

Федеральное государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»;
Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им Н.М. Федоровского» (ФГУП «ВИМС»)

На правах рукописи

Никитина Екатерина Сергеевна

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ
УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЕОДОЛИННОГО
(БАЗАЛЬНОГО) ТИПА НА АМАЛАТСКОМ ПЛАТО**

Специальность 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геол.-минер. наук,
профессор Авдонин В.В.

Москва – 2014

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЕОДОЛИННОГО «БАЗАЛЬНОГО» ТИПА	10
1.1. История добычи урановых руд.....	10
1.2. Основные этапы изучения гидрогенных месторождений	12
1.3. Геологические условия образований урановых месторождений палеодолинного «базального» типа в осадочных породах	15
1.4. Краткая характеристика месторождений палеодолинного «базального» типа в России, странах СНГ и за рубежом	16
ГЛАВА 2. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АМАЛАТСКОГО ПЛАТО..	20
2.1. Эволюция рудоконтролирующей геолого-структурной обстановки	20
2.2. Радиогеохимические особенности кристаллического фундамента и кор выветривания палеораспадов.	31
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОРЕТКОНДИНСКОЕ И НАМАРУ ПАЛЕОДОЛИННОГО «БАЗАЛЬНОГО» ТИПА	39
3.1. Морфология рудовмещающих палеодолин	39
3.2. Методика изучения отложений, выполняющих палеодолины.	39
3.3. Литолого-фациальное строение отложений, выполняющих рудовмещающие палеораспады.	41
3.3.1. Осадочная (нижняя) подсвита джилиндинской свиты (N_1dz_1)	42
3.3.2. Вулканогенно-осадочная (средняя) подсвита джилиндинской свиты (N_1dz_2)	43
3.4. Минералого-петрографическая характеристика базальтов вулканогенно-осадочной подсвиты.....	51
3.5. Изменения вмещающих пород.....	56
3.6. Геохимическая характеристика рудовмещающих отложений.....	66
3.6.1. Особенности геохимического состава основных литологических и геохимических типов рудовмещающих отложений	66
3.6.2. Распределение редкоземельных элементов в литологических и геохимических типах пород.	79
3.6.3. Статистическая обработка геохимических данных пород рудовмещающей осадочной толщи	84
ГЛАВА 4. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВЫХ РУД НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПАЛЕОДОЛИННОГО БАЗАЛЬНОГО ТИПА	94
4.1. Морфология и ураноносность рудных залежей.....	94
4.2. Особенности локализации урановых руд в отложениях распадков	95
4.2.1. Локальные рудоконтролирующие факторы.....	98
4.3. Минеральный состав руд.	99
4.4. Элементы сопутствующие урановому оруденению.....	136
ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ	152

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	156
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	158

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Витимский урановорудный район. Палео-Амалатская площадь. Геологическая карта.....	166
Приложение 2. Месторождение Намару. Геолого-структурная карта рудоносного горизонта.....	167
Приложение 3. Месторождение Намару. Геолого-структурная карта рудоносного горизонта.	168
Приложение 4. Месторождение Хиагдинское. Залежь III. Продольный геологический разрез по линии скв.: 5824-5806-5803.....	169
Приложение 5. Месторождение Кореткондинское. Палеораспадок Кореткондинский -1. Продольный геологический разрез по линии скв.: 5636-5630-5622-5629 с содержаниями элементов в литологических разностях.	170
Приложение 6. Месторождение Кореткондинское. Палеораспадок Кореткондинский-3а. Продольный геологический разрез по линии скв.: 5612-5602-5604-5607.....	171
Приложение 7. Месторождение Кореткондинское. Палеораспадок Кореткондинский-3. Геологический разрез по разведочной линии 146 (РЛ 146).	172
Приложение 8. Месторождение Кореткондинское. Палеораспадок Кореткондинский – 4. Геологический разрез по разведочной линии 20 (РЛ 20).	173
Приложение 9. Месторождение Кореткондинское. Палеораспадок Кореткондинский-4. Продольный геологический разрез по линии скв.: 5679-5656-5660-5659-5672 с содержаниями элементов в литологических разностях.	174
Приложение 10. Месторождение Намару. Палеораспадок Намару-2. Продольный геологический разрез по линии скв.: 5433-5431-5430-5446-5442-4208-5444-5447.....	175
Приложение 11. Карта закономерностей локализации уранового оруденения в геохимических и литологических зонах в палеораспадах Кореткондинский-3, 3а, 4.....	176
Приложение 12. Карта закономерностей локализации уранового оруденения в геохимических и литологических зонах в палеораспадах Намару-2, 3.....	177
Приложение 13. Условные обозначения к геологическим разрезам (прил. 4, 5, 8, 9, 10).....	178

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. В настоящее время в мире отсутствует реальная альтернатива атомной энергетике, несмотря на технические трудности, связанные с освоением урановых месторождений, а также возможные аварийные ситуации на АЭС. Никакие «возобновляемые» источники энергии – солнечная, ветровая и даже гидроэнергетика – не способны существовать как основные источники энергии в режимах постоянной устойчивой нагрузки.

На сегодняшний день перед страной стоят серьезные проблемы обеспечения ураном действующих и строящихся АЭС из-за быстрого истощения складских запасов и отсутствия достаточного количества подготовленных для рентабельного освоения месторождений природного урана. В связи с этим, в современных экономических условиях крайне важна задача поисков новых и разведки ранее открытых месторождений, рентабельных для освоения, в регионах Восточной Сибири.

Так, палеодолинные «базальные» месторождения урана, относящиеся к песчаниковому типу, на долю которых приходится 26% мировых запасов урана (по классификации МАГАТЭ), не требуют крупных капиталовложений для освоения и при этом их отработка прогрессивным способом подземного выщелачивания является относительно экологически чистой.

Объекты палеодолинного «базального» типа существенно отличаются от более полно изученных пластово-эпигенетических месторождений урана (Притяньшаньская мегапровинция, штат Вайоминг и плато Колорадо в США), в связи с чем актуальны задачи целенаправленного исследования этого типа месторождений для успешного прогнозирования, поисков и оценки.

Урановые месторождения, рассматриваемые в диссертации, расположены в Витимском урановорудном районе (Восточная Сибирь), ресурсный потенциал которого оценивается достаточно высоко.

Цель работы. Основной целью исследований является установление геологических факторов, определяющих условия локализации и формирование урановых руд на месторождениях палеодолинного «базального» типа.

Основные задачи работы

1. Изучить геологическое строение месторождений и их рудовмещающей толщи.
2. Выявить геологические условия формирования и локализации урановых руд.
3. Исследовать минеральный состав урановых руд.
4. Разработать геолого-генетическую модель рудообразования.

Фактический материал и личный вклад автора. Диссертационная работа основана на полевых и камеральных исследованиях автора в период с 2010 по 2013 гг. в составе

группы ФГУП «ВИМС». Диссертант проводил полевые работы по договорам с БФ «Сосновгеология» ФГУГП «Урангео» и ЗАО «РУСБУРМАШ» на 4 месторождениях – Кореткондинское, Намару, Вершинное, Хиагдинское на Амалатском плато. В процессе работы автором задокументировано порядка 10000 пог. м керна, что сопровождалось отбором каменного материала для минералого-аналитических и оптико-минералогических исследований в лабораториях ФГУП «ВИМС». В результате изучено около 1200 шлифов, проанализировано различными методами (электронная микроскопия, микрозонд, рентгеноспектральный анализ, ICP MS и т.д.) около 2000 образцов. С использованием всех этих данных диссертантом были построены литолого-фациальные и литолого-геохимические разрезы, позволившие установить геолого-структурную позицию урановых месторождений и локализацию рудных тел в рудовмещающей осадочной толще. На основе этих разрезов, а также материалов прошлых лет исследований ГРП №130 Сосновского ПГО, автором были построены карты закономерностей локализации уранового оруденения в литолого-фациальных и литолого-геохимических зонах палеодолин месторождений Кореткондинское и Намару в масштабе 1:10 000.

Фактический материал и результаты исследований легли в основу плановых отчетов по каждому из вышеперечисленных месторождений на тему: «Изучение литолого-фациальных, литолого-геохимических особенностей локализации уранового оруденения, вещественный состав руд и рудовмещающих пород».

В процессе работы автором диссертации были обобщены данные опубликованных работ и фондовых материалов прошлых лет исследований ГРП №130 Сосновского ПГО и сотрудников ФГУП «ВИМС».

Методы исследования включали полевое геологическое картирование, документацию керна скважин, камеральную обработку собранного каменного материала, изучение фондовой и опубликованной литературы. В процессе составления геологических разрезов и карт решались вопросы стратиграфического расчленения разреза рудовмещающей осадочной толщи, его литолого-фациальное строение, а также геолого-структурное положение уранового оруденения. Камеральное изучение материала проводилось с целью минералого-петрографической, минералого-аналитической и др. характеристик рудной минерализации, а также минералого-петрографических особенностей вмещающих пород. Помимо традиционных оптических методов изучения урановой и сопутствующей минерализации в штуфах, прозрачных и прозрачно-полированных шлифах, использовался комплекс прецизионных методов исследований, выполненных в лабораториях ФГУП «ВИМС»: растровая и просвечивающая электронная микроскопия (РЭМ, ПЭМ), локально-лазерный анализ, рентгенографический

анализ, метод микрорадиографии, рентгеноспектральный полуколичественный анализ (РСА) и ICP MS на 57 и 53 элемента, соответственно.

Основная часть работы была выполнена в компьютерной программе Microsoft Word, построение разрезов и карт проводилось в графическом редакторе Corel Draw. Кроме того, для статистической обработки данных широко использовались программы Statistica, Micromine и Microsoft Excel.

Научная новизна работы

1. Установлено, что для всех литологических разностей пород рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи с содержаниями урана менее 0,01% (условно «фоновые») характерны повышенные содержания S, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Fe₂O₃, U по сравнению с кларками (по А.П. Виноградову). В рудах, по сравнению с рудовмещающими породами, в 2-4 раза увеличиваются содержания S, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Mo, количество U возрастает на порядок и более.

2. Установлено, что урановорудные залежи, контролируемые зонами грунтово-пластового окисления, формировались на стадии раннего диагенеза поровыми кислородными урансодержащими водами, проникавшими из сферы свободного водообмена со специализированным на уран фундаментом в водоносные горизонты горно-овражных отложений распадков. Оруденение локализовано в отложениях, обогащенных органическим веществом, в области пространственного совмещения окислительно-восстановительного, щелочно-кислотного, литологического и сорбционного барьеров. Рудообразование происходило до того, как район был полностью перекрыт плато-базальтами и прекратилось поступление кислородных вод.

3. Выявлено, что осаждение урана, привносимого кислородными грунтовыми водами на начальных этапах рудообразования, было обусловлено процессами сорбции на глине, пропитанной органическими кислотами. Коллоидная форма рудоносного раствора способствовала возникновению многокомпонентных урансодержащих гелей. Впервые показано, что в процессе насыщения сорбционной поверхности углеродсодержащей глины происходила последовательная кристаллизация урансодержащего вещества, приводившая к образованию кальциевого фосфата урана – нингиюита, являющегося главной минеральной фазой урана на месторождениях.

4. В пределах рудной залежи установлены минеральные ассоциации, образованные в результате фумарольной деятельности и при внедрении восходящих по зонам разломов углекислых, иногда сероводородных вод. Поствулканические растворы переотлагали уран на незначительное расстояние внутри рудной залежи, резко обогащая им маломощные

слойки, содержащие монтмориллонит, образовавшийся в результате преобразования пепла, или насыщенные органо-сметитами и титанатами.

Практическая значимость. Полученные в процессе исследований минералогический и геолого-структурные данные по палеодолиным «базальным» месторождениям урана на Амалатском плато позволили определить условия формирования и закономерности локализации урановородных объектов подобного типа. Эти данные наряду с использованием разработанной геолого-генетической модели рудообразования способствовали усовершенствованию методики поисков месторождений палеодолиного «базального» типа не только в регионах Восточной Сибири, но и в других потенциально урановородных районах. Проведенные автором диссертации работы выявили пригодность месторождений для отработки прогрессивным и экономически выгодным способом скважинного подземного выщелачивания (СПВ). Методика литолого-фациального картирования, предложенная и использовавшаяся автором, позволяет на ранней стадии геологоразведочных работ выделять и картировать горизонты осадочных пород, в которых может осуществляться отработка месторождений способом СПВ. Кроме того, научно-исследовательские и методические разработки автора использовались производственными организациями (ЗАО «РУСБУРМАШ» и БФ «Сосновгеология» ФГУП «Урангео») при геологоразведочных и поисковых работах.

Апробация работы и публикации. Основные положения работы и результаты исследований докладывались автором на Ученом совете ФГУП «ВИМС», а также были представлены на международных и региональных конференциях и совещаниях: XVIII, XIX, XX Международной молодежной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва, 2011, 2012, 2013 гг.); XV Международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященном 110-летию со дня основания горно-геологического образования в Сибири (Томск, 2011 г.); III Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной 125-летию со дня рождения первого директора ВИМСа Н.М.Федоровского «Комплексное изучение и оценка месторождений твердых полезных ископаемых» (Москва, 2011 г.); VIII молодежной научной школе «Металлогения древних и современных океанов-2012» (Миасс, 2012 г.); Российском совещании с международным участием «Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах» (Сыктывкар, 2012 г.); IV Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых и специалистов «Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых» (Москва, 2012 г.); III Международном симпозиуме по геологии урана «Уран: геология, ресурсы, производство» (Москва, 2013 г.).

По теме диссертации опубликовано 10 статей и тезисов, том числе 2 статьи в изданиях, входящих в перечень ВАК Минобрнауки РФ.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы из 139 наименований. Объем работы составляет 165 страниц, 115 иллюстраций, 3 таблиц и 13 приложений.

Благодарности. Автор выражает признательность своему научному руководителю д.г.-м.н. профессору В.В. Авдониному за научное курирование, постоянную поддержку и ценные советы, направленные на улучшение работы. За оказанное доверие и помощь в реализации работы автор особо благодарен заведующему кафедрой геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова д.г.-м.н. профессору В.И. Старостину, а также генеральному директору ФГУП «ВИМС», д.г.-м.н. профессору Г.А. Машковцеву. Огромную благодарность за содержательные консультации, советы и активное обсуждение работы в ходе ее подготовки автор выражает начальнику отдела экзогенных урановых месторождений ФГУП «ВИМС» к.г.-м.н. А.Д. Коноплеву. Большую роль в развитии автора как исследователя сыграли ведущие научные сотрудники ФГУП «ВИМС»: к.г.-м.н. Г.А. Тарханова, к.г.-м.н. С.Д. Расулова. Неоценимую помощь в обработке геохимических данных методами статистического анализа оказал к.г.-м.н. ведущий научный сотрудник кафедры геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых Н.Н. Шатагин. Особую признательность автор выражает своим бессменным полевым коллегам А.В. Сащенко и Д.А. Прохорову, годы работы с которыми прошли в тесном творческом сотрудничестве. Полевые исследования на Амалатском плато осуществлялись совместно с сотрудниками ЗАО «РУСБУРМАШ» и БФ «Сосновгеология» ФГУПП «Урангео», которым автор признателен за практическую помощь и содействие. Диссертант выражает глубокую признательность за помощь в изучении вещественного состава руд д.г.-м.н. главному научному сотруднику ФГУП «ВИМС» В.Т. Дубинчуку, к.г.-м.н. старшему научному сотруднику В.В. Ружицкому, к.г.-м.н. старшему научному сотруднику Н.И.Ч. Истяковой и др., а также специалистам минералогического отдела, аналитического центра и лаборатории изотопных методов исследований ФГУП «ВИМС».

Защищаемые положения

1. На экзогенно-эпигенетических месторождениях палеодолинного «базального» типа Кореткондинское и Намару рудоподготовительным этапом являлся вынос урана из минералов-носителей (акцессорных, темноцветных, рудных) и преобразование его в легкоподвижную форму в процессе формирования глинистой коры выветривания геохимически специализированных на уран гранитов, слагающих Байсыханское поднятие. Асимметричное строение этого поднятия обусловило V-образный поперечный профиль рудовмещающих палеораспадов (палеопритоки II порядка) крутого южного склона и корытообразный профиль палеоструктур северного более пологого склона.

2. Установлено, что на месторождениях северного склона – Кореткондинское и Намару рудовмещающая толща представлена проницаемыми делювиально-овражными отложениями вулканогенно-осадочной подсвиты джиллиндинской свиты. Выявлена группа моно- и поливалентных элементов, содержащихся в породах в повышенных количествах, что обусловлено не только условиями формирования рудовмещающих отложений, но и наличием комплексного геохимического барьера.

3. Урановые руды на месторождениях сформированы инфильтрационными кислородными урансодержащими подземными водами, проникавшими от верховьев и бортов палеораспадов в направлении тальвегов и устьев, на стадии раннего диагенеза осадков. Они контролируются областями выклинивания зоны грунтово-пластового окисления. Поствулканические процессы, воздействовавшие на породы рудовмещающей осадочной толщи после перекрытия их покровами базальтов, привели к частичному перераспределению урана и формированию рудных скоплений.

4. Установлено, что основной минеральной фазой урана на месторождениях Кореткондинское, Намару и других урановорудных объектах Хиагдинского рудного поля является тонкодисперсный нингиоит. Он концентрируется в межзерновом пространстве глинистых песков, на поверхности обломочных зерен и между чешуйками слоистых алюмосиликатов. Помимо нингиоита в рудах в подчиненном количестве присутствуют поликомпонентные гелеподобные стяжения на титан-кремнистой и алюмосиликатной основе.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЕОДОЛИННОГО «БАЗАЛЬНОГО» ТИПА

1.1. История добычи урановых руд

В 1789 г. немецкий ученый М. Клапрот при помощи нейтрализации щелочью холодного раствора урановой смолки в царской водке получил желтый окисел ранее неизвестного элемента, названного им уран. Металлический уран впервые был получен французским химиком Э.М. Пелиго в 1841 г. Впервые внимание к радиоактивным элементам было привлечено после того, как в 1896 г. А. Беккерель установил существование радиоактивных излучений, в 1898 г. супруги Кюри выделили радий из урановой смолки Яхимова.

С начала XX века создание и развитие минерально-сырьевой базы урана претерпело целый ряд подъемов и спадов. Практическое значение радия в это время было невелико, в основном он представлял чисто научный интерес. Однако для его получения были необходимы огромные трудозатраты. В 1906 г. началось извлечение радия в промышленных количествах из руд Яхимова. «Высокие цены на радий, возросшие с 5 000 золотых рублей за 1 г в 1902 до 100 000 золотых рублей в 1905 г. и продолжавшие увеличиваться, стимулировали усиленные поиски и добычу урановых руд во всех странах мира» [38, с. 5]. Поэтому обладание им оказывалось престижным и являлось символом технического и экономического могущества стран-депозитариев. В течение относительно короткого времени радий выступал в роли своего рода эквивалента золота. «В этот период в мире начался первый «урановый бум» - интенсивные поиски урановых руд, как сырья для получения радия» [82, с.29].

К 1912-1914 гг. относятся первые открытия собственно урановых руд, в том числе и в России, где соответствующие исследования были начаты по инициативе академика В.И. Вернадского.

В период Великой Отечественной войны руководству СССР стали поступать данные разведки о разработке за рубежом сверхмощного оружия на базе расщепляющихся ядерных материалов. В это время уран становится важнейшим и строго засекреченным стратегическим сырьем. Начинается второй «урановый бум» [82]. Ко времени возникновения проблемы использования урана в военных целях в мире уже были известны четыре основных района добычи урана. Этому способствовал упомянутый выше радиевый бум начала века.

1. Наибольший интерес представляло Яхимовское месторождение, расположенное на территории современной Чехии недалеко от границы с Германией. Протяженность кварц-

карбонатных жил, содержащих урановые минералы достигала первых сотен метров, мощность составляла 0,15-0,6 м, редко - 1-2 м. В среднем жилы содержали около 1,0% U_3O_8 .

2. С XIX в. известны месторождения урана и ванадия в виде карнотитовых руд на территории штатов Юта и Колорадо (США). Рудами в то время считались породы с содержанием U_3O_8 не менее 1,25%.

3. В центральной Африке в Бельгийском Конго в районе Катанги с 1915 г. известны урановые месторождения Шинколобве-Казоло. Урановое оруденение представлено жилами с участками рассеянной и вкрапленной минерализации. По опубликованным данным, выдаваемая на поверхность «сырая руда» содержала 3% U_3O_8 .

4. В 1930 г. в Полярной Канаде в районе Большого Медвежьего озера было открыто крупное месторождение урана Эльдорадо. Главная рудная зона имела протяженность по простиранию 120 м и прослежена скважинами на глубину 360 м.

Иначе обстояло дело СССР. Вначале 1940-х гг. в Советском Союзе насчитывалось всего пять мелких месторождений – Тюямунское, Табошарское, Майлисуйское, Уйгурсайское и Адрасманское – с крайне незначительными запасами урана.

В середине 1945 г. мир узнал, что ядерное оружие стало реальностью, были проведены взрывы атомных бомб. В Советском Союзе перед Специальным комитетом была поставлена задача – в кратчайшие сроки создать советскую атомную бомбу. В стране начинается активная работа по организации поисков, разведки и освоения месторождений радиоактивных руд.

Разразившийся в 1970-х гг. нефтяной кризис стимулировал развитие атомной энергетики. Спрос на уран резко возрос, что привело к третьему «урановому буму». В этот период были обнаружены Сырдарьинский и Чу-Сарысуйский районы в Южном Казахстане.

«В результате проведенных работ к концу 80-х гг. на территории Советского Союза была создана крупнейшая в мире минерально-сырьевая база урана» [82, с. 11]. Были выявлены и разведаны ряд крупных месторождений: Серное в Туркмении, Курдай, Бота-Бурум и Кызылсай в Южном Казахстане, Ишимское в Северном Казахстане, Меловое на Мангышлаке, Учкудук в Кызылкумах; Эльконский район на Алданском щите, Стрельцовский район в Восточном Забайкалье, Мичуринское и Ватугинское месторождения в Кировоградском районе на Украине и др.

В 1990-е гг., после распада Советского Союза, более 80% запасов урана, в том числе сосредоточенных в крупнейших месторождениях, остались за пределами России. Это привело к возникновению в стране дисбаланса между производством урана и растущими потребностями в нем атомной промышленности.

«В первые годы нового столетия разразился очередной мировой энергетический кризис, усугубляемый усилением внимания к экологии энергопроизводства в связи с опасностью парникового эффекта. Начинается четвертый «урановый бум»» [82, с. 30]. Ряд стран, принявших ранее решения об ограничении развития или даже отказе от атомной энергетики, меняют свою позицию [82].

В 2000-х гг. началась отработка месторождений Зауральского и Витимского районов и подготовка к освоению месторождений резервных районов – крупнейшего Эльконского и ряда объектов Восточного Забайкалья. В настоящее время продолжаются поисковые и поисково-разведочные работы в определившихся рудных и рудноперспективных районах как в России, так и в мире в целом.

1.2. Основные этапы изучения гидрогенных месторождений

На основе систематического анализа и обобщения информации о состоянии сырьевой базы и добыче урана в мире МАГАТЭ принята типизация урановых месторождений. В ней выделяются более 20 типов и подтипов экзогенных и эндогенных месторождений: 1) урановые месторождения типа несогласия; 2) урановые месторождения «песчаникового» типа; 3) урановые месторождения в кварцево-галечных конгломератах; 4) жильные месторождения; 5) комплексные ураноносные брекчии; 6) урановые месторождения в массивах интрузивных пород; 7) урановые фосфориты; 8) урановые месторождения в массивах интрузивных пород; 9) урановые месторождения в вулканитах; 10) поверхностные урановые месторождения; 11) урановые месторождения в метасоматитах; 12) урановые месторождения в углях; 13) урановые месторождения в черных сланцах; 14) урановые месторождения в известняках (калькретовый тип); 15) урановые месторождения в детрите (в углистом и костном); 16) урановые месторождения в доломитах и др. [22].

Проблеме изучения месторождений урана различных промышленных генетических типов посвящены многочисленные статьи, монографии, учебные и методические пособия. Но все же многие вопросы генезиса месторождений, их систематики и классификации до сих пор остаются дискуссионными.

В 1940-е годы началось интенсивное развитие поисково-разведочных работ и изучение урановых месторождений в осадочных толщах. В то время существенным недостатком являлась недооценка высокой миграционной способности урана в экзогенном процессе, «возможности образования его рудных концентраций в широком диапазоне геологических условий» [23, с. 34]. Тогда же были установлены важные закономерности в приуроченности оруденения к определенным фациальным обстановкам, а также его связи с восстановительными условиями формирования рудовмещающих пород и особенности

перераспределения диагенетических рудных концентраций на стадии катагенеза. Значение собственно эпигенетических месторождений было невысоко.

В 50-е – 60-е гг. большое внимание уделялось эпигенетическим процессам в образовании урановых месторождений. При этом были достигнуты значительные успехи в разработке представлений о рудообразующей роли геохимических барьеров. Тогда же были выявлены геохимические типы барьеров, а также связанные с ними парагенетические ассоциации элементов. Однако исследователи на данном этапе изучения месторождений не учитывали возможность формирования рудных концентраций на более ранних стадиях литогенеза вмещающих пород, и все известные месторождения рассматривали как эпигенетические. Подобная точка зрения привела к тому, что выявленные закономерности в образовании и пространственном размещении эпигенетических месторождений, рудные залежи которых контролируются зонами пластового окисления, пришли в противоречие с фактическими данными, полученными на месторождениях, генезис которых оказался более сложным [23].

В 70-е гг. американские геологи считали, что ресурсы наиболее распространенного генетического типа месторождений, связанных с зонами пластового окисления, в основном исчерпаны. Иных типов месторождений в орогенных формациях, которые могли восполнить возрастающие потребности в уране, они не видели. Однако, советские геологи были убеждены в том, что среди месторождений урана в породах осадочного чехла имеется гораздо большее разнообразие генетических типов, не нашедших отражение в существовавших в то время генетических классификациях. Многие исследователи [23], [22] считали, что типизацию этих месторождений следует проводить на основе принципа стадийности рудообразующего процесса, его сопряженности со стадиями литогенеза рудовмещающих пород.

С 80-х гг. по настоящее время широкое распространение получил термин «водородное рудообразование». Под гидрогенезом А.Е. Ферсман понимал «вынос вещества из одного геохимического комплекса свиты в другой и образование при этом новых химических продуктов из холодных вадозных растворов. Гидрогенез – типичное минералообразование из вадозных растворов гипергенных зон, и его роль в связи с содержанием в последних CO_2 , O_2 или гуминовых восстановительных веществ очень велика» [110]. Исследователи, посвятившие большое количество работ теории водородного образования, сходятся во мнении, что под этим термином целесообразно понимать «совокупность рудных процессов, обусловленных деятельностью подземных вод, характеризующихся наиболее широким (региональным) распространением в континентальных блоках земной коры и в явном виде не связанных с магматизмом. Это

прежде всего «холодные» и термальные воды трех гидрохимических типов: низкоминерализованные окислительные (кислородсодержащие), высокоминерализованные хлоридно-рассольные и, наконец, низкоминерализованные преимущественно восстановительные («глеевые») или (в меньшей степени) сероводородные» [58].

Разработку теории гидрогенного рудообразования нельзя считать полностью завершенной, т.к. до сих пор многие вопросы остаются недостаточно выясненными. В первую очередь это относится к геологическим условиям локализации ураноносных провинций и рудных полей, причинам локальности экзогенного эпигенетического оруденения, проблеме источника урана, соотношению экзогенных и эндогенных факторов при формировании урановых месторождений в осадочном чехле, в том числе на месторождениях без прямой связи с зонами пластового окисления. Необходимы дополнительные исследования по усовершенствованию критериев и методов генетической интерпретации аутигенных минеральных парагенезисов в водоносных горизонтах. Существует проблема происхождения хлоридных рассолов (прежде всего - металлоносных), а также низкоминерализованных слабовосстановительных бессероводородных («глеевых») и сероводородных подземных вод. Более очевидна метеогенная природа окислительных (кислородных) вод, формирующих инфильтрационные урановые месторождения. Однако и здесь в ряде случаев возникают определенные трудности в объяснении общего баланса подобных вод, формирующих иногда в условиях аридного климата протяженные зоны пластового окисления вокруг локальных купольных структур с весьма ограниченными площадями водосбора. «Детальной разработке требуют принципы разграничения гидрогенного и гидротермального рудообразования, и в этой связи – вопросы происхождения гибридных месторождений с набором конвергентных признаков, свойственных различным по генезису объектам» [58].

На сегодняшний день (как и несколько десятилетий назад) перед исследователями, в том числе и перед автором работы стоит проблема выявления эпигенетической окислительно-восстановительной рудоконтролирующей зональности, которая в существующих условиях либо не успевает сформироваться, либо захороняется и маскируется благодаря тому, что окисленные грунтовыми водами осадки в присутствии активного органического вещества вновь восстанавливаются. «В других случаях эпигенетическая зональность совпадает с фациальной, т.е. зона развития окислительных процессов соответствует зоне первично-красноцветных отложений, а зона восстановления и рудонакопления – зоне первично-сероцветных осадков, обогащенных органическим веществом» [29, с. 150-151].

1.3. Геологические условия образований урановых месторождений палеодолинного «базального» типа в осадочных породах

Формирование гидрогенных инфильтрационных урановых месторождений происходит преимущественно в «подвергшихся горообразованию краевых частях молодых и древних платформенных плит (форландах), а также в эпиплатформенных орогенных поясах. Значительная часть этих месторождений располагается на щитах древних платформ и в тектонически спокойных областях завершённой складчатости» [58, с. 72]. К подобным относятся урановые месторождения базального типа. Это особый тип месторождений, геологическая позиция которых и основные особенности позволяют предполагать, что они занимают промежуточное положение между месторождениями «песчаникового типа», развитыми в осадочных бассейнах, и т.н. поверхностными урановыми месторождениями, такими как месторождения ураноносных калькретов и гипкретов. «Название «базальный тип» было впервые предложено Катаямой и его коллегами при описании японских урановых месторождений в базальных горизонтах аллювиальных осадков, перекрывающих мел – третичный интрузивный комплекс» [21, с. 48]. С тех пор во всем мире были найдены многочисленные месторождения такого типа.

Урановые месторождения обладают рядом характерных особенностей:

1. Месторождения встречаются в базальных горизонтах континентальных аллювиальных осадков, перекрывающих приподнятые блоки фундамента, сложенного магматическими и метаморфическими породами.
2. Оруденение пространственно связано с зонами нарушений, небольшими грабенами и тектоническими линейными элементами в комплексах фундамента.
3. Рудные залежи перекрыты проницаемыми вулканическими и осадочными толщами.
4. Минерализация часто достаточно необычного состава – промышленные концентрации представлены такими редкими минералами, как нингиоит $\text{Ca}_{2-x}\text{U}_x(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, салеит $\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, франсвиллит $(\text{BaPb})(\text{UO}_2)_2(\text{UO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, ураноцирцит $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и ураноносными ванадатами. Обычны ярозит, цеолит, апатит, кальцит и глинистые минералы.
5. Месторождения базального типа, как правило, имеют третичный возраст [21].

Наиболее характерной особенностью урановых месторождений базального типа является их тесная пространственная связь со структурами фундамента. Все эти месторождения локализуются в русловых осадках, перекрывающих непосредственно крупные зоны разломов в фундаменте.

Для выявления генезиса урановых месторождений «базального» типа необходимо понимание всех внутренних взаимосвязей между источником рудообразующих элементов, способами их миграции, палеоклиматом, условиями рудоотложения и сохранности месторождений. «Результаты изучения этих месторождений в Канаде, Японии, Соединенных Штатах и Турции неопровержимо подтверждают представления о магматическом или метаморфическом, связанном с комплексами фундамента, источнике рудных элементов. Свидетельством этого является безрудность тех же базальных пачек, когда они лежат на породах, перекрывающих фундамент или примыкающих к его выступам. Об этом же свидетельствует тесная связь минерализованных палеорусел со структурами фундамента, отсутствие широкого проявления обогащенных ураном вулканических пород; наличие в фундаменте трещинных ураноносных подземных вод длительной циркуляции» [21, с. 53].

Важнейшую роль в инициации, поддержании и сохранении урановых месторождений базального типа играют определенные тектонические движения, из которых наиболее благоприятны, очевидно, движения растяжения и регионального поднятия.

В зависимости от химического состава пород фундамента, рудообразующие подземные воды будут содержать различные концентрации K, Ca, Mg, V, P, SiO₂, Ba, Pb и U, что обуславливает образование достаточно необычных минеральных ассоциаций, характерных для этих месторождений [21].

1.4. Краткая характеристика месторождений палеодолинного «базального» типа в России, странах СНГ и за рубежом

Во многих районах мира известны урановые месторождения как бы переходного «грунтово-пластового» типа, локализованные в эрозионных палеодолинах [79], [115]. «Рудовмещающие толщи подобных месторождений, как правило, расслоены или перекрыты водоупорными горизонтами сравнительно небольшой мощности. Однако локальный характер этих водоупоров, а также гидравлическая связь водоносных (и рудоносных) горизонтов с трещиноватыми породами фундамента, выходящего на дневную поверхность, заставляет рассматривать большинство подобных месторождений в качестве грунтово-инфильтрационных» [58, с. 94].

В 70-е гг. в России и на территории СНГ было открыто большое количество грунтово-инфильтрационных месторождений «палеодолинного» типа мезозойского и кайнозойского возраста, залегающих на породах фундамента. К ним относятся месторождения Хиагдинского рудного поля на Амалатском (Витимском) плато в Центральном Забайкалье, открытые геологами №130 Сосновского ПГО (И.Р. Коробенко, П.А. Пешков и др.). Объекты этого рудного поля, объединенные в единый витимский тип, расположены на одноименном

плато площадью около 4 тыс. км² под покровом базальтов в многочисленных палеодолинах, врезанных в существенно гранитоидный кристаллический фундамент и выполненные миоценовыми сероцветными осадочными породами, обогащенными органическим веществом. В разрезе неоген-четвертичных образований выделяется три толщи (снизу вверх): осадочная (аркозоя) (20-80 м), вулканогенно-осадочная (80-120 м) и вулканогенная (плато-базальты) (250 м). Две нижние выполняют палеодолины, верхняя – слагает перекрывающий чехол. На Амалатском плато, как и в ряде других урановорудных районах, четко проявлена пространственная связь ураноносных палеодолин с гранитно-купольными структурами. Урановые месторождения Хиагдинского рудного поля занимают либо относительно крупные участки отдельных палеодолин и представлены достаточно протяженными рудными залежами, либо включают совокупность более мелких палеоврезов (овражных структур) с короткими рудными телами. Протяженность рудных залежей достигает первых километров, при ширине от нескольких десятков до сотен метров и мощности до 10-15 м.

Далматовское и ряд других месторождений (Тобольское, Добровольное) в Зауралье, открытые геологами партий №№ 71 и 89 Зеленогорской экспедиции (И.Л. Лучинин, С.Н. Марков, И.А. Мезенов и др.). К этому же типу рудных объектов относятся месторождения Восточного Урала, среди которых наиболее хорошо изученным и долгие годы эксплуатировавшимся Малышевским РУ Минэнергопрома является Санарское месторождение (работы Г.А. Шагалова и др.).

В Северо-Западном Казахстане было открыто и разведано Целинным горно-химическим комбинатом Семизбайское месторождение (В.И. Пигульский, Б.И. Пигульский, Л.Л. Боброва и др.). Урановорудные объекты этого типа объединены в одноименный (семизбайский) тип, объединяющий месторождения, распространенные на огромной территории в южной периферии Западно-Сибирской плиты, включающей вышеупомянутые объекты Зауралья. На всех месторождениях рудовмещающие толщи представлены исключительно континентальными молассоидными осадками мальм-бериасского возраста, выше которых залегает мел-кайнозойский осадочный чехол различной мощности. Формирование уранового оруденения происходило сразу же за накоплением рудовмещающей толщи и было связано с заключительными стадиями мальм-неокомской аридной эпохи. Рудоконтролирующими здесь являются зоны обеления, возникновение которых связано с восстановлением ранее лимонитизированных пород.

На Украинском щите Кировским ПГО были открыты месторождения Девладовское, Братское, Сафоновское и др., объединенные в девладовский тип, которые долгие годы отрабатывались способом СПВ Восточным комбинатом Минатомпрома (работы А.А.

Фрайберга, Н.Н. Макаренко). Рудные объекты этого типа приурочены к среднеэоценовым угленосным отложениям бучакских слоев, выполняющих неглубокие (первые десятки метров) палеодолины, ориентированные в южном и северном направлениях. На месторождениях развиты три типа палеодолин, различающихся размерами, формой и глубиной эрозионного вреза, литологическими особенностями выполняющих толщ и рудоносностью [82]. К первому наиболее продуктивному типу относятся довольно немногочисленные, относительно короткие (40-50 км) и узкие (0,5-1,5 км) линейные палеодолины Побужья, приуроченные к самому крутому склону палеоподнятия. В выполнении преобладают проницаемые русловые пески, содержащие подчиненные прослои алеврито-глинистых пород и бурых углей. В этих палеодолинах локализованы Ташлыкское, Садовое, Братское, Сафоновское месторождения и несколько рудопроявлений.

Ко второму типу относятся палеодолины северного склона. Глубина их обычно менее 20 м, в то время как ширина иногда достигает 20-30 км, а протяженность – 100-120 км. В плане эти палеодолины имеют «разлапистые» формы с очень прихотливыми фестончатыми ограничениями. Осадконакопление происходило в условиях полого наклоненной прибрежной равнины, вследствие чего в разрезе преобладают озерно-болотные существенно глинистые отложения с многочисленными буроугольными залежами. В палеодолинах данного типа выявлены лишь единичные урановые рудопроявления.

Третий тип палеодолин характерен для восточного наиболее низменного участка палеосуши. По размерам, морфологии, породному выполнению и ураноносности палеодолины этого типа занимают как бы промежуточное положение. Их протяженность колеблется в пределах 40-80 км, при ширине 3-5 км в верховьях и до 20 км в низовьях. В то же время глубина эрозионного вреза достигает 70-90 м. Довольно многочисленные урановые месторождения (Христофоровское, Девладовское, Новогурьевское, Хуторское и др.) располагаются в верховьях палеодолин, где имеются достаточно выдержанные прослои проницаемых песков.

Формирование урановой минерализации происходило на новейшем этапе тектонического развития, рудообразование – после окончания сарматской трансгрессии (ранний миоцен), во время которой море полностью перекрыло весь Украинский щит. Особо благоприятные климатические и тектонические предпосылки для рудообразования возникли в плиоценовую эпоху, когда произошло новое поднятие щита и в обстановке слабо всхолмленной равнины в условиях засушливого климата накапливались элювиально-делювиальные красно-бурые глины и суглинки – типичные отложения, синхронные инфильтрационному урановому рудогенезу.

Эти месторождения обычно рассматриваются как экзогенные эпигенетические грунтово- или пластово-инфильтрационные. Они распространены и за рубежом, где объединены в особый класс под названием месторождения «базального» типа, занимающий промежуточное положение между «песчаниковыми» и т.н. поверхностными месторождениями в калькретах и гипкретах.

Среди месторождений дальнего зарубежья следует отметить наиболее известные Нинге-Тогэ и Тоно в Японии (о. Хонсю) открытые в 1955 г. Месторождения состоят из отдельных урановорудных залежей. Также, как и на Амалатском плато, кристаллический фундамент представлен гранитоидами, в эрозионную поверхность которого врезаны палеодолины, вмещающие урановое оруденение. Возраст осадочных пород датируется поздним миоценом или ранним миоценом. Они представлены озерными отложениями и различного рода слабощелочными вулканическими породами. Общая мощность толщи более 500 м. Наибольшие концентрации урана приурочены к базальным горизонтам осадочной толщи неогена, к днищам палеорусел. По составу рудовмещающая толща наиболее близка к месторождениям витимского типа. Месторождения относят к эпигенетическому осадочному типу. Урановое оруденение сформировано инфильтрационными грунтовыми водами, после отложения вмещающих пород.

Помимо вышеописанных рудных объектов палеодолинного «базального» типа в дальнем зарубежье известны также месторождения Мэнинджи в Австралии, которое по своему строению схожи с японским типом Момино, Орлов дол, Хасково в Болгарии; Домайсайт и Гомагнат в Индии [106].

ГЛАВА 2. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АМАЛАТСКОГО ПЛАТО

2.1. Эволюция рудоконтролирующей геолого-структурной обстановки

Район исследований находится в пределах Витимского плоскогорья, расположенного в Центральной Забайкалье. Урановые месторождения Хиагдинского рудного поля локализованы на Витимском плоскогорье в пределах Амалатского плато базальтов междуречья Джилинда – Тетрах – Большой Амалат. Орографически территория представляет собой слабохолмистый таежный ландшафт с резкими куполовидными возвышенностями и максимальными абсолютными отметками 1300-1400 м, превышения водоразделов над тальвегами долин рек составляют 100-200 м. на выположенных участках рельефа расположены многочисленные озера и болота.

Витимское плоскогорье входит в состав Байкальской складчатой области, история развития которой рассматривались в работах многих исследователей: Л.И. Салопа, Н.А. Флоренсова, Н.С. Шатского, В.А. Обручева, А.П. Герасимова и др. [100], [111], [112], [122], [89]; [88], [28] (Рис. 1).

Вплоть до поздней юры на территории Витимского плоскогорья сохранялся тектонический режим щита платформы, не было проявлений ни поднетриасовой, ни ранне-среднеюрской активизации эпибайкальской Восточно-Сибирской платформы. В Западном Забайкалье напротив, закладывались эрозионно-тектонические депрессии, грабены, заполнявшиеся вулканогенными породами, затем с резким угловым несогласием вулканогенно-осадочной грубообломочной формацией.

На границе средней-поздней юры отмечается перерыв в осадконакоплении. В позднеюрское и раннемеловое время происходила перестройка структурного плана, которая была вызвана новым импульсом тектонической активизации. В эту стадию весь Забайкальский регион представлял собой континентальное поднятие, на котором формировались локальные грабенообразные структуры [108], [111], [112].

Нижнемеловые отложения на Витимском плоскогорья (мощностью до 500-1000 м) залегают в небольших впадинах на домезозойском фундаменте, реже на вулканогенно-осадочной толще позднеюрского возраста.

Во впадинах грубообломочные отложения накапливались преимущественно возле бортов, тонкообломочные – в центре.

Верхняя часть разреза представлена угленосной формацией мощностью до 500 м. С конца раннего мела наступила очередная эпоха пенепленезации и корообразования, продолжавшаяся до середины олигоцена.

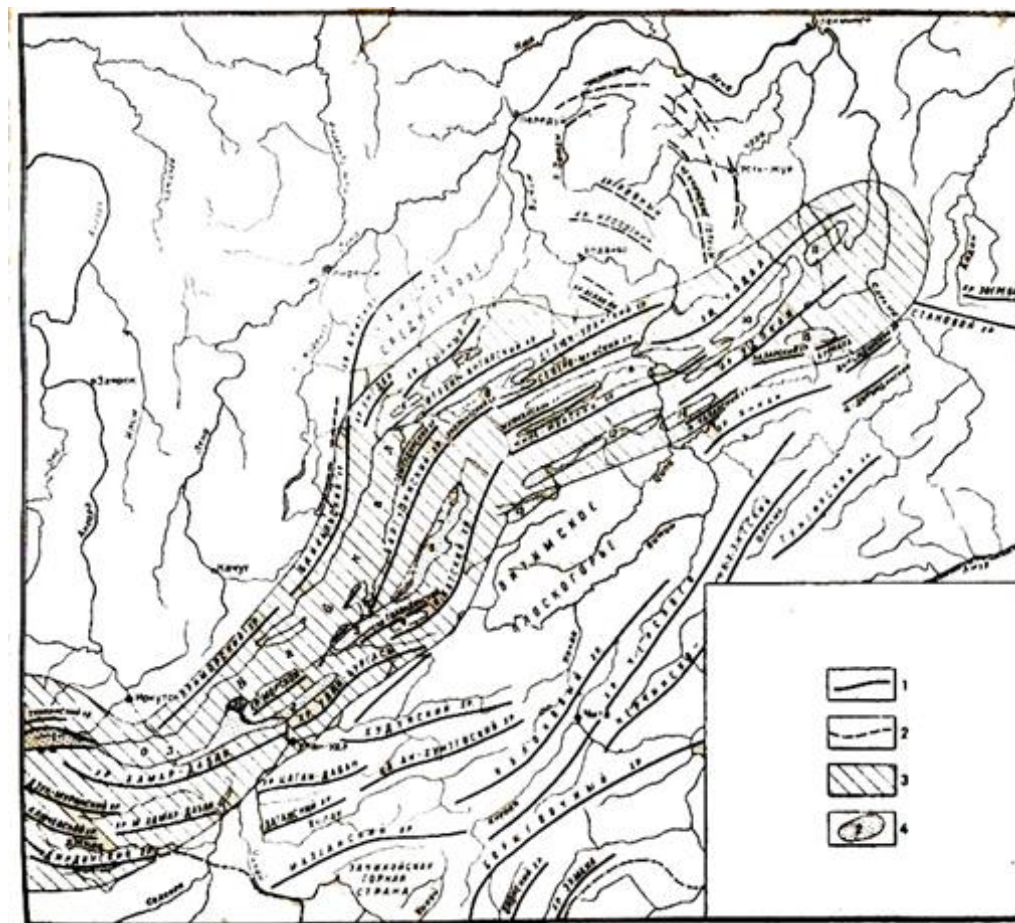


Рис. 1. Схема расположения главных орографических элементов Байкальской горной области и сопредельных территорий (по Л.И. Салопу, 1964).

1 – оси хребтов; 2 – структурно-эрозионные гряды; 3 – Байкальский горный пояс; 4 – тектонические впадины в Байкальском горном поясе: 1 – Тункинская, 2 – Итанчинско-Селенгинская, 3 – Максимихинская, 4 – Ямбуйская, 5 – Баргузинская, 6 – Асектамурская, 7 – Магундинская, 8 – Верхне-Ангарская, 9 – Муйско-Сюльбанская, 10 – Чарская, 11 – Верхне-Токкская, 12 – Ципинско-Бамбуйская, 13 – Ципиканская, 14 – Джиллиндинская, 15 – Верхне-Каларская.

У многих исследователей трактовка этого периода развития Витимского плоскогорья вызывает множество дискуссий. Этот регион в мезозойское время относят: к зоне аркогенеза [90]; к активизированной платформе [17], [93]; к области сводового поднятия [20], [63], [108], к субплатформе [111]. Подобные разногласия обусловлены одновременным присутствием признаков, характерных как для платформенных областей, так и для орогенных. Однако залегание неметаморфизованных пород с резким угловым несогласием на складчатом неметаморфизованном фундаменте; локальное распространение грабенообразных структур и отсутствие их в пределах жестких блоков; смена в вертикальном разрезе отложений грабенов вулканогенной формации вулканогенно-осадочной, в которой грубообломочный материал накапливается около бортов, а в центре тонкий, и затем мелкообломочной угленосной формацией; отсутствие интенсивного складкообразования; неунаследованный характер тектонических движений; длительные эпохи образования коры выветривания, на фоне которых нередко происходило осадкообразование в грабенах; отсутствие всякого осадконакопления в течение длительного времени на жестких блоках – все эти признаки позволяют отнести осадки этого неоднозначного периода к нижнему ярусу верхнего структурного этажа (платформенного чехла), а тектонический режим – к субплатформенному.

В олигоцене (P_3) произошла внутриплатформенная активизация, которая привела к проседанию Байкальской впадины и воздыманию сопредельных регионов. Проявившаяся тектоническая активизация явилась причиной заложения Байкальской рифтовой зоны. В раннюю стадию (эоцен-олигоцен) активности этой зоны происходили умеренные тектонические движения, смещения по разломам не создавали резких геоморфологических контрастов [77], [111]. Территория Амалатского плато в это время испытывала воздымание, как единый блок по краевым северо-восточным разломам – Джиды-Витимскому на юго-востоке и Экзарскому – на северо-западе. Это привело к общему уклону палеорельефа в северо-западном направлении, понижению регионального базиса эрозии, формированию холмистых гряд северо-восточного простирания и заложению в межгрядовых долинах речной сети.

Обособление и рост Центрального, Байсыханского и Южного поднятий как самостоятельных структур, происходило несколько позже – в нижнемiocеновое время, вследствие дальнейшей блоковой дифференциации территории, обусловленной активизацией разломов С-В направления, вдоль которых закладывалась сеть магистральных речных долин (Палеоамалата, Палеоаталанги и др.) с системой северо-западных палеопритоков II порядка, развивающихся на склонах поднятий. Байсыханская гряда лучше остальных выражена палеогеоморфологически, имеет ассиметричное строение. По

сравнению с северным склоном, южный наиболее протяженный и крутой, сильнее расчленен распадками, образовавшимися, вероятнее всего, по зонам тектонических нарушений северо-западного простирания. Это определило V-образный поперечный профиль палеораспадов крутого южного склона и корытообразный профиль палеораспадов, расположенных на северном более пологом склоне. Вследствие этого в палеоструктурах южного склона происходило накопление горно-овражных отложений, отнесенных к осадочной (нижней) подсвите джилдинской свиты (N_1dz_1), а на северном склоне – плаща делювиальных отложений, в которые врезаны палеораспады. Осадконакопление происходило в лесостепной зоне, в условиях гумидного-семигумидного теплого климата с отдельными засушливыми сезонами.

К концу накопления сероцветных мелкообломочных песчано-глинистых терригенных отложений (N_1dz_1) ослабевает энергия эрозионных процессов вследствие затухания тектонических движений, устанавливается профиль равновесия, что приводит к прекращению осадконакопления в распадках и реках.

Очередной импульс тектонической активизации в центральной части Витимского плоскогорья был обусловлен дальнейшим развитием рифтовой зоны и прогибанием Байкальской впадины, т.е. для плоскогорья эта активизация имела отраженный характер. В результате произошла перестройка структурного плана района будущего плато, особенно его северо-западной и северо-восточной частей. Интенсивность активизации постепенно уменьшалась к югу, по мере удаления от рифтовой зоны. Общий уклон палеорельефа приобрел юго-восточную направленность и в том же направлении сместились оси некоторых межгорных долин. Малоамплитудные знакопеременные движения вдоль разломов С-З простирания создали ступенчатое строение продольного профиля Байсыханского поднятия с постепенным нарастанием высотных отметок водораздельной части с запада на восток. Благодаря этому склоны поднятия в районе месторождений Намару и Коретконде подверглись большему эрозионному расчленению, чем в западной части. В пределах Южного и большей части Центрального поднятия интенсивность тектонических движений и их дифференциация были незначительными; продолжали накапливаться отложения склонового делювия и в подчиненном количестве – овражного аллювия. Исключение составляет северный склон Центрального поднятия, подвергавшийся активному эрозионному расчленению с одновременной аккумуляцией осадков в палеодолинах I и II порядков. К концу формирования отложений нижней подсвиты (N_1dz_1), установился профиль равновесия, что привело к прекращению осадконакопления, повышенной заболоченности и дряхлению рек.

На пересечении зон разломов различной ориентировки возникали многочисленные эруптивные центры. Накапливались отложения вулканогенно-осадочной подсвиты (среднеджилиндинская подсвита N_{1dz_2}). Осадконакопление происходило в условиях гумидного климата. Озерные отложения этой подсвиты начали отлагаться в тальвеговых частях межгрядовых долин и постепенно перекрывали склоны гряд, на некоторых участках распространяясь почти до их осевых частей. На фоне продолжающейся тектонической активности в разных участках территории плато происходили излияния единичных потоков базальтов и выбросы пирокластического материала. Вероятно, этот момент был кульминационным по интенсивности активизации в средне миоценовое время. Затем перемещения вдоль разломов приобретают более плавный характер (за исключением отдельных блоков); начинается общее неравномерное блоковое погружение территории плато, по зонам С-В и С-З разломов, сопровождавшееся заложением обширных озерных котловин. Состояние тектонического покоя подтверждается развитием кор выветривания по нижним потокам базальтов, отсутствующих в участках, где базальты были перекрыты лимническими осадками. Магматическая деятельность продолжалась лишь в наиболее мобильных узлах пересечения крупных продольных С-В разломов с разломами С-З ориентировки, где образовались вулканы центрального типа, окруженные обширными наземными конусами или излияниями лавовых потоков. Пирокластический материал, поступаая в озерные водоемы, подвергался гальмиролизу, за счет чего высвобождалось большое количество кремнекислоты, это вызывало в отдельные периоды бурное развитие диатомовых водорослей, скелеты которых в изобилии встречаются в озерных отложениях. Озерная трансгрессия существенно изменила ранее существовавший ландшафт; в ранне-, среднемиоценовую эпоху он представлял собой лесостепную равнину с обширными озерами, среди которых возвышались вулканические конуса, а на месте былых поднятий – разрозненные острова, где синхронно с озерными продолжали накапливаться делювиальные отложения.

Очередная фаза активизации была тектоно-магматической и привела к формированию в конце миоцена – начале плиоцена ($N_{1.2}$) плато-базальтов вулканогенной подсвиты (N_{1dz_3}), выровнявшие палеорельеф. Базальты перекрыли все осадки и породы фундамента на водоразделах. Однако вулканизм был вялым. Отдельные излияния были разделены значительными промежутками времени, что приводило к формированию кор выветривания по этим маломощным покровам.

В плиоцене (N_3) осадконакопления не происходило, вулканическая деятельность не проявлялась. Формировались площадные красноцветные коры выветривания. В конце плиоцена эта эпоха сменилась Ново-Байкальской тектоно-магматической активизацией. На

сопредельной с плато территории началось оформление рифтогенных впадин, накопление в них отложений охристой молассы. На плато происходило заложение современной речной сети и формирование покровов молодых базальтов (возраст 2-4 млн. лет).

Вулканические аппараты. Неотъемлемой частью кайнозойского базальтового плато являются вулканические аппараты, установленные практически на всех изученных участках, за исключением безрудной Торминской площади. На территории Хиагдинского и Кореткондинского рудных полей (Рис. 2) выявлено пока 7 вулканических аппаратов: два из них располагаются в верховьях палеодолины Вершинного месторождения, по одному в средней части VII (вулкан Вершинный) и на верхнем участке V палеодолин Хиагдинского месторождения, в верховьях основной палеодолины Тетрахского месторождения, один вулкан размещается в средней части палеодолины Кореткондинского месторождения и последний - на нижнем участке месторождения Намару.

Все они контролируются разноориентированными тектоническими зонами, узлами их пересечений и нередко размещаются в тальвеговых участках палеодолин. Четыре верхних хиагдинских вулканических аппарата наследуют северную ветвь нижнемеловой депрессионной зоны, причем два из них (V палеодолины и Тетрахской) размещаются на пересечении с крупными поперечными линеаменами северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Вершинный вулкан контролируется узлом пересечения нижнемеловой линейной депрессионной зоны северо-западным линеаментом, по которому заложена VII палеодолина. В более сложном тектоническом узле размещается Кореткондинский вулкан, где к двум ведущим линеаменам диагональной системы дополняется субширотная тектоническая зона. Вулкан месторождения Намару контролируется узлом пересечения двух взаимоперпендикулярных тектонических зон ортогональной системы [53].

Установлены две категории вулканических аппаратов: выходящие на дневную поверхность и погребенные под более поздними базальтовыми потоками. Три вулканических сооружения - в верховьях V залежи Хиагдинского месторождения - Тетрахский и на месторождении Намару картируются на современной поверхности положительными (кольцеобразной, конусообразной) формами рельефа. Остальные вулканические сооружения относятся к категории погребенных. Время заложения кайнозойских вулканических аппаратов колеблется в широких пределах. К числу наиболее ранних относится Вершинный вулкан, который начал "работать" практически синхронно с формированием палеодолинных отложений и активно действовал до начала массового излияния базальтовых лав.

Наиболее поздними являются вулканические аппараты в верховьях Вершинного месторождения, а еще более поздним Кореткондинский вулкан, который прорывает всю ранее сформированную туфоогенно-осадочную подсвиту. Но к числу самых молодых

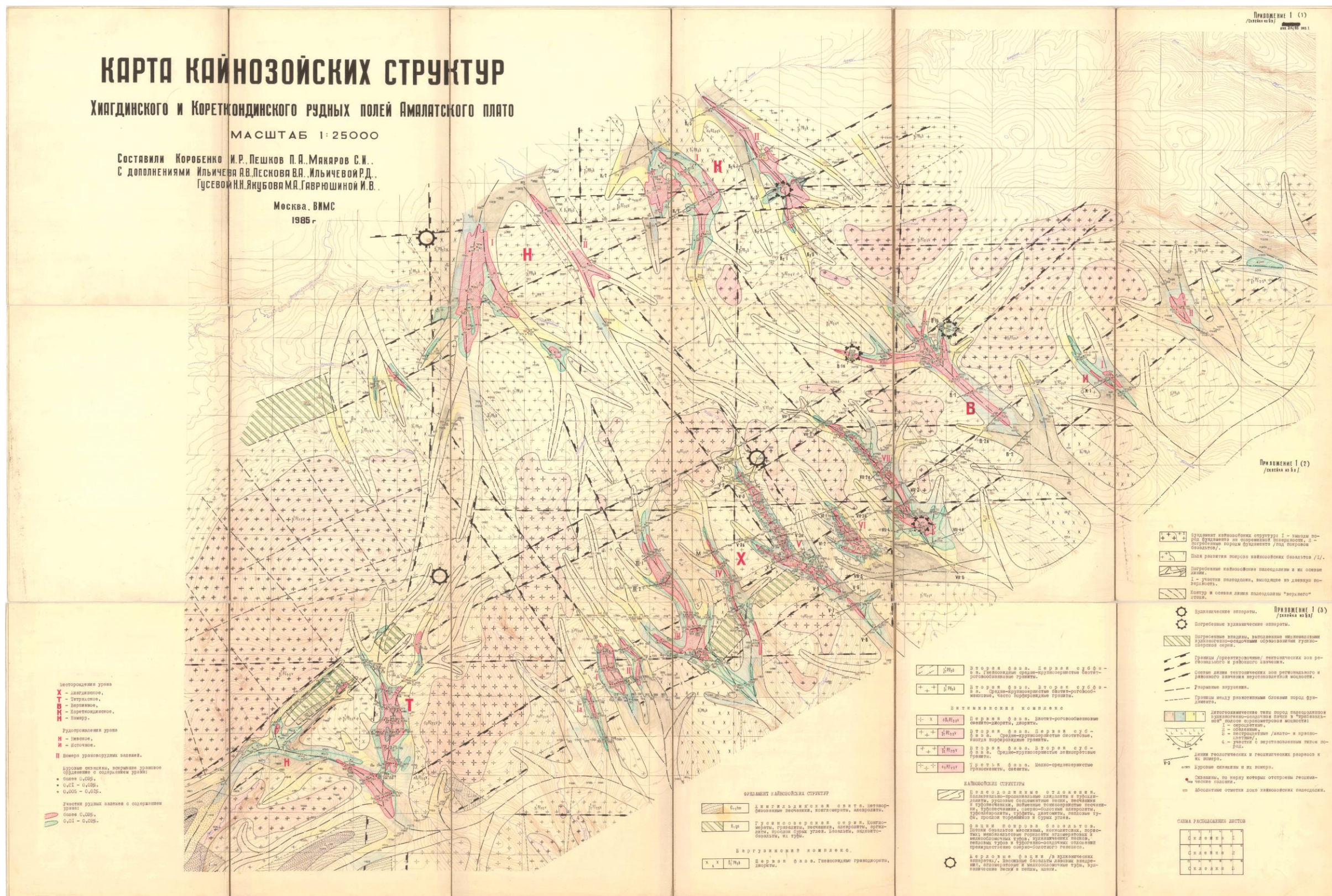


Рис. 2. Карта кайнозойских структур Хиагдинского и Кореткондинского рудных полей Амалатского плато. Масштаб 1:25 000. Составили: И.Р. Коробенко, П.А. Пешков, С.И. Макаров, с дополнениями А.В. Ильичева, В.А. Пескова, Р.Д. Ильичевой, Н.Н. Гусевой, М.А. Якубова, И.

вероятно, относится вулкан Кандидушка, расположенный за пределами площади рудных полей, на 86 км автотрассы Романовка-Багдрин. По материалам Б.И. Флешлера (ЗабНИИ), использовавшего серию геохронологических методов, возраст самых поздних продуктов активного вулканизма датируется I млн. лет. Вулканическая постройка относительно хорошо сохранилась на современной поверхности.

Пять из семи выявленных на исследуемой территории вулканических аппаратов получила в разной мере оценку буровыми работами. Внутреннее строение Тетрахского вулкана месторождения Намару не установлено в связи с отсутствием на их участках буровых работ.

В зависимости от состава выполнения подводящих каналов (жерловин) выделяются следующие типы вулканических аппаратов:

- вулкан (некк) туфовый, выполненный хорошо сцементированными обломочными туфами с незначительной примесью посторонних горных пород - гранитоидов фундамента, оторванных от стенок жерла, и ксенолитов туфогенно-осадочных палеодолиных отложений. Характерным представителем данного типа является вулканический аппарат Вершинный.

- вулкан лавовый, жерло которого нацело сложено лавой базальтового состава. Представителем этого типа является вулкан в верховьях V палеодолины Хиагдинского месторождения.

- вулкан сложный, продуктами деятельности которого являются туфовый и лавовый материал одновременно. К этому типу относятся вулканические аппараты, расположенные в верховьях: палеодолины Веришинного месторождения, и Кореткондинский вулкан.

- вулкан шлаковый, единственным представителем которого пока является вулканическое сооружение Кандидушка.

Среди вулканических аппаратов Хиагдинского и Кореткондинского рудных полей некки туфового и сложного типов вмещают кондиционное урановое оруденение.

Вулкан Вершинный - является наиболее хорошо изученным. Он размещается на среднем участке в тальвеговой части VII палеодолины Хиагдинского месторождения и относится к категории погребенных и туфовому типу. В строении вулкана принимают участие и базальтовая лава, но роль ее крайне ограничена. В приповерхностной части вулкана выделяется центральное блюдцеобразное понижение (кратер) диаметром около 1 км и кольцеобразная возвышенность вокруг кратера, сложенная пирокластическим материалом – продуктами вулканической деятельности. Этот ореол, постепенно уменьшаясь в мощности, прослеживается в разрезе кайнозойской толщи на несколько километров от центра очаговой структуры. Гребень возвышенности расположен примерно на 20 м выше блюдцеобразного понижения. Вулкан погребен под базальтовым покровом, мощность которого изменяется от

65 м. над возвышенными участками до 140 м. - над кратером, и никак не проявляется в рельефе современной поверхности.

