

Федеральное государственное автономное образовательное
учреждение высшего образования
«Российский государственный университет
нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина»
(РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина)

На правах рукописи

Китаева Ирина Александровна

**ТИПЫ И ГЕНЕЗИС ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНОГО ПРОСТРАНСТВА
ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ
АНТЕКЛИЗЫ**

Специальность: 25.00.06 – Литология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
О.В. Постникова

Москва – 2020

СОДЕРЖАНИЕ

Глава		Стр.
	Введение.....	3
1	Общая геологическая характеристика Непско-Ботубинской антеклизы.....	7
	1.1 Тектоническая характеристика изучаемой территории.....	7
	1.2 Стратиграфия.....	11
	1.3 Характеристика нефтегазоносности исследуемого региона.....	18
2	Литолого-петрофизическая характеристика карбонатных отложений осинского горизонта.....	28
	2.1 Литологическая характеристика карбонатных отложений осинского горизонта.....	28
	2.2 Основные типы биоценозов осинского палеобассейна юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.....	54
	2.3 Стадиальный анализ вторичных преобразований карбонатных отложений осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы...	64
3	Закономерности строения разреза и условия осадконакопления отложений осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы...	87
	3.1. Циклостратиграфический анализ.....	87
	3.2. Реконструкция условий осадконакопления.....	97
4	Типизация и определение морфометрических характеристик пустотного пространства пород-коллекторов в карбонатных отложениях осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.....	115
5	Прогноз зон развития пород-коллекторов в отложениях осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.....	147
	Заключение.....	159
	Список использованных источников.....	162

Введение

Нижнекембрийские галогенно-карбонатные отложения являются в настоящее время одними из наиболее перспективных объектов для поиска нефти и газа в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. Промышленная нефтегазоносность этих отложений доказана открытием залежей нефти и газа на таких месторождениях как Большетирское, Марковское, Верхнечонское, Талаканское и др. Отличительной особенностью отложений осинского горизонта является высокая степень литолого-петрофизической неоднородности, обусловленная фациальной изменчивостью отложений и их интенсивной преобразованностью широким спектром вторичных преобразований. В связи с тем, что прогнозирование свойств и зон распространения пород-коллекторов карбонатных отложений осинского горизонта во многом опирается на реконструкции фациальных обстановок осадконакопления, а также результаты исследования генезиса, морфологии и минералогии пустотного пространства пород, тема работы представляется весьма актуальной.

Целью исследований является выявление типов и условий формирования пустотного пространства, а также закономерностей распространения пород-коллекторов осинского горизонта на юго-западном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы.

Для достижения поставленной цели был решен ряд задач:

- литолого-петрофизическая характеристика карбонатных отложений осинского горизонта;
- определение основных типов цианобактериальных биоценозов нижнекембрийского осадочного бассейна юго-западного склона Непско-Ботуобинской антеклизы;
- выделение генетических типов пустотного пространства нижнекембрийских карбонатных отложений, определение условия их формирования;
- определение морфометрических параметров структуры пустотного пространства;
- выявление направленности и интенсивности вторичных преобразований;
- циклостратиграфический анализ и корреляция разреза;
- реконструкция условий осадконакопления;
- выявление пространственных закономерностей и прогноз распространения пород-коллекторов по результатам комплексных литолого-петрофизических и геофизических исследований.

В основу диссертационной работы положен обширный фактический материал, собранный автором в период с 2007 по 2019 г. в качестве лаборанта, инженера, ассистента кафедры литологии РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. В работе использованы

данные ГИС более чем по 50 скважинам, из которых 20 охарактеризованы керновым материалом. Литологические исследования были проведены примерно по 1000 образцам, изученным методами оптической микроскопии, растровой электронной микроскопии, рентгеновской томографии, а также рентгеноструктурного анализа. Помимо этого, использовались результаты петрофизических исследований керна, а также привлекались материалы по геолого-промысловым данным, литературные и фондовые материалы.

Научная новизна.

На основе широкого комплекса разномасштабных литологических исследований выявлены текстурные и структурно-вещественные характеристики пород-коллекторов осинского горизонта. Определена роль различных типов цианобактериальных биоценозов в формировании пустотного пространства пород-коллекторов осинского горизонта. Установлена стадийность проявления вторичных процессов и их роль в формировании структуры пустотного пространства. Выявлена определяющая роль гидротермальных процессов в формировании пустот выщелачивания и их последующей доломитизации. Охарактеризованы различные генетические типы пустотного пространства пород-коллекторов и их распределение в объеме породы. Выявлена пространственная зональность распределения пород-коллекторов.

Выявленные на основе литолого-петрофизического анализа закономерности распределения пород-коллекторов в нижнекембрийских карбонатных отложениях юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы необходимо использовать при выборе новых направлений поиска, разведки и освоения нефтегазовых месторождений исследуемого региона.

Защищаемые положения

1. Отложения осинского горизонта представлены комплексом карбонатных литотипов, текстурные характеристики которых определяются типом биоценоза породообразующих организмов, соленостью бассейна и его гидродинамическими условиями, а структурно-вещественные – геохимией бассейна, а также интенсивностью преобразования на стадиях диа-и катагенеза.

2. В трансгрессивно-регрессивной истории формирования осинского палеобассейна, наблюдается последовательная смена биоценозов от цианобактериальных к преимущественно археоциатовым, с которыми связаны наиболее морфологически выраженные биогермные массивы, определяющие дифференциацию толщин осинского горизонта.

3. Структура пустотного пространства пород-коллекторов осинского горизонта обусловлена первичной природой биоморфного каркаса, а также многостадийным

проявлением диа- и катагенетических процессов. Локализация пород-коллекторов в разрезе осинского горизонта связана с катагенетическим выщелачиванием и последующей доломитизацией ренальцисово-эпифитоновых известняков в зонах их гидротермальной проработки.

Основные положения выполненных исследований были доложены и обсуждались на Всероссийском литологическом совещании с международным участием «Рифы и карбонатные псефитолиты» (г. Сыктывкар, 2010); пятой Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (г. Новосибирск, 2010); Всероссийском литологическом совещании «Ленинградская школа литологии», посвященном 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (г. Санкт-Петербург, 2012); VII Всероссийском литологическом совещании «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» (г. Новосибирск, 2013); VIII Всероссийском литологическом совещании «Эволюция осадочных процессов в истории Земли» (г. Москва, 2015); четвертой тематической конференции ЕАГО «Карбонатные резервуары» (г. Москва, 2018); научных чтениях «ЭКЗОЛИТ-2019», посвященных 110-летию со дня рождения Г.Ф. Крашенинникова (г. Москва, 2019).

Основные научные положения и практические результаты диссертационной работы, полученные автором, опубликованы в 20 печатных работах, включающих 5 статей из перечня ВАК РФ и 10 публикаций, отраженных в национальной библиографической базе данных научного цитирования РИНЦ.

Автором был проведен большой объем работы, заключающийся в первичной обработке и исследовании кернового материала, разрезов осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботуобинской антеклизы; изучение, систематизация и обобщение геолого-геофизических материалов.

Диссертационная работа выполнена на кафедре литологии в комплексной научно-исследовательской лаборатории по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина.

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю, профессору О.В. Постниковой за постоянную помощь и практические советы при написании диссертации.

Автор признателен за помощь в работе коллективам кафедр литологии, геофизических информационных систем, разведочной геофизики и компьютерных систем, а также кафедры органической химии и химии нефти, в частности д.г-м.н. А.В. Постникову, д.г-м.н. В.Г. Кузнецову, д.т.н. В.И. Рыжкову, д.г-м.н. Г.Н. Гордадзе, к.х.н. А.Р. Пошибаевой, к.г-м.н. М.В. Кулаповой.

Особую благодарность автор выражает старшему научному сотруднику лаборатории древнейших организмов Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН Н.А. Скорлотовой.

1. Общая геологическая характеристика Непско-Ботуобинской антеклизы.

1.1. Тектоническая характеристика изучаемой территории.

Современные представления о тектоническом строении юга Сибирской платформы были заложены в трудах В.А. Обручева, Н.С. Шатского, М.М. Одинцова, Н.С. Зайцева, В.Г. Васильева, Т.Н. Спижарского, Л.Е. Оффмана, Ю.С. Косыгина [108], А.Л. Яншина, В.Е. Хаина, Н.П. Хераскова, К.Р. Чепикова, К.В. Мокшанцева [60], С.М. Замараева, А.Н. Золотова [81], И.П. Карасева [85], А.А. Трофимука, А.Э. Конторовича [105, 106, 107], Ю.А. Притулы, М.П. Гришина, В.В. Забалуева [45], Э.А. Базанова, В.В. Самсонова, В.С. Ситникова [190, 191], Г.Г. Шемина [218], М.М. Мандельбаума, Б.Л. Рыбьякова, Ф.Г. Гурари, Н.В. Мельникова, В.С. Суркова, М.П. Гришина, В.С. Кринина, А.И. Ларичева, А.В. Мигурского [154], В.Д. Накарякова, В.С. Старосельцева, А.А. Конторовича, А.К. Битнера, А.А. Дёка, А.С. Ефимова, Б.М. Фролова [207] и др.

Большой вклад в познание тектоники восточной части Сибирской платформы внесли исследования специалистов ИГНГ СО РАН, ИПНГ СО РАН, СНИИГГиМС, ГУП «Иркутскгеофизика», ЗАО «Красноярскгеофизика» и др [5, 30, 43, 44, 47 – 51, 73, 90, 145, 155, 171, 217]

Структурно-тектоническое районирование Сибирской платформы, проводимое на основе комплекса геолого-геофизических работ, отражено на изданных в 60-90-х годах прошлого века и в начале этого картах тектонического районирования региона под редакцией А.А. Трофимука, Л.И. Ровнина, В.В. Семеновича, Н.С. Малича, В.А. Кринина, Ю.А. Жуковина, В.Д. Накарякова, А.К. Битнера, Н.В. Кузина, А.А. Дёка, а также в работах коллективов СНИИГГиМС, ОИГГиМ СО АН СССР, ВостСибНИИГГиМС, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ИГИРГИ и др.

Основными геоструктурными элементами на юге Сибирской платформы являются надпорядковые структуры, которые различаются по мощности, стратиграфическому объему и фациальному составу отложений платформенного чехла. В их состав включаются Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы, Присяяно-Енисейская и Курейская синеклизы.

Объект исследования приурочен к юго-западному склону **Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА)**. НБА граничит на северо-востоке с Сюгджерской седловиной, а также с Ыгыатинской и Кемпендяйской впадинами и Сунтарским сводом. С последней структурой она соединена Вилючанской седловиной. На северо-западе Непско-Ботуобинская антеклиза граничит с Присяяно-Енисейской и Курейской синеклизой и с восточной оконечностью Катангской седловины. Южная часть Непско-Ботуобинской

антеклизы ограничена Ангаро-Ленской ступенью, а юго-восточная – Предпатомским региональным прогибом.

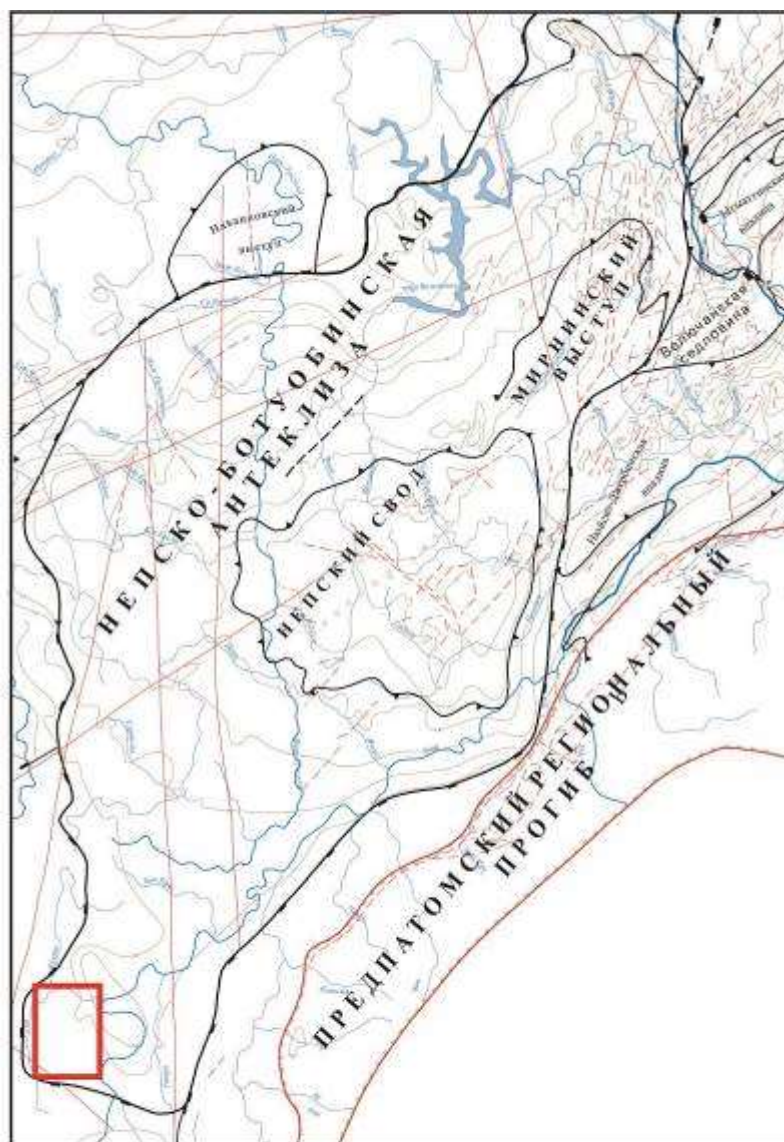
Непско-Ботуобинская антеклиза имеет ассиметричную веретенообразную форму и протягивается в северо-восточном направлении от широты 56° в бассейне р. Лена до широты 60° в бассейне р. Ыгыатты на расстоянии 1000 км при ширине до 450 км, а её площадь в пределах замкнутой изогипсы -2100 м по поверхности фундамента составляет 300 тыс. км². Амплитуда по поверхности фундамента около 1300 м. Юго-восточный склон, примыкающий к Предпатомскому региональному прогибу, более крутой, а северо-западный, обращенный в сторону Тунгусской синеклизы, более пологий и вытянутый. Контур антеклизы проведен с учетом последних данных поисково-разведочного бурения и полевых геофизических исследований по фундаменту и по нижнепалеозойским отложениям осадочного чехла по изогипсе 2250-2500 м, за исключением юго-восточной части, где он соответствует зоне резкого нарастания толщин терригенно-карбонатных отложений северо-восточного борта Предпатомского прогиба.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы по подсолевым отложениям венда выделяется две структуры первого порядка - Непский свод, Мирнинский выступ, четыре второго порядка — Пеледуйско и Алтыбское куполовидные поднятия, Усть-Кутское куполовидное поднятие, Верхнечонский структурный мыс, а также ряд локальных поднятий (рисунок 1.1).

Непский свод расположен в наиболее приподнятой части Непско-Ботуобинской антеклизы. Глубина залегания фундамента на своде 1200-1600 м. По поверхности фундамента простирание свода северо-восточное. Размеры его 275×210 км, площадь равна 45 тыс. км², амплитуда порядка 500 м. Вверх по разрезу происходит постепенное выполаживание свода и его раскрытие в юго-восточном направлении. Необходимо отметить, что структура значительно осложнена разрывными нарушениями. В юго-восточной части Непского свода отмечаются узкие линейные грабенообразные прогибы северо-западной ориентировки, они четко выражены по подсолевому комплексу. Центральная часть Непского свода осложнена двумя структурами второго порядка — Пеледуйским куполовидным поднятием и Верхнечонским структурным мысом.

Пеледуйское куполовидное поднятие является вершиной Непского свода и всей Непско-Ботуобинской антеклизы. Глубина залегания фундамента 1200-1300 м. Размеры структуры составляют 75×60 км, площадь 2,6 тыс. км², амплитуда поднятия до 200 м. По поверхности непско-тирского комплекса это поднятие представляет собой конседиментационную структуру с характерным резким увеличением толщины терригенных отложений от 40 до 600 м и более от его свода в юго-восточном направлении

в сторону Предпатомского регионального прогиба. Граница поднятия с Предпатомским прогибом фиксируется погружением фундамента и линейной, северо-восточной ориентировкой структур и разрывных нарушений.



Условные обозначения

	границы крупнейших структурных элементов		региональные надвиги и покровы
	крупные структуры (возвыш., выступы, мегавады, впадины, прогибы)		изогипсы подошвы устьюльской степи и ее аналогов
	разоренные нарушения		объект исследования

Рисунок 1.1 – Схема тектонического районирования исследуемого региона (по В.С. Старосельцеву и др., ФГУП «СНИИГГиМС», 2009)

Верхнечонский структурный мыс граничит с западным контуром Пеледуйского поднятия, его размеры составляют 50×45 км, площадь равна 1,9 тыс. км², а амплитуда – 50 м.

Эти структуры достаточно четко выражены по подсолевым отложениям. Выше по разрезу происходит постепенное выполаживание их крыльев и раскрытие структур.

Юго-западная часть Непско-Ботуобинской антеклизы по подсолевым горизонтам венда и нижнего кембрия представляет собой моноклираль, осложненную **Усть-Кутским куполовидным поднятием**. Поверхность фундамента находится на абсолютных отметках 2300-2400 км. Это поднятие развернуто в северо-западном направлении. Размеры его 105×35 км, площадь 2,6 тыс. км², амплитуда – 50м.

На северо-востоке Непско-Ботуобинская антеклиза осложнена **Мирнинским и Сюльдюкарским выступами**, представляющими собой обширные выступы фундамента с абсолютными высотами 1800-2200 м. Выступы вытянуты в северо-восточном направлении.

Мирнинский выступ имеет удлиненную кулисообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Структура четко выделяется по поверхности фундамента и имеет ассиметричную форму – сводовая часть смещена к юго-западу. Размеры выступа составляют 200х100 км, площадь равна 15 тыс. км², амплитуда – около 500 м. Выступ раскрывается в сторону Непского свода и имеет по опорной структурной поверхности отметки от -1,75 км на юго-западе до 2,0 км на севере и 2,2 км на востоке.

