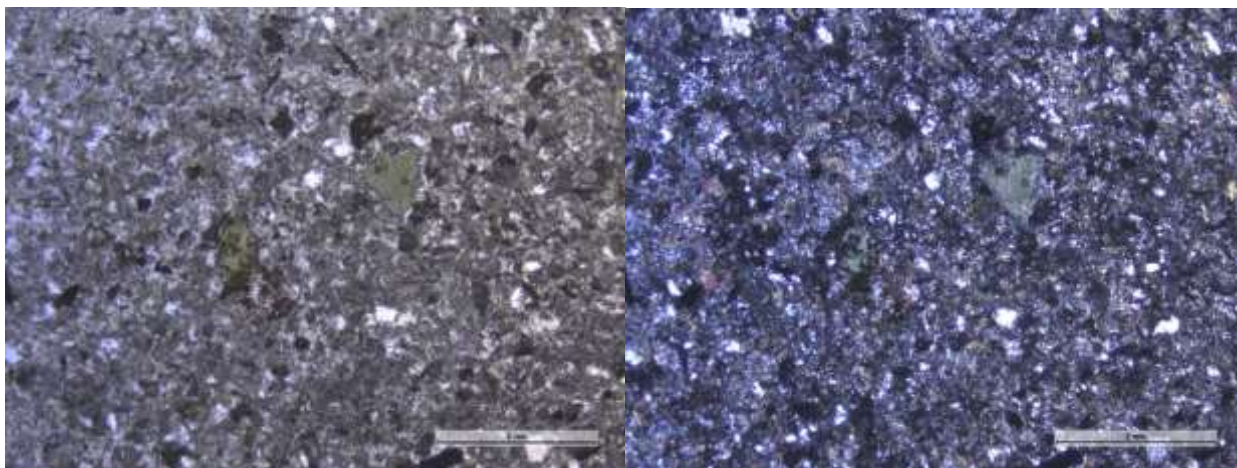


Рисунок 59. Шлиф 36_12_70,1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Реликты обломков вулканитов угловатой формы (амфибол?) (в центре зеленые)

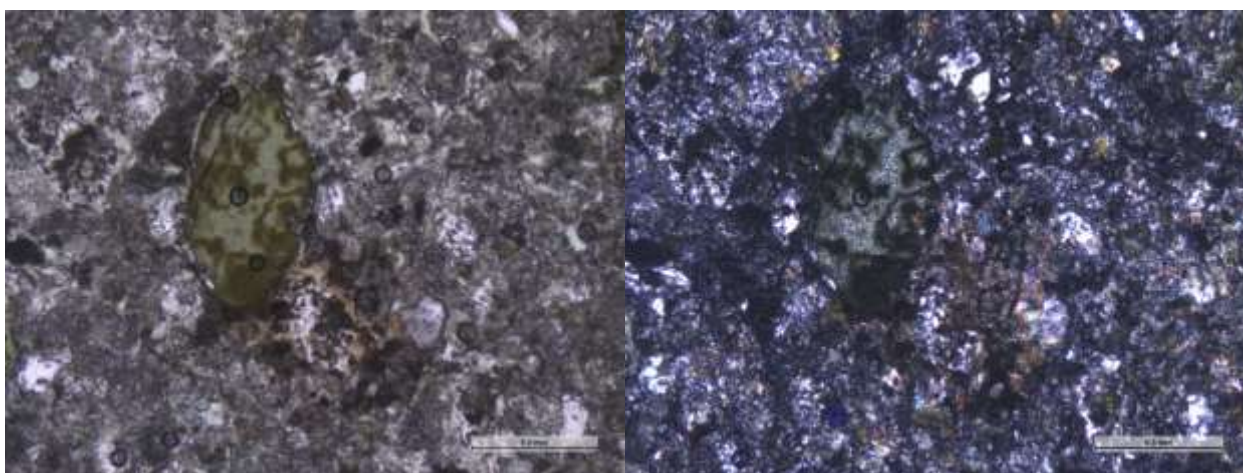


Рисунок 60. Шлиф 36_12_70,1_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупный обломок (амфибол?) в основной хлоритизированной, эпидотизированной массе

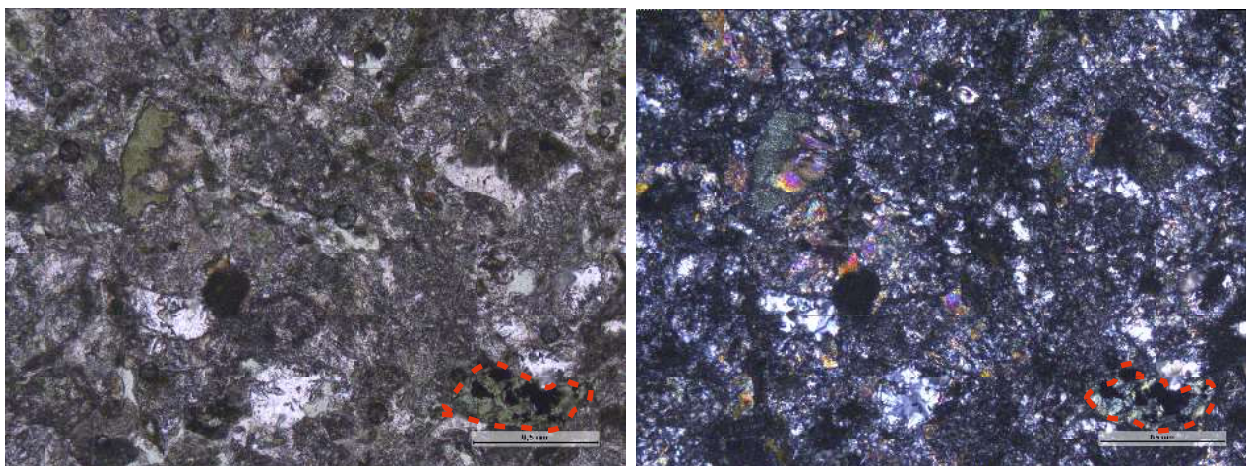


Рисунок 61. Шлиф 36_12_70,1_3 (x5)
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Хлоритизированный
 (амфиболитизированный?) обломок с рудной вкрапленностью

**Кристалло-витро-литокластический туф карбонатизированный,
 хлоритизированный 22_12_563**

Текстура флюидальная. Обломки имеют линзовидную вытянутую форму с размерами от 2 мм до 4 мм (рис. 62). Состав обломков – вулканические породы кислого состава, трудно определяемые, часто порфиоровые, отдельные крупные – стекловатые, значительно измененные – карбонатизированные, серицитизированные, хлоритизированные, окварцованные. В некоторых обломках – тонкая обильная рудная вкрапленность (рис. 63). Цемент – мелкопорфировая вулканическая порода кислого состава (дацит?). В даците – множество обломков нацело серицитизированного плагиоклаза (рис. 64).

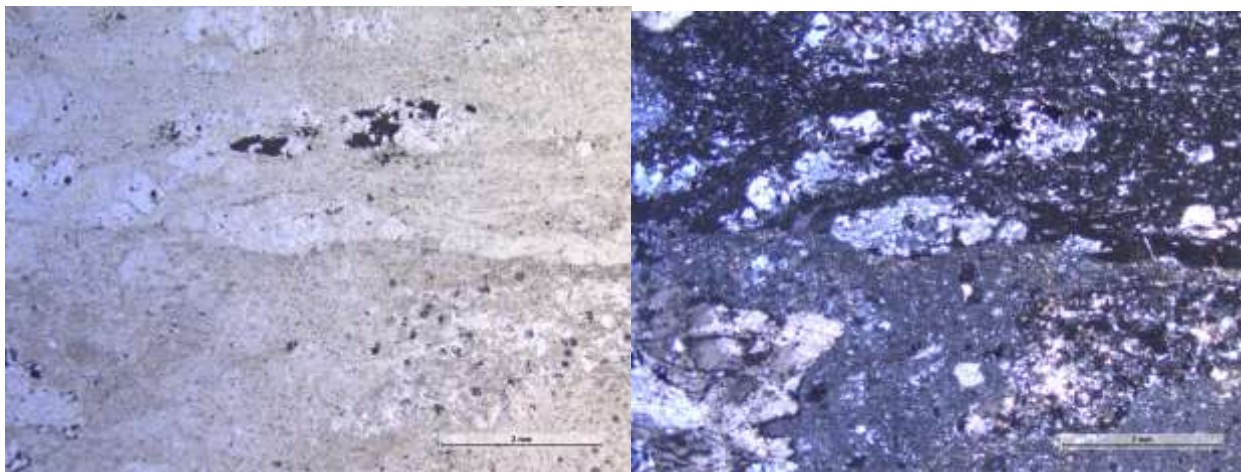


Рисунок 62. Шлиф 22_12_563_2 (x1.6)
 Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Флюидальная текстура. Обломки
 вытянутой линзовидной формы, некоторые с рудным минералом

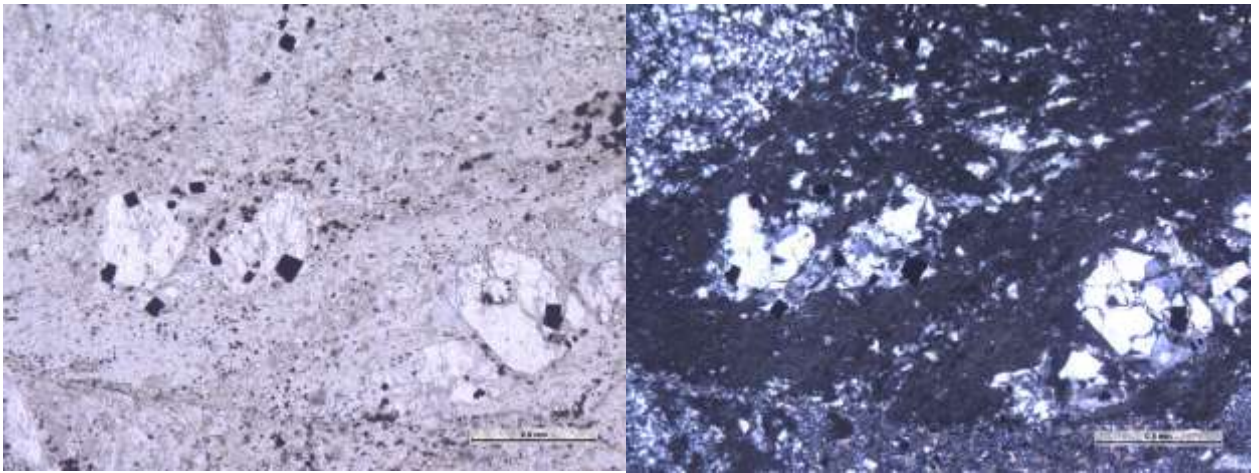


Рисунок 63. Шлиф 22_12_563_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломки плагиоклаза с рудной вкрапленностью в стекловатой массе

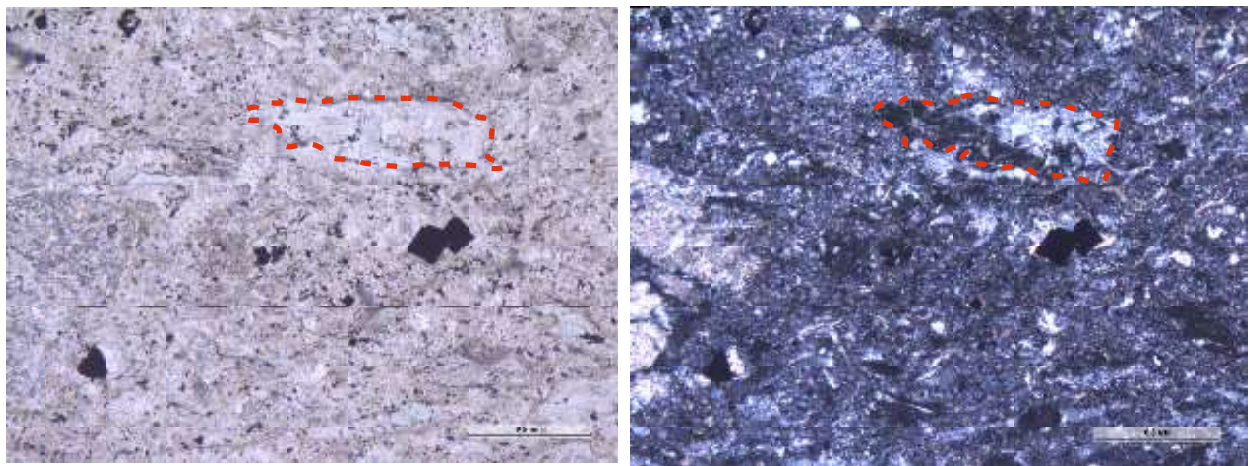
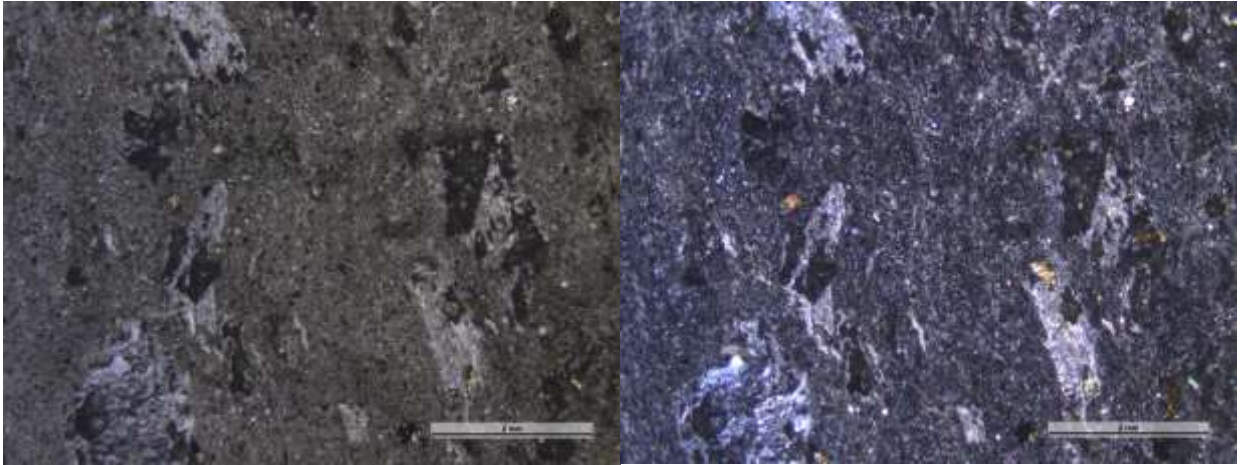


Рисунок 64. Шлиф 22_12_563_3 (x5)

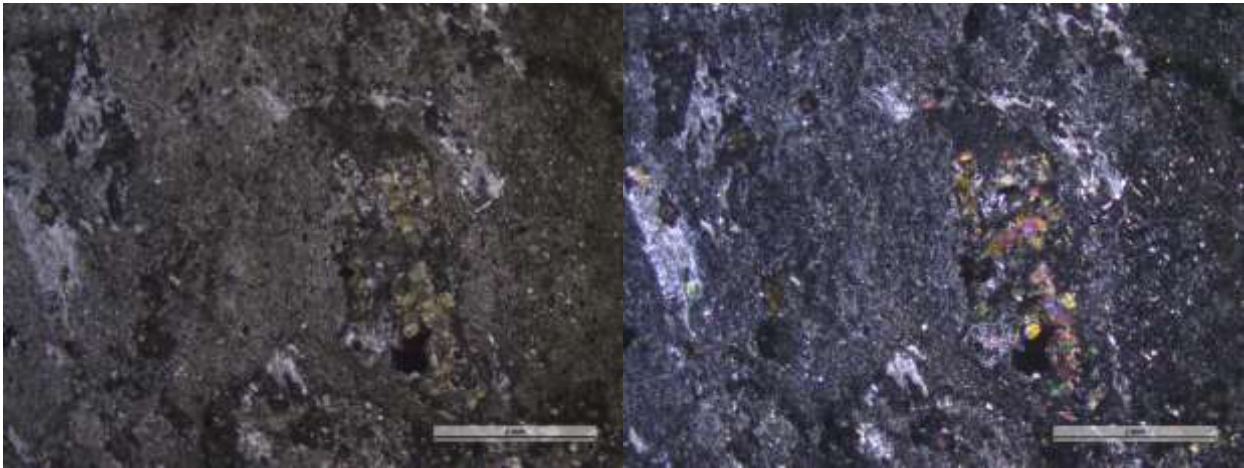
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Обломок серицитизированного плагиоклаза (?)

Туф витрокластический 39_5_90,5

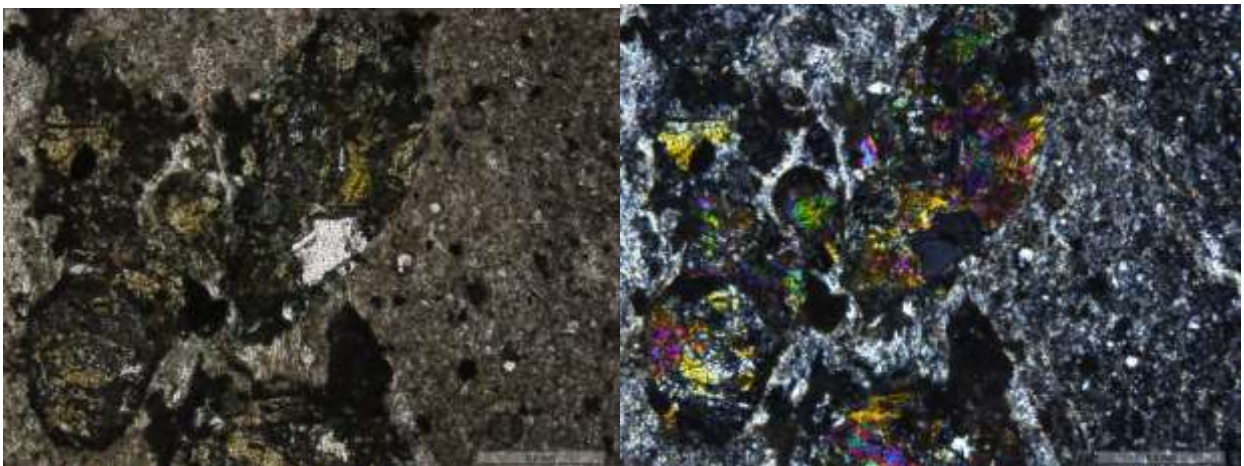
Порода имеет флюидальную текстуру, витрокластическую структуру, сложена эпидотизированными, серицитизированными, карбонатизированными обломками различной размерности – от 2 мм до 5 мм (рис. 65). Обломки значительно (30-35%) замещены эпидотом, хлоритом, карбонатом (рис. 66, 67). Цемент – андези-риолитового состава, неоднородный.



*Рисунок 65. Шлиф 39_5_90,5_1 (x1.6)
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Флюидальная текстура. Крупные измененные обломки*



*Рисунок 66. Шлиф 39_5_90,5_2 (x1.6)
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Крупный (до 2 мм) эпидотизированный обломок*



*Рисунок 67. Шлиф 39_5_90,5_2 (x5)
Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Расплавленный эпидотизированный обломок*

Туф кристалло-витро-литокластический карбонатизированный, окварцованный, хлоритизированный 37_5_267,1

Текстура слоистая, структура кристалло-витро-литокластическая, алевролитовой размерности (рис. 68). Обломки значительно карбонатизированы, серицитизированны (рис. 69). Состав обломков определить трудно. Некоторые обломки имеют мелкопорфировое строение. Цемент вулканогенный риолитового состава, девитрофицированный, хлоритизированный.

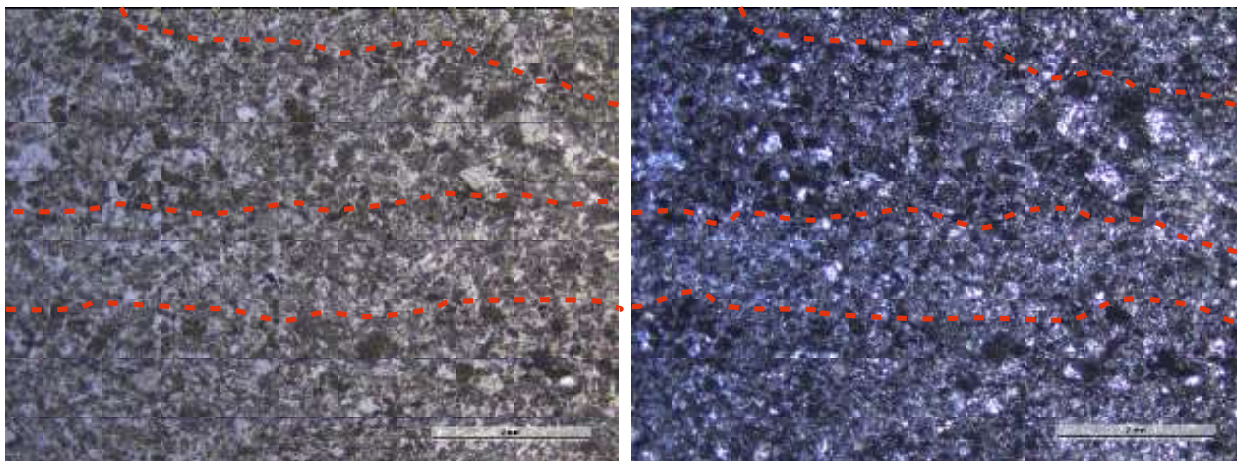


Рисунок 68. Шлиф 37_5_267,1_1 (x1.6)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Слоистая текстура, алевролитовая структура

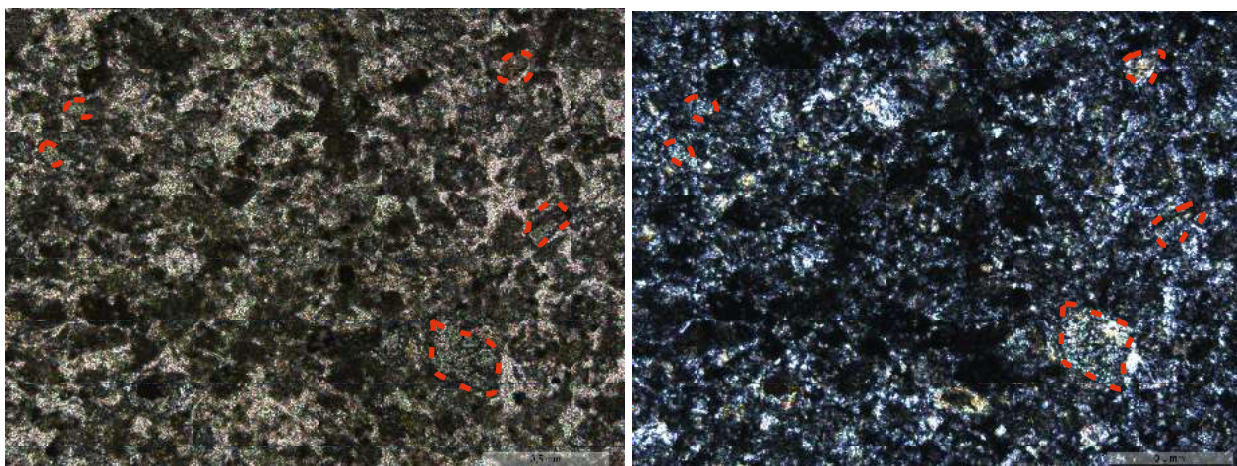


Рисунок 69. Шлиф 37_5_267,1_1 (x5)

Слева – с поляризатором, справа – с анализатором. Серицитизированные обломки

3.2. Химический состав вмещающих горных пород

Данные вещественного состава вмещающих горных пород площади получены при помощи портативного анализатора Delta Professional, работа которого основана на методе РФА (рентгенофлуоресцентный анализ). РФА спектрометр Delta предназначен для неразрушающего анализа материалов в самых различных областях науки и промышленности. Такие элементы, как свинец, ртуть, медь, золото, серебро, платина и др. могут определяться в концентрациях от единиц ppm (миллионных долей), без предварительной подготовки образцов (или с минимальной подготовкой).