Приповерхностная надстройка непосредственно связана с жерлом вулкана, которое имеет воронкообразную форму диаметром около 200-250 м и крутопадающие стенки. По мере погружения стенки жерла становятся более крутыми и примерно через 200-250 м структура приобретает столбообразную форму диаметром около 100-120 м.

Вулкан заложился на сочленении разнотипных блоков фундамента: палеозойских биотитовых гранитов витимканского комплекса (восточный блок) и протерозойских диоритов баргузинского комплекса (западный блок). В строении фундамента этой структуры принимают участие лейкократовые граниты витимканского комплекса, обломки которых часто встречаются в жерловых туфах.

Вулканический аппарат Вершинный является ураноносной структурой. Основная руда в нем сосредоточена в жерловой фации, где она вскрыта всеми пройденными по некке скважинами. Урановое оруденение вскрывается на глубинах 100 м. от блюдцеобразного понижения (или в 270 м от дневной поверхности) и прослеживается вниз на 420 м, до глубины почти 700 м от современной поверхности. Из-за недостатка информации морфология рудной залежи не установлена. Это может быть столбообразный штокверк, состоящий из серии рудоносных ветвей и прожилков, которые фиксируются в колоннах буровых скважин. "Эпицентр" его может находиться в центральной части структуры, где установлена высокая насыщенность оруденением, либо на периферии, в приконтактной кольцевой зоне с вмещающими гранитоидами. В этой зоне чаще встречается более концентрированное урановое оруденение. Возможно, обе зоны некка являются в равной мере ураноносными. Мощность рудоносного столба, вероятно, соизмерима с диаметром жерловины вулканического аппарата. Основная масса урана в некке представлена непромышленными рудами с содержанием от 0,01 до 0,030 (по данным каротажа).

Вулкан Кореткодинский заложился в тальвеговой части второй палеодолины одноименного месторождения и относится к категории погребенных сложного (туфо-лавового) типа. По сравнению с Вершинным вулканом это более поздняя структура. Она прорывает нижнюю часть разреза палеодолинных отложений, первый базальтовый поток, верхнюю часть разреза туфогенно-осадочной подсувиты и следующий поток базальтов. Примерно в этом временном интервале произошел первый мощный выброс, который образовал крупный шлейф вниз по уклону палеодолины. Второй крупный выброс произошел в интервале времени, соответствующему становлению верхней половины базальтового покрова. Он образовал повышение в рельефе и блюдцеобразную впадину в кратере сооружения.

Вулканический аппарат образовался на пересечении двух крупных тектонических зон, на сочленении трех разнотипных блоков фундамента, сложенных протерозойскими биотит-роговообманковыми гранитами, палеозойскими лейкократовыми гранитами и граносиенитами. Южный блок в продольном сечении палеодолины оказался поднятым по отношению к северному. Линия взброса согласуется с жерловиной аппарата, амплитуда перемещения около 80 м. Отсутствие в южной части продуктов первого выброса скорее всего свидетельствует о формировании взброса до активной вулканической деятельности аппарата. Некк забронирован покровом базальтов мощностью от 80 до 100 м.

Вулкан изучен очень слабо. Жерло его выполнено дайкообразными внедрениями базальтовой лавы в сочетании с агломератовыми туфами, состав и строение которых аналогичен Вершинному вулкану. В приповерхностной части вулкана доминируют туфовые образования, на глубине - лавовая составляющая. Подобно Вершинному вулкану, аппарат имеет воронкообразную форму в приповерхностной части, диаметр кратера около 500 м, а диаметр жерловины порядка 150-100 м.

Урановое оруденение концентрируется в жерле вулкана и прослеживается в палеодолинную структуру, размещаясь практически по всему разрезу туфогенно-осадочной подсветы. Рудная залежь некка, скорее всего, представляет конусообразный штокверк с расширением в верхней воронкообразной части структуры. Он состоит из многочисленных рудных тел различной мощности и содержания урана. Выделяется 8 интервалов с содержанием урана более 0,03% на мощность от 1 до 6 м. и 4 интервала с содержанием урана 0,01-0,03% на мощность 1-3 м. Эти рудные тела и разделяющие их интервалы (0,005-0,01%) содержанием урана составляют единый штокверк. Мощность его вероятно в какой-то степени согласуется с диаметром некка.

Урановое оруденение некка локализуется в агломератовых и мелкообломочных туфах, часто на контакте с лавовыми внедрениями и самих лавовых внедрениях, непрерывной полосой прослеживается в туфогенно-осадочные отложения и первый базальтовый покров восточного борта палеодолинной структуры. Оно удаляется примерно на 400 м. от вулкана, достигая водораздельного участка палеодолины.

Вулканические аппараты Вершинного месторождения (условно Восточный и Западный) также относятся к категории захороненных и сложному (туфово-лавовому) типу. Они размещаются в левом и правом истоках основной палеодолины, контролирующей Вершинное месторождение. Оба вулкана заложены в тальвеговых частях палеодолины с некоторым смещением к левому борту. Особенно четко эта тенденция к смещению проявилась на Западном вулкане.

В отличие от Вершинного и Кореткондинского вулканов они заложены не по границе разнотипных блоков фундамента, а по ослабленным (тектоническим) зонам в единых блоках лейкократовых гранитов (Восточный) и биотитовых гранитов (Западный).

По своим параметрам они относятся к более высокому порядку относительно Вершинного и Кореткондинского вулканических аппаратов.

Оба вулкана изучены очень слабо. Западный вулкан прорывает туфогенно-осадочную подсвиту мощностью около 30 м и, вероятно, согласуется с первым базальтовым излиянием, мощность которого на этом участке оценивается 40 метрами. В правом сохранившемся борту вмещающей палеодолины установлено более "раннее" тело базальтов, залегающее на гранитоидах фундамента. Мощность его около 15 м. Судя по резко изменчивой морфологии, это тело могло быть более поздним нековым внедрением в палеодолинные отложения. Однако не исключается вариант принадлежности его к первому базальтовому потоку. Примерно такую же позицию занимает и Восточный вулкан.

Оба вулкана не имеют крупных пирокластических шлейфов. Образование относительно мощного (до 30 м) горизонта туфов в разрезе покровных базальтов, вероятно, связано с другим более поздним вулканическим извержением.

Вулканические аппараты захоронены под покровом базальтов мощностью около 120-150 м и по времени заложения вероятно согласуются с Кореткондинским вулканом такой же категории и типа. Оба вулкана в приповерхностной части имеют воронкообразную форму, постепенно сужающуюся с глубиной. Диаметр жерловин этих сооружений вероятно не превышает 100 м.

Аппараты выполнены внедрениями базальтовой лавы в сочетании с мелкообломочными и агломератовыми туфами. Устанавливается до 6 лавовых внедрений, разделенных пирокластическим материалом. Для Восточного вулкана характерно присутствие в лавах большого количества обломков гранитоидных пород фундамента и включений лерцолитов размером до 2 см.

Незначительное урановое оруденение установлено в жерле Западного вулканического аппарата. Оно вскрыто на глубине 246 м от дневной поверхности вблизи стенки вулкана и представлено тремя маломощными (до 1 м) сближенными интервалами с содержанием урана 0,01-0,03%. Они увязываются с рудной залежью в палеодолинной структуре, где оруденение локализуется в базальтовом внедрении и частично в перекрывающих туфохлидолитах. Мощность залежей на этом участке возрастает до 5 м.

Маломощное урановое оруденение (около 1 метра) выявлено и вблизи Восточного вулканического аппарата. Содержание урана в нем несколько больше 0,03%. Оруденение локализуется в пепловых туфах на контакте с покровными базальтами.

Вулканический аппарат в верховьях V палеодолины Хиагдинского месторождения относится к лавовому типу. Он размещается на водораздельном участке вблизи левой прибортовой части палеодолины и выражается на поверхности куполообразной возвышенностью. Ближайшие палеодолинные отложения находятся примерно в 250 м. от центра вулкана.

Основной жерловой фацией сооружения является базальтовая лава, однако центральная часть структуры от поверхности до глубины 50 м "запечатана" экструзивной породой основного состава.

При изучении этого вулканического аппарата признаков уранового оруденения выявлено не было.

2.2. Радиогеохимические особенности кристаллического фундамента и кор выветривания палеораспадов.

В связи с тем, что на стадии разведочных работ Хиагдинского рудного поля, в которых принимал участие диссертант, не был вскрыт кристаллический фундамент, в работе использованы фондовые и опубликованные материалы прошлых лет исследований, проводившихся на поисковой и оценочной стадиях геологоразведочных работ. Большой вклад в развитие познание донеогенового фундамента Амалатского плато-базальтов внесли сотрудники ВИМСа: Халдей А.Е., Шагарова В.Б., Ильичев А.В., Песков В.А., Якубов М.А. и др., а также геологи ГРЭ-130: Коробенко И.Р., Пешков П.А. и др.

Кристаллический фундамент района исследований довольно разнообразен по составу и возрасту. Наиболее древними являются метаморфические породы гаргинской серии нижнего протерозоя (PR_{1gr}), представленные биотитовыми и биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, в меньшем количестве встречаются мраморизованные известняки и гнейсы. Метаморфические сланцы занимают обширные территории в западной, северо-восточной и юго-восточной частях Амалатского плато, иногда они встречаются в виде небольших ксенолитов среди гранитных массивов [70].

По данным Коробенко И.Р., Пешкова П.А. и др. граниты по возрастной принадлежности подразделяются на две группы [65], [64], [94]. Более ранними являются граниты так называемого баргузинского комплекса (PR_{2b}), разделяющиеся по составу и структуре на несколько фаз: граниты, гранодиориты, диориты и т.д.

Более широко распространены в районе исследований граниты, относимые к витимканскому комплексу (PZ_{2-3v}). Они развиты в центральной и северо-восточной части Амалатского плато – Байсыханском поднятии и прилегающих к нему территориях. Граниты витимканского комплекса более разнообразны по составу и структуре, чем баргузинские.

Среди них преобладают биотит-роговообманковые порфиroidные и среднезернистые лейко- и мезократовые разности [65], [64]. Их состав варьирует незначительно: они состоят из плагиоклаза – 20-25%, КППШ – 20-30%, кварца – 15-20%, биотита – 5-10%, роговой обманки – 5-10%, аксессуарных минералов (сфен, циркон, апатит) – 2-5% [53].

Среди массивов гранитов встречаются реликты нижнепротерозойских кристаллических сланцев, гнейсов, переработанных в разной степени процессами гранитизации. В свою очередь, среди сланцевых полей развиты небольшие массивы гранитов, окаймленные зоной гранитизированных сланцев шириной до первых сотен метров. От фронтальной части зоны в направлении гранитов наблюдается последовательная смена фаций – от гранодиоритоподобных и гибридных гранитов до среднезернистых лейкогранитовых в ядерной части массивов. В процессе гранитизации сланцев происходило их обогащение радиоактивными элементами. В гибридных гранитах содержание урана достигает $10 \cdot 10^{-4}\%$. Подобная постепенность взаимопереходов сланцев в диориты-гранодиориты, сопровождающаяся возникновением порфиробластовых, пойкилобластовых структур и мигматизацией сланцев, по мнению Коченова А.В., Халдея А.Е. [70] свидетельствует о метасоматическом происхождении гранитоидов витимканского комплекса. Фациальное разнообразие гранитов в данной территории, вероятно, связано с интенсивностью проявления кремне-калиевого метасоматоза и неоднородностью подвергнутого гранитизации метаморфического субстрата.

В плане переходная зона между крупными массивами гранитоидов и кристаллических сланцев также сложно построена: в направлении от гранитов к сланцам нередко отмечаются те же последовательные переходы через гранодиориты и гибридные граниты в мигматизированные гнейсы и сланцы. Такое зональное строение свойственно гранито-гнейсовым куполам [16]. Таким образом, сложно построенные в фациальном отношении массивы гранитов можно рассматривать как ядерные части гнейсово-купольных структур, испытавших наиболее интенсивную и длительную проработку кремне-щелочными растворами. По данным дешифрирования космоснимков масштаба 1:1 000 000 [70] отчетливо фиксируются крупные (20-30 км в поперечнике) овальные кольцевые структуры по периферии гранитоидных массивов.

По данным Ильичева А.В., Пескова В.А., Якубова М.А. [53], люминесцентный анализ показал, что витимканские гранитоиды Хиагдинского рудного поля характеризуются невысоким содержанием исходного (кларкового) урана – от 0,00011 до 0,00077% (в среднем 0,00033%). Наиболее высокими содержаниями урана характеризуются сиениты и граносиениты – $4,7 \cdot 10^{-4}\%$, несколько меньшим ($4,23 \cdot 10^{-4}\%$) – биотитовые граниты. Среднее содержание урана в лейкократовых гранитах – $2,98 \cdot 10^{-4}\%$.

Результаты изучения лейкократовых гранитов с наибольшими содержаниями урана методом осколковой радиографии показали, что уран распределен в породах неравномерно. На одних участках треки резко сгущаются, образуя неправильной формы пятна различной величины и удлиненные почти прямолинейные полосы, на других – отсутствуют совсем, либо развиты незначительно. Причиной подобного неравномерного распределения урана является преимущественная концентрация его в акцессорных, темноцветных и рудных минералах, вдоль тонких трещин и других дефектов. Авторы интерпретации проведенных анализов отмечают, что интенсивные сгустки треков наблюдаются над зернами сфена (Рис. 3), еще более интенсивны – над зернами лейкоксена, а также в лейкоксенизированном сфене

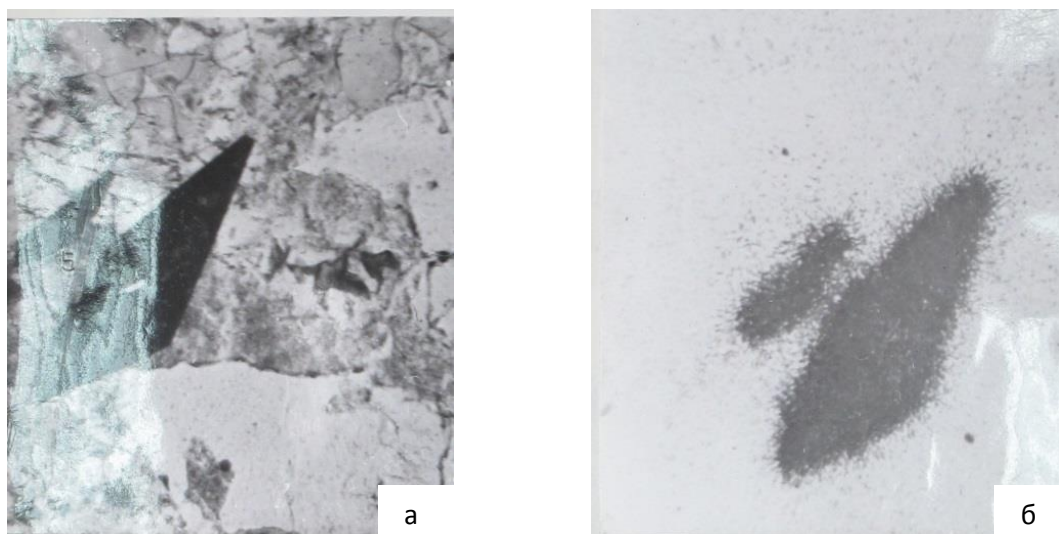


Рис. 3. Распределение урана в кристаллах сфена невыветрелых гранитов: а) прозрачный шлиф, николи параллельны. Ув. 40*; б) F-радиография к шлифу. По данным А.Е. Халдея, В.Б. Шагаровой [56].

и по трещинам в плагиоклазе, в магнетите и лейкоксене, в лейкоксенизированном биотите (Рис. 4) и по трещинам с лейкоксенизированным рудным минералом, в биотите и окисленном пирите и в биотите с включениями апатита, эпидота и рудного минерала. Нередко скопления треков образуют сетчатый рисунок, отвечающий контурам межзерновых интерстиций (Рис. 5). Встречаются концентрации урана в трещинах с лимонитом и по трещинам с гидроксидами железа в серицитизированном плагиоклазе [53].

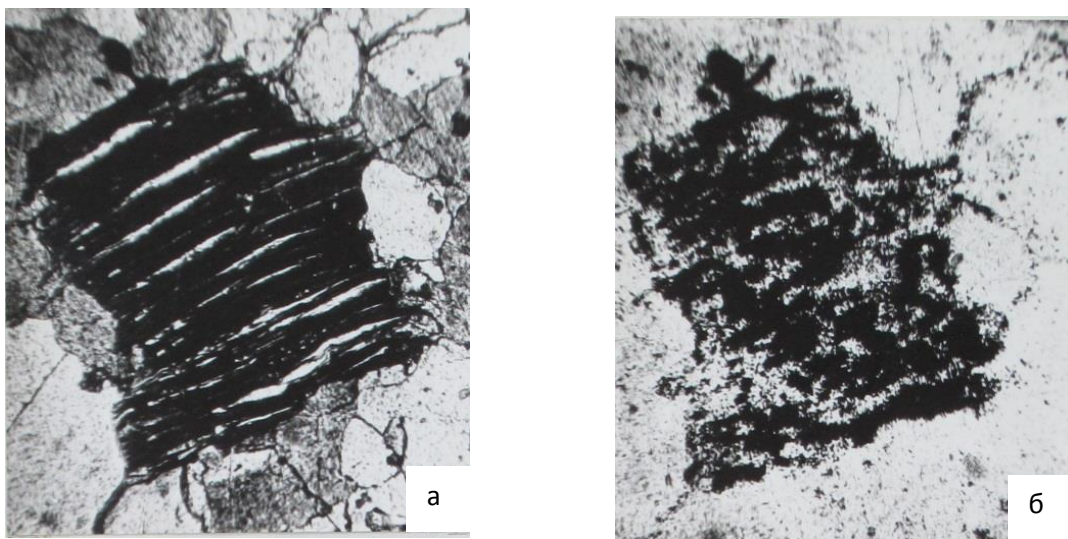


Рис. 4. Распределение урана в титан-содержащем биотите неветрелых гранитов: а) прозрачный шлиф, николи параллельны. Ув. 40*; б) F-радиография к шлифу. По данным А.Е. Халдея, В.Б. Шагаровой [56].

По данным полуколичественного анализа гранитоиды характеризуются (по сравнению со средними значениями по А.П. Виноградову) повышенными содержаниями молибдена – в 2 раза, хрома – в 1,4 раза, в некоторой мере кобальта и никеля и пониженными – ванадия и скандия [53].

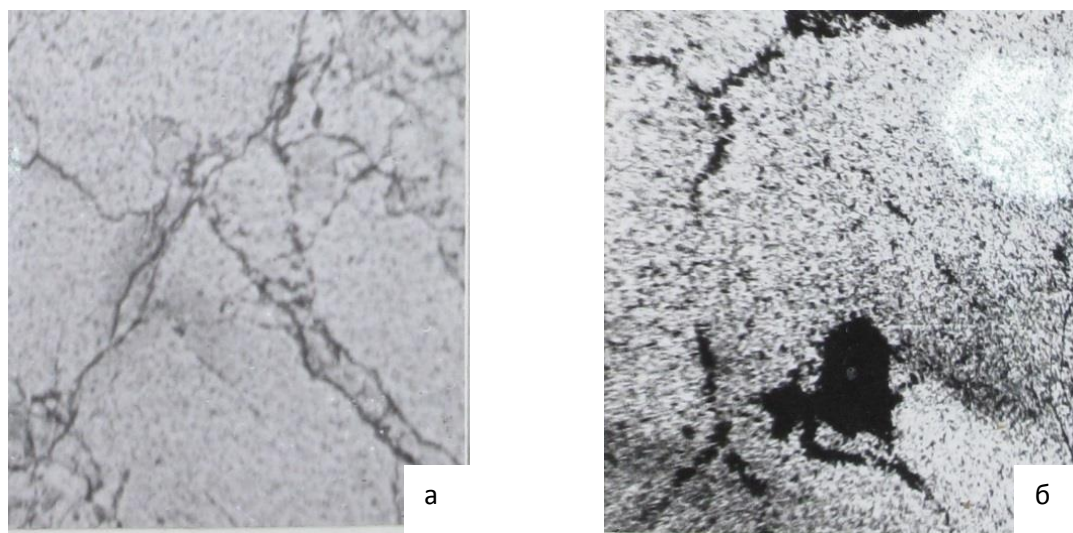


Рис. 5. Распределение урана в межзерновом пространстве неветрелых гранитов: а) прозрачный шлиф, николи параллельны. Ув. 40*; б) F-радиография к шлифу. По данным А.Е. Халдея, В.Б. Шагаровой [56].

В гранитоидах, залегающих под рудными залежами в палеораспадах, наблюдается резкое увеличение, по сравнению с «безрудными участками», молибдена – в 4,6 раза, никеля и скандия – в 3 раза, кобальта и олова – в 2 раза, в меньшей мере –

хрома, цинка, меди. Эти породы характеризуются близкими значениями, относительно средних содержаний по А.П. Виноградову, многих редкоземельных элементов, за исключением церия, количество которого возрастает в 1,3 раза.

Также увеличиваются содержания гафния – в 13 раз, скандия – в 4,3 раза, тория – в 2,3 раза. Характерной особенностью хиагдинских гранитоидов является повышенное содержание в них свинца, по сравнению с кларковыми, причем под рудоносными палеораспадками оно достигает двух-трех кратных значений.

Как было описано в разделе 2.1. кора выветривания по породам фундамента района исследований развивалась в течение длительного времени. Процессы выветривания протекали (до эоцена включительно) протекали в условиях аридного климата, а с верхов эоцена и олигоцена – гумидного [76]. Климатические изменения приводя к существенному возрастанию мощности коры, влияли и на состав глинистых минералов. В результате мощных денудационных процессов в ходе начавшейся в олигоцене тектоно-магматической активизации полный профиль коры выветривания на Амалатском плато нигде не сохранился. В результате знакопеременных блоковых движений глинистый элювий с водораздельных частей (поднятий) был смыт практически полностью, послужив материалом для формирования осадочных отложений неогена. Фрагменты площадных и линейных кор выветривания мощностью от первых до 20-50 м сохранились в прибортовых (редко тальвеговых) частях палеодолин благодаря их перекрытию неогеновыми осадками. В профиле коры выветривания выделяются следующие зоны (сверху вниз): 1) зона глинистого элювия, состоящая из двух подзон – каолинитовой и каолинит-гидрослюдистой; 2) зона дезинтеграции, также состоящая из двух подзон – щебнистого элювия и собственно зоны дезинтеграции; 3) зона слабыветрелых гранитов.

По данным В.Б. Шагаровой [70] в первой зоне сохраняются только кварц и КПШ, трещиноватые зерна которых находятся в глинистом агрегате гидрослюдисто-каолинитового состава, нередко пронизанном многочисленными трещинами, выполненными гидроксидами железа, которые окрашивают породу в буро-желтый цвет.

Вторая зона характеризуется сильной трещиноватостью пород и минералов. По сравнению с нижележащей зоной более интенсивно проявлен процесс разложения породообразующих минералов. Появляется железистый монтмориллонит.

В третьей зоне роговая обманка замещается актинолитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, биотит в одних случаях замещается мусковитом, обычно в ассоциации с карбонатом (кальцитом), в других – полностью хлоритизируется. В обоих случаях мелкие включения титансодержащих минералов (сфен, анатаз, рутил) либо

«отжимаются» к краям, либо сегрегируются по спайности и лейкоксенизируются. В плагиоклазах зонального строения ядро андезина сосюритизируется или замещается тонкозернистым серицитом гидрослюдой, последняя развивается и по олигоклазу. Калиевый полевой шпат пелитизируется. Кварц сохраняется без изменений. По магнетиту образуется мартит [70].

Распределение урана в профиле кор выветривания, находившихся в различной палеоландшафтной обстановке, носит более сложный, а часто и противоречивый характер, поскольку является итогом не только процессов выветривания, но и последующей миграции урана в ходе эрозионного расчленения территории и рудообразующем процессе.

Особенно отчетливо проявлены закономерности в распределении урана на склонах и водоразделах Байсыханского поднятия. На водораздельных участках фундамента сохранившаяся от размыва зона дезинтеграции гранитов, как правило, характеризуется низкими содержаниями урана – $1\text{-}3\cdot 10^{-4}$ % при обычных для неизмененных гранитов содержаниях тория [70].

Большое разнообразие вариантов в распределении урана встречается в профиле коры, погребенной под отложениями рудоносных палеодолин. В случае, когда зона дезинтеграции примыкает к рудоносным осадкам неогена, оруденение из осадочных отложений проникает и в кору выветривания, образуя концентрации до 0,0n% того же возраста, что и основное оруденение. Рудные скопления в подобных случаях характеризуются высокой изменчивостью в содержаниях урана и резко выклиниваются с глубиной.

По данным А.Е. Халдея [70] зона глинистого элювия, сохранившаяся от размыва в некоторых участках днищ палеодолин, при отсутствии оруденения в вышележащих осадках характеризуется низкими содержаниями урана – в 2-3 раза меньшими, чем в неизмененных гранитах. Это же относится и к торью. Но иногда, в местах, где глинистые коры перекрываются рудоносными осадками, в них также, как и в зонах дезинтеграции, фиксируются повышенные концентрации урана (до 0,0n%). Подобные концентрации урана в профиле коры, подстилающей рудоносные отложения, можно рассматривать как результат нисходящей инфильтрации рудоносных растворов.

Исследователями А.В. Коченовым, А.Е. Халдеем и др. с целью установления качественной картины распределения урана в гранитах и коре выветривания изучались F-радиографии к шлифам этих пород. Шлифы с лавсановыми детекторами подвергались облучению в реакторе потоком нейтронов одинаковой плотности в течение 50 мин. Было установлено, что в неизмененных выветриванием витимканских гранитах с фоновыми

содержаниями урана сгущения треков высокой плотности группируются над акцессорными минералами: сфеном, цирконом, рутилом, титано-магнетитом и титансодержащим биотитом. Нередко скопления треков образуют сетчатый рисунок, отвечающий контурам межзерновых интерстиций.

На F-радиографиях гранитов из зон дезинтеграции водоразделов наблюдаются редкие скопления треков низкой плотности над акцессорными минералами. Иногда наблюдаются единичные треки над пластинками хлоритизированного биотита и более густая сеть – над примыкающими к ним микропрожилками гетита, что иллюстрирует процесс выноса урана из минералов-носителей и его последующий «перехват» и сорбцию гетитом или титанистыми соединениями (Рис. 6) [70].

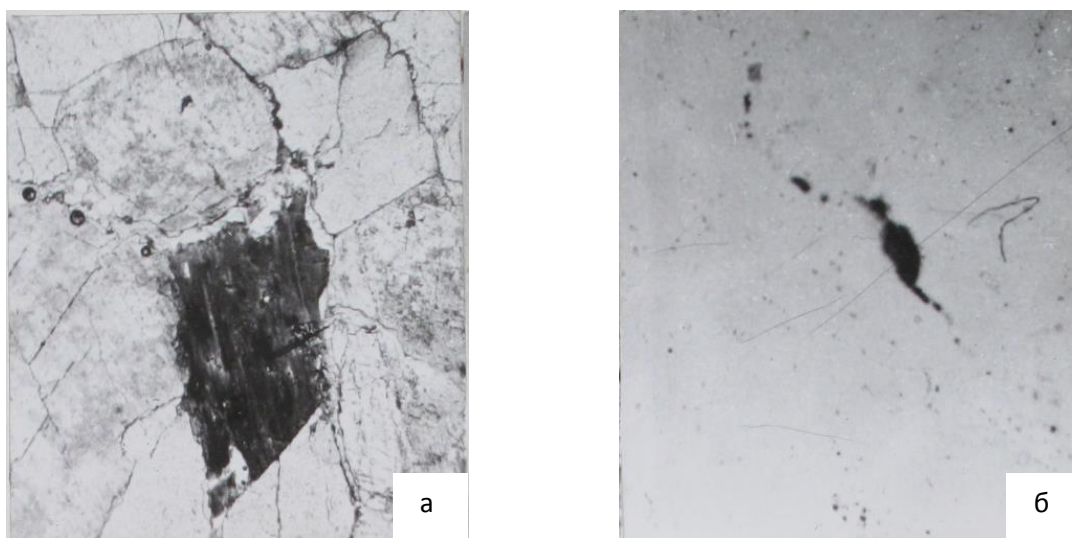


Рис. 6. Распределение урана в микропрожилках гетита, примыкающих к хлоритизированному биотиту в гранитах палеоводоразделов: а) прозрачный шлиф, николи параллельны. Ув. 40*; б) F-радиография к шлифу. По данным А.Е. Халдея, В.Б. Шагаровой [56].

Наблюдаются существенные различия в распределении урана в зоне дезинтеграции гранитов под отложениями неогена. В зарудных профилях и прибортовых частях палеодолин, где сохранились реликты малопроницаемого элювия, картина распределения урана чаще всего соответствует гранитам водораздельных частей, или – слабо затронутым выветриванием.

Исследователи А.В. Коченов, А.Е. Халдей отмечают совершенно иные данные осколковой радиографии из зон дезинтеграции, перекрытых оруденными отложениями. Темные сгущения треков локализованы над трещинами в породообразующих минералах, гидроокислах железа, над биотитом, акцессорными минералами, что свидетельствует о явно наложенном характере оруденения.

Таким образом, проведенные исследования сотрудниками ВИМСа: А.Е. Халдеем, Л.А. Сидоровой, А.В. Коченовым и др. [70] позволили им выдвинуть сформулировать следующие выводы о миграции урана в зоне гипергенеза. В процессе формирования профиля коры выветривания происходило разрушение минералов-носителей, сопровождавшееся переводом урана в подвижное состояние, выносом его из пород и рассеиванием. Подобное наблюдение отмечалось в многочисленных публикациях [25]; [72]. При этом часть высвободившегося урана поступала по вертикальным трещинам в основание профиля коры, где происходило его накопление до уровня аномальных концентраций.

В ходе наступившей затем неогеновой тектоно-магматической активизации происходил размыв коры и снос глинистого материала в эрозионные ложбины на склонах поднятий. По мере денудации водоразделов в область питания вовлекалась и зона дезинтеграции гранитов с накопленными в ней ранее (40-60 млн лет) аномальными концентрациями урана, сохранившимися до настоящего времени в виде реликтов. Вероятнее всего, именно с этим моментом было сопряжено рудообразование в осадках палеодолин, связанное с инфильтрационными процессами. С этой точки зрения древние аккумуляции урана можно рассматривать в качестве существенного дополнительного источника урана, а их накопление – как рудоподготовительный процесс, предшествовавший основному этапу рудоотложения.

Таким образом, приведенный в этой главе материал позволил обосновать первое защищаемое положение.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОРЕТКОНДИНСКОЕ И НАМАРУ ПАЛЕОДОЛИННОГО «БАЗАЛЬНОГО» ТИПА

3.1. Морфология рудовмещающих палеодолин

Рудовмещающие палеодолины месторождений Хиагдинского рудного поля представляют собой непротяженные узкие, довольно мелкие овраги, переходящие в разряд падей и распадков при разрастании в ширину и длину (прил. 1). Вследствие этого, представляется целесообразным здесь и далее палеодолины именовать палеораспадками. Эти структуры расположены на довольно крутых склонах (уклон 3-8°) Байсыханского грядово-холмистого поднятия. Палеораспадки вмещающие месторождения Намару и Кореткондинское находятся на северном склоне Байсыханского грядово-холмистого поднятия, на котором главная часть водосбора располагается выше бровки распадков, на близосевой поверхности поднятия (прил. 2, 3). Ложе распадков в продольном направлении имеет уступообразную форму за счет чередования субгоризонтальных участков днища с наклонными. Поперечный профиль палеоструктур корытообразной формы, неглубокий, иногда осложнен террасовидными уступами. В плане они, как правило, слабо извилистые, в средней части нередко осложнены с обеих сторон непротяженными (1-2 км) оврагами, за счет чего в местах их впадения происходит расширение распадков. Ширина распадков в верховьях 50-100 м, в низовьях – 0,5-2 км. Протяженность их колеблется от 5 до 10 км. По отношению к грядово-холмистым поднятиям эти структуры поперечные, они развиваются под прямым углом к линии водораздела. Урановорудные залежи локализуются в верховьях и центральных частях распадков.

3.2. Методика изучения отложений, выполняющих палеодолины.

Отложения, выполняющие палеораспадки, изучались только по керну буровых скважин. В процессе работы возникает, как правило, множество объективных сложностей, затрудняющих получение достоверной информации. Такими сложностями являются: относительно низкий выход керна, недостаточная сохранность первичных признаков пород при бурении, не всегда достоверное определение типа слоистости из-за малого диаметра бурения и др. Вместе с тем положительным моментом при проведении большого объема буровых разведочных работ является возможность получения необходимой информации не только по разрезу, но и по площади, что позволяет проводить картирование непосредственно в полевых условиях.

Особенно важен комплексный подход к изучению отложений и анализ совокупности признаков. Непременным условием является исследование фациальных переходов в горизонтальном направлении и генетических взаимоотношений в вертикальном разрезе. Одним из главных методических приемов генетической интерпретации пород и толщ является фациальный анализ, основу которого составляет выявление и исследование взаимопереходов разновозрастных отложений на площади. Суть фациального анализа заключается в выявлении в пределах стратиграфической единицы генетических комплексов отложений, в прослеживании их на площади, а кроме того в установлении перехода в другие разновозрастные образования. Выяснение детальной картины древней физико-географической обстановки и анализ истории ее развития во времени необходимы для решения многих задач, поставленных в диссертационной работе.

В процессе изучения кернового материала выявлено большое количество разнообразных типов пород с множеством признаков, характеризующих их. Принимались во внимание признаки, возникшие в результате седиментации и диагенеза осадков, а также в процессе наложенных эпигенетических процессов. Основными первичными признаками пород являются: текстура, структура, характер распределения и сохранности органических остатков, первичная окраска пород, комплекс сингенетических минералов и др. Выделение типов пород предусматривало рассмотрение гипотез их генезиса, однако конечная интерпретация проводилась при изучении парагенезисов пород во времени и пространстве.

При этом для установления разновозрастности пород вначале необходимо выделение маркирующих типов пород или пачек, либо их сочетаний, определяемые на основании сравнения отдельных признаков и их сочетаний в разных типах пород. Выделив такие маркеры и проследив их от скважины к скважине, проводится сопоставление разрезов и устанавливаются взаимоотношения типов пород на площади. Для исследуемых толщ это особенно важно вследствие резкой фациальной изменчивости пород.

Для интерпретации генезиса отложений важен метод актуализма, заключающийся не только в поисках аналогов изучаемых пород среди современных осадков, но и в выявлении механизма осадконакопления путем сравнения характерных черт современных и древних обстановок. В сложно построенных толщах сопоставление разрезов необходимо проводить, сравнивая между собой литогенетические комплексы и ассоциации – т.е. совокупности разных литогенетических типов, фациально замещающих друг друга. Тщательный сравнительный анализ литогенетических типов,

комплексов и ассоциаций пород на площади и в разрезе позволяет дать достоверную генетическую интерпретацию изучаемым отложениям. На основе проведенных исследований строились карты закономерностей локализации уранового оруденения в литолого-фациальных и литолого-геохимических зонах палеодолин. Это позволило не только дать генетическую интерпретацию изучаемых рудовмещающих отложений, но и расшифровать историю геологического развития объектов работ.

Вышеописанные работы основаны, прежде всего, на полевом картировании, для уточнения полевых наблюдений и повышения достоверности стратификации рудовмещающих отложений, определения минерального и элементного состава пород рудовмещающей толщи, отбирались штучные пробы с целью проведения комплекса минералого-аналитических исследований: традиционная оптическая микроскопия, просвечивающая и растровая электронная микроскопия (ПЭМ, РЭМ), электронно-зондовый рентгеноспектральный метод (микрозонд), рентгеноспектральный панорамный анализ (РСА) определения 57 элементов (количественное определение 14 породобразующих элементов, приближенно-количественное – 15 и 28 примесных элементов), масс-спектральный с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) определения 53 элементов, а также химический анализ (газометрический, титриметрический и др.).

3.3. Литолого-фациальное строение отложений, выполняющих рудовмещающие палеораспадки.

В раннемиоценовое время геоморфологическая ситуация в районе исследований выглядела следующим образом. Вдоль северного и южного склонов Байсыханского поднятия развивались крупные стволые неогеновые палеодолины - Палеоаталангинская и Палеоамалатская, осуществлявшие водосбор с окружающих поднятий. Со склонов поднятий в палеореки впадали многочисленные боковые притоки – палеораспадки более высоких порядков, являющиеся рудоносными.

По данным предшественников (сотрудники ФГУП «ВИМС» - А.В. Коченов, А.Е. Халдей и др.; ГРП №130 – И.Р. Коробенко, П.А. Пешков) [64], [69], [70] рудовмещающие отложения разделяются на осадочную (нижнюю) и вулканогенно-осадочную (среднюю) подсвиты джилиндинской свиты (N₁dz). Осадочная подсвита сформировалась за счет размыва коры выветривания гранитов, гранитизированным сланцам, сланцам, метапесчаниками, терригенным отложениям мезозойского возраста. В вулканогенно-осадочной подсвите, в отличие от осадочной, распространены покровы базальтов, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, а в отложениях палеораспадок присутствует пепловый и лапиллиевый материал, мелкие обломки базальтов. Они

накапливались в различных ландшафтных обстановках и в условиях разных тектоно-магматических режимов. Комплекс этих признаков составляет основу для стратификации рудовмещающих отложений.

Дифференцированные блоковые перемещения фундамента определили различный рельеф склонов Байсыханской гряды – пологий ступенчатый северный и более крутой – южный. Это обусловило накопление горно-овражных отложений осадочной подсвиты в распадках на южном склоне и плаща делювиальных отложений, в которые врезаны распадки с горно-овражными осадками – на северном.

3.3.1. Осадочная (нижняя) подсвита джилиндинской свиты (N_1dz_1)

В результате изучения пород рудовмещающей осадочной толщи, выполняющих рудоносные палеораспадки месторождений северного склона Байсыханского поднятия – Кореткондинское и Намару, было установлено, что отложения представлены лишь вулканогенно-осадочной подсвитой, осадочная (нижняя) – отсутствует. В связи с этим описание пород осадочной подсвиты будет дано на основании изучения месторождений южного склона Байсыханского поднятия – Хиагдинское и Вершинное. Материал по ним имелся в ограниченном количестве, поэтому эти данные будут приводиться в работе в качестве дополнения к основным объектам исследований – месторождения Намару и Кореткондинское.

Отложения осадочной подсвиты залегают на глинистой коре выветривания гранитов зеленовато-желтого цвета вскрытой мощностью около 10 м (прил. 4). В основании разреза, как правило, они представлены щебнисто-дресвяными отложениями с песчано-глинистым цементом пестрого (желтовато-зеленого, розовато-серого) цвета. Песчаный материал отложений полевошпат-кварцевого состава, щебень и дресва – выветрелые обломки гранитов. Весь обломочный материал, слагающий породы не окатан. Мощность отложений около 8 м. Выше по разрезу залегают разнозернистые плохо сортированные пески полевошпат-кварцевого состава с прослоями глин «мусорных» и алеврито-глинистых пород. Породы содержат углефицированный растительный детрит, дисульфиды железа. Мощность отложений 8-10 м.

Палеораспадки месторождения Хиагдинское пересекает пострудный субвертикальный Хиагдинский разлом с системой оперяющих разрывных нарушений более высокого порядка. Амплитуды вертикального смещения составляют, как правило, 30-40 м.

Выше по разрезу залегают породы вулканогенно-осадочной подсвиты джилиндинской свиты.

3.3.2. Вулканоогенно-осадочная (средняя) подсвита джилдининской свиты (N_{1dz2})

Рудовмещающие отложения вулканоогенно-осадочной подсвиты, выполняющие рудоносные палеораспадки месторождений Кореткондинское и Намару идентичны, в связи с этим они будут рассматриваться в работе совместно (

Рис. 7). Породы залегают на глинистой коре выветривания пород фундамента – гранитах, в вертикальном разрезе которой присутствует только ее нижняя хлорит-гидрослюдистая часть и частично средняя – гидрослюдисто-монтмориллонитовая, верхняя монтмориллонит-каолинитовая смыта (прил. 5-10).

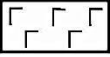
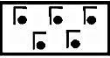



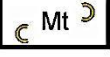
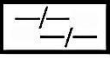

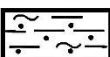



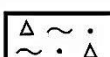
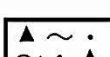
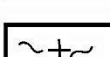
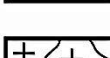
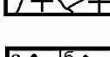
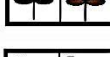
На территории, прилегающей к палеораспадкам, отсутствуют бесструктурный элювий, делювий, глинистые коры выветривания, отмечаются лишь слабо измененные породы фундамента или зона дезинтеграции, что указывает на то, что песчано-глинистый материал коры переместился в распадки с водораздельных и прибортовых участков. Снос материала из размывающихся зон коры выветривания, различающихся глинистыми минералами, обусловил на площади распадков слабо проявленную дифференциацию глинистых минералов (Рис. 9). В тальвеговых и устьевых частях преобладает каолинит (минерал верхних зон коры), а в прибортовых частях гидрослюда (минерал нижних, позже размывавшихся зон коры) [70]. Масштаб сноса и интенсивность аккумуляции указывают на то, что уклон днища был недостаточным для выноса материала из распадков (составлял примерно 3-8°).

В основании разреза вулканоогенно-осадочной подсвиты в верховьях распадков, в их прибортовых частях залегают несортированные дресвяно-песчано-алевритоглинистые породы – хлидолиты (Рис. 8), сформировавшиеся за счет перемыва глинистых кор выветривания гранитов. Это обусловило их первичную пеструю окраску – зеленовато-охристую, желтую, белесую с желтыми пятнами, белесую, серую и др. причем переход между разноокрашенными породами постепенный, без резкой смены. Также не исключается, что эти породы подверглись процессам эпигенетических преобразований, в результате чего породы приобрели подобные окраски (см. Гл. 4). В хлидолитах обломки дресвяной размерности составляют около 25-30%, песчаной – 30-35%, алеврито-глинистой – 35-45%. Песчаный материал в этих породах полевошпат-кварцевого состава, щебень и дресва – сростки полевых шпатов и кварца, а также обломки выветрелых гранитов. Глины смешанного монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитового состава. Тип цемента базальный, участками поровый. В хлидолитах встречается углефицированный растительный детрит черного и бурого цвета, пепловые частицы и мельчайшие обломки, диагностируемые исключительно методом оптической микроскопии, встречаются довольно редко.

Система	Отдел	Свита	Подсвита (пачка)	Мощность отложений	Литологическая колонка	Преобладающие отложения
Неогеновая	Миоцен (N ₁)	Джиллиндинская	Вулканогенная (верхняя)	0-250		Базальты
			Вулканогенно-осадочная (средняя)			Многочисленные базальтовые покровы с озерными алевритами. Делювиально-пролювиальные отложения в распадках.
Палеогеновая	Олигоцен (P ₃)					Кора выветривания гранитов

Рис. 7. Сводная литологическая колонка для месторождений Намару и Кореткондинское.

Условные обозначения к Рис. 7.

	Базальты массивные тонкозернистые и скрытокристаллические
	Базальты миндалекаменные
	Шлаки базальтов
	Туффит - 50-90% продуктов извержения
	Примесь в осадочных породах продуктов извержения менее 50%(дополняется к обозначению литологической разности пород)
	Туфы (туфиты) разложенные до глин
	Опоки массивные или тонкогоризонтальнослоистые, легкие, иногда с диатомеями (или диатомиты)
	Песок разнородный
	Алеврит глинистый с песком
	Алеврит с песком
	Песок глинистый мелко-тонкозернистый (размер зерен 0,25-0,05 мм)
	Песок с дресвой разнородный
	Хлидолит пелитовый (дресвяно-песчано-алевро-глинистая порода)
	Хлидолит псаммитовый (глинисто-алевро-песчано-дресвяная порода)
	Глинистая кора выветривания гранитов с реликтами текстурно-структурных признаков исходной породы
	Зона дезинтеграции коры выветривания гранитов
	Углефицированные растительные остатки (детрит): черные (а), коричневые (б)
	Крупные обломки углефицированной древесины: черные (а), коричневые (б)

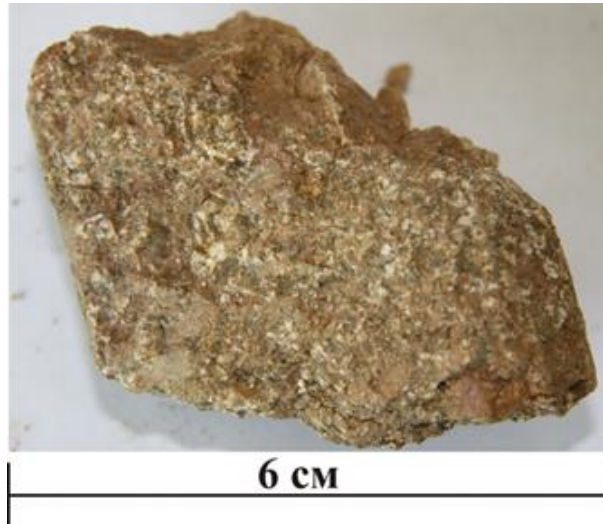


Рис. 9. Глинистая кора выветривания рудоносного палеораспадка. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/M11 (№скв./№обр.).

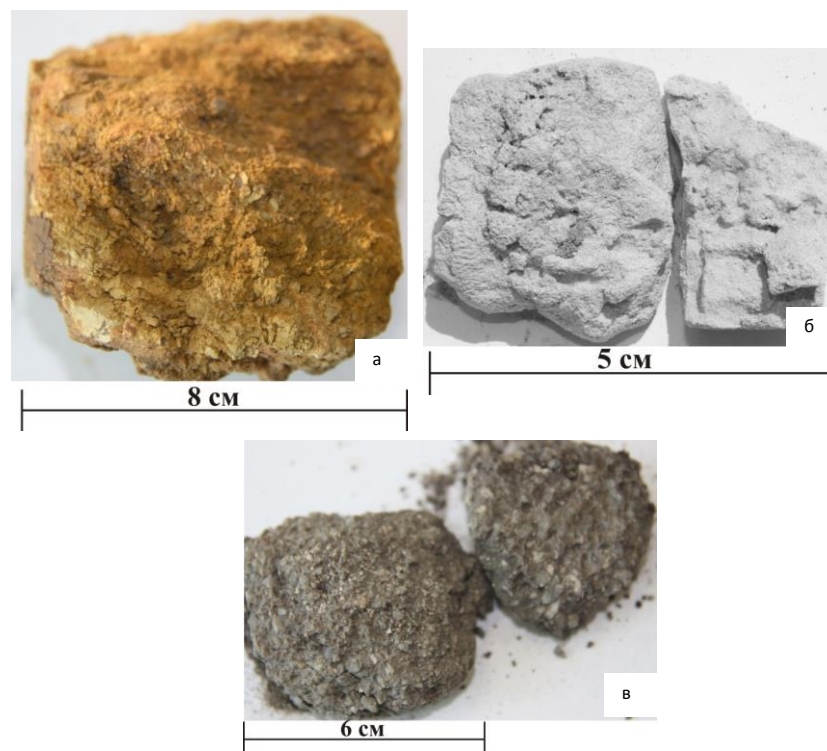


Рис. 8. Несортированная древесно-песчано-алеврито-глинистая порода – хлидолит: а) хлидолит первично окисленный. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/M9; б) хлидолит белесый. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/M5; в) хлидолит серый, содержащий органические остатки. Месторождение Намару. Образец 5431/M12.

Комплекс признаков, характерных для этих отложений, позволил их отнести к делювию бортов распадков, особенностью которых, в отличие от площадного, является присутствие углистого детрита.

Зона хлидолитов в направлении к тальвегу распадков фациально сменяется разнозернистыми глинистыми песками полевошпат-кварцевого состава с прослоями хлидолитов. Пески, как и хлидолиты, в том или ином количестве содержат обломки выветрелых гранитов дресвяной размерности. Породы хорошо проницаемые, неслоистые, обломочные зерна неокатаны. Среди разнозернистых песков встречаются более сортированные разности – мелко-среднезернистые, реже мелкозернистые (Рис. 10).

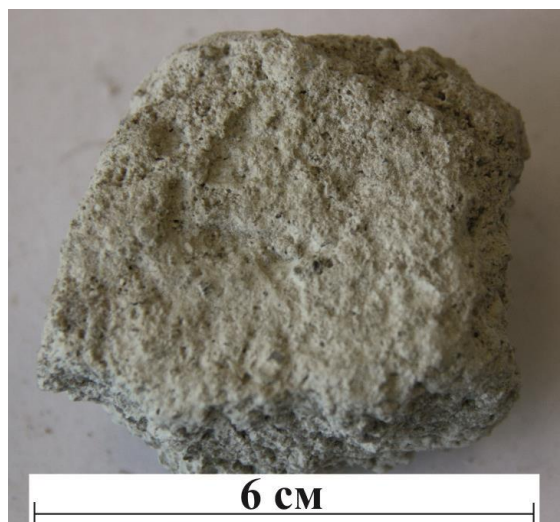


Рис. 10. Песчаник полевошпат-кварцевый средне-мелкозернистый с глинистым цементом. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/М7.

Цвет пород варьирует от светло-серого до темно-серого, нередко с коричневым оттенком за счет присутствия большого количества углефицированного растительного детрита и обломков древесины. По данным Успенского В.А., Ильичева А.В., Гусевой Н.Н. [53] основная масса органического вещества характеризуется однообразием химического состава и представлено бурыми углями малой степени углефикации и торфяниками, а также многочисленными растительными остатками и тонкой пропиткой пород гуминовыми соединениями. Значительное количество органического вещества представлено растворимой формой. Как отмечает Успенский В.А., органическое вещество образовалось совместно с вмещающими породами и представлено производными угольного ряда, т.н. гумусовыми образованиями, преобразовавшимися из наземной растительности в условиях застойного режима. Цвет органического вещества изменяется от буровато-серого, через темно-бурый, до черного. Такое разнообразие органического вещества обусловлено первичным составом древесных тканей (лигнит, целлюлоза), стеблевых (пробковые, коровые), органов спороношения и размножения, а также влиянием разных факторов при диагенезе осадков и воздействием эпигенетических процессов – растворов разного состава, окислительно-восстановительного потенциала [53].

В тальвеге и далее по направлению к устьевым частям палеораспадов появляются многочисленные линзовидные прослои алеврито-глинистых пород мощностью до нескольких десятков сантиметров, с примесью разнозернистого песка, иногда дресвы выветрелых гранитов, обогащены углефицированным растительным детритом и дисульфидами железа.

В устьях распадов количество обломочного материала уменьшается, улучшается их сортированность. Разрез слагают преимущественно алеврито-глинистые породы, обогащенные углефицированными растительными остатками, глины с маломощными линзовидными прослоями тонкозернистого полевошпат-кварцевого песка (Рис. 11).



Рис. 11. Алеврит глинистый, обогащенный органическими остатками с примесью песка. Месторождение Намару. Образец 5431/М30.

Все рудовмещающие осадочные породы содержат примесь мельчайших частиц пепла и обломков базальтов, неразличимых макроскопически. Их наличие было установлено в результате петрографических исследований, что дало основание отнести толщу к вулканогенно-осадочной подсвите джилиндинской свиты. Пепел в прозрачно-полированных шлифах имеет округлую форму, окрашен в зеленоватые цвета с коричневым оттенком. Вверх по разрезу его количество (по данным петрографических исследований) значительно увеличивается, появляются туфопесчаники, туфоалевролиты, редко туфы.

В разрезе как по вертикали, так и по латерали отсутствует четкая, закономерная смена типов пород, переходы между ними постепенные – без четких границ. Кроме того,

для разреза характерны многократные фациальные переходы, обусловившие крайне изменчивое строение отложений. Важной особенностью этих осадков является отсутствие типичных песков, типичных глин и др. – все породы имеют многокомпонентный состав и отличаются лишь некоторым преобладанием той или иной фракции.

Признаки выделенных литогенетических типов тальвеговых и устьевых частей палеораспадов, а также особенности строения разреза, позволяют считать эти отложения результатом постоянно или временно действующих мигрирующих водных потоков, часто менявших скорость течения – т.е. к пролювию.

Перекрывают осадки многочисленные базальтовые покровы, среди которых появляются прослои (мощностью до 1 м) озерных алеврито-глинистых тонкослоистых пород (в тех буровых профилях, где был поднят керн этой части разреза), обогащенных углефицированным растительным детритом, пепловым материалом (прил. 8). Эти потоки в кровельных их и подошвенных частях представлены базальтами сильно пористыми, миндалекаменными (Рис. 12), либо измененными (глинизированными)



Рис. 12. Базальт крупнопористый, миндалекаменный подошвенной части потока. Поры выполнены сидеритом, гипсом и др. минералами. Месторождение Намару. Образец 5430/M2.

базальтами, а, кроме того, их шлаками, туфами, туфобрекчиями и др. Эти породы обладают довольно разнообразными окрасками – желто-зелеными, охристыми, розовыми, фиолетовыми и др. вследствие развития вторичных минералов. В

центральной части потока базальты миндалекаменные, практически неизменные – серые, темно-серые, плотные, массивные, с субвертикальными трещинами, по стенкам которых развивается хлорит и гидроксиды железа (Рис. 13). Миндалины заполнены сферолитами сидерита коричневатого цвета. Более подробное описание базальтов приведено ниже в разделе 3.4.

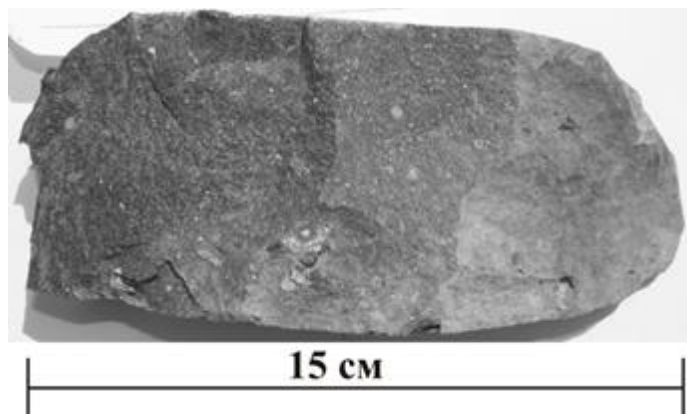


Рис. 13. Базальт массивный центральной части потока. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/M1.

В связи с тем, что среди вулканогенных пород присутствуют вулканогенно-осадочные, мы относим эти образования к вулканогенно-осадочной (средней) подсвите джилиндинской свиты. Максимальная мощность этой части подсвиты, вскрытой бурением, составляет 70 м. Контакт среднеджилиндинской и верхнеджилиндинской (вулканогенной) подсвиты плато-базальтов установить не удалось, т.к. в процессе бурения керн скважин не был поднят.

По долгоживущему Кореткондинскому разлому северо-западного простирания и оперяющим его разрывным нарушениям установлены сдвиговые перемещения и вертикальное ступенчатое смещение вулканогенно-осадочной подсвиты в распадках месторождений на 30-140 м.

Минимальные мощности разреза рудовмещающей толщи фиксируются в верховьях распадков (около 5-15 м), а максимальные (30-50 м, иногда до 80 м) – в центральной части. Ступенчатое строение продольного профиля, образовавшееся за счет дифференцированных блоковых перемещений фундамента вдоль Кореткондинской системы разрывных нарушений, обуславливает более сложное распределение мощностей, но основная закономерность сохраняется.

Необходимо отметить, что в отличие от месторождений северного склона Байсыханского поднятия, на месторождениях южного склона - Хиагдинское,

Вершинное, вулканогенно-осадочная подсвета, перекрывающая осадочную, относится к озерно-болотной фации. Она представлена алеврито-глинистыми, песчано-глинистыми породами с горизонтальной сезонной слоистостью, представленной чередованием более темных глинистых и светлых алевритовых прослоев, что характерно для застойных вод болот и озер, а также песками полевошпат-кварцевыми глинистыми от тонко-мелкозернистых до разнозернистых разностей. Породы обогащены углефицированным растительным детритом, пепловыми частицами микроскопической размерности, также реликтами скелетов диатомовых водорослей (в основном в алеврито-глинистых породах).

Таким образом, во время образования озер на южном склоне Байсиханского поднятия, северный склон был значительно поднят относительно южного, поэтому озера не имели возможности формироваться на нем, и среди отложений рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи мы не наблюдаем лимнических. Однако, на северном склоне, на месторождении Дыбынское в крайней западной части палеодолины Дыбынская-1, являющаяся частью Аталангинской палеодолины первого порядка, по результатам проведенных работ группой сотрудников ФГУП «ВИМС», в состав которой входила автор настоящей диссертации, на нижней осадочной подсвете джилиндинской свиты залегает вулканогенно-осадочная подсвета, представленная толщей озерных отложений. Предполагается, что Аталангинская палеодолина в это время была на более низком гипсометрическом уровне относительно склона, и на ее месте сформировалось озеро. В это время на южном склоне развивался наиболее углубленный участок – месторождение Количикан. По данным сотрудников ФГУП «ВИМС» предыдущих лет исследований в палеодолинах Количикана озерные отложения имеют большую мощность, распространены практически на всю толщу осадочного разреза, а по направлению к верховьям они фациально переходят в отложения распадков.

В результате вышесказанного, возможно предположить, что озерные отложения в районе исследований являются маркером, указывающим на становление очередного тектоно-магматического этапа в миоценовое время.

3.4. Минералого-петрографическая характеристика базальтов вулканогенно-осадочной подсветы

Базальтоидные породы пользуются широким распространением на изученной территории. Неогеновые базальты образуют плато, расчлененное современной речной сетью. Байкальская тектоно-магматическая активизация района обусловила вулканическую деятельность, с перерывами продолжавшуюся от нижнего миоцена до

начала плиоцена. Более поздний плиоцен-четвертичный базальтоидный вулканизм связан с Новобайкальским тектоно-магматическим этапом.

В разрезе неогеновых отложений формируются туфы, примесь пеплового материала, а позднее, после излияния первых базальтовых покровов, - образуются осадки озерно-болотной фации. Примесь туфового и пеплового материала в отложениях различна – размер и количество его увеличивается при приближении к эруптивным центрам.

Толща базальтов, вскрытая бурением мощностью от 4 до 70 м и перекрывающая рудовмещающие осадочные отложения, как правило, неоднородна (прил. 5-14). Она состоит из серии маломощных потоков базальтовой магмы, границы которых не сложно фиксируются при изучении керна скважин.

На контакте с осадочными породами эндо- и экзоконтактовая зона закали макроскопически, обычно, ничем не примечательна, за исключением случаев, когда все же наблюдается глинизированные базальты. Порода при этом становится менее плотной, кристалличности не наблюдается, светло-серого цвета. Подобные изменения в базальтах, вероятнее всего, произошли в результате излияния лавы на обводненные осадки.

Вверх по разрезу базальты свежие, серого, темно-серого до черного цвета, имеют массивную или миндалекаменную текстуру, структуру порфировую (Рис. 14), а также

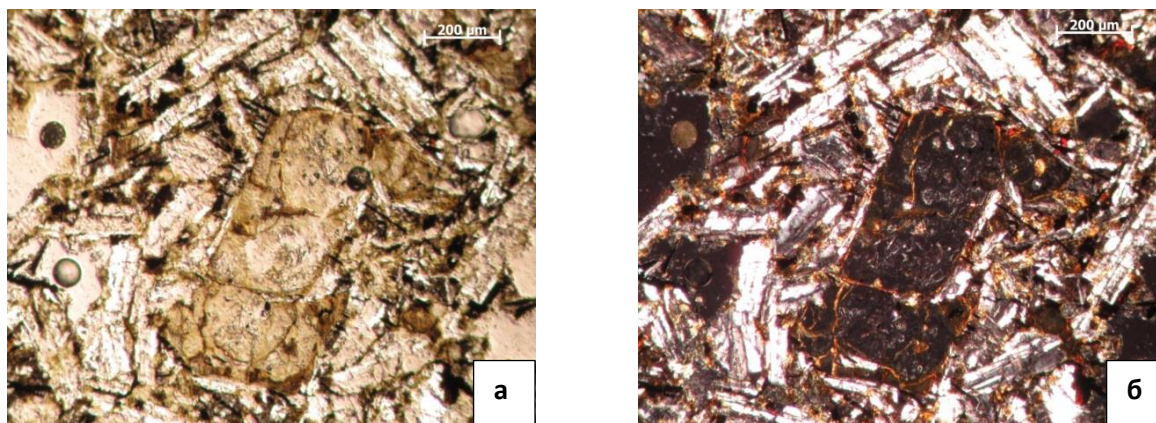


Рис. 14. Базальт. Структура порфировая. Структура основной массы интерсертальная. В центральной части снимка вкрапленник оливина. В основной массе хаотично расположенные удлиненные лейсты плагиоклаза. Месторождение Кореткондинское. Образец 5606/M1. а) при одном николе, б) николи скрещены.

мелкоредкопорфировую, в основной массе интерсертальную (Рис. 15). Некоторое отличие отдельных покровов наблюдается только в количественном соотношении основных пороодообразующих минералов.

Вкрапленники представлены ортопироксеном, оливином, авгитом.

Ортопироксен образует вкрапленники удлиненной призматической формы с отношением длины к ширине 1:4 и изометричной размером до 1 мм. В шлифах он бесцветен, по составу отвечает энстатиту и гиперстену. Зачастую по трещинам спайности, а также по контуру кристаллов наблюдаются выделения гидроксидов железа буроватого цвета в смеси с хлоритом. Помимо этого, пироксен замещается хлоритом совместно с кальцитом или эпидотом (Рис. 16).



Рис. 15. Базальт. Интерсертальная структура основной массы. Месторождение Кореткондинское. Образец 5613/M22. Николи скрещены.