Сюльдюкарский выступ расположен в крайней северо-восточной части НБА. Глубина залегания фундамента порядка 1900 м. Наиболее приподнятая часть по фундаменту тяготеет к южной границе выступа. Размеры Сюльдюкарского выступа – 130×150 км. Северо-восточная периклираль Сюльдюкарского выступа полого погружается в Сюгджерскую седловину. Локальные структуры южной присводовой части выступа осложнены системой субширотных и протяженных субмеридианальных нарушений, объединенных в группу Вилуйско-Мархинской зоны разломов, прослеживаемой на сотни километров в юго-западном направлении.

Юго-западная часть НБА по подсолевым горизонтам венда и нижнего кембрия представляет собой выровненную моноклираль, осложненную **Усть-Кутским валом**, закартированным буровыми работами. Это поднятие вытянуто в северо-западном направлении. Размеры его составляют 105х35 км, площадь равна 2,6 тыс. км², амплитуда – 50 м.

Алтыбское куполовидное поднятие выделено по сейсмическим данным на северо-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы. Размеры Алтыбского куполовидного поднятия составляют 80×55 км, площадь равна 3,0 тыс. км², а амплитуда – 50 м.

Одной из самых контрастных структур на рассматриваемой территории является **Верхневилучанское куполовидное поднятие**. Его размеры составляют 65×45 км, а амплитуда более 200 м.

На территории Непско-Ботуобинской антеклизы выделяется около 60 локальных поднятий, выраженных по подсолевым горизонтам. Их площадь изменяется в пределах 25 – 1975 км², но в большинстве случаев не превышает 300 км². Амплитуда поднятий изменяется от нескольких десятков метров до 200 м. Контрастность дислокаций отчетливо возрастает в северо-восточном направлении, где закартирована их основная часть. Ориентировка их разнообразна, однако достаточно отчетливо подчиняется контурам более крупных структур. Обычно пликативные структуры осложнены дизъюнктивами.

В пределах НБА в осадочной толще выделяется три структурно-тектонических этажа: подсолевой, солевой и надсолевой. Подсолевой структурный этаж включает комплекс отложений от поверхности кристаллического фундамента до кровли осинского горизонта усольской свиты. Строение подсолевых отложений наиболее полно изучено глубоким бурением в пределах южного и юго-восточного склонов НБА, где поверхность фундамента и подсолевых отложений полого воздымается к северу и северо-востоку. В среднем, по южному склону НБА, градиент падения поверхности фундамента составляет 3,5 м на 1 км, а кровли мотской серии около 2,7 м на 1 км.

1.2. Стратиграфическая характеристика.

В разрезе осадочного чехла Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) выделяются отложения от венда до четвертичного периода включительно.

Характеристика строения осадочного чехла НБА изучалась по материалам глубокого бурения, геолого-геофизических и фондовых материалов. Номенклатура и описание стратиграфических подразделений приведены в соответствии со схемами, утверждёнными постановлением МСК (выпуск 44, 2016 г) и местными схемами производственных организаций [168, 176, 192].

Разработка схем стратиграфического расчленения осадочного чехла юга Сибирской платформы ведется с 40-х годов прошлого века и продолжается по сей день коллективами научных и научно-производственных объединений [89, 95, 109, 147, 167, 168, 183, 196]. Большой вклад в разработку стратиграфических схем изучаемой территории внесли З.И. Акульчева, В.И. Авдеева, С.Л. Арутюнов, А.К. Бобров, В.Н. Воробьев [37, 38], Ф.Г.

Гурари [62], В.И. Городничев, Т.А. Дольник, М.А. Жарков, З.А. Журавлева, С.М. Замаараева, И.П. Карасев, М.Л. Кокоулин, А.Э. Конторович [198], Н.В. Мельников [50, 66, 149,], С.В. Обручев, Я.К. Писарчик, И.Е. Постникова, Н.В. Покровская, Е.Э. Разумовская, В.А. Рудаевская, В.Е. Савицкая, З.М. Старостина, Л.И. Салоп, Л.Ф. Тыщенко [201], З.Х. Файзулина, В.В. Хоментовский [210 - 213], М.А. Цахновский, Э.И. Чечель, Н.М. Чумаков и др. В работе широко используются материалы многочисленных исследований опубликованных в работах А.К. Боброва, О.А. Вотеха, А.Г. Вологодина [33, 34], З.А. Журавлевой, М.А. Жаркова [75], И.Т. Журавлевой, В.Г. Краевского, В.А. Комара, И.В. Коровникова, И.Н. Крылова, Б.М. Келлера, Д.И. Мусатова, В.В. Меннера, Е.С. Постельникова [99], С.Г. Петрова, ЯА.М. Пустыльникова, В.Т. Работного, М.Е. Раабен, А.Ю. Розанова [89, 180, 182], Т.Н. Спижарского, М.А. Семихатова, Ю.К. Советова, В.Е. Савицкого, Л.И. Салопа, Р.Я. Склярова, Б.С. Соколова, С.С. Сухова [197], А.А. Терляева, Е.М. Хабаров и др.

В пределах Непско-Ботубинской антеклизы породы **архей-протерозойского** возраста представлены гранитами и гранодиоритами темно-серыми, розовато и зеленовато-серыми, а также сланцами хлоритово-серицитовыми и хлоритово-амфиболитовыми. Толщина вскрытой части фундамента достигает 37 м. В ряде скважин на поверхности фундамента залегает кора выветривания, развивающаяся по гранитам и сланцам, толщина которой не превышает 4-5 м.

На эродированной поверхности кристаллических пород фундамента с угловым и стратиграфическим несогласием залегают вендские осадочные отложения.

Вендская система в пределах НБА представлена нижним и верхним отделами. **Нижний отдел**, в свою очередь, представлен непской свитой, **верхний отдел** – тирской, катангской, собинской и тэтэрской свитами.

Нижний венд.

Непская свита разделена на две подсвиты. В основании нижненепской подсвиты залегают терригенные отложения безымянного горизонта, которые представлены песчаниками серыми, светло-серыми, кварцевыми, разномерными, участками гравелитистыми. Перекрываются они аргиллитами зеленовато-серыми и темно-серыми, с редкими маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Толщина вскрытых отложений изменяется от 3-5 м до 30 м. Нижненепская подсвита полностью выклинивается на северо-запад НБА, ее толщина изменяется от 0 до 70 м.

В основании верхненепской подсвиты залегает марковский горизонт, сложенный песчаниками, алевролитами и аргиллитами зеленовато-серыми, реже коричневатосерыми, с прослоями песчаников грязновато-серых, кварцевых, разномерных,

неотсортированных с включениями пирита. Перекрываются данные отложения аргиллитами зеленовато-серыми и темно-серыми, нередко слюдистыми и пиритизированными, мелко-тонкоплитчатыми, иногда листоватыми, доломитистыми, плотными, с прослоями алевролитов и песчаников мощностью до 10-50 м. Толщина горизонта достигает 80 м.

Толщина непской свиты изменяется от 0 м до 150 м. Увеличение мощности отмечается на юго-восток к Предпатомскому региональному прогибу.

Верхний венд.

Отложения **тирской свиты** со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях непской свиты. В основании свиты залегает продуктивный парфеновский горизонт, сложенный песчаниками серыми, светло-серыми, разномерными, кварцевыми, массивными, в середине слоя слабосцементированными, битуминозными. Выше по разрезу залегают доломиты темно-серые, тонкозернистые, плотные, с прослоями аргиллита темно-серого. Толщины свиты изменяются от первых метров на северо-западе НБА и увеличиваются до 75 м на юго-востоке. Необходимо отметить, что в северных районах кавернозные доломиты тирской свиты соответствуют ербогаченскому горизонту.

В основании **катангской свиты** выделяется стратиграфическое несогласие – свита залегает на разных стратиграфических уровнях тирской и непской свит, а на отдельных локальных участках – на породах фундамента [151]. В нижней части катангской свиты выделяется преобразенский горизонт, сложенный доломитами серыми, коричневатосерыми, в нижней части которого отмечаются прослой глинистых доломитов и мергелей. В верхней части свиты залегают доломиты глинистые, доломиты, мергели, ангидритодломиты и ангидриты. Отложения свиты прослеживаются по всей исследуемой территории и изменяются по толщине от 75 м до 110 м. К подошве катангской свиты приурочен региональный отражающий горизонт М2 (преобразенский пласт доломитов).

Отложения **собинской свиты** согласно перекрывают нижележащие доломиты катангской свиты. Нижняя часть свиты сложена, преимущественно, доломитами и ангидритодломитами бурыми, темно-серыми тонко- и микрозернистыми. Верхняя часть свиты представлена доломитами глинистыми, иногда трещиноватыми, реже засоленными, кремневыми с включением ангидритов и черного глинисто-органического вещества. Толщина свиты изменяется от 65 м до 110 м.

Тэтэрская свита подразделяется на три части. Нижняя часть сложена доломитами серыми, коричневатосерыми тонко- и мелкозернистыми, кавернозными, часто засоленными. Средняя часть (около 10 м) представлена глинистыми доломитами, которые выше по разрезу перекрываются ангидритами и ангидритодломитами серыми и

голубовато-серыми. Верхняя часть свиты, как и нижняя, представлена преимущественно доломитами серыми, коричневато-серыми, тонко-, микро- и мелкокристаллическими, кавернозными, часто засоленными. Тэтэрская свита распространена повсеместно, ее толщина изменяется от 50 м до 70 м. В нижней части свиты выделяется второй усть-кутский горизонт (УК-II), представленный доломитами кавернозными, битуминозными. В верхней части свиты выделяется первый усть-кутский горизонт (УК-I), представленный доломитами известковистыми кавернозными. Общая толщина вендского комплекса изменяется от 190 м до 550 м.

Кембрийская система в изучаемом районе представлена нижним, средним и верхним отделами (рисунок 1.2).

Нижний отдел представлен томмотским, атдабанским, ботомским и тойонским ярусами, в составе которых выделяются усольская, бельская, булайская, ангарская свиты.

Разрез **усольской свиты** представлен толщей галогенно-карбонатных пород, согласно залегающих на отложениях венда [102]. Карбонатные породы, представлены доломитами, ангидрито-доломитами и известняками биоморфными, которые неравномерно чередуются с пластами соли. В основании свиты на отложениях каменной соли залегает осинский горизонт, сложенный биоморфными, часто кавернозными известняками и доломитами. Толщина соли колеблется от нескольких сантиметров до 400 м. Содержание солей в разрезе достигает 80%.

В отложениях этой свиты описаны археоциаты *Robustocyathus cf. novus* Zhuravleva, *Aldanocyathus* sp [25, 74, 76, 77, 181], водоросли *Renalcis jakuticus* Korde, *R. cibus* Vologdin, *R. seriata* Korde и др [83, 96, 137-143], хиолиты *Tchuranithea* sp., *Spinulitheca billingsi* (Sysoiev), моллюски *Bemella* sp., микрофитоциты *Liosphaeridia ochroleuca* Timofeev, *Liosphaeridia pelucida* (Schep.), *Nubecularites aff. antis* Z. Zhuravleva, *Trachyasphaeridium* sp [4, 11, 199, 203] (рисунок 1.3). В ряде скважин над осинским горизонтом прослеживаются интрузии траппов [42], представленных диабазами темно-серыми до черных, крепкими, участками трещиноватыми. Вскрытые трапповые интрузии достигают толщины 180 м. Толщина усольской свиты изменяется от 240 м до 560 м.

Разрез **бельской свиты** представляет собой чередование карбонатных пород и каменной соли, согласно залегающих на отложениях усольской свиты. В нижней части он сложен относительно мощной толщей карбонатных пород, представленных переслаиванием доломитов, известковистых доломитов, доломитизированных известняков, известняков.

Отдел	Ярус	Зона ТПО фацц. региона	Зона АС фацц. региона	Зона ЮО фацц. региона	Скв. 116к (калийпоисковая), Средне-Непская 185, Непская 1, Гаженские 1, 17 (Ангаро-Непский район, V) Решения... 1989	
Верхний кембрий	Батыр-байский	Ip			43, 44, 45, 46	
		Do-Ka		Lot lev		
	Аксайский	K		rec		
		A-Y		Plic		
	Сакский	Kuraspis	F-G			Ma
			M-I-R			Irv
				Eu		
				re		
Средний кембрий	Аюсик-канский	Kuraspis	P-T		st	
					Clav	
	Майский	Mar			bulb	
			R.e.		L	
			Ur		An	
			priv		per	
			Hat		fil	
			pat			
	Амгинский	Pr-D			gib	
			Kou		Kou	
		Sch		Oval		
Нижний кембрий	Тойолский	Na		spl	Ana	
		Par-Ps			gran	
					ket	
	Ботомский	Ba-Ja			orn	
					as	
					gur	
	Tun			mic	Cal	
Атдабанский	Bu			J-U	Judomia	
				kok		
	El			an		
				Re		
Томлотский				Pro		
				len		
				reg		
				sun		
					Илгинская свита, инт. 23–54 м, Пестроцветные песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и известняков (31 м).	
					Верхоленская серия, инт. 54–393 м, Кардинская свита, инт. 54–92 м. Переслаивание мергелей, алевролитов и аргиллитов (38 м). Михайловская+рютинская свиты, инт. 92–230 м. Переслаивание алевролитов, песчаников, мергелей, аргиллитов, доломитов, известняков; отмечаются желваки и прожилки гипса (138 м). Усть-галькинская свита, инт. 230–260 м. Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей, включения гипса (30 м). Балаганская свита, инт. 260–345 м. Мергели, алевролиты, прослой гипса (85 м). Осинская свита, инт. 345–393 м. Переслаивание мергелей, алевролитов, аргиллитов, доломитов (48 м). 339 м	
					Скв. Средне-Непская 185	
					Литвинцевская свита, инт. 359–523 м. Доломиты, известняки, ангидриты, гипсы (164 м). Трилобиты <i>Itcheriella</i> sp., <i>I. lata</i> Ogien. (гп. 461, 476 м), <i>Proasaphiscus sibiricus</i> Chern., <i>Deltoccephalus orientalis</i> Ogien. (инт. 474–476 м). В скв. Гаженская 17 трилобиты <i>Itcheriella lata</i> Ogien. (инт. 372–379,2 м), <i>Itcheriella</i> ? sp. в инт. 377,5–396,7 м.	
					Трилобиты <i>Namanoia namanensis</i> Lerm., <i>N. evetastica</i> Suv., <i>Antagmella tchetchuica</i> Ogien., <i>Meneraspis</i> aff. <i>delicata</i> Egor. (инт. 502–504 м).	
					Ангарская свита, инт. 523–1010 м. Верхняя подсвита, инт. 523–619 м. Каменная соль, доломиты, известняки, ангидриты, гипсы (96 м). Нижняя подсвита, инт. 619–1010 м. Каменная соль, карналлиты, реже и в верхней части доломиты и ангидриты (391 м). Трилобиты <i>Parapoliella</i> sp., <i>Pseudosteraspis</i> sp. (гп. 720 м). В скв. Гаженская 17 (гп. 841,9 м) трилобиты <i>Solenopleurella kolbinica</i> Rep. 487 м	
					Скв. Непская 1	
					Булайская свита, инт. 1441–1549 м. Верхняя подсвита, инт. 1441–1485 м. Карбонатные породы (44 м). Нижняя подсвита, инт. 1485–1549 м. Глинистые карбонатные породы (64 м). 108 м	
					Бельская свита, инт. 1549–1946 м. Верхняя подсвита, инт. 1549–1672 м. Каменная соль, реже карбонатные и, возможно, сульфатные породы (123 м). Средняя подсвита, инт. 1672–1882 м. Карбонатные породы (210 м). Нижняя подсвита, инт. 1882–1946 м. Карбонатные породы (64 м). Трилобиты <i>Eiganellus</i> sp. (гп. 1943 м). 397 м	
					Усольская свита, инт. 1946–2348 м. Верхняя подсвита, инт. 1946–2236 м. Доломиты, каменная соль (290 м). Средняя подсвита, инт. 2236–2299 м. Доломиты и известняки (63 м). В скв. Гаженская 1 в средней подсвите (инт. 1862–1905 м) обнаружены археоциаты <i>Aldanocyathus osensis</i> Zhur., гастроподы родов <i>Bemella</i> , <i>Igorella</i> , хиолиты родов <i>Spinulitheca</i> , <i>Ovalitheca</i> , <i>Majatheca</i> , хиолительминты <i>Hyolithellus tenuis</i> Miss., <i>Sachites</i> sp. Нижняя подсвита, инт. 2299–2348 м. Доломиты, каменная соль (49 м). 402 м	

Рисунок 1.2 – Разрез кембрийских отложений Сибирской платформы (по С.С. Сухову, Ю.Я. Шабанову, А.Э. Конторовичу и др, ИНГГ СО РАН, 2016 г) [197].

Породы глинистые, засоленные, трещиноватые, кавернозные с включениями ангидритов. Выше по разрезу происходит увеличение содержания в свите мощных пластов каменной соли, чередующихся с прослоями доломитов, ангидрито-доломитов и известняков [3, 10, 29, 120, 215]. Содержание солей в разрезе доходит до 80%. В пределах отложений бельской свиты отмечаются трапповые интрузии. Толщина бельской свиты изменяется от 300 м до 580 м.

В отложениях бельской свиты описаны трилобиты *Elganellus probus* Suvorova, *Elganellus* cf. *probus* Suvorova, *Elganellus* sp.

Разрез **булайской свиты** представлен темно-серыми и коричневато-серыми доломитами тонко-мелкокристаллическими с массивной текстурой, прослоями глинистыми, слабо трещиноватыми и кавернозными, согласно залегающими на нижележащих отложениях бельской свиты. В верхней части залегают пласты каменной соли. Толщина свиты изменяется от 75 м до 120 м.

Отложения **ангарской свиты** разделяются на две подсвиты: нижнюю – преимущественно доломитовую и верхнюю – галогенно-карбонатную, с преобладанием каменной соли. Отложения ангарской свиты согласно залегают на карбонатно-галогенных породах булайской свиты. В разрезе верхне-ангарской подсвиты выделяется бильчирский горизонт, разделенный пластами каменной соли на четыре части. Толщина ангарской свиты колеблется от 125 м до 450 м. Галогенная часть в разрезе нижнего кембрия составляет до 50%, ее толщина изменяется от 740 м до 1630 м. Такие колебания в толщинах связаны с проявлениями соляной тектоники и траппового магматизма.

Нижний-средний отдел кембрия представлен амгинским ярусом, в составе которого выделяется литвинцевская свита.