Для проведения замеров при помощи анализатора Delta Prof. использовались «шайбы» керна (рис. 1). «Шайбы» нарезались от образцов керна пилой с алмазным диском в ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика».

Характеристики и конфигурация РФ-анализатора Delta Professional в табл. 1, рис. 2.



Рисунок 1. Слева – «шайба», отрезанная от образца керна. Справа – процесс измерения химического состава на образце

Таблица 1. Характеристики анализатора

Источник возбуждения	Рентгеновская трубка 4 Вт с анодом Ag, Rh, Au или Ta
Детектор	Кремниевый дрейфовый детектор
Диапазон измеряемых элементов	Сплавы и горные породы: Mg и выше для Rh/Ag; Al и выше для Ta/Au; Почвы: P и выше
Процессор	530 МГц CPU с интегрированным FPU 128 MB RAM; Цифровой импульсный процессор (DPP) Olympus X-act Count



Рисунок 2. Конфигурация анализатора Delta

На РФ-анализаторе определялось содержание следующих элементов: MgO, Al, Si, S, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Pb. Проанализированы 38 образцов пород, на каждом из которых выполнено по два замера. Обработка результатов также была проведена при помощи программы Statistica (version 10), в которой выполнены факторный и корреляционный анализы. Породы были разделены на группы в соответствии с петрографическим описанием (см. главу 3.1), однако, для упрощения характеристики вмещающих пород, образцы содержащие сульфидную минерализацию были выделены в группу «Src-Chl-Qtz метасоматитов». Данные среднего химического состава приведены для каждой группы в табл. 2, 3, 4, 5, 6.

Таблица 2. Средний химический состав Src-Chl-Qtz метасоматитов. Верх пятой толщи баймак-бурибаевской свиты (D₁-D_{2b}-br₅) – верхний уровень оруденения

Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %
<i>MgO</i>	2,9317	<i>Cr</i>	0,0187	<i>Rb</i>	0,0021
<i>Al</i>	2,1544	<i>Mn</i>	0,1234	<i>Sr</i>	0,0011
<i>Si</i>	12,9393	<i>Fe</i>	10,6889	<i>Y</i>	0,0011
<i>S</i>	5,0879	<i>Ni</i>	0,0022	<i>Zr</i>	0,0022
<i>K</i>	0,9643	<i>Cu</i>	0,1571	<i>Mo</i>	0,0065
<i>Ca</i>	0,0886	<i>Zn</i>	0,0261	<i>Pb</i>	0,0033
<i>Ti</i>	0,4450	<i>As</i>	0,0104	<i>LE</i>	65,8600

Из табл. 2 видно, что Src-Chl-Qtz метасоматиты отличаются, от всех групп пород, повышенными (выделено серым цветом) содержаниями Fe (в среднем в два раза), Cu (в десятки раз), S (в десятки раз), As (до 1,5 раз) – сульфидизированные породы, несут

основную рудную нагрузку. Пониженными значениями Ca (в десятки раз), по отношению к кластолавам анд.-дац, туфам, андезидацитам там; по отношению к риолитам (в 11 раз). Что объясняется процессом сульфидизации, при котором сульфиды занимают место силикатов - замещают их. Таблица 3. Средний химический состав кластолав андезидацитового состава. Ирендыкская свита

Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %
<i>MgO</i>	2,8693	<i>Cr</i>	0,0149	<i>Rb</i>	0,0025
<i>Al</i>	3,5630	<i>Mn</i>	0,0805	<i>Sr</i>	0,0435
<i>Si</i>	12,5050	<i>Fe</i>	6,5195	<i>Y</i>	0,0010
<i>S</i>	0,3713	<i>Ni</i>	0,0024	<i>Zr</i>	0,0053
<i>K</i>	0,8572	<i>Cu</i>	0,0196	<i>Mo</i>	-
<i>Ca</i>	3,0447	<i>Zn</i>	0,0161	<i>Pb</i>	0,0009
<i>Ti</i>	0,4022	<i>As</i>	0,0022	<i>LE</i>	71,5415

Из табл. 3 видно, что кластолавы андези-дацитового состава отличаются относительно однородным составом без существенных повышений концентраций какого-либо элемента. Исключение составляет железо, однако, повышенное (около 5 %) его содержание отмечается в целом во всех породах площади.

Таблица 4. Средний химический состав туфов витро-литокластических. Ирендыкская свита

Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %
<i>MgO</i>	3,0652	<i>Cr</i>	0,0211	<i>Rb</i>	0,0021
<i>Al</i>	3,0560	<i>Mn</i>	0,1191	<i>Sr</i>	0,0148
<i>Si</i>	13,5910	<i>Fe</i>	4,6110	<i>Y</i>	0,0011
<i>S</i>	0,2832	<i>Ni</i>	0,0035	<i>Zr</i>	0,0043
<i>K</i>	0,7475	<i>Cu</i>	0,0072	<i>Mo</i>	0,0005
<i>Ca</i>	2,7587	<i>Zn</i>	0,0284	<i>Pb</i>	0,0012
<i>Ti</i>	0,3777	<i>As</i>	0,0010	<i>LE</i>	73,2815

Из табл. 4. видно, что туфы витро-литокластические представлены относительно однородным составом. Повышенным содержанием обладает Fe, а также повышена (на 1 %) концентрация Si, что объясняется присутствием в туфах не раскристаллизованного вещества (стекло) (см. главу 3.1).

Таблица 5. Средний химический состав риолитов.
Ирендыкская свита

Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %
<i>MgO</i>	3,9973	<i>Cr</i>	0,0139	<i>Rb</i>	0,0018
<i>Al</i>	3,4970	<i>Mn</i>	0,1073	<i>Sr</i>	0,0064
<i>Si</i>	12,1620	<i>Fe</i>	5,3023	<i>Y</i>	0,0018
<i>S</i>	0,1256	<i>Ni</i>	0,0021	<i>Zr</i>	0,0055
<i>K</i>	0,5806	<i>Cu</i>	0,0053	<i>Mo</i>	0,0009
<i>Ca</i>	0,9831	<i>Zn</i>	0,0280	<i>Pb</i>	0,0050
<i>Ti</i>	0,3969	<i>As</i>	0,0019	<i>LE</i>	74,5100

Из табл. 5. видно, что риолиты ирендыкской свиты характеризуются однородным составом. Исключение составляет лишь железо (5 %).

Таблица 6. Средний химический состав андезидацитов.
Ирендыкская свита

Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %	Элемент	Ср. сод-е, %
<i>MgO</i>	2,2057	<i>Cr</i>	0,0104	<i>Rb</i>	0,0023
<i>Al</i>	3,5225	<i>Mn</i>	0,0441	<i>Sr</i>	0,0368
<i>Si</i>	13,6588	<i>Fe</i>	4,8437	<i>Y</i>	0,0017
<i>S</i>	-	<i>Ni</i>	-	<i>Zr</i>	0,0059
<i>K</i>	0,7133	<i>Cu</i>	0,0027	<i>Mo</i>	-
<i>Ca</i>	2,8505	<i>Zn</i>	0,0097	<i>Pb</i>	0,0007
<i>Ti</i>	0,4312	<i>As</i>	0,0013	<i>LE</i>	72,6925

Из табл. 6. видно, что андезидациты представлены однородным химическим составом. Повышенное значение кремния, можно объяснить процессом окварцевания характерным для андезидацитов площади.

Факторный анализ

Исходя из табл. 7 собственных значений, можно выделить семь факторов. Однако, построив график собственных значений (рис. 3) (критерий каменной осыпи, Cattell, 1966) выделили четыре наиболее значимых фактора значения которых начинаются от 2,4 и выше.

Таблица 7. Собственные значения

Значение	Собст.знач.	% общ. Дисперс.
1	5,418603	24,63001
2	2,887365	13,12438
3	2,492883	11,33129
4	2,384053	10,83660
5	1,659235	7,54198
6	1,276850	5,80386
7	1,047162	4,75983

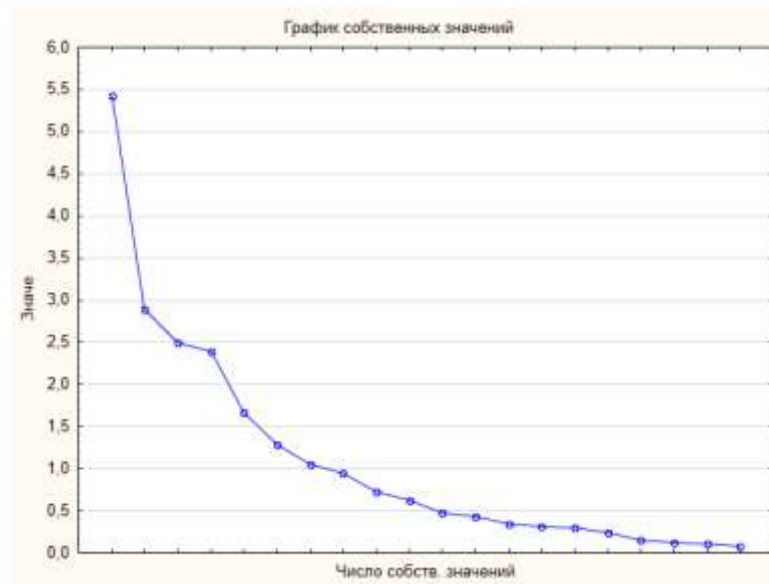


Рисунок 3. График собственных значений

Исходя из табл. 8. значений факторных нагрузок, составлены следующие соотношения элементов для факторов:

$$I_{25} = \frac{Zr_{0,66}Al_{0,62}Ti_{0,55}Si_{0,38}}{S_{0,88}Fe_{0,82}Cu_{0,69}As_{0,59}Pb_{0,42}Mo_{0,24}}$$

В первом факторе отношение литофильных элементов к халькофильным (исключение Mo). Так как первый фактор объясняет 25 процентов общей дисперсии, то вероятно он, отражает преобладание литофильных элементов над халькофильными, что естественно.

$$II_{13} = \frac{Ca_{0,65}Ni_{0,57}Sr_{0,49}Cr_{0,48}}{K_{0,68}Rb_{0,59}Zn_{0,58}MgO_{0,32}As_{0,59}Ti_{0,55}Al_{0,25}}$$

$$III_{11,3} = \frac{K_{0,56}Rb_{0,55}Mo_{0,50}Si_{0,35}As_{0,32}Sr_{0,29}Ca_{0,26}}{Mn_{0,73}MgO_{0,60}Zn_{0,29}}$$

$$IV_{10,8} = \frac{Zr_{0,59}Sr_{0,57}Al_{0,56}Y_{0,46}Ti_{0,35}Fe_{0,29}S_{0,28}MgO_{0,24}Ca_{0,24}}{Si_{0,69}Mn_{0,26}}$$

Для трех последующих факторов характерны отношения преимущественно литофильных к литофильным элементам с включением в некоторых сидерофильных и халькофильных. Во втором факторе средней (до 0,7) положительной корреляцией с литофильными элементами (числитель) отмечается никель, а средней отрицательной связью с литофильными (знаменатель) отличаются цинк и мышьяк. В третьем факторе слабой (до 0,5) положительной корреляцией с литофильными (числитель) отмечены молибден и мышьяк, а также слабой отрицательной связью с литофильными (знаменатель) отличается цинк. В четвертом факторе слабой положительной связью с литофильными (числитель) отличаются железо и сера.

Таблица 8. Факторные нагрузки

Перемен.	Фактор нагрузки (Без вращ.) (Res_512461_12_14_21_R в Рез. рентген.) Выделение: Главные компоненты (Отмечены нагрузки > 230000)						
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5	Фактор 6	Фактор 7
Zr	0.65898	-0.031371	0.150819	0.595078	-0.041854	-0.176062	-0.085759
Sr	0.10853	0.490122	0.292861	0.566542	0.182104	0.001173	0.308694
Al	0.62494	-0.251688	0.145851	0.562269	0.293492	-0.072212	-0.005827
Y	-0.07614	-0.147642	-0.180121	0.463165	-0.134543	-0.308617	-0.690097
Ti(log)	0.54610	-0.254941	-0.189076	0.346191	0.092971	0.363281	0.158461
Fe(log)	-0.82265	-0.077443	-0.088526	0.286229	0.174577	-0.007880	0.087661
S	-0.88163	0.124806	0.102665	0.281527	-0.107959	-0.065672	-0.114856
MgO	-0.02579	-0.321644	-0.599325	0.242448	0.084040	-0.047178	0.178737
Ca	-0.04178	0.654634	0.265166	0.240055	-0.021905	-0.057140	0.331092
Pb +/-	-0.85176	-0.088348	-0.216835	0.220084	-0.123970	0.145206	-0.079289
Rb	0.12816	-0.591349	0.542965	0.081831	0.296018	0.334378	-0.138832
As(log)	-0.59265	-0.256926	0.325998	0.050829	-0.081871	0.145117	0.222543
Pb	-0.42535	-0.193281	-0.127123	0.026249	-0.301306	0.348074	0.000215
Ni	-0.13400	0.568218	-0.071161	-0.016685	0.606593	0.153983	-0.199307
K	0.07278	-0.688460	0.557664	-0.070194	0.171380	0.275012	-0.046839
Cu(log)	-0.69464	-0.226253	0.180012	-0.102302	0.333099	-0.185733	0.018183
LE	0.90533	0.023285	-0.211535	-0.137152	0.041277	-0.056725	-0.027477
Cr	-0.12665	0.482885	-0.025376	-0.177711	0.618778	0.262050	-0.300538
Zn	0.01126	-0.579148	-0.293229	-0.216323	0.322167	-0.430621	0.186157
Mo	-0.24201	-0.108934	0.497493	-0.229047	0.279699	-0.570001	0.082238
Mn	-0.02693	-0.139068	-0.731905	-0.265260	0.358378	0.106818	0.134391
Si	0.38308	0.182210	0.346039	-0.697686	-0.240733	0.031192	-0.113145
Доля общ.	0.24630	0.131244	0.113313	0.108366	0.075420	0.058039	0.047598
Общ. диспер.	5.41860	2.887365	2.492883	2.384053	1.659235	1.276850	1.047162

Полученные диаграммы рассеяния по значениям факторных нагрузок (рис. 4) не отражают какой-либо тенденции (распределения), переменные находятся в одной области значений и не дифференцированы. Построенные диаграммы в логарифмическом масштабе для фактора 1, также не обладают представительностью (рис. 5).

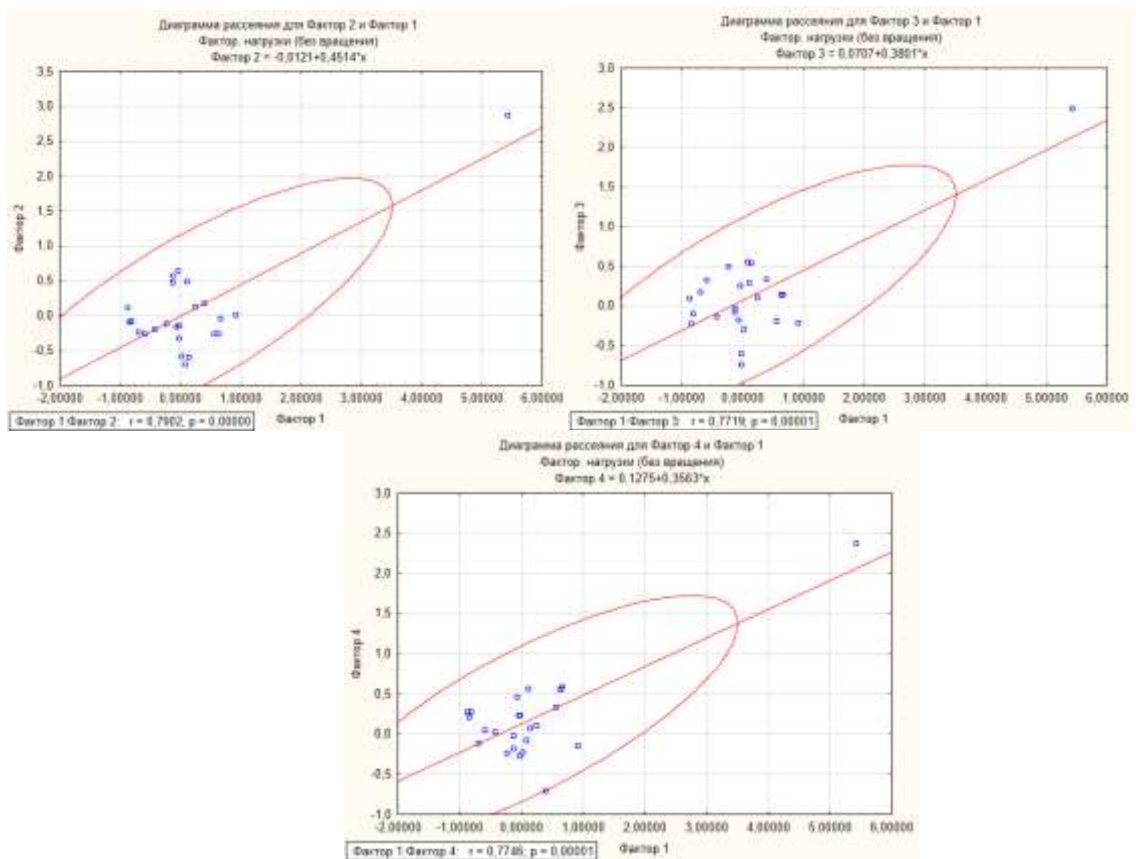


Рисунок 4. Диаграммы рассеяния по значениям факторных нагрузок

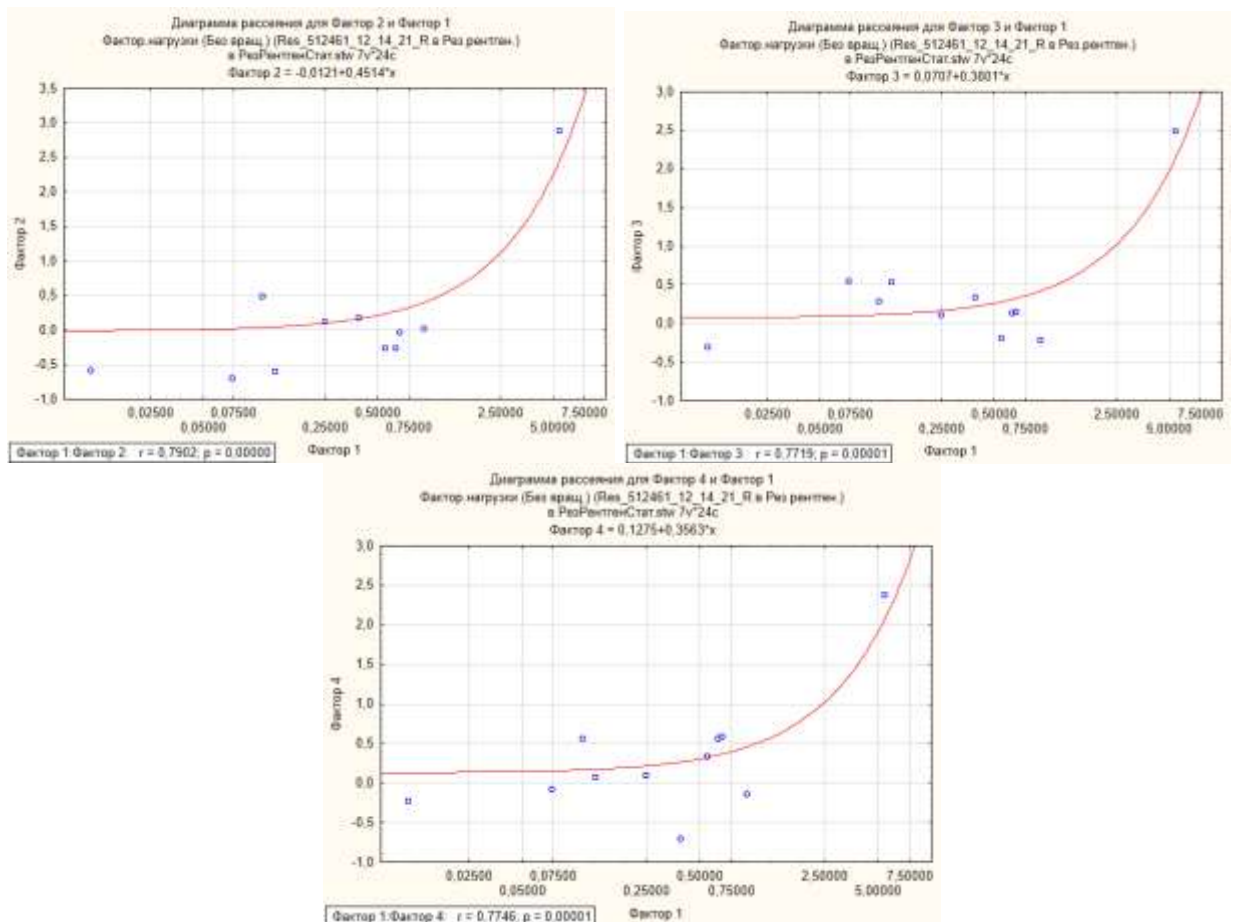


Рисунок 5. Диаграммы рассеяния по значениям факторных нагрузок (лог. масштаб для фактора 1)

Исходя из полученных диаграмм можно сделать два предположения:

- 1) рассматриваемая выборка, не обладает достаточной представительностью – факторный анализ не пригоден;
- 2) выборка однородна, переменные не имеют значимой дифференциации.

Для проверки второго предположения были построены диаграммы рассеяния по значениям факторов (рис. 6, 7, 8). Полученные диаграммы подтвердили предположение. На диаграммах от общего «однородного» облака точек выделяются лишь точки (красные ромбы) соответствующие Src-Chl-Qtz-метасоматитам. Предположение об однородности пород так же подтверждается петрофизическими (см. главу 3.4), петрографическими (см. главу 3.1) данными. Точки (красные ромбы) соответствующие Src-Chl-Qtz-метасоматитам хаотично разбросаны и проследить тренд не представляется возможным, это можно объяснить различной степенью сульфидизации пород. Более сульфидизированные образцы тяготеют к левой части диаграмм. Однородность выборки можно объяснить близким химическим составом пород площади, в связи с тем, что породы (преимущественно ирендыкской свиты) в различной степени подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Эти изменения как бы сгладили существенные отличия исходных пород.