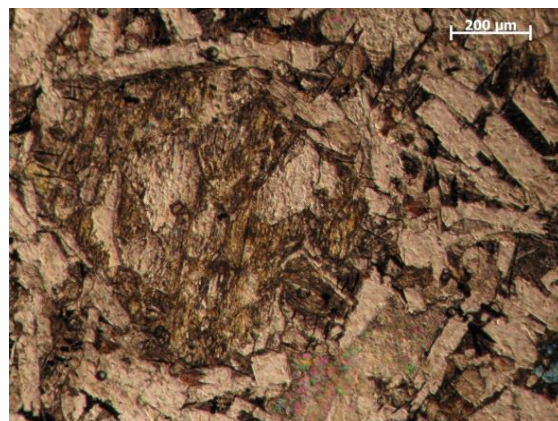


Рис. 16. Базальт. Интерсертальная структура основной массы. Замещение пироксена хлоритом совместно с кальцитом. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/M27. При одном николе.

Оливин образует идиоморфные кристаллы, в шлифах бесцветен. Зачастую кристаллы оливина хлоритизированы, либо замещены серпентином и по трещинам таких кристаллов развиваются гидроксиды железа (Рис. 17). Также оливин зачастую



Рис. 17. Базальт. Хлоритизированный оливин с последующим развитием гидроксидов железа. Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/M25. При одном николе.

полностью замещен смесью карбонатов, по которым в свою очередь развивается хлорит (Рис. 18).

Авгит встречается довольно редко, часто по нему развиваются вторичные минералы – хлорит, карбонат, серпентин.

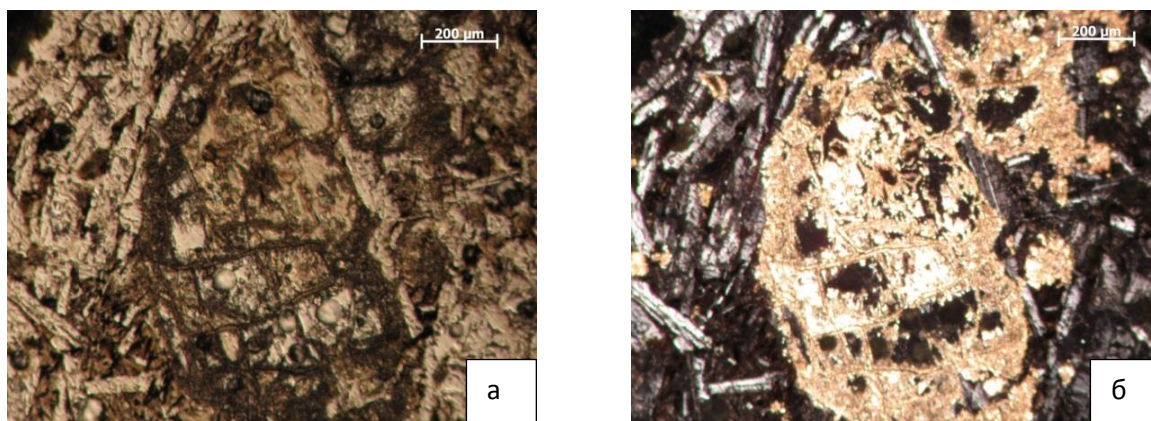


Рис. 18. Базальт. Замещение оливина смесью карбонатов, по которым впоследствии развивается хлорит. Месторождение Кореткондинское. Образец 5606/М34.
а) при одном николе; б) николи скрещены.

Основная масса базальтов сложена преимущественно разноориентированными идиоморфными удлиненными лейстами плагиоклаза с характерным двойникованием, по составу отвечающим андезин-лабрадору. В большом количестве присутствуют кристаллы плагиоклаза сильно корродированные и разрушенные, по которым развивается сосюритизация (Рис. 19). Кроме того, встречаются мелкие зерна авгита и оливина, а также удлиненные кристаллики рудного минерала – ильменита, титаномагнетита. В интерстициях наблюдается мутная изотропная масса вулканического стекла.

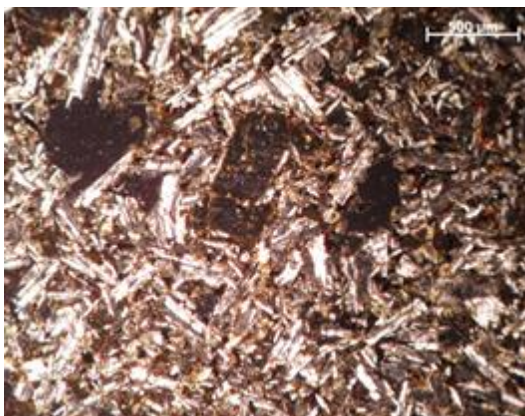


Рис. 19. Базальт. Сильно корродированные и разрушенные кристаллы плагиоклаза с сосюритизацией. Месторождение Кореткондинское. образец 5606/М1. Николи скрещены.

В породах также присутствуют вторичные минералы, образовавшиеся по оливину и пироксенам. Среди них развивается хлорит, который, повторяя текстурный рисунок минерала, по которому он развивается (Рис. 20); кальцит – развит либо самостоятельно в виде кристаллов неправильной формы радиально-лучистого строения либо совместно с эпидотом (Рис. 20).

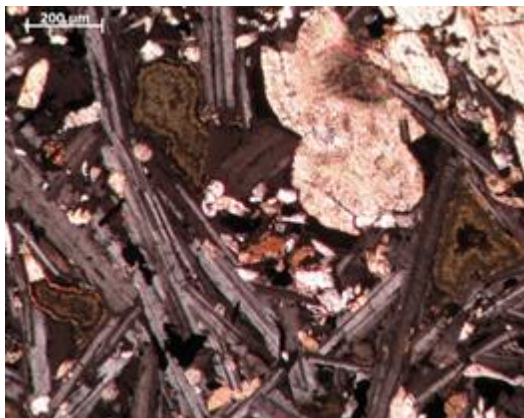


Рис. 20. Базальт. Хлорит изометричной формы буровато-зеленого цвета. Месторождение Кореткондинское. образец 5602/М2. Николи скрещены.

В миндалекаменных разностях базальтов по краям округлой пустоты развивается минерал зеленовато-бурого цвета, вероятнее всего, нонтронит, который по направлению к центру сменяет железистый хлорит ярко зеленого бутылочного цвета (Рис. 21).

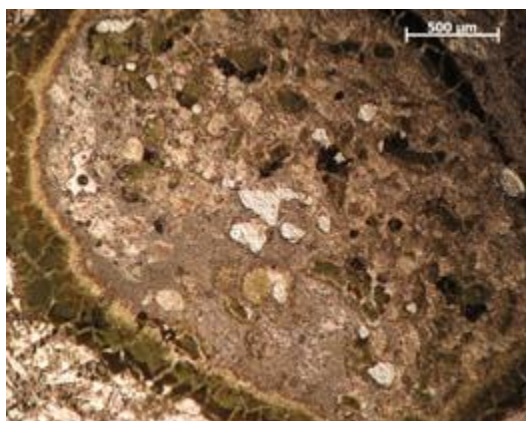


Рис. 21. Базальт. На снимке крупная пора округлой формы, по краям которой развивается минерал зеленовато-бурого цвета нонтронит(?), сменяющийся по направлению к центру железистым хлоритом ярко зеленого бутылочного цвета. Центральная часть пустоты выполнена смесью карбонатов разной степени кристаллизации, по которым также развиваются округлые выделения хлорита ярко зеленого цвета. Месторождение Кореткондинское. Образец 5606/М34. При одном никеле.

Центральная часть пустоты выполнена смесью карбонатов разной степени кристаллизации, по которым также развиваются округлые выделения хлорита ярко зеленого цвета. Также по стенкам пор формируется сидерит концентрического строения (Рис. 22).

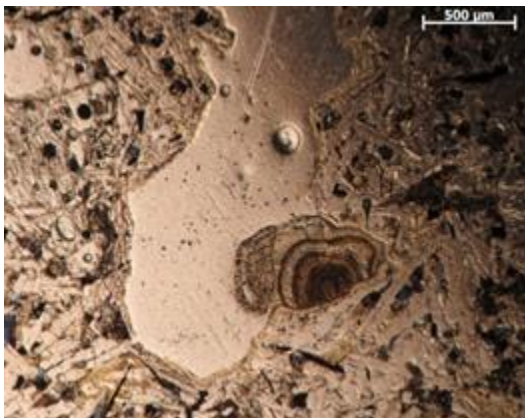


Рис. 22. Базальт. Пора удлиненной формы, по стенке которой развит сидерит концентрического строения. Месторождение Кореткондинское. Образец 5602/М31. При одном никеле.

По данным Коченова и Халдея, базальты относятся к нормальному ряду, где $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, т.е. $\text{C} > \text{CaO}$ [70]. А.Е. Халдей показал, что на диаграмме средних типов изверженных пород по Р. Дэли миоценовые базальты Амалатского плато соответствуют эталонным базальтам. Базальты являются существенно Mg и Na, за исключением более лейкократовых разновидностей, в которых увеличивается полевошпатовая известь.

3.5. Изменения вмещающих пород

Тектоно-магматическая активизация в неогеновое время привела к многократному и длительному излиянию базальтовых магм, которые многочисленными покровами перекрыли рудовмещающую толщу. Одновременно с этим осадки были подвержены воздействию поствулканических гидротермальных процессов, результаты которых мы наблюдаем в новообразованных минеральных ассоциациях.

Исследование наложенных процессов, которым подвергалась рудовмещающая толща, проводилось при микроскопическом изучении прозрачно-полированных шлифов, изготовленных из специально отобранных образцов керна скважин месторождений Намару и Кореткондинское, т.к. невооруженному глазу эти изменения не заметны.

Рассмотрим изменения вмещающих пород на примере скважины №5422 из палеораспадка Намару-3 (месторождение Намару), которой вскрывается несколько оруденелых интервалов, расположенных на различных уровнях осадочного разреза, а также в подошве базальтов (сверху вниз) (Рис. 23)

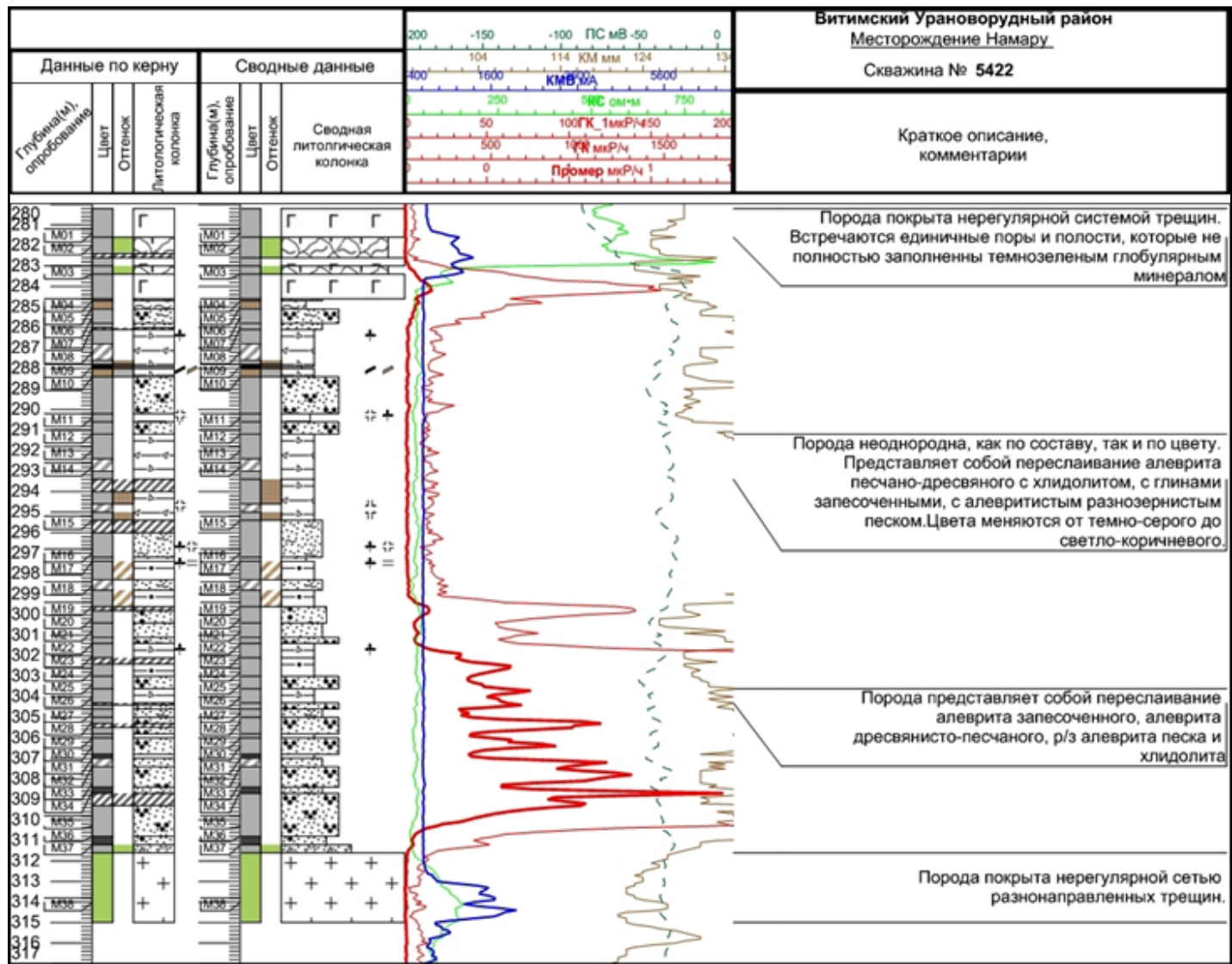

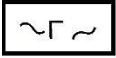



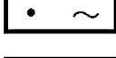
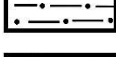
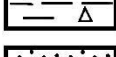
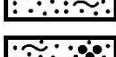
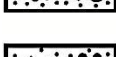
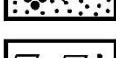
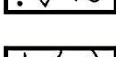
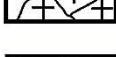
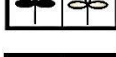

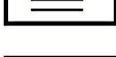
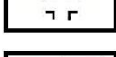



Рис. 23. Литологическая колонка к скважине 5422. Месторождение Намару.

Условные обозначения к Рис. 23.

	Базальты массивные тонкозернистые и скрытокристаллические
	Базальт выветрелый, измененный.
	Песок средне-мелкозернистый
	Песок мелко-тонкозернистый (размер зерен 0,25-0,05 мм)
	Песок разнотонкозернистый
	Глина с песком
	Алевроит с песком
	Алевроит с дресвой
	Песок глинистый мелко-тонкозернистый (размер зерен 0,25-0,05 мм)
	Песок глинистый разнотонкозернистый
	Песок с дресвой разнотонкозернистый
	Щебнисто-дресвяные отложения с песчано-глинистым цементом
	Зона дезинтеграции коры выветривания гранитов
	Углефицированные растительные остатки (детрит): черные (а), коричневые (б)
	Крупные обломки углефицированной древесины: черные (а), коричневые (б)
	Горизонтальная слоистость
	Неясная слоистость
	Графики каротажа (ГК, КС, ПС и др.)

1. В вертикальном разрезе покрова базальтов отчетливо наблюдается интенсивный процесс изменения пород от начального замещения оливина и пироксена сидеритом (Рис. 24) с одновременным заполнением миндалин лучистым сидеритом, иногда в смеси с глинистым минералом и присутствием секущих прожилков сидерита. Ниже не сохраняются темноцветные вкрапленники, они полностью замещаются смесью сидерита с глинистым минералом (Рис. 25). В подошве залегает палеобазальт, в шлифе в изотропной основной массе, представленной, вероятно, галлуазитом, видны лишь лейсты плагиоклаза и сидерит в смеси с просвечивающим глинистым минералом на месте темноцветных минералов. В глинистой массе фиксируется вкрапленность новообразованного пирита (Рис. 26). Редкие миндалины либо полые, либо выполнены сидеритом или селадонитом (Рис. 27).

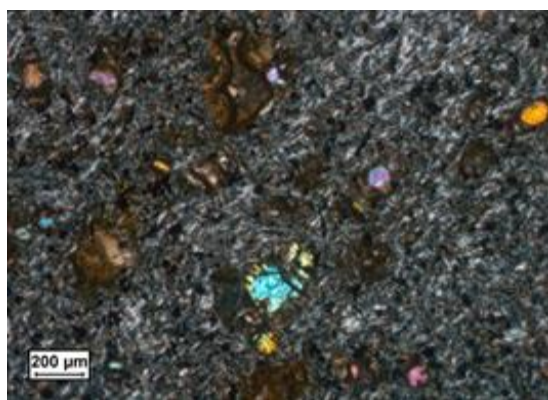


Рис. 24. Базальт. На фото оливины и пироксены. Месторождение Намару. Образец 5422/М1. Николи скрещены.

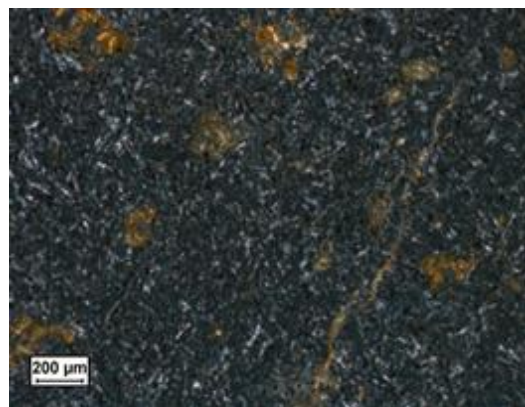


Рис. 25. Базальт. Полные псевдоморфозы сидерита по темноцветным минералам и прожилки сидерита. Месторождение Намару. Образец 5422/М2. Николи скрещены.



Рис. 26. Базальт измененный. Мельчайший пирит в глинистой массе. Месторождение Намару. Образец 5422/М3. Отраженный свет.

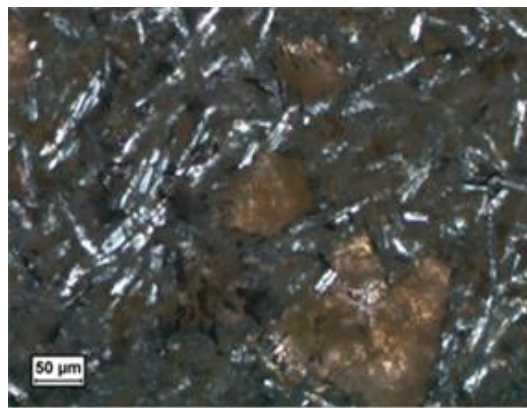


Рис. 27. Базальт. Псевдоморфозы сидерита с глинистыми минералами по оливину. Месторождение Намару. Образец 5422/М3. Николи скрещены.

Именно в подошве покрова базальта порода претерпела максимальные изменения, выраженные в карбонатизации, глинизации и пиритизации. И только в этой породе устанавливается повышенное содержание урана с одновременным повышением содержаний Co, Ni, Cu, Zn и, более слабо выраженным повышением Mo, Zr, Ce (по данным РСА).

Вблизи контакта измененного базальта с осадками отмечен интервал разнозернистого песчаника на сплошном сидеритовом цементе (Рис. 28). Выделения

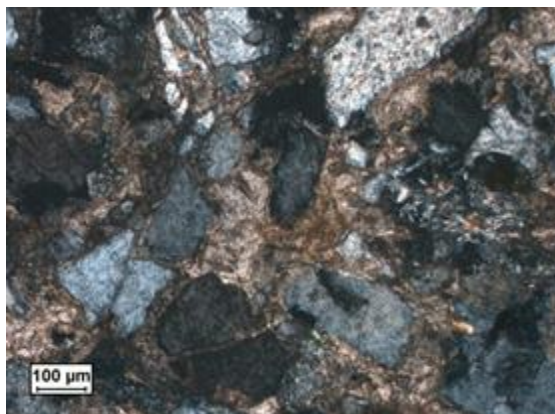


Рис. 28. Песчаник полевошпат-кварцевый разнозернистый. Цемент сидеритовый. Месторождение Намару. Образец 5422/М4. Николи скрещены.

сидерита агрессивны по отношению к обломочным зернам с заметной коррозией обломков полевых шпатов и проникновением в зерна кварца по тонким трещинкам. Первичный глинистый цемент песчаников полностью замещен сидеритом, редко в массе карбоната наблюдаются изотропные пепловые частицы. Содержание урана в этой породе $5 \cdot 10^{-3}\%$.

Интересно заметить, что ниже по разрезу новообразованный сидерит в осадках, также претерпевших существенные гидротермальные изменения, не устанавливается. Вероятнее всего, углекислые восходящие растворы на данном участке приводили к карбонатизации пород только вблизи контакта осадок-базальт.

2. Верхний рудный интервал (пробы М5-М7, Рис. 23.) с содержаниями урана сотые доли процента представлен различными серыми породам: от разнозернистых песчаников (проба М6, Рис. 23), перекрывааемых алевролитами (проба М5, Рис. 23) и подстилаемых мелкозернистыми глинистыми песчаниками (проба М7, Рис. 23). Породы содержат бурый растительный детрит и рассеянный пепел (черные растительные обломки присутствуют лишь в глинистых разностях). Особенностью этих осадков является их глинистый цемент, окрашенный в бурые цвета. По данным РКФА минерал определен как смектит. Окраска его обусловлена пропиткой бурым растительным детритом,

который как бы «поглощается» глиной, при этом отчетливо виден и процесс замещения органики смектитом, получившим название органо-смектит [126] (Рис.).

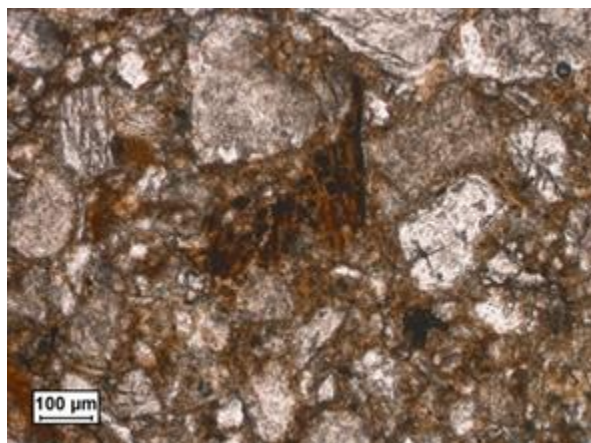


Рис. 29. Песчаник полевошпат-кварцевый разномзернистый. В центральной части снимка реликты углефицированной растительной органики (УРО) в смектите. Месторождение Намару. Образец 5422/М6. При одном никеле.

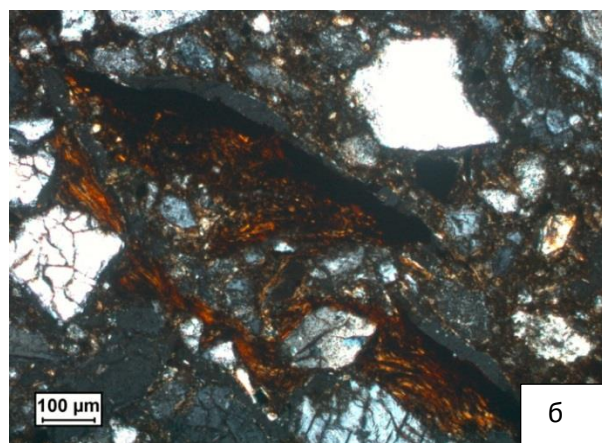
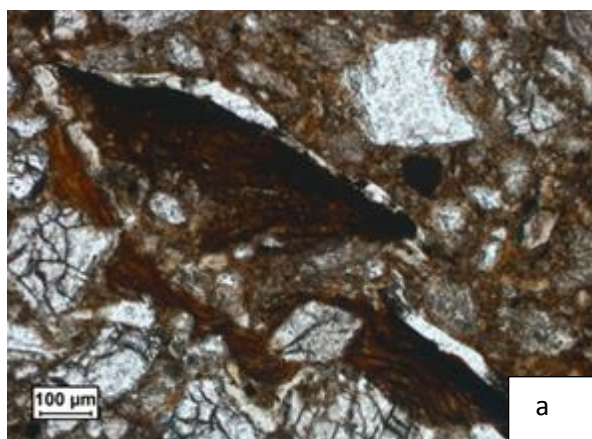


Рис. 30. Песчаник полевошпат-кварцевый глинистый, мелкозернистый. Замещение УРО смектитом. Месторождение Намару. Образец 5422/М7.
а) При одном никеле, б) в скрещенных николях.

В участках, где нет бурого детрита, смектит светлый, желтоватый. Наиболее интенсивно процесс замещения наблюдается в более грубых породах, и количество смектита в них преобладает. Замечено, что в буром детрите и в черных растительных обломках пирит не устанавливается, а в смектите часто фиксируется включение тонкозернистого пирита. Это подтверждается наибольшим содержанием серы в разномзернистом песчанике, где количество смектита также максимально. Одновременно

в этой породе достаточно значительно возрастают содержания Co и Ni. Перекрывающие и подстилающие глинистые породы оказываются обогащены Ti, Zr, La и Ce.

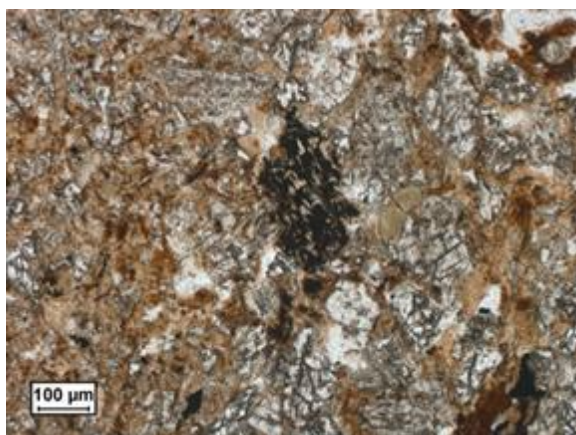


Рис. 31. Алевит глинистый с примесью полевошпат-кварцевого мелкозернистого песка. В центре снимка черные УРО, справа от него пепловые частицы овальной формы зеленоватого цвета. Месторождение Намару. Образец 5422/М9. При одном никеле.

Также для всего интервала характерны значимые содержания Mo и As. Таким образом, на данном рудном интервале проявлен наложенный процесс глинизации, выраженный новообразованным органо-сметкитом, приводящим к замещению и разложению растительного органического вещества, а также связанный с ним новообразованный пирит.

Между вторым и третьим интервалами оруденения располагается пятнадцатиметровая пачка отложений с пеплом и растительным детритом, представленных, в основном, песчаными разностями различной зернистости и глинистости (пробы М3 – М23, Рис. 23).

Особенностью этих осадков является повсеместное присутствие в них урана с содержаниями $n \cdot 10^{-3}\%$. Из 16 проб, последовательно отобранных по вертикали, лишь в одной (проба М12, Рис. 23) содержание урана $9 \cdot 10^{-4}\%$. Эта проба представлена крупнозернистым песчаником с обломками, в основном гранитного состава и единичными обломками сланцев, кварцитов и базальта. Цемент песчаника смешанный, с большим количеством буровато-желтого смектита среди каолининовой массы (Рис. 32). Растительных остатков в шлифе не устанавливается. Данный факт может косвенно свидетельствовать о том, что

наложенный процесс монтмориллонитизации едва ли был рудоносным. Однако отчетливо проявляется тенденция увеличения содержания урана при приближении к основному нижнему рудному интервалу. Одновременно в породах увеличивается и содержание смектита, среди которого устанавливаются реликты растительных остатков

(Рис. 33). Эти факты позволяют нам предполагать, что этот наложенный восходящий процесс мог приводить к перераспределению руды.

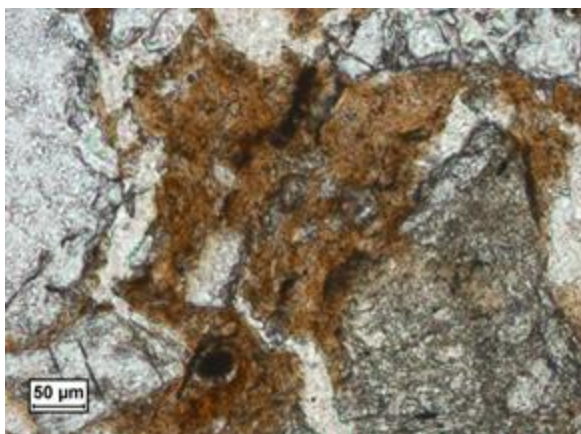


Рис. 32. Песчаник полевошпат-кварцевый крупнозернистый, с обломками выветрелых гранитов, сланцев, кварцита и базальтов. Цемент смектитовый (буровато-желтое). Месторождение Намару. Образец 5422/М12. При одном никеле.

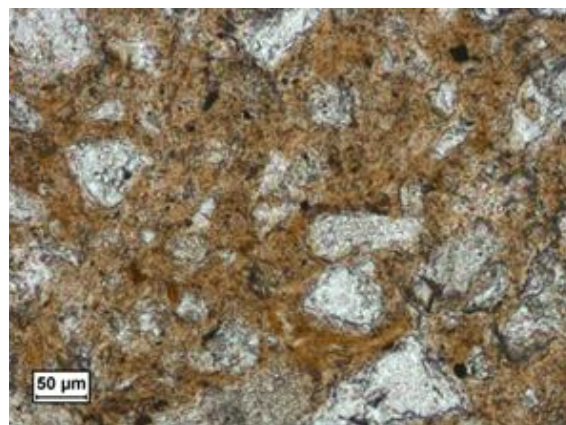


Рис. 33. Песчаник полевошпат-кварцевый разнозернистый. Цемент каолинит-смектитовый. Месторождение Намару. Образец 5422/М20. При одном никеле.

3. Нижний рудный интервал с содержаниями урана от 0,01 до 0,49% характеризуется также общей тенденцией увеличения содержаний к основанию осадочного разреза. При этом сверху вниз весь рудный интервал делится на две части. Сверху (3 пробы) - содержания 0,013-0,019%, и в подошве в разнозернистом песке - содержание 0,21% урана. Ниже (6 проб) - содержания 0,0410-0,085%, а в основании в мелкозернистом глинистом песчанике – содержания 0,1-0,49% урана. Верхняя часть (М24 – М27) представлена в шлифах разнозернистыми песчаниками преимущественно на смектитовом цементе.

Смектит интенсивно координирует и как бы «съедает» растительный детрит; интенсивность этого процесса отчетливо просматривается от шлифа М24 к шлифу М27, где уже нет даже реликтов детрита (Рис. 34, Рис. 35).

В последнем весь цемент в крупнозернистом песчанике сложен волокнистыми переливающимися массами смектита различных оттенков желто-бурого цвета. В волокнах минерала устанавливается мельчайшая вкрапленность пирита, количество которого максимально в шлифе м27 (Рис. 36, Рис. 37).

Наряду с пиритом в смектите в этом рудном шлифе отмечаются мельчайшие червеобразные включения рудного минерала с низкой отражательной способностью, окрашивающие смектит в темный цвет (Рис. 39, Рис. 38).

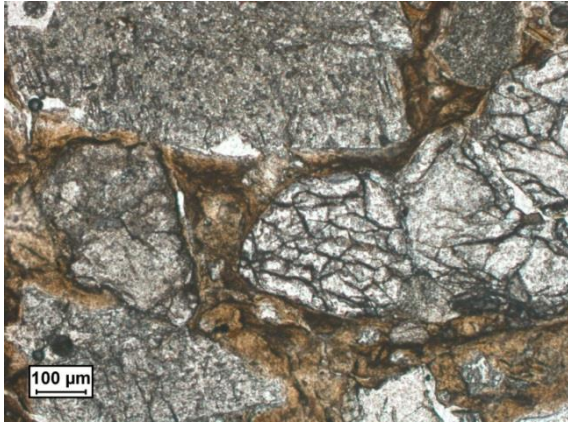


Рис. 34. Песчаник полевошпат-кварцевый крупнозернистый. Цемент смектит-каолининовый. Месторождение Намару. Образец 5422/M20. При одном никеле.

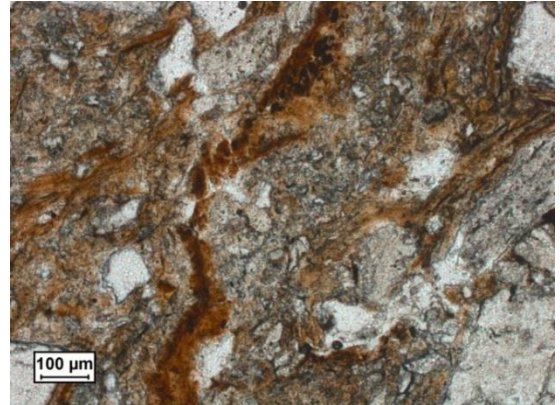


Рис. 35. Алеврит с примесью разнозернистого песка. На фото реликты УРО в буром смектите. Месторождение Намару. Образец 5422/M24. При одном

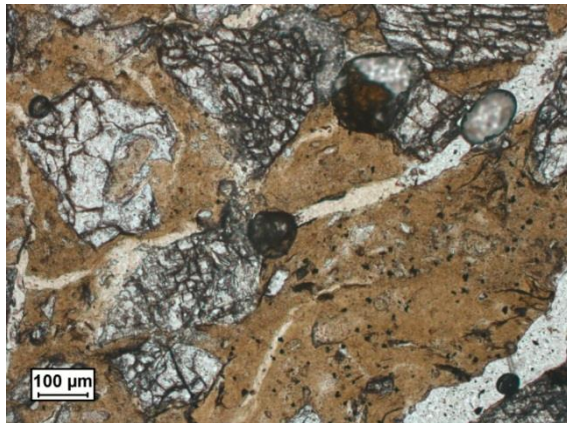


Рис. 36. Песчаник полевошпат-кварцевый разнозернистый. Цемент смектитовый, черное в смектите – пирит. Месторождение Намару. Образец 5422/M26. При одном никеле.

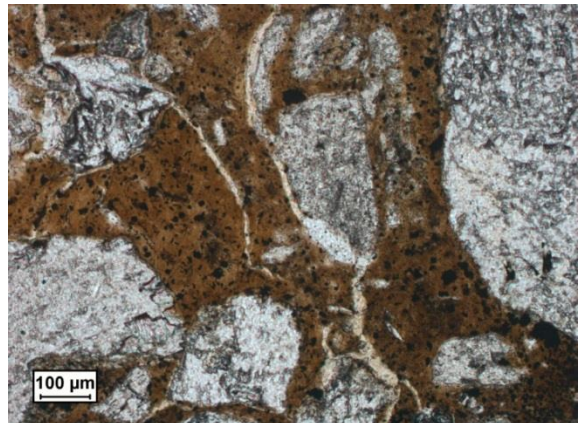


Рис. 37. Песчаник полевошпат-кварцевый разнозернистый. Цемент пирит-смектитовый. Месторождение Намару. Образец 5422/M27. При одном никеле.

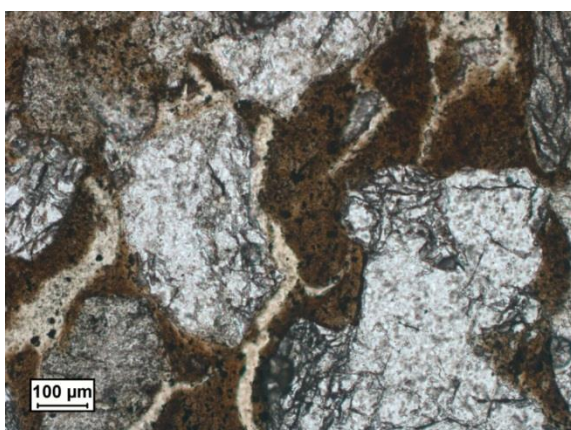


Рис. 38. Песчаник полевошпат-кварцевый разнозернистый. Пирит и урановая минерализация в смектитовом цементе. Месторождение Намару. Образец 5422/M27. При одном никеле.

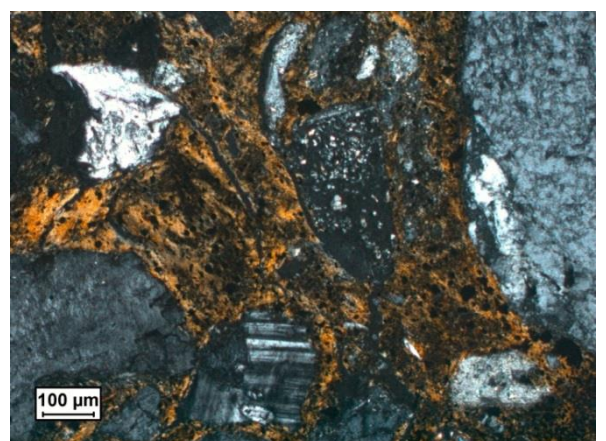


Рис. 39. Песчаник полевошпат-кварцевый разнозернистый. Цемент пирит-смектитовый. Месторождение Намару. Образец 5422/M27. В скрещенных николях.

Нижняя часть рудного интервала (м28 – м36) сложена пачкой переслаивания мелко-среднезернистых песчаников. В более мелкозернистых разностях в большом количестве присутствуют растительные остатки как черного, так и бурого цвета и рассеянный мелкий бурый детрит. Что касается глинистого цемента, во всех изученных шлифах отчетливо наблюдается наложенный смектит, количество которого значительно варьирует даже в поле зрения. Наибольшее его количество в более крупнозернистых участках, где смектит замещает органические остатки и содержит вкрапленность дисульфидов железа (Рис. 40).

Черные растительные остатки в значительно меньшей степени подвержены коррозии смектитом, и хорошо сохранившиеся растительные остатки в обилии устанавливаются в основании разреза в мелкозернистых глинистых песчаниках-алевролитах, часто слоистых и наиболее рудных (Рис. 41). При этом вкрапленность пирита в таких породах наблюдается не только в глинистом цементе, но и в УРО, к выделениям которых тяготеют скопления урановой минерализации. Для всего рудного интервала отмечается часто хорошо выраженная коррозия обломков новообразованным смектитом.

При воздействии поствулканических гидротермальных растворов на породы, содержащие рудные концентрации урана, формируются самостоятельные интервалы с повышенным содержанием в них монтмориллонита. Вследствие этого можно ожидать большой расход кислоты при подземном выщелачивании.

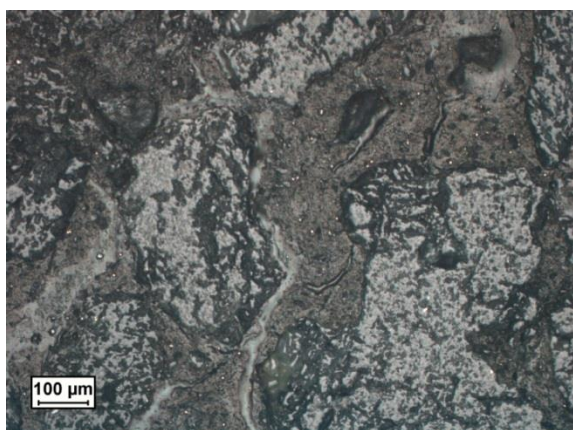


Рис. 40. Песчаник полевошпат-кварцевый разномзернистый. Пирит и урановая минерализация в смектитовом цементе. Месторождение Намару. Образец 5422/М27. Отраженный свет.

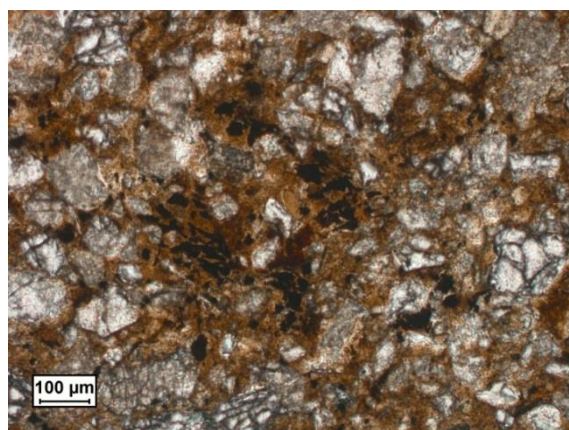


Рис. 41. Песчаник полевошпат-кварцевый глинистый мелкозернистый. Реликты УРО в смектите. Месторождение Намару. Образец 5422/М31. При одном никеле.

Микроскопическое изучение пород позволяет утверждать, что наложенный процесс, выразившийся в формировании смектита, развит практически по всему осадочному рудовмещающему разрезу, с явным преимущественным развитием в наиболее проницаемых осадках.

Растворы, приводящие к таким изменениям, были, вероятно, углекислыми, о чем свидетельствует массовое отложение карбонатов в верхах изученного разреза, а также в базальтах. Характер распределения урана свидетельствует о том, что этот восходящий процесс, вероятнее всего, приводил к перераспределению руды.

Обобщая данные, полученные в результате изучения комбинированных шлифов штуфных проб керна скважин на участке Намару-3, а также учитывая данные по другим участкам, мы окончательно приходим к выводу, что на сформированное оруденение накладывается термальный поствулканический процесс, выраженный в образовании смектита (монтмориллонита), сидерита и пирита. По имеющимся данным, наиболее интенсивное его проявление наблюдается вблизи Кореткондинской системы разломов. Этот поствулканический процесс, накладываясь на сформированные рудные интервалы, приводил к перераспределению урана, что обусловило повышенные содержания $n \cdot 10^{-3}\%$ урана во всей вмещающей массе осадков и формируя рудные концентрации в подошве интенсивно измененных базальтов.

3.6. Геохимическая характеристика рудовмещающих отложений

Геохимическая характеристика литологических и геохимических типов рудовмещающих пород осадочной толщи проводилась по результатам рентгеноспектрального панорамного анализа (РСА), обеспечивающего количественное определение 14 элементов и приближенно-количественное определение 15 породообразующих и 28 примесных элементов. Определение редкоземельных элементов проводилось с помощью масс-спектрометрического с индуктивно-связанной плазмой методом (ICP-MS) в аналитической лаборатории ФГУП «ВИМС».

3.6.1. Особенности геохимического состава основных литологических и геохимических типов рудовмещающих отложений

Среди делювиально-пролювиальных отложений палеодолин наиболее распространены сероцветные глинистые плохо сортированные пески, алевроглинистые породы и хлидолиты с большим количеством сингенетических восстановителей урана - рассеянного органического вещества и дисульфидов железа. В меньшей степени распространены несортированные пески и хлидолиты с резким

дефицитом углефицированного растительного детрита, что определило их белесую окраску, а также пестроцветные хлидолиты, образовавшиеся в результате переотложения глинистой коры выветривания гранитоидов.

В *полевошпат-кварцевых глинистых песках* выше кларковых [26] на порядок содержания: S – 0,01-1,4% (к.к. 12,8), Ni – 0,0005-0,005% (к.к. 10,2), Cu – 0,0005-0,0097% (к.к. 27,8), Mo – 0,0001-0,0012% (к.к. 25,8), Ba – 0,012-0,077% (к.к. 29,3), Th – 0,0008-0,0026% (к.к. 10,1), U – 0,0004-0,0097% (к.к. 71,9), на два порядка выше содержания: Co – 0,0002-0,0049% (к.к. 33,8), Nb – 0,0008-0,004% (к.к. 218,5) (Таблица 1, Рис. 42, Рис. 43). В несколько раз и более увеличиваются количества Na₂O (к.к. 4,3), Al₂O₃ (к.к. 2,9), K₂O (к.к. 2,9), Sc (к.к. 5), Cr (к.к. 6), Zn (к.к. 5,6), Rb (к.к. 3,4), Sr (к.к. 3,1), Pb (к.к. 4,6). Ниже кларковых содержания: MgO (к.к. 0,3), P₂O₅ (к.к. 0,4), CaO (к.к. 0,1) (Таблица 1, Рис. 42, Рис. 43). Остальные элементы содержатся в близкларковых количествах.

В смешанных песчано-древяно-алеврито-глинистых породах – *хлидолитах*, по сравнению с кларками в песках, на два порядка выше содержания: U – 0,001-0,01% (к.к. 108,3) и Nb – 0,001-0,002% (к.к. 151,1), на порядок выше: Co – 0,0002-0,006% (к.к. 38,4), Ni – 0,0003-0,026% (к.к. 20,2), Cu – 0,0004-0,002% (к.к. 12,3), Mo – 0,0003-0,001% (к.к. 24,6), Ba – 0,025-0,24% (к.к. 76,6) (Таблица 1, Рис. 44). В несколько раз выше содержания: Na₂O (к.к. 6,1), S (к.к. 6,8) K₂O (к.к. 3,4), Sc (к.к. 7,8), TiO₂ (к.к. 2,2), Cr (к.к. 7,9), Rb (к.к. 2,7), Sr (к.к. 6,9), Pb (к.к. 3,8), Th (к.к. 7,7). Значительно ниже кларка количества MgO (к.к. 0,2) и CaO (к.к. 0,1).

При сравнении элементного состава хлидолитов с кларковым в глинах, было установлено, что этот литотип более схож с последними. В смешанных породах практически все элементы содержатся в близкларковых количествах (в том числе и породообразующие), за исключением некоторых элементов, количества которых незначительно меньше кларковых: MgO (к.к. 0,1), P₂O₅ (к.к. 0,3), CaO (к.к. 0,1), V (к.к. 0,3), Fe₂O₃ (к.к. 0,3), Cu (к.к. 0,3) (Таблица 1). Содержания U, по сравнению с кларком в глинах, на порядок выше – к.к. 13,2; Nb – на два порядка (к.к. 151,1) (Таблица 1, Рис. 45). Подобная схожесть в геохимическом составе хлидолитов и кларков в глинах обусловлена высоким содержанием в породе глинистых минералов, которые являются хорошим сорбентом для большого количества элементов.

В *алеврито-глинистых породах*, как и в хлидолитах, на два порядка выше содержания Nb – 0,0004-0,0042% (к.к. 204), на порядок выше количество U – 0,0005-0,008% (к.к. 12,7). Также в этом литотипе отмечаются пониженные содержания (в несколько раз) MgO, P₂O₅, CaO, Ni, Cu, Sr (Таблица 1, Рис. 46).

На диаграмме, иллюстрирующей распределение кларков концентраций, видно, что алеврито-глинистые породы и хлидолиты схожи по геохимическому составу. В песках, по сравнению с ними, значительно выше кларки концентраций S, TiO₂, V, Fe₂O₃, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Ba, Pb, Th, U.

В светло-серых и практически белых песках с резким дефицитом углефицированного растительного детрита наблюдаются резко повышенные содержания Nb – 0,0012-0,0023% (к.к. 232,2), а также на порядок выше количества U – 0,0003-0,007% (к.к. 37,4) (Таблица 1, Рис. 47). На порядок выше содержания Co – 0,0002-0,0008% (к.к. 15,2), Cu – 0,0006-0,0044% (к.к. 15,2), Mo – 0,0001-0,0006% (к.к. 15,5), Ba – 0,01-0,088% (к.к. 35,6). В несколько раз выше кларковых количества Na₂O, K₂O, Sc, Ni, Rb, Sr, Pb, Th (Таблица 1, Рис. 48).

В песках серых с большим количеством углефицированного растительного детрита, по сравнению с выше описанными песками, отмечаются более высокие кларки концентраций S, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, U, что обусловлено более высоким содержанием в этих породах сингенетических восстановителей урана – углефицированного растительного детрита и дисульфидов железа, в состав которых входят Co, Ni, Cu, Zn (Рис. 49).

Таблица 1. Фоновые содержания элементов и кларки концентраций в основных литологических типах на месторождениях.

Лито-геохимический тип	Кол-во проб	Элементы	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	S	K2O	CaO	Sc	TiO2	V	Cr	MnO	Fe2O3	Co
Пески с углефицир. детритом	20	Содерж. от-до среднее	<u>1,04-3,31</u> 1,95	<u>0,19-0,56</u> 0,34	<u>9,05-18,1</u> 13,95	<u>59,8-81,3</u> 73,2	<u>0,02-0,06</u> 0,03	<u>0,01-1,4</u> 0,3	<u>2,7-4,9</u> 3,9	<u>0,1-0,97</u> 0,3	<u>0,0002-0,001</u> 0,0005	<u>0,2-0,7</u> 0,4	<u>0,0017-0,0075</u> 0,0033	<u>0,0078-0,03</u> 0,02	<u>0,0096-0,06</u> 0,02	<u>0,7-3,5</u> 1,4	<u>0,0002-0,0049</u> 0,001
		к.к.	0,05	2,92	2,95	0,29	1,32	4,34	1,52	0,36	1,03	12,84	1,26	3,40	-	0,77	6,00
Хлидолиты с углефицир. детритом	12	Содерж. от-до среднее	<u>0,6-5,7</u> 2,7	<u>0,2-0,6</u> 0,3	<u>14-22</u> 16,7	<u>53-71,5</u> 65,7	<u>0,03-0,14</u> 0,04	<u>0,01-0,6</u> 0,16	<u>2,5-5,2</u> 4,4	<u>0,24-0,8</u> 0,4	<u>0,0006-0,001</u> 0,0008	<u>0,23-0,8</u> 0,54	<u>0,0009-0,0095</u> 0,0036	<u>0,01-0,078</u> 0,028	<u>0,0095-0,1</u> 0,28	<u>0,6-3,5</u> 1,37	<u>0,0002-0,0064</u> 0,0012
		к.к. относ. глин	2,1	0,1	1,1	1,1	0,3	0,7	1,4	0,1	2,6	0,8	0,3	3,1	0,3	1,3	38,4
		к.к. относ. песков	6,1	0,2	3,5	0,8	0,6	6,8	3,4	0,1	7,8	2,2	1,8	7,9	-	-	0,6
Алевриты - глинистые породы с углефицир. детритом	6	Содерж. от-до среднее	<u>1,09-3,2</u> 1,8	<u>0,3-0,9</u> 0,56	<u>16,2-17,9</u> 17,2	<u>63,2-68,5</u> 66	<u>0,036-0,05</u> 0,04	<u>0,1-0,5</u> 0,3	<u>2,2-4,3</u> 3,2	<u>0,2-0,5</u> 0,4	<u>0,0008-0,001</u> 0,0009	<u>0,3-0,8</u> 0,6	<u>0,004-0,01</u> 0,007	<u>0,01-0,03</u> 0,02	<u>0,008-0,016</u> 0,01	<u>1,1-2,1</u> 1,5	<u>0,0008-0,0022</u> 0,001
		к.к.	1,4	0,2	1,1	1,1	0,2	1,1	1,0	0,1	3,1	0,9	0,5	2,3	-	0,4	0,7

Лито-геохимический тип	Кол-во проб	Элементы	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	Pb	Th	U
Пески с углеф. детритом	20	Содерж. от-до среднее	<u>0,0005-0,005</u> 0,002	<u>0,0005-0,0097</u> 0,0028	<u>0,0031-0,08</u> 0,009	<u>0,01-0,028</u> 0,02	<u>0,002-0,02</u> 0,006	<u>0,0014-0,0045</u> 0,0031	<u>0,01-0,06</u> 0,028	<u>0,0008-0,004</u> 0,002	<u>0,0001-0,001</u> 0,0005	<u>0,01-0,08</u> 0,03	<u>0,002-0,005</u> 0,003	<u>0,0008-0,0026</u> 0,0017	<u>0,0004-0,0097</u> 0,0032
		к.к.	1,65	3,12	5,60	29,27	4,61	10,19	10,07	5,00	27,81	71,91	33,82	25,75	218,50
Хлидолиты с углеф. детритом	12	Содерж. от-до среднее	<u>0,0003-0,026</u> 0,004	<u>0,0004-0,0023</u> 0,0012	<u>0,003-0,0087</u> 0,005	<u>0,009-0,0023</u> 0,016	<u>0,0069-0,026</u> 0,014	<u>0,0018-0,0049</u> 0,0032	<u>0,012-0,054</u> 0,027	<u>0,0007-0,0021</u> 0,0015	<u>0,0003-0,0012</u> 0,0005	<u>0,026-0,23</u> 0,077	<u>0,0021-0,0034</u> 0,0027	<u>0,0009-0,0022</u> 0,0013	<u>0,001-0,0095</u> 0,0049
		к.к. относ. глин	0,6	0,3	0,5	1,1	0,5	1,2	1,7	151,1	1,9	1,3	1,3	1,1	13,2
		к.к. относ. песков	20,2	12,3	3,2	2,7	6,9	0,8	1,2	151,1	24,6	76,6	3,8	7,7	108,3
Алевриты-глинистые породы с углеф. детритом	6	Содерж. от-до среднее	<u>0,0024-0,004</u> 0,003	<u>0,0009-0,002</u> 0,0014	<u>0,004-0,01</u> 0,008	<u>0,009-0,02</u> 0,016	<u>0,004-0,026</u> 0,013	<u>0,002-0,006</u> 0,004	<u>0,015-0,034</u> 0,027	<u>0,0004-0,0042</u> 0,002	<u>0,0002-0,0005</u> 0,00035	<u>0,017-0,066</u> 0,039	<u>0,0024-0,0054</u> 0,004	<u>0,0007-0,0046</u> 0,002	<u>0,0005-0,008</u> 0,0047
		к.к.	0,5	0,3	0,9	1,2	0,4	1,7	1,7	204,0	1,3	0,7	1,8	1,7	12,7

Таблица 1. Продолжение.

Лито-геохимический тип	Кол-во проб	Элементы	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	S	K2O	CaO	Sc	TiO2	V	Cr	MnO	Fe2O3	Co
Пески с резким дефицитом органического вещества	21	Содерж. <u>от-до</u>	<u>1,07-3,4</u>	<u>0,2-3,4</u>	<u>10,7-17,4</u>	<u>65,3-79,5</u>	<u>0,02-0,08</u>	<u>0,01-0,09</u>	<u>3,04-4,8</u>	<u>0,13-0,7</u>	<u>0,0003-0,0011</u>	<u>0,26-0,77</u>	<u>0,0017-0,01</u>	<u>0,008-0,03</u>	<u>0,007-0,04</u>	<u>0,7-4,5</u>	<u>0,0002-0,0008</u>
		среднее	2,1	0,3	13,5	75,1	0,03	0,03	3,9	0,24	0,0006	0,4	0,0035	0,02	0,02	1,5	0,0005
Хлидолиты с резким дефицитом органического вещества	16	к.к.	4,7	0,3	2,8	1,0	0,4	1,4	3,0	0,04	5,9	1,6	1,8	5,1	-	1,4	15,2
		Содерж. <u>от-до</u>	<u>0,8-2,9</u>	<u>0,14-0,6</u>	<u>11-17,5</u>	<u>69-80</u>	<u>0,02-0,07</u>	<u>0,01-0,1</u>	<u>3,4-4,4</u>	<u>0,1-0,3</u>	<u>0,0002-0,0006</u>	<u>0,2-0,6</u>	<u>0,002-0,005</u>	<u>0,009-0,04</u>	<u>0,007-0,04</u>	<u>0,7-1,7</u>	<u>0,0002-0,001</u>
Хлидолиты с резким дефицитом органического вещества	16	среднее	1,9	0,3	13	76,5	0,02	0,02	4,0	0,2	0,0004	0,4	0,003	0,02	0,01	0,9	0,0007
		к.к. относ. глин	1,4	0,1	0,8	1,3	0,2	0,1	1,2	0,1	1,4	0,6	0,2	2,1	-	0,2	0,3
Желтоцветные хлидолиты	21	Содерж. <u>от-до</u>	<u>0,8-4,7</u>	<u>0,3-1,3</u>	<u>12,9-20,1</u>	<u>58,3-74,8</u>	<u>0,04-0,2</u>	<u>0,01-0,1</u>	<u>2,7-4,8</u>	<u>0,2-0,96</u>	<u>0,0002-0,002</u>	<u>0,3-0,8</u>	<u>0,003-0,02</u>	<u>0,006-0,014</u>	<u>0,01-0,03</u>	<u>1,2-5,3</u>	<u>0,0004-0,002</u>
		среднее	2,2	0,8	16,9	65,2	0,07	0,03	3,4	0,5	0,001	0,6	0,008	0,01	0,02	3,4	0,001
Желтоцветные хлидолиты	21	к.к.	1,7	0,3	1,1	1,1	0,4	0,1	1,0	0,1	3,5	0,9	0,6	1,1	-	0,9	0,4

Лито-геохимический тип	Кол-во проб	Элементы	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	Pb	Th	U
Пески с резким дефицитом органического вещества	21	Содерж. <u>от-до</u>	<u>0,0007-0,002</u>	<u>0,0006-0,004</u>	<u>0,002-0,007</u>	<u>0,01-0,026</u>	<u>0,0023-0,025</u>	<u>0,002-0,006</u>	<u>0,015-0,045</u>	<u>0,0012-0,0036</u>	<u>0,0001-0,0006</u>	<u>0,01-0,09</u>	<u>0,001-0,004</u>	<u>0,0005-0,0024</u>	<u>0,0003-0,006</u>
		среднее	0,0013	0,0015	0,0036	0,02	0,008	0,0037	0,03	0,0023	0,0003	0,04	0,0027	0,0014	0,0017
Хлидолиты с резким дефицитом органического вещества	16	к.к.	6,5	15,2	2,2	3,6	4,0	0,9	1,3	232,2	15,5	35,6	3,9	8,4	37,4
		Содерж. <u>от-до</u>	<u>0,0005-0,003</u>	<u>0,0007-0,002</u>	<u>0,0018-0,004</u>	<u>0,02-0,03</u>	<u>0,004-0,014</u>	<u>0,002-0,007</u>	<u>0,02-0,06</u>	<u>0,001-0,003</u>	<u>0,0001-0,0009</u>	<u>0,02-0,096</u>	<u>0,002-0,008</u>	<u>0,0003-0,002</u>	<u>0,0003-0,04</u>
Хлидолиты с резким дефицитом органического вещества	16	среднее	0,002	0,001	0,0028	0,02	0,008	0,003	0,03	0,002	0,0003	0,05	0,0034	0,0012	0,005
		к.к. относ. глин	0,2	0,2	0,3	1,5	0,3	1,2	2,2	200,6	1,3	0,9	1,7	1,0	14,4
Желтоцветные хлидолиты	21	Содерж. <u>от-до</u>	<u>0,001-0,002</u>	<u>0,001-0,003</u>	<u>0,004-0,01</u>	<u>0,01-0,019</u>	<u>0,009-0,036</u>	<u>0,001-0,005</u>	<u>0,016-0,05</u>	<u>0,001-0,002</u>	<u>0,0001-0,0004</u>	<u>0,03-0,2</u>	<u>0,001-0,003</u>	<u>0,0004-0,002</u>	<u>0,0002-0,008</u>
		среднее	0,001	0,002	0,006	0,01	0,021	0,003	0,03	0,001	0,0002	0,08	0,002	0,001	0,002
Желтоцветные хлидолиты	21	к.к.	0,2	0,4	0,7	0,9	0,7	1,1	1,8	131,3	0,9	1,4	1,0	0,9	6,7

Примечание: при расчете кларков концентраций использованы данные о содержании элементов в породах по К. Таркьяну и К. Ведеполу [26].

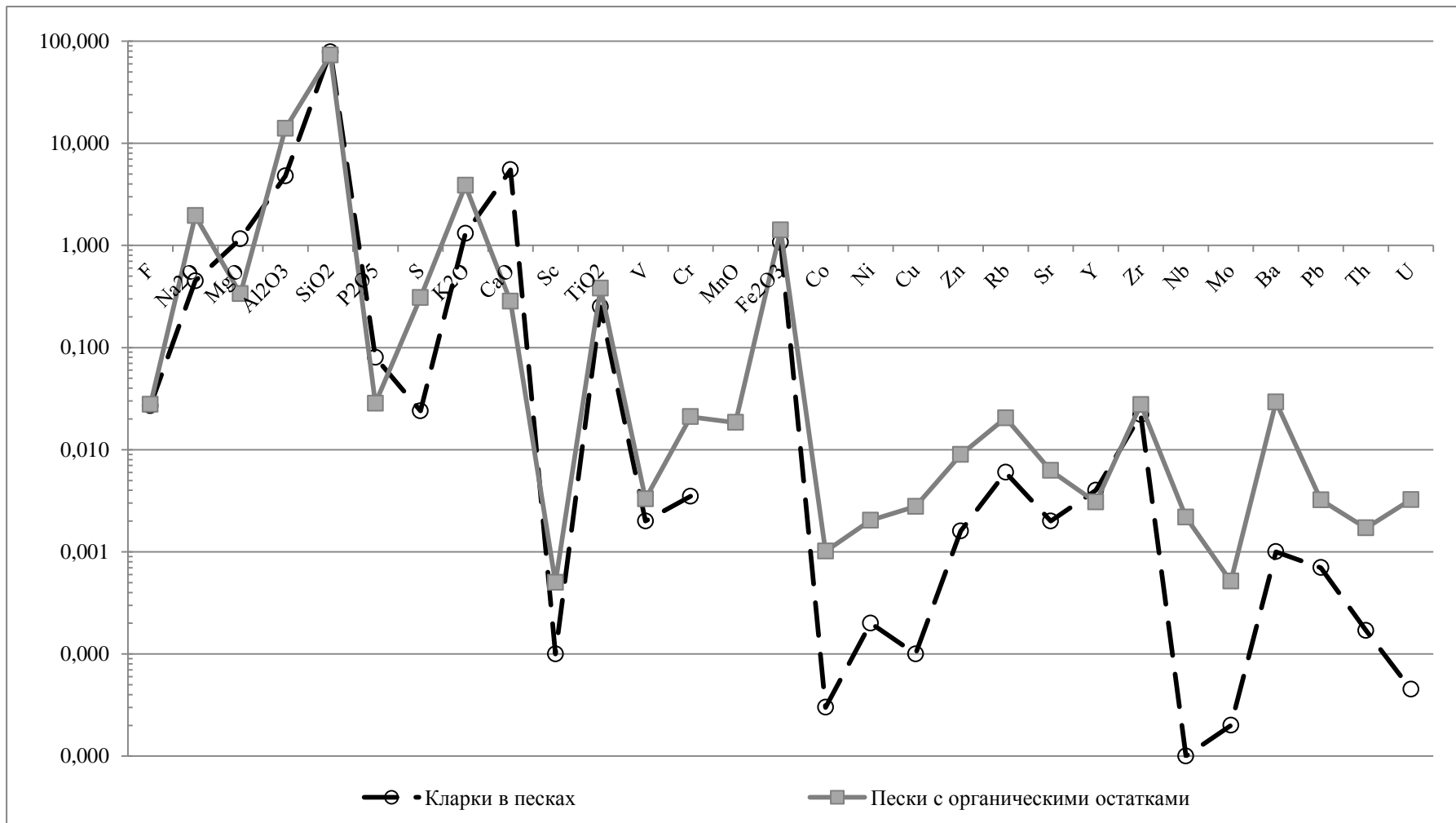


Рис. 42. Содержание элементов в песках с углефицированным растительным детритом относительно кларков в песках (в %).