Отложения **литвинцевской свиты** согласно залегают на нижележащих породах ангарской свиты. Отложения свиты представлены известняками, известковистыми доломитами и доломитами. В нижней части породы слаботрещиноватые. В верхней части разреза – доломиты глинистые, окремненные, с включениями гипса и ангидрита. Толщина свиты изменяется в пределах от 65 м до 200 м.

Средний-верхний отдел кембрия представлен верхоленской и иглинской свитами.

В основании разреза **верхоленской свиты** залегают пестроцветные мергели. В целом, верхоленская свита сложена мергелями, чередующимися с прослоями доломитов, алевролитов, аргиллитов, реже гипсов в нижней части разреза и песчаников – в верхней. Толщина свиты составляет 427 – 495 м.

Унифицированная стратиграфическая схема кембрия									
Отдел	Турхано-Иркутско-Оленекский фашиальный регион (внутренний шельф)			Ангаро-Синский фашиальный регион (внешний шельф)				Южно-Оленекский фашиальный регион (открытый бассейн)	
	Горизонт	Зона и слои с трилобитами		Горизонт	Зона и слои с трилобитами		Зона и слои с брахиоподами		Слои с зоопроблематикой
Верхний кембрий	Юрасский	Loparella loparica/ Plethorhoides magnus		Лопарский					
	Мамейский	полгона Dolgeuloma		Мамейский					
	Кетыйский	полгона Kaninia		Кетыйский	?				
	Юрасский	Amorphella/Yurakia		Юрасский					
	Эмпицкий			Эмпицкий	Fachu/Garbiella				
	Мадуйский	n/1 Pesalella Parakollina		Мадуйский	Maspakites/Idahoia/ Raashellina		Слои с Schizowobor		
	Тавитский	n/1 Letnites jakuticus		Тавитский			Слои с Tormeklesia-Billingsella		
	Ирасский	n/3 Kuraspoides planus		Ирасский	Pedinoccephalina/ Toxotis		Dictyonina		
	Сингарский	Слои с Markhaspis		Сингарский	Слои с Ritella elgensis				
	Средний кембрий	Двахтарский			Двахтарский	?		Opisthotreta verehojanica	
Оленекский				Оленекский	Proasaphiscus privus Corynexochus perforatus/Hatangia				
Суорбаллахский		?		Суорбаллахский	Solenopleura patula		Homotreta salancaniensis/ Acrothelera/Nisusia		
Саланканский				Саланканский	Без названия				
Торкукуйский				Торкукуйский	Kounankites				
Кыранский		Слои с Proasaphiscus/ Defoccephalus		Кыранский	Schistocephalus				
Нананский		Nananoia		Еланский	Anabaraspis splendens		Слои с Trinacyathus schabanovi		Trematobolus priastinus bicostatus
Чарский		Parapoliella/ Pseudoeteraspis		Кеременский	Lermontovia grandis Bergeroniellus ketemensis		Kutorglia lenica/ Homotreta gorjanskii		Paramicmaera petropavlovskii/ Lermontovia
Оленекский		Bathyriscellus rotustus/ Jakutus quadriceps		Курортный	Bergeroniaspis ornata		Botsfordia caelata/ Eoobolus simiellus		Bergeroniellus expansus
Нижний кембрий		Урочицкий	Tungusella		Тарасский	Bergeroniellus asiaticus Bergeroniellus gurarii		Mongolobolus squamifer	
	Тюбинский	Bulaispis		Ангарский	Judomia/Uktaspis (Proaktaspis)		Levargyris knappoligian-Mironkijon effeaur		Слои с Judomia
	Эльганский	Elganellus		Ангарский	Delgadella ambara/ Nevadla		Rhombocomiculum cancellatum		
	Уольский			Кендлинский	Repinaella Profalotaspis		Mobergella rullotata		
	Уольский			Кендлинский			Cryptotreta-neguertchenensis		Lapworthella bella
	Уольский			Кендлинский			Dokidocyathus lenicus/ Tumobolyathus primigenius		Lapworthella tortuosa
	Уольский			Кендлинский			Dokidocyathus regubaris		
	Уольский			Суннагинский			Nochorocyathus sunnaginicus		Camonella aduniroda
	Уольский			Суннагинский			Aldanotreta sunnaginensis		
	Уольский			Суннагинский					Anabarites tripartitus Anabarites triscutatus

Рисунок 1.3 – Унифицированная стратиграфическая схема кембрия НБА (по С.С. Сухову, Ю.Я. Шабанову, А.Э. Контровичу и др, ИНГГ СО РАН, 2016 г) [197].

Разрез **иглинской свиты** сложен в нижней части доломитами серыми, зеленовато- и светло-серыми, часто водорослевыми, слаботрещиноватыми с переслаиванием алевролитов и песчаников. Верхняя часть разреза представлена песчаниками зеленовато- и розовато-серыми, кварцевыми с единичными прослоями алевролитов и мергелей. Толщина свиты составляет 30-35 м.

Общая толщина кембрийского комплекса изменяется от 1262 м до 2360 м.

Ордовикская система в районе исследования представлена нижним, средним и верхним отделами. Отложения ордовикской системы сложены терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными породами, согласно перекрывающими отложения кембрия. Толщина пород изменяется от 0 м до 45 м.

Отложения **каменноугольной и пермской систем** нерасчлененные и отмечаются на севере НБА. Они представлены терригенными углистыми породами, толщиной до 250 м, которые с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на отложениях средне-верхнего кембрия.

Юрская система также отмечается на севере НБА, представлена нижним отделом и сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а также угленосными отложениями, которые со стратиграфическим несогласием залегают на разновозрастных подстилающих породах. Толщина пород достигает 45 м.

На разновозрастных породах, слагающих осадочный чехол, залегают отложения **четвертичной системы**, представленные суглинками, супесями, глинами с обломками различных пород, а также песками и галечниками, толщиной от 10 м до 70 м.

1.3. Характеристика нефтегазоносности региона.

Нефтегазоносность венд-кембрийского осадочного бассейна юго-востока Сибирской платформы убедительно доказана многочисленными открытиями крупных месторождений УВ. Нефтегазоносные комплексы юга Сибирской платформы рассматривались в трудах Г.Б. Сальмана, Р.Г. Дорошко, Л.И. Несмеяновой, Н.А. Кицис, В.В. Самсонова, И.П. Карасева, И.А. Верещако, В.Ф. Горбачева, Ю.А. Притулы, В.Б. Корнева, Ю.С. Кувыкина, Г.Х. Дикинштейна, В.В. Семеновича, С.Л. Артюнова, О.Н. Карасева, В.П. Юркова, Н.М. Музыченко, Ю.В. Самсонова, А.Н. Дмитриевского, Л.Н. Фомичевой, Н.В. Мельникова и др [2, 6, 7, 8, 9, 17, 18, 20, 21, 24, 36, 46, 52, 57, 58, 61, 65, 93, 94, 146, 162, 163, 184, 188, 189, 194, 219]. Большой вклад в изучение генезиса пород-коллекторов, закономерностей размещения залежей УВ в разрезе осадочного чехла юга Сибирской платформы внесли работы, выполненные в СНИИГГиМС под руководством А.Э. Конторовича и Н.В. Мельникова [101, 103, 134, 135, 151, 161, 202]. В РГУ нефти и

газа имени И.М. Губкина выделение НГК было проведено под руководством А.А. Бакирова в 1980 году, которое в дальнейшем было уточнено Ю.В. Самсоновым и Л.Н. Фомичевой [19, 68, 69, 70-72, 84, 118, 130, 131, 132, 193, 206].

В разрезе осадочного чехла Непско-Ботубинской антеклизы выделяются следующие нефтегазовые комплексы (НГК): непско-тирский, даниловско-усольский, бельский, булайско-ангарский и литвинцевско-верхоленский (рисунок 1.4). В непско-тирском НГК выделяется нижненепский подкомплекс (нижняя подсвита нижнего венда), верхнепский подкомплекс (верхняя подсвита нижнего венда), тирский подкомплекс (тирская свита верхнего венда). В пределах даниловско-усольского НГК выделяется три подкомплекса: даниловский (катангская и собинская свиты верхнего венда), верхнеданиловско-усольский (тэтэрская свита верхнего венда и усольская свита нижнего кембрия) и усольский (нижнекембрийский).

Непско-тирский НГК представлен нижнепским, верхнепским и тирским подкомплексами. Отложения **нижнепского подкомплекса** несогласно залегают на кристаллических породах фундамента архей-протерозойского возраста. В нижней части разреза залегают преимущественно гравелиты и песчаники, в верхней – аргиллиты. Песчаники темно-серые и бурые, часто гравелитистые разномерные, кварцевые с примесью полевого шпата, цемент полиминеральный. Аргиллиты темно-серые алевритистые, часто гидрослюдистые. Доля песчаников до 30-40%. Общие толщины изменяются от 0 м до 70 м.

Коллекторская часть состоит из безымянного и чонского продуктивных горизонтов. На северо-востоке НБА в основании подсвиты залегают терригенные отложения второго чонского горизонта, представленного кварц-полевошпатовыми гравелитами и разномерными песчаниками, которые характеризуются повышенными значениями пористости.

К безымянному и второму чонскому продуктивным горизонтам приурочены нефтегазовые залежи пластовые литологически и тектонически экранированные в пределах Марковского и Верхнечонского месторождений. Эффективные толщины варьируются от 5 м до 15 м, значения пористости достигают 15%, проницаемости – 600 мД. Дебиты газа изменяются в широких пределах (от 5 до 200 тыс. м³/сут), преобладают дебиты 110-150 тыс. м³/сут. Дебиты нефти достигают 100-120 м³/сут.

система	отдел			свита	НГК	продуктивные горизонты	Непско-Ботубобинская антеклиз																									
	горизонт	подгоризонт	серия				Непско-Ботубобинская антеклиз																									
							Клайская	Усть-Бутская	Кульская	Верхне-Тирская	Большо-Тирская	Непская	Средне-Непская	Ярактинская	Анкая	Дулиманская	Марковская	Первомайская	Ербогаченская	Чангильская	Преображенская	Даниловская	Верхне-Чокская	Кривоукаская	Мошская							
кембрийская	нижний			иглинская	булайско-ангарский	осинский																										
				верхоленская			литвинцевская																									
							ангарская	бельский																								
							булайская																									
							бельская																									
	уольская																															
	верхний	даноловский	верхний	тэтэрская	даноловско-уольский		непско-тирский	устькутский																								
				собинская																												
		мотская	нижний	тирский	катангская																											
					тирская																											
			нижний	непский	верхний				непская	преображенский																						
верхне-тирский																																
					ербогаченский																											
					парфеновский																											
нижний							ярактинский																									
							чонский																									
							марковский																									
							безьяннинский																									

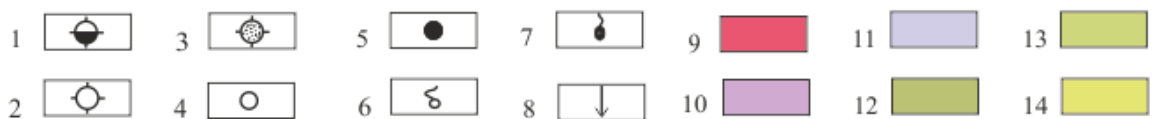
AR - PR₁₋₂

Рисунок 1.4 – Схема распределения уровней промышленной нефтегазоносности венд-кембрийских отложений Непско-Ботубобинской антеклизы. Условные обозначения: 1 – нефтегазовая залежь; 2 – газовая залежь; 3 – газоконденсатная залежь; 4 – промышленный приток газа; 5 – промышленный приток нефти; 6 – приток газа; 7 – приток нефти; 8 – вода; 9 – фундамент; 10 – нижний отдел венда; 11 – верхний отдел венда; 12 – нижний отдел кембрия; 13 – средний отдел кембрия; 14 – верхний отдел кембрия

Флюидоупорная часть представлена аргиллитовой толщей нижненепских отложений, толщиной до 15-20 м. В местах фациального замещения песчаниками флюидоупорная часть отсутствует. Ее толщина существенно сокращается до полного отсутствия, что обуславливает переток флюидов и образование единых для двух подкомплексов залежей. В пределах центральных частей НБА и ее юго-западного склона высота ловушек колеблется от 50 м до 70 м. В наиболее приподнятых частях НБА глубина залегания залежей составляет 1600-1700 м.

Верхненепский подкомплекс. В пределах НБА отложения подкомплекса распространены практически повсеместно. Общая мощность подкомплекса изменяется от 30 м до 80 м. Увеличение мощности коллекторской части происходит на юго-восток к Предпатомскому прогибу. Разрез имеет двучленное строение: нижняя часть представлена преимущественно песчаниками, верхняя – аргиллитами. Литологический состав подкомплекса довольно выдержан и представлен бурыми и темно-серыми гравелитами и песчаниками разномзернистыми косослоистыми, неяснослоистыми, пятнистыми, чередующимися с тонкозернистыми разностями. В пределах разреза выделяются первый верхнечонский, ярактинский и марковский продуктивные горизонты.

Коллекторская часть подкомплекса выделена от кровли нижненепской подсвиты до глинистой части в кровле верхненепской подсвиты. Данная часть подкомплекса относится к наиболее выдержанной по площадному распространению. Она состоит из двух-трех горизонтов преимущественно песчаного состава, разделенных аргиллитовыми пропластками. В пределах локальных площадей соотношение количества песчаников и аргиллитов может существенно меняться. Толщина коллекторской части составляет, как правило, первые десятки метров. Зоны отсутствия коллекторов в подкомплексе связаны в большинстве случаев с литофациальным изменением базальной песчаной части верхненепской подсвиты и замещением песчаников аргиллитами и алевролитами. Значительно меньшие участки отсутствия коллекторской части приурочены к эрозионным выступам фундамента.

Продуктивность песчаников установлена в районах, где их толщины составляют 15-30 м. Песчаники преимущественно кварцевые и кварц-полевошпатовые, с линзами аргиллитов и глинистым цементом, коллекторские свойства песчаников изменяются в широких пределах: пористость от единиц до 20-25%, проницаемость от 0 мД до 200 мД.

На большинстве площадей залежи связаны с гранулярными коллекторами с эффективной пористостью около 10%, проницаемостью от единиц до 600 мД. По составу флюидов в подкомплексе преобладают газоконденсатные залежи с нефтяными оторочками. Дебиты газа изменяются от 15 до 230 тыс.м³/сут., нефти – от 9 до 126 м³/сут.

Флюидоупорная часть представлена аргиллитами зеленовато-серыми буровато-коричневыми, в отдельных прослоях песчанистыми. Мощность этих отложений колеблется от 0 до 100 м. В отложениях подкомплекса открыты залежи на Верхнечонском, Даниловском, Дулисьминском, Ярактинском, Марковском и других месторождениях. Глубины залегания залежей изменяются от 1550 м до 2700 м.

Тирский подкомплекс выделяется в стратиграфическом объеме тирской свиты. Отложения подкомплекса распространены практически повсеместно, за исключением наиболее приподнятых частей НБА. Толщины подкомплекса изменяются от первых метров до 75 м. Подкомплекс характеризуется крайней изменчивостью литологического состава слагающих его пород.

Коллекторская часть выделяется в объеме парфеновского и верхнетирского продуктивных пластов, мощности отложений которых меняются от 0 м до 35 м. Парфеновский горизонт сложен песчаниками серыми, светло-серыми, кварцевыми с незначительным содержанием полевых шпатов, слюд, пирита. Открытая пористость продуктивных пластов – 18%, проницаемость - 10-200 мД. Выше по разрезу залегают доломито-ангидриты и доломиты темно-серые, тонкозернистые, плотные, с прослоями аргиллита темно-серого. В северных районах кавернозные доломиты тирской свиты соответствуют ербогаченскому горизонту.

Эффективные нефтегазонасыщенные толщины составляют 3-8 м. Залежи расположены на глубинах 1900-2500 м. Преобладают гранулярные коллектора в парфеновском и верхнетирском продуктивных горизонтах с эффективной пористостью 10-16%. В ербогаченском горизонте коллекторы порового и порово-трещинного типа, с эффективной пористостью 10-12%. Проницаемость составляет 10-150 мД. Основные запасы УВ приурочены к структурным ловушкам с элементами тектонического и литологического экранирования. Дебиты газа составляют 80-1000 тыс.м³/сут., дебиты нефти изменяются от 18 до 40 м³/сут.

Флюидоупорная часть выделяется в объеме терригенно-карбонатной части верхов тирской свиты. Тирский флюидоупор развит практически повсеместно, за исключением наиболее приподнятых частей НБА. Толщина флюидоупора изменяется от 0 до 40 м, наибольшие толщины фиксируются в направлении к Предпатомскому прогибу. Большинство открытых залежей УВ экранируется тирским флюидоупором (Марковская и другие площади).

Даниловско-усольский НГК. В объеме комплекса выделяется три подкомплекса: даниловский, верхнеданиловско-усольский, усольский [26, 27, 28, 54, 61]. Комплекс имеет повсеместное распространение и представлен карбонатно-галогенными породами,

которые в прибортовых частях Сибирской платформы замещаются доломитами, ангидрито-доломитами и терригенными породами. Вверх по разрезу возрастает галогенная составляющая пород. Строение всей галогенно-карбонатной толщи носит циклический характер. Комплекс пронизан трапповыми интрузиями, толщина которых изменяется от 18 м до 400 м. Наибольшее их количество сосредоточено в усольской свите. Мощность комплекса изменяется от 380 м до 500 м, в приподнятых частях исследуемой территории отмечается их сокращение. Толщина коллекторской части комплекса изменяется от 80 м до 260 м, а экранирующей – от 370 м до 400 м. Пористость продуктивных горизонтов варьирует от 0% до 20%, проницаемость составляет 0–58 мД.

Даниловский подкомплекс выделяется в объеме катангской, собинской, даниловской свит. Толщина подкомплекса изменяется от 100 м до 500 м. Наименьшие толщины фиксируются на Непском своде.

Коллекторская часть. Стратиграфический объем коллекторской части подкомплекса установлен от кровли тирской свиты до кровли продуктивного преображенского горизонта. Коллекторская часть имеет повсеместное распространение и сложена доломитами с прослоями ангидрито-доломитов и доломитовых мергелей, глинистость и сульфатность которых изменяется по площади. Увеличение толщин горизонта связано с возрастанием доли органических доломитов. Емкостные и фильтрационные свойства преображенского горизонта и его аналогов достаточно низкие, значения пористости изменяются от 0,1% до 14%, проницаемость от 0 мД до 17 мД. Эффективные мощности составляют 5 – 12 м, тип коллектора преимущественно порово-трещинный. Максимальное количество промышленных притоков газа получено на Верхнечонской, Преображенской, Даниловской площадях из доломитов, содержащих биогенные разности.