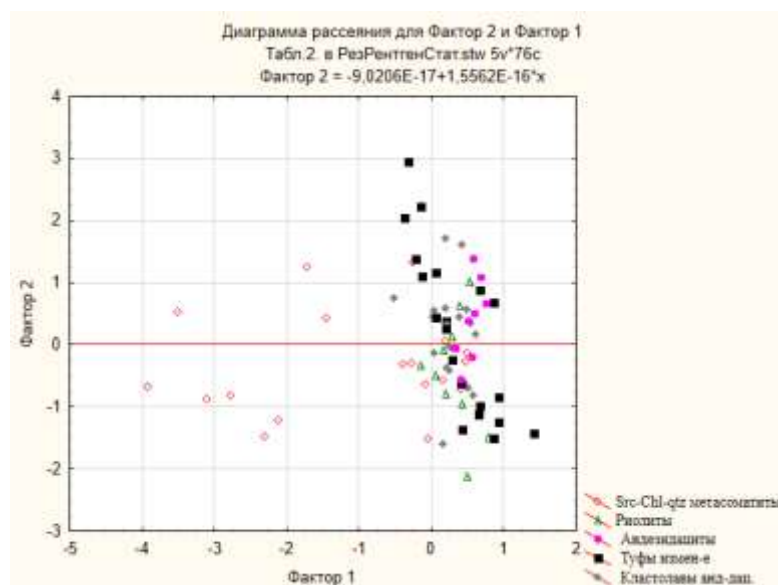


Рисунок 6. Диаграмма рассеяния по значениям факторов для Фактора 2 и Фактора 1

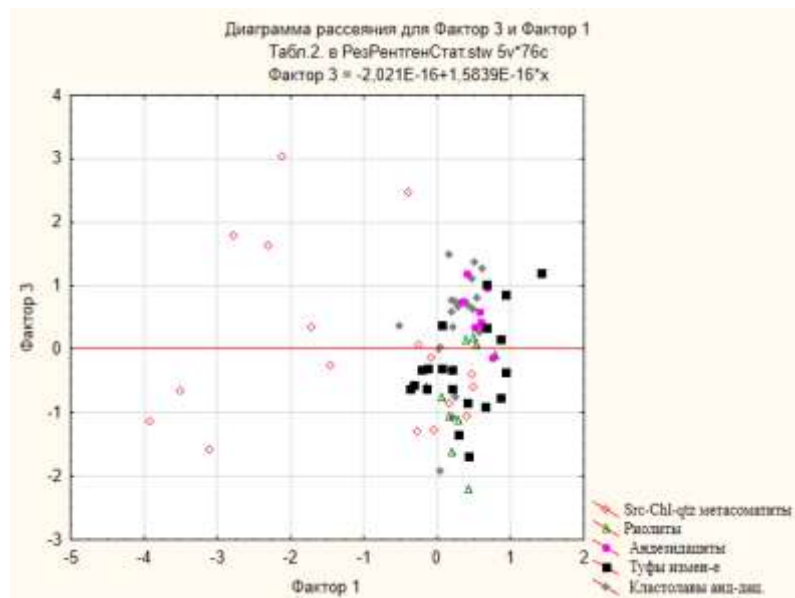


Рисунок 7. Диаграмма рассеяния по значениям факторов для Фактора 3 и Фактора 1

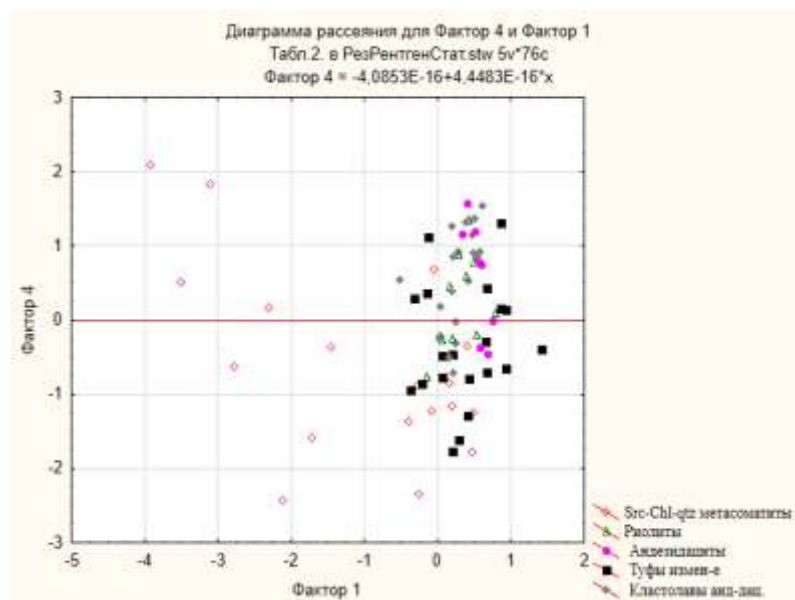


Рисунок 8. Диаграмма рассеяния по значениям факторов для Фактора 4 и Фактора 1

Корреляционный анализ

Таблица с полученными коэффициентами корреляции элементов в приложении 5.

Пары элементов с *положительной* корреляцией:

- высокая корреляция (до 0,9): Fe-S (0,9), Ni-S (0,8);
- средняя (до 0,7) корреляция: As-S (0,6), Ni-Cr (0,7), Mo-Cu (0,6), Cu-S (0,6);
- слабая (до 0,5) корреляция: Ti-Al (0,5), Fe-Cu (0,5).

Пары элементов с *отрицательной* корреляцией:

- средняя (до 0,7) корреляция: Al-S (0,6), Ti-S (0,6), Zr-S (0,7);
- слабая (до 0,5) корреляция: Zn-S (0,3), Si-S (0,5).

В рамках настоящей работы, для наиболее значимых элементов, на основе полученных коэффициентов, построены трехмерные графики поверхностей (рис. 9-14), отражающие корреляции между элементами и кратко рассмотрены процессы, которые могут оказывать влияние на накопление одного и обеднение другого элемента.

На рис. 9 (S, Al и Cu), рис. 10 (S, Si, Fe), рис. 11 (S, Ca, Zn) приведены графики корреляции, на которых наглядно отражены связи между элементами. Отражена высокая положительная корреляционная связь между халькофильными (Cu, Zn, S) и сидерофильными (Fe) элементами и высокая отрицательная связь с сидерофильными (Ca, Si, Al). По мере увеличения халькофильных и сидерофильных элементов уменьшается количество литофильных, что можно объяснить процессом сульфидизации, при котором по мере увеличения содержания сульфидов соответственно уменьшается количество элементов (Al, Ca, Si и др.) входящих в сложные силикатные соединения. Сульфидные соединения занимают место силикатных.

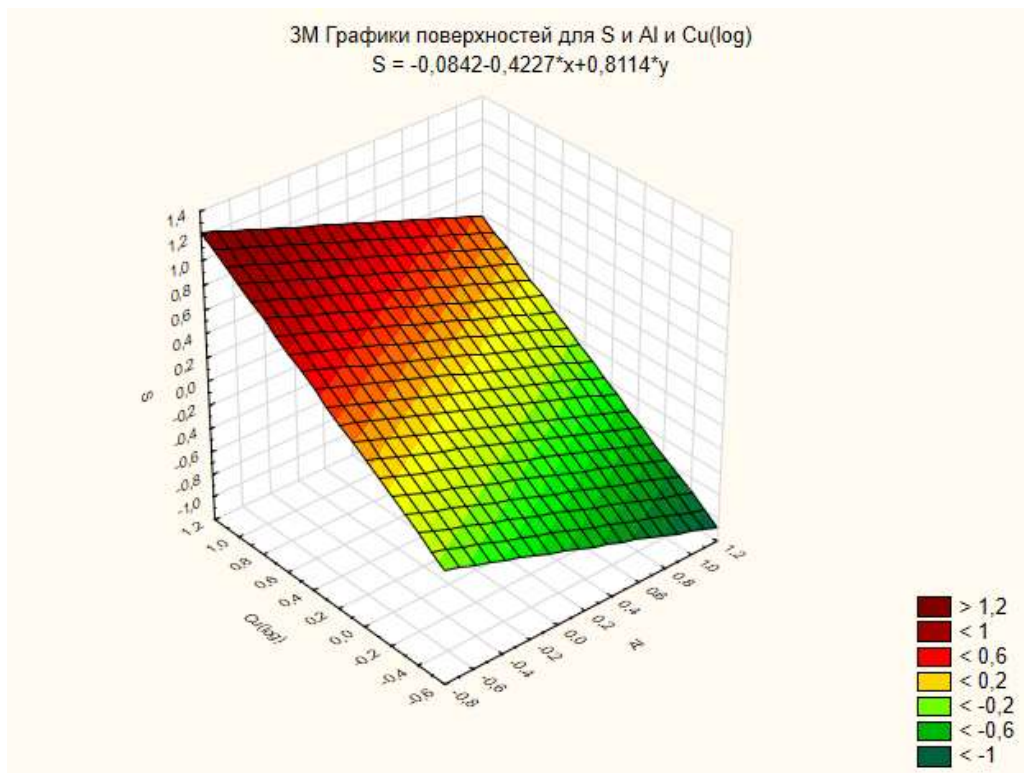


Рисунок 9. Трехмерный график для S, Al, Cu

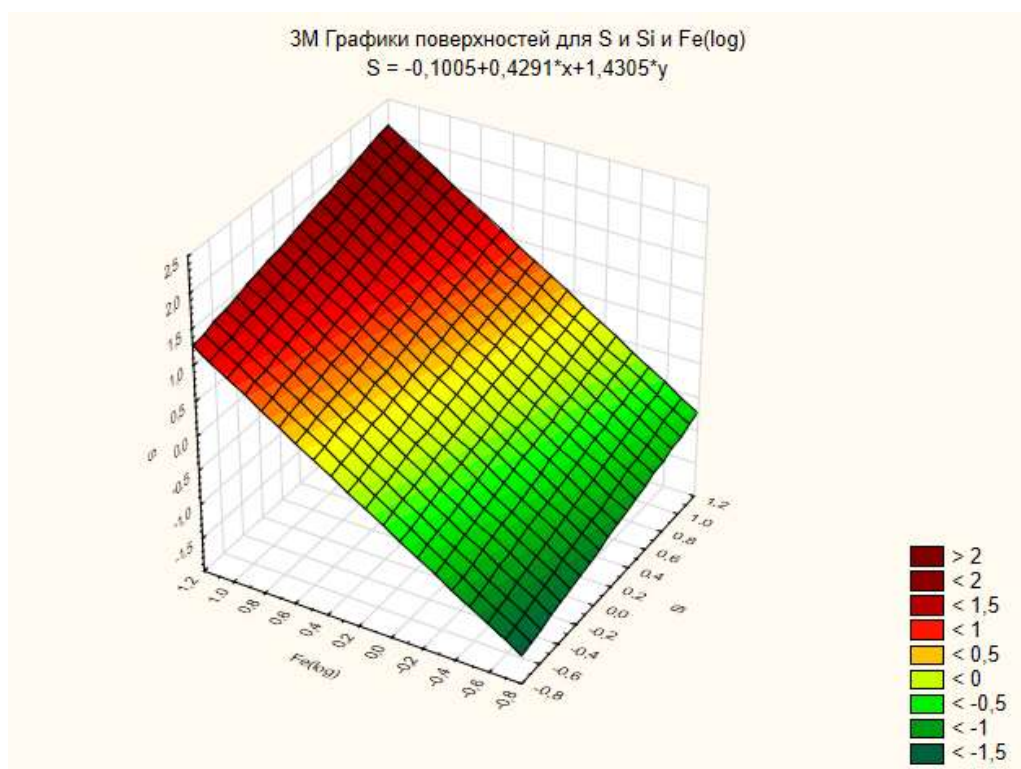


Рисунок 10. Трехмерный график для S, Si, Fe

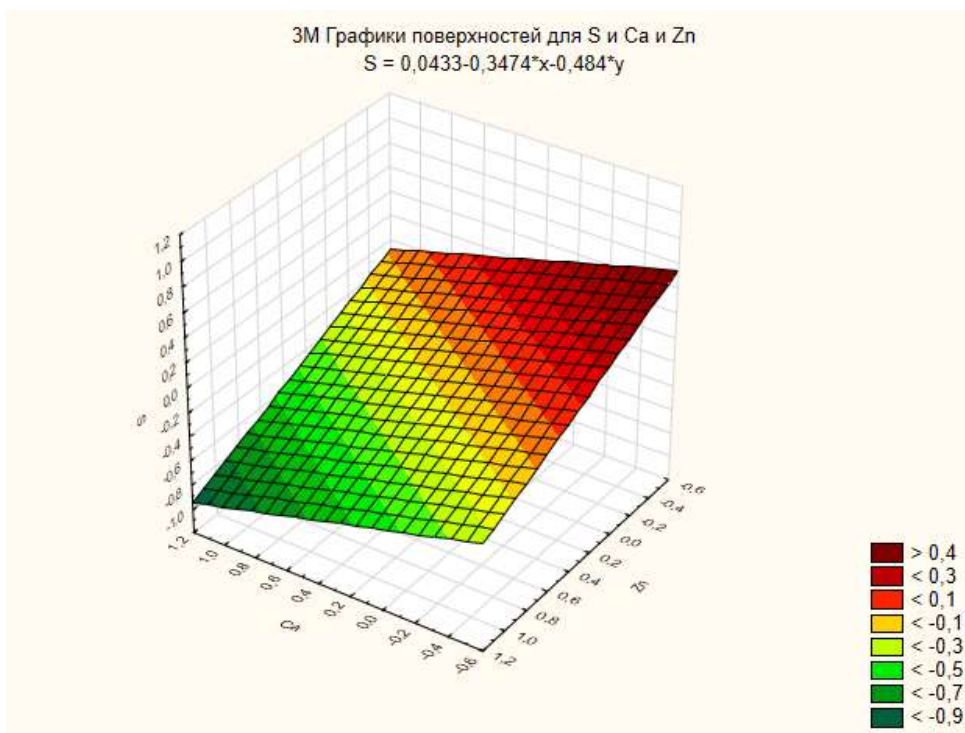


Рисунок 11. Трехмерный график для S, Ca, Zn

Для отражения корреляции полезных элементов, на рис. 12 приведен график для железа, меди и цинка. Из графика следует, что железо и медь имеют высокую корреляционную зависимость, по отношению к цинку. Это может объясняться тем, что сфалерит, как отмечено нами в главе 3.2, относится к третьей стадии минерализации, следовательно, играет опосредованную роль в отложении полезных компонентов.

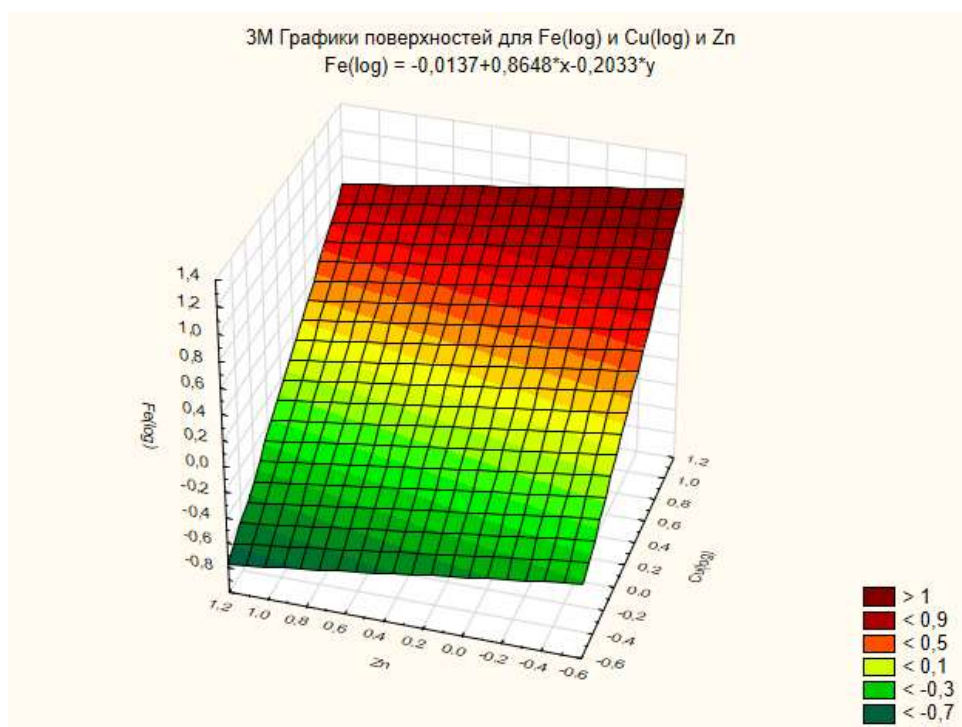


Рисунок 12. Трехмерный график для Fe, Cu, Zn

Рисунок 13 отражает корреляционные зависимости между Cr, S, Ni. Из графика следует, что хром и никель имеют высокую положительную корреляционную связь, по отношению к сере. Накопление хрома и никеля можно объяснить метаморфогенно-метасоматическими процессами, которые с различной степенью интенсивности развиты в пределах площади.

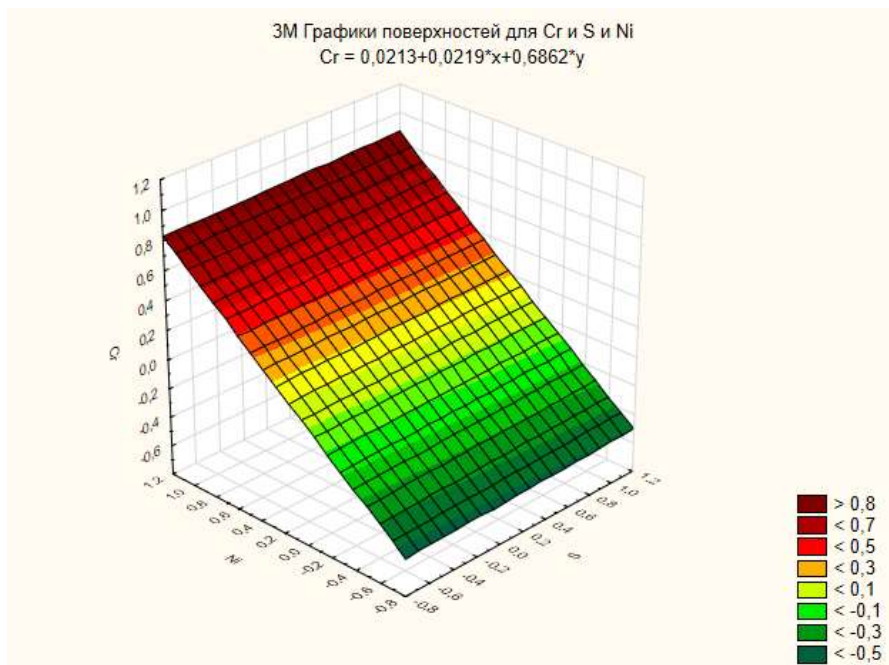


Рисунок 13. Трехмерный график для Cr, S, Ni

На рис. 14 показаны корреляционные зависимости для Fe, S, As. Из графика видно, что мышьяк имеет очень низкую корреляционную связь с железом и серой. Как отмечено в главе 3.2 основной рудный минерал – пирит, характеризуется «чистым» химическим составом, примеси мышьяка редки, в единичных точках (при ЭЗМ) до 2 %.

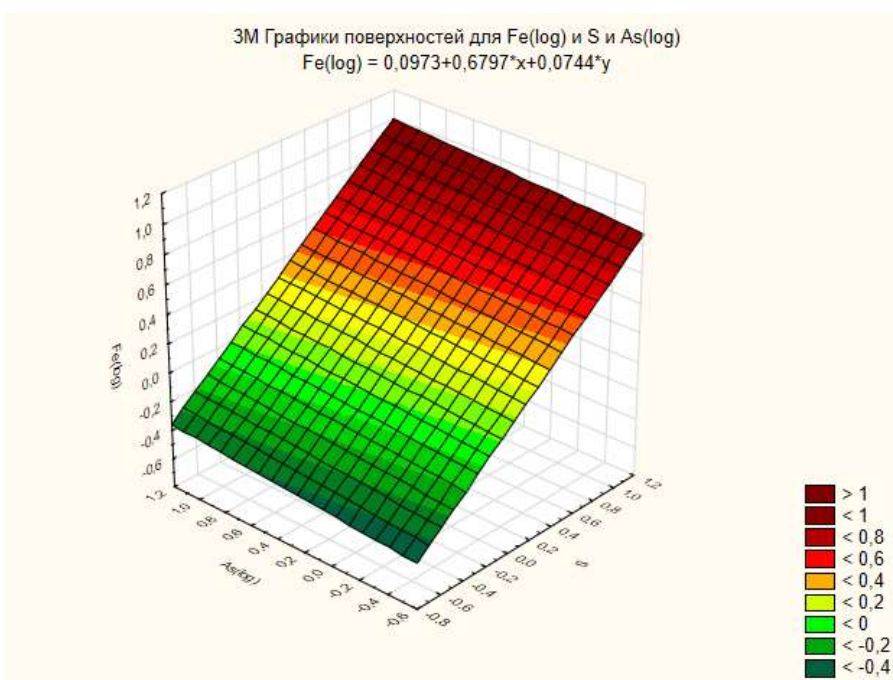


Рисунок 14. Трехмерный график корреляции для Fe, S, As

3.3. Вещественный и минеральный состав рудных минералов

Очерк о колчеданном рудообразовании

Согласно геологическому словарю [под ред. К. Н. Паффенгольца, 1978], «Колчедан - общее собирательное название сернистых соединений, бисульфидов, реже моносulfидов и иногда сульфосолей металлов - Fe, Cu, As, Ni, Co, Sn.». Следовательно, колчеданными можно называть месторождения, руды которых сложены непосредственно сульфидами железа, меди, цинка, свинца и др. Второстепенными (попутными) полезными элементами колчеданных месторождений являются золото, серебро, барий (барит), кадмий, селен и др.

Месторождения колчеданных руд формировались практически во все геологические эры: протерозой (Карелия и Прибайкалье), ранний палеозой (Западное Забайкалье, Тыва), ранний- средний- и поздний палеозой (Урал, Кавказ, Центральный Казахстан, Алтай, ю.-з. Тянь-Шань), мезозой и кайнозой (Кавказ, Япония) [Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И. и др., 1979].

Существуют различные подразделения колчеданных месторождений. В зависимости от назначения классификации (типизации) месторождения колчеданов, разделяют: по составу руд; по геотектоническим обстановкам формирования; по преобладающему (ведущему) процессу преобразования (гидротермальный, гидротермально-метасоматический, гидротермально-осадочный и метаморфогенный); по типам (подклассам) (комплекс признаков - условия залегания, особенности строения, состава и т.п.); по промышленным типам и пр.

По составу руд колчеданные месторождения подразделяются на [под ред. В. И. Смирнова, 1978] три вида: 1) медно-колчеданные (Cu, Zn, S в различных соотношениях), 2) колчеданно-полиметаллические (Pb и Zn в соотношении близком 1 к 1, Cu имеет подчиненное значение) и 3) серно-колчеданные (главный компонент S, медь, свинец и цинк имеют подчиненное значение или отсутствуют).

Различают три главных промышленных типа [Лебедев И. П. и др., 2009] колчеданных руд: 1) *карельский* – серно-колчеданные руды, главные рудные минералы пирит и пирротин (сырье для получения серной кислоты); 2) *уральский* – медно-колчеданные руды, главные рудные минералы халькопирит, борнит (источник получения меди); 3) *алтайский* – полиметаллически-колчеданные руды, главные рудные минералы галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды (источник получения свинца, цинка, меди, серебра).

По геотектоническим условиям (обстановкам) формирования одни авторы разделяют колчеданные месторождения только лишь на два типа [Рихтер Я. А., 2015]: СОХ

и островные дуги; другие же [Авдонин В. В., 2010] на четыре типа: СОХ, островные дуги, тыловодужные бассейны, зоны разломов на границе палеоконтинентов.