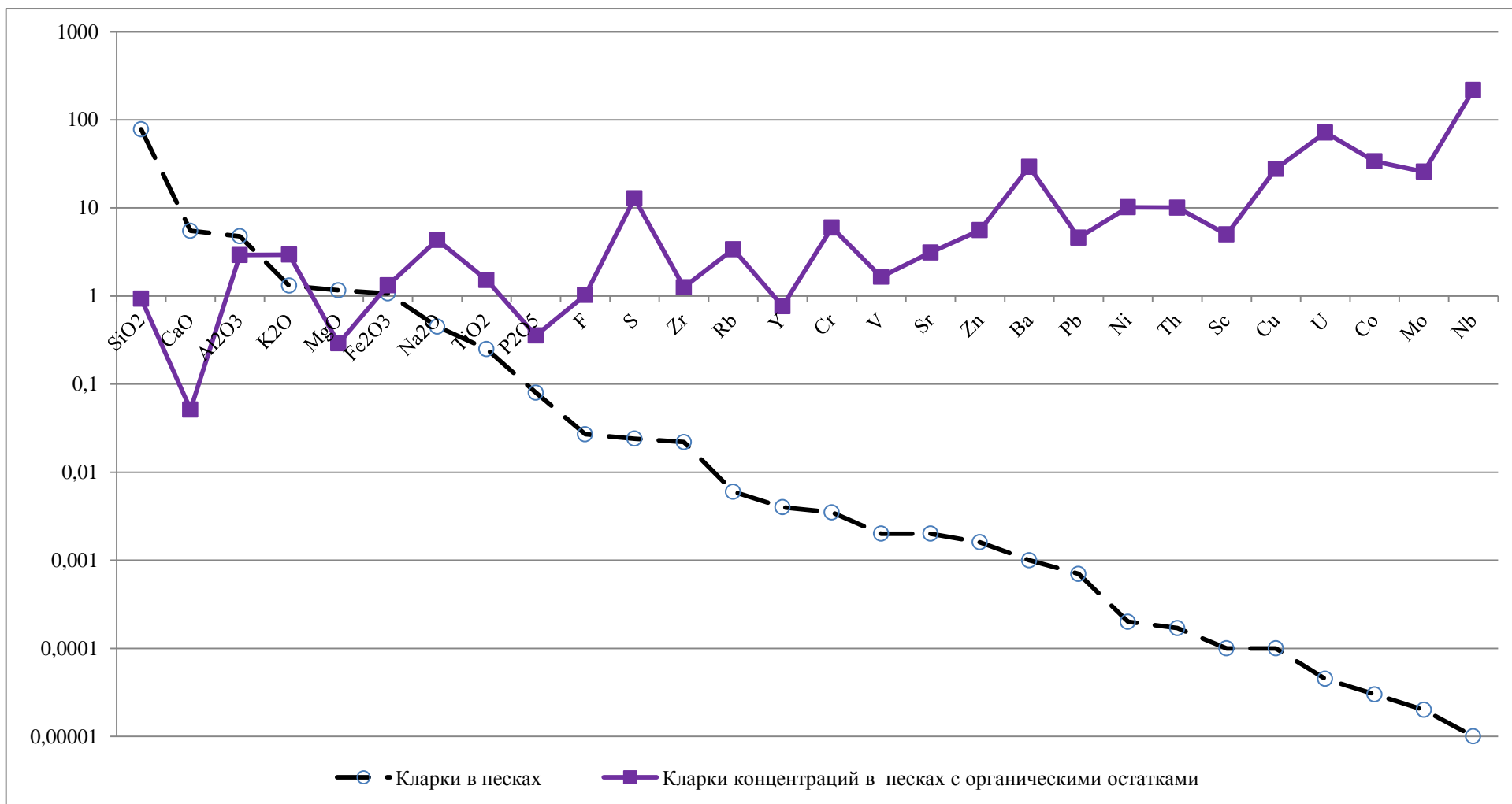


Рис. 43. Распределение кларков концентраций в песках, обогащенных углефицированным растительным детритом.

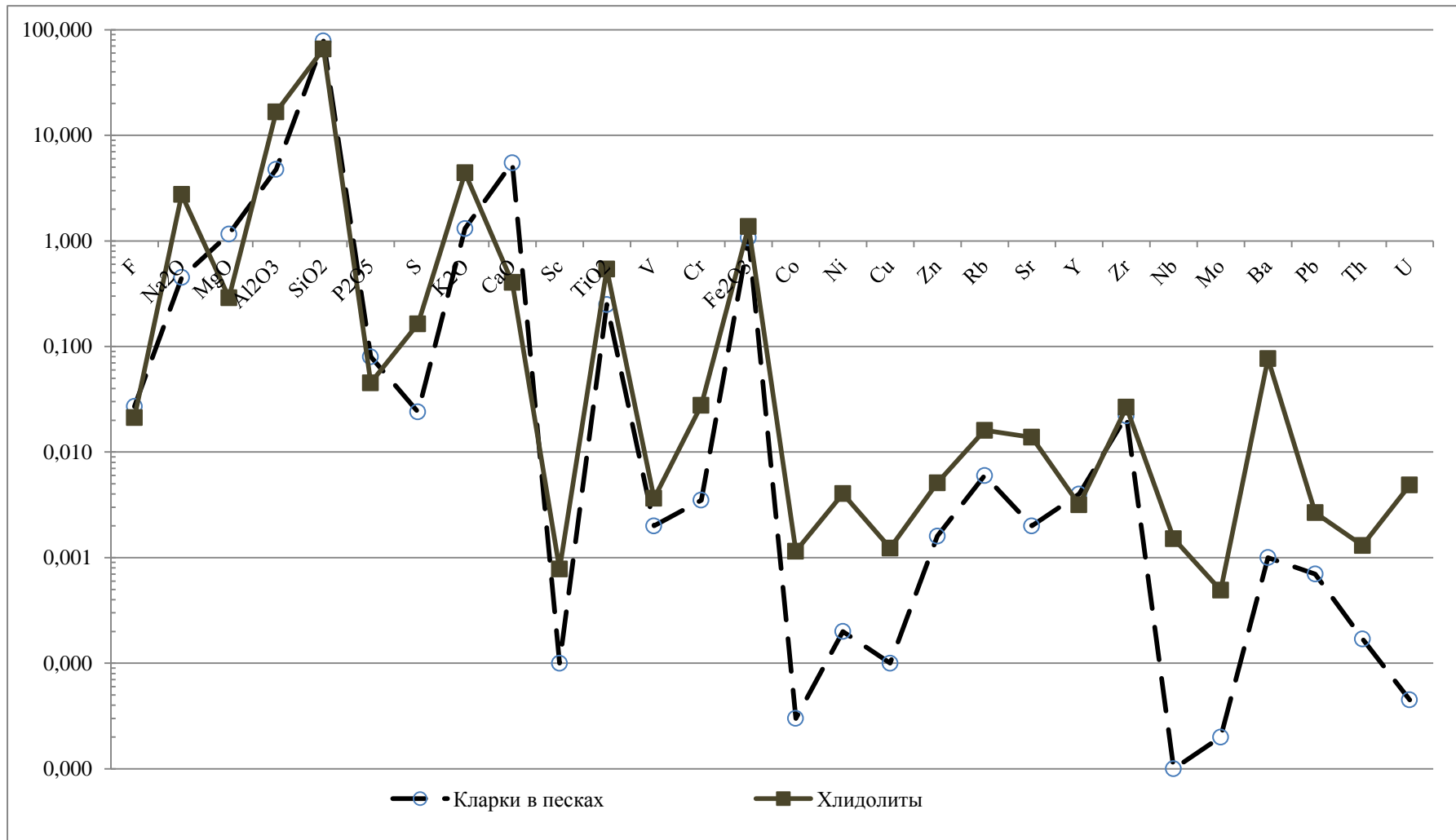


Рис. 44. Содержание элементов в хлидолитах с углефицированным растительным детритом относительно кларков в песках (в %).

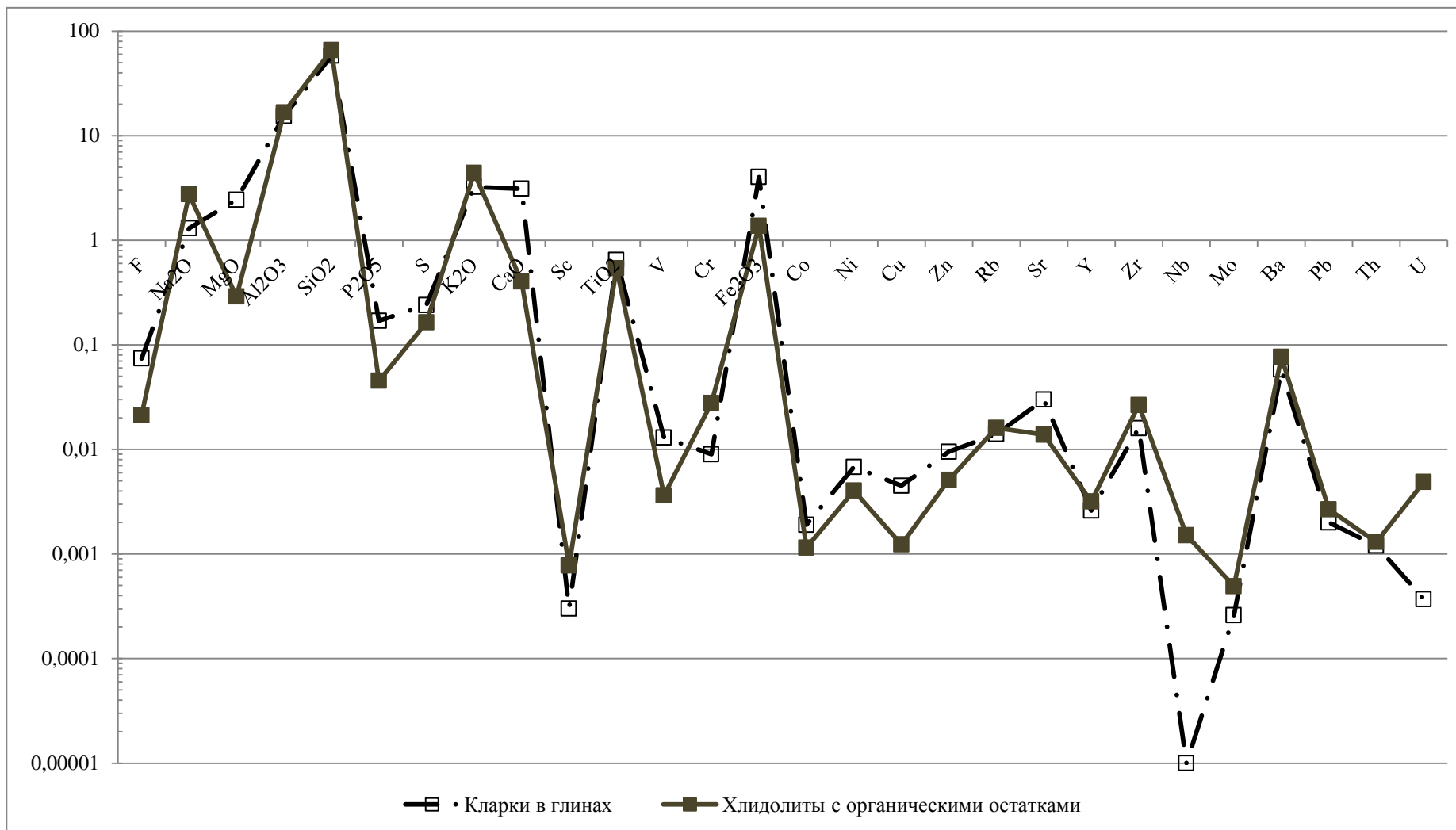


Рис. 45. Содержание элементов в хлидолитах с углефицированным растительным детритом относительно кларков в глинах (в %).

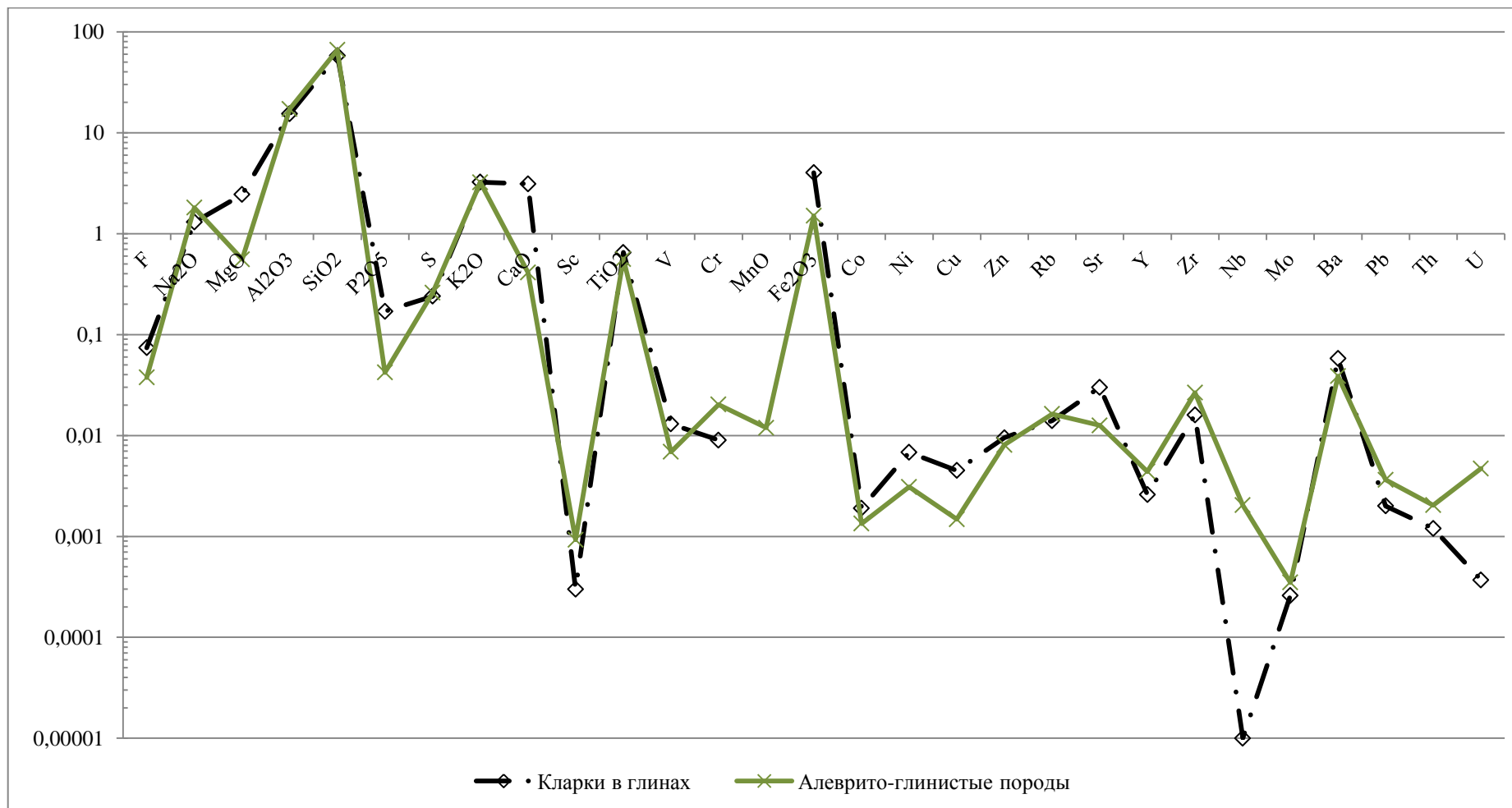


Рис. 46. Содержание элементов в алеврито-глинистых породах с углефицированным растительным детритом относительно кларков в глинах (в %).

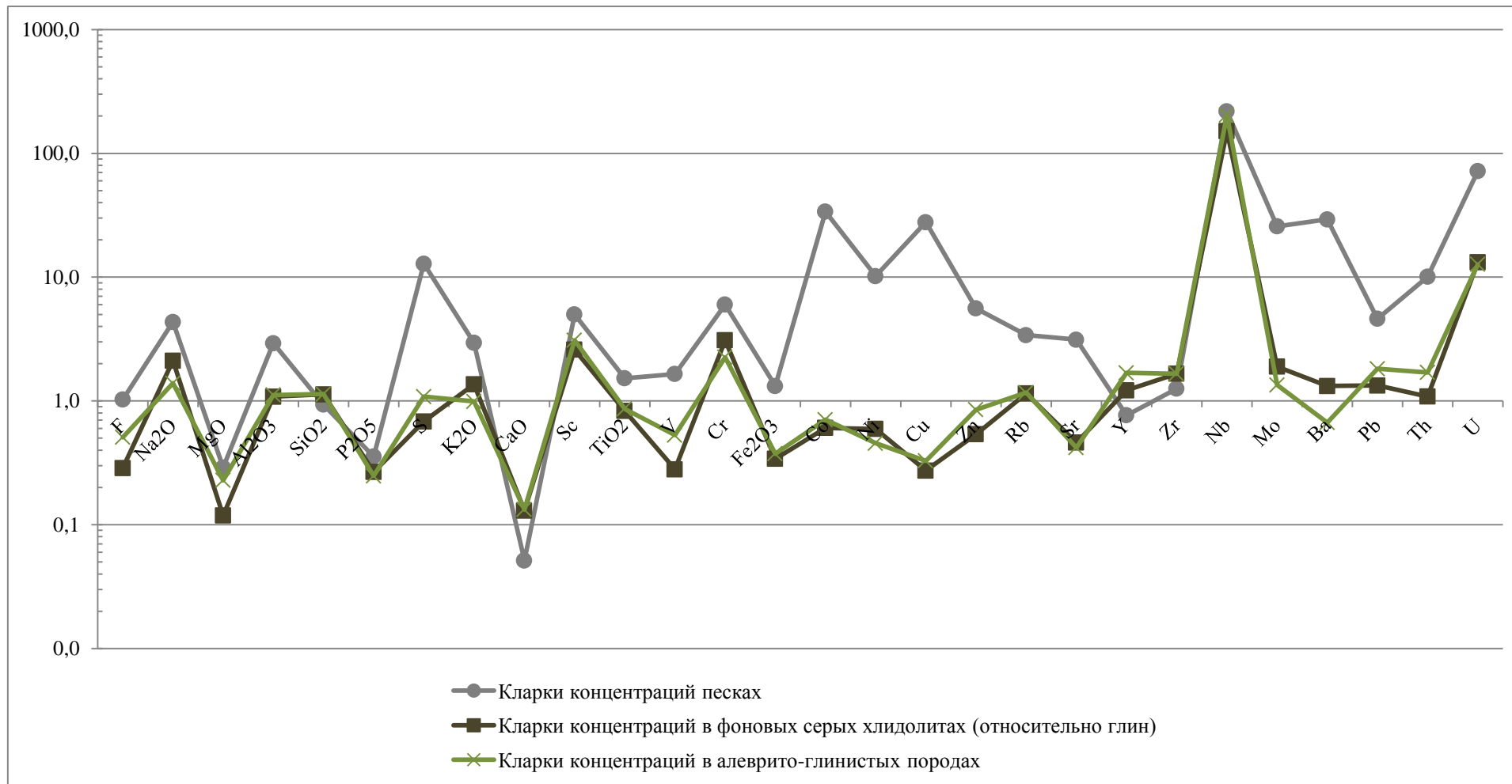


Рис. 47. Распределение кларков концентраций в литологических типах с высоким содержанием углефицированного растительного детрита.

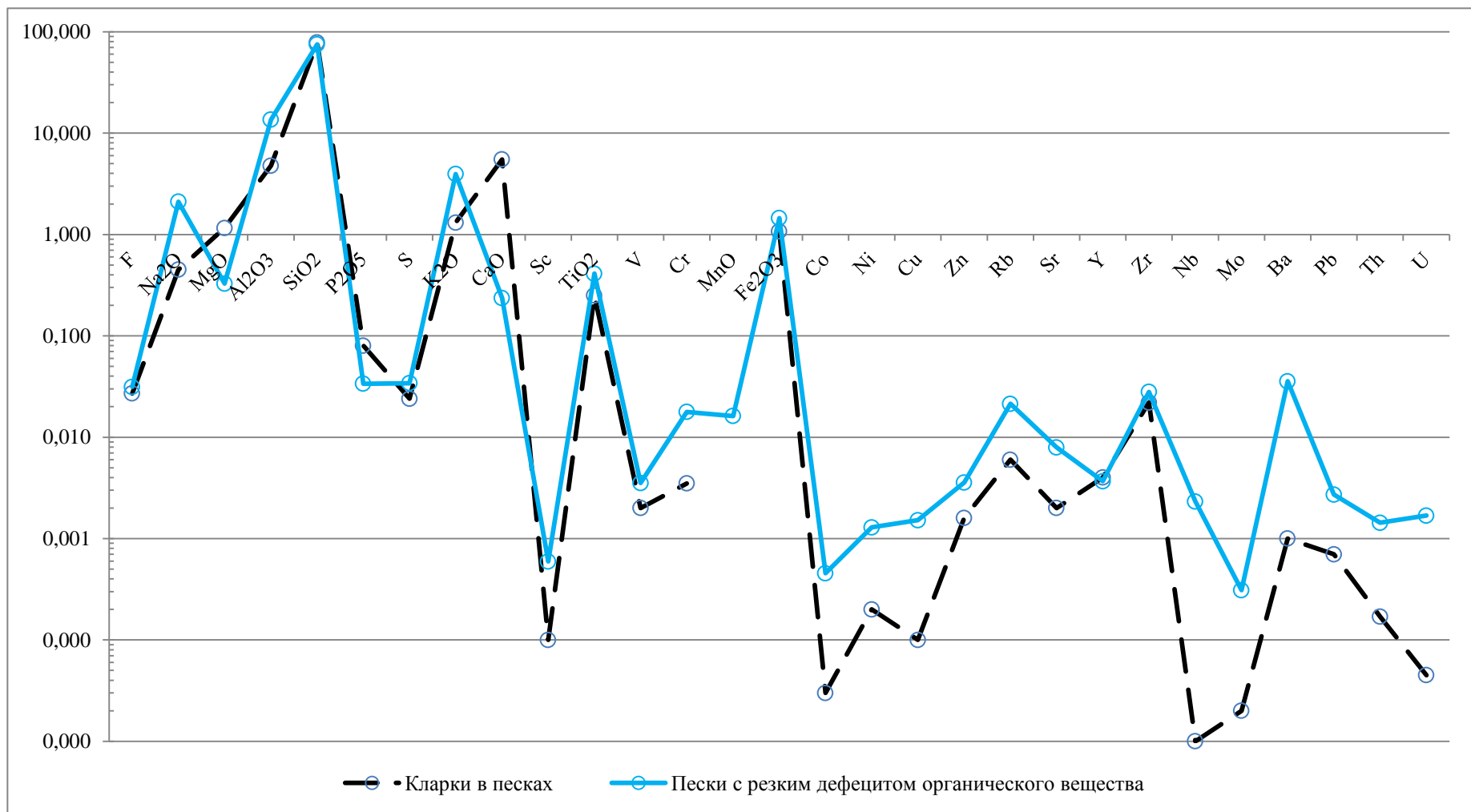


Рис. 48. Содержание элементов в песках с резким дефицитом углефицированного растительного детрита относительно кларков в песках (в %).

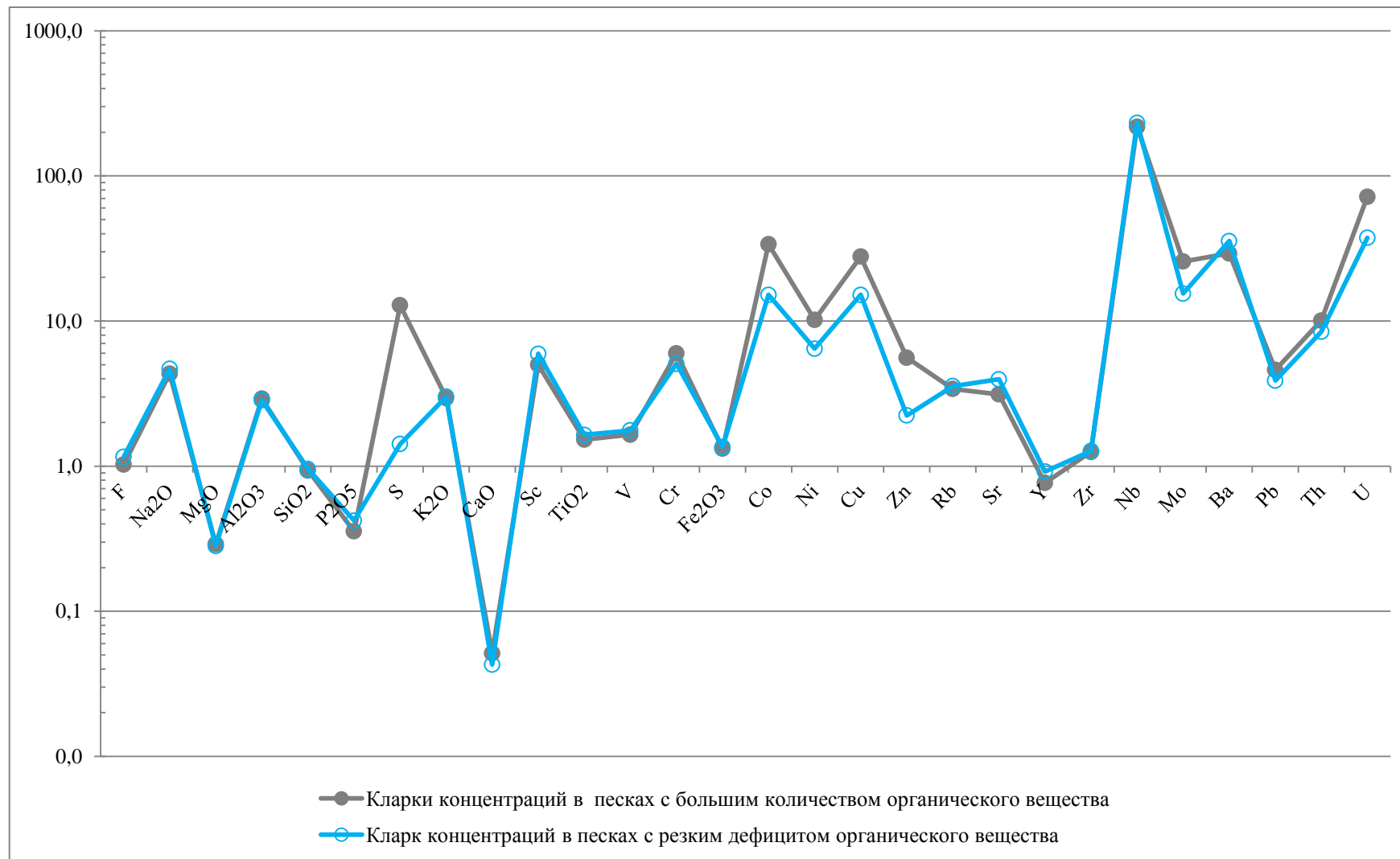


Рис. 49. Распределение кларков концентраций в геохимических типах с песков.

В хлидолитах светло-серого, белого цвета с резким дефицитом органического вещества, как и в хлидолитах, обогащенных им, на два порядка выше, по сравнению с кларком, содержания Nb – к.к. 200,6, на порядок выше количество U – к.к. 14,4 (Таблица 1, Рис. 50). В несколько раз ниже содержания MgO, P₂O₅, S, CaO, V, Co, Ni, Cu, Zn, Sr. Таким образом, по геохимическому составу эти породы не имеют различий.

Охристые и желтоцветные хлидолиты, образовавшиеся в результате переотложения глинистой коры выветривания гранитоидов, по сравнению с хлидолитами, с высоким содержанием углефицированного растительного детрита, а также с хлидолитами, с резким дефицитом последнего, обогащены MgO (к.к. 0,3), V (к.к. 0,6), Fe₂O₃ (к.к. 0,9), но обеднены S (к.к. 0,1), Co (к.к. 0,4), Ni (к.к. 0,2), Mo (к.к. 0,9), U (к.к. 6,7) (Таблица 1, Рис. 51).

В результате проведенных исследований было установлено, что повышенные кларки концентраций Na₂O и K₂O в породах рудовмещающей осадочной толщи в различных лито-геохимических типах обусловлены накоплением в осадках обломков кали-натриевых полевых шпатов. Повышенные значения кларков концентраций S, Co, Ni, Cu, Zn связаны с высокими содержаниями этих элементов в составе дисульфидов железа (пирита, марказита), содержащихся в породах. В связи с тем, что во всех литологических типах глинистая составляющая находится в повышенных количествах, а, как известно, глина является хорошим сорбентом большого количества элементов, поэтому отмечаются высокие показатели кларков концентраций Sc, а также U.

3.6.2. Распределение редкоземельных элементов в литологических и геохимических типах пород.

В хлидолитах, с резким дефицитом углефицированного растительного детрита отмечается накопление тяжелых лантаноидов (Tb, Dy, Ho, Eu, Tm, Yb, Lu), а кларки концентраций легких лантаноидов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) аналогичные их кларкам концентраций в коре выветривания (Рис. 52). Это может быть обусловлено миграцией редкоземельных элементов в направлении от верховьев долин к их устью в кислородсодержащих водах. В долину поступали кислородсодержащие грунтово-пластовые воды с pH~5-6 за счет растворенного органического вещества и гуминовых кислот. В этих породах происходило подщелачивание среды (pH увеличивалось до 7-8) и осаждение моновалентных элементов – тяжелых лантаноидов. Отсутствие условий для изменения Eh в хлидолитах с резким дефицитом органического вещества приводило к тому, что легкие лантаноиды не накапливались, а мигрировали далее по долине.

Тяжелые лантаноиды сформировали одинаковые сингенетические концентрации в различных геохимических типах пород (но в одной литологической разности). В породах не происходило существенного изменения рН, в связи с чем тяжелые лантаноиды не осаждались в какой-либо геохимической зоне.

Присутствие кислорода в водах в хлидолитах с крайне низким содержанием органического вещества обуславливало значения Eh отрицательные (либо слабо положительные). Это способствовало миграции легких лантаноидов и их осаждению в сероцветных породах, обогащенных углефицированными растительными остатками, в результате изменения Eh с отрицательных значений на положительные. Учитывая вероятность того, что светлые (до белого) окраски хлидолитов, практически лишенных органического вещества, обусловлены эпигенетическими процессами, можно предположить, что происходил вынос легких редкоземельных элементов из области этих пород.

В пробе *рудного хлидолита* кларки концентраций легких р.з.э. ниже, чем в фоновых, но выше, чем в хлидолитах, лишенных органического вещества, и коре выветривания. Кларки концентраций тяжелых р.з.э. ниже, чем в каких-либо породах, вовлеченных в анализ. Подобное наблюдение довольно не однозначно и вызывает некоторые разногласия, поэтому на данный момент это объяснить не представляется возможным.

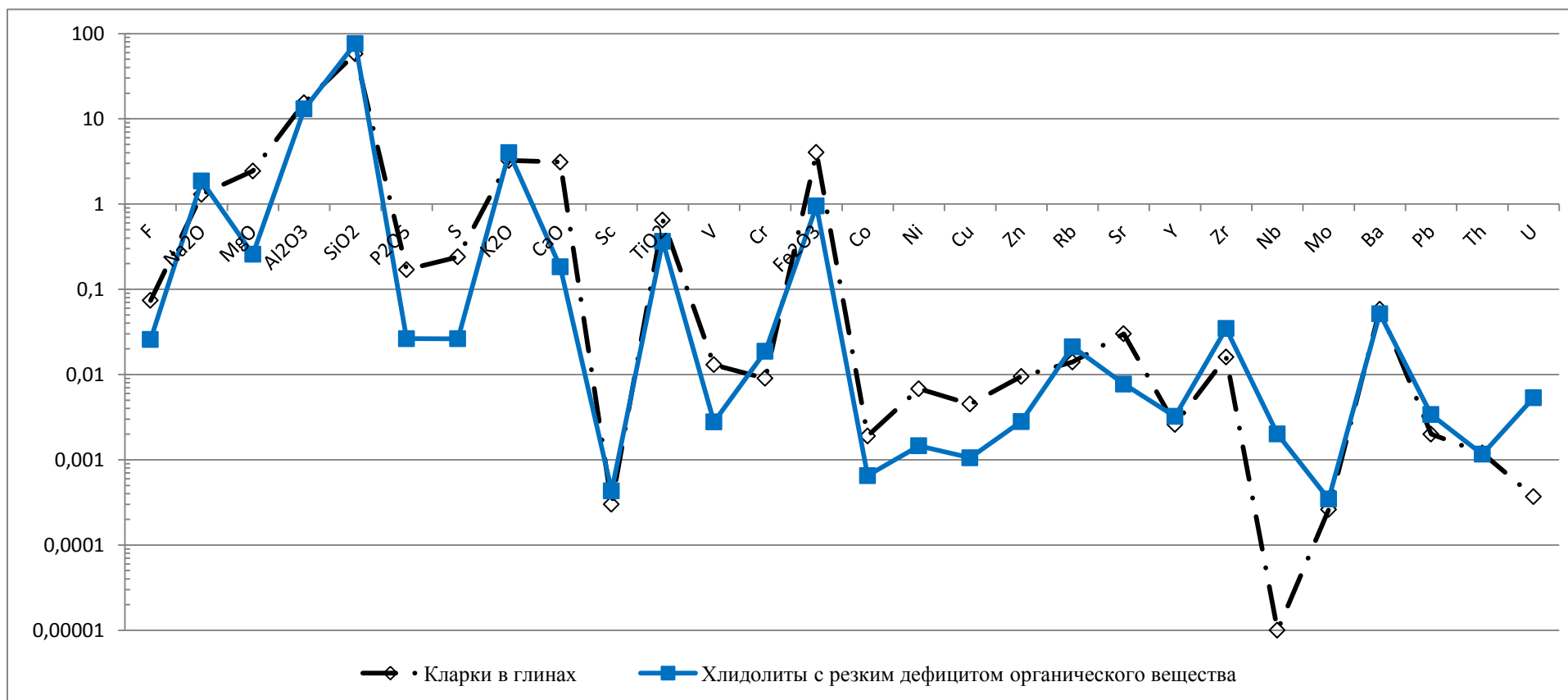


Рис. 50. Содержание элементов в хлидолитах с резким дефицитом углефицированного растительного детрита относительно кларков в глинах (в %).

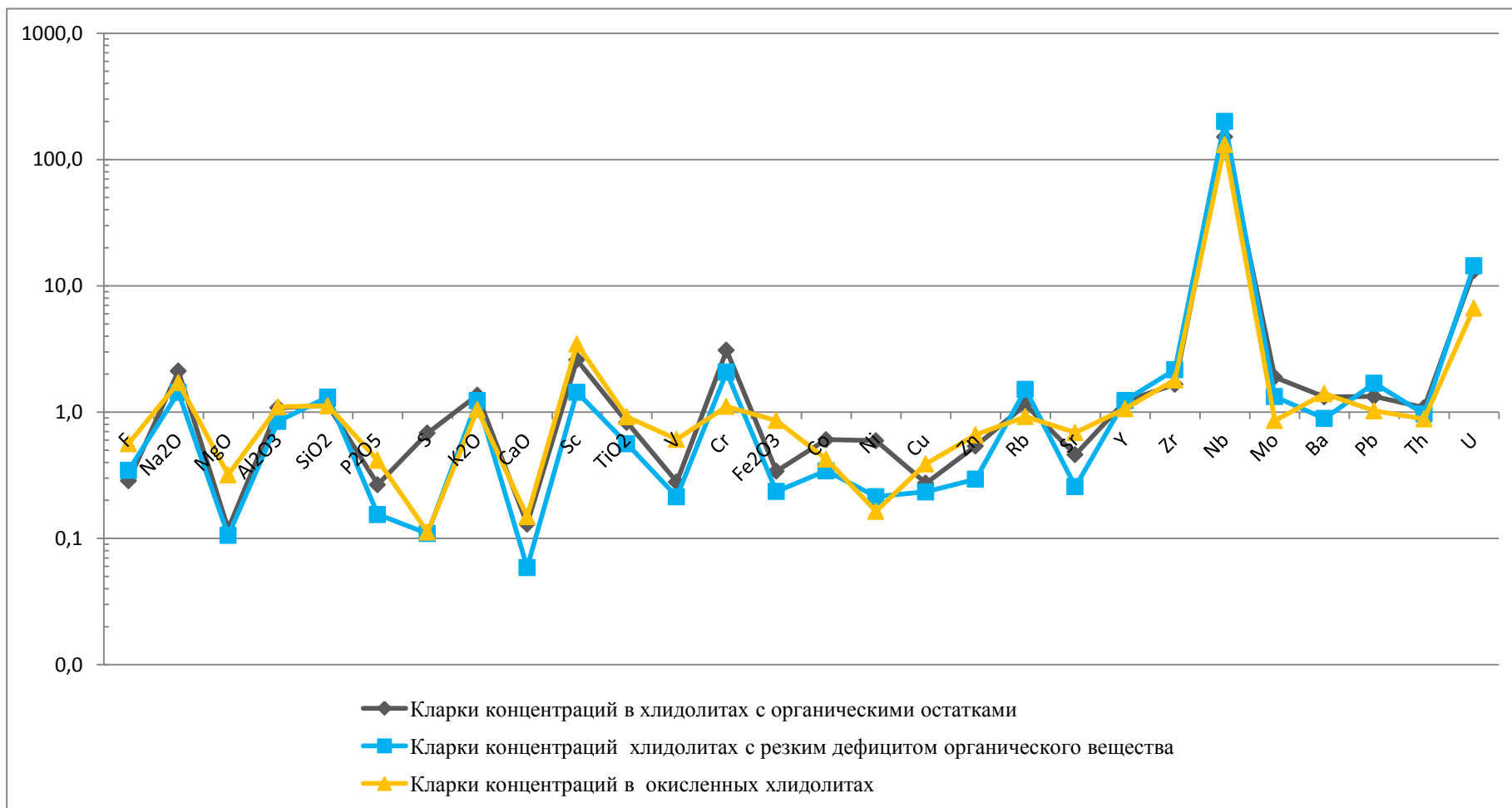


Рис. 51. Распределение кларков концентраций в геохимических типах хлидолитов.

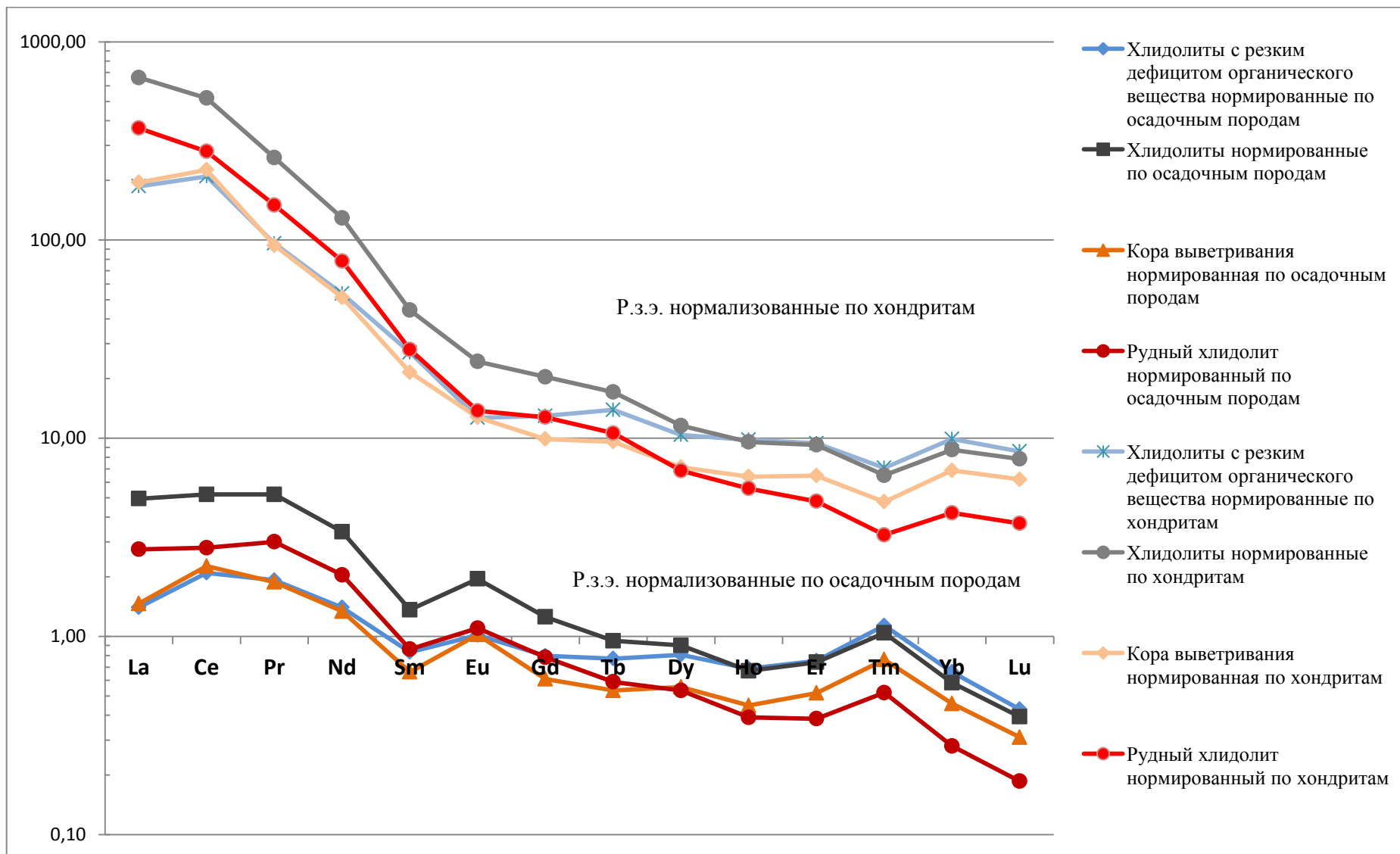


Рис. 52. Диаграмма распределения редкоземельных элементов нормализованных на хондриты и осадочные породы в литологических и геохимических типах.

3.6.3. Статистическая обработка геохимических данных пород рудовмещающей осадочной толщи

Для выявления особенностей поведения элементов и их связи с урановым оруденением комплекс проб рудовмещающих пород группировался на несколько выборок: по литологическому, геохимическому признакам, содержанию урана. Достаточно представительные по объему выборки обрабатывались в программе Statistica 10. Часть выборок дублировалась по мере поступления новых, количественных данных с целью проверки воспроизводимости результатов.

Анализировались первично-сероцветные породы, вмещающие основную массу оруденения. По содержанию урана они условно подразделялись на два класса: безрудные (или фоновые) ($U \leq 0,01\%$) и рудные ($U \geq 0,01\%$). Более дробное деление не было возможным в связи с отсутствием большого количества рудных проб. По литологическому признаку выделялись песчаники, хлидолиты и алевроито-глинистые породы. Необходимо отметить, что группировка проб достаточно условна ввиду смешанного («мусорного») гранулометрического состава вмещающих пород, среди которых «чистые» типы встречаются скорее, как исключение, что затрудняет их визуальную классификацию.

Проведенный ранее сравнительный анализ безрудных (фоновых) проб показал, что различия в средних содержаниях элементов и микроэлементов между окисленными (первичными или эпигенетически), вторично восстановленными и сероцветными статистически малосущественны. В связи с этим мы посчитали целесообразным анализировать единую выборку сероцветных рудовмещающих пород.

Проведенный корреляционный анализ показал отсутствие каких-либо значимых корреляционных связей (как положительных, так отрицательных) урана с другими элементами, за исключением умеренной положительной с молибденом (Таблица 2, Рис. 53). В результате были выявлены корреляции между элементами, обусловленные, по-видимому, их сонахождением в породообразующих минералах: КПШ, глинистые минералы, акцессорные (сфен, ильменит, лейкоксен) и к рудообразующим процессам, очевидно, не имеющим отношения. Так, например, довольно высокие положительные корреляционные связи проиллюстрированы на диаграммах рассеяния между следующими элементами: $K_2O - Na_2O$ (0,77) (Рис. 54), $Al_2O_3 - MgO$ (0,76) (Рис. 55), $TiO_2 - MgO$ (0,74) (Рис. 55), $Zn - MgO$ (0,86) (Рис. 56), $Ce - MgO$ (0,81) (Рис. 57), $MnO - Fe_2O_3$ (0,54) (Рис. 58), $Nb - TiO_2$ (0,78) (Рис. 59), $Th - Y$ (0,75) (Рис. 60), $Ce - Al_2O_3$ (0,70) (Рис. 61), $V - MgO$ (0,86) (Рис. 62), $Cr - SiO_2$ (0,75) (Рис. 63).

Таблица 2. Корреляционная матрица.

	F	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	S	K2O	CaO	TiO2	V	Cr	MnO	Fe2O3	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	La	Ce	Pb	Th	U
F	1,00	-0,07	0,49	0,50	-0,38	0,21	-0,23	-0,19	0,05	0,21	0,42	-0,40	-0,19	0,16	0,18	-0,09	-0,08	0,42	0,01	0,24	0,31	0,08	0,20	-0,18	0,04	0,18	0,39	0,28	0,33	-0,06
Na2O	-0,07	1,00	-0,63	-0,34	0,50	-0,36	0,12	0,77	-0,02	-0,48	-0,43	0,34	-0,11	-0,49	0,11	0,11	-0,12	-0,61	0,14	0,03	-0,06	0,34	-0,36	0,29	0,38	-0,28	-0,47	-0,17	-0,29	0,22
MgO	0,49	-0,63	1,00	0,76	-0,92	0,43	-0,10	-0,76	0,45	0,74	0,86	-0,71	0,06	0,70	0,11	0,06	0,07	0,86	-0,08	0,37	0,29	0,09	0,49	-0,19	-0,15	0,46	0,81	0,19	0,43	-0,20
Al2O3	0,50	-0,34	0,76	1,00	-0,84	0,11	-0,34	-0,34	0,09	0,56	0,66	-0,79	-0,02	0,38	0,02	-0,10	-0,14	0,65	-0,09	0,15	0,38	0,40	0,48	-0,04	-0,06	0,40	0,70	0,49	0,69	-0,09
SiO2	-0,38	0,50	-0,92	-0,84	1,00	-0,28	0,10	0,63	-0,47	-0,66	-0,77	0,75	-0,02	-0,57	-0,05	-0,06	-0,03	-0,83	0,08	-0,26	-0,36	-0,25	-0,47	0,11	0,18	-0,51	-0,83	-0,26	-0,53	0,15
P2O5	0,21	-0,36	0,43	0,11	-0,28	1,00	-0,08	-0,45	0,43	0,63	0,50	-0,11	0,30	0,68	0,21	0,24	0,23	0,43	0,05	0,48	-0,01	-0,05	0,36	-0,06	0,12	0,08	0,26	-0,04	-0,09	-0,24
S	-0,23	0,12	-0,10	-0,34	0,10	-0,08	1,00	-0,05	0,57	-0,20	-0,23	0,30	-0,07	-0,09	0,30	0,39	0,12	0,01	-0,03	-0,03	-0,12	-0,02	-0,28	0,20	-0,06	-0,03	-0,09	-0,31	-0,23	0,26
K2O	-0,19	0,77	-0,76	-0,34	0,63	-0,45	-0,05	1,00	-0,38	-0,58	-0,63	0,37	0,01	-0,60	-0,11	-0,15	-0,22	-0,76	0,01	-0,18	-0,18	0,31	-0,40	0,22	0,47	-0,34	-0,60	0,00	-0,29	0,13
CaO	0,05	-0,02	0,45	0,09	-0,47	0,43	0,57	-0,38	1,00	0,41	0,41	-0,11	0,12	0,51	0,38	0,50	0,23	0,46	0,04	0,53	-0,06	0,13	0,05	0,04	0,13	0,21	0,37	-0,31	-0,19	0,01
TiO2	0,21	-0,48	0,74	0,56	-0,66	0,63	-0,20	-0,58	0,41	1,00	0,84	-0,59	0,21	0,80	0,10	0,14	0,16	0,64	-0,09	0,52	0,18	0,20	0,78	-0,16	0,02	0,17	0,51	0,09	0,25	-0,29
V	0,42	-0,43	0,86	0,66	-0,77	0,50	-0,23	-0,63	0,41	0,84	1,00	-0,62	0,10	0,70	0,20	0,20	0,13	0,73	0,00	0,55	0,29	0,13	0,61	-0,22	0,01	0,27	0,63	0,16	0,33	-0,23
Cr	-0,40	0,34	-0,71	-0,79	0,75	-0,11	0,30	0,37	-0,11	-0,59	-0,62	1,00	-0,01	-0,44	0,03	0,20	-0,00	-0,57	0,06	-0,11	-0,37	-0,32	-0,52	0,17	0,13	-0,22	-0,55	-0,49	-0,54	0,17
MnO	-0,19	-0,11	0,06	-0,02	-0,02	0,30	-0,07	0,01	0,12	0,21	0,10	-0,01	1,00	0,54	0,03	-0,10	0,14	-0,06	-0,09	0,11	-0,15	-0,02	-0,02	-0,01	0,31	-0,01	0,03	-0,09	-0,15	-0,20
Fe2O3	0,16	-0,49	0,70	0,38	-0,57	0,68	-0,09	-0,60	0,51	0,80	0,70	-0,44	0,54	1,00	0,19	0,11	0,23	0,55	-0,02	0,48	0,01	0,02	0,45	-0,17	0,07	0,25	0,52	-0,05	0,06	-0,29
Co	0,18	0,11	0,11	0,02	-0,05	0,21	0,30	-0,11	0,38	0,10	0,20	0,03	0,03	0,19	1,00	0,59	0,39	0,25	0,20	0,16	0,06	-0,11	-0,01	-0,16	0,05	-0,12	0,01	-0,08	0,01	0,14
Ni	-0,09	0,11	0,06	-0,10	-0,06	0,24	0,39	-0,15	0,50	0,14	0,20	0,20	-0,10	0,11	0,59	1,00	0,42	0,22	0,15	0,14	0,14	-0,14	0,12	-0,04	-0,14	-0,11	-0,01	-0,15	-0,02	0,17
Cu	-0,08	-0,12	0,07	-0,14	-0,03	0,23	0,12	-0,22	0,23	0,16	0,13	-0,00	0,14	0,23	0,39	0,42	1,00	0,23	0,14	-0,09	0,23	-0,24	0,21	-0,26	-0,40	-0,06	-0,01	-0,06	-0,03	-0,14
Zn	0,42	-0,61	0,86	0,65	-0,83	0,43	0,01	-0,76	0,46	0,64	0,73	-0,57	-0,06	0,55	0,25	0,22	0,23	1,00	-0,06	0,26	0,37	-0,02	0,46	-0,16	-0,24	0,41	0,77	0,19	0,48	-0,01
As	0,01	0,14	-0,08	-0,09	0,08	0,05	-0,03	0,01	0,04	-0,09	0,00	0,06	-0,09	-0,02	0,20	0,15	0,14	-0,06	1,00	-0,02	0,13	-0,11	-0,06	-0,16	-0,08	-0,10	-0,08	0,14	-0,02	0,04
Sr	0,24	0,03	0,37	0,15	-0,26	0,48	-0,03	-0,18	0,53	0,52	0,55	-0,11	0,11	0,48	0,16	0,14	-0,09	0,26	-0,02	1,00	-0,34	0,17	0,09	-0,02	0,61	0,08	0,21	-0,24	-0,37	-0,22
Y	0,31	-0,06	0,29	0,38	-0,36	-0,01	-0,12	-0,18	-0,06	0,18	0,29	-0,37	-0,15	0,01	0,06	0,14	0,23	0,37	0,13	-0,34	1,00	0,13	0,58	-0,11	-0,49	0,06	0,30	0,36	0,75	0,23
Zr	0,08	0,34	0,09	0,40	-0,25	-0,05	-0,02	0,31	0,13	0,20	0,13	-0,32	-0,02	0,02	-0,11	-0,14	-0,24	-0,02	-0,11	0,17	0,13	1,00	0,21	0,54	0,34	0,17	0,19	0,15	0,22	0,16
Nb	0,20	-0,36	0,49	0,48	-0,47	0,36	-0,28	-0,40	0,05	0,78	0,61	-0,52	-0,02	0,45	-0,01	0,12	0,21	0,46	-0,06	0,09	0,58	0,21	1,00	-0,15	-0,32	-0,03	0,27	0,31	0,56	-0,08
Mo	-0,18	0,29	-0,19	-0,04	0,11	-0,06	0,20	0,22	0,04	-0,16	-0,22	0,17	-0,01	-0,17	-0,16	-0,04	-0,26	-0,16	-0,16	-0,02	-0,11	0,54	-0,15	1,00	0,20	-0,01	-0,10	-0,02	0,03	0,40
Ba	0,04	0,38	-0,15	-0,06	0,18	0,12	-0,06	0,47	0,13	0,02	0,01	0,13	0,31	0,07	0,05	-0,14	-0,40	-0,24	-0,08	0,61	-0,49	0,34	-0,32	0,20	1,00	-0,10	-0,13	-0,17	-0,45	0,01
La	0,18	-0,28	0,46	0,40	-0,51	0,08	-0,03	-0,34	0,21	0,17	0,27	-0,22	-0,01	0,25	-0,12	-0,11	-0,06	0,41	-0,10	0,08	0,06	0,17	-0,03	-0,01	-0,10	1,00	0,80	-0,03	0,17	-0,16
Ce	0,39	-0,47	0,81	0,70	-0,83	0,26	-0,09	-0,60	0,37	0,51	0,63	-0,55	0,03	0,52	0,01	-0,01	-0,01	0,77	-0,08	0,21	0,30	0,19	0,27	-0,10	-0,13	0,80	1,00	0,12	0,43	-0,12
Pb	0,28	-0,17	0,19	0,49	-0,26	-0,04	-0,31	0,00	-0,31	0,09	0,16	-0,49	-0,09	-0,05	-0,08	-0,15	-0,06	0,19	0,14	-0,24	0,36	0,15	0,31	-0,02	-0,17	-0,03	0,12	1,00	0,58	0,04
Th	0,33	-0,29	0,43	0,69	-0,53	-0,09	-0,23	-0,29	-0,19	0,25	0,33	-0,54	-0,15	0,06	0,01	-0,02	-0,03	0,48	-0,02	-0,37	0,75	0,22	0,56	0,03	-0,45	0,17	0,43	0,58	1,00	0,25
U	-0,06	0,22	-0,20	-0,09	0,15	-0,24	0,26	0,13	0,01	-0,29	-0,23	0,17	-0,20	-0,29	0,14	0,17	-0,14	-0,01	0,04	-0,22	0,23	0,16	-0,08	0,40	0,01	-0,16	-0,12	0,04	0,25	1,00

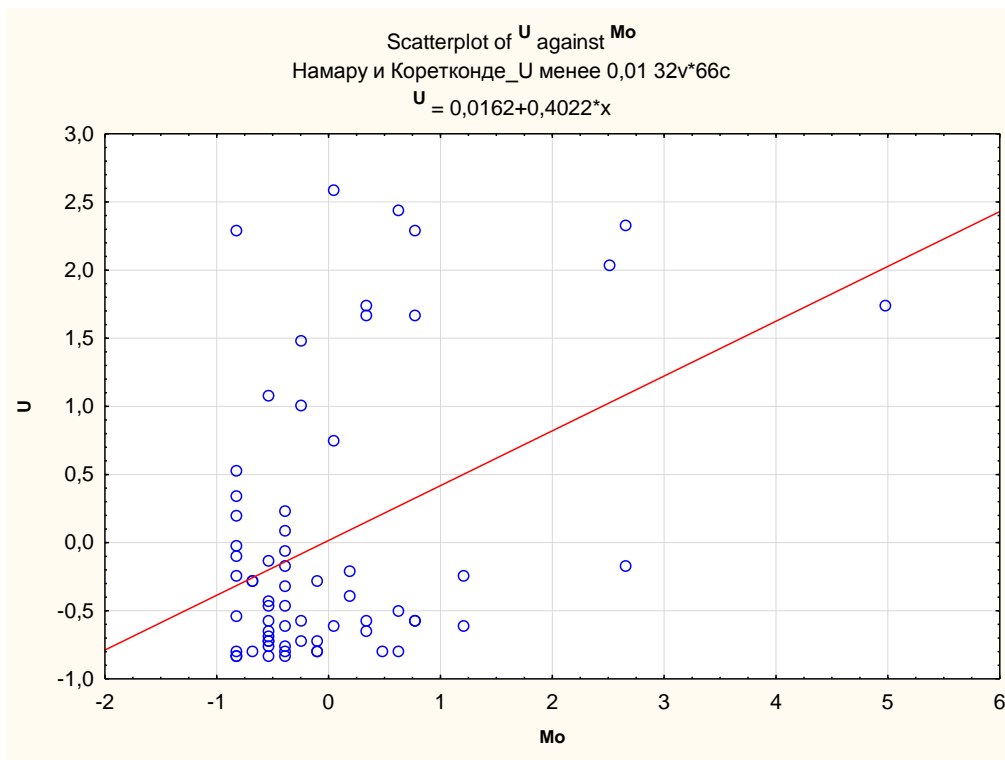


Рис. 53. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между U и Mo.

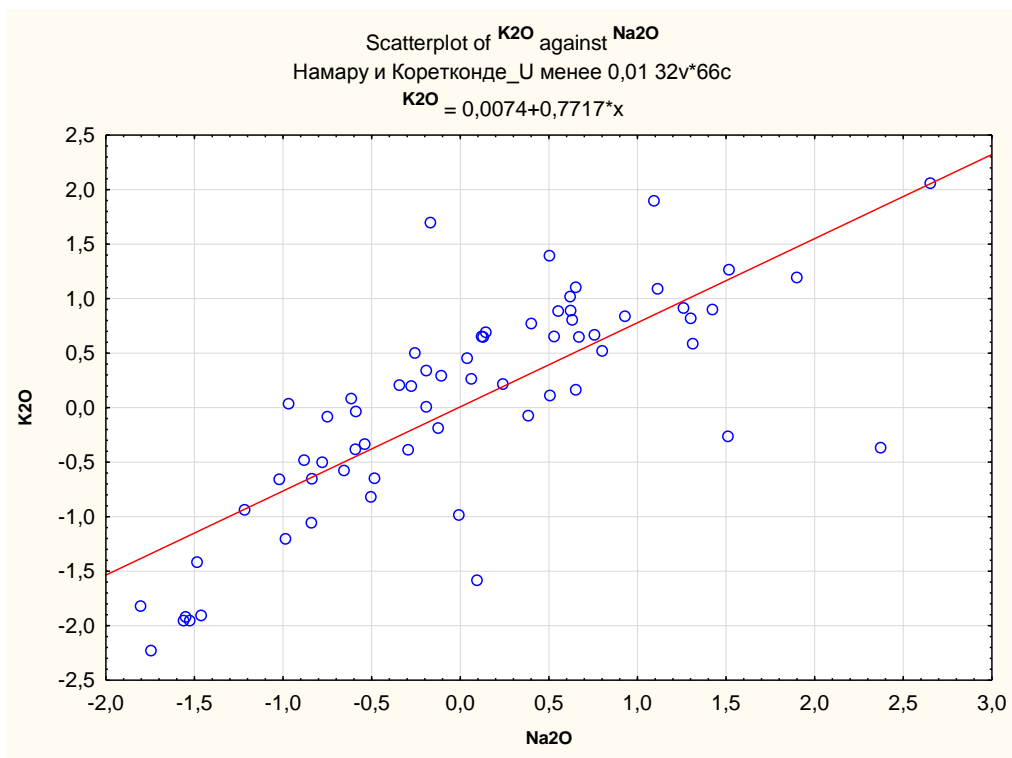


Рис. 54. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между K₂O и Na₂O.

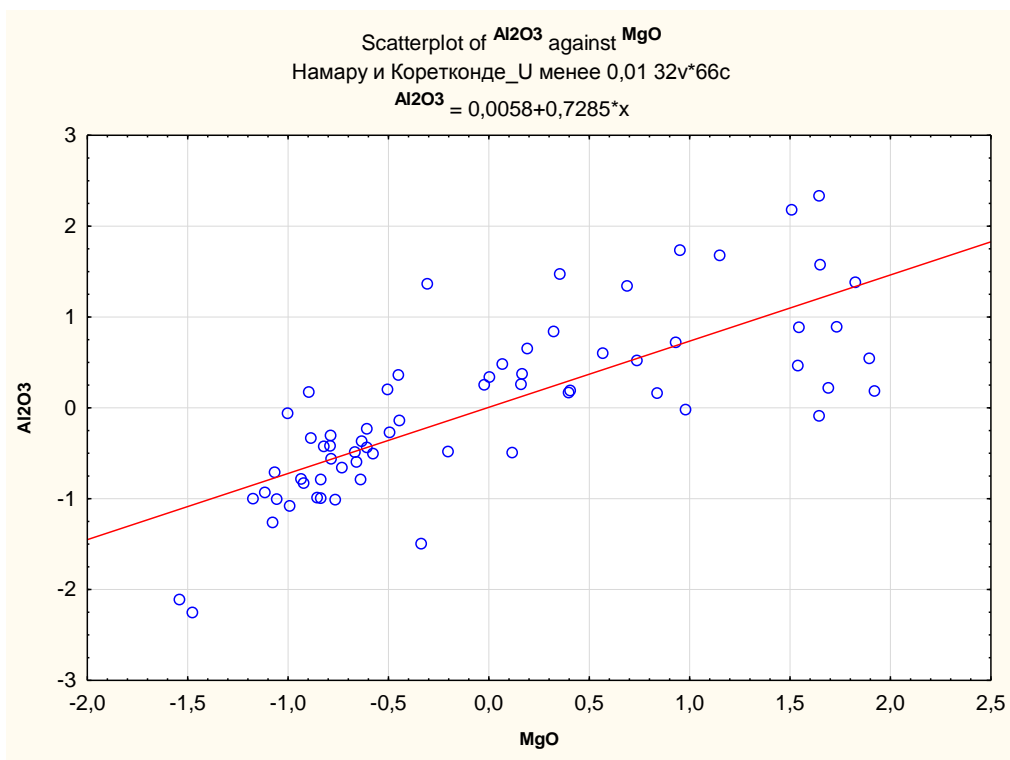


Рис. 55. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Al_2O_3 и MgO .