Флюидоупорная часть включает отложения от кровли преображенского горизонта и его аналогов до подошвы тэтэрской свиты и ее аналогов. Эта часть разреза НГК имеет повсеместное распространение с минимальными толщинами на своде Непско-Ботубинской антеклизы. Литологически покровка состоит из переслаивания сульфатно-аргиллитовых, мергелистых и глинистых доломитовых пород, с более глинистой нижней частью. Наилучшими экранирующими свойствами обладают породы, содержащие соленосные пласты. Покровка содержит значительное количество трапповых интрузий, распространенных по всей площади исследований, за исключением юго-восточного склона НБА.

В отложениях подкомплекса открыты залежи газа и нефти на Верхнечонской площади, промышленные притоки получены на Преображенской, Даниловской площадях,

непромышленные – на Аянской, Ярактинской. Все открытые залежи УВ пластовые и характеризуются литологическим, в меньшей степени, стратиграфическим ограничением продуктивных пластов. Общая толщина продуктивных пластов колеблется от 12 м до 20 м. Эффективная мощность изменяется от 0 м до 12 м. Глубины залегания залежей составляют 1550-2460 м. Залежи сосредоточены на глубинах 1500-1700 м. Коллектора преимущественно порового и порово-кавернового типа. Дебиты газа – до 470 тыс. м³/сут., нефти – до 80 м³/сут.

Верхнеданиловско-усольский подкомплекс выделяется в объеме верхнеданиловской подсвиты, а также подосинской части усольской свиты. Толщина подкомплекса в пределах НБА составляет 75-80 м. В отложениях подкомплекса содержатся трапповые интрузии мощностью от 28 м до 133 м, приуроченные к подосинским солям.

Коллекторская часть подкомплекса имеет повсеместное распространение и выделена в объеме усть-кутского продуктивного горизонта и его аналогов. Мощность коллекторской части составляет 55-60 м. Литологически разрез сложен преимущественно глинистыми и сульфатизированными доломитами, с четко выраженным циклическим строением. В коллекторской части усть-кутского горизонта выделяется два пласта. Литологический состав коллекторской части существенных изменений по площади развития не претерпевает. Перемычки между пластами выполнены глинисто-доломитовыми породами. В районах развития двухчленного типа строения коллекторской части разрез сложен преимущественно цианобактериальными, органогенно-обломочными, разнокристаллическими доломитами. Емкостные и фильтрационные свойства достаточно низкие. Открытая пористость составляет 2-19%.

Флюидоупорная часть стратиграфически включает породы от кровли усть-кутского горизонта тэтэрской свиты до подошвы осинского горизонта усольской свиты. Его толщина составляет 20-25 м. Отмечается нарушенность трапповыми интрузиями. Литологически разрез представлен преимущественно переслаиванием галогенно-доломитовых пород. Качество флюидоупора зависит от наличия пластов соли.

В отложениях подкомплекса открыты залежи нефти и газа на Даниловской площади. Промышленные притоки получены на Усть-Кутской, Аянской и Ярактинской площадях. Все притоки нефти и газа приурочены к зонам повышенной трещиноватости осадочного чехла. Преобладают залежи пластовые, сводовые, с элементами тектонического или литологического экранирования. Эффективные толщины составляют 2-13 м. Пористость продуктивных интервалов 10-15%, проницаемость 5-200 мД. Залежи преимущественно газонефтяные. Притоки газа получены из трещиноватых доломитов

верхней части усть-кутского горизонта (15тыс.м³/сут) на Усть-Кутской и Аянской (50-70 тыс.м³/сут) площадях.

Усольский подкомплекс выделяется в объеме усольской свиты от подошвы осинского горизонта. Толщина подкомплекса изменяется от 240 м до 560 м [185]. Разрез содержит значительное количество трапповых интрузий, большая часть которых приурочена к кровле осинского горизонта.

Коллекторская часть выделена в объеме осинского продуктивного горизонта, толщина которого изменяется в пределах от 10 м до 240 м [115, 117]. Латеральное распространение контролируется расположением фациальных зон. Породы осинского горизонта представлены известняками и доломитами, с различным их соотношением. Известняки и доломиты представлены в основном биоморфными (микрофитолитовыми, цианобактериальными, строматолитовыми) разностями. В пределах НБА и погруженных ее частях разрез сложен в нижней своей части маломощными глинистыми доломитами, в средней части – известняками и доломитами с реликтовой цианобактериальной структурой. В верхней части имеются маломощные прослои сульфатизированных доломитов. Открытая пористость составляет 5-17%, проницаемость – 0,1-15 мД. Породы осинского горизонта в значительной степени подвержены вторичным преобразованиям, что значительно изменяет их коллекторские свойства.

Флюидоупорная часть подкомплекса сложена галогенно-карбонатными отложениями усольской свиты. Толщина флюидоупора меняется в пределах от 250 м до 430 м. Толщина соли колеблется от нескольких сантиметров до 400 м. Содержание солей в разрезе достигает 80%. Экранирующая толща обладает высокими удерживающими свойствами. Характерной особенностью флюидоупора является значительная его нарушенность трапповыми интрузиями.

В отложениях комплекса залежи открыты на Марковской площади. Промышленные притоки получены на Преображенской, Верхнечонской, Атовской, Даниловской, Осинской и других площадях. Залежи осинского горизонта расположены в зонах общих толщин 250-380 м, при этом толщина коллекторской и флюидоупорной части соответственно 50 - 95 м и 200 – 310 м, эффективные толщины изменяются от 2 м до 45 м. Пористость продуктивных интервалов до 14%, при проницаемости 50 мД. Наилучшие коллектора встречены в зонах развития органогенных известняков и вторичных доломитов, развитых по первичным пористым органогенным известнякам. По типу залежей преобладают пластовые и литологически ограниченные.

Бельский НГК. В пределах НБА отложения бельского НГК распространены практически повсеместно. Породы представлены карбонатно-галогенными разностями,

толщина которых меняется от 300 м до 580 м. Кровля вскрыта на глубинах от 600 м до 1500 м. В образованиях комплекса встречаются интрузии трапповых тел.

Коллекторская часть представлена преимущественно карбонатными породами. Толщина коллекторской части около 200 м. В комплексе выделяется балыхтинский, христофоровский и атовский продуктивные горизонты, имеющие региональное распространение.

Флюидоупорная часть комплекса. Экранирующие свойства флюидоупора определяются присутствием в разрезе пластов каменной соли, толщина которых 100-300 м.

В основании комплекса залегает балыхтинский горизонт, представленный трещиноватыми карбонатными породами с пористостью 8-11%. Толщина горизонта 3-30 м. Нефтегазопроявления получены на Марковской и других площадях. Христофоровский горизонт сложен кавернозными доломитами, мощностью 40-90 м. Открытая пористость 210,5%, трещинная проницаемость 0-220 мД. Тип коллектора порово-трещинный, каверно-трещинный. Притоки газа из горизонта получены на Атовской, Преображенской, Верхнечонской и других площадях. Атовский горизонт выделен в верхней части разреза и сложен доломитами и известняками. Мощность его 160-200 м и увеличивается к центральным частям НБА. Пористость 0,5-18%, проницаемость 10-83 мД. Притоки газа из горизонта получены на Атовской, Преображенской, Верхнечонской и других площадях.

Булайско-ангарский НГК сложен галогенно-карбонатными породами толщиной 300-570 м. Кровля вскрыта на глубинах 240-1000 м. Многочисленные нефтегазопроявления из отложений комплекса установлены в пределах НБА.

Коллекторская часть комплекса сложена преимущественно карбонатными породами, представленными однородной толщей трещиноватых, кавернозных доломитов, с редкими прослоями известняков и аргиллитов. В центральной части НБА и на ее северо-восточном склоне установлены небольшие поля трапповых интрузий. В коллекторской части установлены два продуктивных горизонта – биркинский и бильчирский. Толщина коллекторской части составляет около 100-200 м.

Флюидоупорная часть комплекса сложена галогенно-карбонатными породами и обладает высокими удерживающими свойствами. Толщина покрышки меняется от 150 м до 370 м. Содержание соли в разрезе достигает 80%. Толщина отдельных пластов составляет 130 м. Приток нефти получен на Непской площади, нефтегазопроявления установлены на многочисленных разведочных площадях.

Биркинский горизонт сложен массивными и трещиноватыми доломитами. Открытая пористость очень низкая – 0,05-0,7%. Трещинная проницаемость 0,6 мД. Тип

коллектора – трещинно-поровый. Толщина горизонта 70 - 124 м. Бильчирский горизонт состоит из четырех пластов доломита, разделенных прослоями соли и ангидритов. Породы сильно засолены. Открытая пористость 0,1-9%, трещинная проницаемость 0,1-1,5 мД. Тип коллектора трещинно-поровый, трещинно-каверново-поровый. Мощность горизонта составляет 110-120 м.

Литвинцевско-верхоленский НГК сложен терригенно-карбонатными породами, толщиной до 700 м. Кровля отложений комплекса вскрыта на глубинах до 300 м. Отдельные локальные участки отсутствия отложений комплекса установлены на Верхнечонской и Ербогаченской площадях.

Коллекторская часть комплекса сложена преимущественно карбонатными породами, представленными значительной толщиной доломитов, с прослоями известняков и аргиллитов. Содержание доломитов в разрезе 50-70%, известняков – 30-50%, аргиллитов – до 10%. Толщина коллекторской части меняется от 0 м до 325 м. Тип коллектора - трещинно-каверновый. Открытая пористость коллекторов меняется от 5% до 25%.

Флюидоупорная часть комплекса сложена преимущественно карбонатно-терригенными разностями, толщиной 0-375 м. Отложения покрышки представляют собой сравнительно однородную толщу мергелей с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников, с включениями гипса и ангидрита.

Притоки углеводородов из отложений комплекса получены на единичных площадях в пределах НБА, промышленные притоки не установлены.

В пределах НБА с 60-х годов прошлого столетия основными объектами для поисков скоплений углеводородов, а также их разработки являются непско-тирский и даниловско-усольский НГК.

2. Литолого-петрофизическая характеристика карбонатных отложений осинского горизонта.

2.1. Литологическая характеристика карбонатных отложений осинского горизонта.

Изучению литологии нижнекембрийских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы посвящены многочисленные работы В.Г. Кузнецова, О.В. Постниковой, А.П. Железновой, П.Н. Колосова, Н.М. Скобелевой, Л.С. Черновой, Н.В. Мельникова, А.Г. Березина, Л.П. Гмид, Т.М. Гуровой, И.Т. Журавлевой, И.В. Рудых, Г.Г. Шемина, В.А. Лучининой, И.А. Буровой, З.А. Журавлевой, В.П. Маслова и др [28, 39, 55, 63, 79, 87, 92, 115, 136, 153, 169, 170]. Несмотря на значительный объем проведенных исследований нижнекембрийских карбонатных пород, в настоящее время остается ряд вопросов, связанных со структурно-вещественными характеристиками пород.

Основой для проведения исследований послужили результаты изучения кернового материала более чем по 20 скважинам. Было проанализировано порядка 2000 м керна по более чем 1000 образцов. Образцы изучались с помощью оптической микроскопии в обычных и прокрашенных шлифах, а также в шлифах, изготовленных на безводной основе. Текстурные особенности пород исследованы макроскопически на образцах керна и цифровых изображениях в дневном и ультрафиолетовом свете.

Выделение литотипов было проведено в соответствии с принципиальной схемой подразделения карбонатных пород по их структуре [126, 127], представленной в таблице 2.1.

В изучаемых карбонатных отложениях осинского горизонта преобладают вторичные доломиты, сформировавшиеся в результате доломитизации биогермных известняков. В целом в исследуемых разрезах выделяется 12 литотипов:

1. Известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые;
2. Известняки биогермные археоциатовые;
3. Известняки биогермные полифитовые;
4. Доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой;
5. Доломиты разнокристаллические;
6. Доломиты строматолитовые;
7. Доломиты комковато-сгустковые;
8. Доломиты интракластовые;
9. Доломиты мелкокристаллические;
10. Доломиты мелко-тонкокристаллические горизонтально-слоистые;

11. Доломиты микрокристаллические;

12. Ангидрито-доломиты.

Между выделенными литотипами существуют переходные разности.

Литотип 1 – Известняки биогермные археоциатовые, рисунок 2.1 – 2.3.

Серые, светло-серые, коричневато-серые породы. Текстура, как правило, каркасная, неяснослоистая, желваковая. Текстурные особенности данного литотипа определяются характером строения археоциатового биоценоза и проявлением разного рода вторичных процессов. Размер археоциатовых образований по литературным данным [74, 78, 181] колеблется от нескольких до 20 мм в диаметре и от 5 до 80 мм по высоте. Достаточно крупные размеры археоциатовых кубков не позволяют в деталях выявить особенности строения археоциатового каркаса. Тем не менее, в отдельных образцах отчетливо выделяются поперечные и продольные сечения археоциатовых кубков размером до 20 мм. Характер взаимоотношения отдельных кубков в каркасе биогерма на керне установить достаточно проблематично. В качестве межкаркасного заполнителя часто встречается комковатый цианобактериальный материал. В отдельных случаях в межкаркасном пространстве прослеживаются неяснослоистые текстуры. Достаточно часто археоциатовые кубки обрастают ренальцисово-эпифитоновыми образованиями, формируя с ними единый каркас. Нередко археоциатовые известняки в разрезе осинского горизонта интенсивно перекристаллизованы, и генетическая природа этих пород устанавливается лишь по характеру перекристаллизации и тeneвым текстурам.

Структура биоморфная, разнокристаллическая. В строении каркаса принимают участие несколько групп организмов – археоциаты и кальцибионты эпифитоны (в большинстве случаев) и ренальцисы. Преобладание скелетов археоциат в составе каркаса послужило основанием для выделения данного литотипа.

Продольные срезы скелетов археоциат образуют цепочки с перистой, радиально-лучистой структурой, стенки их фибровые, местами призматические. Высота веточек 1 – 1,5 мм. Поперечные сечения представляют собой округлые и овальные, редко – концентрические образования размером от 0,2 до 1,2 мм. Границы их относительно ровные, часто – неправильные, волнистые, иногда границы и концентрические слойки подчеркиваются выделениями органического вещества в виде тонких каемок толщиной до 0,04 мм.

Обособленные комки и желваки, а также поперечные сечения археоциат крустифицированы, толщина корочек призматического кальцита составляет 0,06 – 0,1 мм. Относительно редко в строении каркаса наблюдаются первичные межкаркасные пустоты, впоследствии залеченные иногда целиком, в редких случаях – с остаточными пустотами.

В выполнении пустот прослеживаются несколько этапов: тоненькая инкрустационная корочка толщиной в 0,05 мм, затем – образование каемки призматического кальцита толщиной до 0,5 мм, по поверхности которой выделяется каемка из мелкокристаллического доломита, следующий этап – выполнение остаточного пространства блочными кристаллами кальцита и доломита размером до 0,25 мм. Иногда кальцит и доломит замещаются ангидритом и, возможно, галитом.

Доломитизация проявляется в виде выделения кристаллов доломита ромбовидной формы, развитых по первичному археоциатовому каркасу. Развито частичное заполнение пор ромбовидными кристаллами доломита и инкрустация пустот кристаллами доломита размером до 0,2 мм.

Сульфатизация проявляется в виде заполнения пор мелкими вторичными кристаллами ангидрита и гипса, а также отмечаются отдельные обособленные кристаллы ангидрита игольчатой формы размером до 0,1 мм. Кроме того, в разрезе в зоне развития археоциатовых известняков отмечаются крупные выделения ангидритов в виде нодулей и линз размером до 3,5 см, а также частичное или полное заполнение кристаллами ангидрита коротких, до 15 см, трещин.

Процессы выщелачивания, по сравнению с другими литотипами, в археоциатовых известняках развиты слабо. Отмечаются лишь отдельные пустоты выщелачивания до 1 см, приуроченные к внутрикаркастному пространству, а также внутриформенному пространству кубков археоциат. К этим пустотам приурочено вторичное засоление.

Присутствуют включения ОВ в межкристаллических порах, по контуру пор, в трещинах и стилолитовых швах

Отмечается стилолитизация: микростилолитовые швы зубчато-столбчатого типа с амплитудой до 0,8 мм и с прослойками толщиной от 0,02 до 0,1 мм, заполненными органическим веществом.

Породы низкопористые (до 5%) и непористые.