Типы (подклассы) колчеданных месторождений, выделяют по комплексу признаков (связь с магматическими породами, геологическими условиями залегания и особенностями состава и строения). Рассмотрим их немного подробнее для установления принадлежности (и последующей вещественной характеристики) руд Новопетровской площади. Большинство авторов (Смирнов В. И., 1978, Авдонин В. В., 2010 и др.) выделяют четыре подкласса:

Кипрский – серно-медно- и Cu-Zn-колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой субформацией, характерной для коры океанического типа. К нему относятся докембрийские руды Австралии (Брокен-Хилл), Финляндии (Оутокумпо), раннепалеозойские Норвегии (Леккен), Ньюфаундленда (Канада), среднепалеозойские (Бурибай), мезозойские месторождения Кипра, Турции (Эргани-Маден) и современные сульфидные залежи срединно-океанических хребтов (формируются в зонах СОХ и областях заостроводужного спрединга и внутриплитного вулканизма, так называемые «горячие точки».

Уральский – Cu-колчеданные (Баймакская группа, Блява - Южный Урал), Cu-Zn-колчеданные (Гай, Юбилейное, Сибай - Южный Урал; Уруп, Северный Кавказ и др.) месторождения, связанные с дифференцированной базальт-риолитовой формацией островных вулканических дуг. Оруденение развито в областях развития контрастного риолит-базальтового и дифференцированного андезит-дацит-риолитового вулканизма и отчетливо контролируется вулканическими структурами, ассоциируя с субвулканическими, экструзивными и жерловыми фациями риолит-дацитового состава.

Куроко – Pb-Zn-медные руды, связанные с полно дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией. Месторождения приурочены к зрелым внутренним островным дугам энсиалического типа. Наиболее известными представителями данного типа являются месторождения Алтая, Куроко (колчеданосный миоценовый пояс Японии).

Бесси (Бесси) или Филизчайский – Cu-колчеданные руды, ассоциируют с вулканитами недифференцированных базальтовых формаций (как и кипрский тип). Месторождения приурочены к терригенным флишоидным толщам и удалены от магматических образований. Вмещающие толщи смяты в линейные складки и метаморфизованы в результате деформации. Установлено [Дергачев А. Л., и др., 2011], что медно-колчеданные руды месторождений этого типа накапливаются в депрессиях на склонах срединно-океанических хребтов, вблизи континентальных окраин, в задуговых

спрединговых бассейнах и, более редко - во внутриконтинентальных рифтогенных бассейнах. Для них характерны широкое развитие турбидитов в рудоносной слоистой толще, присутствие базальтовых силлов, листовидная форма рудных залежей, обогащение кобальтом медно-цинковых руд, относительно низкие содержания в них Cu, Zn, Ag и Au, и относительно большие запасы руд и металлов.

По данным приведенным в работе Дергачев А. Л., Еремин Н. И., 2018, в мире насчитывается около 1280 колчеданных месторождений. Для 806 имеются сведения о запасах и среднем содержании золота, распределение их по подклассам рассмотренных выше следующее: куроко – 358, уральский – 329, бесси – 68, кипрский – 51. Можно отметить, что первые два подкласса имеют значительное распространение, следовательно, обстановок, связанных с данными типами рудообразования, существовало гораздо больше. Исходя из структурно-формационных критериев локализации медно-цинково-колчеданных руд (см. главу 2.5) участок Новопетровский относится к уральскому типу месторождений.

3. 3. 1. Результаты минерально-вещественного анализа рудных минералов

Минеральный состав руд изучался по отдельным образцам скважины № 10, отобранных в интервале глубин 460-495 м (верхний уровень оруденения). Всего описано 5 аншлифов при помощи цифрового поляризационного микроскопа Leica DP750P – РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования», 4 из которых были также проанализированы при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N (электронно-зондовый микроанализ, далее ЭЗМ) в РЦ «Геомодель» на базе Научного парка СПбГУ, на котором был определен химический состав ($w, \%$) рудных минералов.

Аншлиф 5 (БРВ. 3.2) медно-колчеданная руда сложена на 75-80 % агрегатом сульфидов, который состоит из халькопирита (45-50 %), пирита (30-35 %). В виде единичных зерен в халькопирите отмечают сфалерит и блеклые руды. Блеклые руды установлены по химическому составу при ЭЗМ. Соотношение сульфидов в объеме сильно варьирует. В халькопирите присутствуют следы окисления (полосы, штрихи коричневого цвета) (рис. 1). Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем и небольшим количеством оксида кальция (CaO).

Пирит представлен двумя морфологическими разновидностями:

1. Пирит-I является ранним минералом и образует кубические кристаллы, в которых отмечают вкрапления вторичного халькопирита (рис. 1, 2).

2 Пирит-II ассоциирует с халькопиритом и образует кристаллы и агрегаты различной формы (рис. 3).

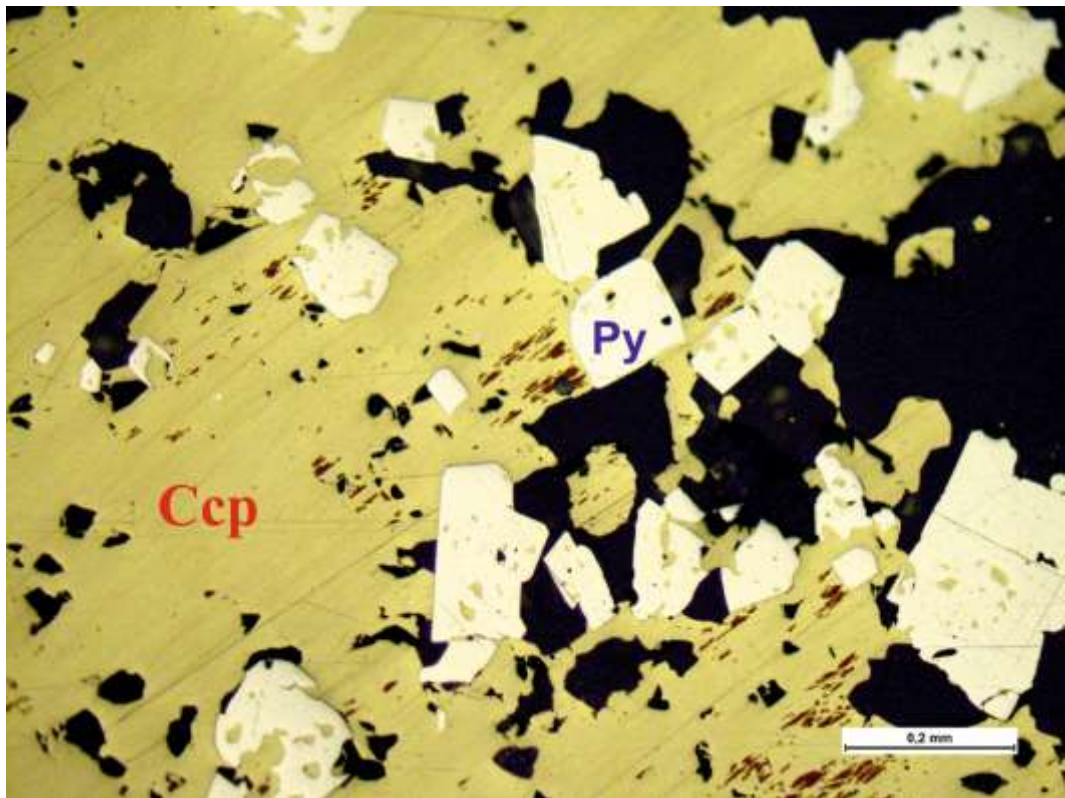


Рисунок 1. Кубические кристаллы пирита-I (Py) с вкраплениями в них зерен халькопирита (Ccp). Коричневые полосы/штрихи окисление халькопирита.

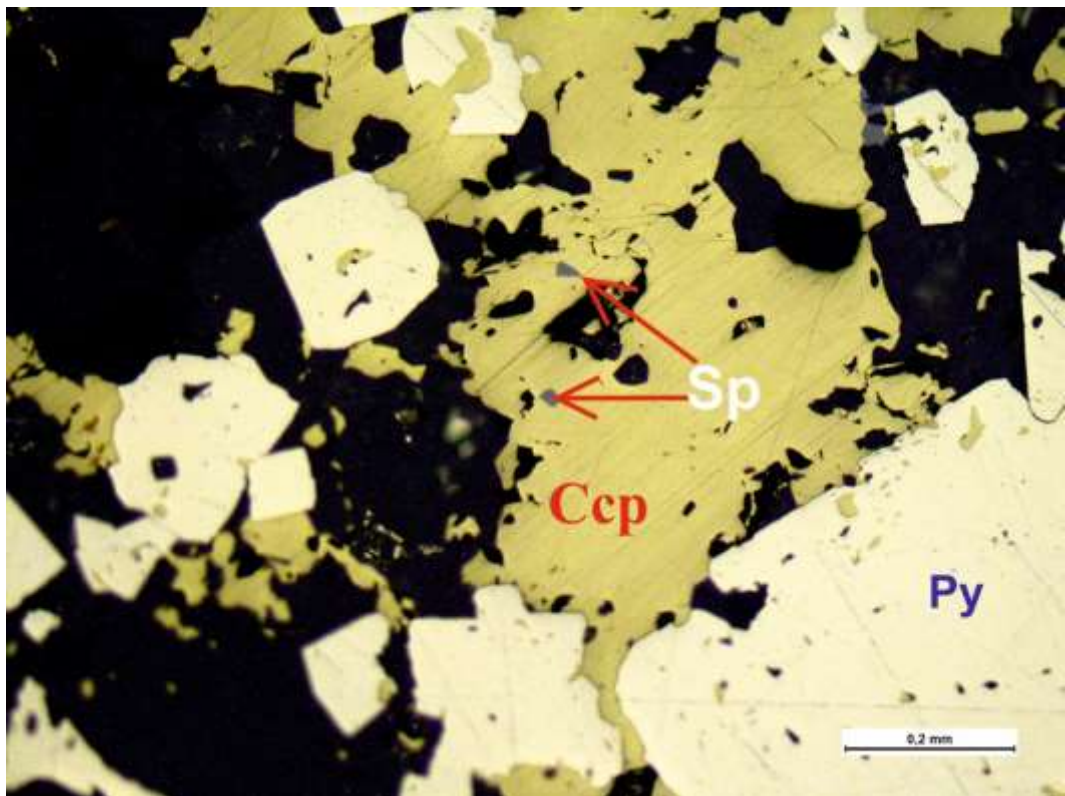


Рисунок 2. Кубические кристаллы пирита-I (Py) с вкраплениями в них зерен халькопирита (Ccp). Вкрапления в халькопирите зерен сфалерита (Sp)

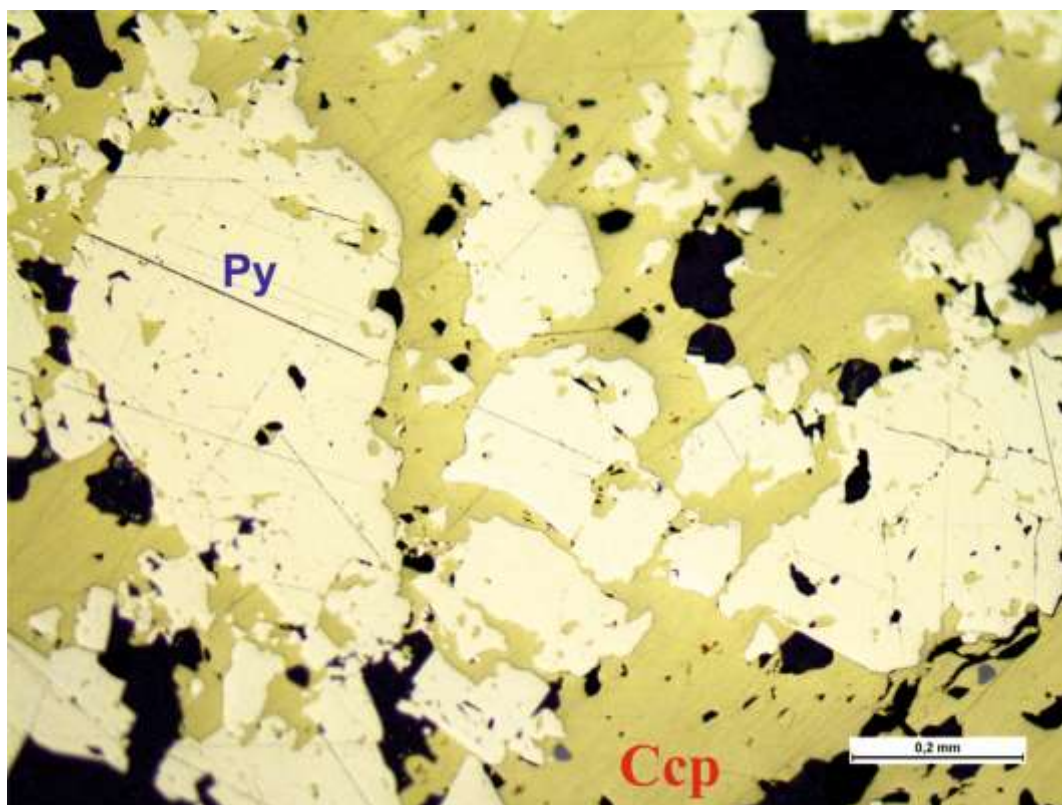


Рисунок 3. Агрегаты пирита-II (Py) и халькопирита (Ccp)

Химический состав рудных минералов аншлифа 5 определен ЭЗМ и представлен в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав рудных минералов аншлифа 5

Минерал	Fe*	Cu*	Zn*	As*	Sb*	S*	Формула**
Пирит	47,28	-	-	-	-	52,72	FeS ₂
Халькопирит	31,00	34,51	-	-	-	34,49	CuFeS ₂
Сфалерит	1,69		66,27	-	-	32,27	ZnS
Блеклая руда	1,14	42,36	7,88	17,48	4,24	26,89	Cu ₅ ZnAs ₂ S ₇

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента (w, %)

** - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

Из таблицы 1 видно, что по химическому составу пирит и халькопирит являются «чистыми» не имеют примесей, которые могли бы усложнить извлечение ценных компонентов. В сфалерите наблюдается примесь железа (до 2 %), однако зная, что сфалерит может содержать железа до 20 %, можно также отметить, что сфалерит является «чистым». Блеклая руда – мышьяковистая, с примесями до 1,5 % железа и до 4 % сурьмы (табл. 2). Блеклая руда тесно ассоциирует с халькопиритом (рис. 4) иногда нарастает вместе с ним на грани пирита (рис. 5, 6).

Видимое самородное золото (>1 мкм) в аншлифе 5 обнаружено при ЭЗМ в кристалле пирита (рис. 5, 6). Зерна золота (до 0,05 мм) с примесями серебра до 1 % и железа до 1 %. Химический состав представлен в табл. 3.

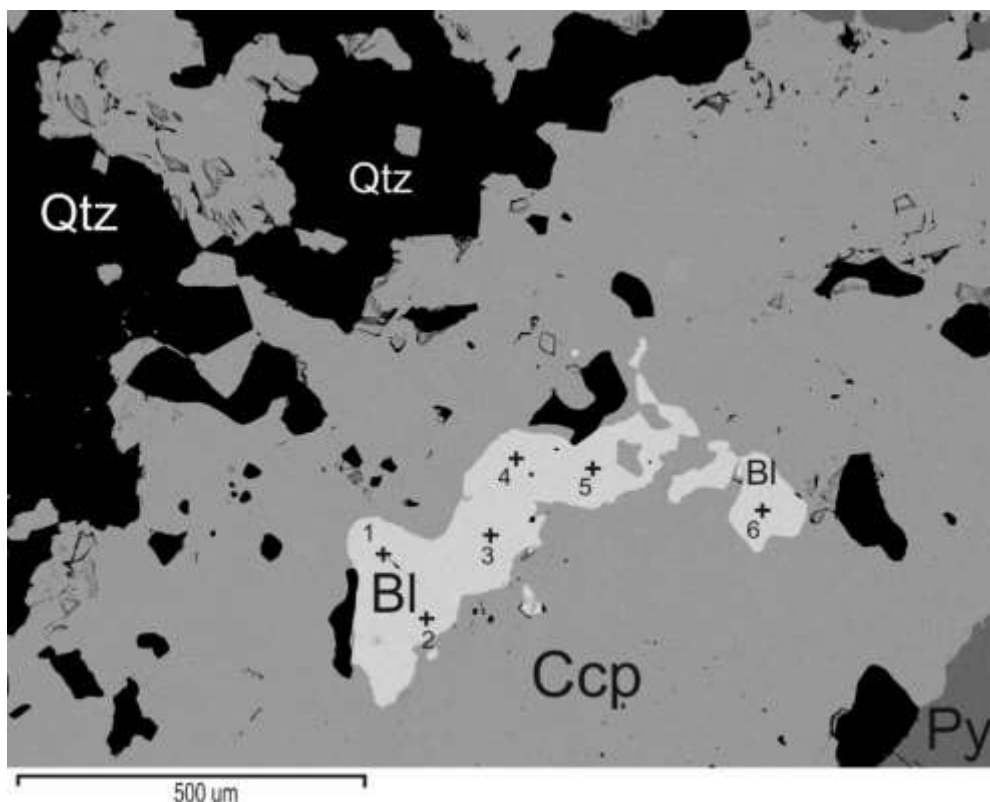


Рисунок 4. Блеклая руда в халькопирите (электронный микроскоп Hitachi S-3400N)
(Bl – блеклая руда, Ccp – халькопирит, Py – пирит, Qtz - кварц)

Таблица 2. Химический состав блеклой руды (w, %)

№ точки замера	Cu	Zn	As	Sb	Fe	S
1	42,41	7,89	18,13	3,7	1,24	26,64
2	42,87	7,75	18,43	2,42	1,03	27,5
3	42,6	7,97	18,64	2,58	1,03	27,19
4	42,94	7,7	18,79	2,68	1,1	26,77
5	42,28	7,92	18,9	2,58	1,22	27,1
6	42,31	7,66	18,62	3,13	1,31	26,98
Среднее	42,57	7,82	18,59	2,85	1,16	27,03

Таблица 3. Химический состав зерен золота (w, %)

№, точки замера	Au	Ag	Fe
1	98,12	0,7	1,19
2	99,05	0,95	-
3	99,27	0,73	-
4	98,74	0,33	0,94
5	98,64	0,54	0,82
Среднее	98,76	0,65	0,98

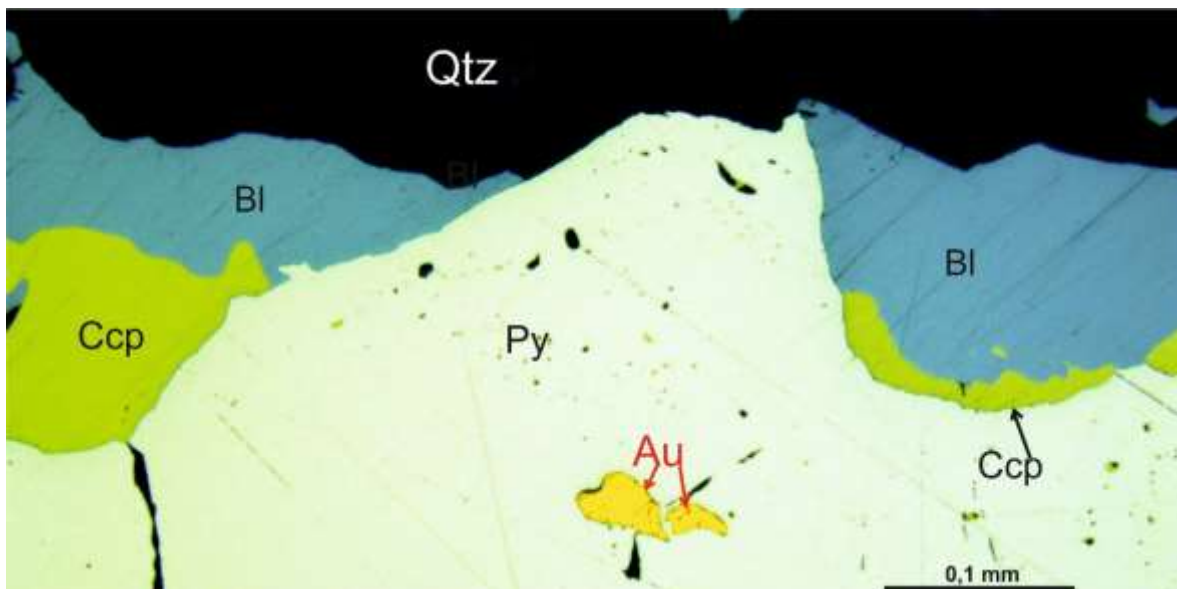


Рисунок 5. Золото (зерна до 0,05 мм) в пирите.
(изображение поляризационного микроскопа Leica DP750P)

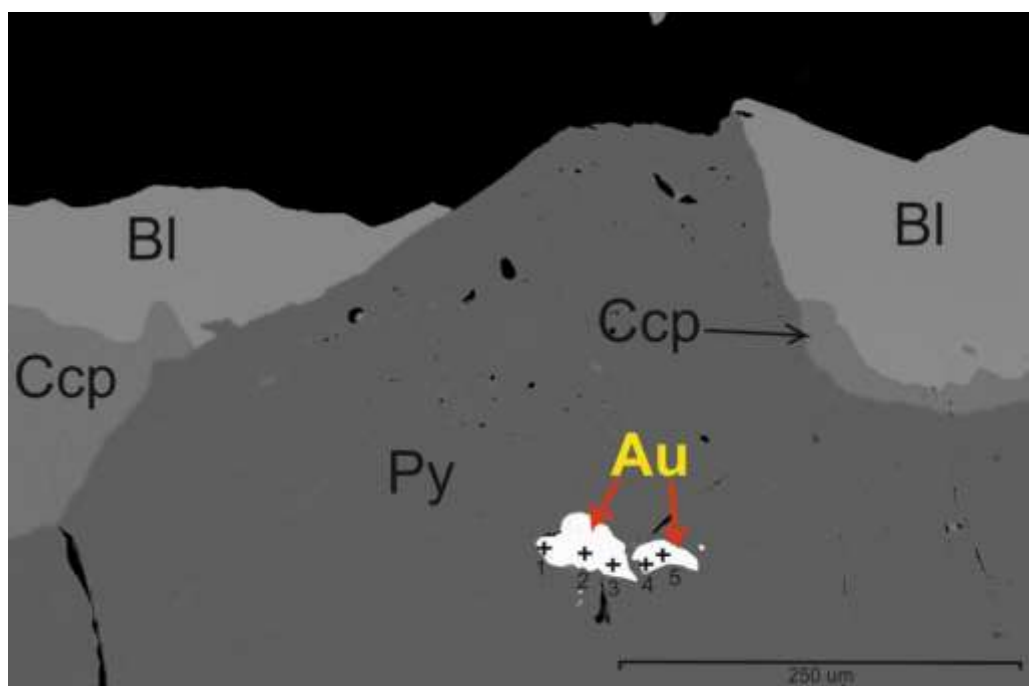


Рисунок 5. Зерна золота в пирите (электронный микроскоп Hitachi S-3400N)
(Bl – блеклая руда, Ccp – халькопирит, Py – пирит, Au – золото)

Аншлиф 9 (16_10_489,4) медно-колчеданная руда сложена на 65-70 % агрегатом сульфидов, который состоит из пирита (40-45 %), халькопирита (25-30 %), сфалерита (10-15 %). Пирит представлен зернами и агрегатами неправильной формы, кристаллы правильной (кубической) формы редки. Халькопирит образует агрегаты, практически полностью замещая пирит. Сфалерит преимущественно окаймляет халькопирит, реже образует зерна-включения в халькопирите. (рис. 6). В халькопирите (реже в пирите) присутствуют следы окисления (полосы, штрихи коричневого цвета) (рис. 7). Нерудные

минералы представлены преимущественно кварцем и небольшим количеством оксида кальция (CaO).