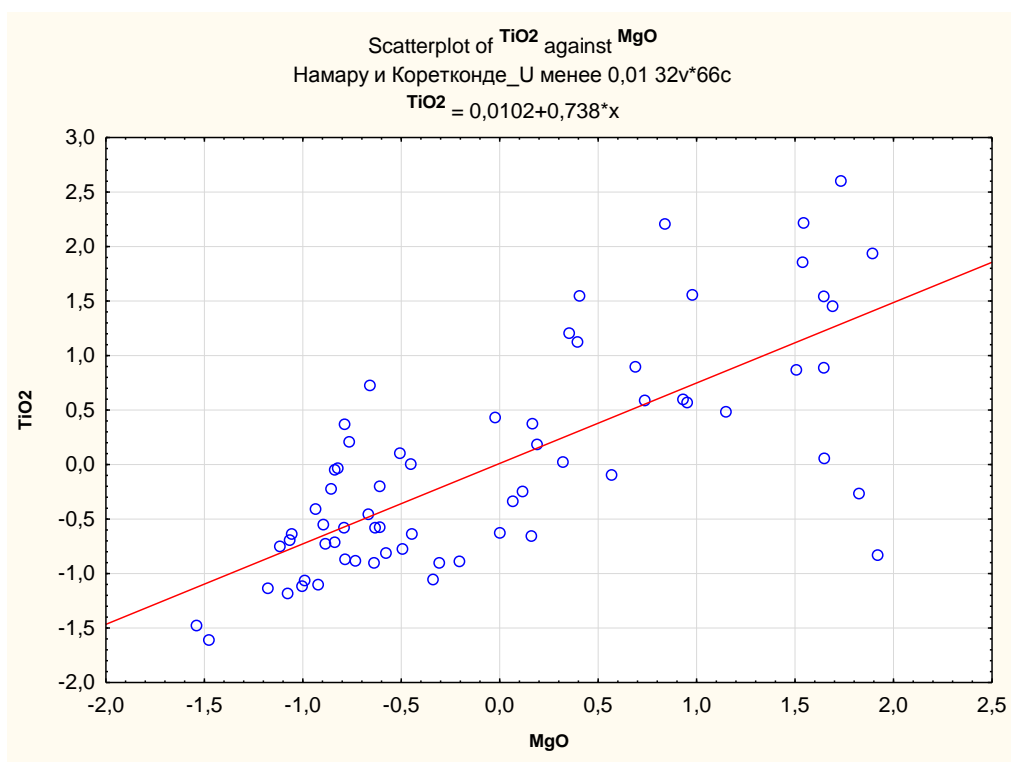


Рис. 56. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между TiO_2 и MgO .

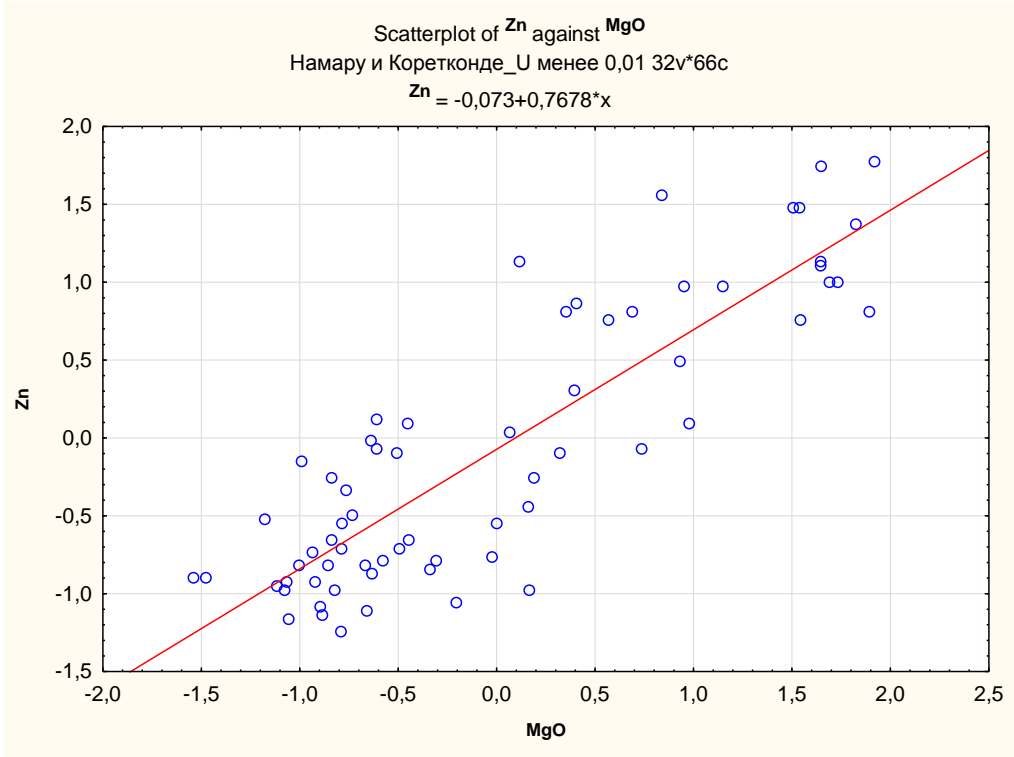


Рис. 57. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Zn и MgO.

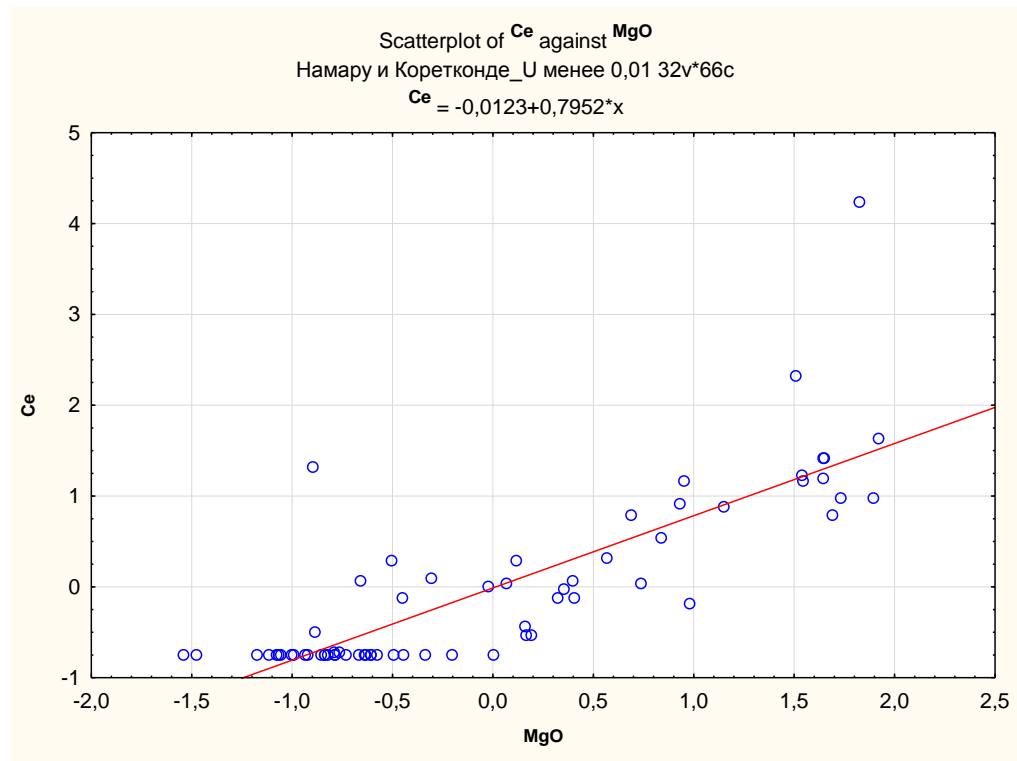


Рис. 58. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Ce и MgO.

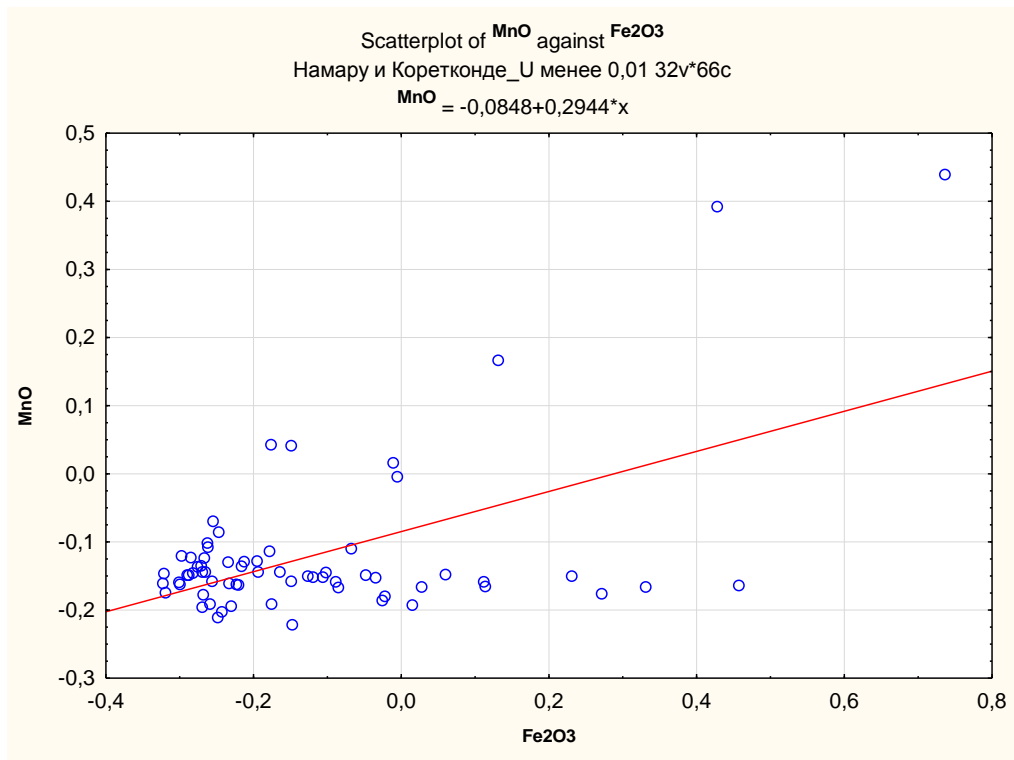


Рис. 59. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между MnO и Fe₂O₃.

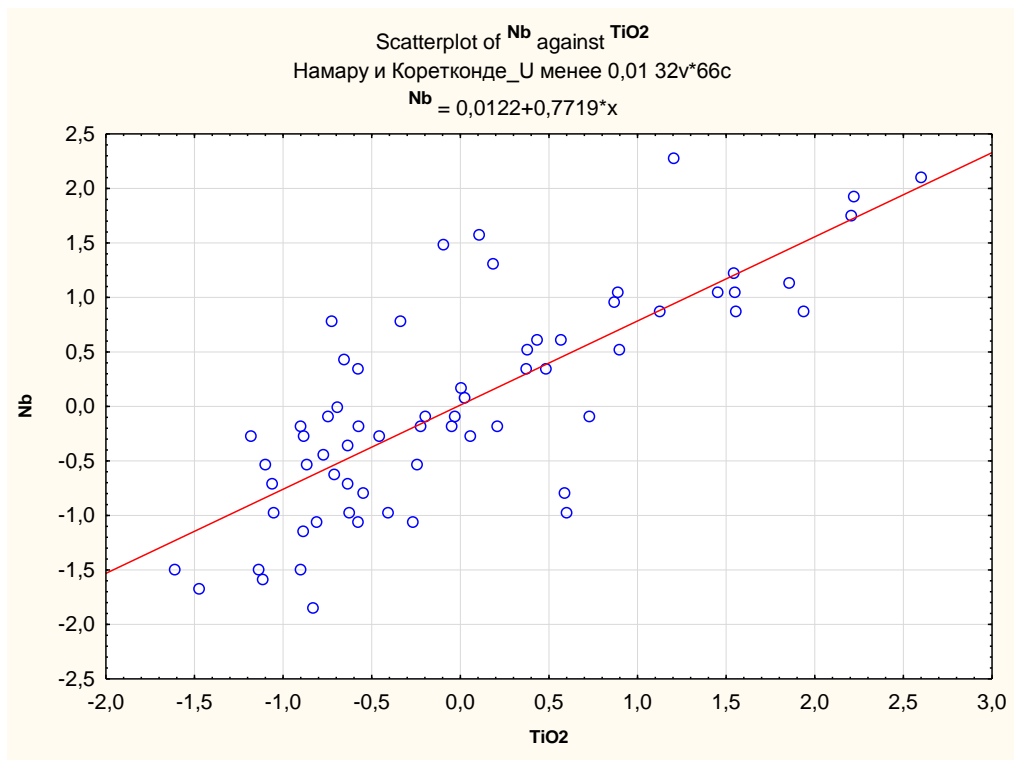


Рис. 60. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Nb и TiO₂.

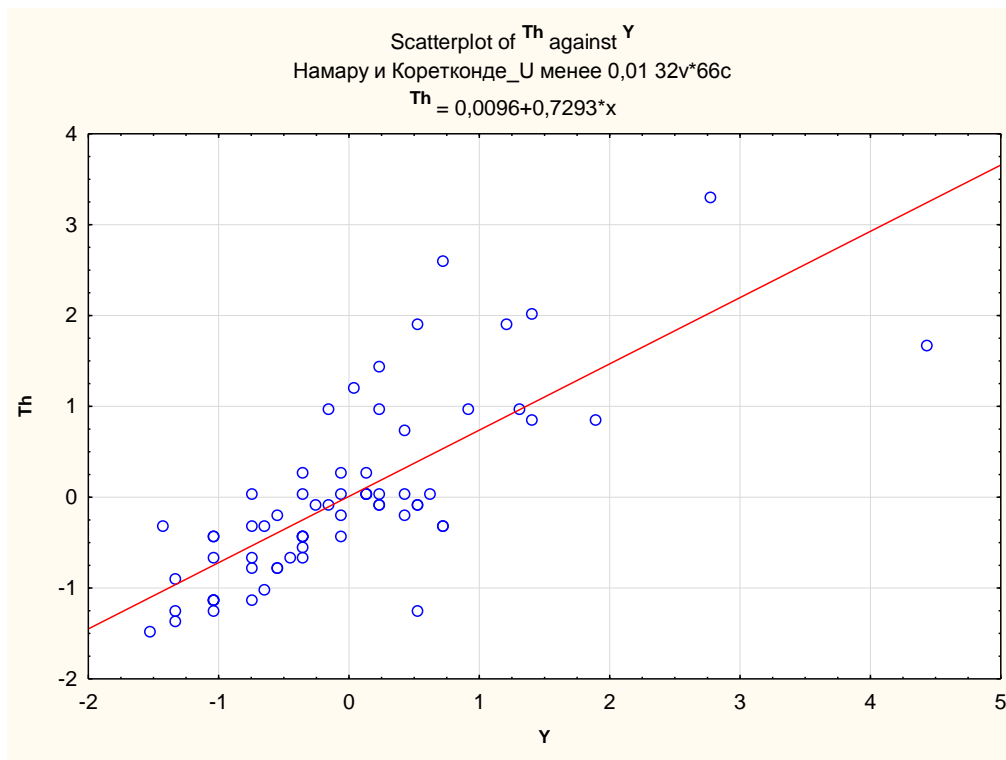


Рис. 61. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Th и Y.

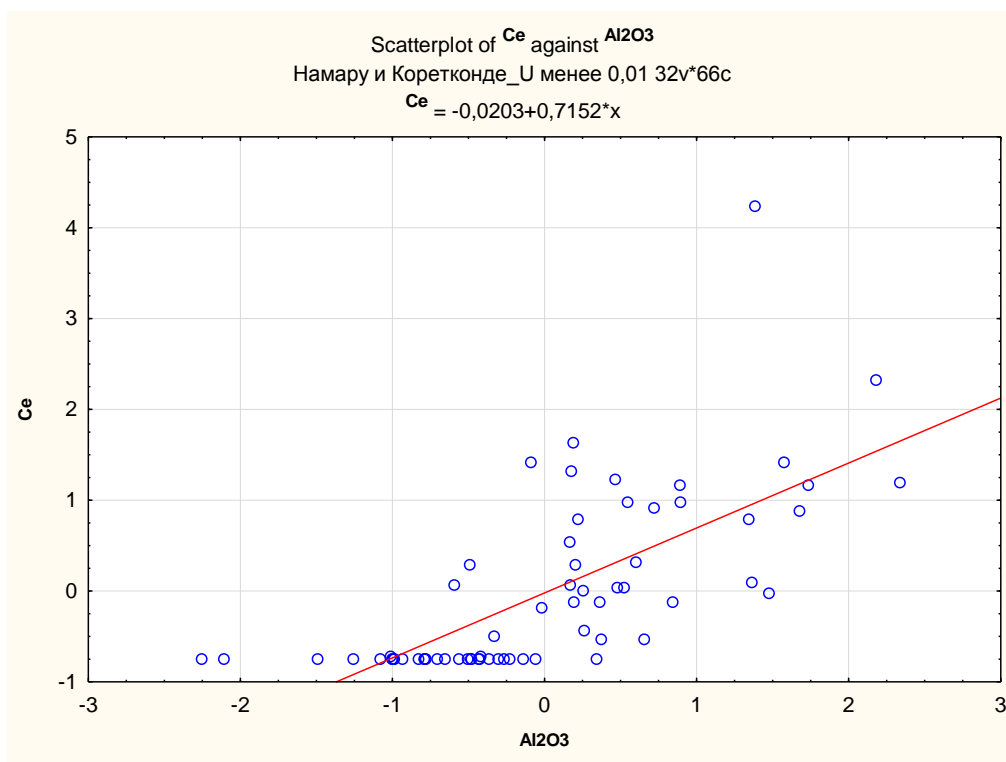


Рис. 62. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Ce и Al₂O₃.

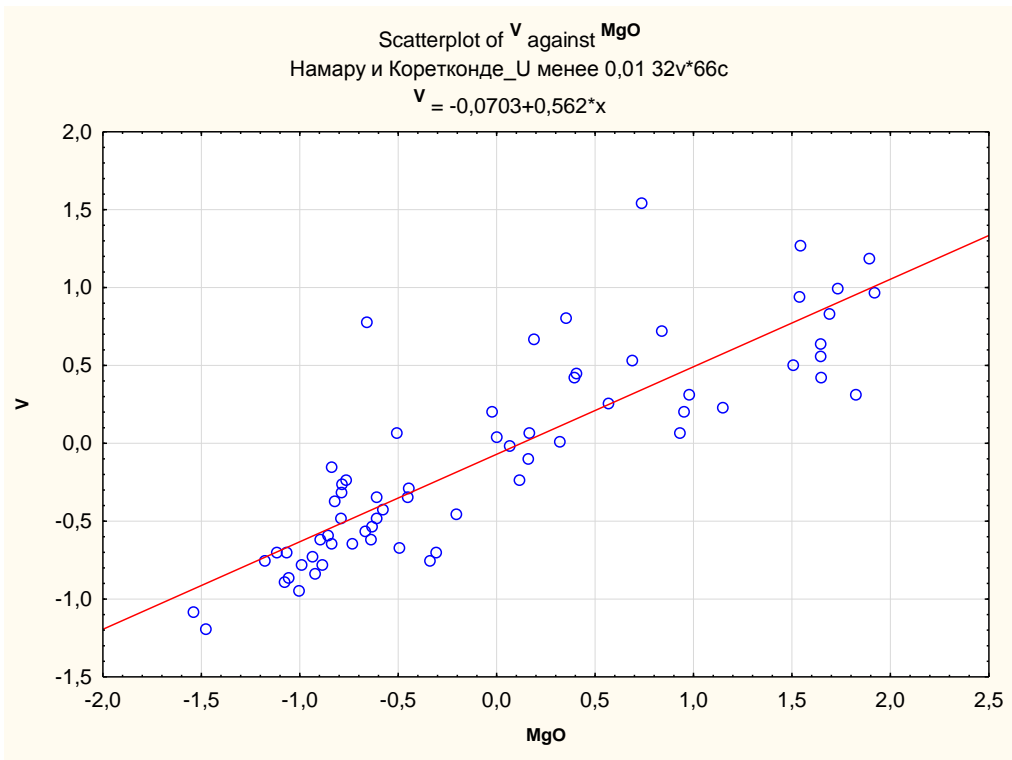


Рис. 63. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между V и MgO.

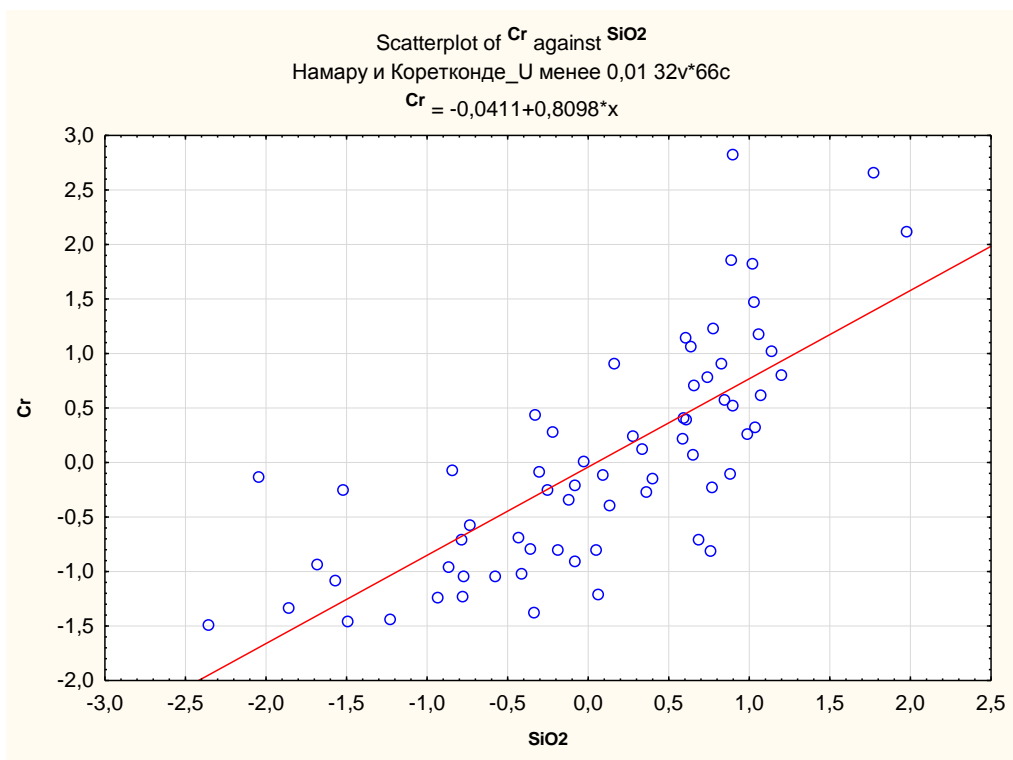


Рис. 64. Диаграмма рассеяния взаимосвязи между Cr и SiO₂.

На приведенных выше диаграммах рассеяния видно, как возрастает взаимосвязь этих элементов с увеличением их содержаний. Кроме того, дендрограмма взаимосвязей элементов наглядно иллюстрирует, что они формируют две группы: в первую входят Na_2O , K_2O , SiO_2 и Cr , во вторую – все остальные элементы каким-либо образом коррелирующие между собой (Рис. 65).

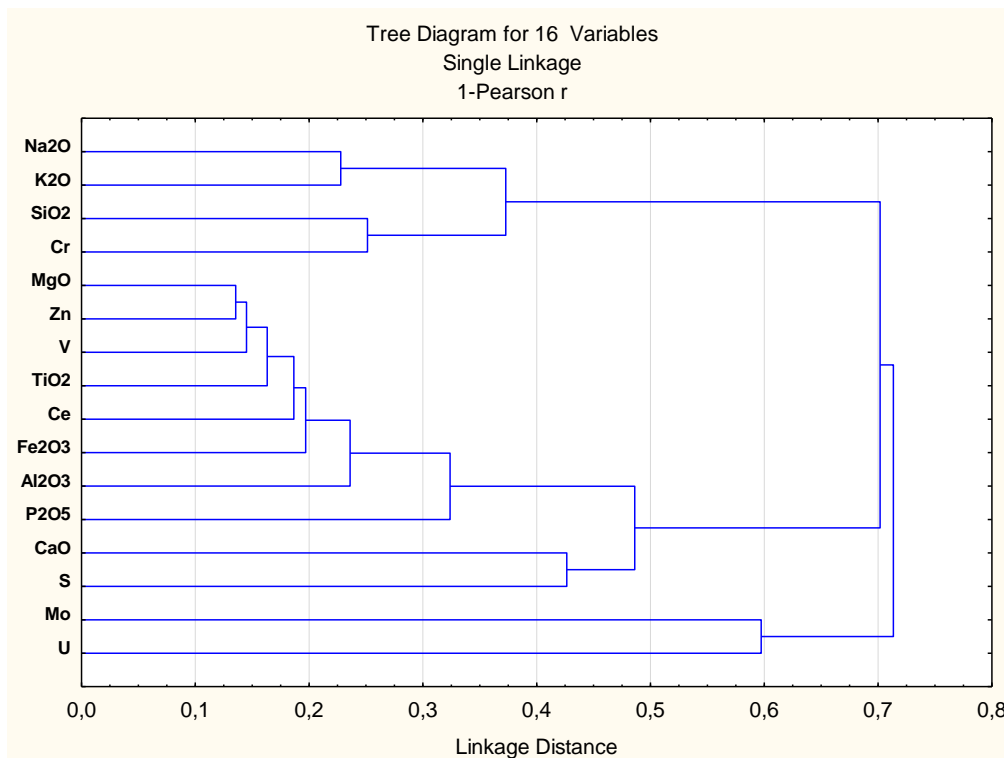


Рис. 65. Древоподобная диаграмма взаимосвязей коррелирующихся элементов.

Первая группа элементов, очевидно, отвечает за сонахождение обломков КПШ, кварца, их сростков в основном составе рудовмещающей толщи. Вторая группа представляет собой ассоциацию элементов, содержащихся в акцессорных (сфен, монацит, циркон, лейкоксен, ильменит и др.) и глинистых минералах осадочных пород (последние, как известно, являются хорошим сорбентом большого количества элементов).

Таким образом, статистическая обработка данных рентгено-спектрального анализа фоновых ($U \leq 0,01\%$) проб рудовмещающей толщи месторождений Кореткондинское и Намару Хиагдинского рудного поля выявила тесные корреляционные связи между элементами, входящими в состав основных породообразующих минералов – КПШ, кварц, глинистые минералы, акцессории. Ни один из анализированных элементов, за исключением Mo , не образует корреляции с ураном, что вероятнее всего, обусловлено адсорбцией молибдена органическим веществом в процессах экзодиагенеза в условиях влажного климата [130], [43], [92].

Необходимо отметить, что по данным предшественников (А.В. Коченов, А.Е. Халдей), изучавших рудовмещающие толщи месторождений Хиагдинское и Тетрах методом статистического анализа, фоновые отложения не обнаруживают каких-либо корреляционных связей урана с другими элементами [114]. В своей работе авторы выделяют ассоциацию коррелирующих элементов $TiO_2 - V - Zr - Nb$, обусловленную, по их мнению, сонахождением в акцессорных минералах – сфене, ильмените, лейкокрене. Кроме того, в фоновых породах они отметили взаимосвязь V и Sc, совместно присутствующие в глинистом материале. Сходство результатов, полученных автором диссертации и предшественников, несомненно, свидетельствуют о единстве процессов протекавших в районе Хиагдинского рудного поля.

Для выявления геохимической зональности на геологические разрезы были вынесены графики содержаний (по данным РСА) основных элементов в отобранных пробах (прил. 5, 9). При сопоставлении полученных результатов не было выявлено ни вертикальной, ни латеральной геохимической зональности в фоновых породах рудовмещающей толщи. Подобная особенность является следствием, во-первых, специфики самих рудовмещающих отложений (крайне низкая степень сортировки, преобладание «мусорных» пород), во-вторых, результатом воздействия на рудовмещающую толщу поствулканических гидротермальных процессов, приводивших к образованию различных минеральных ассоциаций.

Таким образом, представленный в главе 3 материал и проведенный анализ позволили сформулировать второе защищаемое положение.

ГЛАВА 4. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВЫХ РУД НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПАЛЕОДОЛИННОГО БАЗАЛЬНОГО ТИПА

4.1. Морфология и ураноносность рудных залежей

Гидрогенные месторождения урана Кореткондинское и Намару Хиагдинского рудного поля являются представителями урановой формации в отложениях палеодолин платформенного этапа развития стабилизированных областей в связи с зонами грунтово-пластового окисления. На площади рудного поля установлено широкое развитие гидрогенного уранового оруденения в рыхлых осадочных отложениях погребенных неогеновых палеодолин 2-ого порядка - палеораспадок («витимский» тип) [58] [79], [53], [29], в редких случаях были отмечены рудные концентрации в покровных и жерловых фациях неогеновых базальтов [53].

Урановое оруденение образует линейно-ориентированные, ленто- и пластообразные залежи, положение которых в плане соответствует форме русловых врезов эрозионных палеораспадок, ориентировка совпадает с их осевыми линиями. В местах сочленения распадок с боковыми притоками образуются заливообразные расширения и раздувы. Ориентация залежей нарушается в пределах подновленных тектонических зон, где отмечаются сбросо-сдвиговые смещения опущенного крыла залежи относительно ее поднятой части.

Морфология рудных залежей, как и вмещающих их палеодолин, осложняется Хиагдинским и Кореткондинским сбросами, влиянием боковых притоков и проявлением базальтового вулканизма. Указанные тектонические разломы, ориентированные по азимуту 40-70 СВ, пересекает все рудоносные палеодолины и, соответственно, основные рудные залежи с юго-запада на северо-восток. На всем протяжении по линии этих сбросов устанавливаются смещения рудовмещающей толщи, рудных залежей и покрова базальтов с вертикальной амплитудой перемещения от 14 до 154 м. Максимальные амплитуды вертикального сброса отмечаются по Кореткондинскому разлому, установленные по рудным залежам месторождения Намару (103-154 м). Как правило, вблизи сброса наблюдается увеличение ширины рудных залежей в опущенном крыле, на некоторых залежах на линии пересечения с разломом наблюдается резкое тупое выклинивание оруденения по восстанию или падению рудоносного пласта.

Глубина залегания рудных тел варьирует от 120 до 330 м (в среднем 170 м), закономерно увеличиваясь от верховьев к низовьям палеораспадок. По сравнению с

остальными объектами Хиагдинского рудного поля, на месторождениях Намару и Кореткондинское рудные тела характеризуются наибольшей глубиной залегания.

В поперечном разрезе залежи имеют субгоризонтальное залегание, постепенно выклиниваясь к бортам распадков. В продольном разрезе они повторяют уклон речной долины: в верхнем течении – 100 м/км и более, постепенно уменьшаясь вниз по течению до 10-20 м/км. В местах сочленения с боковыми притоками более мелких порядков обычно наблюдается выполаживание уклона залежей.

Рудные тела, оконтуренные по бортовому метропроценту 0,075, утвержденному для кондиций Хиагдинского месторождения, слагают залежи протяженностью от 800 до 4500 м при ширине от 20 до 300 м. Промышленная часть залежи, как правило, окаймляется ореолом непромышленных руд, распространяющимся как в продольном, так и в поперечном направлении на десятки, реже первые сотни метров.

Рудная залежь обычно состоит из одного или нескольких сближенных рудных интервалов мощностью от десятков сантиметров до 20 м, разделенных прослоями безрудных пород мощностью от 0,2 до 5,0 м. Средние содержания урана в рудных залежах колеблются от 0,027 до 0,458%, тогда как в рудных интервалах вариации содержаний более значимы – от 0,010 до 0,672%.

Внутреннее строение рудных тел осложняется присутствием линз и прослоев непро-ницаемых и плохо проницаемых рудоносных пород мощностью от 0,2 до 5 м. Их количество, размеры и положение в вертикальных продольном и поперечном разрезах залежи, а также и по ее площади, непостоянны. Рудные залежи залегают, в целом, согласно с напластованием и слоистостью осадочных пород и лишь на отдельных участках пересекают фациальные границы. Границы рудных залежей визуально не определяются, они не имеют четких контактов и устанавливаются только по данным гамма-каротажа, радиометрического промера и опробования керна.

4.2. Особенности локализации урановых руд в отложениях распадков

Эпигенетические изменения являются одним из основных факторов рудоконтроля, определяющих генетическую природу месторождений и служит важнейшим поисковым критерием, от которого зависит эффективность поисковых работ. В отличие от молодых пластово-инфильтрационных месторождений, где зона рудоконтролирующих окислительных изменений вплотную примыкает к урановорудным залежам, на месторождениях в палеодолинах (или палеораспадках) подобные изменения, как правило, подверглись вторичному восстановлению, вызванному разными причинами искажающими, а часто и полностью уничтожающими

первичную рудоконтролирующую зональность. Это вызывает неоднозначную трактовку генезиса подобных месторождений, в особенности в районах с проявлением синрудного магматизма, как, в частности, на Амалатском плато.

По результатам документации керн скважин группой специалистов ФГУП «ВИМС», в состав которой входил автор работы, в полевые сезоны 2010-2012 гг., а также на основе документации литологических колонок ГРП-130 СПГО, была построена карта закономерностей локализации уранового оруденения в геохимических и литологических зонах в палеораспадах Кореткондинский-3, 3а, 4 и Намару-2, 3 одноименных месторождений (прил.11, 12).

Рудовмещающая толща на исследуемых объектах представлена породами, характеризующимися различными геохимическими свойствами, способствовавшими локализации урановорудных залежей. В краевых частях рудоносных палеораспадов развиты делювиальные отложения окисленных хлидолитов, являющиеся продуктом перемыва глинистой коры выветривания гранитоидов. В плане они подковообразно охватывают верховья и прибортовые части палеораспадов, протягиваясь от верховьев и бортов на 0,2-4 км при ширине до первых сотен метров. Буровато-желтая, палевая окраска делювиально-овражных хлидолитов обусловлена тонкодисперсной пигментацией цемента гидроксидами железа. Эта зона характеризуется повышенными содержаниями Fe_2O_3 1,69 – 8,38%, пониженными – $C_{орг.}$ 0,05 – 0,08% (по данным классического химического анализа – фотометрического и газометрического, соответственно; аналитическая лаборатория ФГУП «ВИМС»).

В направлении к тальвегу и низовьям от верховьев и бортов палеораспадов, на фоне палево-желтых окрасок появляются пятна белесого цвета, постепенно увеличивающиеся в размерах. Эти пятна захватывают не только относительно грубозернистые (хлидолиты, разномерные песчаники), но и тонкозернистые литологические разности (тонкозернистые пески, алевриты), постепенно сливаясь и образуя зону белесых пород. Граница между палево-желтыми и белесыми породами имеет сложную конфигурацию. Зона белесых пород не формирует какой-либо зональности; литолого-фациальным картированием показано, что зона распространения этих пород фациально не мотивирована.

Наиболее далеко белесые окраски проникают в палево-желтые по более грубозернистым породам, что свидетельствует об эпигенетической природе белесой окраски и ее наложении на палево-желтую. В этих породах практически полностью отсутствует органическое вещество ($C_{орг.}$ 0,05 – 0,01%), а также отмечается дефицит Fe_2O_3 1,52-2,0%, S – в среднем 0,01%. Здесь же встречаются агрегаты ярко-желтого

цвета неправильной формы («гидроксиды осаждения»), приуроченные к грубозернистым породам, что свидетельствует об активной миграции и перераспределении железа. Подобное возможно лишь в восстановительной, бессероводородной обстановке. Кроме того, отсутствие в белесых породах углефицированных растительных остатков может быть объяснено только уничтожением в результате эпигенетических окислительных процессов. По данным микроскопического изучения этих пород, в них встречаются новообразованные сидерит в виде в виде мелких (1-2 мм) скоплений кристаллов бежевого цвета и мелкокристаллический пирит. Основным компонентом, обуславливающим белесую окраску пород, является каолинит, представленный пелитоморфной разновидностью, характерной для продуктов перемива кор выветривани.

Таким образом, в белесых породах наблюдается минеральный парагенез: новообразованный сидерит, пирит, перераспределенные гидроксиды железа, указывающий на преобладание восстановительной обстановки во время его формирования. Присутствие в породах реликтов продуктов окислительных процессов свидетельствует о том, что восстановительный эпигенез был более поздним. Представляется, что на стадии раннего диагенеза кислородные урансодержащие воды, проникавшие в осадки от поднятий, на выходе из делювиальных отложений окисляли осадки богатые дисульфидами железа, тем самым формируя зону грунтово-пластового окисления. После перекрытия палеораспадов плащом водоупорных пород и прекращения доступа кислородных вод, в осадках богатых органическим веществом возникла восстановительная среда. В результате произошло восстановление гидроксидного железа, что обусловило специфическую белесую окраску вышеописанных пород.

Зону белесых пород в том же направлении постепенно сменяют эпигенетически неизменные сероцветные породы, обогащенные сингенетическими восстановителями – углефицированным растительным детритом и дисульфидами железа. Эту зону слагают серые, темно-серые пески от тонко-мелкозернистых до разномзернистых, к устьевым частям сменяющиеся слабо проницаемыми глинистыми алевритами и глинами. В породах отмечается повышение Fe_2O_3 2 – 3%, Собщ 1,5 – 2,88, Сорг – 1 – 3,85%.

Промышленное урановое оруденение в плане локализовано в тальвегах палеораспадов, выклиниваясь от верховьев к устью, на границе вышеописанных окисленных и эпигенетически восстановленных пород. На месторождениях Намару и Кореткондинское оруденение распространено по всей толще проницаемых

рудовмещающих отложений вулканогенно-осадочной (средней) подсвиты, обогащенных сингенетическими восстановителями урана. Оно контролируется областью выклинивания белесых, вторично восстановленных пород с реликтами желтоцветно окисления. В отличие от этого, в подобных объектах южного склона (Хиагдинское, Вершинное и др.) оруденение приурочено к базальным частям разреза осадочной (нижней) подсвиты, перекрываемой глинистыми отложениями вулканогенно-осадочной подсвиты озерно-болотного происхождения, являющимися водоупором для грунтово-пластовых урансодержащих кислородных вод. Иногда урановое оруденение приурочено не только к сероцветным интервалам, но и смещается в контактирующие с ними белесые породы. Зачастую, белесые и залегающие под ними окисленные хлидолиты, характеризуются повышенным радиоактивным фоном (по данным ГК), что, вероятнее всего, обусловлено движением урансодержащих кислородных вод по этим проницаемым отложениям и сорбцией урана на гидроксидах железа, а также его концентрацией в глинистом цементе.

4.2.1. Локальные рудоконтролирующие факторы

Локальными рудоконтролирующими факторами на месторождениях являются литологический и минералогический. Литологическим фактором обусловлены концентрации наиболее богатого оруденения в более тонкозернистых, преимущественно глинистых породах, что обусловлено, во-первых, максимальными содержаниями в них сингенетических восстановителей (углефицированных растительных остатков) и, во-вторых, более длительным контактом урансодержащих вод с породой при их более медленном просачивании в хуже проницаемых, по сравнению с песками, породах.

Минералогический фактор обусловил концентрации урана, во-первых, в интервалах, обогащенных пепловым материалом и, во-вторых, в участках разреза, обогащенных органо-сметтитом. Интервалы, обогащенные пепловым материалом, представлены глинистыми, существенно монтмориллонитовыми титан содержащими породами, образовавшимися за счет разложения пепла на стадии сингенеза и раннего диагенеза. Известно, что лейкоксенизированные титанаты и монтмориллонит отличаются высокой сорбционной способностью, поэтому концентрация урана в подобных «глинизированных» породах объясняется их высокой сорбционной способностью и литологическим фактором [85].

Органо-сметтиты сформировались, по нашему мнению, во время вулканической деятельности одновременно с образованием вулканогенно-осадочной и вулканогенной пачек за счет воздействия на осадки восходящих поствулканических фумарол. Сметтит,

основой которого, по данным РКФА является монтмориллонит, псевдоморфно «замещал», иногда целиком, углефицированные растительные остатки, в результате чего образовался минеральный агрегат бурого цвета, характеризующийся резко повышенными сорбционными и восстанавливающими свойствами [86]. По данным петрографических исследований установлено, что он нередко полностью слагает цемент проницаемых пород и часто содержит мельчайшие включения пирита.

К пострудным наложенным процессам, кроме вторичного восстановления, связанного с влиянием сингенетических восстановителей, относятся преобразования пород, обусловленные воздействием на них восходящих углекислых вод. Наиболее интенсивно этот процесс проявлен вблизи Кореткондинского разлома в верхней части разреза осадков под базальтами, являвшимися «экраном» и в нижней части покровов базальтов. Этот термальный процесс, фиксирующийся наложенной пирит-монтмориллонит-карбонатной (сидерит) ассоциацией, по-видимому, ближе всего к фумарольно-сульфатарной деятельности вулканогенных центров. Формирование оруденения не связано с этим процессом и предполагается лишь очень незначительное перераспределение урана, не влияющее на качество руд и морфологию рудных тел.

4.3. Минеральный состав руд.

Основным минералом-концентратом урана на месторождениях является соединение кальций-уран-фосфорного состава с постоянными соотношениями элементов. Минералогически эти соединения представлены пленками, глобулами, тонкодисперсными кристаллами нингиоита, концентрирующихся в межзерновом пространстве глинистых песков, на поверхности обломочных зерен и между чешуйками слоистых алюмосиликатов. Впервые минерал нингиоит (ningyoite) – $\text{CaU}^{4+}(\text{PO}_4)_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ был обнаружен в 1957 г. на экзогенном урановом месторождении Нинге-Тоге (Япония) и назван по месту находки. Идеализированная формула нингиоита $\text{CaU}^{4+}(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Среди минералогов утвердилось мнение об уникальности находки в Японии, т.к. более 20 лет не было новых обнаружений нингиоита. Долгое время этот минерал считался минералогической редкостью. Кроме того, одной из причин подобного мнения, были утверждения японских минералогов об исключительности условий образования нингиоита [37], [136], [137]. В 1980-е гг. на месторождении Хиагдинское (Витимский урановорудный район) были обнаружены проявления нингиоита, причем по данным минералогов ИГЕМ РАН [99], минерал являлся преобладающим рудным компонентом [37]. Сотрудниками ВИМС, напротив, этот минерал был установлен как подчиненный в составе коффинит-настурановых руд [116].

Стоит особо отметить, что изучение нингиоита сопровождается большими трудностями, поскольку его особенностью является крайне дисперсный характер выделений, а также рыхлость и сыпучесть вмещающих пород. В связи с этим единственными методами изучения нингиоитовых руд являются электронная микроскопия и электронно-зондовые исследования. В настоящее время неоценимый вклад в исследование нингиоита тонкими минералого-аналитическими методами внесли сотрудники ФГУП «ВИМС» - Г.А. Тарханова, В.Т. Дубинчук, Н.И. Чистякова и др., на основе разработок которых автором диссертации проводилось изучение минерального состава руд.

В рудах изучаемых месторождений нингиоит, как правило, приурочен к глинистому цементу осадочно-вулканогенных отложений или к вторичным алюмосиликатам как в осадочных, так и в измененных вулканических породах. Этот минерал крайне редко формирует хорошие кристаллические формы, в таком случае он представлен относительно крупными удлинёнными кристаллами размерами 0,1-0,8 мкм (Рис. 66).

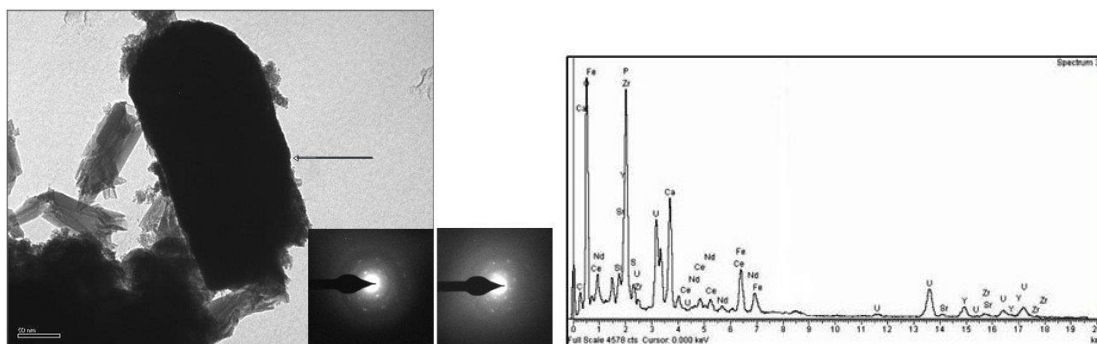


Рис. 66. Нингиоит удлиненной формы в слоистых алюмосиликатах. Микродифракционные картины (МДК) – получены с разных участков этого выделения). Месторождение Кореткондинское. Образец 5605/М5.

Помимо нингиоита, значительная роль принадлежит аморфным урансодержащим гелеподобным стяжениям. Эти образования впервые были описаны Ю.М. Дымковым на месторождении Хохловское, Южное Зауралье [42]. На сегодняшний день гелеподобные стяжения изучены довольно слабо, поскольку они аморфны и при изучении методом электронной микроскопии микродифракционных картин не дают. Стоит особо отметить, что в диссертации при описании гелеподобных стяжений, помимо урана содержащих множество других элементов, автором используется термин «поликомпонентные», впервые предложенный д.г.-м.н. В.Т. Дубинчуком (ФГУП «ВИМС») при изучении минерального состава руд месторождений

Кореткондинское, Намару и других объектов Хиагдинского рудного поля. Количественное определение элементного состава поликомпонентных гелеподобных стяжений осуществлялось при помощи микронзондовых исследований. Состав рудной минерализации исследовался в суспензионных препаратах на просвечивающем электронном микроскопе Теснаі-К, оснащенный энергодисперсионным спектрометром, и электронно-зондовыми (микронзондовыми) анализаторами JXA-8100 и JСХА-733 (Jeol, Япония).

Проведенные минералого-аналитические исследования позволили выявить и обобщить характерные особенности урановой минерализации для трех основных разновидностей рудоносных пород:

1. Песчаник полевошпат-кварцевый глинистый, разномзернистый с углефицированными растительными остатками.
2. Интенсивно измененный базальт или туф базальта из подошвы перекрывающих лавовых базальтовых потоков.
3. Смешанная вулканогенно-осадочная порода с отдельными обломками осадочных пород среди базальтов.

При изучении этих образцов особое внимание уделялось всем выявляемым образованиям, содержащим повышенные концентрации урана; определялся их состав, а также состав сульфидов и глинистых минералов. Кроме того, исследования с помощью микронзонда позволили установить взаимоотношения различных минеральных образований.

1. Содержание урана в пробе, из которой отобран образец серого глинистого песчаника с углефицированными растительными остатками, составляет 0,19%. Основные скопления вещества с повышенными содержаниями урана располагаются в глинистом цементе, формируя сгустковые выделения (Рис. 67). Точечный анализ химического состава показывает, что это кальциевый фосфат урана. Соотношения основных элементов близки к соотношениям $U:Ca:P=1:2:3$, то есть в минерале количество кальция превышает содержание урана. Во всех случаях урановая минерализация сопровождается повышенными содержаниями S, Fe, Zn и Pb, что связано с мельчайшими выделениями дисульфидов железа. Помимо этого, отчетливо диагностируется сфалерит.

Во многих случаях фиксируются теснейшие взаимные соотношения глины и уранового минерала с образованием зональных колломорфноподобных выделений (Рис. 68) или извилистых червеобразных обособлений внутри обособленных округлых глинистых

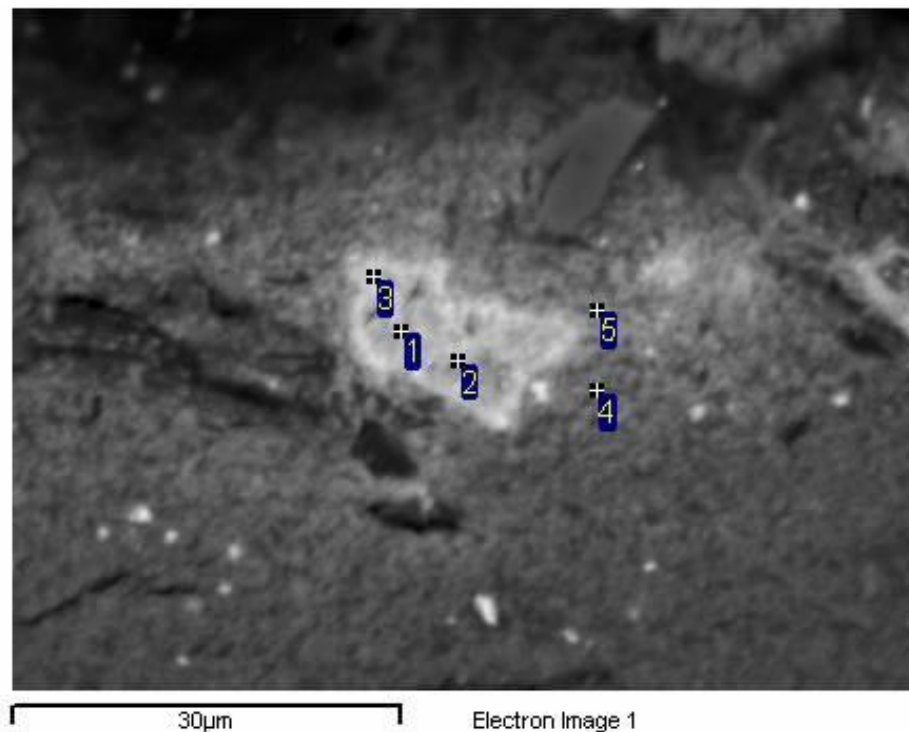


Рис. 67. Сгустковые выделения кальциевого фосфата урана в глине. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/1.

	Na	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	V	Cr	Fe	Ni	Zn	Pb	U	O	Total
1	0.33	0.33	4.85	6.39	6.48	1.04	6.49	0.20	0.00	0.13	1.39	0.03	0.75	1.56	20.09	28.26	78.33
2	0.39	0.41	6.51	8.02	6.87	1.23	6.44	0.09	0.00	0.00	1.12	0.00	0.67	0.19	21.00	32.16	85.11
3	0.37	0.46	7.46	9.36	6.19	1.19	6.11	0.21	0.00	0.05	1.19	0.11	0.49	0.00	18.17	33.21	84.58
4	0.41	0.41	11.03	14.12	2.79	0.49	2.73	0.22	0.00	0.16	1.12	0.00	0.56	0.13	7.68	33.62	75.48
5	0.74	0.43	8.25	10.31	5.42	3.20	5.18	0.47	0.00	0.00	0.97	0.04	5.78	0.23	15.73	37.78	94.54

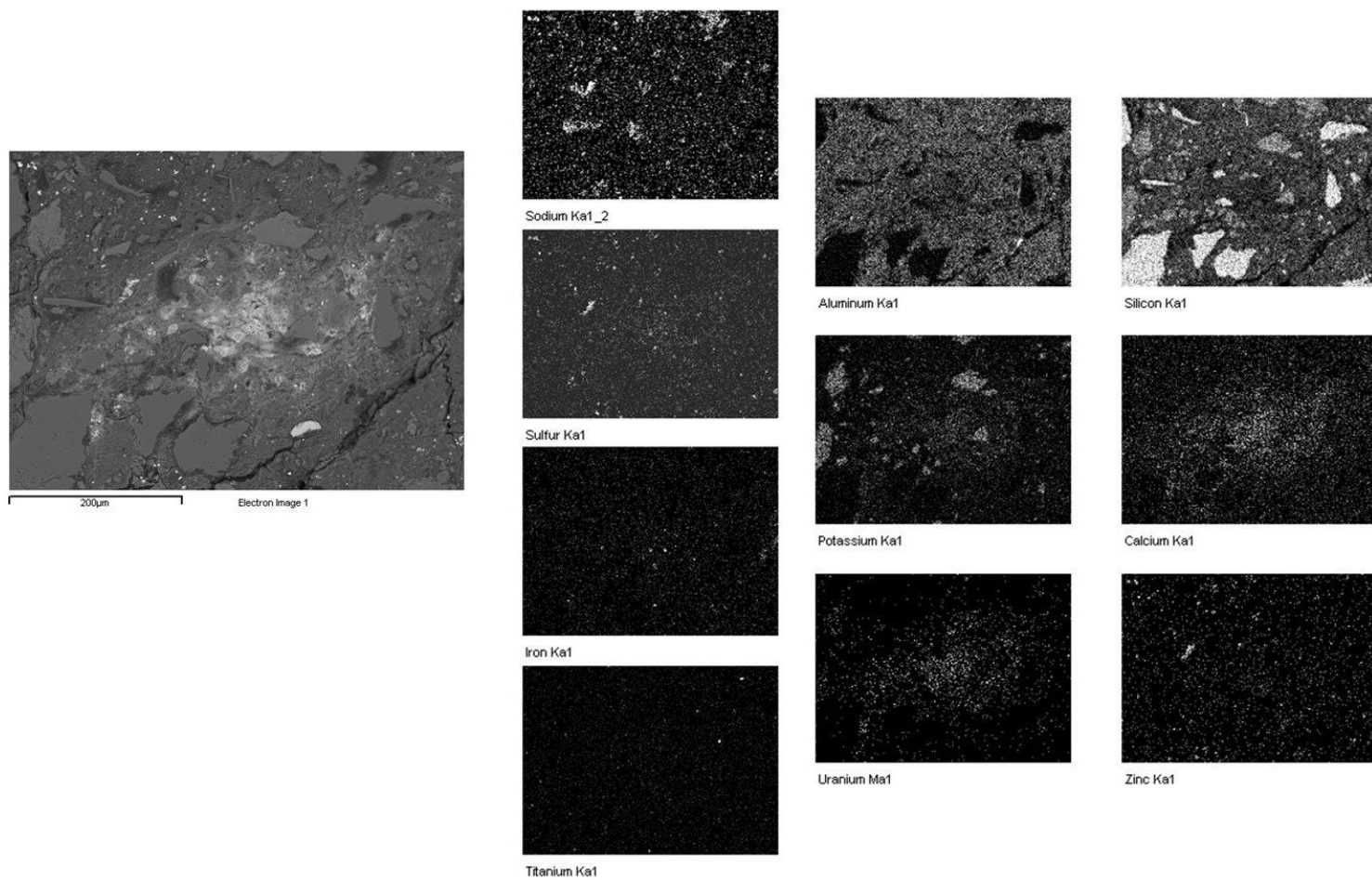


Рис. 68. Характер распределения элементов. Характеристическое рентгеновское излучение. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/1.

«окатышей» (Рис. 69). Рентгенофазовое определение глинистой составляющей, как правило, тяжело расшифровывается и представлено смесью каолинита, галлуазита и монтмориллонита. Трудно, также, определить минеральную принадлежность глины по соотношениям алюминия и кремния и с весьма незначительным количеством катионов. Никакой кристалличности минерала урана не наблюдается. Именно такие выделения электронно-микроскопическим анализом диагностируются как аморфные гели, а по составу они отвечают кальциевому фосфату урана - нингиоиту (Рис. 70). Интересно, что в данном случае в составе анализируемых веществ определяется примесь Sr, содержание которого коррелируется с содержаниями минералообразующих элементов нингиоита (Рис. 69).

Неоднократно в образце устанавливалось присутствие кальциевого фосфата урана в обломках гранита, где урановый минерал проникает внутрь крупного кварцевого обломка с включениями полевых шпатов и образует тонкие каемки вокруг кристаллов альбита и калиевого полевого шпата с проникновением в них по спайности. Состав минерала отвечает нингиоиту (Рис. 71). Во всех случаях на эпигенетических месторождениях урана выявляли минералы урана преимущественно на поверхности обломков, в том числе и кварцевых. В данном случае в составе кальциевого фосфата урана, как и в глинистом цементе, отмечается примесь серы, железа и цинка. В единичных случаях в обломках вместе с урановым минералом были установлены сфалерит и реже пирит.

Среди минералов тяжелого шлиха в анализируемых песчаниках обнаруживаются циркон, ильменит и оксид титана. Точечные определения их химического состава показывали, что наряду с полным отсутствием в их составе урана определяются отдельные зерна с повышенным содержанием. Так, в приведенном на рис. 72 явно обломочном зерне циркона фиксируется значительное содержание урана, при этом каких либо изменений минерала не наблюдается.

Анализируемые ильмениты, характеризующиеся примесями марганца и ванадия, в основном, не содержат урана. Оксиды же титана (рутил или анатаз с примесями ниобия, железа и ванадия) часто оказываются урансодержащими. Замечено, что оксиды титана, запечатанные внутри обломков кварца и полевых шпатов, чистые, а зерна в цементе песчаников несут следы изменений и характеризуются появлением урана, фосфора, кальция и серы. Иногда даже устанавливаются выделения кальциевого фосфата урана на измененной поверхности оксида титана. Минерал урана по соотношению элементов относится к нингиоиту с преобладанием кальция над ураном в два раза (Рис. 73).

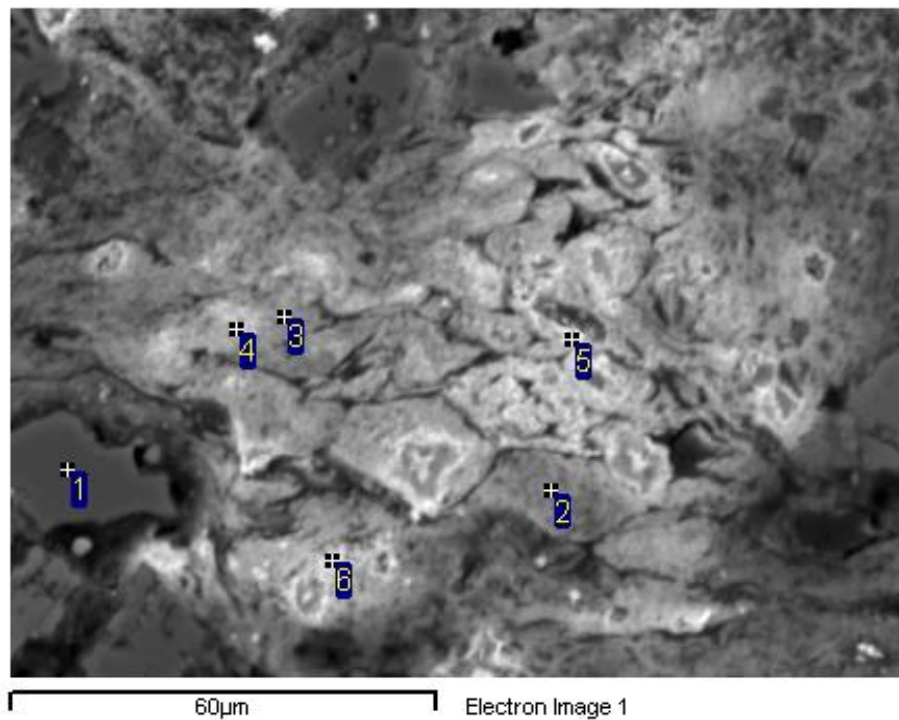


Рис. 69. Коллоидные выделения глины и кальциевого фосфата урана.
 Месторождение Кореткондинское.
 Образец 5656/1.

	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Fe	Ni	Zn	Sr	U	O	Total
1	0.00	0.20	46.74	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	53.78	101.05
2	0.42	9.14	13.60	4.18	0.44	1.37	3.45	0.60	1.22	0.17	0.21	1.36	12.69	34.59	83.44
3	0.39	9.16	12.13	4.44	0.65	0.42	4.11	0.20	1.15	0.05	0.23	0.62	13.77	33.32	80.66
4	0.41	7.96	10.77	6.36	0.70	0.50	5.58	0.15	1.16	0.09	0.40	0.33	18.32	34.47	87.22
5	0.27	3.94	5.34	8.24	1.91	0.38	7.18	0.26	1.70	0.00	0.40	1.17	23.34	30.57	84.73
6	0.15	3.53	5.98	9.00	1.15	0.31	7.64	0.09	1.38	0.19	0.43	2.46	24.08	31.01	87.41

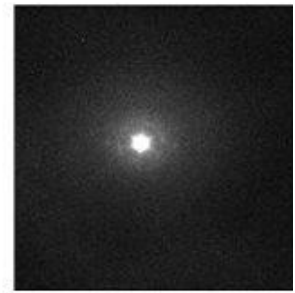
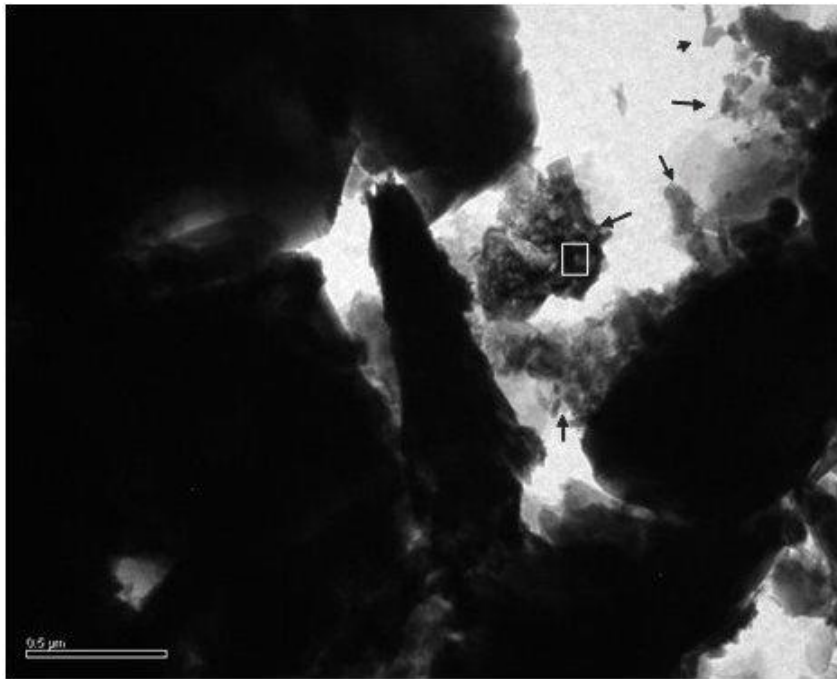
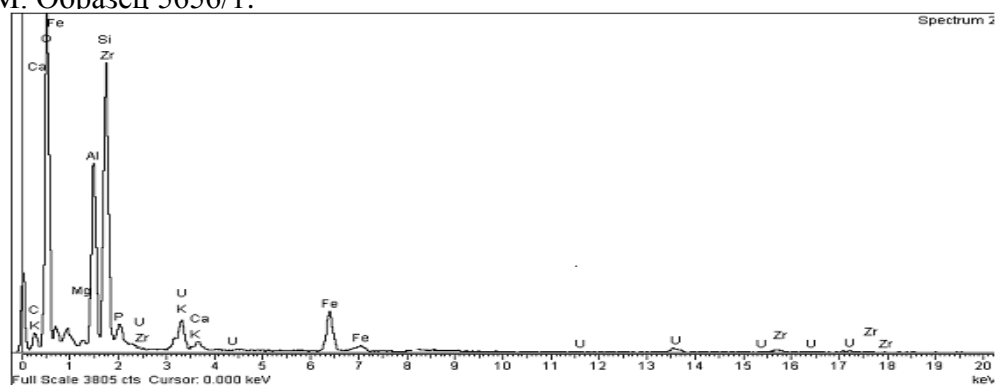


Рис. 70. Обособления урансодержащего вещества – поликомпонентное гелеподобное стяжение (показано стрелками). Слева веретеновидное образование каолинит или диккит. С крупного сгустка урансодержащего вещества была получена слабая микродифракционная картина (МДК) сильной линии нингиоита (справа). Остальные частицы урансодержащего вещества аморфны. Обычно, они располагаются на или в смеси с аморфными частицами слоистого алюмосиликата, который превалирует, что фиксирует спектр (см. ниже). Содержание урана и других компонентов от частицы к частице варьирует в широких пределах. Изображение ПЭМ. Образец 5656/1.