Таблица 2.1 - Принципиальная схема подразделения карбонатных пород по их структуре (В.Г. Кузнецов, 2007) [126]

Структуры	Биоморфные (состоящие из целых остатков организмов в положении роста)			Зернистые (граноморфные)			Кристаллические (кристалломорфные, кристаллитовые)		Обломочные (кластоморфные, кластолитовые)	
	Биогермные (зоо- и фитобиогермные)			Цельнораковенные	Скелетные	Нескелетные (форменные)	Равнозернистые (равнокристаллические, гомеомерные, гомеометрические, гомеометрически зернистые)	Разнозернистые (разнокристаллические, гетерометрические, гетерометрически зернистые)		
	Ветвистые	Пластинчатые	Обволакивающие (и цементирующие)							
Примеры пород – известняков (доломитов)	Коралловые, мшанковые, строматопоровые, эпифитоновые, серпуловые и др	Палеоплизиновые и др	Строматолитовые и др	Ракушняки: фораминиферовые, устричные, птероподовые, гастроподовые, тектакулитовые, сферовые и др.	Органогенно-обломочные (детритовые): состоят из определенных обломков органических остатков размером обычно более 0,1 мм	Шламовые: состоят из неопределимых обломков органических остатков размером обычно менее 0,1 мм	Пизолитовые, оолитовые, псевдооолитовые, онколитовые, комковатые, сгустковые, пелоидные, пеллетовые, сферолитовые, скопролитовые желваковые и т.д.	Пелитоморфные < 0,005 мм Микрозернистые (кристаллические) 0,005-0,05 мм Тонкозернистые (кристаллические) 0,05-0,1 мм Мелкозернистые (кристаллические) 0,1-0,25 мм Среднезернистые (кристаллические) 0,25-0,5 мм Крупнозернистые (кристаллические) 0,5-1,00 мм Грубозернистые (кристаллические) 1,0-2,0 мм Гигантозернистые (кристаллические) > 2,0 мм	Разнозернистые, в том числе порфиридные и др.	По размеру и частично по окатанности карбонатных обломков
	Полибиогермные, полифитовые				Включая мел			Включая туфы и травертины, имеющие крустификационную структуру (точнее структуру, так как она характеризует взаимным расположением кристаллов в пространстве)		

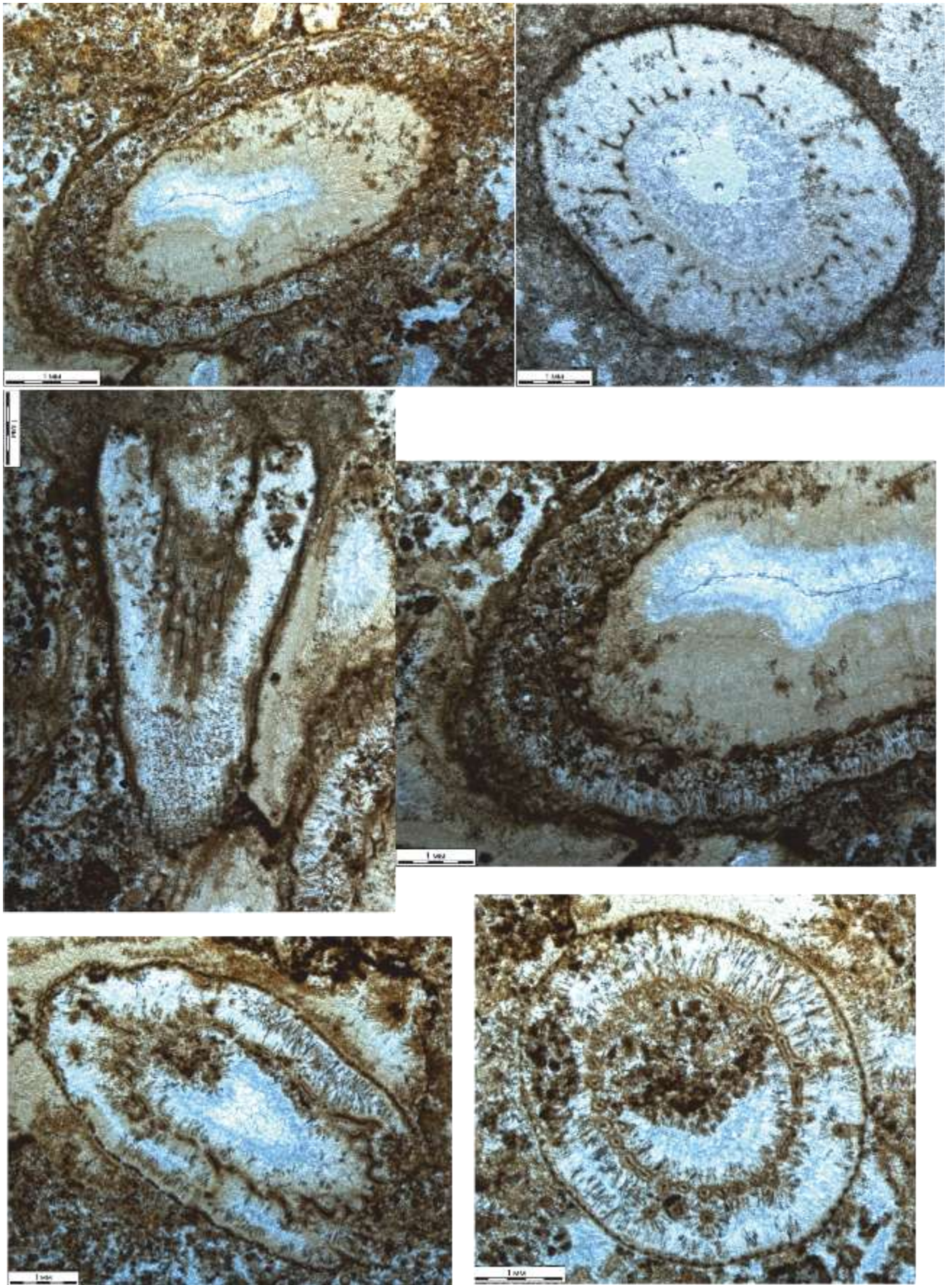


Рисунок 2.1 – Археоциаты осинского горизонта (по данным Н.А. Скорлотовой, ПИН РАН).



Рисунок 2.2 - Известняк биогермный археоциатовый.

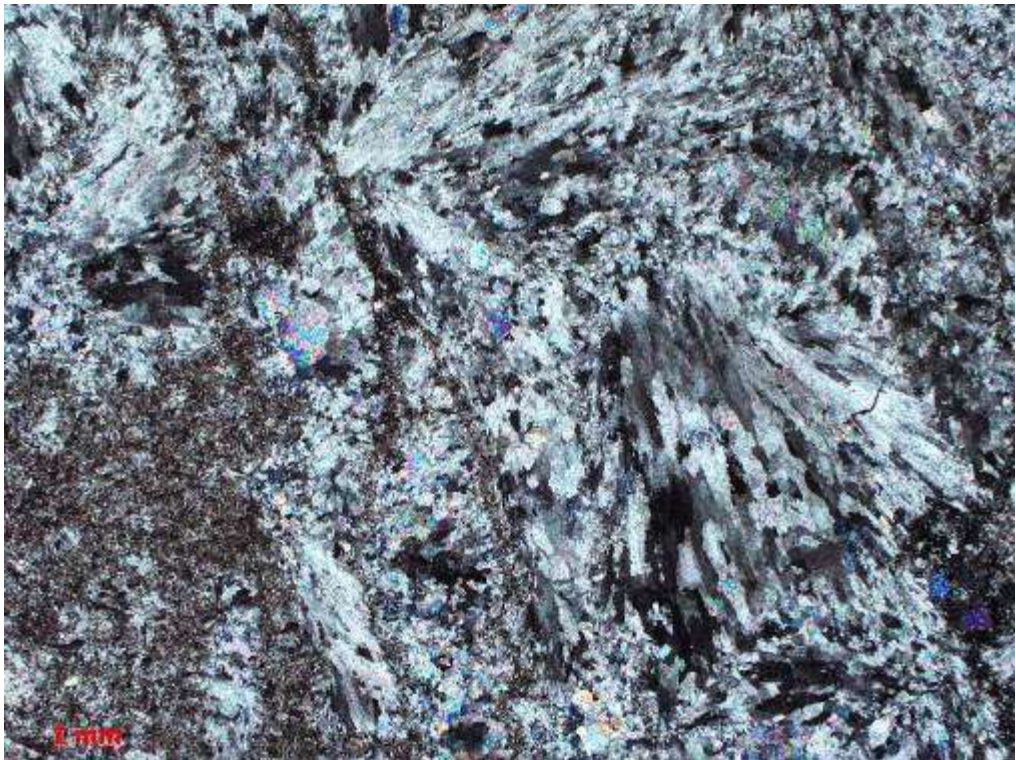


Рисунок 2.3 – Известняк биогермный археоциатовый. Перистые кристаллы кальцита, инкрустирующие внутриформенное пространство. С анализатором.

Литотип 2 – Известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые, рисунок 2.4 – 2.5.

Бежевые, бежегато-серые, светло-серые породы. Текстура пород каркасная, неяснослоистая, пятнистая, кружевная, обусловленная особенностями строения биогенного каркаса, сложенного широким спектром цианобактериальных организмов.

Структура пород биоморфная, микро-комковато-сгустковая, ренальцисово-эпифитоновая.

Основой породы является цианобактериальный каркас, в котором в качестве строителей выступают цианобактерии ренальцисы и эпифитоны [138]. Вклад тех или иных цианобионтов в формировании каркаса в пределах литотипа разный, в одних случаях приоритетную роль играют ренальцисы, в других – эпифитоны, однако, как правило, они встречаются в симбиозе. В зонах развития ренальцис структура пород желваковая, в зонах развития эпифитон - комковатая и комковато-сгустковая, причем, желваки, комки и сгустки представлены микрокристаллическим материалом, с размером кристаллов от менее 0,01 мм до 0,02 мм. Межкаркасное пространство минерализовано, часто нацело, материал выполнения мелкозернистый, реже – тонко-мелкозернистый, средне- мелкозернистый, среднезернистый, в единичных случаях крупнозернистый (размеры кристаллов блочного кальцита составляют 0,6 – 0,7 мм).

В процессах выполнения первичных (внутрикаркасных) пустот наблюдаются определенные закономерности.

При плотном нарастании элементов и слоев каркаса хорошо заметна инкрустация крупных первичных пустот, причем, инкрустируются они в несколько стадий с образованием каемок разных генераций. Первая – тоненькая корочка кальцитовых кристалликов развивается по стенкам пустот. Толщина этой корочки от 0,02 – 0,05 мм. По ней формируется корочка, состоящая из призматических кристаллов кальцита толщиной до 0,3 – 0,5 мм по ее поверхности образуется каемка ромбовидных кристаллов доломита размером от 0,06 до 0,3 мм. Оставшееся пространство выполняется в дальнейшем блочными кристаллами кальцита, доломита, иногда ангидрита или галита. Довольно часто наблюдается смешанное выполнение. Необходимо отметить, что далеко не во всех случаях реализуются все названные стадии выполнения.

Породы низко, среднепористые (до 10%). Тип пустот: остаточные пустоты, пустоты выщелачивания, межкристалловые пустоты доломитизации. Распределение пустотного пространства крайне неравномерное и определяется строением биогенного каркаса.



Рисунок 2.4 – Известняк биогермный ренальцисово-эпифитоновый. Каверны, минерализованные кальцитом.

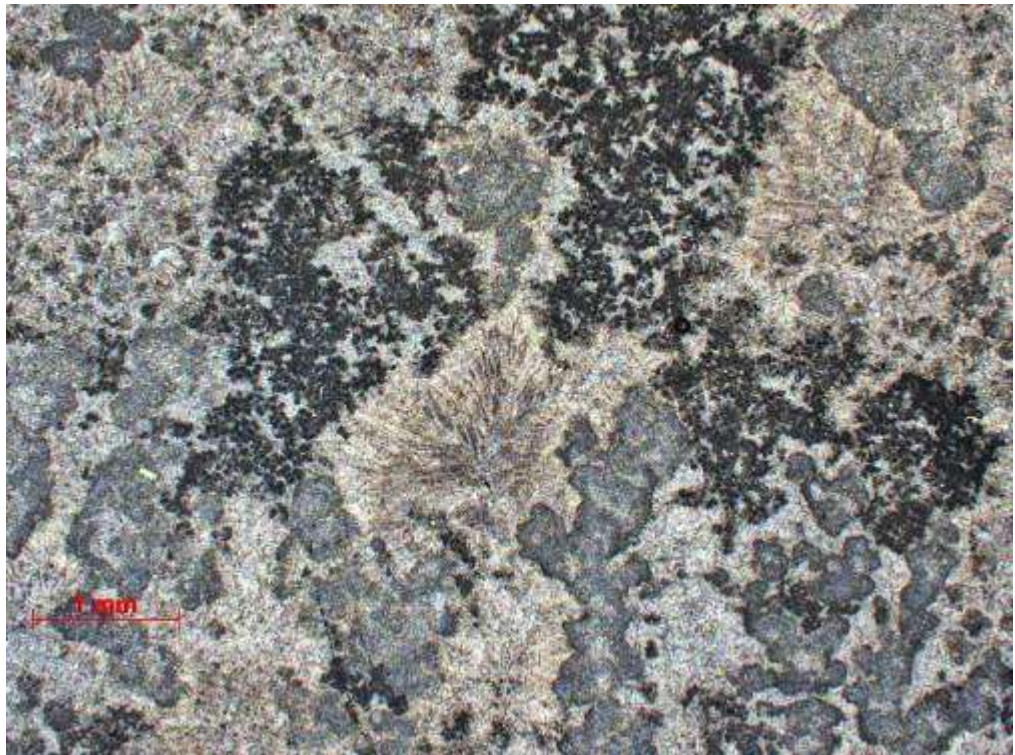


Рисунок 2.5 – Инкрустация внутрикаркасных пустот перистыми кристаллами кальцита в известняке биогермном ренальцисово-эпифитоновом. Без анализатора.

Литотип 3 – Известняки биогермные полифитовые, рисунок 2.6 – 2.7.

Серые, светло-серые, темно-серые породы, текстура каркасная, неяснослоистая, пятнистая, кружевная, обусловленная особенностями строения биогенного каркаса, сложенного широким спектром цианобактериальных организмов.

Структура биоморфная, комковатая, комковато-сгустковая, разнокристаллическая.

Структуры пород неоднородны, сочетаются в пределах шлифа в разных соотношениях, однако всегда преобладающая часть – комковатые, комковато-сгустковые, неясно-сгустковые, характерные для цианобактериальных образований.

Комочки размером 0,05 - 0,1 мм нечетко дифференцированы, часто сливаются в сгустки, создавая неясно-сгустковую структуру. Комки и сгустки представлены пелитоморфным материалом. Распределение их неравномерное, часто слоистое, причем, чередуются слойки с разной плотностью комков и сгустков, в которых меняется соотношение пелитоморфного и яснокристаллического материала. Слоистость подчеркивается часто расположенными прерывистыми стилолитовыми швами незначительной амплитуды - около 0,03 мм. Вдоль стилолитовых швов наблюдаются выделения тонкокристаллического доломита (0,05 - 0,1 мм). Местами в комковато-сгустковой массе обособляются единичные поперечные сечения археоциат в виде овальных, иногда почти идеально круглых образований.

Значительная часть породы представлена реликтами ренальцис и эпифитон. Для участков, сложенных реликтами ренальцис, характерна желваковая текстура, в зонах распространения эпифитон - комковатая и комковато-сгустковая.

Структура вещества желваков и комочков микрокристаллическая. Первичные межкаркасные пустоты в разной степени кальцитизированы за счет крустификации поверхностей желваков и комочков, происходившей в несколько этапов.

Доломитизация пород, так же, как и кальцитизация, проходила в несколько этапов, причём для каждого из них характерны соответствующие кристаллические формы доломита.

Породы, как правило, низкопористые и непористые. Редкие поры по генетическому признаку могут быть отнесены к пустотам выщелачивания и остаточным внутрикаркасным пустотам. Размер пор и каверн изменяется от 0,1 до 0,2 мм. Форма пор - неправильная, изогнутая, округлая, овально-вытянутая.



Рисунок 2.6 - Линзовиднослоистая текстура в известняке биогермном полифитовом.



Рисунок 2.7 – Пустоты выщелачивания в известняке биогермном полифитовом. Без анализатора.

Литотип 4 – Доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой, рисунок 2.8 – 2.9.

Породы данного литотипа сформировались в результате вторичной доломитизации известняков биогермных структур. Достаточно часто определить групповой состав каркасостроителей не представляется возможным в силу интенсивной доломитизации и перекристаллизации.

Серые, светло-серые, бежевато-серые, темно-серые породы. Текстура биогермная, неяснослоистая, слоистая.

Структуры пород разнокристаллические - выделяются три размерные фракции доломита: микрокристаллическая – кристаллики 0,01-0,04 мм; тонкокристаллическая - размеры кристаллов 0,06 - 0,08 мм, и мелко-среднекристаллическая - кристаллы от 0,1 до 0,4 мм, причем, внутри каждой фракции структуры равномернокристаллические.

Как правило, первичный цианобактериальный генезис определяет и распределение кристаллов разных размерных фракций по площади шлифа: по элементам каркаса формировался доломит микрокристаллической и тонкокристаллической структур, наследуя первичную пелитоморфную и микрокристаллическую структуру массы желваков, комков и сгустков, в то время как по первичному внутрикаркаскому пространству образован мелко-среднекристаллический доломит. Тонкокристаллический доломит прослеживается вдоль стилолитовых швов и их реликтов.

Кальцитизация происходила в две стадии: образование крустификационных каемок толщиной от 0,1 до 0,2 мм, последующее выполнение оставшегося пространства кристаллами кальцита до 0,2 мм. Весьма редко по кальциту выделяются единичные ромбы доломита размером до 0,2 мм.

Иногда реликты цианей включены в кристаллическую массу доломита в виде округлых, хорошо ограниченных образований и почти не изменены. Границы их проходят по поверхностям желваков, имеющих пелитоморфную структуру, и подчеркиваются стилолитовыми швами.

Породы пористые (до 15-18%). Пустотное пространство в породе представлено пустотами выщелачивания, остаточными межкристалловыми пустотами и межкристалловыми пустотами вторичной доломитизации.

Литотип 5 – Доломиты разнокристаллические, рисунок 2.10 – 2.11.

Серые, светло-серые, бежевато-серые, темно-серые, коричневатые породы. Текстура пород - биогермная, массивная, неяснослоистая, слоистая, пятнистая.



Рисунок 2.8 - Неравномерное распределение каверн в доломите разнокристаллическом с реликтовой цианобактериальной структурой.



Рисунок 2.9 – Пустоты выщелачивания в доломите разнокристаллическом с реликтовой цианобактериальной структурой. Без анализатора.



Рисунок 2.10 – Доломит разнокристаллический кавернозный.