По данным ЭЗМ получены данные химического состава рудных минералов табл. 4. Следует отметить, примесь мышьяка (до 2 %) в пирите как вредную.

Таблица 4. Химический состав рудных минералов аншлифа 9 (16_10_489,4)

Минерал	Fe*	Cu*	Zn*	As*	Sb*	S*	Формула**
Пирит	46,70	-	-	1,72	-	52,08	FeS ₂
Халькопирит	30,39	33,12	-	-	-	35,04	CuFeS ₂
Сфалерит	3,78	-	62,59	-	-	32,35	ZnS

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента (w, %)

** - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

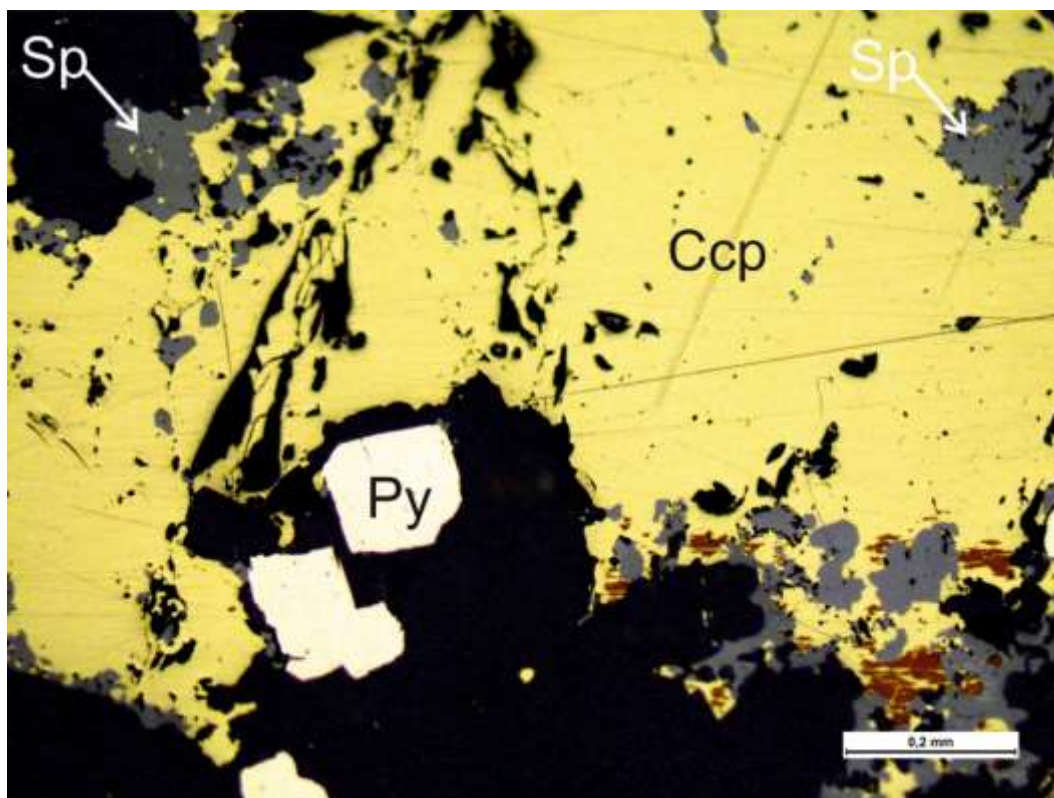


Рисунок 6. Сфалерит (Sp) окаймляет халькопирит (Ccp), редкие зерна (серое) сфалерита в халькопирите. (Py – пирит)

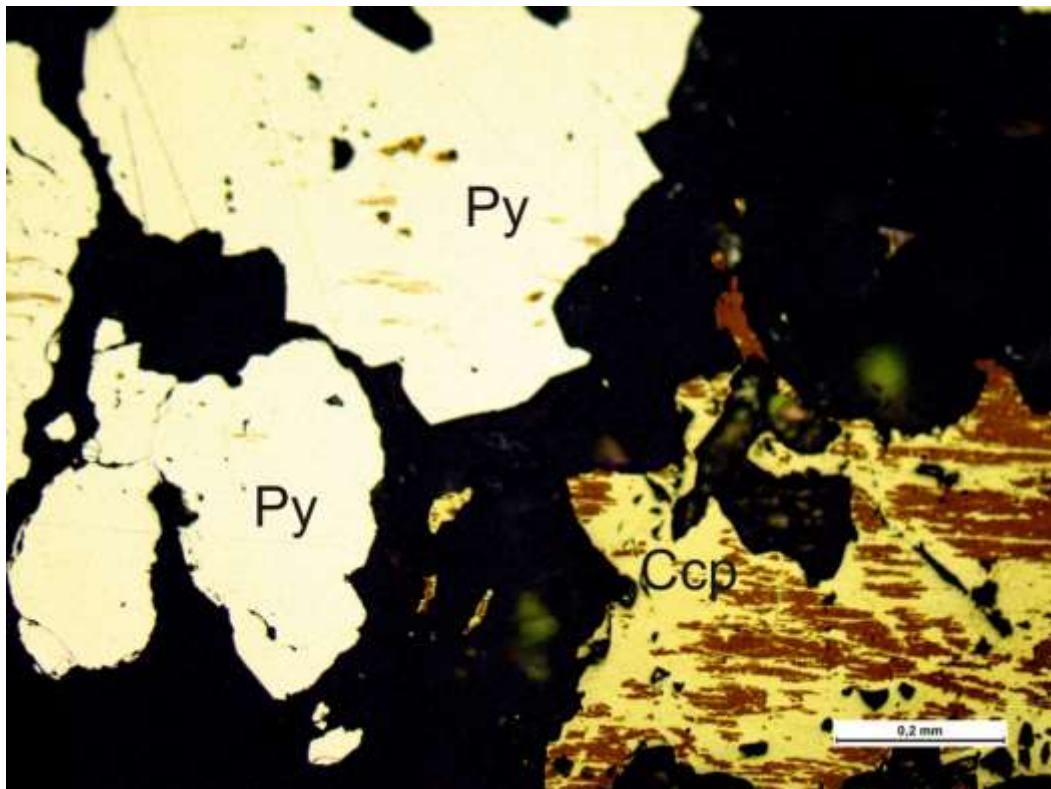


Рисунок 7. Следы окисления (коричневые полосы/штрихи) халькопирит и пирит (Py – пирит, Ccp – халькопирит)

При ЭЗМ в кварце обнаружены единичные зерна титанита (сфена) неправильной занозистой формы (рис. 8) определен следующий химический состав (табл. 5).

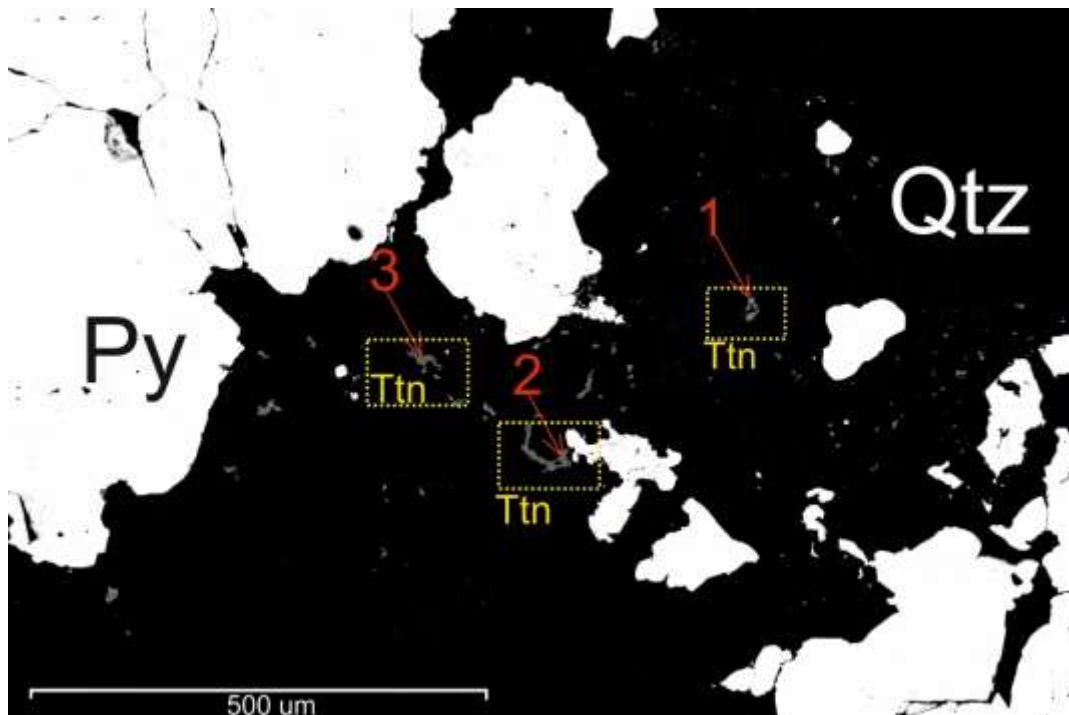


Рисунок 8. Зерна титанита. (электронный микроскоп Hitachi S-3400N)
(Bl – блеклая руда, Ccp – халькопирит, Py – пирит, Ttn – титанит, Qtz - кварц)

Таблица 5. Химический состав титанита (w, %)

№, точки замера	Ti	Ca	Si	Al	Mg	F	O	Формула*
1	56,35	4,61	3,24	0,99	0,33	-	33,11	CaTi ₂ SiO ₆
2	22,11	21,26	15,19	2,33	-	-	38,75	
3	19,21	21,45	14,94	4,29	0,32	1,66	36,83	
Среднее	32,56	15,77	11,12	-	-	-	36,23	

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

Аншлиф 3 (БРВ 3.1) медно-колчеданная руда сложена на 60-70 % агрегатом сульфидов, который состоит из пирита (30-35 %), халькопирита (30-35 %). Пирит представлен бесформенными агрегатами, а также мелкими (до 0,2 мм) псевдокубическими зернами (рис. 9). Халькопирит выполняет трещины в пирите, иногда замещает мелкие зерна пирита. В халькопирите (реже в пирите) присутствуют следы окисления (полосы, штрихи коричневого цвета) (рис. 10). Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем и небольшим количеством оксида кальция (CaO).

Химический состав рудных минералов аншлифа 3 представлен в табл. 6.

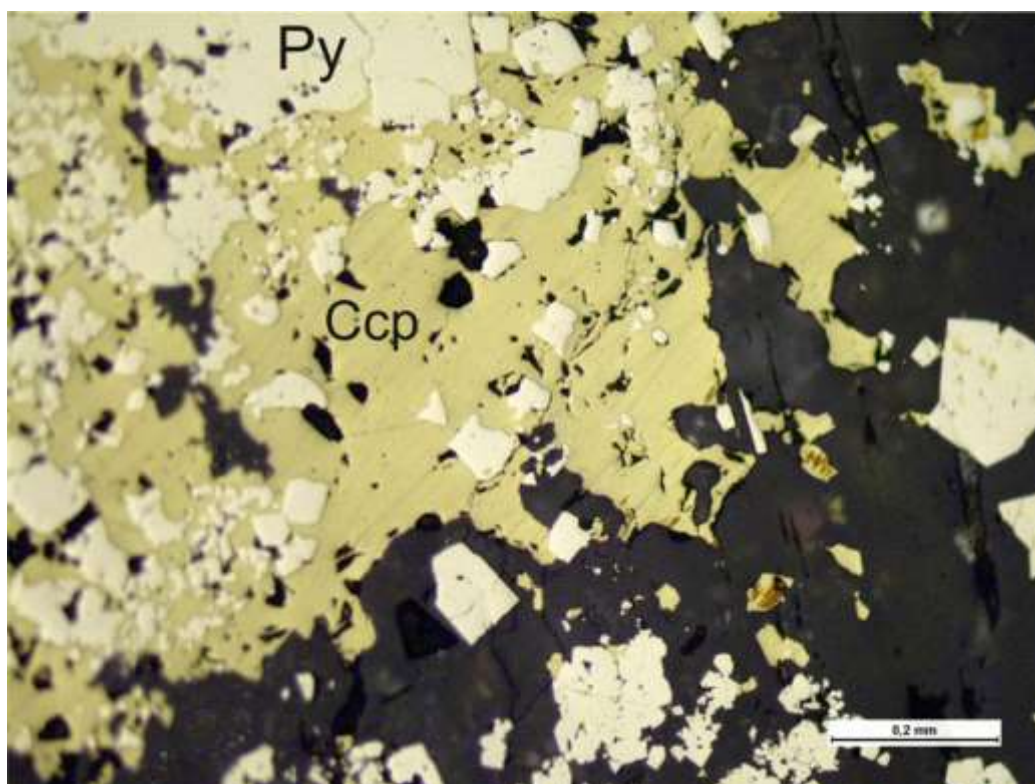


Рисунок 9. Агрегаты, псевдокубические зерна пирита, халькопирит выполняет трещины между пиритом (Py – пирит, Ccp – халькопирит)

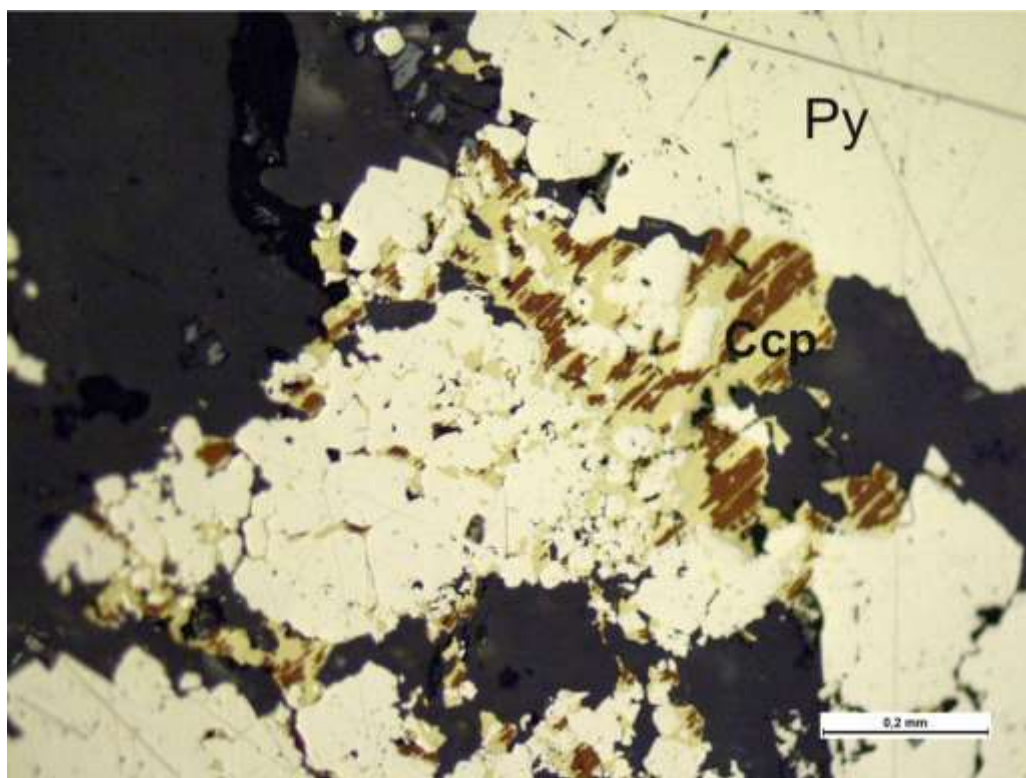


Рисунок 10. Следы окисления (штрихи/полосы) в халькопирите (Py – пирит, Ccp – халькопирит)

Таблица 6. Химический состав рудных минералов аншлифа 3 (БРВ 3.1)

Минерал	Fe*	Cu*	S*	Формула**
Пирит	47,31	-	52,69	FeS ₂
Халькопирит	31,17	34,06	34,77	CuFeS ₂

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента (w, %)

** - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

При ЭЗМ в кварце обнаружен рутил в виде отдельных вкраплений и единичного зерна (рис. 11, точка 3), химический состав которых представлен в табл. 7. Также обнаружены единичные зерна (рис. 12) теллуrowисмутита (теллурид висмута) содержащие (до 45 %) теллура и висмута (до 50 %) (табл. 8).

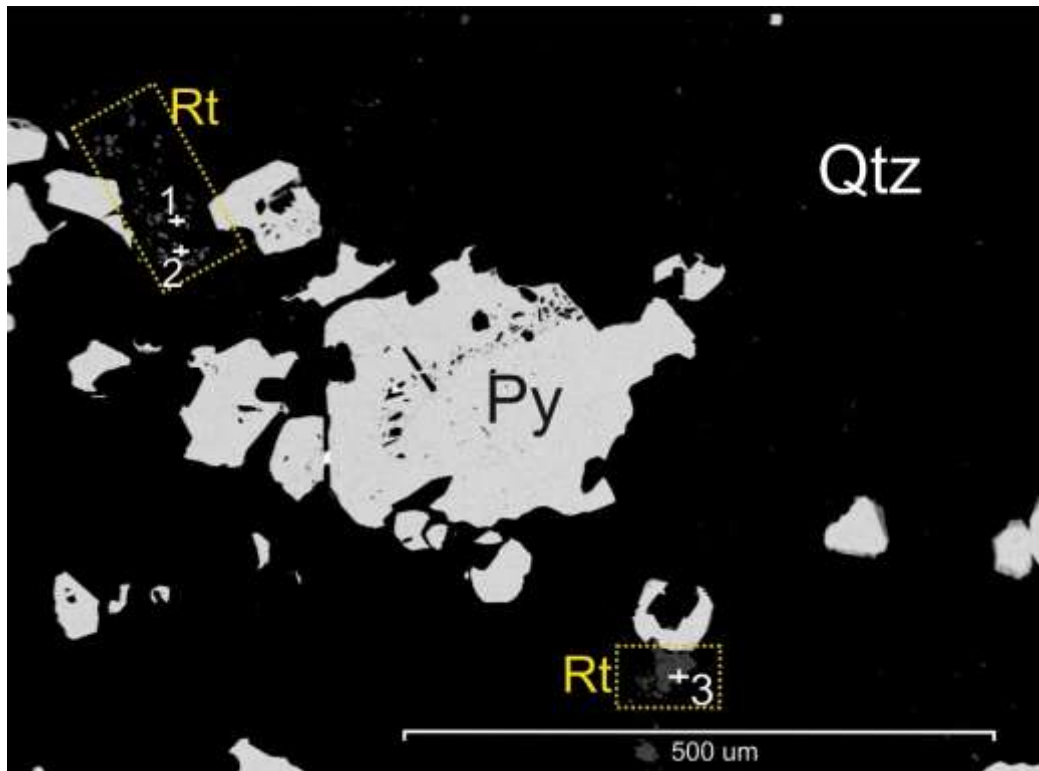


Рисунок 11. Вкрапления (вверху-слева) и зерно (внизу-справа) титанита в кварце (Py – пирит, Rt – рутил, Qtz - кварц)

Таблица 7. Химический состав рутила (w, %)

№, точки замера	Ti	Ca	Si	Al	Mg	F	O	Формула*
1	52,78	-	2,38	1,79	0,21	-	42,19	TiO ₂
2	49,79	-	3,1	2,85	0,27	-	43,23	
3	19,38	18,25	15,64	4,34	-	1,08	40,4	
Среднее	45,70		5,33	2,99			40,68	

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

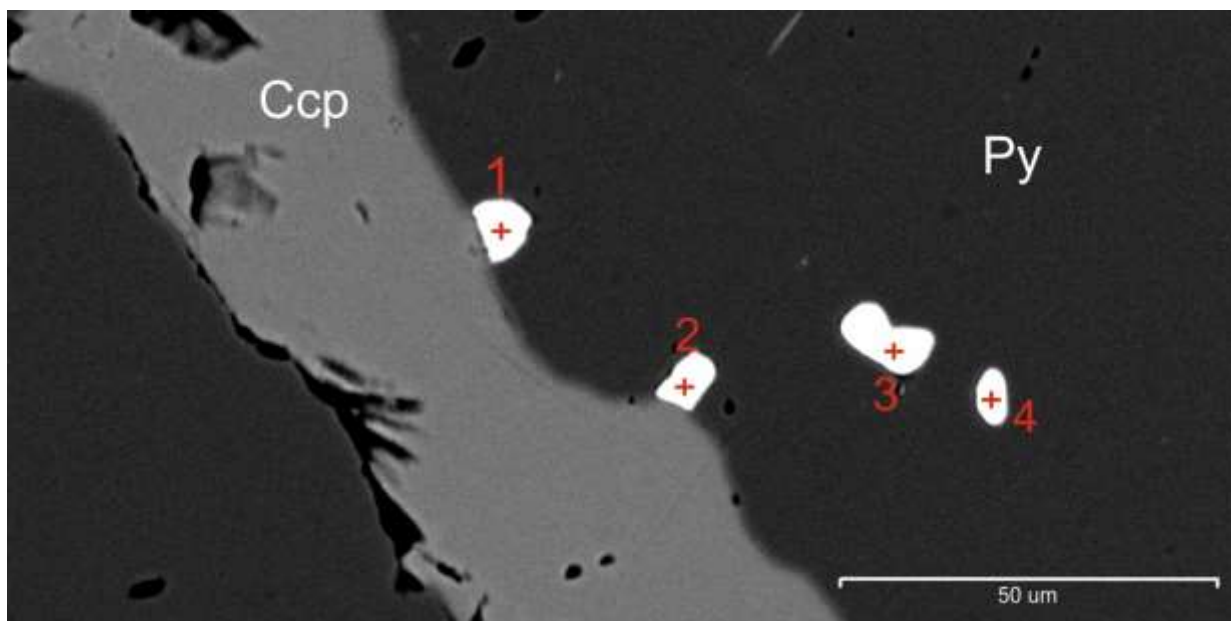


Рисунок 12. Единичные зерна теллура и висмута (белое)
(Py – пирит, Ccp – халькопирит)

Таблица 8. Химический состав зерен теллура и висмута (w, %)

№, точки замера	Bi	Te	Fe	Cu	S	Формула*
1	50,69	44,65	2,67	1,18	0,81	Bi ₂ Te ₃
2	50,67	45,22	3,36	-	0,75	
3	51,29	45,68	2,57	-	0,45	
4	50,66	45,74	2,83	-	0,76	
Среднее	50,83	45,32	2,86	-	0,69	

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

Аншлиф 6 (6_10_495,5) медно-колчеданная руда сложена на 80-90 % агрегатом пирита массивной текстуры, который состоит из пирита (85-90 %), и отдельных мелких (менее 0,2 мм) зерен халькопирита (2 %) в пирите (рис. 13). Пирит представлен неравномернотекстурными крупными (до 0,5 мм) и мелкими (0,2 мм и менее) кристаллами, трещины между которыми иногда заполнены халькопиритом (рис. 14). Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем и небольшим количеством оксида кальция (CaO).