Element	Weight%	Atomic%
O	37.82 +/- 0.49	54.31
Si	25.44 +/- 0.37	20.81
Al	15.75 +/- 0.29	13.41
Fe	8.41 +/- 0.25	3.46
C	1.78 +/- 0.19	3.40
K	2.93 +/- 0.17	1.72
P	1.69 +/- 0.20	1.25
Mg	0.55 +/- 0.10	0.52
Ca	0.75 +/- 0.11	0.43
Zr	1.48 +/- 0.51	0.37
U	3.41 +/- 0.50	0.33
Totals	100.00	100.00

Рентгеновский характеристический спектр к рис. 70 с выбранного участка – квадрат и соотношения элементов в нем.

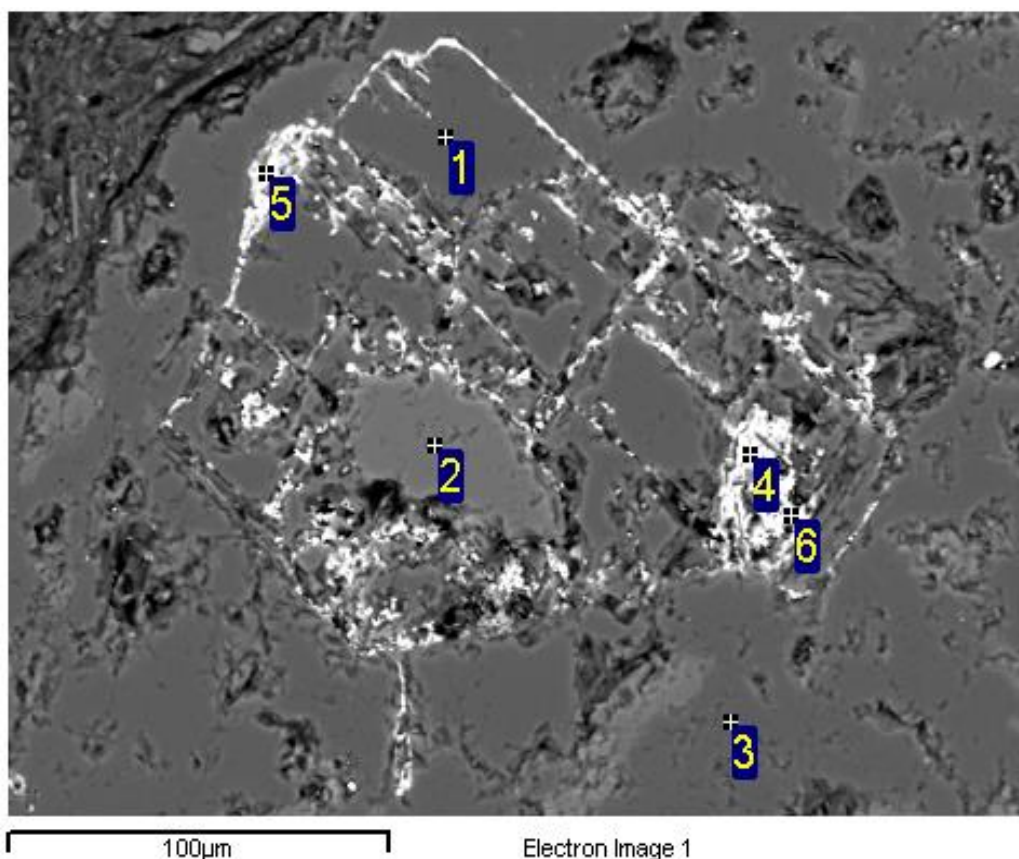


Рис. 71. Нингиоит (белое) внутри обломка КПШ. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/1.

	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Cr	Fe	Zn	U	O	Total
4	2.26	2.67	11.21	0.89	8.96	0.11	1.31	0.32	0.51	30.70	29.50	88.44
5	0.56	2.04	9.27	0.69	7.73	0.00	0.75	0.75	0.33	28.26	23.46	73.84
6	1.94	2.49	8.70	0.76	7.43	0.14	5.28	0.29	0.30	25.18	26.00	78.50

Spectrum	Na	Al	Si	O	Total
1	9.99	10.91	32.19	49.85	102.93

Spectrum	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Cr	Fe	O	Total
2	0.33	0.09	9.46	28.89	12.87	0.11	0.57	0.04	44.45	96.79
3	0.03	0.00	0.73	45.7	0.16	0.00	0.06	0.17	52.96	99.89

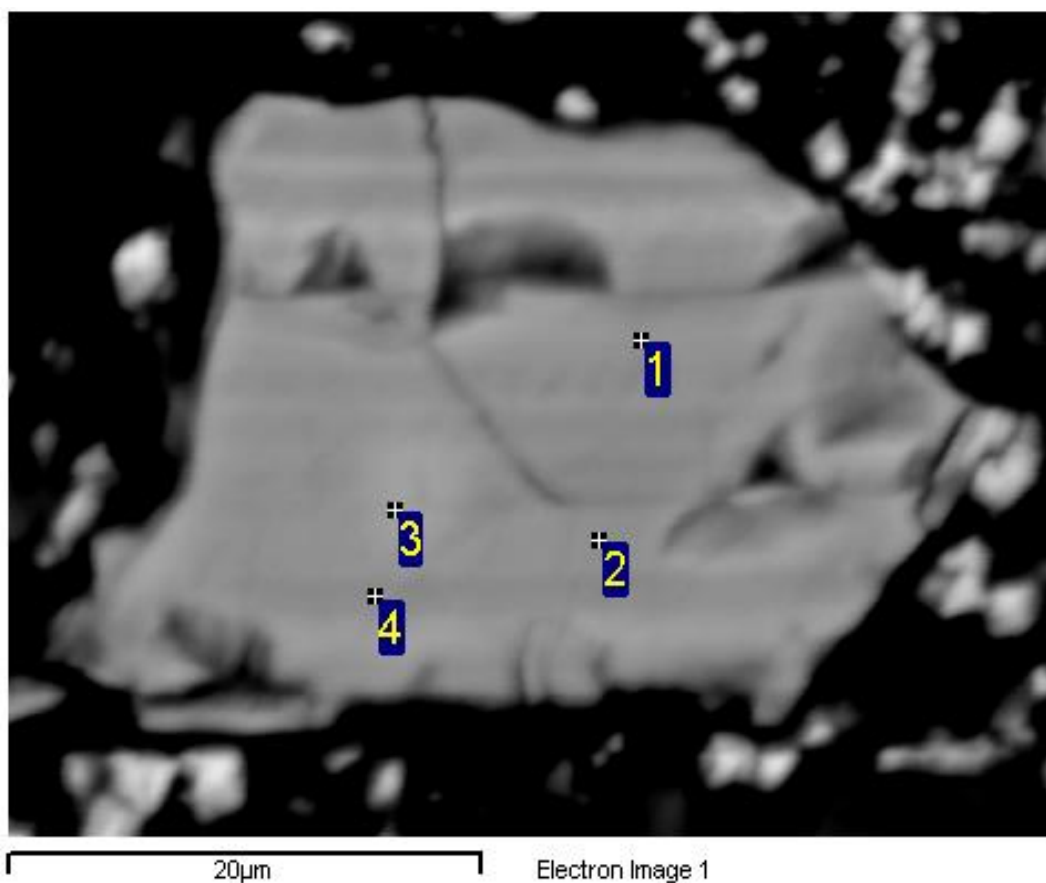


Рис. 72. Зерно урансодержащего циркона. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/1.

Spectrum	Al	Si	Ca	Fe	Zn	Zr	Hf	U	O	Total
1	0.39	10.21	1.66	0.32	1.12	41.80	1.14	3.85	28.45	88.96
2	0.40	8.16	2.61	0.40	1.10	36.89	1.40	10.04	25.68	86.68
3	0.49	8.24	2.61	0.46	1.37	36.76	1.08	9.92	25.81	86.73
4	0.53	8.08	2.58	0.38	1.07	35.75	0.91	10.23	25.21	84.75

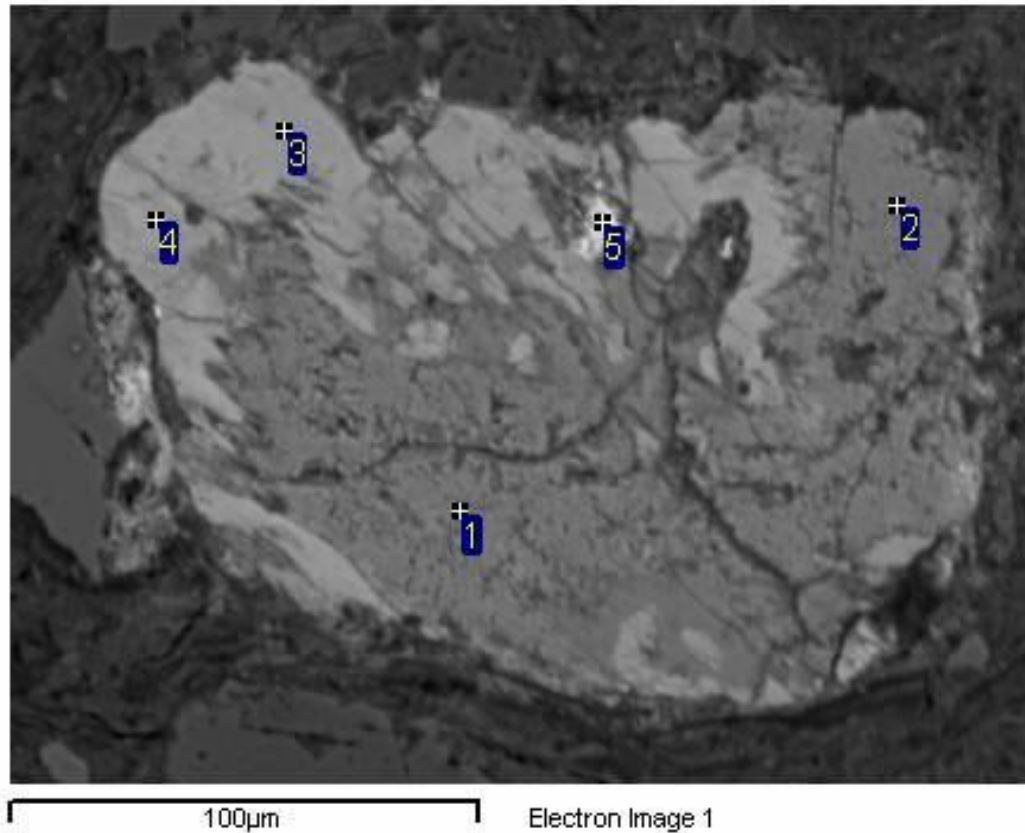


Рис. 73. Зерно оксида титана с внешней ураноносной зоной. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/1.

	Al	Si	P	S	Ca	Ti	V	Cr	Fe	Nb	U	O	Total
1	1.21	1.71	0.00	0.05	0.10	51.32	0.61	0.03	1.44	0.59	0.00	38.59	95.65
2	0.44	0.65	0.00	0.02	0.10	51.97	0.63	0.12	2.28	0.96	0.17	37.69	95.04
3	0.47	0.65	3.21	0.41	2.89	36.39	0.40	0.00	2.18	0.28	10.39	34.02	91.28
4	0.27	0.49	3.97	0.54	3.81	32.91	0.31	0.00	1.86	0.13	13.00	32.99	90.27
5	1.80	2.07	8.31	1.45	9.66	0.65	0.00	0.58	0.32	0.00	27.26	25.22	77.32

Однако, и в этом случае микродифракционно определяются гели титан-, уран-, фосфор- и кальцийсодержащие. Подобное явление, вероятнее всего, обусловлено не процессом лейкоксенизации титанового минерала и сорбцией только урана на лейкоксене, а результатом взаимодействия оксида титана с коллоидным урансодержащим раствором, т.к. помимо урана содержащиеся в растворе фосфор и кальций сорбировались измененной поверхностью оксида титана в достаточном количестве, чтобы образовывать устойчивые уран-кальций-фосфорные соединения. Весьма не одинаковый состав элементов-примесей в образце имеют растительные остатки. Свежие, без видимых изменений остатки практически не содержат урана. Им присуще лишь различное, но, в общем, не высокое содержание серы при отсутствии железа. Это явление отмечалось нами во всех изученных ранее палеодолинах.

При замещении растительных остатков глинистыми минералами, и в частности, монтмориллонитом, в них устанавливается повышение урана, серы, железа, кальция, кремния и алюминия и, в меньшей степени, фосфора, цинка и магния.

При интенсивном замещении от растительного остатка остается лишь внешняя зонка, в которой определяются низкие содержание серы, кальция, железа, цинка и урана (Рис. 74, спектры 2, 3). Глинистая масса, проникающая в обломок, содержит несколько больше количества фосфора, кальция, титана, железа и урана (Рис. 74, спектр 4). Внутренняя часть растительного остатка, судя по данным анализов, содержит даже урановый минерал с кальцием и фосфором, сфалерит, пирит и глину (Рис. 74, спектры 5, 6, 7).

Таким образом, микрозондовое и электронно-микроскопическое исследование рудного глинистого песчаника позволило определить наложенную рудную минеральную ассоциацию, куда входят кальциевый фосфат урана, глинистое вещество и сульфиды железа и цинка. Однако, следует оговориться, что очень часто это еще не минеральная ассоциация, а нераскристаллизованный гель, по своему составу соответствующий химической смеси минералов и который подвержен последовательной кристаллизации с образованием уже минеральных фаз.

2. Содержание урана в пробе, из которой отобран образец интенсивно измененного базальта из подошвы перекрывающих лавовых базальтовых потоков, составляет 1,21%. По данным рентгеноспектрального анализа установлено высокое содержание в пробе титана, железа, серы, фосфора, а также существенные содержания кобальта, никеля, цинка, циркония. Порода полностью сложена изотропной глинистой алюмосиликатной массой, в которой в обилии присутствуют минералы титана и очень тонкие сульфиды. Иногда по структурному рисунку угадывается структура базальта.

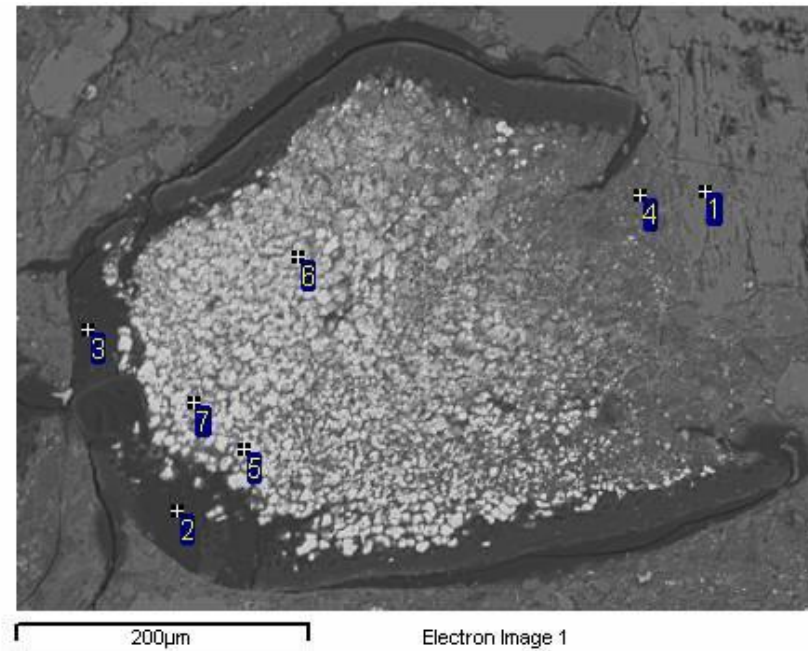


Рис. 74. Замещение растительного остатка смесью глины, сфалерита и уранового минерала.
Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/1.

Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Cr	Fe	Zn	U	O	Total
10.34	0.00	10.03	30.06	0.00	0.07	13.89	0.11	0.00	0.07	0.03	0.12	0.00	46.34	101.06
20.00	0.08	0.07	0.09	0.06	0.39	0.01	0.32	0.06	0.55	0.10	0.49	0.10	1.49	3.81
30.00	0.03	0.07	0.11	0.04	0.63	0.01	0.27	0.07	0.07	0.14	0.33	0.30	1.58	3.65
40.12	0.40	13.43	20.66	0.54	0.21	2.70	0.55	0.36	0.04	1.27	0.28	1.36	38.63	80.55

O	Al	Si	P	S	Ca	Fe	Zn	Cd	W	U	Total
52.09	0.17	0.04	0.06	33.46	0.04	0.18	65.63	0.00	0.00	0.54	102.20
617.79	2.47	2.66	4.78	4.75	4.91	5.19	3.97	0.00	0.24	18.28	65.04
712.25	2.76	3.02	1.06	13.04	1.23	0.45	32.32	0.00	0.00	4.90	71.03

При изучении площадного характера распределения отдельных элементов микронзондовым анализом отчетливо просматривается беспорядочное распределение титана, железа и серы в алюмосиликатной массе (Рис. 75). Характер распределения урана по площади менее четкий с отдельными сгустками, совпадающими с максимумами проявлений фосфора и кальция, несколько более четкое распределение фосфора, которое в общем случае, повторяет контуры распределения титана.

При минералого-петрографическом изучении глинизированных базальтов было установлено, что при их изменении и превращении их в алюмосиликатную массу с выносом Na, K, Mg и Ca происходит разложение и перераспределение титана. Ильменит, обильно присутствующий в базальтах, преобразуется в оксид титана, который переотлагается и создает участки обогащенные титаном. Именно такие породы мы и анализируем.

Изучение химического состава оксида титана, представленного зональными, явно колломорфными выделениями показывает постоянное присутствие примесей фосфора, серы, железа, циркония и урана; в меньших количествах определяются повышенные содержания ванадия, хрома, никеля и цинка. Вмещающая глинистая масса характеризуется низкими содержаниями элементов примесей, среди которых можно отметить лишь серу, титан, железо и никель. Уран в отличие от осадочных пород в глинистой массе присутствует в незначительных количествах.

При больших увеличениях видно, что в зональных колломорфных выделениях оксида титана отдельные микронзонки обогащены кремнием и алюминием (Рис. 76). В них, соответственно, меньше титана, и падают содержания фосфора, урана, серы, никеля и циркония (спектры 8, 9). С другой стороны, такое зональное строение с различным составом свидетельствует о том, что при формировании титановых гелей в коллоидном растворе присутствовали алюминий и кремний, а также уран, фосфор, кальций, сера, ванадий, хром, железо, кобальт, никель, цинк и цирконий. Кроме того, отмечаются никельсодержащие выделения пирита, являющиеся более поздними по отношению к колломорфным титановым выделениям (спектр 10).

Помимо подобных зональных выделений оксида титана в породе присутствуют образования, где отдельные микронзоны или участки характеризуются высокими содержаниями урана – выше содержания титана. Одновременно в анализах резко возрастает количество фосфора и кальция. Пересчет таких анализов свидетельствует о нингиоитовом составе исследуемого вещества с преобладанием кальция над ураном. Именно подобные выделения идентифицируются электронно-микроскопическими исследованиями как поликомпонентные гели. Основу таких гелей составляют уран и титан, а сопутствующие

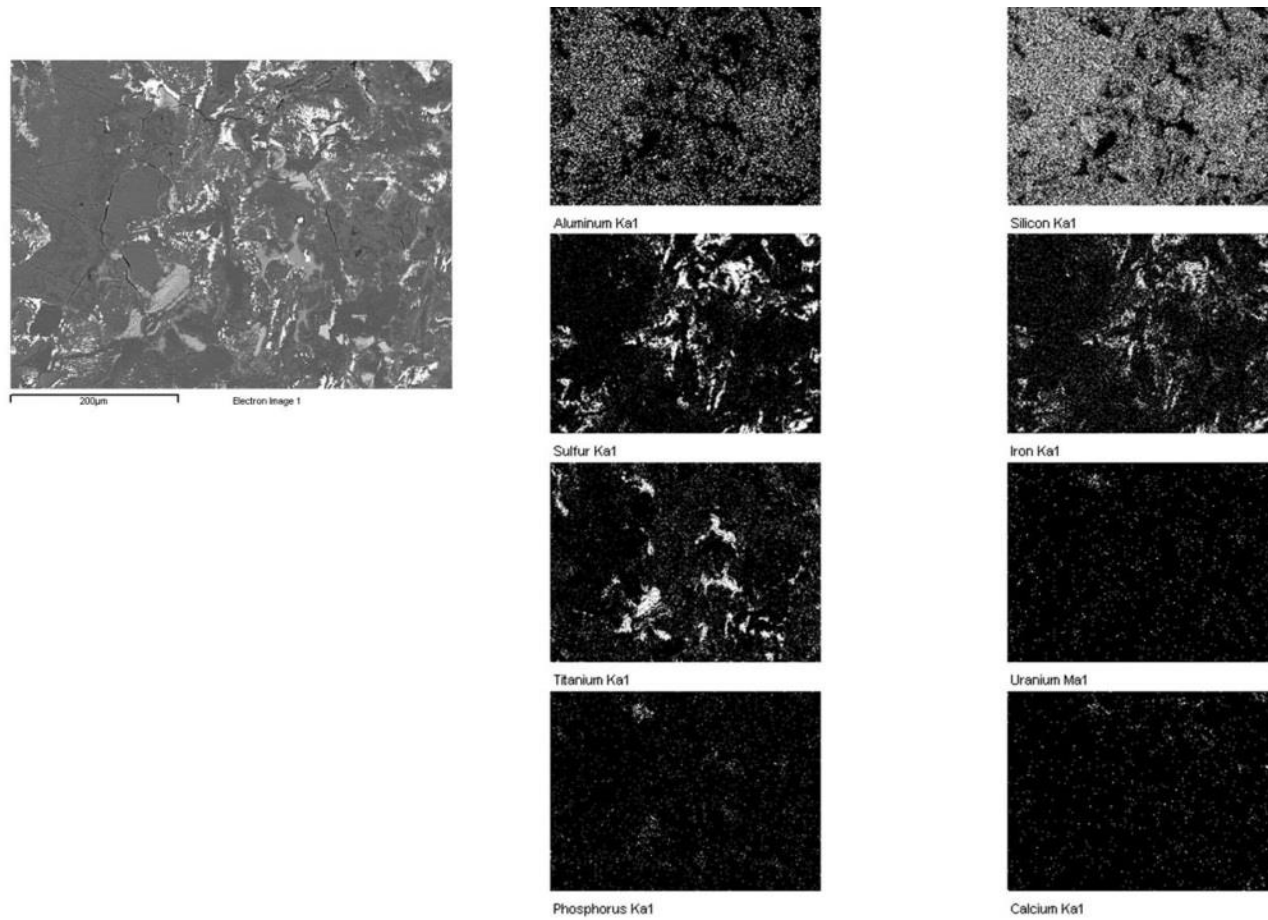


Рис. 75. Характер распределения элементов. Характеристическое рентгеновское излучение. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/3.

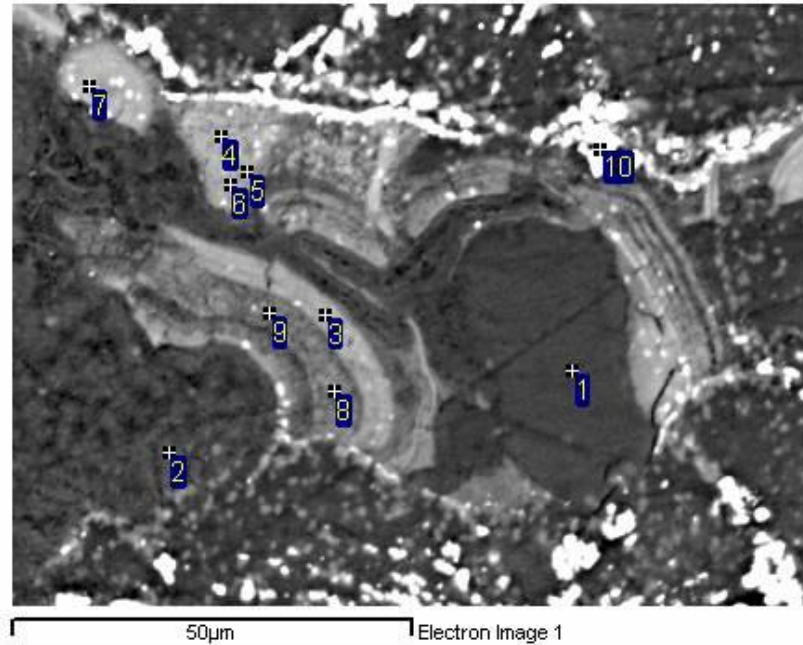


Рис. 76. Зональные выделения оксида титана. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/3.

	Na	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	V	Cr	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Zr	U	O	Total
1	0.06	0.21	15.36	17.38	0.00	0.94	0.07	0.17	0.02	0.00	0.69	0.06	0.19	0.00	0.05	0.18	0.00	35.61	70.99
2	0.06	0.23	15.98	17.93	0.00	1.16	0.00	1.96	0.09	0.02	0.62	0.26	0.52	0.00	0.20	0.44	0.00	38.59	78.07
3	0.12	0.06	4.06	3.26	0.68	1.89	0.00	27.67	0.68	0.32	1.93	0.22	0.36	0.00	0.05	1.76	0.46	31.74	75.25
4	0.40	0.33	1.93	0.66	0.98	2.73	0.00	30.71	0.59	0.48	2.32	0.24	0.47	0.00	0.04	1.95	0.65	31.15	75.63
5	0.66	0.26	3.61	2.80	0.83	3.07	0.07	25.65	0.52	0.30	3.63	0.15	0.49	0.10	0.23	1.87	0.52	32.57	77.33
6	0.69	0.29	3.37	2.03	0.90	3.11	0.03	27.49	0.63	0.42	3.35	0.15	0.39	0.00	0.07	1.86	0.71	32.76	78.24
7	0.68	0.37	2.53	1.12	0.92	3.83	0.07	28.33	0.50	0.39	5.16	0.16	0.40	0.00	0.22	1.79	0.80	33.46	80.73
8	0.56	0.33	8.73	8.62	0.55	1.60	0.00	17.68	0.37	0.20	1.34	0.21	0.29	0.00	0.44	1.18	0.52	34.48	77.10
9	0.18	0.26	9.05	8.75	0.38	1.74	0.00	16.63	0.31	0.11	1.32	0.08	0.33	0.00	0.36	0.89	0.57	33.80	74.76
10	1.19	0.17	1.28	1.25	0.00	47.63	0.22	0.88	0.09	0.60	40.63	0.35	0.72	0.18	0.00	1.27	0.00	93.63	190.10

элементы – P, Ca, S, Fe, Ni, Zr (Рис. 77). Достаточно часто обнаруживаются случаи, когда на оксиды титана со слабовыраженным зональным строением и постоянным содержанием урана в несколько процентов как бы нарастают агрегаты округлых или удлиненных выделений кальциевого фосфата урана. В этом случае на основе микродифракционных картин диагностируются анатаз и слабо раскристаллизованный нингиоит (Рис. 78). При этом оксид титана содержит примеси P, S, V, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, Zr, а в нингиоите содержания S, Ca, P, Ni, Zn резко возрастают, а содержания Ti, V, Fe, Zr падают.

Многочисленные точечные химические анализы этих поликомпонентных гелей выявляют значительное преобладание алюминия над кремнием при постоянном их присутствии.

В породе помимо описанных гелей присутствует обильная вкрапленность дисульфидов железа, в их составе определяются повышенные количества никеля и кобальта, содержания которых достигают нескольких процентов (Рис. 79, спектры 4-6). Морфология выделений пирита очень разнообразная - от хорошо сформированных кристаллов до агрегатов мелких округлых сфероидов (спектры 4, 5, 6). Взаимоотношения с титан-урановыми гелями не всегда однозначны, но преимущественно дисульфиды железа формируются позже.

Достаточно часто присутствуют в породе необычные выделения в виде колломорфных стяжений - «шариков», основу химического состава которых, также, составляет железо и сера, а содержания примесей Co, Ni и Zn выше, чем в расположенных рядом пиритах. Переменные количества серы и железа не рассчитываются на сульфид железа. Кроме того в анализе высокое содержание магния, кремния и алюминия при явном преобладании алюминия, что не дает возможности достоверно определить данное образование. Судя по химическому составу вмещающей глины, мы имеем дело с галлуазитом (Рис. 79).

Разные по размерам «шарики» часто обнаруживаются в участках сплошь сложенных глиной. Можно предполагать, что эти следы каких-то газовых эманаций; возможно, также, что это не сульфиды, а сульфаты железа и алюминия.

Среди обильных выделений сульфидов железа часто определяются самостоятельные образования сфалерита, с незначительными содержаниями железа и никеля.

Таким образом, сравнение наложенной минерализации в осадочной породе и измененном базальте определяет как черты сходства, так и различия. Однотипным является состав урановой минерализации, представленный кальциевым фосфатом урана, но в

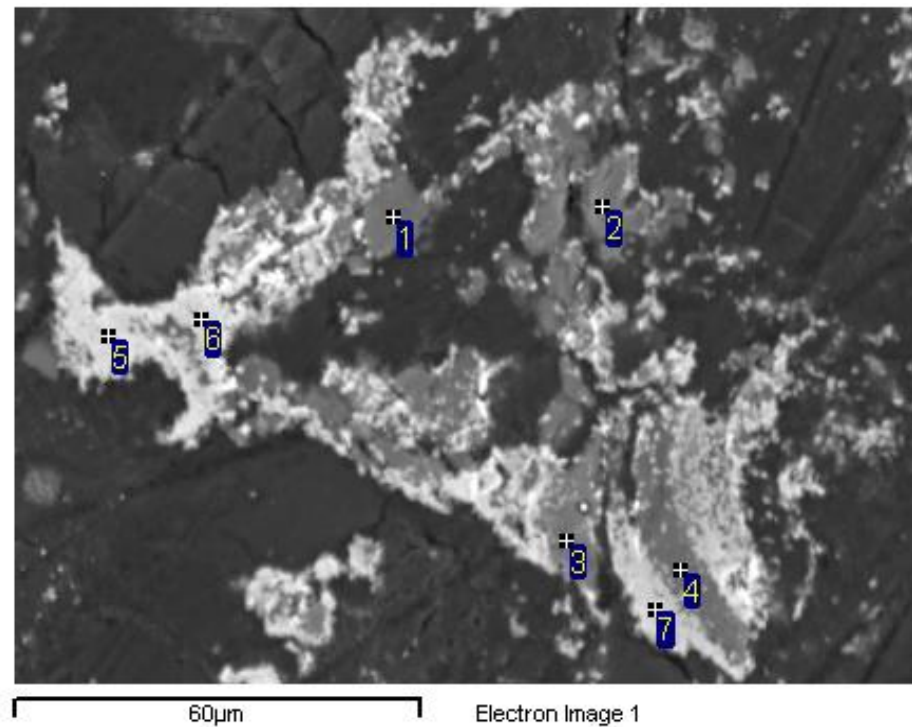


Рис. 77. Поликомпонентные титан-урановые гели. Месторождение Кореткондинское.
Образец 5656/3.

	Al	Si	P	S	Ca	Ti	V	Cr	Fe	Ni	Zr	U	O	Total
1	1.66	0.41	1.45	1.75	0.05	38.09	0.83	0.55	3.03	0.37	2.23	2.11	35.02	87.55
2	2.22	0.85	1.58	3.01	0.22	38.24	0.59	0.58	3.60	0.17	2.82	2.11	38.54	94.54
3	1.28	0.33	1.69	2.45	0.24	37.86	0.75	0.56	3.14	0.19	2.35	2.91	35.98	89.72
4	1.35	0.29	1.66	2.00	0.31	37.11	0.51	0.63	3.10	0.16	2.45	3.15	34.77	87.48
5	1.14	0.30	7.56	3.53	5.70	12.76	0.00	0.09	3.06	0.34	2.45	22.83	32.58	92.34
6	1.26	0.17	7.77	3.09	5.51	14.90	0.21	0.00	2.82	0.53	1.78	22.21	33.18	93.42
7	1.61	0.56	7.20	3.76	5.22	14.88	0.16	0.00	3.18	0.47	2.27	20.92	34.20	94.44

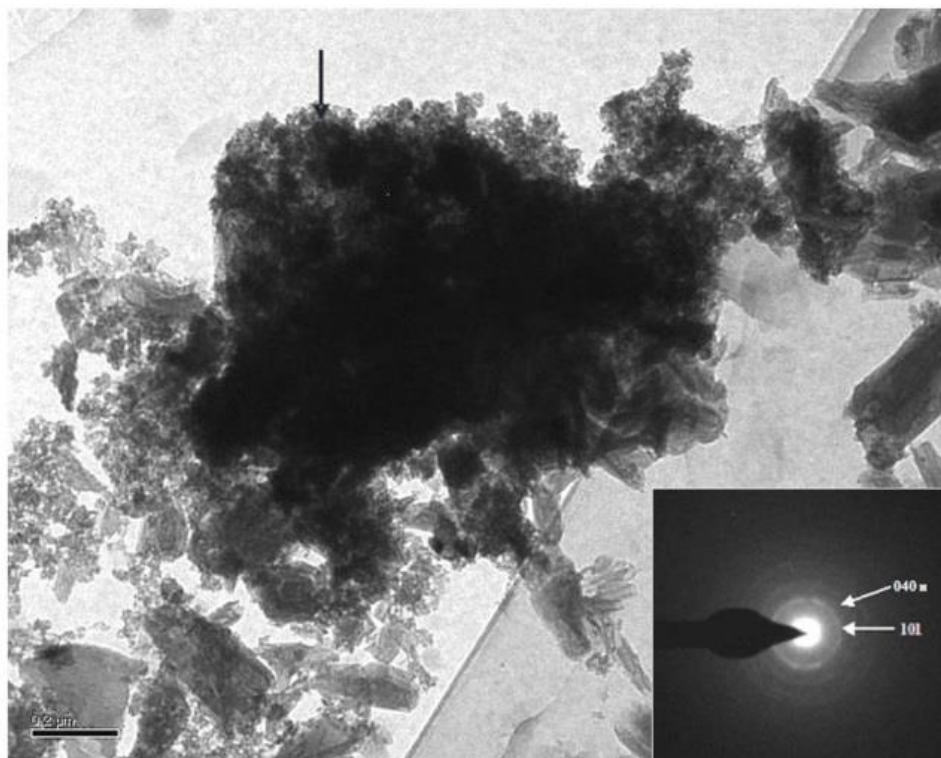
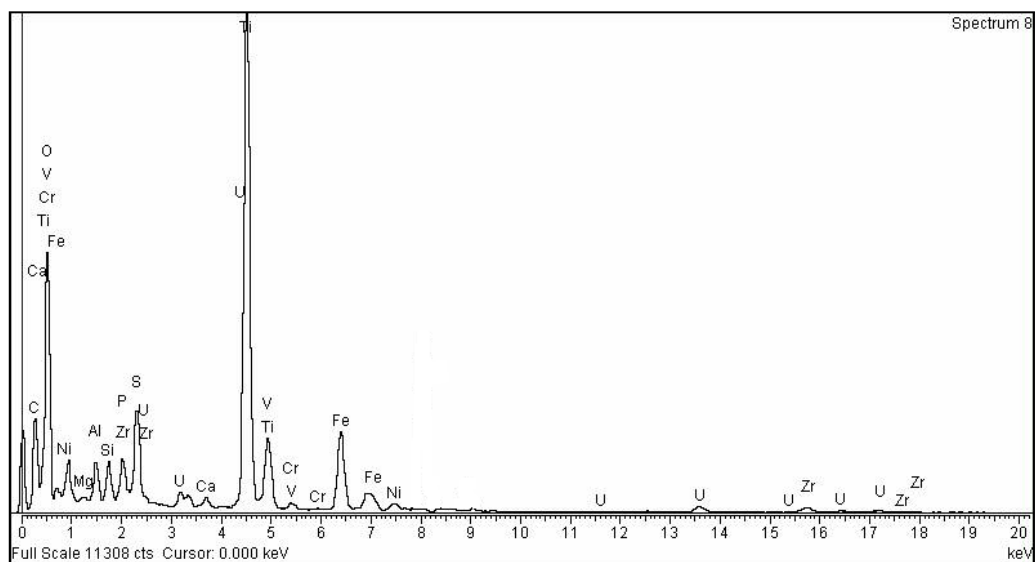


Рис. 78. Агрегат тонкодисперсных выделений анатаза и нингиюита (показано стрелкой). На МДК отчетливо проявлено кольцевое отражение анатаза (100) и слабо выраженные рефлексы (040) нингиюита. Изображение ПЭМ. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/3.



Спектр к рис. 78.

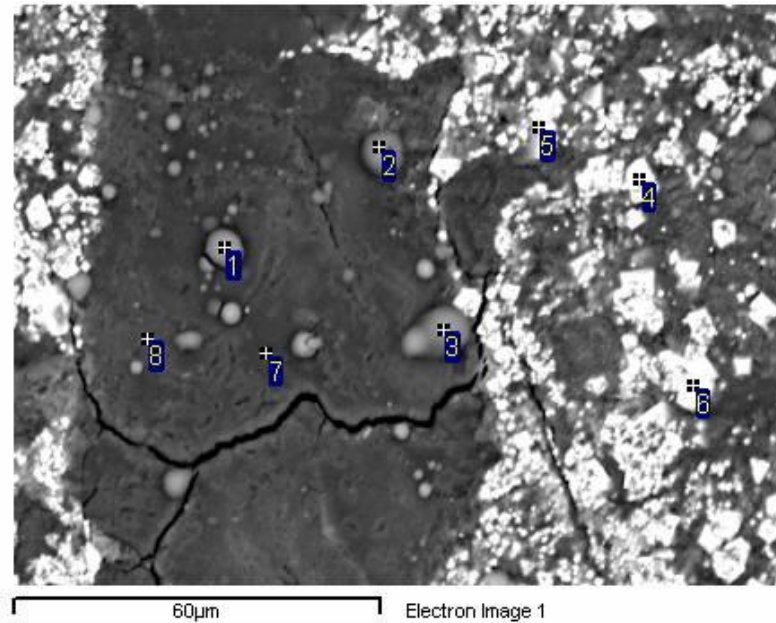


Рис. 79. Прожилковидное выделение галлуазита с включениями колломорфных стяжений. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/3.

	Mg	Al	Si	S	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	O	Total
1	0.82	10.37	3.77	10.53	0.14	10.54	0.97	3.12	0.31	35.60	76.17
2	0.63	9.79	5.69	10.70	4.64	5.27	0.44	2.33	0.27	36.85	76.62
3	1.01	9.14	3.67	14.02	0.48	8.58	0.93	3.21	0.40	39.10	80.56
	Al	Si	S	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	Total		
4	0.06	0.15	54.45	0.15	42.89	1.23	2.61	0.00	101.54		
5	0.06	0.12	55.17	0.10	45.74	0.53	0.59	0.08	102.39		
6	0.10	0.23	54.24	0.03	43.19	0.81	2.01	0.25	100.84		
	Mg	Al	Si	S	Fe	Co	Ni	Zn	U	O	Total
7	0.14	16.40	19.10	1.74	0.96	0.00	0.05	0.00	0.00	39.48	77.88
8	0.28	17.21	20.38	2.79	1.75	0.19	0.57	0.17	0.11	43.89	87.32

большинстве случаев не в виде минерала с кристаллической структурой, а в виде составного компонента в сложном поликомпонентном гелеподобном веществе. Основа состава ураноносных гелей в осадке и базальте различна: в осадке основу составляет алюминий и кремний, а в базальте титан. Эти три элемента играют главную роль в процессе изменения пород – глинизации и переотложения титана. В осадке преимущественно новообразованные алюмосиликаты постоянно характеризуются повышенными содержаниями урана; в базальте, где новообразованного оксида титана очень много, он всегда характеризуется повышенным содержанием урана. Сами поликомпонентные гели с содержаниями урана, кальция и фосфора, достаточными для теоретического расчета на минеральную фазу урана, они располагаются на алюмосиликатной или титановой основе. Находки оксида титана в осадочной породе и формирование на его поверхности урансодержащего геля, по-видимому, отражает единство процесса формирования поликомпонентных гелей. Отличие заключается в генезисе оксида титана: в осадочной породе это обломочный минерал породы и не содержит примеси урана, а в измененном базальте – это новообразованный урансодержащий минерал, связанный с разложением первичного ильменита при наложенном процессе изменения базальта.

Поражает сходство основных сопутствующих элементов в составе поликомпонентных гелей. В осадочной породе – S, Fe, Zn, в базальте - S, Fe, Zn, Ni. Что касается никеля, то в базальте основные его концентрации связаны с обилием пострудных сульфидов или с серосодержащими «шариками» как продуктами газовой составляющей. В осадочных породах никель, также, присутствует в составе гелей, но в низких концентрациях.

3. Следующим типом пород, представляющим особый интерес для отдельного рассмотрения, являются вулканогенно-осадочные породы. Они представлены смесью глины с углефицированными растительными остатками и обломков базальтов, туфов базальтов, а также пеплового материала. Содержания урана в пробах с преобладанием осадочных пород составляет в среднем 0,42%, с преобладанием базальтовой составляющей - 0,32%.

Рассмотрим все случаи, где при исследовании микронзондовым анализом были встречены образования содержащие уран. В редких обломках базальтов, состоящих из кристаллов интенсивно замещаемых глиной плагиоклазов с включениями вытянутых игольчатых кристаллов ильменита, повышенные содержания урана обнаруживаются в участках, где ильменит замещен оксидом титана (Рис. 80). Одновременно в урансодержащем оксиде титана возрастают содержания серы, фосфора, кремния, и резко уменьшается содержание железа.

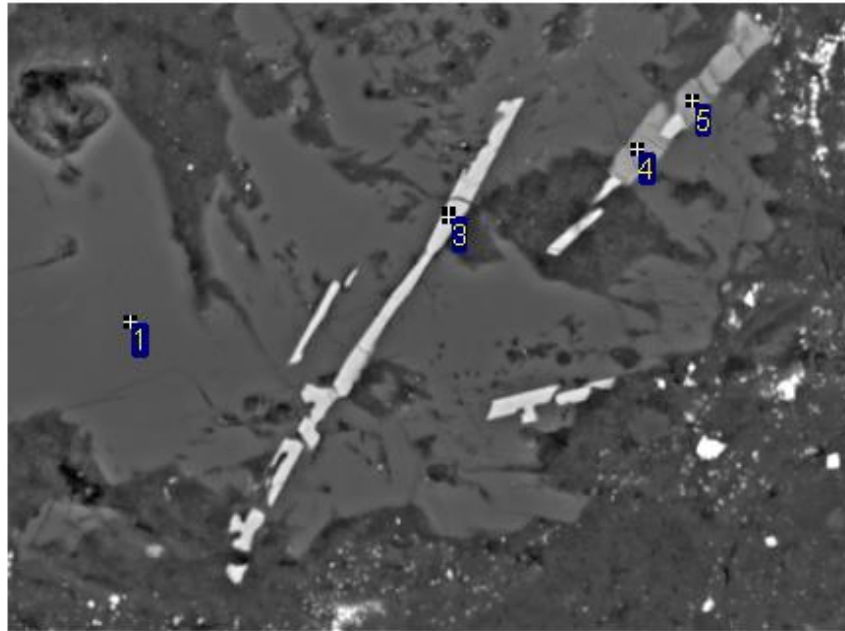


Рис. 80. Игольчатые выделения ильменита в обломках базальта. Замещение ильменита оксидом титана (спектр 4, 5).
Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

	Na	Al	Si	K	Ca	Ti	O	Total
1	5.77	13.65	28.51	1.08	4.34	0.15	48.68	102.18

	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Nb	U	O	Total
2	1.26	0.52	1.84	3.15	0.00	0.00	0.19	0.19	26.87	0.08	0.27	33.75	0.00	0.30	33.90	102.33
3	0.82	0.40	1.53	2.67	0.00	0.06	0.12	0.09	26.72	0.33	0.36	34.52	0.05	0.00	33.13	100.81

	Na	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	V	Cr	Fe	U	O	Total
4	0.57	1.82	5.59	0.90	0.46	0.48	0.16	42.16	0.41	0.28	2.63	2.55	39.79	97.81
5	0.39	2.53	6.41	0.78	0.45	0.12	0.20	41.66	0.54	0.24	2.63	1.61	40.65	98.22

В случаях, когда замещение ильменита более интенсивное, оксиды титана с различными содержаниями железа повсеместно содержат уран. В данном случае повышаются содержания не только серы, фосфора и кремния, но и никеля и циркония.

Определение химического состава растительных остатков в обломках первичной осадочной глины показало отсутствие в них урана. При этом поры в растительной ткани выполнены глинистым материалом, в котором устанавливается присутствие урана (0,1%). Вмещающие глины также содержат идентичные и более высокие содержания урана. Интересно, что в глине в обилии присутствуют разноразмерные, преимущественно сфероидальные сульфиды железа, которые в самих растительных остатках не наблюдаются. В единичном случае в полностью замещенном глиной растительном остатке со стороны, примыкающей к ураноносной глине с обильными сфероидальными сульфидов железа, наблюдается вытянутая полоса, где в порах клеточной структуры обнаруживаются выделения уранового минерала, элементный состав которого соответствует нингиоиту (Рис. 81, Рис. 82). В составе этого минерала определяются кроме U, Ca и P, достаточно высокие количества серы, железа, редких земель и никеля.

Практически вся глинистая составляющая породы как первичная, так и развивающаяся по пеплу и туфу базальта, содержит примесь урана. Соотношение основных элементов глин – алюминия и кремния значительно варьируют, так встречаются мелкие обособления с высоким содержанием кремния, которые, вероятнее всего, в исходном состоянии представлены пеплом.

В глине обычны включения большого количества сульфидов железа (реже сфалерита), среди которых можно выделить две разновидности. По морфологии они близки – это сфероидальные или образования, близкие к округлым. Однако их внутреннее строение и элементы примеси различны. Первые – типичные фрамбоиды, состоящие из мелких глобул, характеризуются значительными содержаниями (целые проценты) урана и повышенными содержаниями фосфора и кальция (Рис. 83). Вторая разновидность – плотные, сфероидальные, зональные образования, с видимыми глобулами в центре и массивные по периферии, либо с плохо различимым глобулярным строением за счет плотного прилегания отдельных глобул друг к другу (Рис. 84). Основным отличием этой разновидности является полное отсутствие в них урана и наличие примесей Co, Ni и Zn. Морфология сульфидов свидетельствует об их кристаллизации из геля.

Анализ распределения элементов на участке, где выявлено скопление крупных фрамбоидальных выделений пирита показывает, что среди них сохранились фрагменты присутствия углерода, что позволяет нам считать эти пириты диагенетическими, образовавшимися по растительному остатку. Совпадение полей распределения урана,

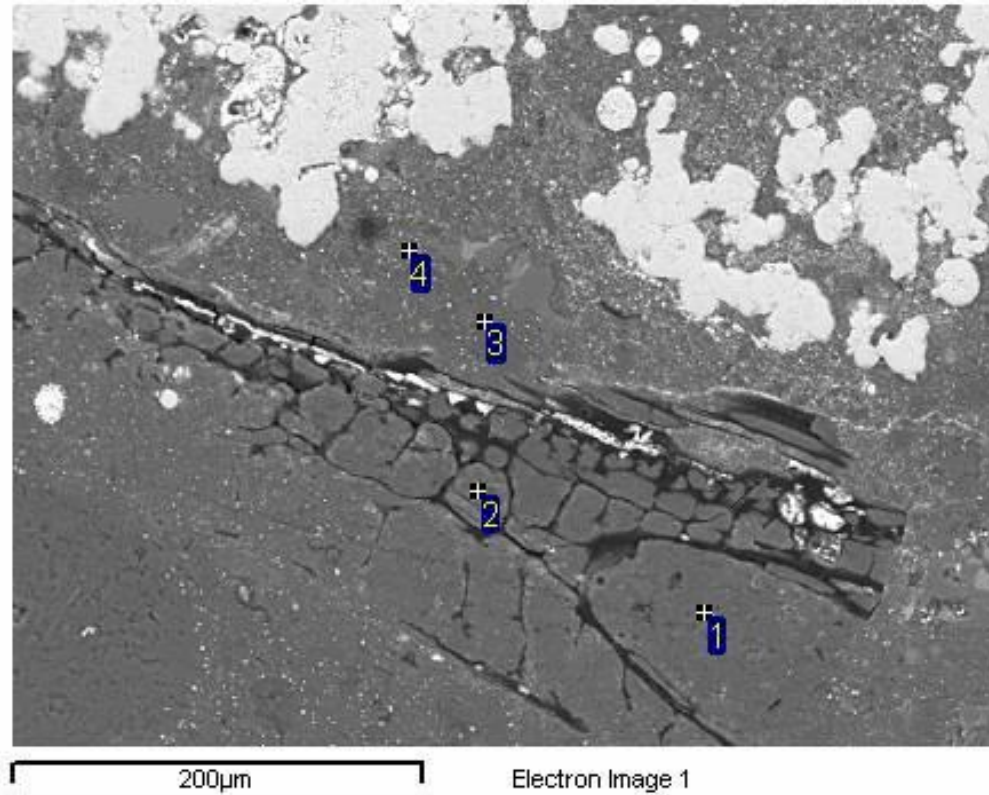


Рис. 81. Замещенный глиной растительный остаток. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Zn	Sr	Zr	Ce	Nd	U	O	Total
1	0.19	11.19	28.41	0.44	0.39	0.43	0.25	0.07	0.00	0.85	0.16	0.00	0.98	0.00	0.07	0.11	0.46	44.52	88.53
2	0.22	13.56	25.25	0.51	0.36	0.34	0.42	0.04	0.00	0.73	0.13	0.01	0.00	0.24	0.00	0.00	0.62	43.01	85.45
3	0.28	12.56	27.29	0.35	2.27	0.41	0.17	0.00	0.01	1.55	0.70	0.00	0.00	0.30	0.17	0.00	0.25	47.37	93.66
4	0.15	10.49	28.10	0.69	1.00	0.53	0.07	0.06	0.00	0.94	0.18	0.00	0.00	0.31	0.05	0.04	1.04	44.70	88.34

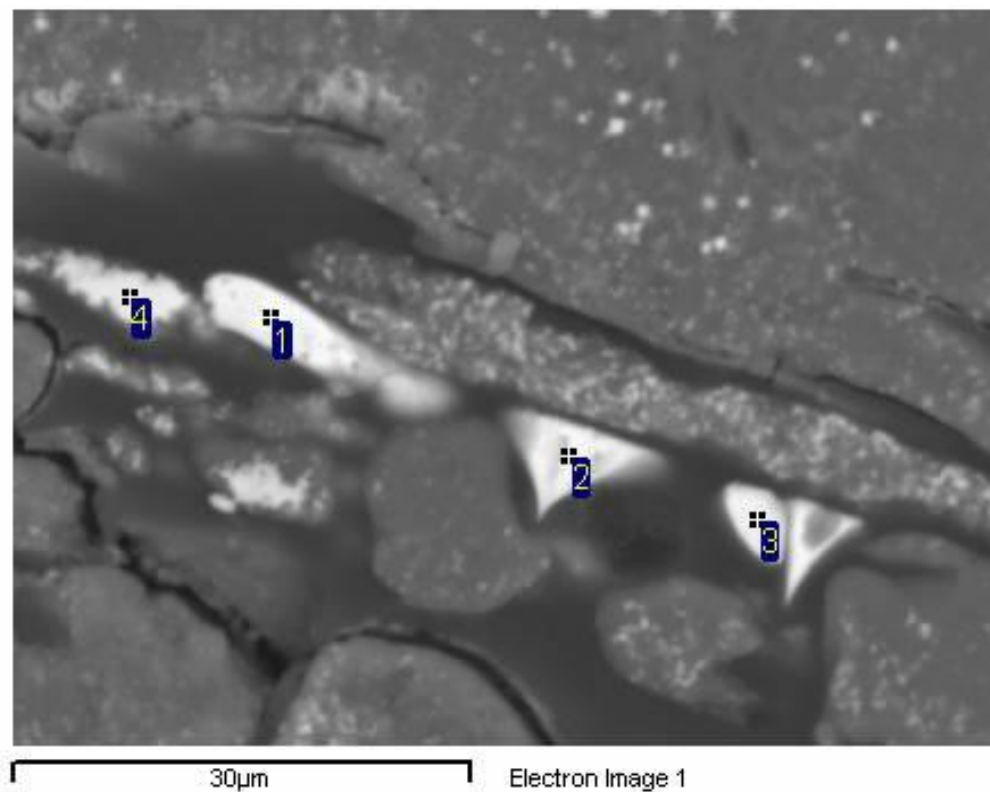


Рис. 82. Выделение кальциевого фосфата урана в органическом остатке. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Fe	Ni	Ce	Nd	U	O	Total
1	1.12	1.35	8.55	2.67	8.11	0.17	0.49	0.02	1.31	0.87	24.08	24.68	73.43
2	0.37	0.26	9.31	2.67	8.80	0.08	0.79	0.37	0.96	0.71	27.82	24.58	76.75
3	0.59	0.38	8.50	2.38	7.73	0.11	0.68	0.29	0.76	0.83	25.51	22.62	70.38
4	2.42	3.12	7.32	2.52	7.04	0.09	0.46	0.34	0.54	0.36	21.05	25.02	70.29

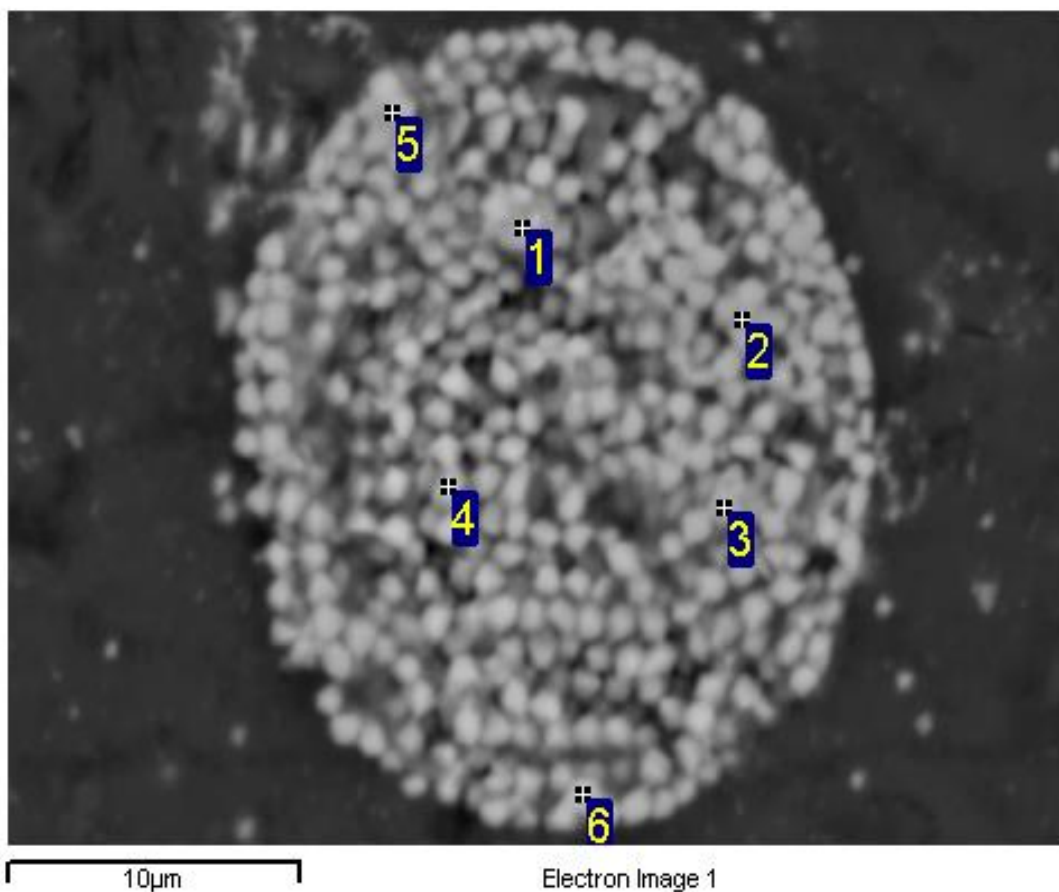


Рис. 83. Франкоидальные дисульфиды железа. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

Spectrum	Al	Si	P	S	Ca	Cr	Fe	Ni	U	Total
1	0.53	0.92	1.20	46.99	1.23	1.04	38.79	0.07	3.44	94.22
2	1.01	1.74	1.38	43.87	1.23	0.72	36.64	0.01	4.00	90.60
3	0.49	0.95	0.25	48.35	0.41	1.69	40.77	0.18	0.79	93.88
4	0.25	0.44	0.12	49.07	0.30	1.09	40.94	0.11	0.78	93.10
5	0.91	1.94	1.87	42.73	1.94	0.33	35.89	0.00	6.08	91.70
6	3.43	5.91	1.91	35.23	1.79	0.38	29.50	0.07	5.75	83.98

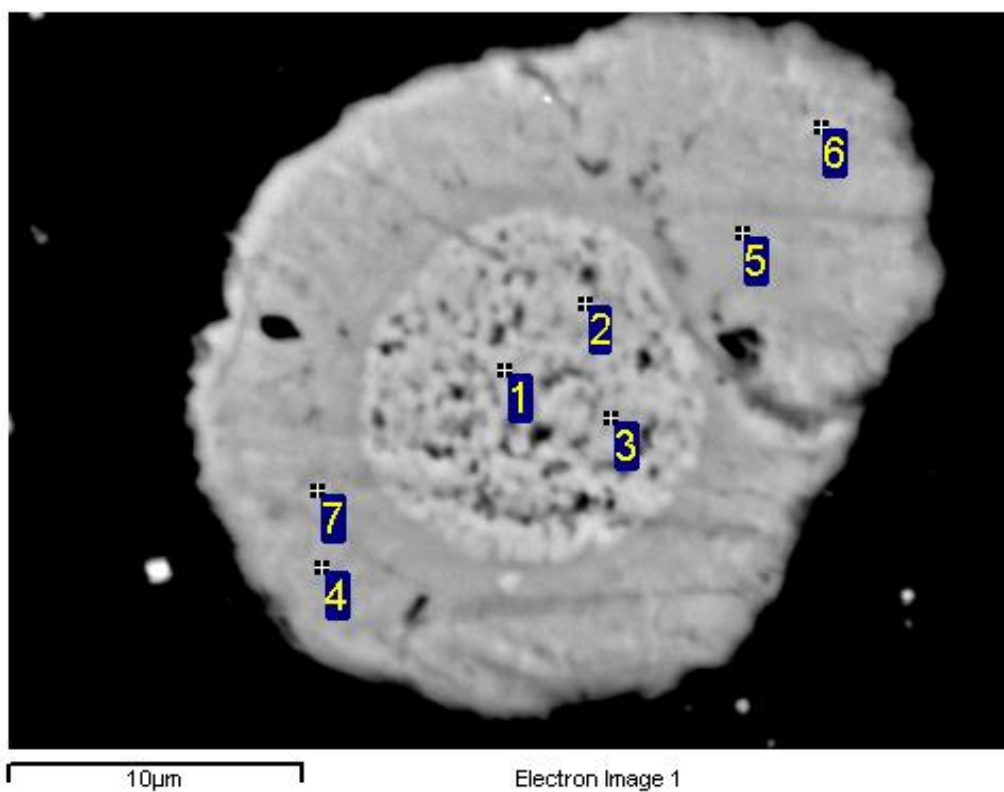


Рис. 84. Зональное строение сфероидального пирита. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

Spectrum	Si	S	Fe	Co	Ni	Zn	U	Total
1	0.05	54.23	46.26	0.58	0.21	0.27	0.00	101.60
2	0.12	54.39	46.23	0.34	0.22	0.16	0.00	101.46
3	0.12	54.23	46.10	0.36	0.13	0.18	0.00	101.11
4	0.26	55.63	44.15	0.83	0.65	0.33	0.00	101.84
5	0.27	51.91	42.20	0.93	1.43	0.08	0.00	96.83
6	0.16	50.89	43.15	0.65	0.68	0.43	0.00	95.95
7	0.21	54.87	44.51	0.71	0.88	0.51	0.00	101.71
Mean	0.17	53.74	44.66	0.63	0.60	0.28	0.00	100.07
Std. deviation	0.08	1.69	1.62	0.22	0.47	0.15	0.00	
Max.	0.27	55.63	46.26	0.93	1.43	0.51	0.00	
Min.	0.05	50.89	42.20	0.34	0.13	0.08	0.00	

фосфора и кальция свидетельствуют о преимущественно фосфатно-кальциевом составе урановой минерализации, приуроченной к скоплениям этого пирита (Рис. 85). Наряду с фрамбоидальным пиритом в исследуемом агрегате отмечаются и плотные мелкие сферолитики пирита второй разновидности. Детальное исследование участков, где на поле распределения урана определяются максимумы, дали интересные результаты.