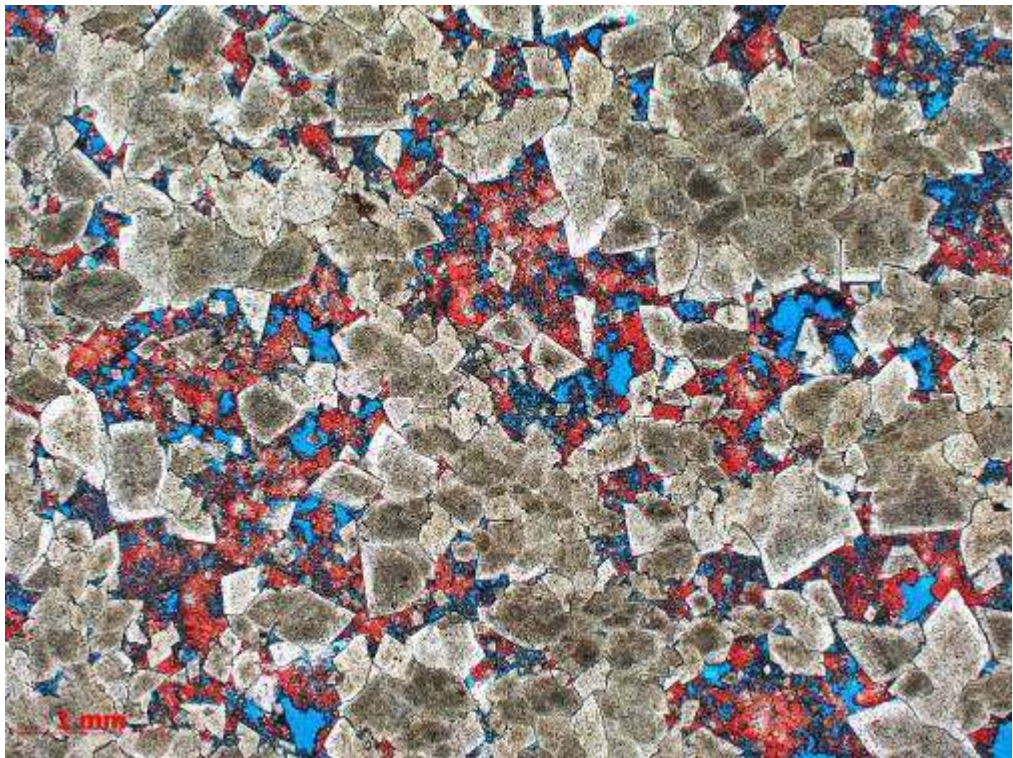


Рисунок 2.11 – Доломит разнокристаллический. Шлиф прокрашен ализарином. Без анализатора.

Структура пород - разнокристаллическая. Среди кристаллической массы можно выделить две основные размерные фракции: мелкокристаллическая, с размерами кристаллов 0,01-0,2 мм и среднекристаллическая, с размерами кристаллов 0,25 – 0,35 мм. В основе такого сочетания, по-видимому, находится происхождение доломита, которое можно рассматривать как результат вторичной доломитизации первично цианобактериальных известняков.

Мелкокристаллический доломит наследует первичную микрокристаллическую структуру каркаса, в то время как среднекристаллическая масса образована, возможно, по кальцитизированному межкаркастному пустотному пространству. В случаях более сильной степени доломитизации кристаллики мелкокристаллической фракции относительно равномерно распространены в межкристалловом пространстве среднекристаллической матрицы. Соотношение и локализация массы разных фракций неодинаково.

Одной из существенных характеристик породы является значительная межкристалловая пустотность, не всегда равномерная: наблюдается различное по форме сочетание более плотных и более пористых фрагментов породы. В ряде случаев слойки разной плотности чередуются, формируя плохо выраженную неясную слоистость. В других случаях к чередованию слойков разной плотности присоединяются прерывистые слойки и небольшие удлиненные линзочки микрозернистого материала размером от 0,6 до 2 мм, располагающиеся послойно в мелкозернистом веществе, еще более «уплотняя» тем самым некоторые прослои. Можно предположить, что микрозернистые включения и представляют собой реликты первичного каркаса.

Отдельно стоит остановиться на еще одном типе структур доломита: это относительно плотные, практически не содержащие межкристалловых пустот слоистые доломиты. Слоистость достигается чередованием микрокристаллических и мелкокристаллических слойков. Толщина слойков от 0,3 до 1 см, иногда границы слойков относительно ровные, субпараллельной направленности, в отдельных случаях микрозернистые слойки представляют собой линзообразные включения, и тогда слоистость становится неровной, линзовидной. Внутренние структуры слойков неоднородны, однако степень неоднородности весьма невелика. Мелкокристаллические слойки содержат некоторое количество микрокристаллического материала, причем, микрокристаллический материал равномерно распределен по площади прослоя, в то время как кристаллы мелкокристаллического доломита распределены в микрокристаллической массе, иногда послойно, иногда хаотично. Довольно часто более крупные кристаллы доломита (0,1 – 0,2 мм) встречаются в микрокристаллической массе в виде редких обособленных ромбов, что напоминает порфириковую структуру вулканических пород. Иногда в расположении более

крупных кристаллов наблюдается некоторая упорядоченность: даже редкие обособленные ромбы доломита выстраиваются в неясные слойки.

Очень часто мелкокристаллические слойки обогащены органическим веществом, причем в локализации органического вещества также наблюдается тонкая слоистость.

В отдельных случаях в породах данного литотипа встречаются крупные каверны, частично выполненные доломитом. В таких случаях кристаллы доломита относительно более крупные (до 0,45 мм), собственно мелко-среднекристаллические участки пород, в основном, приурочены к этим кавернам.

В единичных случаях породы содержат линзообразные включения брусковидного ангидрита с размерами брусков до 0,4 мм. Границы линз извилистые, подчеркнуты каемками микрокристаллического материала. Толщина каемок до 0,5 мм, размеры линз до 5 мм. В их центральных частях встречаются редкие включения галита.

Породы пористые (до 12-15%). Пустотное пространство в породе представлено остаточными пустотами и пустотами вторичной доломитизации.

Литотип 6 – Доломиты строматолитовые, рисунок 2.12 – 2.13.

Серые, светло-серые, бежевато-серые, темно-серые, коричневато-серые породы. Текстура - строматолитовая, в том числе столбиковая, со следами оползания слойков, неяснослоистая, слоистая (ламинитовая), пятнистая, желваковая. Породы данного типа характеризуются чередованием темных (пелитоморфных) и светлых (мелко- и крупнокристаллических) слойков. Темные слойки тонкие, линзовидные, иногда прерывистые. Светлые слойки значительны по мощности (до 1 мм).

Строматолитовые текстуры осложняются проявлением таких вторичных процессов как сульфатизация, окремнение и трещинообразование. Часто фенестровое пустотное пространство заполнено кристаллами ангидрита, размер включений до 1 см. Также отмечается выделение иголок ангидрита, размером 0,5-1 см.

Микротекстура слоистая, тонкослоистая, прерывистослоистая, неяснослоистая, линзовиднослоистая. Первичная волнисто-слоистая строматолитовая микротекстура часто затушевана или полностью уничтожена вторичными процессами.

Структура пород данного литотипа цианобактериальная, сгустково-микрокомковатая, микро-тоннокристаллическая, пелитоморфная, разнокристаллическая. Породы интенсивно перекристаллизованы, сложены кристаллами доломита размером от 0,01 до 0,08 мм, а также микритовыми комочками и сгустками доломита.

Отмечаются многочисленные пустоты выщелачивания, размером до 1-2 мм, развитые по трещинам и стилолитовым швам.



Рисунок 2.12 – Доломит строматолитовый.

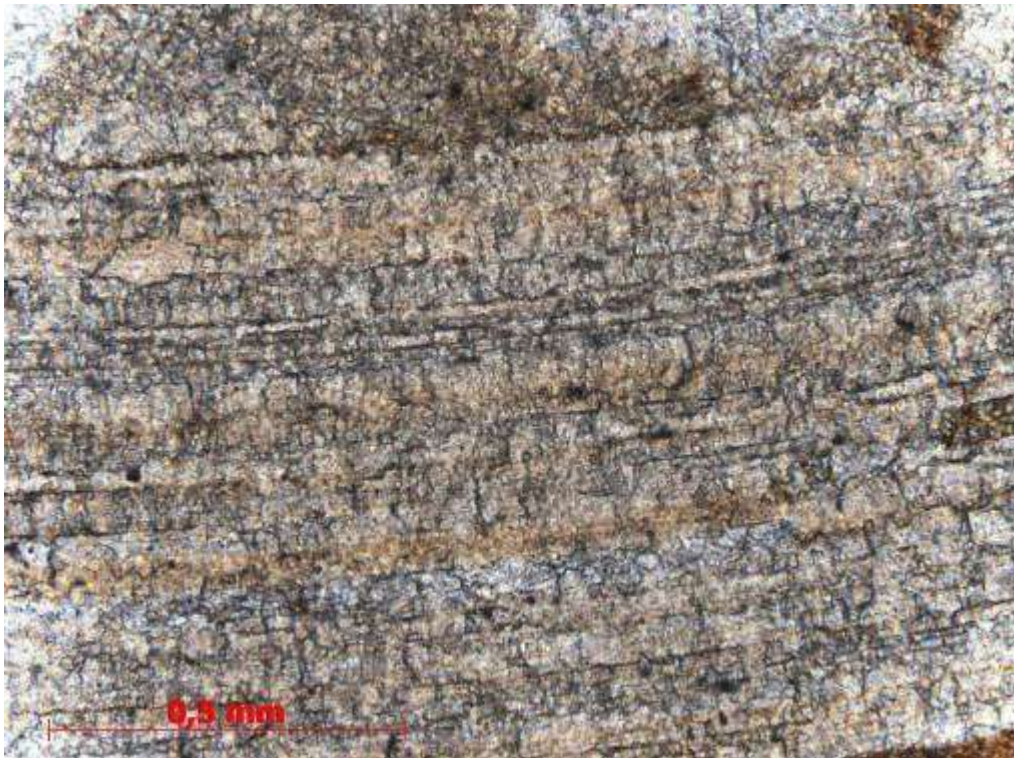


Рисунок 2.13 – Доломит строматолитовый. Без анализатора.

В породах данного литотипа отмечаются многочисленные горизонтальные стилолитовые швы зубчато-столбчатого типа с амплитудой до 0,3 мм и с прослойкой толщиной до 0,02 мм, заполненной глинистым и органическим веществом.

Породы, как правило, пористые (до 10%), низкопористые. Довольно часто пустотное пространство практически полностью заполнено кристаллами галита, размер остаточных пустот не превышает 0,03 мм. Размер пор и каверн изменяется от 0,02 до 3,00 мм; форма пор и каверн неправильная, изогнутая, округлая, овально-вытянутая.

Литотип 7 – Доломиты комковато-сгустковые, рисунок 2.14 – 2.15.

Серые, бежевато-серые, темно-серые, коричневатые-серые породы. Текстура: комковатая, слоистая, неяснослоистая, пятнистая. Структура пород микросгустковая, микрокомковато-сгустковая, микро-тонкокристаллическая.

Породы сложены микритовыми комочками и сгустками доломита, размером 0,2-4 мм, состоящими из пелитоморфных кристаллов доломита. Форменные элементы сцементированы микро-тонкокристаллическим или тонкокристаллическим доломитом. Породы интенсивно перекристаллизованы с образованием равномерной тонко-мелкокристаллической структуры с сохранением теневой (реликтовой) комковато-сгустковой.

Отмечается повсеместная перекристаллизация по органогенным остаткам. А также сульфатизация - заполнение остаточных пустот брусковидными и таблитчатыми кристаллами ангидрита, размером 0,1-1 мм, выделение единичных кристаллов ангидрита пластинчатой и игольчатой формы, размером до 3 мм. Необходимо отметить, что в породах данного литотипа довольно часто встречается выщелачивание по микритовым комочкам и сгусткам.

Породы пористые (до 10-12%), низкопористые. Пористость представлена пустотами выщелачивания, межформенными и вместоформенными пустотами. Размер пор и каверн изменяется от 0,05 до 1,2 мм; форма пор неправильная, округлая, овально-вытянутая.

Литотип 8 – Доломиты интракластовые, рисунок 2.16 – 2.17.

Коричневато-серые, серые, бежевато-серые породы. Текстура: пятнистая, брекчьеобразная, подчеркивается окраской породы.

Структура обломочная, цианобактериальная, сгустково-микрокомковатая, микро-тонкокристаллическая, мелкокристаллическая. Основу породы образуют обломки перекристаллизованных и доломитизированных известковых цианобактериальных построек различного генетического типа – интракласты. Присутствуют также фитоциты – сгустки, комки, желваки, нити.



Рисунок 2.14 – Доломит комковато-сгустковый.



Рисунок 2.15 – Доломит комковато-сгустковый. Без анализатора.



Рисунок 2.16 – Доломит интракластовый.

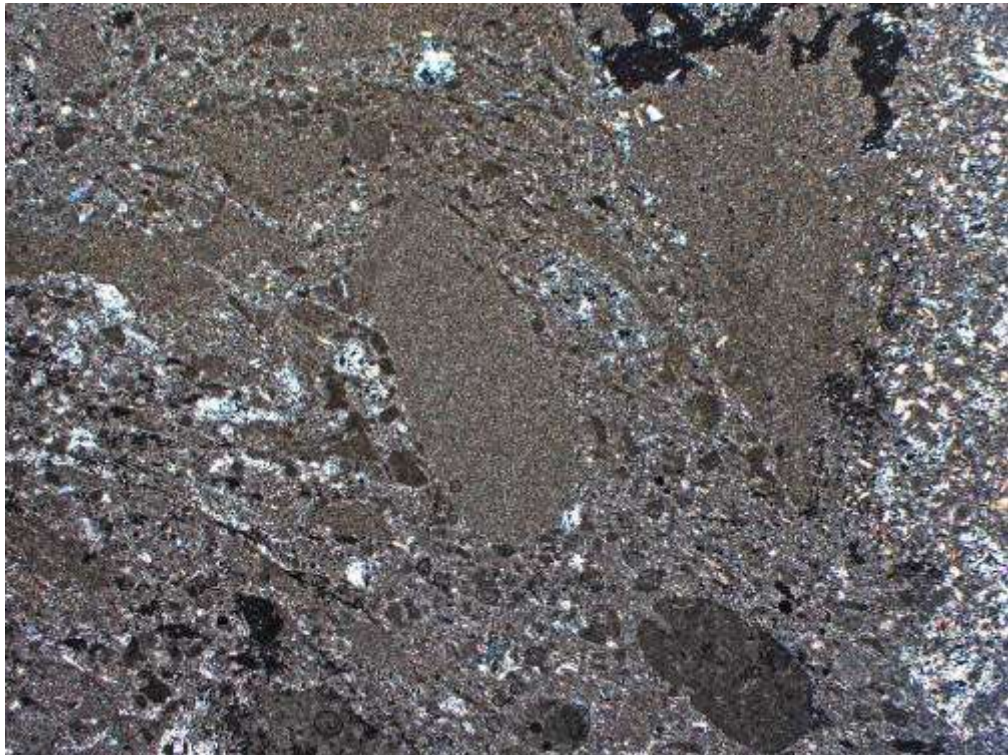


Рисунок 2.17 – Доломит интракластовый сульфатизированный. С анализатором.

Плотные интракласты микрокристаллического доломита включены в мелкокристаллическую массу доломита. Интракласты имеют форму удлиненных (длиной 0,8 - 1,5 см) и округлых линз (размером до 0,5 мм). Резкое различие структур включений и вмещающей массы делает границы последних очень четкими. Внутри интракласт и вмещающей массы структуры в целом равномернокристаллические. Иногда по микрокристаллическому материалу линз развивается тонкокристаллический доломит (размеры кристаллов 0,06 - 0,07 мм), в то время как незначительное количество микрокристаллического доломита относительно равномерно распределено в мелкокристаллической массе.

Породы низкопористые (пористость до 5-8%). Пустотное пространство представлено межкристалловыми пустотами размером от 0,02 до 0,2 мм, локализованными во вмещающей мелкокристаллической массе. Форма пустот угловатая, обусловлена кристаллографическими очертаниями доломита. Кроме того, в породах наблюдаются пустоты выщелачивания, размером до 4-5 мм, как правило, заполненных кристаллами галита.

Литотип 9 – Доломиты мелкокристаллические, рисунок 2.18 – 2.19.

Серые, темно-серые, бежевато-серые, бежевые породы. Текстура: массивная, неяснослоистая, биотурбации. В породах данного литотипа отмечаются единичные каверны, размером до нескольких миллиметров.

Структура мелкокристаллическая, участками тонкокристаллическая. Породы этой группы сложены в основном кристаллами доломита размером от 0,1 до 0,25 мм.

В породах данного литотипа отмечаются следующие вторичные преобразования. Доломитизация, которая проявляется главным образом в минерализации пустот мелко и тонкокристаллическим доломитом. Сульфатизация - заполнение остаточных пустот брусковидными и таблитчатыми кристаллами ангидрита, размером 0,1-0,5 мм, и выделение единичных кристаллов ангидрита пластинчатой и игольчатой формы, размером до 1,5 мм.

Породы данного литотипа, как правило, низкопористые (до 5%). Пустотное пространство представлено межкристаллическими пустотами доломитизации. Размер пор и каверн изменяется от 0,02 до 0,2 мм; форма пор угловатая, обусловлена кристаллографическими очертаниями доломита.



Рисунок 2.18 – Текстура биотурбации в мелкокристаллическом доломите.



Рисунок 2.19 – Доломит мелкокристаллический. Без анализатора.

Литотип 10 – Доломиты мелко-тонкокристаллические горизонтально-слоистые, рисунок 2.20 – 2.21.

Серые, темно-серые, бежевато-серые, бежевые породы. Текстура: тонко-параллельнослоистая, волнисто-слоистая, неяснослоистая, линзовиднослоистая. Слоистость пород обусловлена чередованием светло-серых и темно-серых слойков, причем, толщина светлых слойков больше – от 0,5 до 1 см, в то время как толщина темных составляет от 1-2 до 5-8 мм. Светлые слойки сложены линзовидными стяжениями овальной формы, плотно расположенными по напластованию. Иногда они довольно четкие, иногда такая линзовидность слабо заметна. Тонкие темные слойки облекают линзочки, что формирует волнистую слоистость. Слоистость подчеркивается стилолитовыми швами. В отдельных случаях в породах отмечается интенсивная сульфатизация, ангидрит образует округлые включения размером 0,5-1,5 см в диаметре.

Структура мелко-тонкокристаллическая, в единичных случаях – микро-тонкокристаллическая, комковатая. В тонкокристаллической массе породы в ряде случаев отмечаются пелитовые включения глинистого материала.

Породы данного литотипа обладают незначительной пористостью, не превышающей 2%.

Литотип 11. Доломиты микрокристаллические, рисунок 2.22 – 2.23.

Серые, темно-серые, бежевато-серые, бежевые породы.

Текстура: массивная, неяснослоистая.

Структура микрокристаллическая, пелитоморфная. Породы этой группы сложены, в основном, кристаллами доломита размером от 0,01 до 0,1 мм. Наблюдаются сульфатизация, которая проявляется в виде выделения единичных кристаллов ангидрита игольчатой и пластинчатой формы, а также минерализация межслоевых пустот брусковидным кристаллами ангидрита.