При ЭЗМ в аншлифе 6 обнаружены единичные зерна сфалерита в пирите, а также гематит, выполняющий трещины между пиритом (рис. 15). Акцессорные минералы: *титанит* в виде зерен неправильной (заноэистой) формы окаймляет пирит или расположен в местах дробления пирита (рис. 16); *рутил* в виде отдельных зерен (вкрапленности) в кварце (рис. 17). Химический состав рудных минералов в табл. 9, акцессорных титанита – табл. 10, рутила – табл. 11.

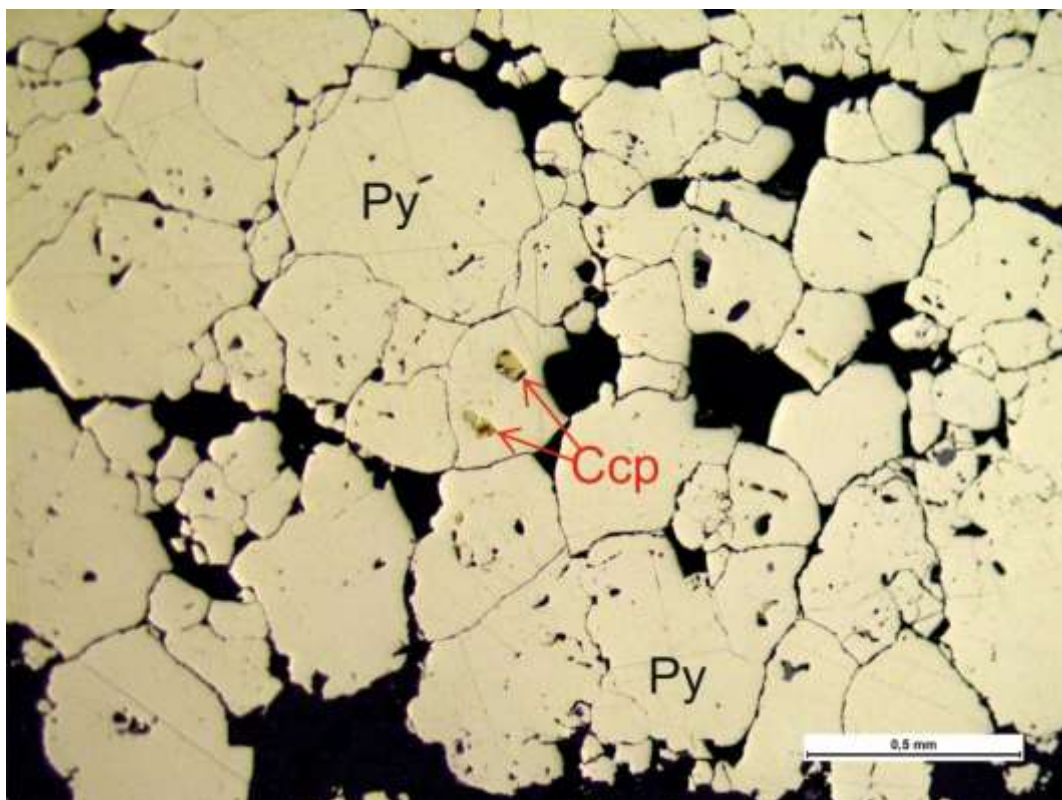


Рисунок 13. Массивная текстура пирита (Py) отдельные зерна халькопирита в пирите (Ccp)

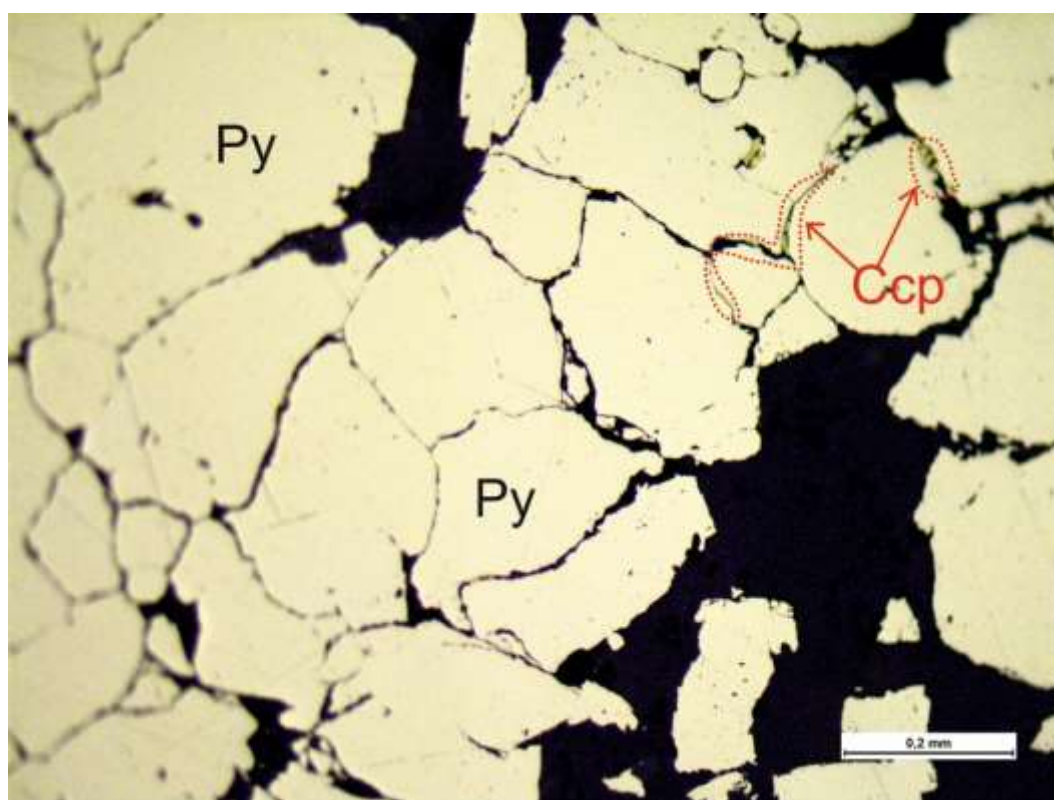


Рисунок 14. Трещины, частично заполненные халькопиритом (Py – пирит, Ccp – халькопирит)

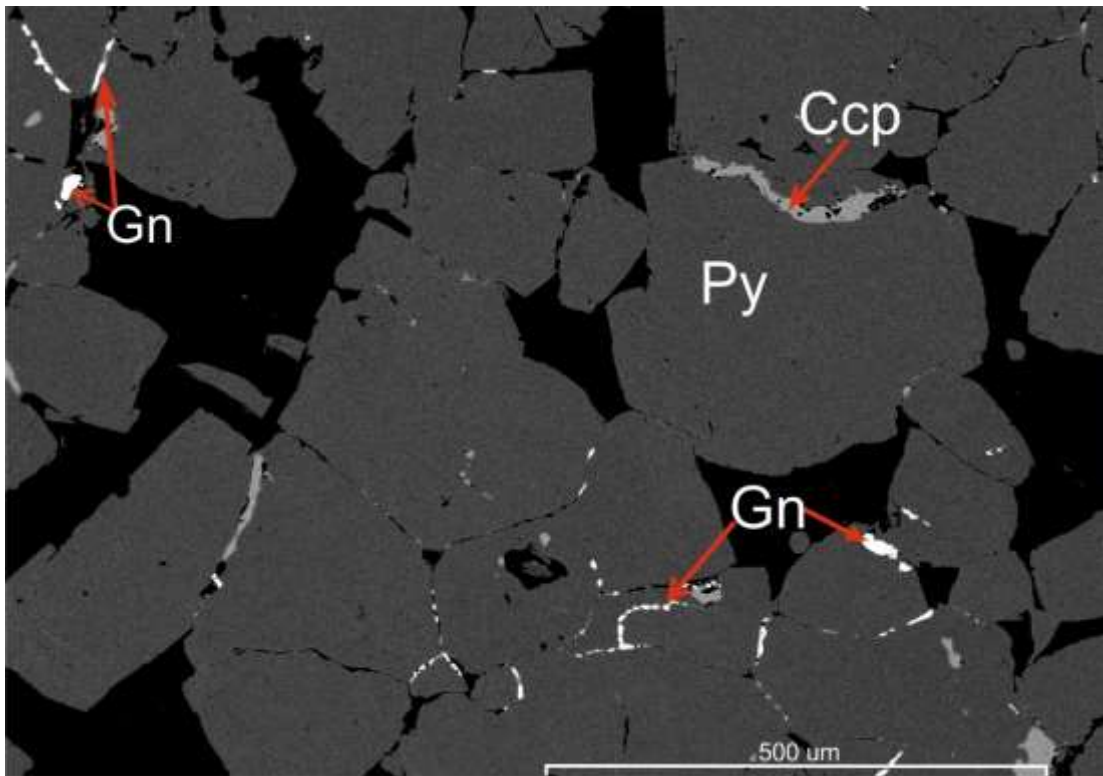


Рисунок 15. Трещины в пирите выполненные гематитом (Gn – гематит, Py – пирит, Ccp - халькопирит)

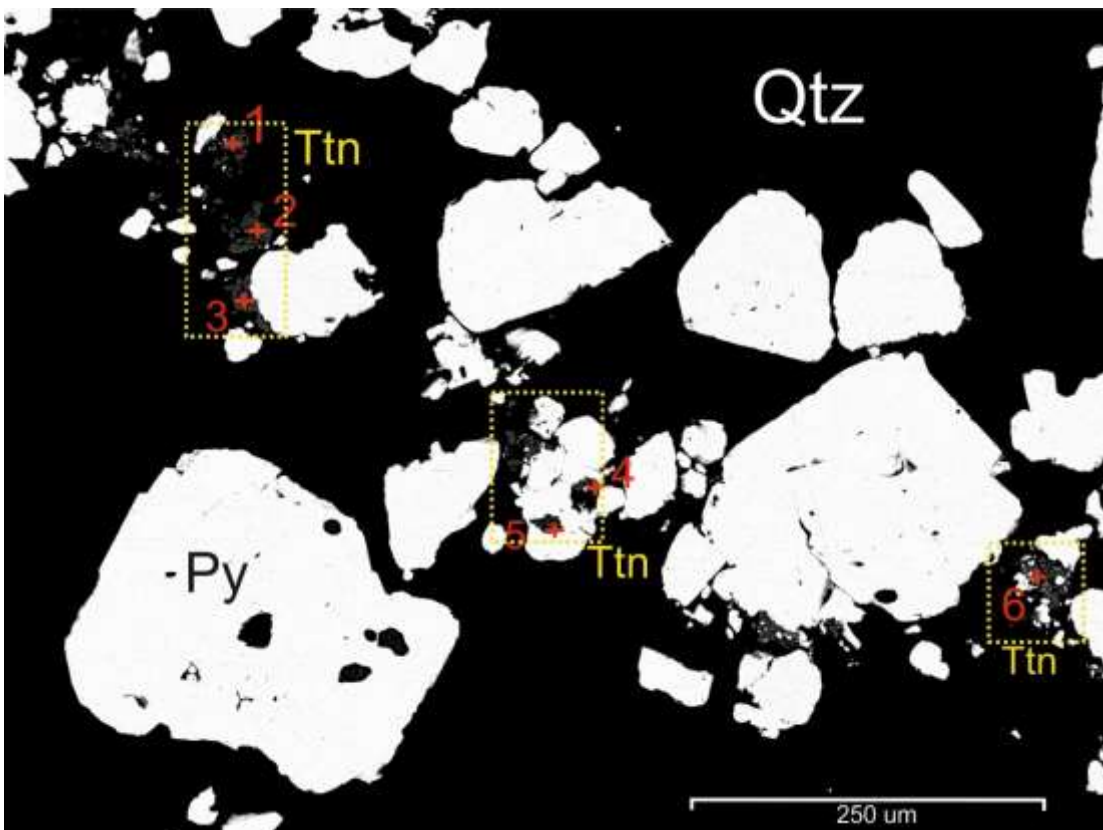


Рисунок 16. Титанит в кварце. В точке 3 окаймляет пирит (Py – пирит, Qtz – кварц, Ttn – титанит, 1 – точки замера хим. сост.)

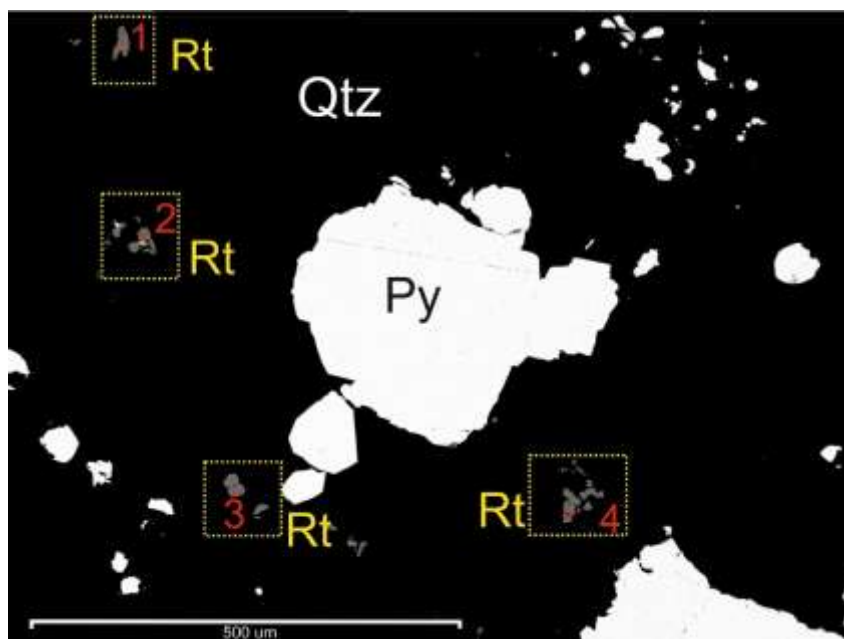


Рисунок 17. Зерна и включения рутила в кварце
(Py – пирит, Qtz – кварц, Rt – рутил, 1 – точки замера хим. сост.)

Таблица 9. Химический состав рудных минералов аншлафа 6 (6_10_495,5)

Минерал	Fe*	Cu*	Zn*	Pb*	S*	O*	Формула**
Пирит	45,88				51,80		FeS ₂
Халькопирит	32,14	32,03			35,82		CuFeS ₂
Сфалерит	4,58		62,26		32,85		ZnS
Галенит	5,00			77,74	14,51	3,67	PbS

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента (w, %)

** - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

Таблица 10. Химический состав титанита (w, %)

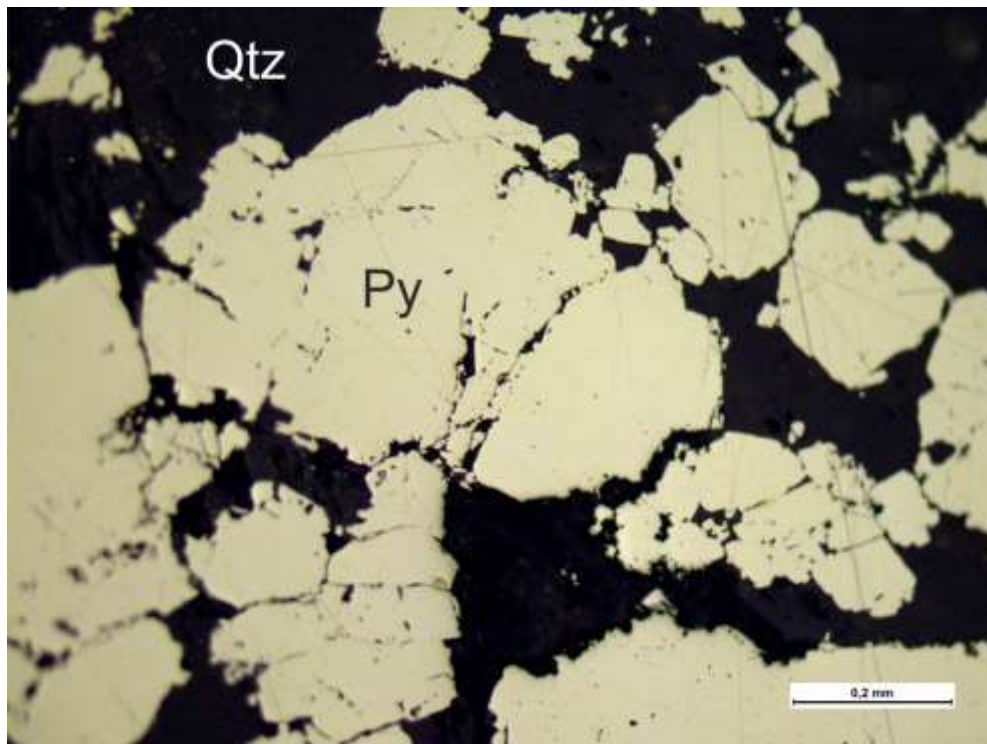
№, точки замера	Ti	Ca	Fe	Al	F	Si	O	Формула*
1	20,94	20,35	0,44	2,72	0,93	14,99	38,99	CaTiSiO ₅
2	19,09	19,49	0,73	4,24	1,58	15,51	38,41	
3	20,43	20,62	0,47	2,86	1,89	15,18	38,55	
4	21,46	20,92	1,05	2,53	1,43	14,91	37,46	
5	18,28	17,04	0,94	2,74	1,51	20,25	38,09	
6	20,22	19,25	0,63	2,12	0,95	18,44	38,24	
Среднее	20,30	20,09	0,71	2,87	1,52	16,23	38,03	

Примечание: * - среднее объемное содержание элемента / атомный вес (масса) элемента

Таблица 11. Химический состав рутила (w, %)

№, точки замера	Ti	Si	O	Формула*
1	62,68	0,28	37,04	TiO ₂
2	64,67	0,39	34,95	
3	62,32	0,49	37,19	
4	62,3	0,39	37,31	
Среднее	62,99	0,39	36,62	

Аншлиф 8 (БРВ 2.2.1) медно-колчеданная руда сложена на 50-60 % неравномернoзернистыми образованиями пирита в кварце, текстура пятнистая, трещиноватая. Трещины заполнены кварцем, реже халькопиритом. (рис. 18).



*Рисунок 18. Трещиноватые зерна пирита в кварце
(Py – пирит, Qtz - кварц)*

Выше нами было упомянуто, что оруденение Новопетровской площади относится к уральскому типу (подклассу), полученные результаты минерального (ассоциация пирита, халькопирита, сфалерита) и химического состава руд с достаточной достоверностью подтверждают это. Заключение по результатам вещественного состава руд см. Выводы.

3. 4. Петрофизика и геология

Подготовка образцов

В коллекцию отбирались образцы керна скважин, не подверженные процессам выветривания, не имеющие следов интенсивных механических нарушений (трещин и сколов). Все отобранные образцы были пронумерованы, сфотографированы, каталогизированы, имеют геологическую и пространственную привязку (номер скважины, интервал глубин отбора образца).

Для каждого образца составлено краткое геологическое описание, на основе которого он отнесен к одной из выделенных литологических групп.

При описании образцов фиксировалась:

1. степень интенсивности гидротермально-метасоматического изменения пород (окварцевание, серицитизация, хлоритизация и др.);
2. объемное содержание сульфидов в породе;

Образцы были разделены на четыре группы ((a) - подгруппа):

- 1 – вулканогенные породы (a), пропицитизированные вулканогенные (b);
- 2 – окварцованные породы (интенсивно и слабо);
- 3 – сульфидизированные вулканогенные породы (слабо (1 - 2 %), умеренно (2 – 5 %), интенсивно (более 5%));
- 4 – гематитизированные породы (госсаниты надрудного горизонта).

Петрофизические исследования

В ходе лабораторного изучения петрофизических свойств образцов пород определялись следующие параметры: плотность (σ), минеральная плотность ($\sigma_{\text{мин}}$), пористость (n), удельное электрическое сопротивление (ρ), поляризуемость (η), магнитная восприимчивость (α).

Плотностные свойства

Определение плотности и пористости пород проведено методом гидростатического взвешивания по стандартной методике [Петрофизика, 1992].

На первом этапе образцы высушивались в сушильном шкафу до постоянного веса при температуре 105 °С для удаления оставшейся поровой влаги (в течении 30 часов). После чего проводилось их взвешивание (определялся вес образца в газонасыщенном состоянии ($m_{\text{г}}$)). Затем образцы под вакуумом в течении 24 часов насыщались дистиллированной водой, содержащей 500 мг $NaCl$ (электропроводностью 1000 мкСм/см). После полного водонасыщения образцов измерялся их вес в воздухе (вес полностью водонасыщенных образцов ($m_{\text{в}}$)) и в воде ($m_{\text{вв}}$)).

Для измерения массы образцов использованы весы *4-го класса точности ВЛКТ-500*. Точность измерения массы ± 10 мг.

Расчет плотности (σ), минеральной плотности ($\sigma_{\text{мин}}$) и пористости (n) проведен используя следующие соотношения:

$$\sigma = \frac{m_{\text{В}}}{m_{\text{В}} - m_{\text{ВВ}}}, \quad (1)$$

$$n = \frac{m_{\text{Г}} - m_{\text{В}}}{m_{\text{В}} - m_{\text{ВВ}}}, \quad (2)$$

$$\sigma_{\text{мин}} = \frac{m_{\text{В}}}{(1-n)}. \quad (3)$$

Электрические свойства

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) и поляризуемость горных пород определялись с помощью четырехэлектродной установки. Измерения проведены серийным измерителем АИЭ-2 и лабораторным генератором малых токов (стабилизация тока ± 0.1 мкА) во временной области. Для согласования с нагрузкой на вход измерителя подключался эмиттерный повторитель (для увеличения входного сопротивления измерителя до 100 МОм). Использовался режим разнополярных импульсов тока с паузами.

Длительность импульсов тока (T) равнялась 1 с. Измерения кривых спада поляризуемости на ранних (0.02 – 10 мс) и поздних (10 мс – 1 с) временах проводились с разной шириной временного окна, что позволяет повысить отношение сигнал/шум. В качестве приемных электродов использовались хлор-серебряные неполяризующиеся электроды.

Расчет поляризуемости и УЭС образцов проведен по следующим формулам:

$$\eta = \frac{1}{TU_{\text{пр}}} \int U_{\text{ВП}}(t) dt, \quad (4)$$

$$\rho = K \frac{U_{\text{пр}}}{I}, \quad (5)$$

где: $U_{\text{пр}}$ — напряжение, измеренное в конце импульса тока; $U_{\text{ВП}}(t)$, t — напряжение, измеренное в паузе между импульсами тока, и время после выключения тока, K — геометрический коэффициент, T — длительность импульсов тока.

Магнитные свойства

Измерения магнитной восприимчивости горных пород проведено лабораторным каппаметром KLY-2, прошедшим эталонирование для образцов, имеющих форму кубиков с размером стороны 2.5 см.

Результаты Корреляция данных петрофизики и геологии

Для получения зависимостей между геологическими данными (химический состав пород) и измеренными значениями петрофизических параметров, составлена корреляционная матрица (рис. 1).