В единичных случаях между выделениями пирита были обнаружены кристаллоподобные образования уранового минерала иного состава – вероятно, коффинита (Рис. 86), с относительно низкими содержаниями фосфора и кальция, но с примесью церия.

Замечено, что видимые разнообразные по морфологии субмикроскопические ураноносные образования, приуроченные к глинистой, также урансодержащей массе между фрамбоидальными пиритами, проявляются только в участках, где обнаруживаются сфероиды никель-, кобальтсодержащих сульфидов. Химический состав этих образований свидетельствует о том, что в данном случае это кальциевый фосфат урана, в нем фиксируется примесь церия, как и в вышеописанном коффините. Эта закономерность прослеживается повсеместно – вблизи сфероидов сульфидов железа, содержащих никель, кобальт и, в меньшей степени, цинк, обнаруживаются фосфаты урана (Рис. 87, Рис. 88). Вмещающая глина обогащена ураном с одновременным присутствием фосфора и кальция, но видимых минеральных фаз данным микрозондовым методом исследования установить невозможно, так же, как определить состав микроскопических включений сульфидов железа, в обилии фиксирующихся на приведенных выше рисунках.

Отчетливая приуроченность мельчайших видимых выделений ураноносного вещества к сфероидам сульфидов железа видна в правой части Рис. 89. Эти выделения располагаются в глинистой массе и, вероятнее всего, представляют собой нераскристаллизованное гелеподобное вещество. При этом просматривается последовательное увеличение содержания урана при приближении к сфероидам сульфидов. Одновременно увеличивается и содержание фосфора и кальция (Рис. 90). В левой части того же скопления сульфидов железа характер выделений урансодержащего вещества резко меняется (рис. 92).

Прежде всего, здесь обнаруживаются поры, края которых четко оконтурены извилистыми тончайшими полосками уранового минерала, химический состав которых отвечает почти чистому нингиоиту. Непосредственно глинистая масса заметно объединяется ураном, фосфором и кальцием.

В урановом минерале определяются достаточно высокие количества стронция, циркония и церия, которые в небольших количествах устанавливались в урансодержащей глине. Интересно, что высокие содержания стронция в нингиоите фиксировались и в рудных осадочных породах, описанных выше.

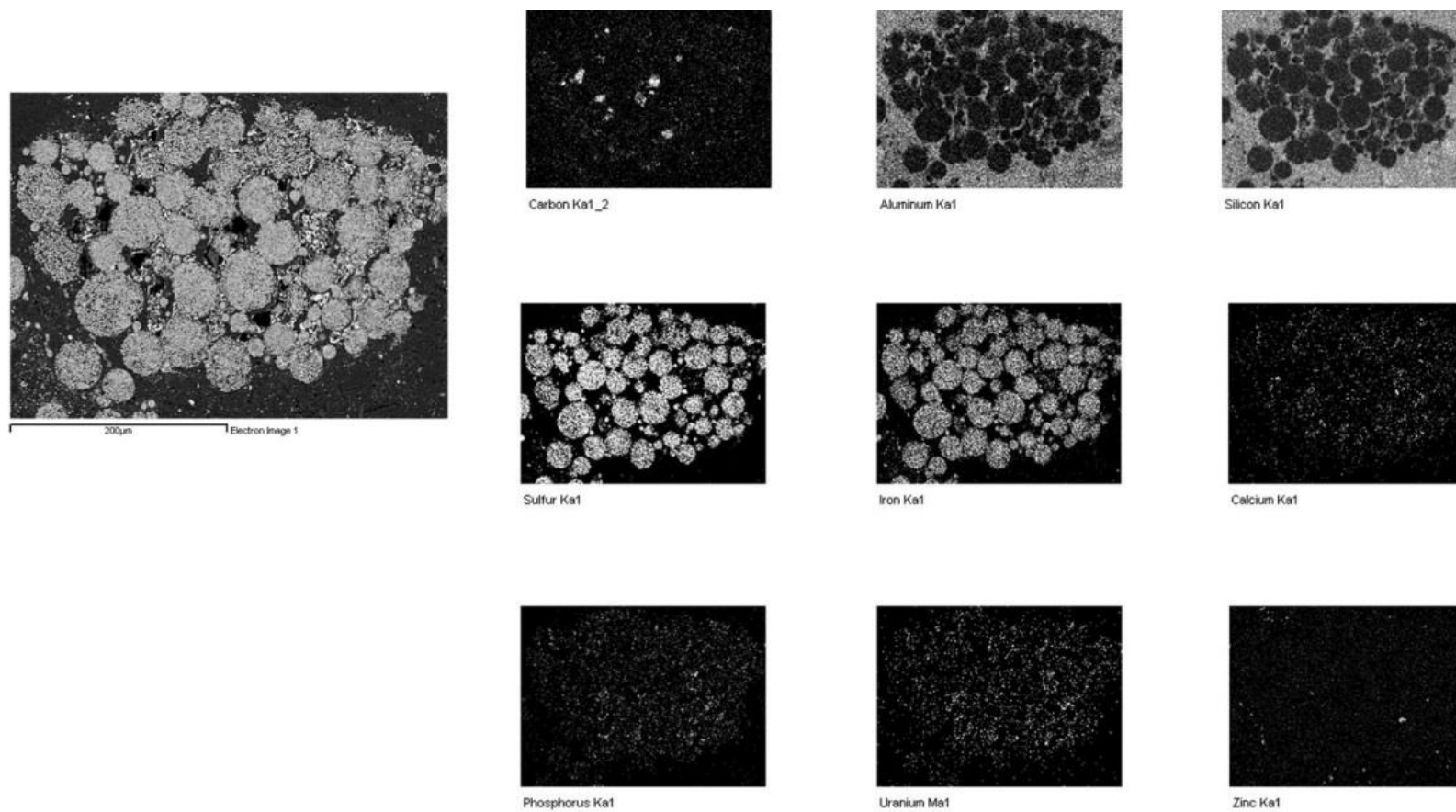


Рис. 85. Характер распределения элементов. Характеристическое рентгеновское излучение.
 Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

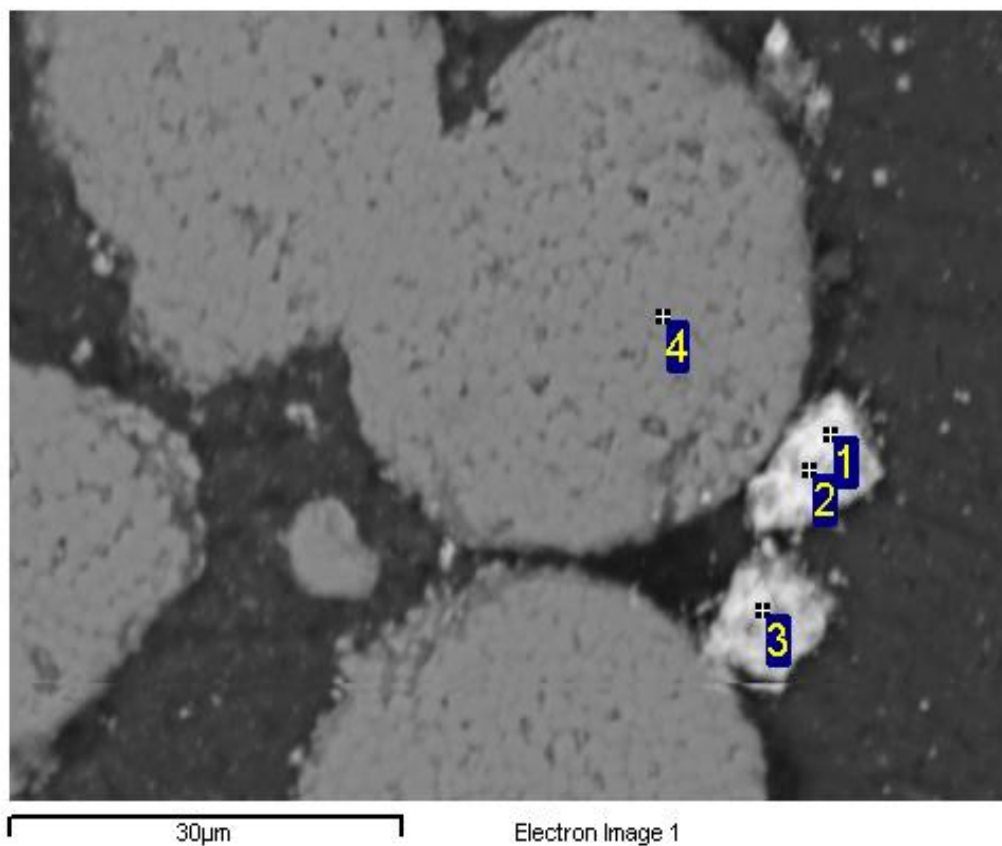


Рис. 86. Выделения коффинита (?) между фрамбоидальными пиритами.
Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

	Al	Si	P	S	Ca	V	Cr	Fe	Ce	Nd	U	O	Total
1	4.03	11.02	1.32	2.97	2.29	0.12	0.11	3.41	0.00	0.00	34.73	28.97	88.98
2	5.89	13.18	1.38	0.75	2.26	0.17	0.19	1.49	0.58	0.00	34.65	29.41	89.95
3	4.91	11.98	1.19	0.67	2.38	0.10	0.25	1.87	0.65	0.03	29.24	26.25	79.53
	S	Fe	Ni	U	Total								
4	55.18	45.66	0.10	0.17	101.1								

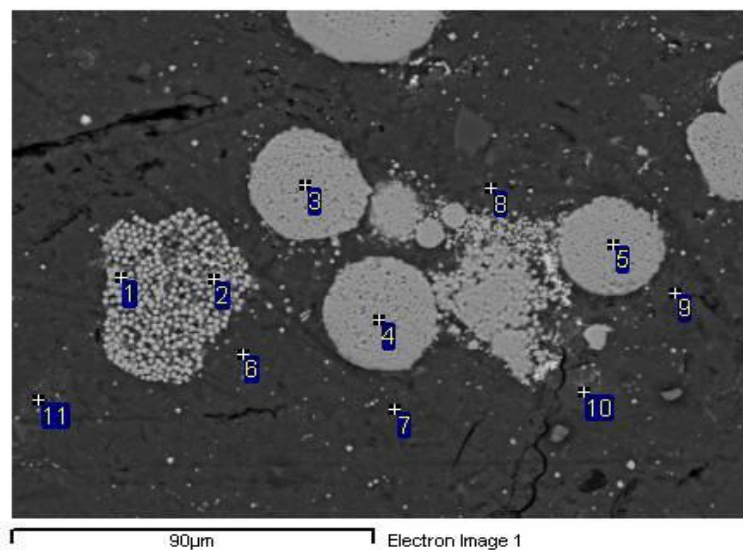


Рис. 87. Две разновидности сульфидов железа. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4

	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	U	Total
1	0.08	0.65	0.92	1.01	44.61	1.01	0.00	1.75	38.57	0.34	0.22	0.05	3.33	92.52
2	0.08	0.99	2.13	0.64	45.91	0.71	0.00	0.61	38.66	0.28	0.01	0.27	1.97	92.25
3	0.00	0.00	0.11	0.00	53.12	0.05	0.04	0.00	43.71	0.65	1.02	0.25	0.00	98.95
4	0.10	0.04	0.09	0.00	53.70	0.07	0.04	0.03	43.94	0.62	0.75	0.43	0.00	99.80
5	0.07	0.19	0.20	0.00	53.29	0.00	0.03	0.02	44.11	0.68	0.49	0.28	0.00	99.36

	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Ti	Fe	U	O	Total
6	0.17	12.59	30.58	0.12	0.48	0.08	0.09	0.34	0.13	0.57	0.30	47.46	92.91
7	0.20	14.94	27.41	0.00	0.13	0.10	0.18	0.20	0.16	0.55	0.17	45.26	89.31
8	0.16	10.50	30.80	0.15	0.55	0.03	0.11	0.34	0.14	0.79	0.35	46.06	89.96
9	0.20	14.60	27.45	0.10	0.52	0.20	0.10	0.21	0.21	0.79	0.00	45.76	90.14
10	0.23	11.10	23.98	2.59	0.26	0.26	0.20	1.97	0.19	1.84	6.62	43.45	92.68
11	0.21	13.78	26.71	0.34	0.27	0.11	0.17	0.47	0.19	1.97	0.90	44.70	89.80

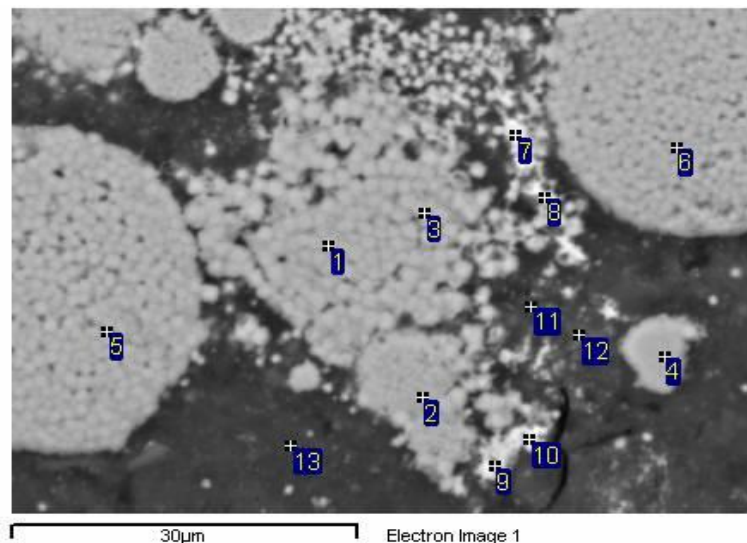
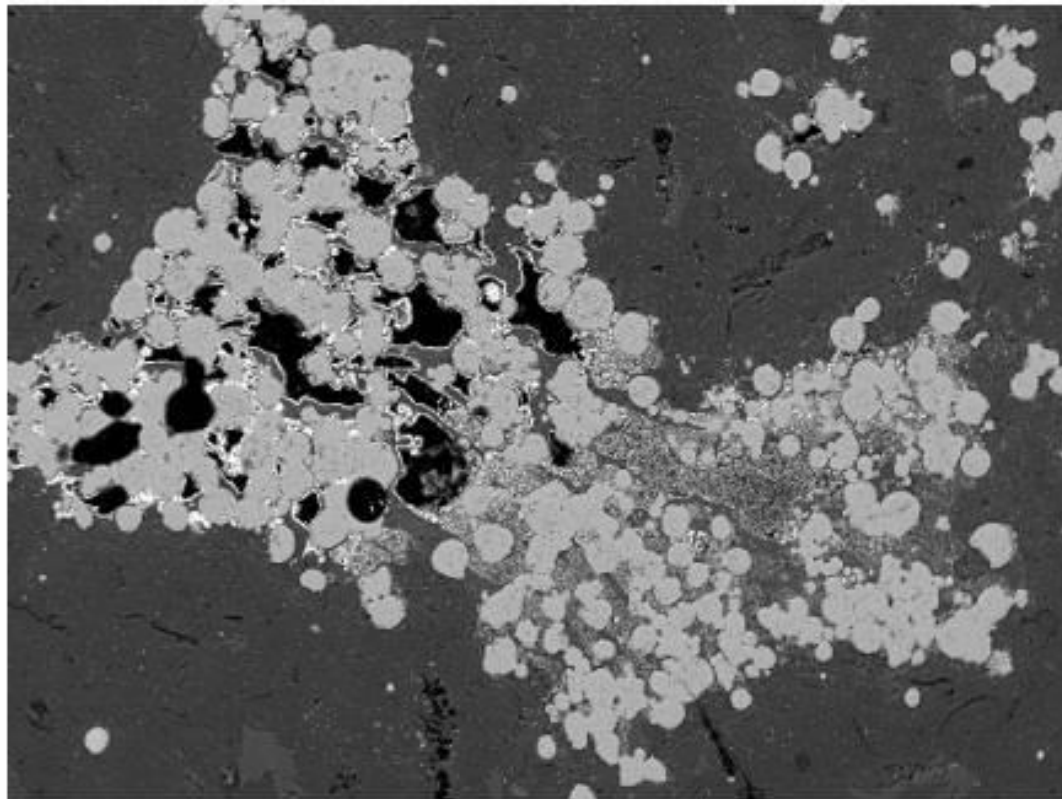


Рис. 88. Деталь к Рис. 87. Выделение кальциевого фосфата урана (белое) среди сульфидов железа. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

		Si	S	Ca	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	U	Total				
	1	0.09	53.43	0.03	44.85	0.44	0.38	0.00	0.19	0.11	99.51				
	2	0.17	54.58	0.09	44.58	0.73	0.78	0.00	0.16	0.33	101.45				
	3	0.22	52.81	0.11	43.58	0.79	0.83	0.12	0.39	0.00	98.85				
	4	0.77	51.83	0.19	42.22	0.44	0.89	0.29	0.36	0.00	96.97				
	5	0.07	53.71	0.03	43.64	0.73	1.03	0.13	0.33	0.00	99.67				
	6	0.13	54.49	0.08	44.96	0.71	0.66	0.00	0.50	0.04	101.57				
		Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Fe	Co	Ni	Zn	U	O	Total
	7	0.28	5.15	6.37	9.18	4.01	6.63	0.18	3.16	0.00	0.12	0.54	24.98	37.08	97.68
	8	0.19	5.52	8.31	6.55	2.23	4.82	0.09	2.08	0.08	0.05	0.25	19.45	31.59	81.22
	9	0.15	6.70	16.11	6.86	0.79	4.47	0.18	0.83	0.12	0.15	0.17	16.86	38.98	92.35
	10	0.20	7.69	14.58	6.93	0.84	4.40	0.15	1.02	0.04	0.00	0.10	18.00	38.40	92.35
	11	0.21	12.35	23.20	0.50	7.63	0.60	0.10	8.41	0.07	0.04	0.12	1.59	52.62	107.46
	12	0.26	12.95	27.62	1.13	0.31	1.06	0.18	1.65	0.04	0.01	0.11	3.55	46.61	95.48
	13	0.28	13.25	30.83	0.17	0.26	0.37	1.00	0.55	0.07	0.05	0.00	0.60	48.78	96.20



500µm

Electron Image 1

Рис. 89. Урановая минерализация среди сульфидов железа.
Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

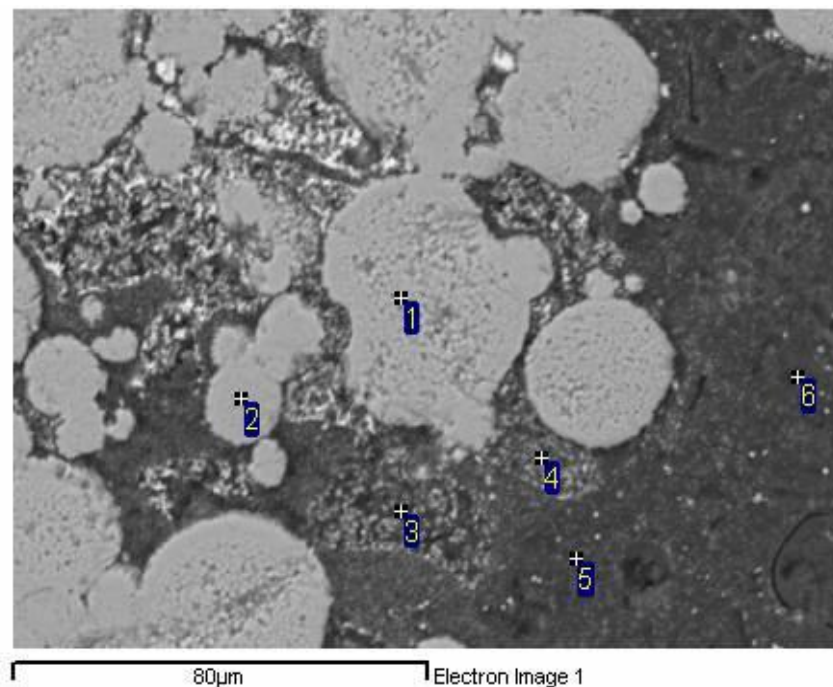


Рис. 90. Сфероиды сульфидов железа и урановая минерализация в глине.
Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

	S	Fe	Ni	Zn	Total
1	53.80	46.18	0.19	0.16	100.32
2	52.74	44.75	0.27	0.23	98.00

	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Sr	Zr	Ce	Nd	U	O	Total
3	0.12	10.78	19.94	1.41	0.49	1.52	0.16	0.45	0.00	1.03	0.01	0.29	0.00	0.39	0.00	0.00	0.19	4.52	36.94	78.24
4	0.26	11.41	19.60	2.62	1.46	2.14	0.19	0.11	0.07	1.95	0.06	0.02	0.19	0.11	0.47	0.32	0.37	6.59	41.08	89.03
5	0.30	13.91	24.05	0.86	0.89	0.82	0.15	0.04	0.11	1.06	0.00	0.10	0.09	0.00	0.42	0.10	0.19	1.48	43.64	88.22
6	0.15	12.46	25.14	0.34	0.95	0.53	0.14	0.18	0.02	1.22	0.00	0.25	0.00	0.00	0.17	0.12	0.00	0.83	42.70	85.21

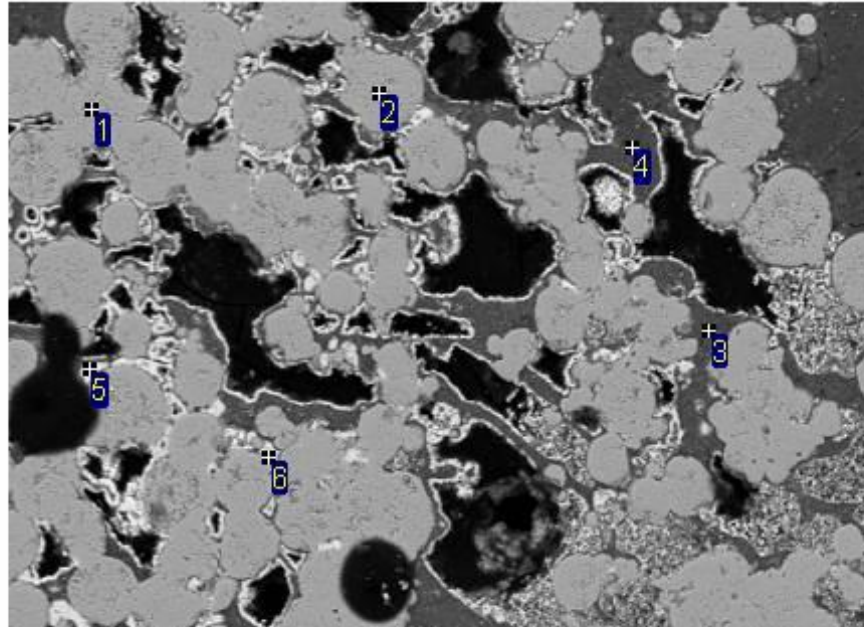


Рис. 91. Каемки нингиоита, образующиеся по стенкам пустот. Месторождение Кореткондинское. Образец 5656/4.

	S	Fe	Co	Ni	Zn	Total
1	53.40	46.12	0.40	0.11	0.25	100.29
2	52.66	45.15	0.33	0.39	0.15	98.68

	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Cr	Fe	Ni	Sr	Zr	Ce	Nd	U	O	Total
3	0.14	0.20	11.33	23.92	1.29	0.64	0.17	1.01	0.37	0.01	1.81	0.14	0.57	0.12	0.00	0.35	3.03	42.00	87.11
4	0.05	0.25	11.96	23.91	0.61	1.11	0.07	0.53	0.27	0.00	2.17	0.12	0.00	0.26	0.00	0.10	1.42	41.87	84.72
5	0.00	0.09	0.46	0.31	10.20	2.00	0.00	8.68	0.00	1.84	1.73	0.00	2.28	1.27	1.29	0.49	31.18	27.14	88.95
6	0.23	0.15	3.45	7.69	3.77	4.76	0.16	3.83	0.14	1.18	4.21	0.32	0.42	0.96	0.96	0.22	10.77	29.56	72.78

Приведенные факты свидетельствуют о существовании последовательного собирательного и переоткладывающего ураноносного процесса. К сожалению, у нас нет четких данных о причине возникновения наблюдаемых пор. Однако просмотр кернa устанавливает наличие в этих породах и вышележащих базальтах вертикальных отдушин, которые являются следами газовых эманаций. При минералогическом исследовании керновых проб других скважин в одной из вертикальных микротруб-отдушин был обнаружен налет сульфида, который диагностирован как пирротин. Это доказывает, что газовые эманации содержали в своем составе сероводород. В нижележащей подошве базальтового покрова следы этих эманаций были зафиксированы в виде железо- и серосодержащих «шариков» с повышенными содержаниями Co, Ni и Zn, а также при присутствии Si и Al.

Полученные результаты исследований позволяют нам сделать вывод о том, что изученные рудные вулканогенно-осадочные породы с высокими содержаниями урана (0,1%) содержат урановую минерализацию, сформированную двумя процессами. Наиболее раннее оруденение тяготеет к фрагментам осадочных глинистых пород, обогащенных растительными остатками. В них на стадии диагенеза, когда за счет жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий возникала сульфидная минерализация, происходило и осаждение урана. Вероятно, она была представлена оксидом или коффинитом. Более поздняя минерализация тесно связана с интенсивными изменениями рудовмещающих пород, которые проявляются как в осадочных, так и в вулканогенных породах. Эти изменения выражаются в появлении обильных алюмосиликатов (монтмориллонит, галлуазит, редко каолинит и др.), которые затрагивают как базальтоидные породы, замещая темноцветные минералы, плагиоклазы и ильменит, так и осадочные породы, где замещению подвергаются даже растительные остатки. Общая «глинизация» пород сопровождается повышенными содержаниями урана в составе глинистой массы, а так же увеличением содержаний в ней P, Ca, Fe, S, Zn и др. Последующее отложение сульфидов железа, обогащенных Co, Ni и Zn приводит к как бы собиранию-стягиванию урана и переотложенною его в начале в виде поликомпонентных гелей, а затем и различной степени кристаллизации кальциевого фосфата урана – нингиюита. Этот процесс мы относим к поствулканическому. Исследование последнего типа рудных пород отчетливо показало его исключительную роль, связанную с переотложением урана и как следствие, формированием более богатых рудных концентраций.

Сравнительная характеристика новообразованного минерального состава и геохимическая специализация оруденения, охарактеризованная в результате детальных

микронных и электронно-микроскопических исследований трех типов пород рудовмещающей толщи, позволяет нам выявить явные черты их сходства.

1. Основным ураноносным веществом является соединение кальций-уран-фосфорного состава с постоянными соотношениями элементов. Они входят в состав аморфных поликомпонентных гелей или выкристаллизовывающейся из них минеральной фазы кальциевого фосфата урана – нингиоита. При наличии даже монокристалльной микродифракционной картины нингиоита минерал крайне редко формирует хорошие кристаллические формы.

2. В вулканогенно-осадочных породах кальциевый фосфат урана приурочен преимущественно к глине, которая является новообразованной. В вулканической породе проявляется тесная связь урановой минерализации с новообразованным оксидом титана, происхождение которого связано с переотложением титана при наложении на базальтовую основу новообразованных алюмосиликатов.

3. Во всех случаях ураноносное вещество (гель или минерал) содержит в своем составе примесь железа и серы. В переменных количествах в нем обнаруживается примесь Zn, Sr, Ni, Co, Zr, TR, а также Si и Al. Для элементов Fe, S, Zn, Ni, Co, Si, Al можно однозначно утверждать об их принадлежности к наложенному поствулканическому процессу, что подтверждается новообразованиями, алюмосиликатов и сульфидов.

Перечисленные основные положения едины для изученных богатых руд, залегающих в различных породах на разных уровнях разреза, что дает нам основание полагать, что основная часть этих рудных концентраций связана с процессами переотложения урана в результате воздействия на рудовмещающую толщу поствулканических процессов.

Приуроченность переотложенных концентраций урана к глинистой массе пород, реже к оксидам титана в вулканогенно-осадочных породах, а также преимущественная связь с оксидом титана в вулканических породах, вероятно, может сказаться на ухудшении условий выщелачивания урана.

4.4. Элементы сопутствующие урановому оруденению.

Комплекс тонких локальных минералого-аналитических исследований выявил повышенные содержания ряда элементов в рудных пробах (см. раздел 4.3). В подтверждение этих наблюдений был проведен анализ и сопоставление данных РСА проб с содержаниями $U \geq 0,01\%$. Помимо этого, целью проводимых работ являлось установление комплекса элементов, накапливающихся в рудах вместе с ураном. Рудные пробы, вовлеченные в анализ были разделены на отдельные выборки, включающие в себя глинистые песчаники и алеврито-глинистые породы, среди которых присутствуют сероцветные разности, обогащенные углефицированным растительным детритом, и белесые с резким дефицитом последнего. Рудные хлидолиты, к сожалению, охарактеризовать не представилось возможным ввиду недостаточного количества проб, необходимого для подобного анализа.

В результате было установлено, что в *глинистых песках, обогащенных углефицированным растительным детритом*, при среднем содержании $U - 0,028\%$, возрастает содержание ряда элементов: $Co - 0,0022\%$, $Ni - 0,0027\%$, $Zn - 0,0091\%$, $Nb - 0,0016\%$, $Mo - 0,0017\%$, $Pb - 0,0025\%$ (Рис. 92, прил. 5, 9). В *белесых рудных песках* (средние содержания $U 0,034\%$) отмечаются повышенные количества практически тех же элементов, что и в сероцветных рудных: $MgO - 0,24\%$, $P_2O_5 - 0,037\%$, $S - 0,18\%$, $V - 0,0019\%$, $Co - 0,001\%$, $Cu - 0,009\%$, $Zn - 0,016\%$, $Th - 0,0017\%$ (Рис. 93, Рис. 94, прил. 5, 9). Однако, по сравнению с сероцветными, в песках, лишенных углефицированного растительного детрита, увеличиваются концентрации Cu , Zn , уменьшаются – Co , Ni , Mo .

Рудные алеврито-глинистые породы ($U > 0,01\%$) характеризуются повышенными, относительно фоновых, содержаниями $Na_2O - 1,03\%$, $Co - 0,0007\%$, $Ni - 0,0007\%$ (на порядок), $Zr - 0,073\%$, $Ba - 0,042\%$ при среднем содержании урана $U - 0,068\%$, а также несколько пониженными $Cr - 0,0077\%$, $MnO - 0,01\%$, $Cu - 0,0013\%$ (Рис. 95, прил. 5, 9).

Таким образом, в результате сопоставления данных РСА в пробах с «фоновыми» содержаниями $U < 0,01\%$ и рудными пробами с содержаниями $U \geq 0,01\%$ выявлен комплекс элементов, накапливающихся в рудах вместе с ураном. В связи с тем, что повышенные, относительно кларковых, содержания этих элементов были установлены и в фоновых пробах (раздел 3.4.1), то очевидно, что в рудовмещающей толще происходили сингенетические накопления выше рассмотренных элементов (в т.ч. и урана), обусловленные составом размывающихся отложений (глинистая КВ гранитов), за счет которых частично образована рудовмещающая толща, а также процессами преобразования пород ранней стадии диагенеза.

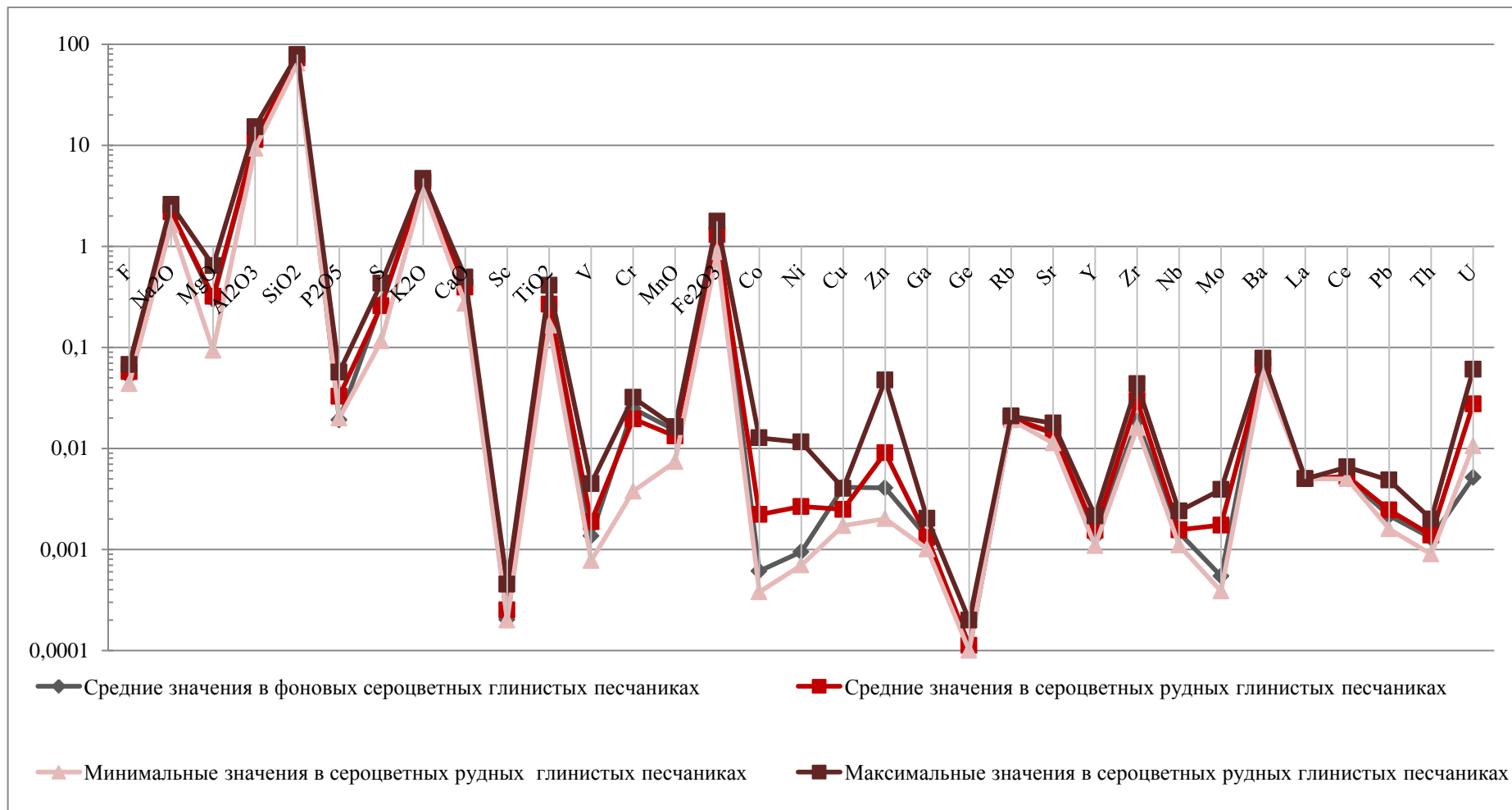


Рис. 92. Содержания элементов в фоновых ($U > 0,01\%$) и рудных ($U \geq 0,01\%$) пробах глинистых песчаников, обогащенных УРО.

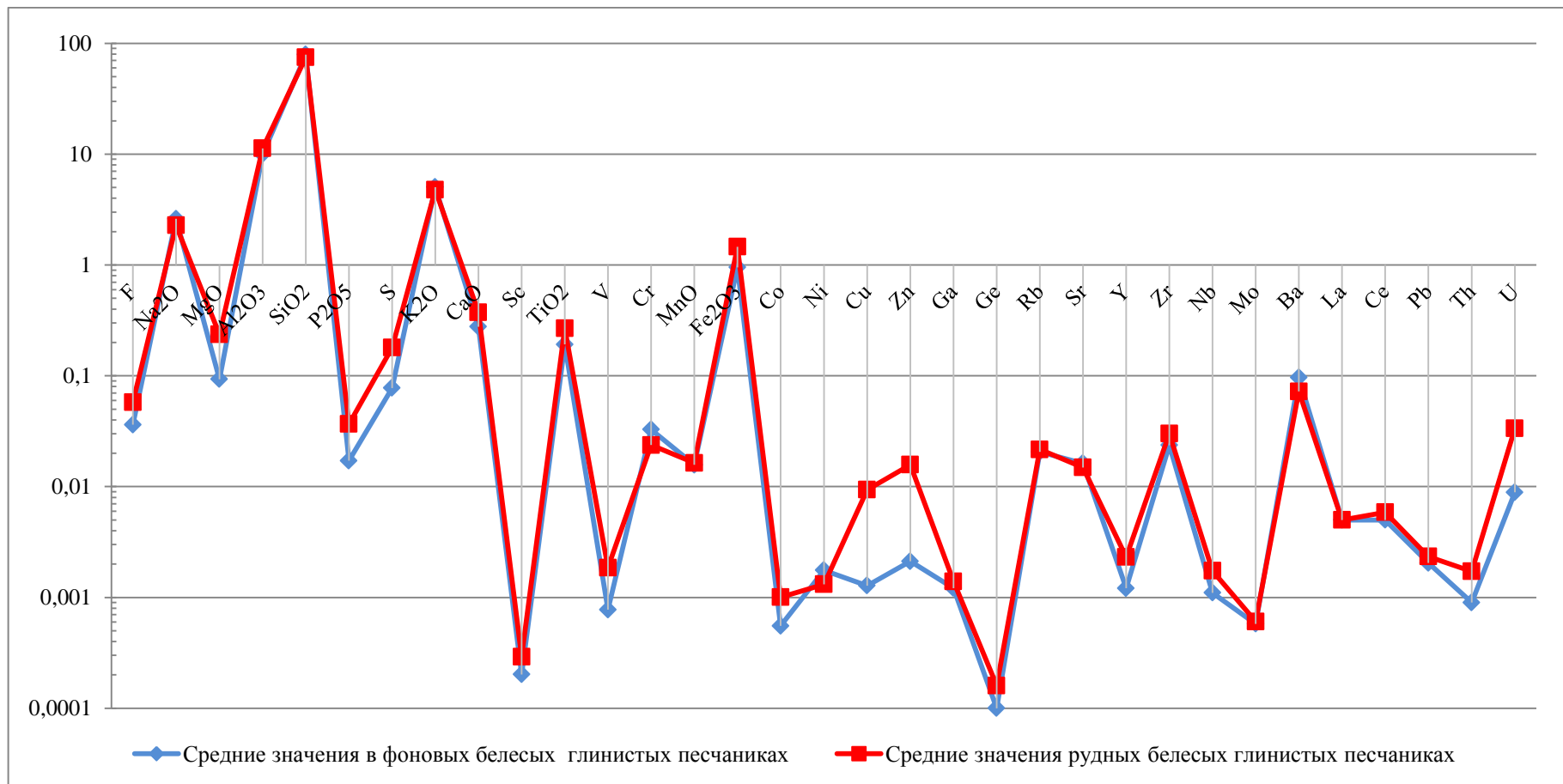


Рис. 93. Содержания элементов в фоновых ($U > 0,01\%$) и рудных ($U \geq 0,01\%$) пробах глинистых песчаников с резким дефицитом углистого детрита.



Рис. 94. Содержания элементов в рудных ($U \geq 0,01\%$) пробах белесых и сероцветных глинистых песчаников.

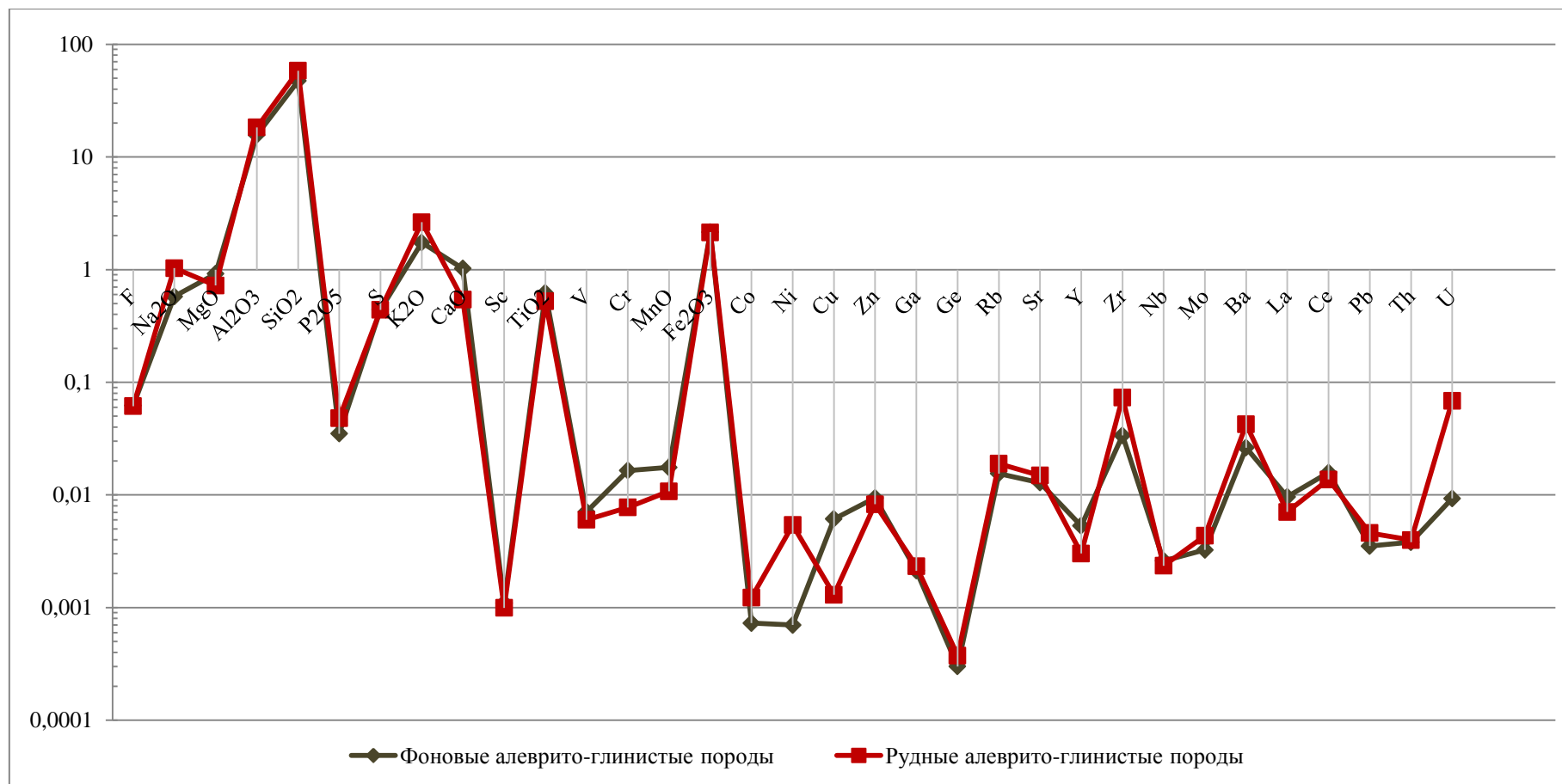


Рис. 95. Содержания элементов в фоновых ($U > 0,01\%$) и рудных ($U \geq 0,01\%$) пробах алеврито-глинистых пород.

Кроме того, результаты данных РСА были обработаны в программе Miromine методом графиков квантилей, позволяющих оценить распределение содержаний микроэлементов в разных выборках. В случае, если точки, соответствующие анализируемым данным, выстраиваются на линии регрессии, можно сделать вывод, что эти переменные (химические элементы) имеют одинаковое распределение в выборках. Смещение кривой графика от линии регрессии указывает на преобладание элемента в той выборке проб, в сторону которой он смещен. Как видно из представленных графиков распределения содержаний микроэлементов в рудных ($U > 0,01\%$) алеврито-глинистых породах, по сравнению с безрудными ($U < 0,01\%$), повышаются содержания таких элементов как: CaO, S, TiO₂, Mo, Y, а также Co, Ni, Zn (Рис. 96, Рис. 97, Рис. 98, Рис. 99). Кроме того, полученные данные подтверждаются построенными графиками содержаний (в логарифмической шкале) элементов по данным РСА в литологических разностях, вынесенными на геологические разрезы (прил. 5, 9).

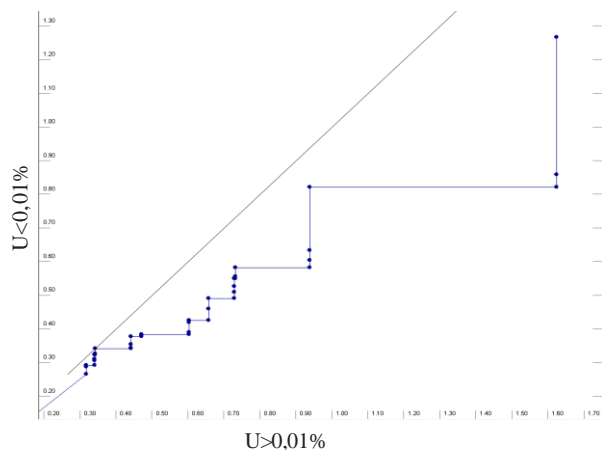


Рис. 96. Распределение содержаний CaO в алеврито-глинистых породах.

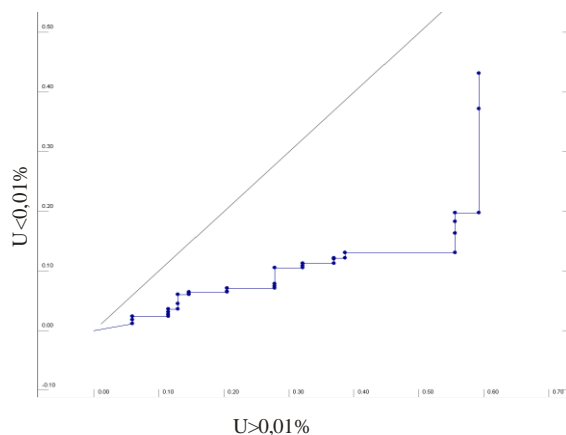


Рис. 97. Распределение содержаний S в алеврито-глинистых породах.

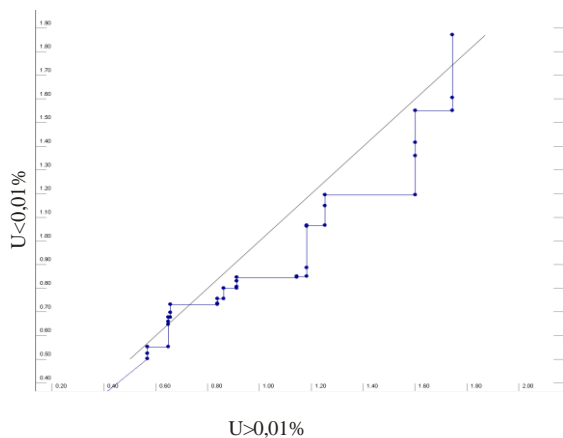


Рис. 98. Распределение содержаний TiO₂ в алеврито-глинистых породах.

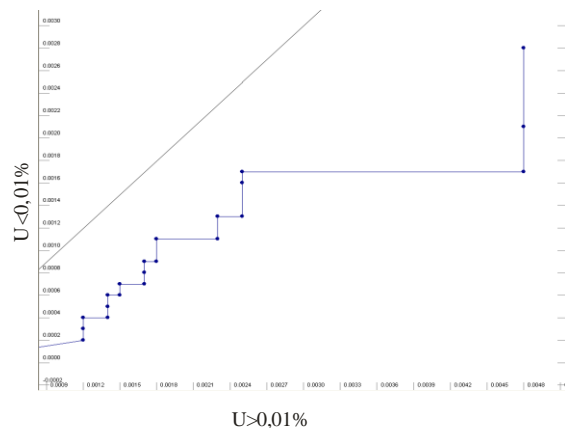


Рис. 99. Распределение содержаний Mo в алеврито-глинистых породах.

Обработка данных в программе Micromine подтвердила, что в рудных глинистых песчаниках, по сравнению с фоновыми, также повышаются содержания CaO, S, Pb, Th, Mo, Y, Zr, что иллюстрируют некоторые из представленных графиков (Рис. 100, Рис. 101, Рис. 102).

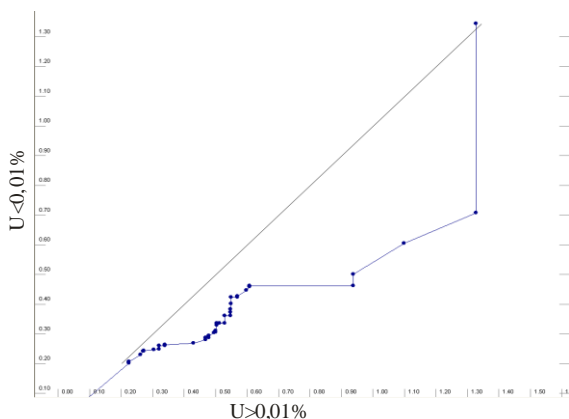


Рис. 100. Распределение содержаний CaO в глинистых песчаниках.

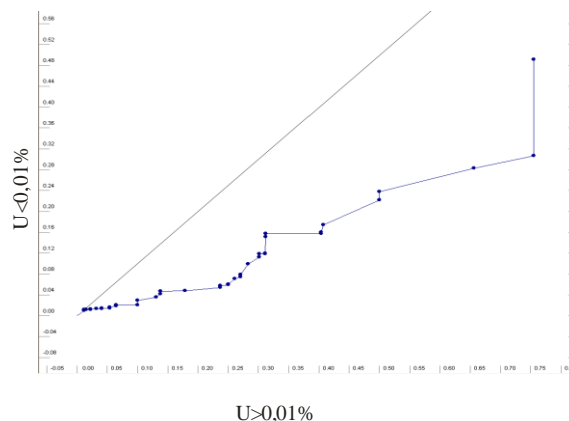


Рис. 101. Распределение содержаний S в глинистых песчаниках.

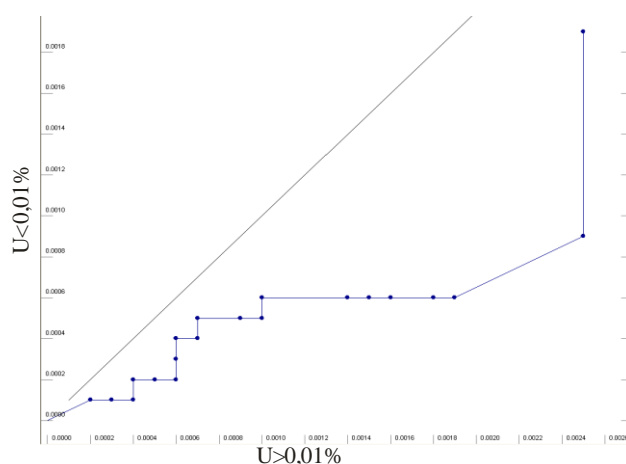


Рис. 102. Распределение содержаний Mo в глинистых песчаниках.

После установления комплекса элементов, накапливающихся в рудах вместе с ураном, возникла необходимость выявления корреляционных связей элементов, определения их ассоциаций и, как следствие, понимания причин образования подобных связей. При помощи программы Statistica были обработаны результаты данных PCA, рудных проб глинистых песчаников, хлидолитов и алеврито-глинистых пород, содержащих сингенетические восстановители урана – углефицированный растительный детрит и дисульфиды железа. Целью настоящего анализа является: выявление корреляционных связей между элементами, особенно, между ураном и другими элементами; выявление факторов, влияющих на корреляционные связи элементов; установление спектра элементов, характерного для данного типа пород.

В результате построения корреляционной матрицы были выявлены следующие корреляционные связи. В первую очередь наиболее интересны корреляционные связи урана с другими элементами. Установлено, что уран как элемент обладает сильной положительной корреляционной связью с P_2O_5 – 0,94, умеренной с Zn – 0,71, Mo – 0,49, Y – 0,41, Pb – 0,41, Cr – 0,35, Ni – 0,3, а также слабая положительная корреляция отмечается с Co – 0,23, Cu – 0,22, Cs – 0,23, SiO_2 – 0,23 (Таблица 3).

Сильная положительная корреляционная связь U с P_2O_5 обусловлена тем, что основной минеральной фазой урана на месторождении является нингиоит – кальциевый фосфат урана (установлено при электронномикроскопических и микрозондовых исследованиях) (Рис. 103). Однако, стоит отметить, что каких-либо корреляций урана с CaO не отмечается (Рис. 104). Вероятнее всего, это связано с отсутствием в выборке проб с высокими содержаниями урана ($>0,5\%$), при которых возможно обнаружение сильных корреляций.

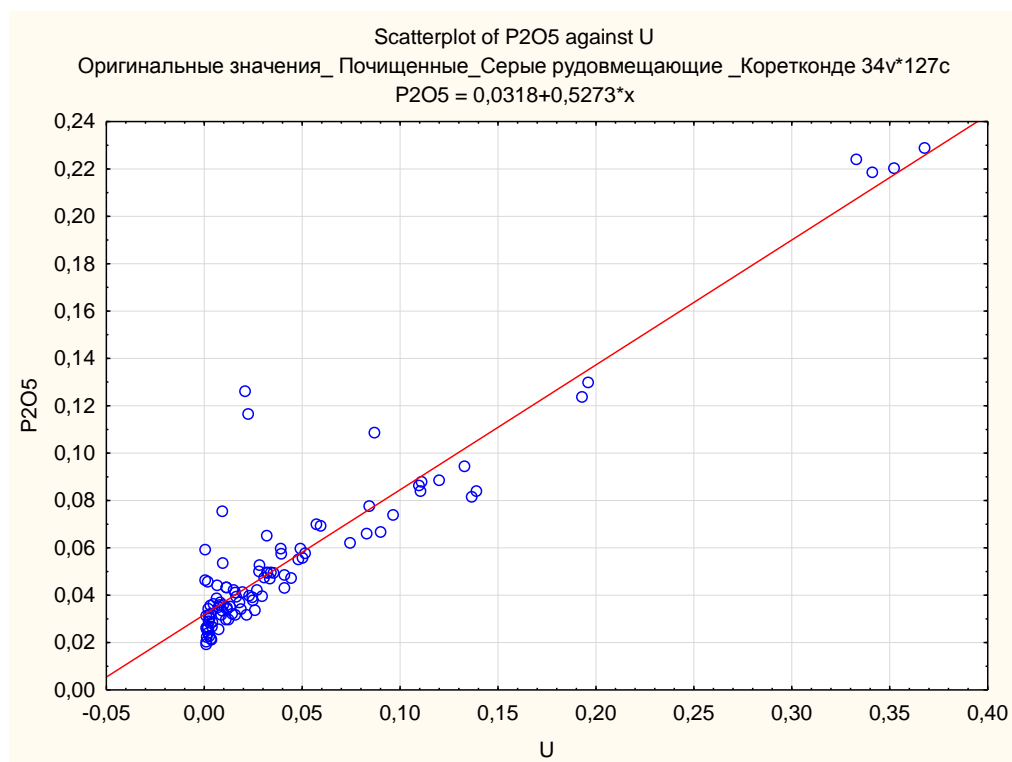


Рис. 103. Диаграмма рассеяния зависимости U от P_2O_5 .

Умеренная и слабая положительная корреляция U с Co , Ni , и Zn обусловлена присутствием этих элементов в составе дисульфидов железа (пирит, марказит и др.), что было установлено при микрозондовых исследованиях (Рис. 105, Рис. 106, Рис. 107).

	F	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	S	K2O	CaO	Sc	TiO2	V	Cr	MnO	Fe2O3	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	La	Ce	Pb	Th	U	
MgO	0,57	-0,21	1,00	0,65	-0,65	-0,19	0,12	-0,44	0,26	0,42	0,50	0,81	-0,48	0,13	0,50	0,15	0,11	-0,12	-0,09	-0,14	0,16	0,07	0,20	0,31	-0,14	-0,13	0,08	0,27	0,57	0,19	0,52	-0,31	
Al2O3	0,20	-0,01	0,65	1,00	-0,85	-0,19	-0,15	-0,06	0,14	0,58	0,73	0,70	-0,49	0,07	0,33	-0,08	-0,02	-0,25	-0,12	-0,15	0,25	0,10	0,43	0,34	-0,11	0,14	0,24	0,37	0,65	0,16	0,52	-0,25	
SiO2	-0,25	-0,14	-0,65	-0,85	1,00	0,13	0,01	-0,10	-0,40	-0,56	-0,57	-0,57	0,54	-0,34	-0,54	0,04	0,02	0,29	0,11	0,36	-0,42	0,05	-0,40	-0,07	0,10	-0,08	-0,49	-0,36	-0,67	0,03	-0,31	0,23	
P2O5	0,24	-0,14	-0,19	-0,19	0,13	1,00	0,12	-0,05	0,25	-0,04	-0,22	-0,18	0,26	-0,02	-0,06	0,36	0,41	0,17	0,66	-0,01	0,20	0,41	0,09	-0,41	0,46	0,23	0,01	-0,13	-0,17	0,39	-0,44	0,94	
TiO2	0,10	-0,06	0,50	0,73	-0,57	-0,22	0,07	-0,16	0,15	0,59	1,00	0,75	-0,40	-0,08	0,16	0,17	0,13	-0,03	-0,22	0,05	0,24	0,17	0,23	0,56	-0,19	0,03	0,14	0,08	0,29	0,19	0,48	-0,36	
V	0,34	-0,30	0,81	0,70	-0,57	-0,18	0,07	-0,52	0,13	0,56	0,75	1,00	-0,28	-0,14	0,25	0,24	0,21	-0,06	-0,14	0,02	0,14	0,25	0,08	0,46	-0,15	-0,04	-0,01	0,06	0,36	0,24	0,53	-0,32	
Cr	-0,34	-0,17	-0,48	-0,49	0,54	0,26	0,02	-0,13	-0,18	-0,17	-0,40	-0,28	1,00	-0,28	-0,32	0,12	0,19	0,14	0,25	0,12	-0,19	0,23	-0,37	-0,28	0,14	0,05	-0,31	-0,32	-0,44	-0,08	-0,36	0,35	
Co	0,31	-0,14	0,15	-0,08	0,04	0,36	0,51	-0,26	0,42	0,02	0,17	0,24	0,12	-0,04	0,10	1,00	0,91	0,36	0,30	-0,04	0,16	0,20	0,03	-0,01	0,22	-0,12	-0,06	-0,01	-0,02	0,22	-0,04	0,23	
Ni	0,26	-0,16	0,11	-0,02	0,02	0,41	0,46	-0,23	0,41	-0,03	0,13	0,21	0,19	-0,06	0,05	0,91	1,00	0,29	0,40	0,00	0,09	0,28	0,10	-0,00	0,32	-0,04	-0,14	0,04	0,03	0,25	-0,01	0,30	
Zn	0,27	-0,23	-0,09	-0,12	0,11	0,66	0,16	-0,13	0,11	-0,11	-0,22	-0,14	0,25	-0,06	-0,00	0,30	0,40	1,00	0,18	1,00	0,01	0,01	0,29	0,14	-0,28	0,52	0,24	-0,15	-0,01	-0,03	0,41	-0,24	0,71
Y	0,16	-0,42	0,07	0,10	0,05	0,41	0,00	-0,31	-0,20	0,22	0,17	0,25	0,23	-0,35	-0,29	0,20	0,28	0,01	0,29	0,48	-0,26	1,00	-0,05	0,35	0,23	0,09	-0,44	-0,35	-0,19	0,48	0,21	0,41	
Nb	0,07	-0,28	0,31	0,34	-0,07	-0,41	-0,01	-0,26	-0,30	0,21	0,56	0,46	-0,28	-0,21	-0,17	-0,01	-0,00	-0,02	-0,28	0,62	-0,42	0,35	0,03	1,00	-0,09	-0,17	-0,44	-0,20	-0,07	0,34	0,82	-0,45	
Mo	0,12	0,09	-0,14	-0,11	0,10	0,46	0,23	0,04	0,07	-0,09	-0,19	-0,15	0,14	0,08	0,03	0,22	0,32	0,11	0,52	-0,04	0,03	0,23	0,36	-0,09	1,00	-0,01	-0,06	0,07	0,01	0,20	-0,09	0,49	
Cs	-0,14	-0,14	-0,13	0,14	-0,08	0,23	-0,26	0,02	-0,13	0,05	0,03	-0,04	0,05	-0,08	-0,05	-0,12	-0,04	-0,09	0,24	-0,01	-0,05	0,09	-0,01	-0,17	-0,01	1,00	-0,08	0,09	0,05	0,03	-0,13	0,23	
Ce	0,27	0,18	0,57	0,65	-0,67	-0,17	0,05	0,03	0,37	0,23	0,29	0,36	-0,44	0,35	0,62	-0,02	0,03	-0,08	-0,03	-0,50	0,29	-0,19	0,61	-0,07	0,01	0,05	0,32	0,80	1,00	-0,07	0,33	-0,21	
Pb	0,36	-0,39	0,19	0,16	0,03	0,39	0,13	-0,31	-0,01	0,08	0,19	0,24	-0,08	-0,19	-0,15	0,22	0,25	0,18	0,41	0,44	-0,15	0,48	0,15	0,34	0,20	0,03	-0,32	-0,16	-0,07	1,00	0,33	0,41	
Th	0,17	-0,24	0,52	0,52	-0,31	-0,44	-0,03	-0,31	-0,15	0,17	0,48	0,53	-0,36	-0,00	0,15	-0,04	-0,01	-0,05	-0,24	0,34	-0,34	0,21	0,19	0,82	-0,09	-0,13	-0,30	0,11	0,33	0,33	1,00	-0,48	

Таблица 3. Корреляционная матрица элементов.