Породы данного литотипа обладают незначительной пористостью, не превышающей 2%.

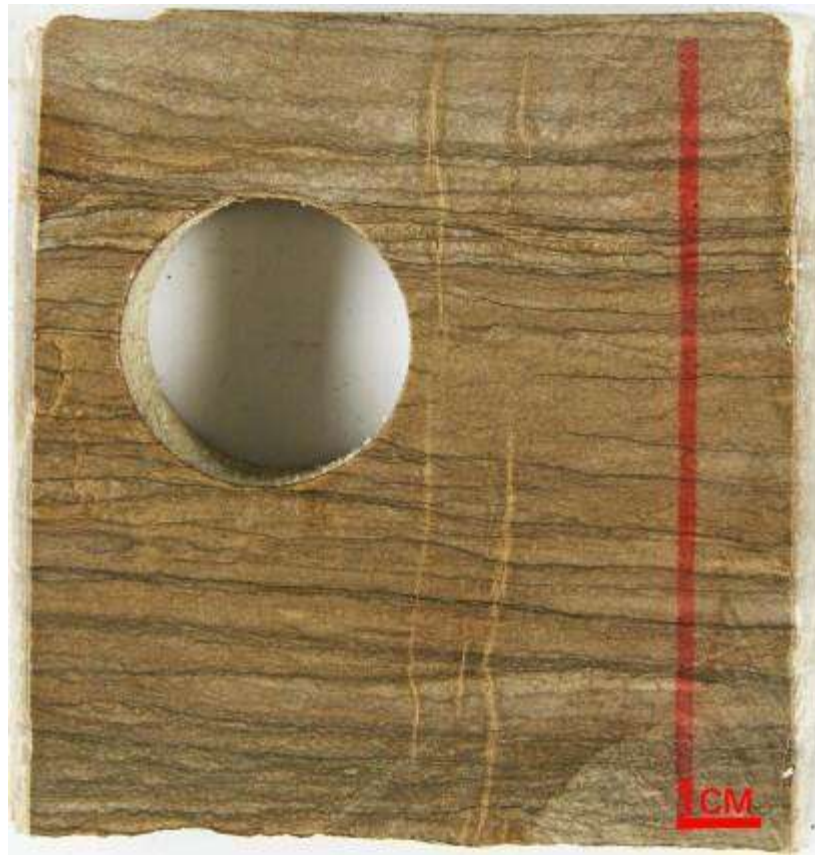


Рисунок 2.20 – Доломит мелко-тонкокристаллический горизонтально-слоистый.



Рисунок 2.21 – Доломит мелко-тонкокристаллический. Без анализатора.



Рисунок 2.22 – «Пузырьковые» пустоты в доломите микрокристаллическом.



Рисунок 2.23 - Доломит микрокристаллический Трещины, раскрытостью до 0,03 мм. Без анализатора.

Литотип 12 – Ангидрито-доломиты, рисунок 2.24 – 2.25.

Серые, светло-серые, голубовато-серые породы. Текстура: параллельнослоистая, тонкослоистая, волнистослоистая, желваковая, пятнистая. В данном литотипе наблюдается тонкое переслаивание пород разного состава и структуры – доломита, ангидрита и, возможно в основании осинского горизонта, глинистого материала. Иногда светлый материал обособляется в виде изометричных или удлиненных линз, облекаемых более темной массой, что делает текстуру породы волнистослоистой.

В породе наблюдается чередование слоев разного минерального состава и структур - глинистые, карбонатные и сульфатные. Толщина чередующихся прослоев от 0,5 до 5 - 6 мм. Глинистый материал количественно представлен в наименьшей степени, образует очень тонкие прерывистые слои, иногда линзы, как в сульфатном, так и в карбонатном материале. Карбонатные (доломитовые) слои, принимающие участие в чередовании, представлены остатками цианобактериального мата комковато-сгустковой (в меньшей степени) и сгустковой структурой. Комки и сгустки пелитоморфные, межформенное пространство выполнено доломитом яснокристаллической, микро- и тонкокристаллической структуры. В ряде случаев межформенное пространство выполнено ангидритом, иногда ангидрит образует включения в карбонатный материал в виде удлиненных линз, в других случаях ангидритовые линзы сливаются в прослой.

Структура ангидрита волокнистая, спутанноволокнистая, радиально-лучистая, брусковидная, редко - гигантозернистая. В некоторых слоях наблюдается обратная картина - карбонатный материал представляет собой реликтовые линзы в брусковидном или радиально-лучистом ангидрите. По поверхностям крупных - до 3 мм - кристаллов встречается микрозернистый доломит. Местами сульфатные слои формируют скопления сферолитовых стяжений ангидрита, ограниченных карбонатным и глинисто-карбонатным материалом. Присутствует система многочисленных стилолитовых швов, как в сульфатных, так и в карбонатных слоях, по их поверхностям и вдоль них - выделение органического вещества и локализация глинистого материала.

В доломитовых слоях встречаются выделения пирита.

Породы непористые.



Рисунок 2.24 – Ангидрито-доломит.

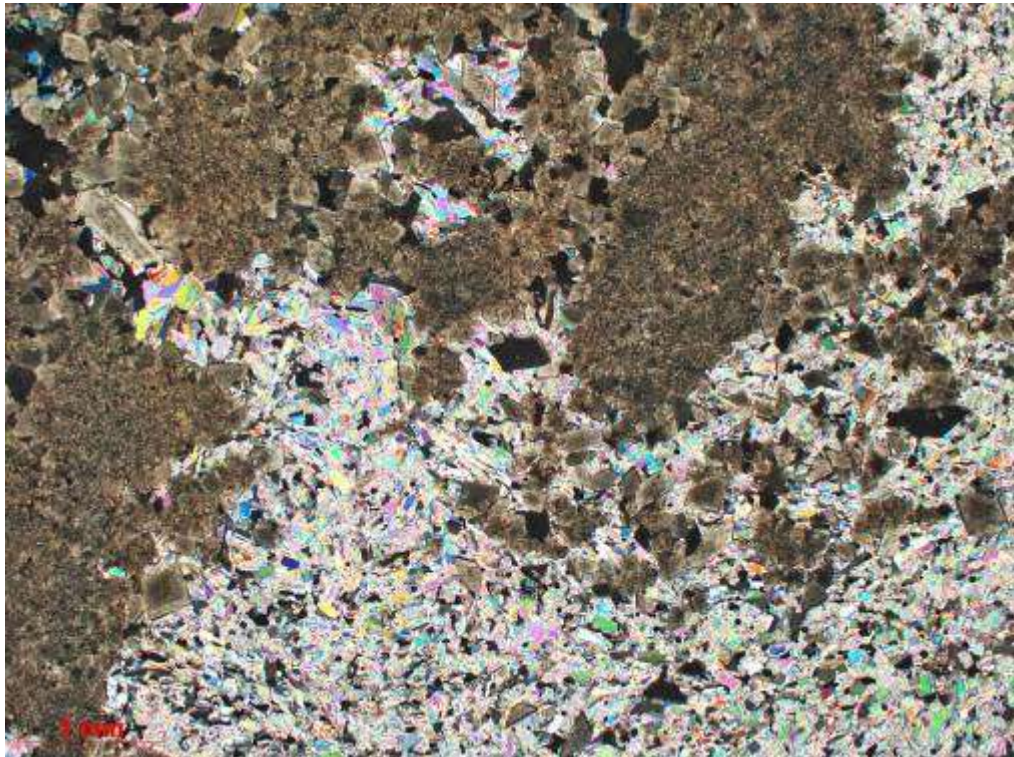


Рисунок 2.25 – Ангидрито-доломит. С анализатором.

2.2. Основные типы биоценозов осинского палеобассейна юго-западного склона Непско-Ботуобинской антеклизы

При изучении литологических характеристик пород, слагающих разрез осинского горизонта было выявлено, что значительная их часть имеет микробиальную природу. Изучением цианобактериальных сообществ и археоциат в разные годы занимались В.П. Маслов [144], В.А. Лучинина [137-140], А.Ю. Розанов [16, 178, 179, 181], Л.М. Герасименко [12], Т.В. Литвинова, Г.А. Заварзин, И.Т. Журавлева [160], М.М. Астафьев, Е.А. Жегалло, С.И. Жмур, Г.А. Карпов, В.К. Орлеанский, А.Г. Пономаренко, И.Н. Троегубова, А.Г. Вологодин, Г.Т. Ушатинская, М.А. Федонкин [204] и многие др [35, 64, 80, 100, 113, 123-125, 175, 177, 187].

Биоценоз органогенных построек осинского горизонта ограничен и представлен различными группами цианобактерий и археоциат. При этом в строении построек принимали участие как цианобактериальные маты, строматолиты, так и каркасные цианобактерии (кальцибионты). Последние образовывали сообщества с археоциатами, которые играли ведущую роль на завершающем этапе развития осинского палеобассейна.

В зависимости от уровня развития цианобактериальные сообщества образовывали различные формы - биоплёнки и маты. Биоплёнки представляют собой совокупность микробных клеток, других мельчайших частиц, воды и в большинстве случаев внеклеточного полимерного органического вещества, которое удерживает клетки вместе [64].

Цианобактериальные маты представляют собой плотные структурные образования с ясно выраженными слоями, окраска которых определяется цветом пигментов микроорганизмов или образуемыми цианобионтами минералами. Цианобактериями занята самая верхняя часть мата, окрашенная в зеленый цвет, далее идет зона развития фототрофных бактерий, окрашенная в желтый или вишнёвый цвет (при развитии пурпурных бактерий). Самая нижняя зона окрашена в черный цвет – это анаэробная зона развития сульфидогенов и метаногенов, она является мощным генератором сероводорода (рисунок 2.26-2.27). Создание физико-химических градиентов внутри мата обусловлено жизнедеятельностью микрофлоры сообщества и ведет к образованию вертикальной зональности мата [16, 216].

Механизмы минералообразования в различных слоях бактериального мата обусловлены большим количеством факторов.

В исследуемых отложениях осинского горизонта, были также встречены галофильные маты, которые указывают на то, что в этот период времени на территории Непско-Ботуобинской антеклизы происходило периодическое повышение солёности.



Рисунок 2.26 – Схема строения галофильного мата [16].



Рисунок 2.27 – Реликтовая структура бактериального мата. Черный слой - анаэробная зона развития сульфатредуцирующих бактерий.

Так, в основании осинского горизонта отмечаются прослой с многочисленными «пузырьковыми» пустотами, размером до нескольких сантиметров, частично или полностью минерализованными галитом. Генезис таких пустот до конца не ясен, однако можно предположить, что они являются результатом деятельности цианобактериальных комплексов. Цианобактериальные маты являются фильтром газов [178]. В естественных местах обитания под матом или между слоями часто образуются пузыри газа. В галофильных сообществах эти газы продуцируются самим сообществом. При этом, галит и гипс осаждающиеся хемогенным путем, заполнят «пузырьковые» пустоты (рисунок 2.28).

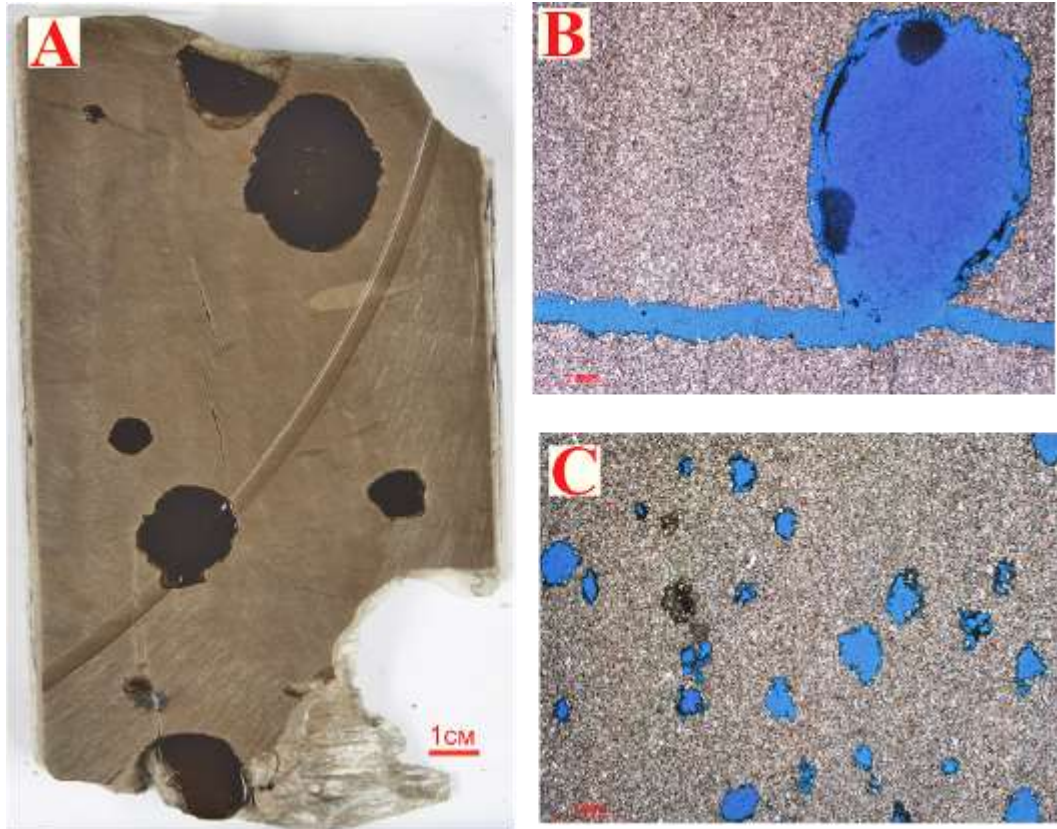


Рисунок 2.28 – Структура «газовых пузырей». А – заполнение «пузырьковых» пустот каменной солью; В, С – «пузырьковые» пустоты в мелко-тонкокристаллическом доломите (без анализатора).

Строматолиты, структуры, образующиеся при биогеоценозе - процессе взаимодействия микроорганизмов и процессов осадконакопления, представляют собой тонкие слои переплетённых между собой нитчатых цианобактерий и других бактериальных организмов. Клетки цианобактерий имеют слизистую оболочку и сами выделяют слизь, которая выполняет защитную покровную функцию для слойков. Со временем происходит литификация такого слойка, и поверх него тут же начинает расти другой слой, таким образом, формируется особая слоистая текстура строматолита. В зависимости от условий жизни и роста такого цианобактериального мата различаются и сформировавшиеся в итоге

строматолиты. В изучаемых отложениях встречаются столбчатые, пластовые, ветвящиеся, желваковые типы строматолитов (рисунок 2.29).

Следующий тип цианобактериальных построек встречающийся в разрезе – кальцибионты, которые относятся к группе известковых водорослей, характеризующихся уникальным механизмом образования кальцитовых оболочек: в процессе жизнедеятельности сообщества - на первичных известковых слоевищах, образуется вторичная известковая оболочка в виде чехла или скорлупы [138, 139]. Систематика этих организмов очень спорна из-за отсутствия точных морфологических признаков. В данную группу объединены низшие водоросли, являющиеся представителями разных отделов - цианобактерии, зелёные водоросли и др. Кальцибионты относятся к бентосным формам, обитали в тёплых морских водоёмах нормальной солёности, прикрепляясь преимущественно к твёрдому субстрату. Необходимо отметить, что цианофиты и низшие водоросли являются фотосинтезирующими, соответственно глубина их обитания была не большой.

В изучаемых нижнекембрийских карбонатных отложениях Непско-Ботубинской антеклизы выделяются следующие кальцибионты *Eriphyton*, *Renalcis*, *Girvanella*.

Eriphyton – один из важнейших породообразующих организмов нижнего кембрия, представляет собой кустики, состоящие из тонких известковых нитей. Они фиксируются в положении вертикального роста и сложены пелитоморфным карбонатным материалом тёмного цвета. Чаще всего встречаются поперечные срезы постройки, представленные радиально расходящимися округлыми срезами веточек. Эпифитоны осинского горизонта являлись главными породообразующими организмами и формировали своего рода биогермные постройки, незначительно выступавшие над поверхностью и быстро засыпавшиеся осадком (рисунок 2.30). Необходимо отметить, что по мнению В.А. Лучининой род *Eriphyton* относится к красным водорослям [138]

Renalcis – ещё один представитель кальцибионтов, образует сходные с эпифитонами постройки, отличающиеся по размеру. Поперечные срезы представляют собой более вытянутые овальные «облачка» реликтов нитчатых веточек кустика (рисунок 2.31).

Род *Girvanella* также представлен трубочками, но его маленькие колонии имеют шаровидную и яйцевидную форму. Они встречаются реже всего, так как своё основное развитие получили в более позднее время (рисунок 2.32).