	1 Density	2 Плот.мин.	3 п, % порист-ть	4 Маг.воспр	5 Eta, поляр-ть	6 Rk, эл.сопрот-е
MgO	0,00409	0,02612	0,22614	-0,14586	0,31951	-0,21613
Al	0,12100	0,11742	-0,05446	0,11886	0,11595	-0,04441
Si	-0,26378	-0,28807	-0,20211	-0,02963	-0,18844	0,40125
S	-0,06076	-0,05362	0,08117	0,06205	-0,01179	-0,02095
K	-0,00973	-0,00357	0,06631	-0,01931	-0,00922	-0,02385
Ca	-0,06529	-0,07191	-0,05856	-0,02128	-0,04496	0,07319
Ti	0,00280	0,00284	-0,00011	-0,00188	0,00423	-0,00332
Cr	-0,00075	-0,00087	-0,00230	-0,05380	-0,07365	0,05896
Mn	0,47932	0,47137	-0,17599	-0,21360	0,11837	-0,04132
Fe	0,02385	0,02531	0,01083	-0,01653	0,00638	-0,03607
Ni	0,10111	0,09439	-0,08894	-0,07695	-0,04654	-0,04070
Cu	-0,00032	-0,00044	-0,00116	-0,00040	-0,00018	-0,00086
Zn	0,00001	0,00001	-0,00001	-0,00000	0,00000	0,00000
As	-0,00006	-0,00006	-0,00005	0,00004	-0,00004	-0,00004
Rb	0,23355	0,20958	-0,29295	-0,02332	0,04612	-0,01736
Sr	-0,12014	-0,14267	-0,21299	0,49659	-0,12979	0,01116
Y	-0,16688	-0,13842	0,32565	0,29904	0,05587	-0,22373
Zr	0,03633	0,03069	-0,06076	0,22935	0,19378	-0,02465
Mo	-0,02947	-0,02980	0,00238	0,05828	0,00028	-0,10685
Pb	-0,07871	-0,06807	0,12285	-0,02761	0,01295	-0,01798
LE	0,15075	0,15963	0,06207	-0,03748	0,18626	-0,00250
Density	1,00000	0,99559	-0,22665	-0,42201	0,59511	-0,28706
Плот.мин	0,99559	1,00000	-0,13428	-0,44728	0,60329	-0,34014
п, %	-0,22665	-0,13428	1,00000	-0,18837	-0,01677	-0,49904
Каппа	-0,42201	-0,44728	-0,18837	1,00000	-0,34982	0,29771
Eta	0,59511	0,60329	-0,01677	-0,34982	1,00000	-0,47950
Rk_0.42H	-0,28706	-0,34014	-0,49904	0,29771	-0,47950	1,00000
Средние	2,84274	2,86631	0,83523	526,68966	6,43061	483,74538
Ст.откл.	0,08139	0,08062	0,27952	135,00883	7,29701	183,70919
Козф.вар	0,02863	0,02813	0,33466	0,25633	1,13473	0,37976

Рисунок 5. Корреляционная матрица по данным петрофизики и геологии

Из рис. 1 видно, что каких-либо значимых положительных корреляционных связей не прослеживается - их просто нет. Интерпретация полученных петрофизических зависимостей, в данной работе, имеет место только в связи с минеральным составом пород. Данное положение подтверждается полученными зависимостями (см. результаты петрофиз. исслед.), в которых видно, что породы площади плохо дифференцированы по физическим свойствам, выделяются лишь те, которые значительно сульфидизированны.

Результаты петрофизических исследований

Электрические свойства

По удельному электрическому сопротивлению и поляризуемости собственно вулканогенные породы дифференцированы плохо (рис. 2). Среднее электрическое сопротивление (ρ_{cp}) и поляризуемость (η_{cp}) пород составляют 600 Омм и 1 %, соответственно. Однако образцы содержащие повышенное количество сульфидов обладают аномальными свойствами пониженным сопротивлением (100 Омм) и повышенной поляризуемостью (более 5 %).

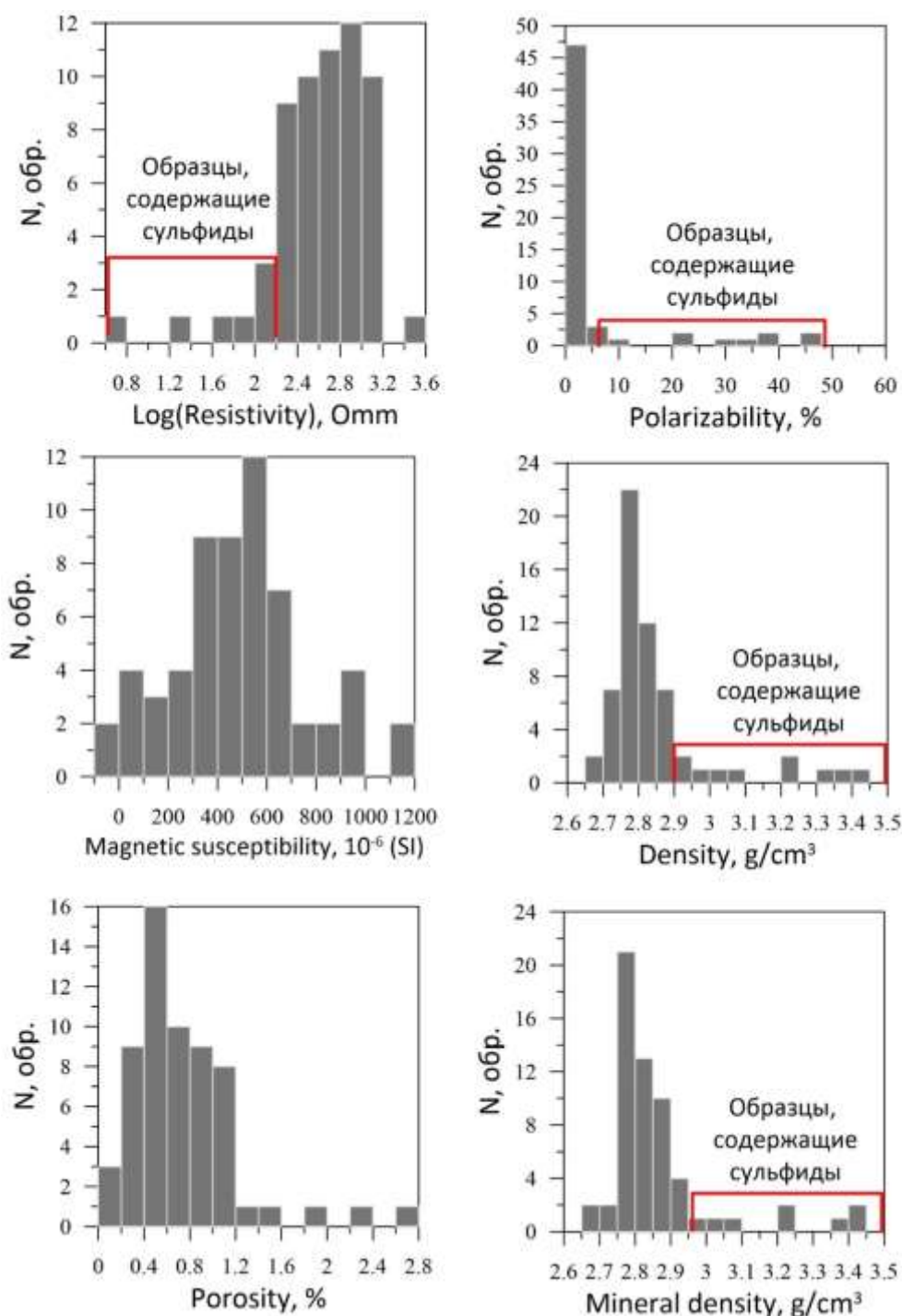


Рисунок 2. Гистограммы распределения петрофизических параметров

На рис. 3 приведены зависимости электрического сопротивления пород от их пористости. Для пород изученной коллекции образцов устанавливается рост электрического сопротивления с уменьшением пористости пород (тренд I на рис. 3). Степенная экспериментальная зависимость $\rho(n)$ хорошо описывается законом Арчи-Дахнова. При этом установлено влияние состава пород на электрическое сопротивление. Группа интенсивно сульфидизированных пород отклоняется от общего облака точек. Для них установлена обратная зависимость – уменьшение электрического сопротивления с уменьшением пористости. Таким образом, электрическое сопротивление сульфидизированных пород определяется не пористостью, а содержанием сульфидов.

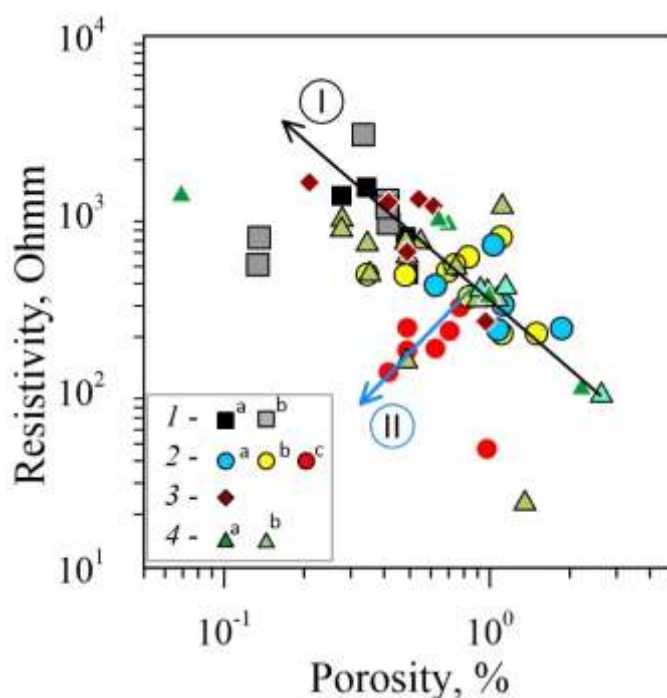


Рисунок 3. Зависимость электрического сопротивления от пористости пород.

Примечание: классы пород (выделены на основе визуального описания): 1 – окварцованные породы (a – интенсивно, b – слабо); 2 – сульфидизированные породы (a – слабо (1 - 2 %), b – умеренно (2 – 5 %), c – интенсивно (более 5%)); 3 – гематитизированные породы (госсаниты надрудного горизонта); 4 – вулканогенные породы (a) и их пропилитизированные разновидности (b). Основные тренды, обусловленные: I – изменением пористости в породе; II – долей сульфидов в породе.

Поляризуемость пород изученной коллекции практически не зависит от минерального состава пород и их пористости (рис. 2, 4). Основным фактором, влияющим на величину поляризуемости пород, оказывается содержание сульфидов (см. рис. 4). С ростом сульфидизации пород наблюдается увеличение поляризуемости и уменьшение электрического сопротивления (тренд I на рис. 4).

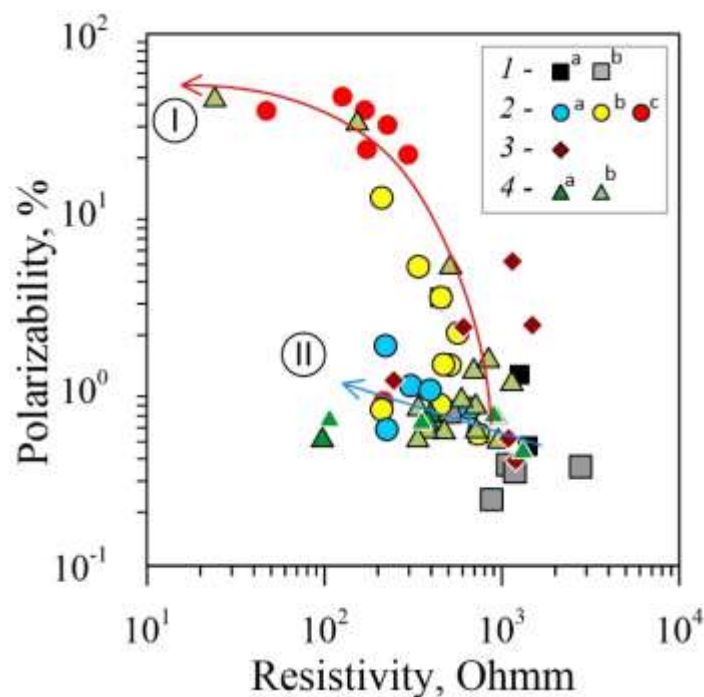


Рисунок 4. Зависимость поляризуемости от пористости пород

Примечание: классы пород (выделены на основе визуального описания): 1 – окварцованные породы (a – интенсивно, b – слабо); 2 – сульфидизированные породы (a – слабо (1 - 2 %), b – умеренно (2 – 5 %), c – интенсивно (более 5%)); 3 – гематитизированные породы (госсаниты надрудного горизонта); 4 – вулканогенные породы (a) и их пропититизированные разновидности (b). Основные тренды, обусловленные: I – изменением пористости в породе; II – долей сульфидов в породе.

Плотностные свойства

Плотность пород изменяется в широких пределах от 2.65 г/см^3 до 3.5 г/см^3 , что указывает на неплохую дифференциацию пород. Сводные гистограммы распределения плотности (σ) и минеральной плотности ($\sigma_{\text{мин}}$) приведены на рисунке 1. При этом неизменным вулканогенным породам на гистограмме $\sigma_{\text{мин}}$ и σ отвечает основная мода 2.8 г/см^3 .

На рисунке 5 приведены зависимости плотности от пористости пород. Установлено два взаимно противоположных тренда: (1) уменьшение плотности с ростом пористости; (2) уменьшение плотности с уменьшением пористости.

Первая зависимость указывает на то, что пористость пород оказывает определяющее влияние на их плотность. В эту группу попадают преимущественно слабо измененные вулканогенные породы.

В процессе гидротермально-метасоматического изменения в породах формируются вторичные минералы (серицит, хлорит, кварц, и др.), плотность которых оказывается, как выше (эпидот, хлорит), так и ниже (кварц) средней минеральной плотности породы в неизменном состоянии. В частности, повышение плотности пород может быть

обусловлено уменьшением пористости и/или увеличением содержания сульфидов в породе, а уменьшение плотности — увеличением пористости и/или доли минералов, обладающих низкой минеральной плотностью (преимущественно, кварц). Таким образом, установленный тренд уменьшения плотности породы с уменьшением пористости можно объяснить ее окварцеванием (тренд III на Рис. 5). Вероятно, часть кварца отлагалась в порах, что может объясняет пониженную пористость образцов окварцованных пород.

Группа интенсивно сульфидизированных образцов значительно отклоняется от общего «облака точек» на диаграмме (тренд II на Рис. 5). Для этой группы плотность пород не зависит от их пористости и определяется объемным содержанием сульфидов.

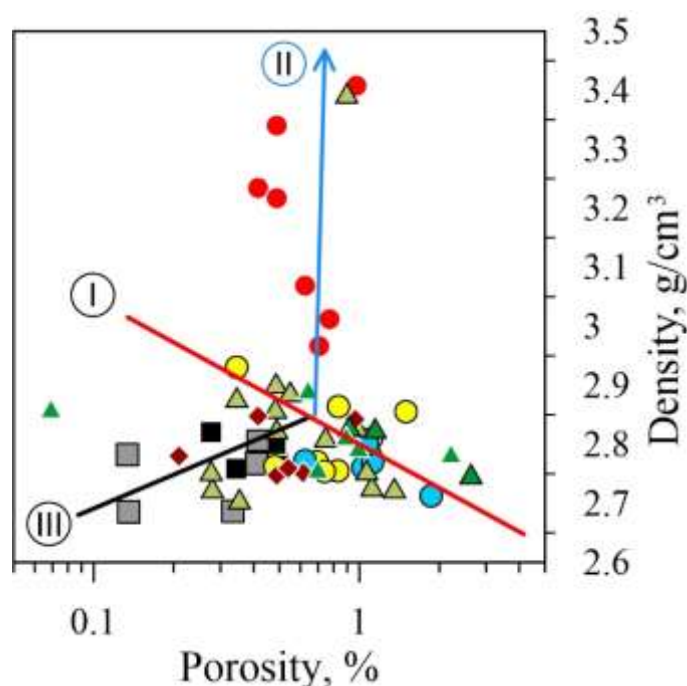


Рисунок 5. Зависимость плотности от пористости пород.

Примечание: классы пород (выделены на основе визуального описания): 1 – окварцованные породы (a – интенсивно, b – слабо); 2 – сульфидизированные породы (a – слабо (1 - 2 %), b – умеренно (2 – 5 %), c – интенсивно (более 5%)); 3 – гематитизированные породы (госсаниты надрудного горизонта); 4 – вулканогенные породы (a) и их пропилитизированные разновидности (b). Основные тренды, обусловленные: I – изменением пористости в породе; II – долей сульфидов в породе.

Магнитные свойства

По магнитным свойствам породы дифференцированы плохо. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости приведены на рисунке 1. Средняя магнитная восприимчивость пород составляет 5×10^{-3} (ед. СИ). Пониженной магнитной восприимчивостью обладают окварцованные породы (до 0 (ед. СИ)), а повышенной – пропилитизированные вулканиты (вероятно, обусловлено образованием вторичного магнетита).

Выводы

По результатам петрографических исследований вмещающих пород:

1. Выделены две основные группы пород. Вулканические породы: риолиты, дациты, андезидациты. Вулканокластические породы. Подразделяются на три подгруппы: кластолавы андезидацитового состава, лавокластиты андезидацитового состава, туфы преимущественно кристалло-витро-литокластические, также витро-кластические.

2. Породы площади характеризуются крайне неоднородным петрографическим составом, существенно отличаются (главным образом по степени изменения: хлоритизация, серицитизация, эпидотизация и пр.) друг от друга при условии, что образцы отобраны друг от друга в интервалах, не превышающих 5 м (см. прил. 3).

По результатам химического анализа вмещающих пород:

1. Породы баймак-бурибайской свиты, несут основную рудную нагрузку и отличаются повышенными содержаниями железа (в среднем в два раза), меди (в десятки раз), серы (в десятки раз), мышьяка (до 1,5 раз). Пониженными значениями Са (в десятки раз), по отношению к кластолавам анд.-дац, туфам, андезидацитам там; по отношению к риолитам (в 11 раз). Что объясняется процессом сульфидизации, при котором сульфиды занимают место силикатов - замещают их.

2. Породы Ирендыкской свиты имеют относительно однородный состав. Андезидациты имеют несколько повышенные (до 1,5 %) значения (относительно пород площади) содержания кремния, что можно объяснить процессом окварцевания характерным для андезидацитов площади. Также туфы отличаются повышенными значениям кремния (до 1,5 %), что объясняется присутствием в туфах не раскристаллизованного вещества (стекла).

3. Результаты факторного анализа, принимаются автором как наименее достоверные. Выдвинуто два предположения: 1) рассматриваемая выборка, не обладает достаточной представительностью – факторный анализ не пригоден; 2) выборка однородна, переменные не имеют значимой дифференциации. Наиболее предпочтителен второй, так как по данным химического анализа породы «однородны». Такая однородность может быть связана с тем, что породы в различной степени изменены, находятся как бы в граничном состоянии между исходными и частично измененными и это, как бы сглаживает существенные отличия, которые могли бы фиксироваться если бы породы не были подвержены изменению.

По результатам вещественно-минерального состава руд:

1. Оруденение относится к Cu-Zn-колчеданной формации, т. к. сульфиды железа и меди преобладают, цинковое оруденение является вторым по значимости.

2. Руды сложены на 45-50 % пиритом, на 10-30 % халькопиритом, на 10-15 % сфалеритом. Ведущую роль играет пирит, второстепенное значение имеют халькопирит и сфалерит. Кроме сфалерита и халькопирита, в незначительных количествах отмечен галенит, блеклые руды.

3. Акцессорные минералы представлены: титанитом, рутилом, единичными зернами ванадия и теллура.

4. Выделяется три стадии минерализации: 1) пиритовая; 2) халькопирит-пиритовая; 3) халькопирит-сфалерит-пиритовая.

Можно предположить, что генезис руд комбинированный. Часть руд (ранний пирит), вероятно, имеет гидротермально-осадочный генезис, другая (халькопирит и др.) образована при гидротермально-метасоматических изменениях (появление рутила, теллура, висмута). Предположение, имеет место быть, т. к. известно, что руды Баймакского рудного района были подвержены двум типам изменений: 1) региональный зеленокаменный метаморфизм; 2) локальный околорудный гидротермальный метасоматизм [Сопко П. Ф. и др., 1973].

Результаты корреляции данных петрофизики и геологии (хим. и петр. состав):

1. Значимых корреляционных связей химического состава пород и физических характеристик (пористость, плотность и пр.) не прослеживается - их просто нет.

2. Породы слабо дифференцированы по физическим свойствам.

3. Петрофизические свойства пород определяются преимущественно их минеральным составом («протолитом»), при этом гидротермально-метасоматические изменения пород достаточно слабо изменяют их физические свойства. Последнее обусловлено незначительным объемом метасоматических преобразований пород.

3. Лучше всего породы различаются по плотности, электрическому сопротивлению и поляризуемости.

4. Аномальными свойствами обладают только образцы содержащие сульфиды. Для них характерны аномально низкие значения сопротивления, повышенные значения поляризуемости и плотности.

Заключение

В перспективе Россия имеет возможности увеличения добычи меди в 2 раза. Исходя из этого приведенные в настоящей работе результаты исследований, являются первой попыткой по поиску и установлению закономерностей изменчивости свойств вмещающих горных пород и руд. Если же такие аксиомы все же будут однозначно определены, это позволит значительно сократить объемы геологоразведочных работ, а также в некоторой степени упростить изучение гидротермально измененных пород.

Полученные результаты исследований не позволили выявить однозначных закономерностей изменчивости свойств вмещающих пород, что связано с неравномерно развивающимися в них процессами гидротермально-метасоматических изменений. Это в значительной степени прослеживается в петрографии пород, а также отмечено недифференцированными петрофизическими свойствами. Со стороны химического состава породы отличаются относительно выдержанными и равномерными соотношениями элементов, за исключением сульфидизированных образцов. Оруденение площади, в свою очередь, отличается «классическим» набором и парагенезисом рудных минералов, которые не имеют значительных концентраций вредных примесей – химически «чисты».

Материалы настоящей работы могут послужить базой для последующих научно-исследовательских работ как по рассматриваемой площади, так и сопредельных с ней. Основной упор дальнейших исследований, рекомендуется направить на изучение последовательности метасоматических преобразований, которую рекомендуется производить с использованием статистических методов, что потребует большого набора данных (химического состава), которого не удалось получить нам ввиду малого количества отобранных образцов пород.

Благодарности

Автор работы выражает особую благодарность научному руководителю Петрову Сергею Викторовичу к. г.-м. наук, доценту кафедры геологии месторождений полезных ископаемых, за значимые замечания, важнейшие советы и комментарии при проведении исследований. Также автор весьма признателен Гурину Григорию Владимировичу к. г.-м. наук, доценту кафедры геофизики, за предоставление графических и петрофизических данных, а также за всестороннюю поддержку и регулярные консультации. Отдельно хочется поблагодарить Лебедеву Ольгу Юрьевну, к. г.-м. наук, ст. преподавателя кафедры петрографии за теплоту, доброту и отзывчивость, а также помощь в описании пород площади.

Благодарим сотрудников Научного парка СПбГУ, а именно сотрудников РЦ «Геомодель» и РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» - за оперативность и качество проведенных анализов.