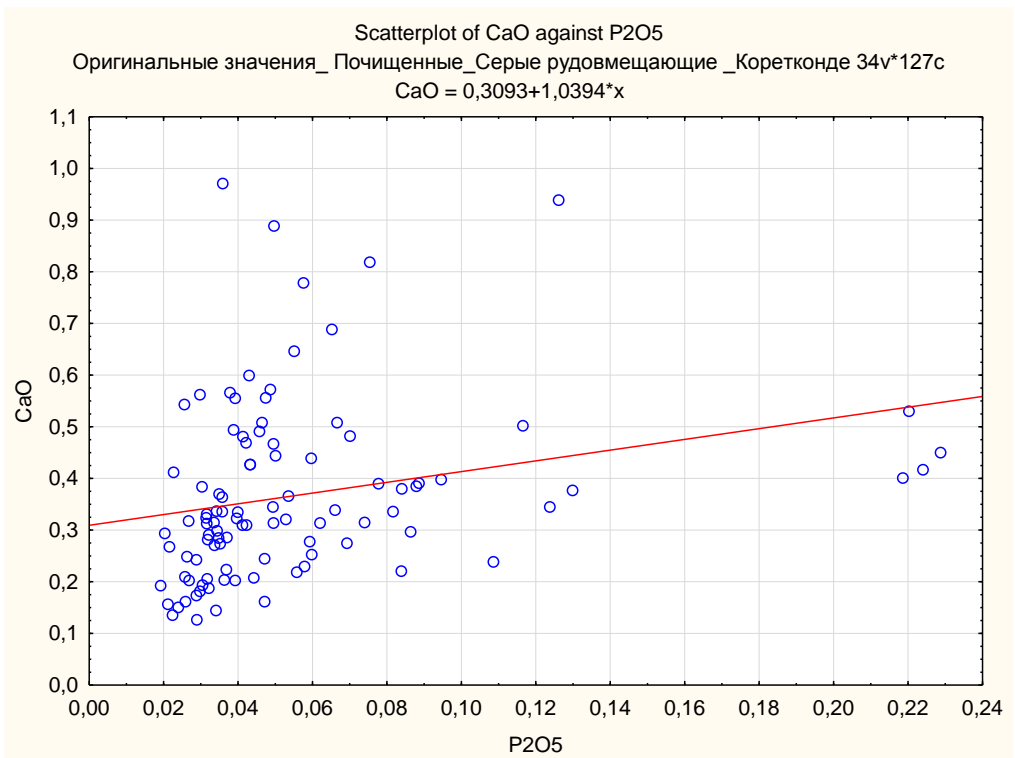


Рис. 104. Диаграмма рассеяния зависимости U от CaO.

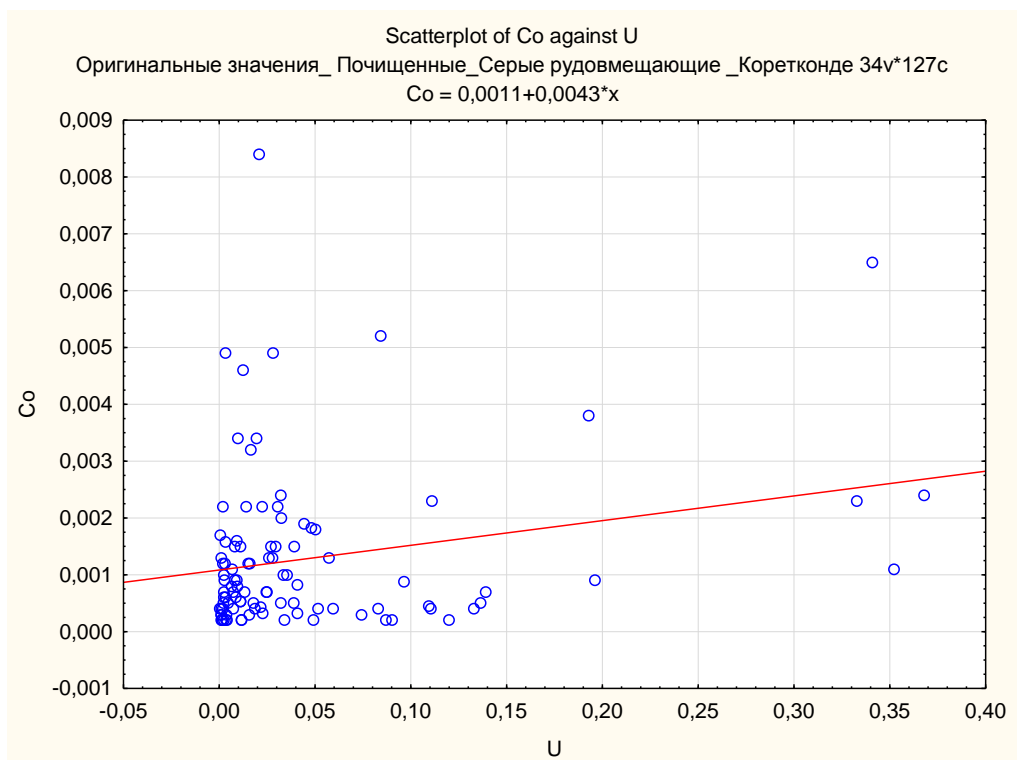


Рис. 105. Диаграмма рассеяния зависимости U от Co.

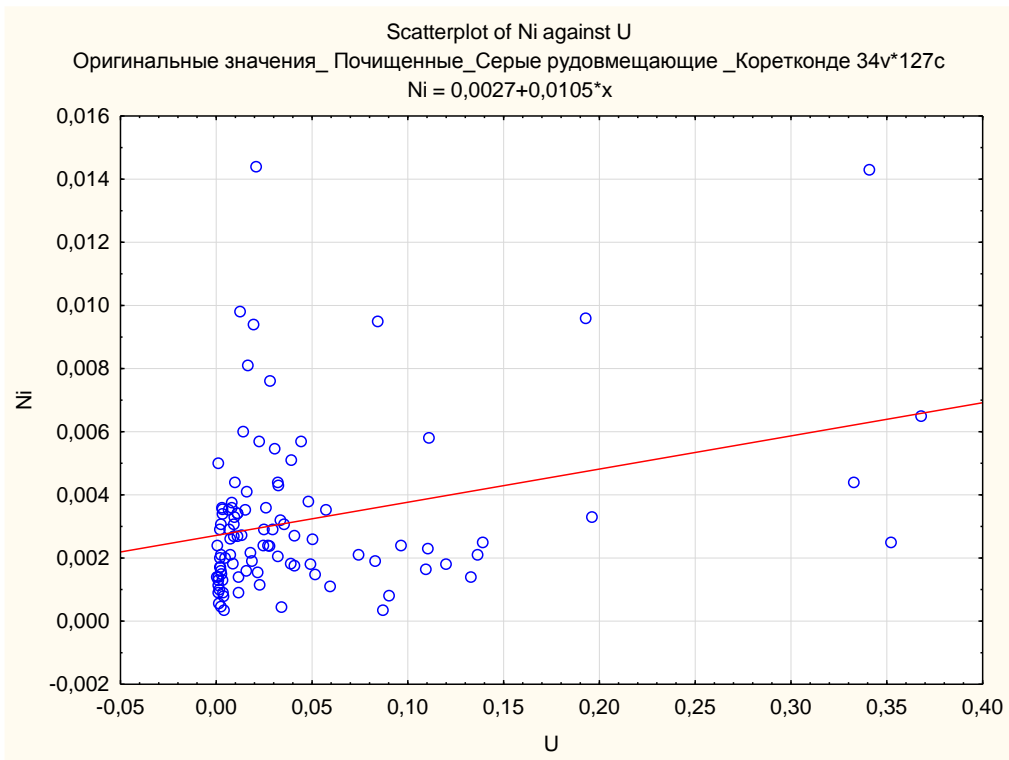


Рис. 106. Диаграмма рассеяния зависимости U от Ni.

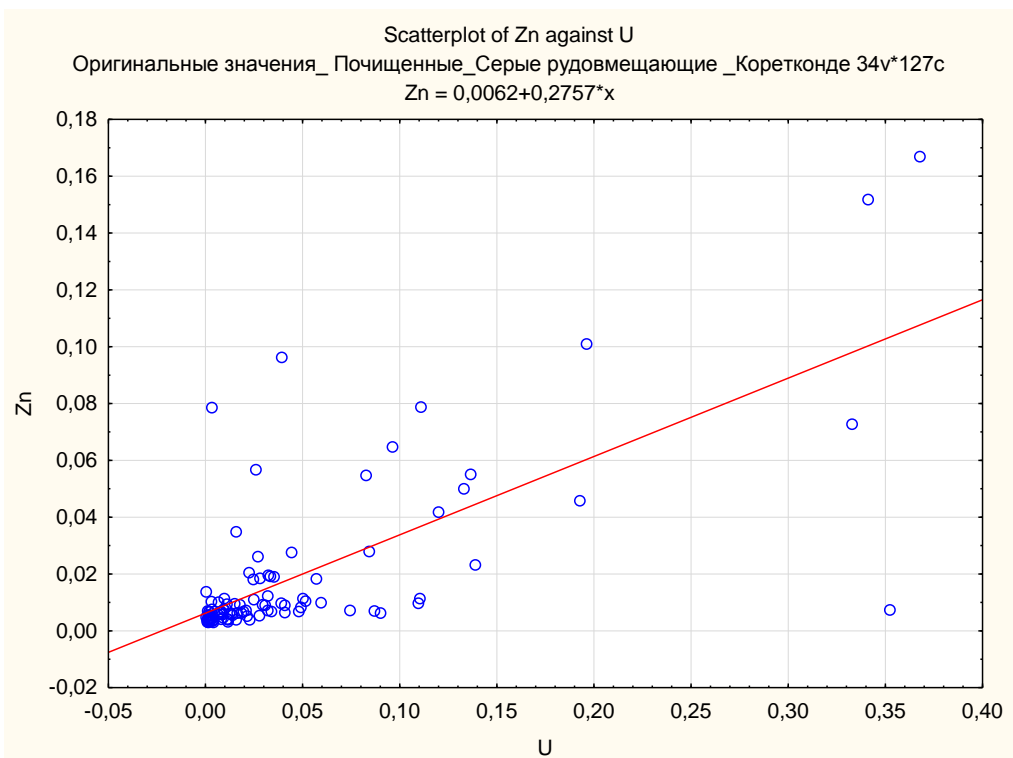


Рис. 107. Диаграмма рассеяния зависимости U от Zn.

Высокие содержания Мо в зоне уранонакопления, вероятнее всего, обусловлены присутствием кислых вод и резко восстановительной среды (низкие Eh и pH), при которых возможно восстановление и осаждение не только урана, но и молибдена [29], [75] (Рис. 108).

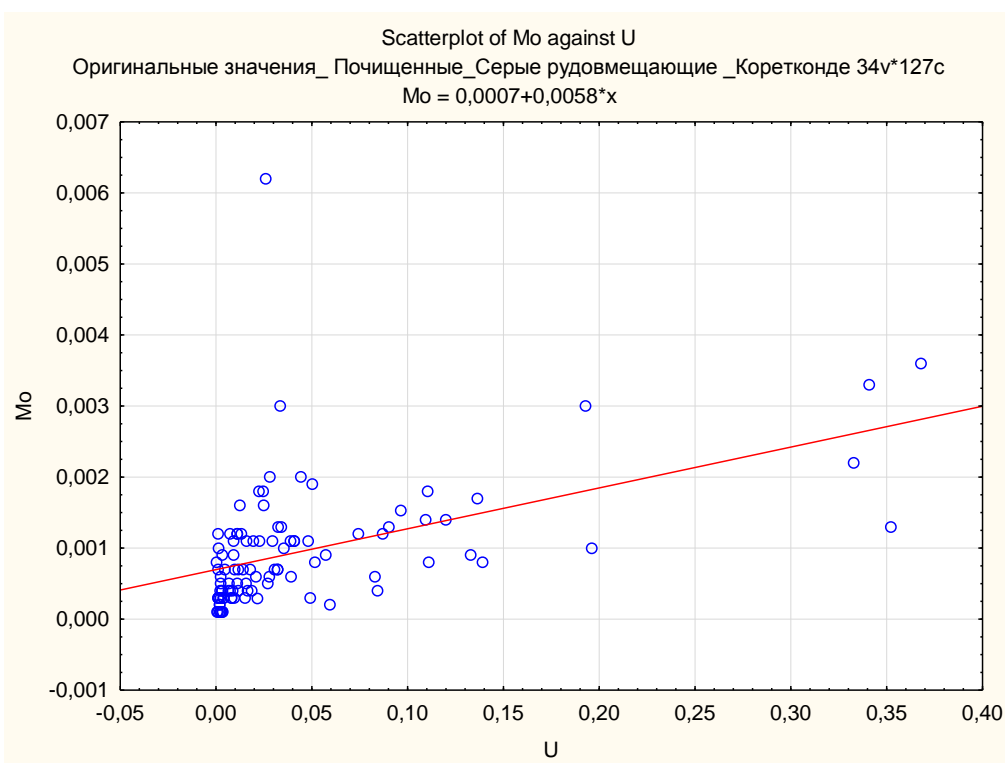


Рис. 108. Диаграмма рассеяния зависимости U от Мо.

Корреляционная связь U с Y обусловлена присутствием ксенотима (YPO_4) в гранитоидах фундамента, фрагменты глинистой коры выветривания которых в результате перемыва попадали в породы рудовмещающей осадочной толщи (Рис. 109).

Тесную положительную взаимосвязь U и Cг на данный момент не представляется возможным объяснить достоверно, однако, есть предположение, что данная корреляция обусловлена присутствием в породах хромсодержащих глинистых минералов, образовавшихся в результате эпигенетических процессов [131] (Рис. 110).

Повышенные содержания Pb в породах, а также его предполагаемая радиогенная природа, подтвердились полученной умеренной положительной корреляционной связью с U (Рис. 111).

Выявленные корреляционные связи могут быть наглядно продемонстрированы диаграммами рассеяния, визуализирующими зависимость между этими элементами.

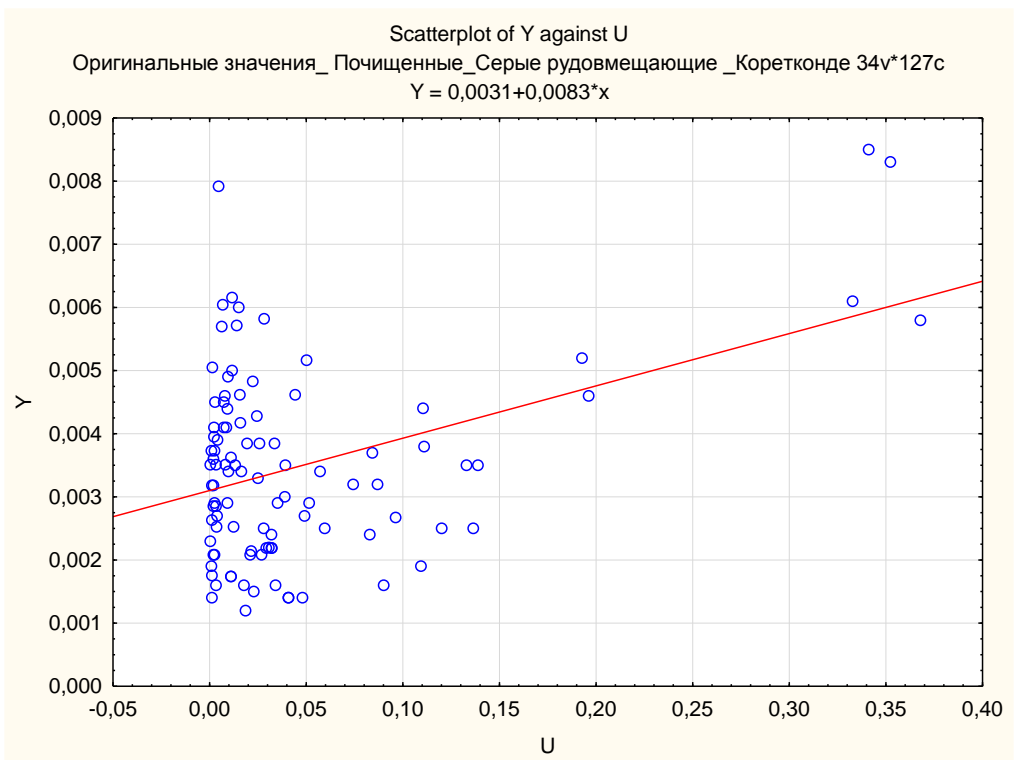


Рис. 109. Диаграмма рассеяния зависимости U от Y.

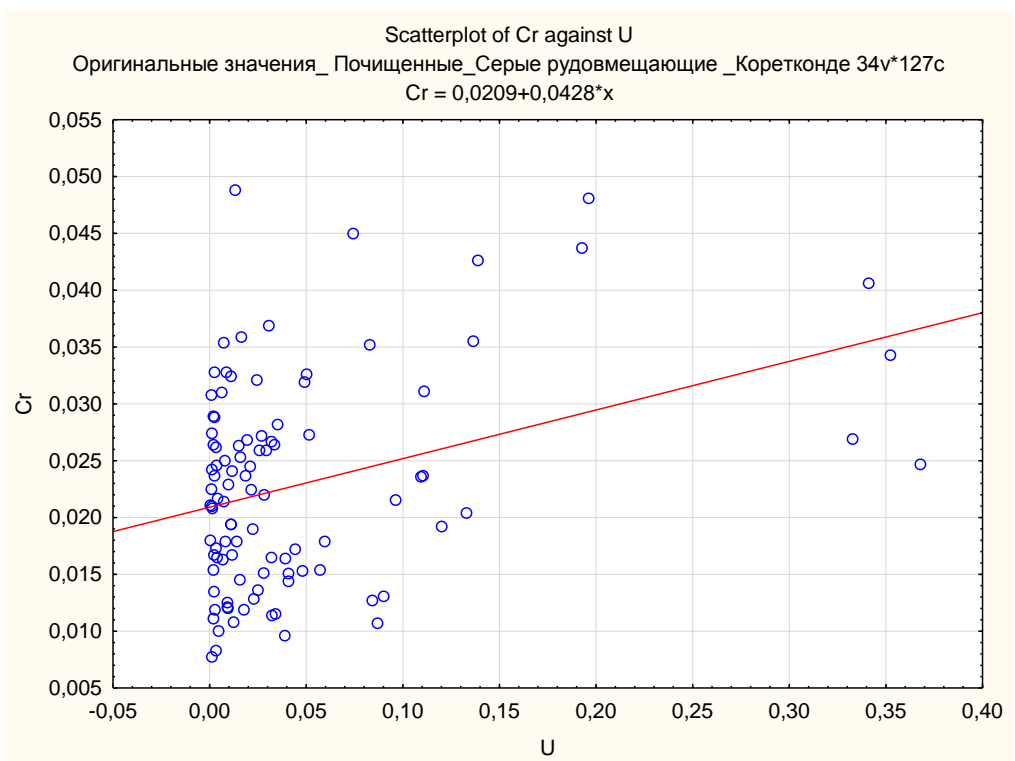


Рис. 110. Диаграмма рассеяния зависимости U от Cr.

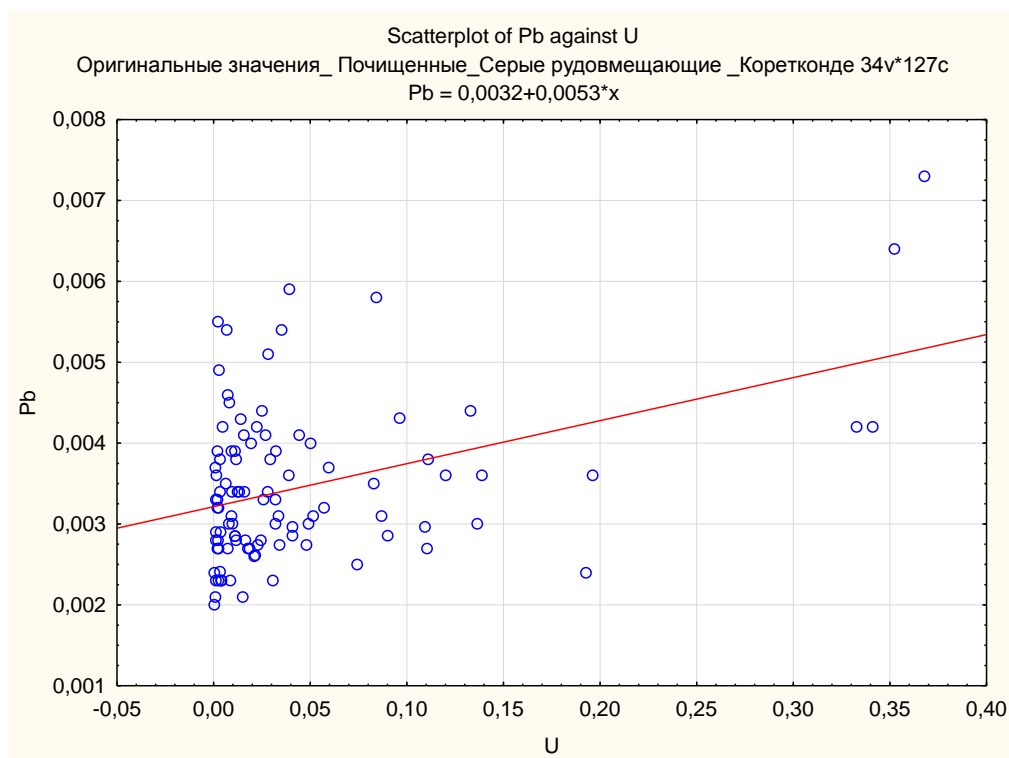


Рис. 111. Диаграмма рассеяния зависимости U от Рb.

С целью определения структуры взаимосвязей между элементами, т.е. их классификации, пробы были обработаны методом факторного анализа. Для выявления количества факторов, влияющих на взаимосвязи элементов, был построен график собственных значений табличных данных (содержания каждого элемента в пробе) (Рис. 112).

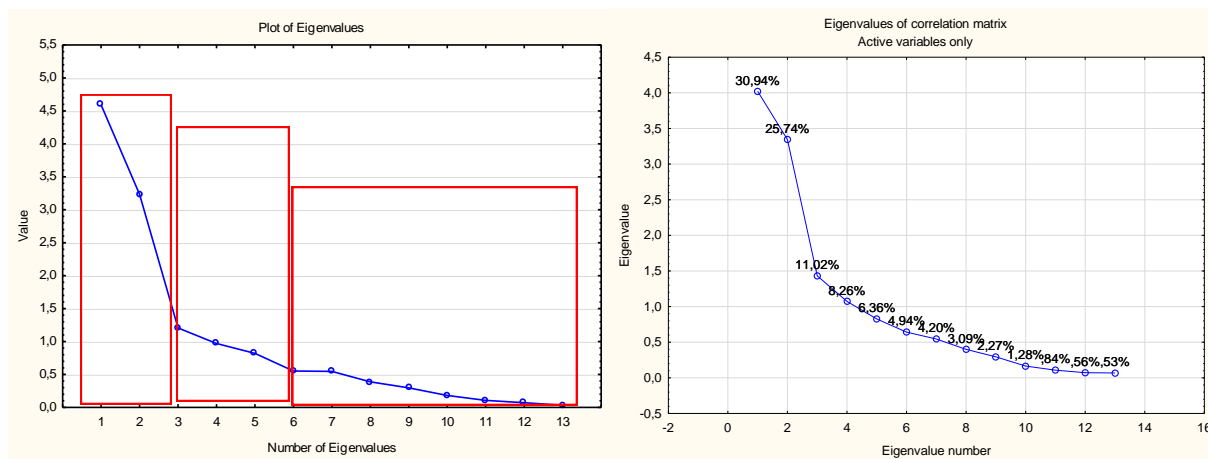


Рис. 112. График собственных значений табличных данных – корреляций.

Из построенного графика видно, что в соответствии с этим критерием представляется целесообразным выделение трех факторов (выделены красными прямоугольниками). Для построения таблицы факторных нагрузок – корреляций, были выбраны элементы, имеющие умеренные и сильные положительные и отрицательные корреляционные связи с ураном. Из

таблицы видно, что первому и второму факторам соответствуют большие значения коэффициентов корреляции, чем третьему фактору (Рис. 113). Из сказанного следует нецелесообразность рассмотрения третьего фактора распределения элементов.

	Factor - 1	Factor - 2	Factor - 3
MgO	-0,618175	-0,425095	0,493433
P2O5	0,761059	-0,493802	0,181214
TiO2	-0,668658	-0,429939	0,176647
V	-0,648355	-0,544681	0,319731
Cr	0,554651	0,057265	-0,379760
Ni	0,236874	-0,559994	0,224549
Zn	0,644681	-0,506575	0,151370
Y	0,125055	-0,713402	-0,418209
Nb	-0,688776	-0,408633	-0,512530
Mo	0,480500	-0,397882	-0,030278
Pb	0,056363	-0,762458	-0,200233
Th	-0,737460	-0,402050	-0,310739
U	0,846636	-0,418970	0,057103
Expl.Var	4,592928	3,232320	1,205713
Prp.Totl	0,353302	0,248640	0,092747

Рис. 113. Таблица факторных нагрузок – корреляций.

На двумерном графике факторных нагрузок видно, что Фактор 1 отвечает за умеренную и сильную положительную корреляционную связь между элементами в группе, расположенной в крайне правой части диаграммы – U, P2O5, Co, Ni, Zn, Y, Mo, Pb (Рис. 114, Рис. 115). Как было описано выше, фосфор входит в состав урановой минеральной фазы,

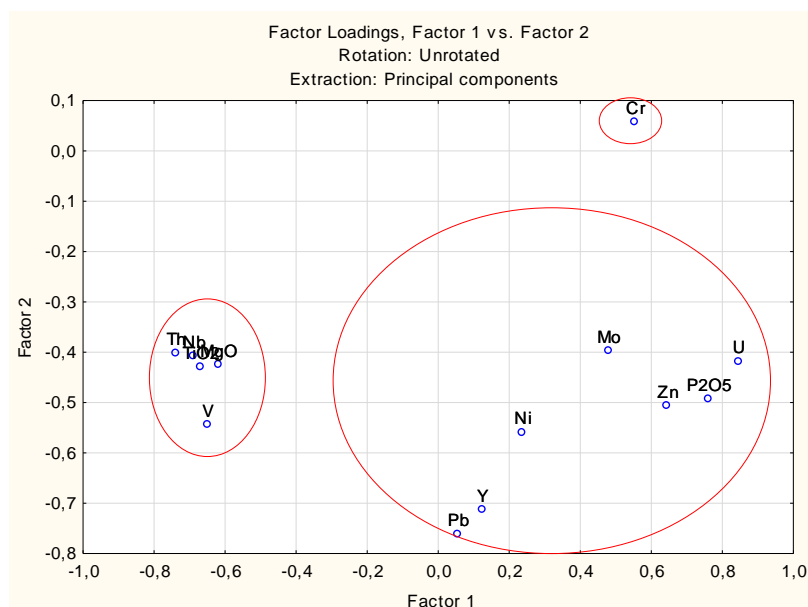


Рис. 114. Двумерная диаграмма факторных нагрузок (Фактор 1 и Фактор 2).

представленной минералом (кальциевый фосфат урана), что является главным фактором сильнейшей корреляционной связи между этими элементами. Co, Ni, Zn, а также иногда Cu

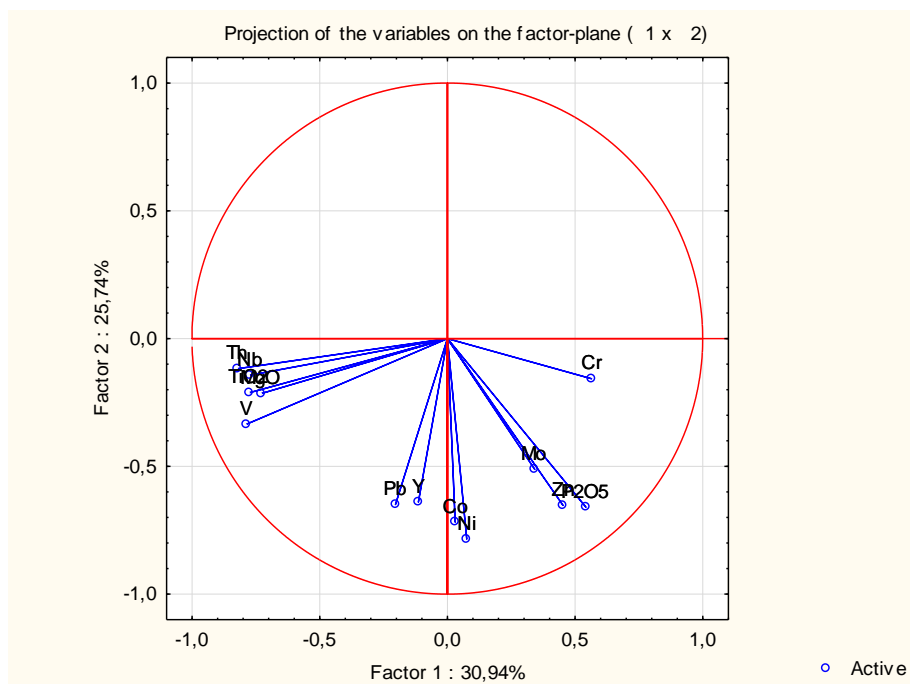


Рис. 115. Диаграмма факторных нагрузок.

входят в состав важнейших сингентичных восстановителей урана на месторождении – дисульфидов железа (пирит, марказит). Между этими элементами также существуют положительные умеренные и сильные корреляционные связи. Радиогенный свинец и молибден, как известно, накапливаются вместе с ураном. Небольшая группа элементов, которая находится в левой части плоскости графиков – V, TiO₂, Nb, Th, MgO имеет отрицательные корреляционные связи с ураном. Вероятнее всего, фактором, отвечающим за тесные взаимоотношения этих элементов, является глина и алевроито-глинистые породы, в состав которых входят эти элементы. Например, титан и ванадий имеют тесную корреляционную связь между собой за счет того, что они входят в состав титано-ильменитов и титано-магнетитов, содержащихся в глинистых породах, зачастую в разложенном виде.

Таким образом, в результате проведенного анализа в разрезе рудовмещающей толщи не было выявлено признаков ни вертикальной, ни латеральной геохимической зональности, что вероятно, обусловлено спецификой осадкообразования на месторождениях, а, кроме того, воздействием поствулканических процессов на сформировавшиеся породы и руду.

ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В результате проведенного комплекса исследований представляется возможным сформулировать следующую модель рудообразования.

В раннем миоцене во время накопления рудовмещающей толщи происходила фильтрация кислородных подземных вод от верховьев и бортов палеодолин в направлении тальвегов и устьев. Образование руд на месторождениях Кореткондинское и Намару началось во время формирования отложений вулканогенно-осадочной подсвиты и прекратилось после перекрытия района плато-базальтами.

Рудные накопления в палеораспадках формировались грунтовыми водами, которые в средних частях палеоструктур приобретали характер грунтово-пластовых вследствие появления локальных, отдельно выдержанных водоупоров. Движение вод все время было направлено к местным очагам разгрузки (базисам эрозии), расположенным в устьях палеораспадов. В областях питания подземных вод и сноса обломочного материала расположены радиогеохимически специализированные на уран породы фундамента (граниты, липариты), преобразованные процессами формирования кор выветривания. В результате чего происходило разрушение минералов-носителей, сопровождавшееся переводом урана в подвижное состояние, выносом его из пород и рассеиванием. При этом часть высвободившегося урана поступала по вертикальным трещинам в основание профиля коры, где происходило его накопление до уровня аномальных концентраций. По мере денудации водоразделов в область питания вовлекалась и зона дезинтеграции гранитов с накопленными в ней ранее аномальными концентрациями урана.

Не исключено, что привнос урана в осадки кислородными водами на начальном этапе не сопровождался образованием зон окисления. Грунтово-пластовые зоны окисления начинали образовываться на стадии раннего диагенеза и способствовали возникновению рудных залежей за счет перераспределения урана, накопившегося в осадках в процессе седиментогенеза, а также его привноса из области питания. Как отмечает Е.А. Головин [131] «эпигенетические изменения таких отложений, связанные с их промыванием грунтовыми водами, начинаются сразу после накопления осадков, еще на стадии диагенеза. Если такие осадки обогащены органическим веществом, а промывающие их грунтовые воды содержат растворенный уран, возникают условия для образования его концентраций». Таким образом, подобные месторождения были отнесены к экзодиагентическим, то есть сформировавшимися эпигенетическими процессами с привносом урана на стадии диагенеза [32], [131].

В областях выклинивания зон грунтово-пластового окисления возникал контрастный восстановительный барьер связанный с высокой концентрацией углистого органического

вещества, постепенно переходящий в нейтрализационный. Кроме того, в рудовмещающей толще формировался литологический барьер, обусловленный гранулометрической неоднородностью и резкой фациальной изменчивостью отложений, а также сорбционный, отвечающий за рудные концентрации в глинистых минералах и оксидах титана. Это, очевидно, способствовало накоплению в рудах большого количества моно- и поливалентных элементов. После перекрытия палеораспадов мощными покровами базальтов доступ кислородных вод резко сократился, и дальнейшие эпигенетические процессы протекали в восстановительной среде. В результате произошло восстановление гидроксидного железа и его вынос с частичным переосаждением, что обусловило белесую окраску ранее окисленных пород. Кроме того, перекрытие непроницаемыми вулканогенными толщами привело к захоронению месторождений и предохранению их от разрушения.

На начальных этапах рудообразования уран, привнесенный в осадки кислородными грунтовыми водами, сорбировался на поверхности обогащенной углеродом глины. Гелеподобное состояние первичных накоплений урана, а также множество элементов, содержащихся в гелях, позволяют предполагать, что пересыщенный рудоносный раствор был коллоидным. После того, как адсорбировалось необходимое количество урана, происходила последовательная кристаллизация вещества.

Учитывая, что условия среды при формировании руд были достаточно кислыми, отложения урана в оксидной форме, вероятнее всего, не могло происходить. По-видимому, не было и условий для полного восстановления урана до четырехвалентного состояния на начальном этапе отложений нераскристаллизованных гелей, и только постепенно при кристаллизации в восстановительной среде мог отлагаться сложный урановый минерал с U^{+4} и анионной фосфатной составляющей. Формирование коффинита также маловероятно в связи с отсутствием миграции кремния в кислой обстановке.

Поствулканические гидротермальные растворы, вероятно, также способствовали кристаллизации урансодержащих многокомпонентных гелей и обогащали руды сульфатами и сульфидами железа с повышенными содержаниями Co, Ni, Zn, As. Вдоль открытых трещин эти напорные сероводородно-углекислые растворы, заимствуя уран из оруденелых осадков, отлагали его в измененных осветленных базальтах на незначительном удалении вверх по разрезу от основных рудных залежей в осадках. Изменения в базальтах выражены в отчетливом осветлении и интенсивной сидеритизации, глинизации и образовании сульфидов и сульфатов железа.

Все имеющиеся факты, полученные при изучении новообразований поствулканического термального процесса месторождениях, свидетельствуют об отсутствии урана в этих новообразованиях в случаях их проявления за пределами рудных тел.

Полученные минералогические данные свидетельствуют о преобразовании осадков и вулканитов углекислыми растворами, иногда с сероводородом.

Детальным минералого-петрографическим изучением руд и рудовмещающих пород традиционными методами оптической микроскопии и аналитическими работами, сопровождавшимися исследованиями с применением рентгенофазового анализа, растрового и просвечивающего электронных микроскопов с энергодисперсионной приставкой и микрозонда, позволили выявить минеральные ассоциации, образованные в результате фумаральной деятельности и при внедрении восходящих по зонам разломов углекислых, иногда сероводородных вод. Необходимо отметить, что эти процессы не сопровождались привнесением урана и лишь способствовали его незначительному перераспределению внутри уже сформированной урановорудной залежи.

Наложённая карбонатизация представлена новообразованными сферолитовидными выделениями сидерита в глинистом цементе песчаников. Округлые, часто зональные выделения сидерита иногда содержат вкрапленность зерен пирита. В этих же скважинах, в гранитах фундамента, наблюдаются тонкие прожилки карбоната с кристаллами дисульфидов железа, секущие серицитизированные и каолинизированные полевые шпаты и по трещинкам проникающие в зерна кварца. Данные факты позволяют предполагать, что карбонатизация совместно с дисульфидами железа, является наложенной на рудовмещающие осадки и, вероятнее всего, контролируется зонами нарушений. Среди сидерита наблюдаются скопления кристаллов и агрегаты пирита, и редко халькопирита. Сидерит агрессивен по отношению к обломкам кварца и полевого шпата, проникая по спайности во все зерна полевого шпата и по трещинам дроблённых зерен кварца. Вероятнее всего, отложение карбонатов и дисульфидов железа обусловлено проникновением напорных сероводородно-углекислых вод в осадки по зоне тектонического нарушения.

В оливин-тироксеновых базальтах в интервалах повышенной гамма активности вдоль оси зерна развиты трещины, выполненные галлуазитом, метагаллуазитом, монтмориллонитом и их смешаннослойными образованиями с пиритом, сульфатами железа, оксидов титана, баритом и гипсом. Вдоль глинистых прожилков прослеживается полоса осветления базальта до белого цвета шириной до 0,5 см. Отмечается большое количество выделений сидерита и крупных обособлений кальцита. Эта микрizonaльность вдоль трещины отражает последовательность минералообразования: сидерит+кальцит → глинистые минералы + сульфиды и сульфаты железа + барит. Электронно-микроскопическими исследованиями обнаружены слабо кристаллизованные нингиоиты или полностью аморфные поликомпонентные гели. В составе гелей и нингиоита выявляются примеси, аналогичные урановому минералу в осадках – Ce, Fe, S, Mg, а также повсеместно углерод и различные

содержания титана. Кроме того, обнаружен пирротин. Микронзондовое исследование подтвердило кальций-фосфор-урановый состав рудного вещества, совместно с которым присутствует никель и кобальтсодержащий сульфид железа, вероятнее всего, пирротин. Состав урансодержащего вещества не постоянен, но всегда содержит U, P, Ca, Fe, S. Отсутствует пространственная связь урановых минералов с сидеритом и титановыми минералами. Это позволяет предполагать генетическую связь урановой минерализации с сульфидами железа, обогащенными кобальтом, никелем и новообразованной глиной, образовавшихся в связи с проявлением поствулканического сероводородно-углекислого процесса, следы которого отмечаются в гранитах, осадочных породах и базальтах. Этот процесс приводил к разложению углистого детрита и замещению его монтмориллонитом, в результате чего формировались агрегаты (органо-сметиты), образованные сорбционно-емким монтмориллонитом и восстановителем – углистым детритом.

Поствулканические растворы переотлагали уран на незначительное расстояние внутри рудной залежи, резко обогащая ураном до десятых долей процента маломощные слойки с разложенным до монтмориллонита пеплом или насыщенными органо-сметитами. Иногда уран перераспределялся поствулканическими растворами вверх в микротрещины в базальтах, где осаждался в новообразованных глинах с карбонатами и сульфидами железа.

Таким образом, материал, приведенный в Главах 4 и 5, позволил сформулировать и обосновать третье и четвертое защищаемые положения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Урановое оруденение на месторождениях Кореткондинское и Намару представлено лентообразными в плане, линзовидными в разрезе залежами, локализованными в относительно узких, протяженных палеораспадках, выполненных делювиально-овражными отложениями. Рудные тела приурочены к песчаным и песчано-глинистым отложениям, обогащенным сингенетическими восстановителями урана – углефицированным растительным детритом и дисульфидами железа.

Основным концентратором урана является соединение кальций-уран-фосфорного состава с постоянными соотношениями элементов. Эти элементы входят в состав аморфных поликомпонентных гелеподобных стяжений или кристаллизующейся из них минеральной фазы кальциевого фосфата урана – нингиита.

Руды сформированы урансодержащими кислородными грунтово-пластовыми водами, проникавшими от верховьев и крутых бортов распадка в его тальвеговую часть. Грунтово-пластовые зоны окисления начинали формироваться на стадии раннего диагенеза, способствуя образованию рудных залежей за счет перераспределения урана, накопившегося в осадках в процессе седиментогенеза и его привноса из области питания на следующей стадии осадкообразования. В областях выклинивания зон грунтово-пластового окисления возникал контрастный восстановительный барьер, связанный высокой концентрацией углистого органического вещества. Кроме того, в рудовмещающей толще формировался литологический барьер, обусловленный гранулометрической неоднородностью и резкой фациальной изменчивостью отложений, а также сорбционный, за счет которого образовывались рудные концентрации в глинистых минералах и оксидах титана. Очевидно, это способствовало накоплению в рудах большого количества моно- и поливалентных элементов.

Осаждение урана, привносимого кислородными грунтовыми водами на начальных этапах рудообразования, было обусловлено процессами сорбции на глинистой составляющей осадков, пропитанной органическими кислотами. Рудоносный коллоидный раствор способствовал возникновению многокомпонентных урансодержащих гелеподобных стяжений. В процессе насыщения сорбционной поверхности углеродсодержащей глины происходила последовательная кристаллизация урансодержащего вещества до формирования кальциевого фосфата урана – нингиита, являющегося главным минералом-концентратором урана.

Воздействие поствулканических процессов на рудовмещающую толщу привело к образованиям в составе руд сульфатов и сульфидов железа, обогащенных Co, Ni, Zn, Sr, Zr, As. Вдоль открытых трещин в базальтах поствулканические растворы приводили к

формированию карбонатов, глинистых минералов, сульфатов и сульфидов железа, обогащенных Co, Ni, Zn. Поствулканические сероводородно-углекислые растворы переотлагали уран на незначительное расстояние внутри рудной залежи, резко обогащая им маломощные прослои, содержащие новообразованные монтмориллонит, органо-сметтит или титанаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтгаузен М.Н., Халезов А.Б., Малышев В.И., Ковалева С.А. Многостадийное образование экзогенных концентраций урана в палеоруслах // Геология рудных месторождений. 1975. Т. XVII. № 1. С. 105-108.
2. Белова Л.Н., Горшков А.И., Иванова О.А. Первая находка нингиюита в СССР // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 215-216.
3. Белова Л.Н., Горшков А.И., Сивцов А.В. Сорбция урана гидроокислами титана как один из источников для создания промышленных концентраций урана в эпигенетических месторождениях урана песчаникового типа // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 1. С. 191-193.
4. Белова Л.Н., Горшков А.И., Дойникова О.А., Сивцов А.В. Минералогия урана в месторождениях рыхлого осадочного чехла // Минералогия - народному хозяйству: Тез. докл. / VII съезд ВМО. Л.: Наука. 1987. С. 152.
5. Белова Л.Н., Горшков А.И., Дойникова О.А., Сивцов А.В. Новая группа минералов - фосфаты U(IV) // Докл. АН СССР. 1998. Т. 358. № 2. С. 215-217.
6. Белова Л.Н., Горшков А.И., Дойникова О.А., Сивцов А.В. Об аналогии тристремита и нингиюита // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11. 1987. С. 136-137.
7. Белова Л.Н., Горшков А.И., Дойникова О.А., Сивцов А.В., Трубкин Н.В. Еще один фосфат четырехвалентного урана // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 3. С. 361-363.
8. Белова Л.Н., Горшков А.И., Иванова О.А., Сивцов А.В. Группа фосфатов U⁴⁺ // Кристаллохимия минералов: Мат-лы XIII Конгр. ММА. Варна. 1982. София: Изд. Болг. АН. 1986. С. 763-772.
9. Белова Л.Н., Дойникова О.А. Условия образования окислительно-восстановительной зональности урановых месторождений в зоне гипергенеза // Новое в науках о Земле: Тез. докл. / Междунар. конф. М. МГРИ. 2003.
10. Белова Л.Н., Дойникова О.А. Условия образования урановых минералов в зоне окисления урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 2. С. 148-151.
11. Белова Л.Н., Иванова О.А., Горшков А.И., Сивцов А.В. Исследование тонкодисперсных урановых руд комплексом методов электронной микроскопии // В кн.: Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах. М.: Недра, 1985. С. 158-175.
12. Белова Л.Н., Иванова О.А., Федоров О.В., Рыжов Б.И., Горшков А.И., Любимова Г.В. О нингиюитовых рудах Болгарии // Мат-лы по геологии м-й урана, редких редкоземельных металлов. Иформ. сборн. КНТС. 1979. № 57. С. 63-68.
13. Белова Л.П., Горшков А.И., Иванова О.А., Диков Ю.П., Сивцов А.В. Нингиюит в свете новых экспериментальных данных // Изв. АН СССР, сер. геол.. 1985. № 3. С. 101-109.
14. Белова Л.Н., Горшков А.И., Иванова О.А., Сивцов А.В., Боронихин В.А. Новый природный фосфат урана U(IV) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 237. № 6. С. 1460-1462.
15. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
16. Белоусов В.В. О возможных глубинных условиях магматизма // Советская геология. 1966. № 4. С. 8-25.
17. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
18. Беус А.А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких земель в эндогенных растворах // Геохимия. 1958. № 4. С. 307-313.
19. Боголепов К.В. О понятиях "рифтовая структура" и рифтогенез // В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1977. С. 6-11.

20. Боголепов К.В. Опыт тектонического районирования и классификации основных послетриасовых структур Сибири и Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1963. № 4. С. 64-78.
21. Бойл Д.Р. Геология и фациальные условия образования урановых месторождений базального типа в осадочных породах // Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. (Фонды ФГУП "ВИМС"). 1985. № 34. С. 48-56.
22. Бойцов В.Е., Верчеба А.А. Геолого-промышленные типы месторождений урана. М.: КДУ, 2008.
23. Бойцов В.Е. Геология месторождений урана. М.: Недра, 1989.
24. Боут Д.Р., Лесавр А. Урановое месторождение Мэнинджи // Мат-лы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. (Фонды ФГУП "ВИМС"). 1985. № 34. С. 56-65.
25. Васильев В.И. Уран и торий в коре выветривания вулканических пород // Тр. ВСЕГЕИ 1974. 1975.
26. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
27. Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах / Под ред. В.И. Данчева и Л.Н. Белевцева. М.: Недра, 1980. 270 с.
28. Герасимов А.П. Оро-геологический очерк части Яблонового хребта и Витимского плоскогорья // Сб. пам. И.В. Мушкетова. 1905. С. 131-169.
29. Гидрогенные месторождения урана (основы теории образования) / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
30. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. О понятиях "фациальный анализ" и "фация" // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1965. Т. XL. № 5. С. 131-165.
31. Данковцев Р.Ф., Ильичев А.В. Изучение геохимических условий формирования и вещественного состава руд кайнозойских урановых месторождений Амалатского плато базальтов: отчет по договору с Сосновским ПГО по теме 65-83. Т. 1, кн. 2. М.: Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС). (Росгеолфонд), 1986. 370 с.
32. Данчев В.И., Стрелянов Н.П. Экзогенные месторождения урана: Условия образования и методы изучения. М.: Атомиздат, 1979. 248 с.
33. Данчев В.И. Литогенез и урановое рудообразование // В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 52-61.
34. Дзядок С.А. Результаты и дальнейшее направление поисковых работ в Витимском урановорудном районе // Тезисы III Международного симпозиума "Уран: геология, ресурсы, производство". 2013. С. 45-46.
35. Дойникова О.А., Белова Л.Н., Сивцов А.В., Черкасов А.В. Иттрий содержащий нингиоит // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии: Тез. докл. / Конф. МО ВМО. М. 1985. С. 144.
36. Дойникова О.А., Сидоренко Г.А. К минералогии четырехвалентного урана // Новые данные о минералах. М. 2010. № 45. С. 83-96.
37. Дойникова О.А. Минералогия урана в восстановительной зоне гипергенеза (по данным электронной микроскопии). М.: ФИЗМАТЛИТ, 2012. 216 с.
38. Домарев В.С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 271 с.
39. Домаренко В.А., Краморенко С.В., Мартыненко В.Г., Новгородцев А.А., Руденко А.А., Митрофанов Е.А., Деревенец Е.Г. Радиоактивное равновесие в рудах месторождения

Дыбрын (республика Бурятия)

40. Дубинчук В.Т., Коченов А.В., Ружицкий В.В., Мещанкина В.И. Формы выделения урановой минерализации экзогенного эпигенетического оруденения в осадочных породах по данным электронно-микроскопического изучения // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 3. С. 65-72.
41. Дубинчук В.Т., Ружицкий В.В., Батулин С.В. Электронно-микроскопические исследования урановых руд // Разведка и охрана недр. 1996. № 36-39.
42. Дымков Ю.М., Дойникова О.А., Волков Н.И. Находка U - Fe - Zr - Ti - S - P-геля в экзогенно-эпигенетическом урановом месторождении Хохловское (Южное Зауралье) // Геохимия. 2003. № 11. С. 62-67.
43. Евсеева Л.С., Перельман А.И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Госатомиздат, 1962. 238 с.
44. Елисеев В.И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978. 232 с.
45. Ендрихинский А.С., Осадчий С.С., Агафонов Б.П. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск: Наука, АН СССР Сиб. отд., 1983. 169 с.
46. Ендрихинский А.С. Витимское плоскогорье // В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 210-234.
47. Ендрихинский А.С. Геологическая эволюция озерных котловин Витимского плоскогорья // В кн. Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1967. № 2(4). С. 263-266.
48. Ендрихинский А.С. Геоморфология и неотектоника Витимского плоскогорья // В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1968. С. 192-201.
49. Ендрихинский А.С. Кайнозойские озерные отложения Витимского плоскогорья // В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XII. Улан-Удэ: Бурят. кн.изд-во, 1969. С. 73-86.
50. Ендрихинский А.С. Миоценовые озерные отложения Витимского плоскогорья // В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Ч.4. Чита. 1969. С. 68-75.
51. Ендрихинский А.С. О денудационных процессах и новейшей тектонике северо-восточного р-на Витимского плоскогорья // В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ: Бурят кн. изд-во, 1976. С. 21-27.
52. Живов В.Л., Бойцов А.В., Шумилин М.В. Уран: геология, добыча, экономика. М.: ОАО "Атомредметзолото", 212. 304 с.
53. Ильичев А.В., Данковцев Р.Ф. Изучение геохимических условий формирования и вещественного состава руд кайнозойских урановых месторождений Амалатского плато базальтов: отчет по договору с Сосновским ПГО по теме 65-83. Т. 1, кн. 1. Т. 1, кн. 1. Москва: Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья. (Росгеолфонд), 1986. 199 с.
54. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 207 с.
55. Казанский В.И., Лаверов Н.П. Месторождения урана // В кн.: Месторождения урана СССР. Т. 2.. М.: Недра, 1987. С. 327-391.
56. Катаяма Н., Куто К., Хироно С. Генезис урановых месторождений рудного поля Тоно, Япония // В кн.: Образование месторождений урана (Труды симпозиума по образованию месторождений урана, Афины, 1974). М.: Мир, 1976. С. 452-467.
57. Катаяма Н. Генезис уранового месторождения в третичных отложениях района Нингё-Тоге, Западная Япония // Геология атомного сырья. Тр. II Межд.конф. по мирному исп.

- АЭ, Женева, 1958. Т. 8. М.: Изд-во ГУ по исп. АЭ при Совмине СССР, 1959. С. 271-278.
58. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000.
 59. Коноплев А.Д., Кутуева О.В., Лосев Ю.Н., Кусов В.А., Ткаченко И.М., Стародубцев С.Г. Новый геолого-промышленный тип экзогенного инфильтрационного уранового оруденения в Южно-Витимском урановорудном районе (респ. Бурятия) // Тезисы III Международного симпозиума "Уран: геология, ресурсы, производство". 2013. С. 74-76.
 60. Коноплев А.Д., Толстов А.В., Васильева А.Т. Особенности локализации редкоземельного оруденения на месторождении Томтор. Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. 223-241 с.
 61. Коноплев А.Д. Геологические факторы образования инфильтрационных урановых месторождений в палеодолинах ("базальный" тип): дис.. канд. геол.-мин. наук: 04.00.11. М. 1990. 272 с.
 62. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М.: Недра, 1967. 330 с.
 63. Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 269 с.
 64. Коробенко И.Р. Результаты поисков гидрогенных месторождений в неогеновых вулканогенно-осадочных формациях Амалатского плато: отчет о НИР. Иркутск: ГРП №130 Сосновского ПГО, 1981.
 65. Коробенко, И. Р.; Лютиков, В. П.; Аксенов, П. С. Оценка перспектив ураноносности Южного фланга Витимского плоскогорья: отчет по геол. заданию №130-9 за 1977-79 гг. Иркутск: ГРП №130 Сосновского ПГО, 1980.
 66. Костерин А.В. О возможных формах переноса р.з.э. гидротермальными растворами // Геохимия. 1959. № 4. С. 310-325.
 67. Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Яновский В.М. Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Изв. Забайк. Филиала геогр. о-ва СССР. 1969. Т. V. № 1. С. 7-17.
 68. Котляр В.Н. Геология месторождений урана. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 246 с.
 69. Коченов А.В., Халдей А.В. К вопросу об источниках урана в экзогенных эпигенетических месторождениях // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 4. С. 371-378.
 70. Коченов А.В., Халдей А.Е. Изучить минералого-геохимические, литол. и геотехнол-е особенности кайнозойских м-й Витимского р-на с целью использ-я получ. данных для совершенствования поисковых критериев и подготовки объектов к пром. освоению способом ПВ: отчет по договору №626. М.: Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, 1989.
 71. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М.: Недра, 1973. 295 с.
 72. Кренделев Ф.П. Радиоактивные элементы в корях выветривания // Труды института геологии и геофизики. Сиб. Отд. АН СССР. 1975. № 286.
 73. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин Н.В. Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геология рудных месторождений. 1992. № 2. С. 3-18.
 74. Латимер В.М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1954. 400 с.
 75. Лисицын А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.

76. Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // В кн.: Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19-29.
77. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР, сер. геол.. 1958. № 4.
78. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы / Под ред. В.С. Соболева. Издание 5-е, испр. и доп.-е изд. М.: Недра, 1974. 248 с.
79. Лучинин И.Л., Пешков П.А., Дементьев П.К. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12-15.
80. Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. М.: Недра, 1993. 160 с.
81. Машковцев Г.А., Кисляков Я.М., Мигута А.К. Промышленные генетические типы урановых месторождений // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 13-20.
82. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010.
83. Месторождения урана и редких металлов / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Атомиздат, 1976. 288 с.
84. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах (статическое исследование относительной распространенности и распространения). М.: Недра, 1969. 182 с.
85. Никитина Е.С., Прохоров Д.А. Геологическое строение уранового месторождения Намару и минералого-геохимические особенности руд и рудовмещающих пород (Витимский урановорудный район) // Геология и разведка. 2012. № 4. С. 26-31.
86. Никитина Е.С., Прохоров Д.А. Закономерности локализации оруденения, минеральный состав руд и рудовмещающих пород уранового месторождения Кореткондинское (Витимский урановорудный район) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 44-50.
87. Новгородцев А.А., Мартыненко В.Г., Гладышев А.В. Перспективы увеличения ресурсного потенциала Хиагдинского рудного поля // Тезисы III Международного симпозиума "Уран: геология, ресурсы, производство". 2013. С. 114-115.
88. Обручев В.А. Геология Сибири. Т. 1-3. М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1935-1938.
89. Обручев В.А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья: отчет об исследованиях 1895-1898 гг. // Геол. иссл. Сиб. ж.д. 1914.
90. Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области // Тр. ИГН АН СССР, сер. геол. 1948. № 99 (31). С. 169.
91. Перельман А.И. Геохимия экзогенных рудных месторождений // В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск. 1971. С. 221.
92. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Гос. изд-во "Высшая школа", 1961. 149 с.
93. Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании // Тр. геофиз. ин-та РАН. 1955. С. 1-57.
94. Пешков П.А. Результаты прогнозно-геологических работ и поисков м-й урана в неогеновых осадках южного фланга Амалатского плато базальтов: отчет о НИР. Иркутск: ГРП №130 Сосновского ПГО, 1986.
95. Польский Г.М., Мухина О.В. Оценка изменчивости параметров рудных интервалов урановых залежей Хиагдинского рудного поля // Тезисы III Международного симпозиума "Уран: геология, ресурсы, производство". 2013. С. 132-134.
96. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н.

- Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео", 2007. 193 с.
97. Расулова С.Д., Шмариович Е.М., Белов Н.С., Яшунский Ю.В., Максимов И.Б., Данилевич А.М. Факторы рудоконтроля на пластово-инфильтрационном месторождении урана в аллювиальных песчаниках // В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 164-173.
 98. Рудные месторождения США. Рудные месторождения США / Под ред. Дж. Гиджа. Т. 1-2. М.: Мир, 1972.
 99. Рыжов Б.И., Коробенко И.Р., Дойникова О.А. Первая находка нингиюита в Сибири // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информ. сборн. КНТС. 1985. № 95. С. 52-57.
 100. Салоп Л.И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны // Тр. ВСЕГЕИ. 1954. Т. 1.
 101. Сапожников Д.Г., Виселкина М.А. Экзогенное урановое месторождение, связанное с пестроцветной континентальной толщей // Геология рудных месторождений. 1962. № 3. С. 22-42.
 102. Семенов В.И., Баринский Р.Д. Особенности состава редких земель в минералах // Геохимия. 1958. № 4. С. 314-333.
 103. Семенов Е.И., Холодов В.Н. Редкие земли // В кн.: Металлы в осадочных породах. М.: Наука, 1966. С. 302-323.
 104. Серебренников В.В. Химия редкоземельных элементов. Томск: ТГУ, 1961. 801 с.
 105. Смилкстын А.О. Основные типы месторождений урана в песчаниках западных штатов США // В кн.: типы месторождений урана. М.: Наука, 1982. С. 179-186.
 106. Смилкстын А.О. Урановые месторождения Австралии (аналитический обзор) // Мат-лы по геол. урановых м-й зарубежных стран. 1975. № 14.
 107. Смирнов В.И. Металлогенез урана // В кн.: Вопросы прикладной радиологии. М.: Госатомиздат, 1963.
 108. Соловьев В.А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1968. 128 с.
 109. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция / Пер. с англ. Соболев Р.Н., Соболева Л.Т. М.: Мир, 1988. 384 с.
 110. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 2. Л.: ОНТИ, 1934. 350 с.
 111. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М. - Л.: Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 19, сер. геол., 1960. 240 с.
 112. Флоренсов Н.А. Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1977. 223 pp.
 113. Халафян А.А. Statistica 6. Статистический анализ данных. 2-е изд. М.: ООО "Бином-Пресс", 2010. 528 с.
 114. Халдей А.Е., Коченов А.В. Уточнить минер.-геохим. зональность рудных залежей на м-ях Хиагдинского рудного поля с целью опред-я возможности извлечения методом ПВ сопутствующего редкометального оруденения: отчет по договору №681 (Росгеолфонд). М.: ВИМС, 1990.
 115. Халдей А.Е., Расулова С.Д., Коченов А.В. Историко-геологические предпосылки образования ураноносных палеодолин // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 28-31.
 116. Халдей Е., Коченов А.В. Изучить минер.-геохим., литол-ие и геотехнол-ие особенности кайнозойских м-ий Витимского р-на с целью использ-я получ. данных для совершенствования поисковых критериев и подготовки объектов к пром. освоению

- методом ПВ: отчет по договору №626. М.: Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья. (Росгеолфонд), 1989. 233 с.
117. Халезов А.Б., Воронкевич Л.В. Экзогенные концентрации урана в палеоруслах // Литология и полезные ископаемые. 1971. № 1. С. 122-129.
 118. Холодов В.Н., Туровский Д.С. Стадии осадочного породообразования и редкометальный рудогенез // В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 18-37.
 119. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород / Пер. с англ. П.П. Смолина, под ред. В.П. Петрова. М.: Мир, 1975. 511 с.
 120. Хэтч, Ф.; Уэллс, А.; Уэллс, М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 511 с.
 121. Черняева Г.П., Лямина Н.А., Рассказов С.В., Резанов И.Н., Савинова В.В. Биостратиграфия условия накопления средне- и верхнемиоценовой вулканогенно-осадочной толщи джиллиндинской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 460-471.
 122. Шарфман В.С., Кузнецов И.Е., Соболев Р.Н. Структуры магматических пород и их генезис. СПб: ВСЕГЕИ, 2005. 396 с.
 123. Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // МОИП, отд. геол. 1932. Т. 10. № 3-4.
 124. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Недра, 1978. 287 с.
 125. Швей И.В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 107 с.
 126. Шинкарев А.А. Структурная и фазовая неоднородность органо-сметитов в природных бассейнах: дис.. канд. геол.-мин. наук: 25.00.05. Казань. 2011. 142 с.
 127. Шмариович Е.М., Лисицын А.К. Проблемы эпигенетического уранового рудообразования в породах осадочного чехла // В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 7-18.
 128. Шмариович Е.М., Щеточкин В.Н. Приразломное оруденение на пластообразных эпигенетических месторождения урана // Советская геология. 1972. № 10. С. 109-116.
 129. Шмариович Е.М. Экзогенные урановые месторождения (избранные труды) / Составители А.Д. Коноплев, И.Г. Печенкин, В.Н. Щеточкин. М.: ВИМС, 2007. 591 с.
 130. Эверхарт Д. Обзор нерешенных проблем и новых направлений в геологии урана // Геология атомного сырья. Тр. II Межд.конф. по мирному исп. АЭ, Женева, 1958. Т. 8. М.: Изд-во ГУ по исп. АЭ при Совмине СССР, 1959. С. 5-13.
 131. Экзогенные эпигентические месторождения урана (условия образования) / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
 132. Carrat H.G. Sur la radioactive des granites de la regoin de Chateau-Chinon // Bull. Trim. Soc. hist. natur. Et amis Mus. Autun. 1984. № 112.
 133. Eurlly M., Vargas I.M. Le role des alterations antelrasiques dans la metallogenese de la peripherie du mont Loseve (France). Cas de L'uranium // Mem. Bur. rech. geol et minieres. 1980. № 104.
 134. Leroy J.L., Turpin L. REE, Th and U behaviour oluring hydrothermal and supergene processes in a rganitic enviroument // Chem. geol. 1988. Vol. 68. № 3-4.
 135. Tieh T.T., Ledger E.B. Release of uranium from granitic rocks during in sity weathering and initial erosion (Central Texas) // Chem. Geol. 1980. № 29.
 136. Boyle D.R., Littlejohn A.L., Roberts A.C., Watson D.M. Ningyoite in Uranium deposits of south central British-Columbia first north American occurrence // Canad. Mineral., 1981, v. 19, № 4, p. 325-331.

137. Kajitani K.A. Geochemical study on the genesis of ningyoite – the special calcium uranous phosphate mineral // *Econ. geol.*, 1970, v. 65, № 4, p. 470-480.
138. Muto T., Meyrowits R., Pommer A.M., Murano T. Ningyoite - a new uranous phosphate mineral from Japan // *Amer. mineral.*, 1959, v. 44, № 5-6, p. 633-639.
139. Scharm B., Burda J., Hofreitr V., Sulovsky P., Scharmova M. Remarkable mineral assemblage on uranium deposits in northern Bohemia (the Stráž block) // *Casopis pro mineral. geol.*, 1980, ročník 25, číslo 2, p. 113-124.