Список литературы

1. Авдонин В. В. Геология полезных ископаемых: учебник для студ. высш. учеб. заведений / В. В. Авдонин, В. И. Старостин. – М.: Издательский центр «Академия», 2010. – С.70-76.
2. Арсланов В. Ш., Луконькина Е. В., Валиуллина М. З., Козлова Г. С. и др. Отчёт о результатах поисковых работ на медноколчеданные руды на Новопетровском участке за 1983-1987 гг. БПГО, Юго-Восточная геологоразведочная экспедиция, Сибай, 1987.
3. Биков М. Ш., Захаров А. А., Александров Ю. В. и др. Геологическое строение Бурибайского рудного района. Отчёт о геологической съёмке масштаба 1:50000 Таналыкской КГСП за 1967-1973 гг. БТГУ, Западно-Башкирская комплексная геофизическая экспедиция, Уфа, 1973.
4. Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др. Колчеданные месторождения мира. – М., Недра, под ред. акад. В. И. Смирнова., 1979. – 284 с.
5. Геологический словарь: в 2-х томах. – М., Недра. Под редакцией К. Н. Паффенгольца и др., 1978.
6. Дергачев А. Л. Вулканогенные колчеданные месторождения богатых золотом руд / А. Л. Дергачев, Н. И. Еремин. – МГУ, Вестник Московского университета. № 3, 2018. – С. 3-11.
7. Дергачев А. Л. Вулканогенные колчеданные месторождения типа Бесси / А. Л. Дергачев, Н. И. Еремин, Н. Е. Сергеева. – МГУ, Вестник Московского университета. № 4, 2011. – С. 53-60.
8. Ковалев Ф. И., Иконникова З. И. Геологическое строение и петрографическое описание пород Баймакского района на Южном Урале. 1945.
9. Лебедев И. П., Кориш К. А. Савко В. М. и др. Геология месторождений полезных ископаемых. учеб.-метод. пособ. – Воронеж, ВГУ, 2009. – 114 с.
10. Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале (Геол. карта Урала 1:200 000, листы 165 и 175). Труды ЦНИГРИ, ОНТИ НК ГП СССР. Л-М., 1936, вып. 81.
11. Макаров В. И., Абросимова Т. В. и др. Отчёт о результатах общих поисках медно-колчеданных руд на Южно-Хворостянском участке в 1981-1983 гг. БПГУ, Юго-Восточная геологическая экспедиция, Сибай, 1983.
12. Маслов В. А., Артюшкова О. В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Екатеринбург, 2002. – 198 с.

13. Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т. и др. Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНИЦ РАН, 1993. - 216 с.

14. Монтин С. А., Левина Н. Б., Лаврович Н. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXV (Баймак). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 188 с. + 14 вкл. (МПР России, Федеральное агентство по недропользованию, Управление по недропользованию по Челябинской области, ФГУНПП «Аэрогеология»).

15. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга вторая. Техника и методика исследований / Под. ред. Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 391 с.

16. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2010. – 280 с.

17. Пучков В. Н., Косарев А. М., Знаменский С. Е. Светлакова А. Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (Центральный домен). В Монографии «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс)». Тверь: Издательство ГЕРС, 2001. – с. 286.

18. Рихтер Я. А. Геология полезных ископаемых. Учебное пособие. – Саратов, СГУ им. Н. Г. Чернышевского, 2015. – 121 с.

19. Родионов В. Ю., Радченко В. В. О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегантиклинория // Биостратиграфия девона и карбона Урала. Уфа, ИГ БНЦ АН СССР, Уфа, 1988, С. 15-22.

20. Салихов Д. А., Яркова А. В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. БНЦ УрО РАН. Уфа, 1992. – 138 с.

21. Салихов Д. Н., Ковалев С. Г., Брусницын А. И., Беликова Г. И., Бердников П. Г., Семкова Т. А., Сергеева Е. В. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (Марганцевые руды). Уфа: издано «Экология», 2002 г.

22. Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР. В 3-х т. Изд. 2-е, перераб. и доп. Т. 2. – М., Недра, 1978. – 399 с.

23. Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района / П. Ф. Сопко, М. И. Исмагилов, Н. Б. Серавкин, Л. Н. Сопко. – М., «Наука», 1973. – 226 с.

24. Татарко Н. И. и др. Ревизионно-поисковые работы по выявлению площадей, перспективных на скрытые и перекрытые медно-цинково-колчеданные месторождения в пределах Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны (Республика Башкортостан). Отчёт о ревизионно-поисковых работах за 2012-2014 гг., ОАО «Башкиргеология», 2014

25. Туаев О. П., Васильев А. Т., Никешин Ю. В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поиски месторождений медно-колчеданных руд в пределах Новопетровской площади (Республика Башкортостан)». Отчет по Госконтракту с Департаментом по недропользованию по Приволжскому федеральному округу («Приволжскнедра»). 3 кн (кн. 1). 1 п. 2015.

Участок «Новопетровский»
Геологическая колонка по скважине № 5

Масштаб 1 : 2500

Глубина: 500,6 м



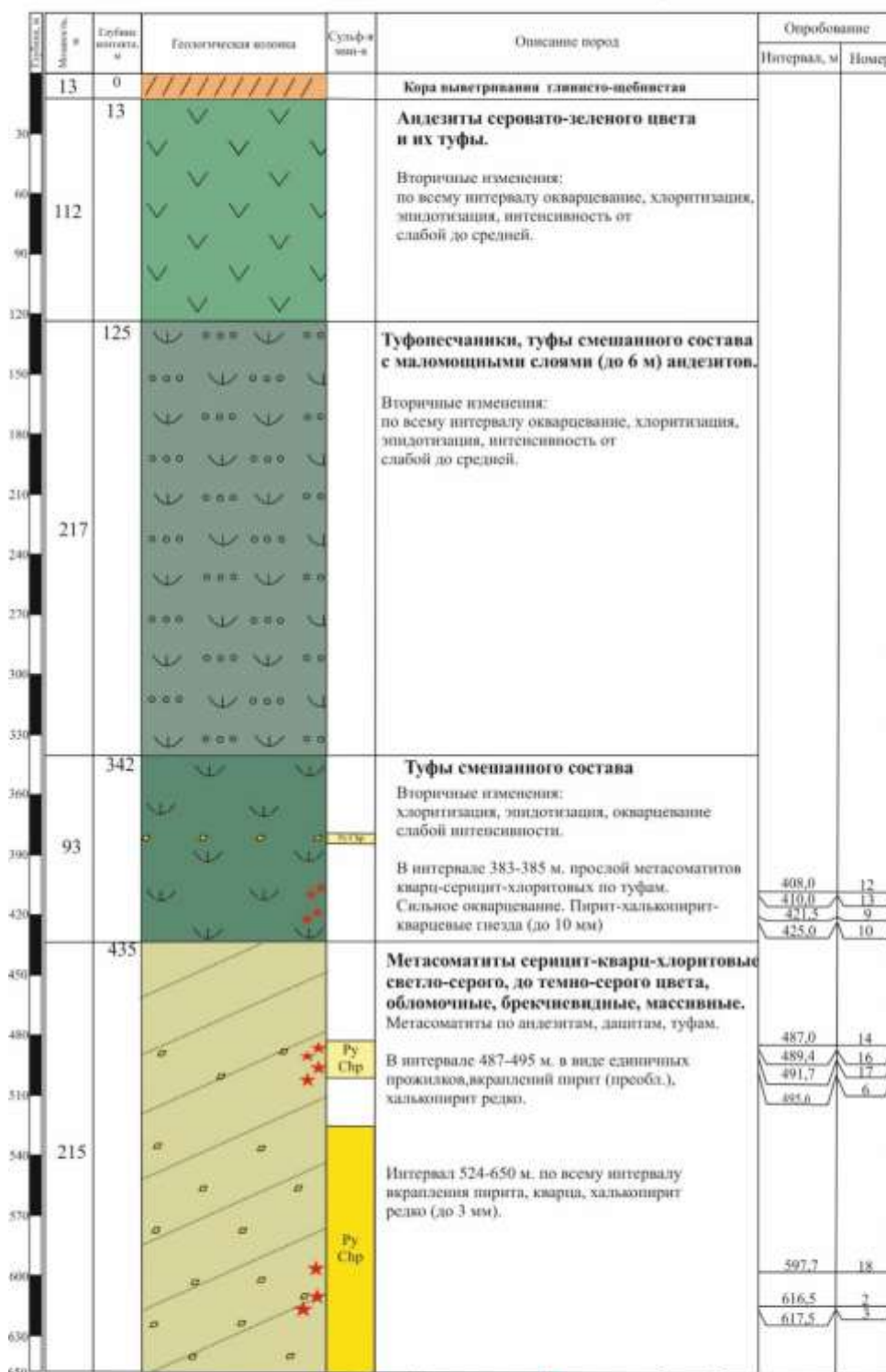
Примечание: ★ - места отбора образцов

Выполнил: **Бруев Р. В.**
(п. о. CorelDRAW 2018)
По материалам: **Татарко Н. И. и др., 2014**

Участок «Новопетровский»
Геологическая колонка по скважине № 10

Масштаб 1 : 3000

Глубина: 650,0 м



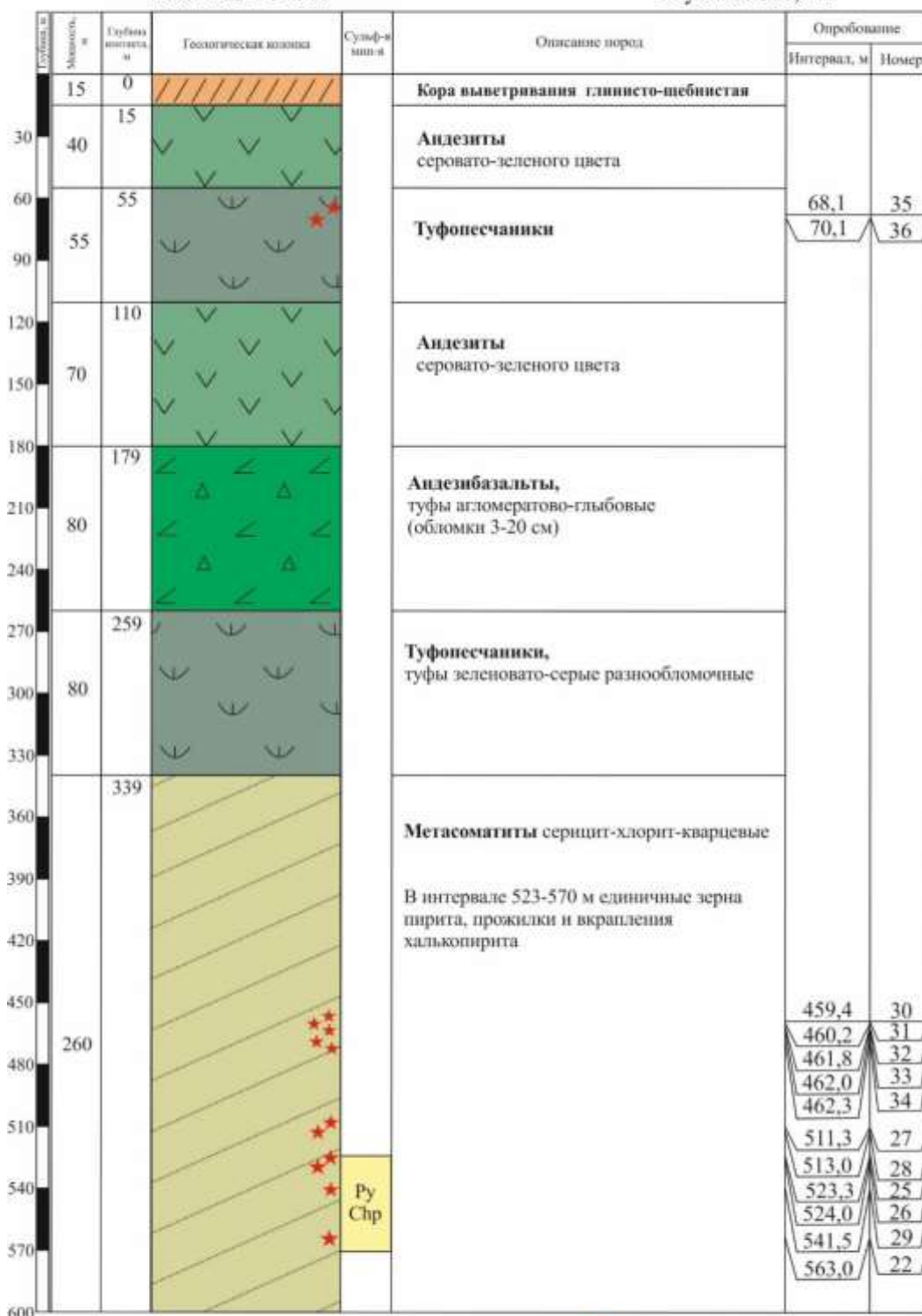
Примечание: ★ - места отбора образцов

Составил: Бруев Р. В.
(и. о. CorelDRAW 2018)
По материалам: Татарко Н. И. и др., 2014

Участок «Новопетровский»
Геологическая колонка по скважине № 12

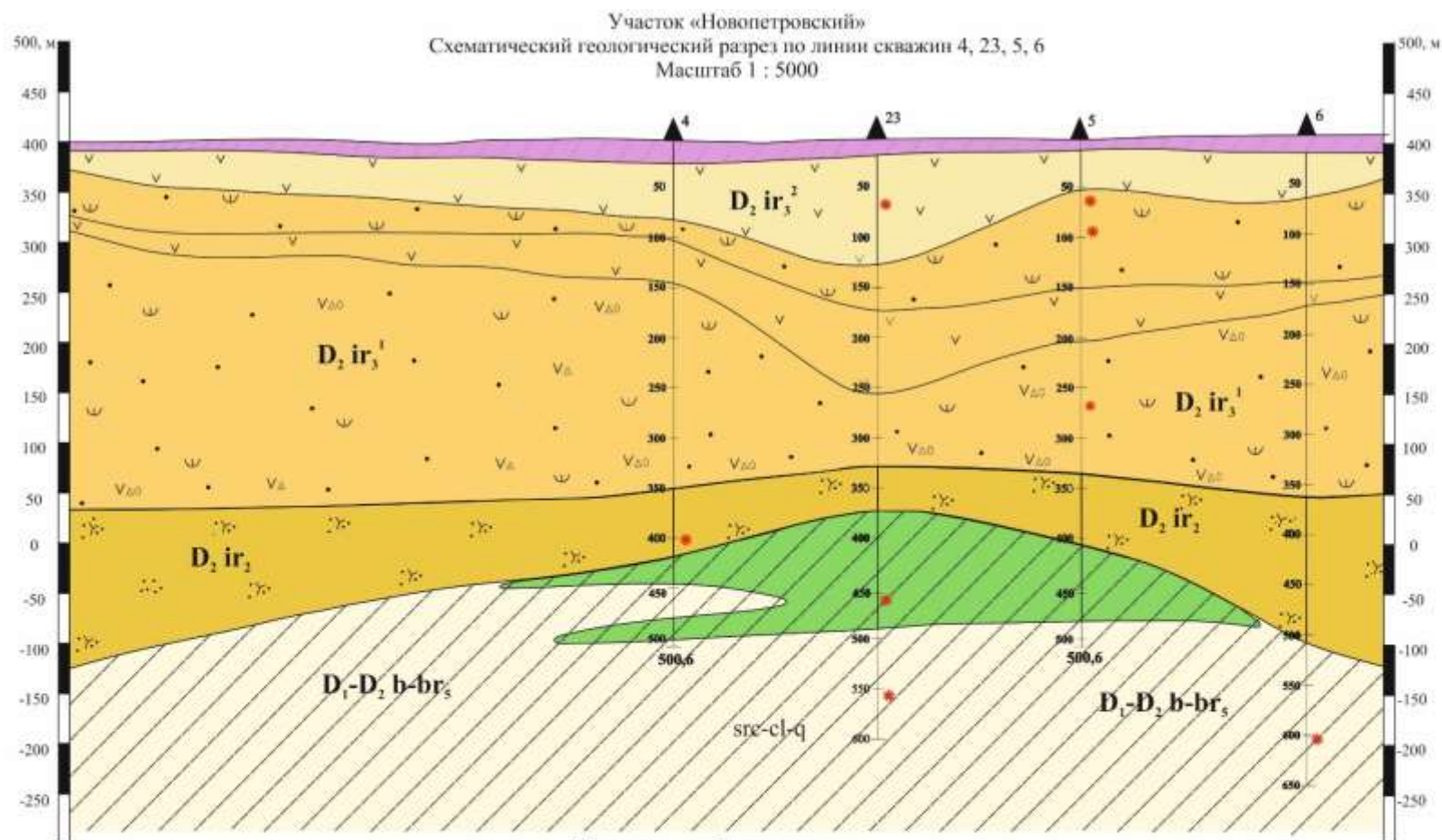
Масштаб 1 : 3000

Глубина: 600,0 м



Примечание: ★ - места отбора образцов

Выполнил: **Бруев Р. В.**
(и. о. CoreIDRAW 2018)
По материалам: **Татарко Н. И. и др., 2014**



Коэффициенты корреляции

Отмеченные корреляции значимы на уровне $p < 0,000023$											
<i>Переменные</i>	<i>Коэф.вар.</i>	<i>Средние</i>	<i>Ст.откл.</i>	MgO	Al	Si	S	K	Ca	Ti(log)	Cr
MgO	0,439436	3,014211	1,324552	1,000000	0,211678	-0,374071	-0,061896	-0,101267	-0,302191	0,193790	-0,297353
Al	0,268928	3,083026	0,829114	0,211678	1,000000	-0,197393	-0,648351	0,300072	-0,078124	0,510172	-0,262093
Si	0,234385	12,969967	3,039970	-0,374071	-0,197393	1,000000	-0,538721	0,136706	-0,099281	-0,162731	0,162639
S	1,340822	2,897612	3,885183	-0,061896	-0,648351	-0,538721	1,000000	-0,156942	-0,220388	-0,649067	0,101758
K	0,671765	0,798010	0,536075	-0,101267	0,300072	0,136706	-0,156942	1,000000	-0,361917	0,129370	-0,457877
Ca	0,900214	2,277753	2,050466	-0,302191	-0,078124	-0,099281	-0,220388	-0,361917	1,000000	-0,254328	0,127459
Ti(log)	-0,510047	-0,461256	0,235263	0,193790	0,510172	-0,162731	-0,649067	0,129370	-0,254328	1,000000	-0,275783
Cr	0,560217	0,018504	0,010366	-0,297353	-0,262093	0,162639	0,101758	-0,457877	0,127459	-0,275783	1,000000
Mn	0,722311	0,100199	0,072375	0,339015	-0,160392	-0,213109	-0,255810	-0,172367	-0,315108	0,127371	0,302797
Fe(log)	0,271558	0,765382	0,207846	0,116744	-0,308958	-0,668819	0,909430	-0,063663	0,016038	-0,350976	0,255832
Ni	0,460863	0,002755	0,001270	-0,141686	-0,170519	-0,126782	0,760606	-0,673141	0,538928	-0,153451	0,728415
Cu(log)	-0,271554	-2,245031	0,609648	-0,012044	-0,288377	-0,225194	0,579604	0,169388	-0,155846	-0,368552	0,518630
Zn	0,966089	0,022567	0,021802	0,267507	0,062671	-0,148453	-0,283137	0,175629	-0,421982	0,067549	-0,415142
As(log)	-0,160210	-2,783580	0,445956	-0,010475	-0,254994	-0,131710	0,659141	0,279294	-0,122746	-0,179985	-0,268746
Rb	0,495758	0,002175	0,001078	-0,171212	0,391150	-0,027574	-0,233459	0,900761	-0,219894	0,227721	-0,106358
Sr	1,373105	0,021110	0,028986	-0,171136	0,370654	-0,183052	-0,339385	-0,199131	0,550300	0,150719	0,355190
Y	0,619984	0,001240	0,000769	0,125283	0,186442	-0,313562	0,372170	-0,104125	-0,186847	0,013455	-0,212680
Zr	0,418170	0,004393	0,001837	0,006502	0,791272	-0,075914	-0,682588	0,013502	0,093630	0,484841	-0,497158
Mo	1,770118	0,005242	0,009279	-0,428726	-0,087162	0,180192	0,233616	0,341740	-0,466635	-0,401960	0,620548
Pb	1,176472	0,002288	0,002692	0,117850	-0,336171	-0,179918	0,223464	-0,001381	-0,264835	-0,034796	-0,269625

Переменные	Mn	Fe(log)	Ni	Cu(log)	Zn	As(log)	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Pb
MgO	0,339015	0,116744	-0,141686	-0,012044	0,267507	-0,010475	-0,171212	-0,171136	0,125283	0,006502	-0,428726	0,117850
Al	-0,160392	-0,308958	-0,170519	-0,288377	0,062671	-0,254994	0,391150	0,370654	0,186442	0,791272	-0,087162	-0,336171
Si	-0,213109	-0,668819	-0,126782	-0,225194	-0,148453	-0,131710	-0,027574	-0,183052	-0,313562	-0,075914	0,180192	-0,179918
S	-0,255810	0,909430	0,760606	0,579604	-0,283137	0,659141	-0,233459	-0,339385	0,372170	-0,682588	0,233616	0,223464
K	-0,172367	-0,063663	-0,673141	0,169388	0,175629	0,279294	0,900761	-0,199131	-0,104125	0,013502	0,341740	-0,001381
Ca	-0,315108	0,016038	0,538928	-0,155846	-0,421982	-0,122746	-0,219894	0,550300	-0,186847	0,093630	-0,466635	-0,264835
Ti(log)	0,127371	-0,350976	-0,153451	-0,368552	0,067549	-0,179985	0,227721	0,150719	0,013455	0,484841	-0,401960	-0,034796
Cr	0,302797	0,255832	0,728415	0,518630	-0,415142	-0,268746	-0,106358	0,355190	-0,212680	-0,497158	0,620548	-0,269625
Mn	1,000000	0,113292	0,213544	0,001657	0,429557	-0,229651	-0,168008	-0,302604	-0,082316	-0,337258	-0,499597	-0,055096
Fe(log)	0,113292	1,000000	0,420167	0,508734	0,033828	0,452359	-0,013699	0,035842	0,107927	-0,423487	0,206907	0,252465
Ni	0,213544	0,420167	1,000000	0,516242	-0,413258	-0,514009	-0,457392	0,394692	-0,124209	-0,335860	-0,139250	-0,350495
Cu(log)	0,001657	0,508734	0,516242	1,000000	0,270230	0,484571	0,130817	-0,133431	-0,019236	-0,381622	0,658223	0,308826
Zn	0,429557	0,033828	-0,413258	0,270230	1,000000	0,008289	0,099577	-0,295514	0,059696	-0,087650	0,595366	0,012977
As(log)	-0,229651	0,452359	-0,514009	0,484571	0,008289	1,000000	0,152599	0,037377	-0,062912	-0,337453	0,329571	0,473797
Rb	-0,168008	-0,013699	-0,457392	0,130817	0,099577	0,152599	1,000000	-0,091314	-0,017106	0,146167	0,281220	-0,059392
Sr	-0,302604	0,035842	0,394692	-0,133431	-0,295514	0,037377	-0,091314	1,000000	-0,057368	0,416930	-0,106864	-0,288009
Y	-0,082316	0,107927	-0,124209	-0,019236	0,059696	-0,062912	-0,017106	-0,057368	1,000000	0,271756	-0,243781	0,072784
Zr	-0,337258	-0,423487	-0,335860	-0,381622	-0,087650	-0,337453	0,146167	0,416930	0,271756	1,000000	-0,309984	-0,294878
Mo	-0,499597	0,206907	-0,139250	0,658223	0,595366	0,329571	0,281220	-0,106864	-0,243781	-0,309984	1,000000	-0,190639
Pb	-0,055096	0,252465	-0,350495	0,308826	0,012977	0,473797	-0,059392	-0,288009	0,072784	-0,294878	-0,190639	1,000000