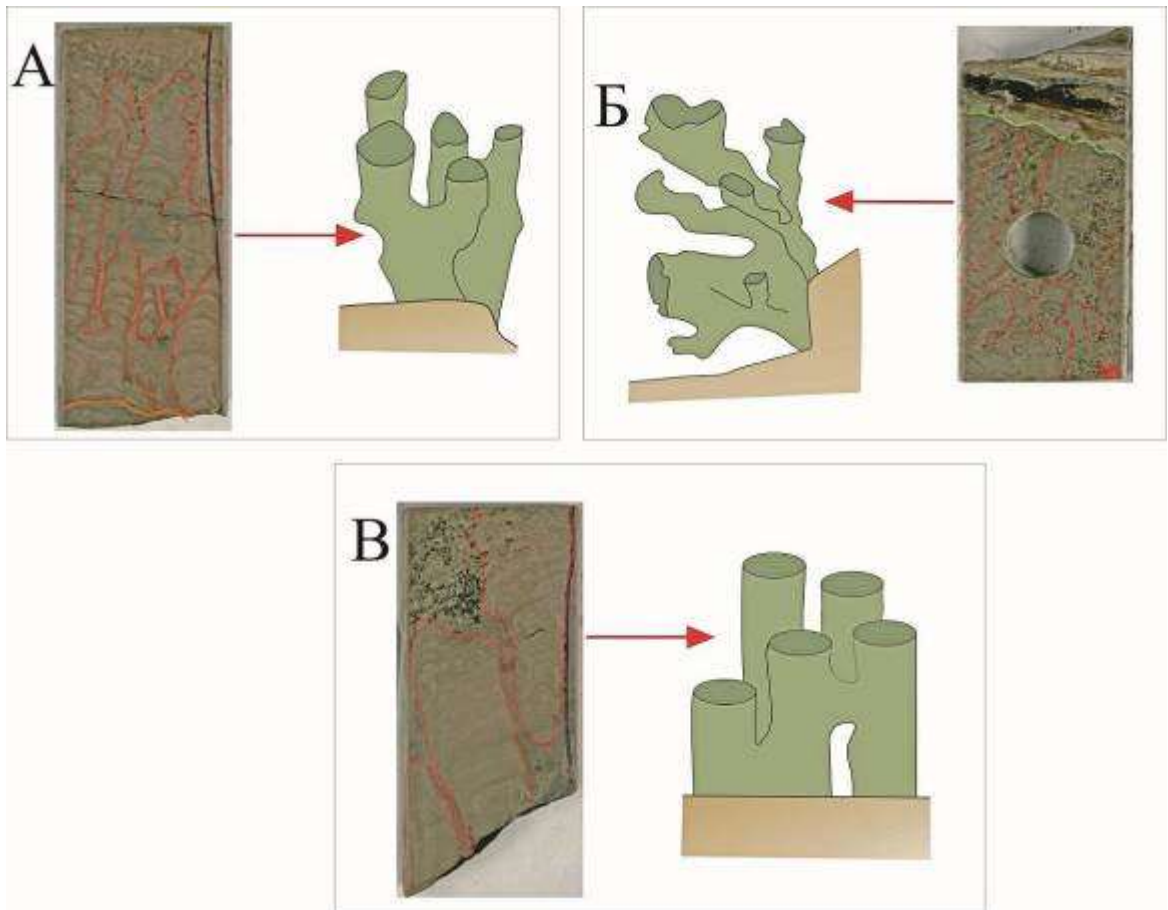


Рисунок 2.29 – Объёмные реконструкции строматолитов. А – столбчатые ветвящиеся строматолиты, Б - наклонноветвящиеся строматолиты, Г – столбчатые субвертикальные строматолиты.



Рисунок 2.30 – Микрофотографии шлифов рода *Eriphyton* (А, Б); 1,2 – реконструкция продольных и поперечных срезов кальцибионтов.

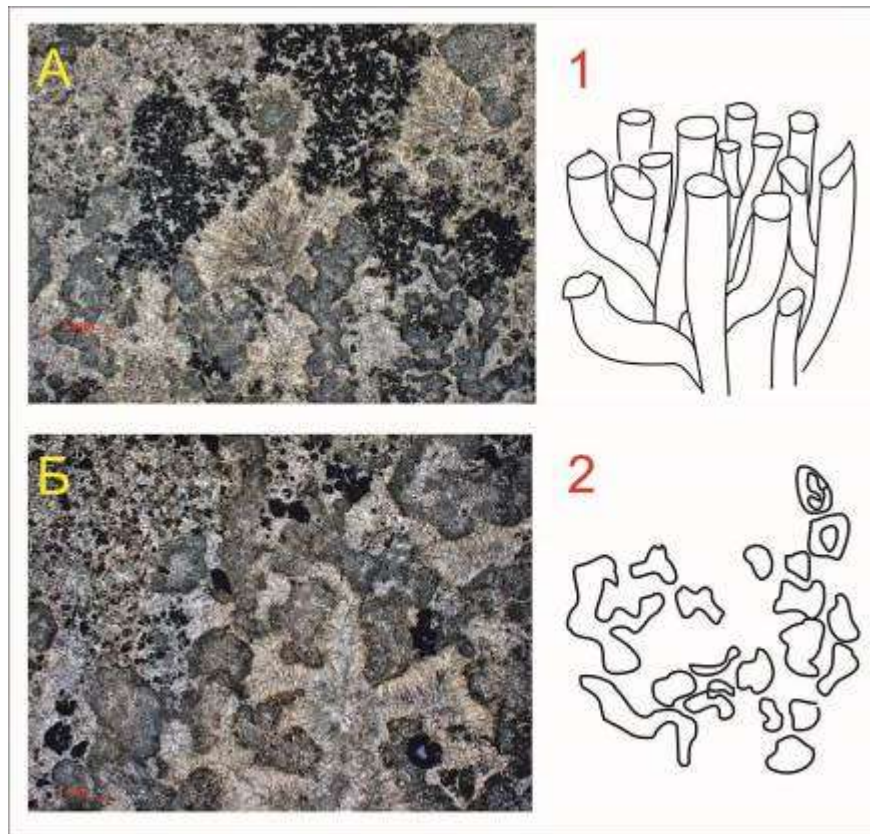


Рисунок 2.31 – Микрофотографии шлифов рода *Renalcis* (А, Б); 1,2 – реконструкция продольных и поперечных срезов кальцибионтов.

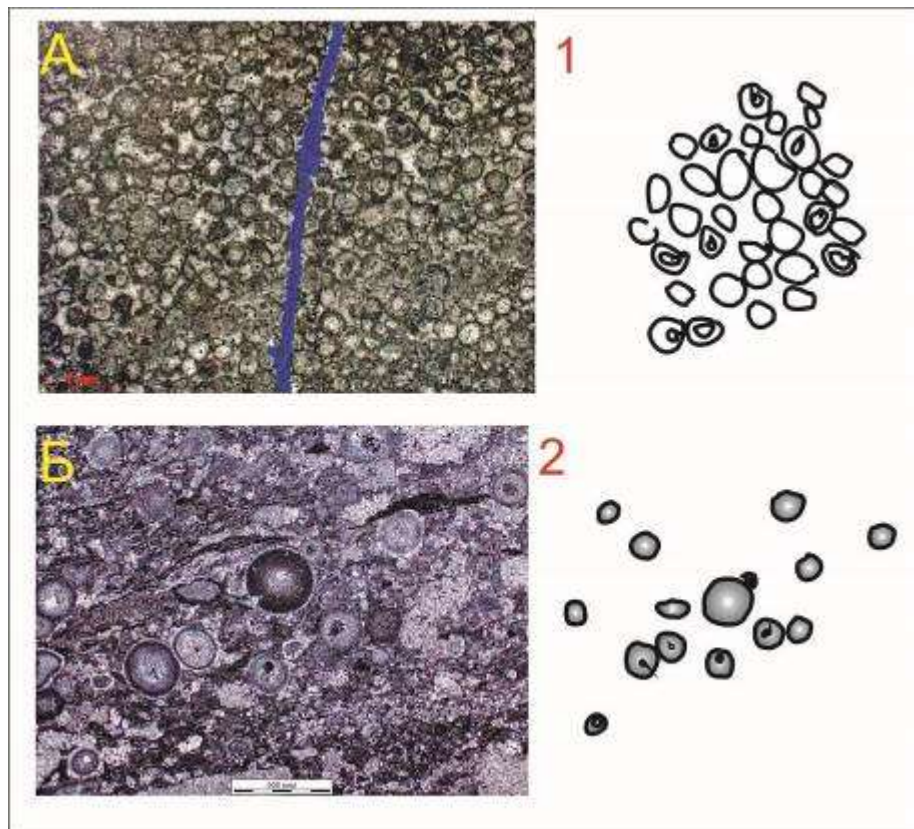


Рисунок 2.32 – Микрофотографии шлифов рода *Girvanella* (А, Б); 1,2 – реконструкция поперечных срезов.

Отдельно выделяются обособленные микробиальные образования, такие как онколиты, комки, сгустки, оолиты, копролиты и прочие подобные структуры [4]. Подобного типа образования не получили широкого развития в осинское время.

Осинское время характеризуется появлением первых в истории Земли скелетных организмов – археоциат. Археоциаты являлись морскими донными организмами. Они вместе с типом губки входят в подцарство Parazoa (примитивные многоклеточные). Археоциаты составляли основную часть неподвижного бентоса раннего кембрия и являлись первыми животными-рифостроителями.

Археоциаты появились в начале томмотского века и были широко распространены в раннекембрийских морях. Они быстро эволюционировали и достигли наибольшего разнообразия в атдабанском и ботомском веках, поэтому по их остаткам определяют геологический возраст вмещающих пород. К концу тойонского века основная часть археоциат вымерла.

Первые сведения об археоциатах в древних отложениях появились более 150 лет назад в работах Н. Меглицкого. В 1861-1865 гг. Э. Биллингс описал археоциаты, встреченные им на полуострове Лабрадор. В начале XX века появились работы Т.Г. Тэйлора, В.И. Окулича, А.Г. Вологодина, П.С. Краснопеевой и др., в которых было дано описание разнообразия археоциат различных районов, а также предложена их первая систематика.

В 1928 г в работе А.Г. Вологодина была описана морфология скелета археоциатов кембрия Сибири. В 30-40-х годах он описал археоциаты из многочисленных местонахождений кембрия Сибири, Казахстана, Кавказа, исследовал возрастные (онтогенетические) изменения археоциат и построил филогенетические схемы на основе этих данных.

В 40-60-х годах прошлого столетия изучением археоциат в Палеонтологическом институте АН СССР (1949-1954 гг.) занималась И.Т. Журавлева. В своей работе «Археоциаты Сибирской платформы» (1960 г), она подробно разбирает вопросы систематики, стратиграфического и геологического распространения археоциат в отложениях нижнего кембрия, обозначая их высокое значение для стратиграфии кембрия. Также в этой работе была разработана система археоциат, которая является основой существующих сегодня представлений. Немного позже Ф. Дебрэнн (1964) и А.Ю. Розанов (1973) дополнили и детализировали эту схему.

В изучаемых отложениях осинского горизонта археоциаты получили широкое развитие в верхней части осинского горизонта, их мощность составляет порядка 35-45 м, они формируют морфологически выраженные органогенные постройки.

По строению интерваллюма и характеру онтогенеза тип *Arhaeosyatha* разделяют на два класса: правильные (*Regulares*) и неправильные (*Irregulares*). К классу правильных археоциат относятся одностенные и двустенные археоциаты с радиальными простыми стерженьками или различными сочетаниями септ и днищ в интерваллюме. К классу неправильных также относятся одностенные и двустенные археоциаты, интерваллюмом которых заполнен системой стерженьков, тениями, но, при этом в центральной полости находятся дополнительные скелетные элементы [181].

Основные определенные виды археоциат осинского горизонта *Archaeolynthus*, *Dokidocyathus*, *Nochoroicyathys*, *Tumulocyathus* относятся к правильным археоциатам (рисунок 2.33)

Скелет правильных археоциат – кубок, может состоять из одной или двух стенок (наружной и внутренней). У одностенного кубка пространство, ограниченное стенкой, называется внутренней полостью. У двустенного кубка пространство, заключенное между внутренней и наружной стенками, называется интерваллюмом, а пространство ограничено внутренней стенкой – центральная полость. Наружная и внутренняя стенки могут быть связаны между собой различными элементами интерваллюма: радиальными стержнями, вертикальными пластинами (перегородками) и горизонтальными пористыми пластинами (днищами). Часть интерваллюма, ограниченная соседними перегородками, называется интерсептум, между смежными днищами – интертабулум (рисунок 2.34). Пузырчатая ткань у правильных археоциат развивается редко и может заполнять пространство всей внутренней полости, или быть развитой лишь частично, только в основании кубка. Стереоплазма представляет собой тонкие извилистые наслоения, параллельные скелетным элементам, она может покрывать все скелетные элементы кубка: внутреннюю и наружную стенки, перегородки, поры и т.д., а в некоторых случаях приурочена к местам прижизненных повреждений кубков. Стереоплазма развивалась в случае стесненного роста или повреждений кубков [181]. Правильные археоциаты могут быть как одиночными, так и колониальными формами (рисунок 2.35).

Детальные литологические исследования карбонатных отложений осинского горизонта позволили установить, что в распределении основных типов пород и породообразующих организмов в разрезе постройки отмечаются определенные закономерности.

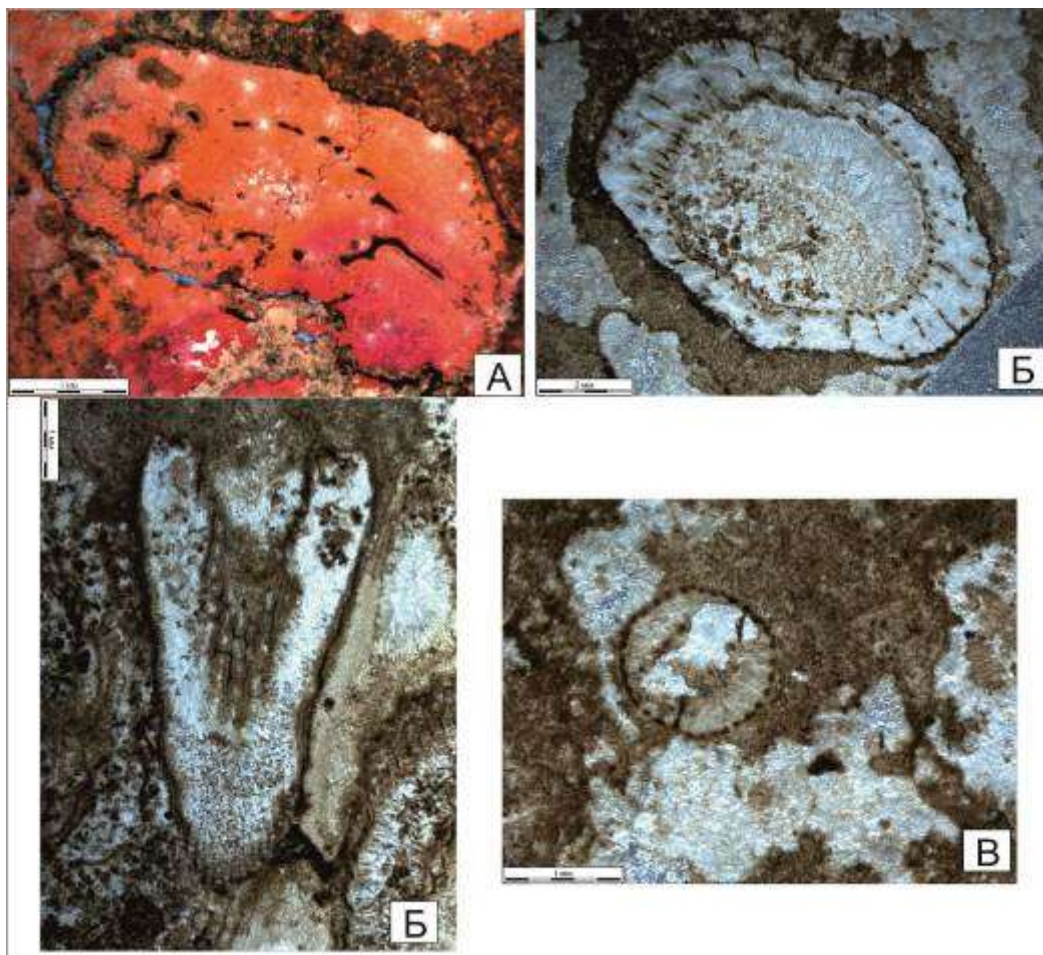


Рисунок 2.33 – Археоциаты осинского горизонта. А – род *Dokidocyathus*, Б – род *Nochorocyathys* sp., В – род *Archaeolynthus* sp. (по данным Н.А. Скорлотовой, ПИН РАН).

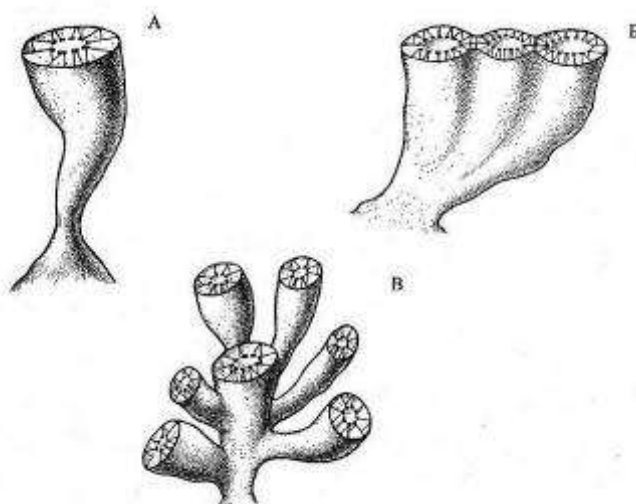


Рисунок 2.34 – Одиночные и колониальные *Ercocyathus heterovallum* (Vologd., 1928) внешний вид. Реконструкция: А – одиночный кубок; Б – цепочковидная колония; В – кустистая колония (И.Т. Журавлева, 1960) [78].

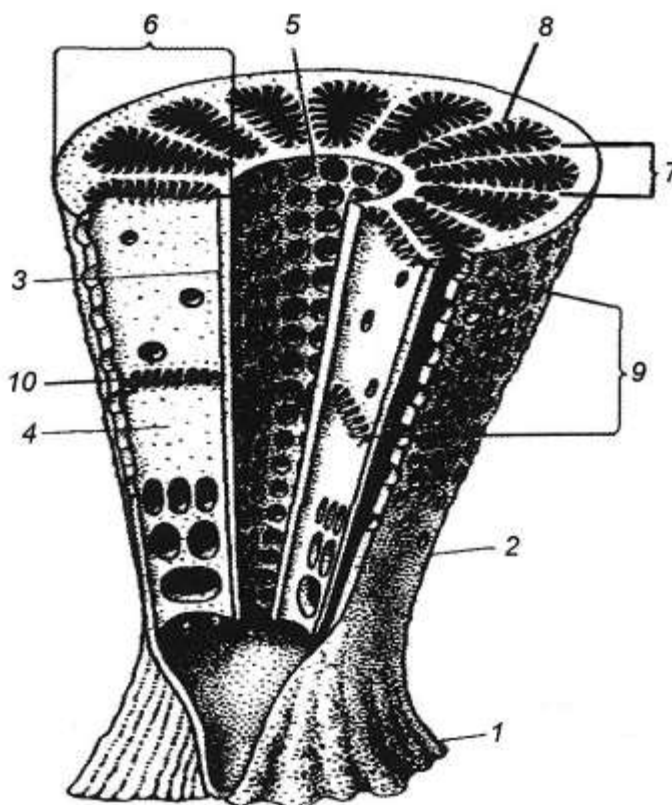


Рисунок 2.35 – Обобщенная схема строения двустенного кубка правильных археоциат.

1 – каблук прирастания, 2 – наружная стенка, 3 – внутренняя стенка, 4 – перегородка, 5 – поры внутренней стенки, 6 – интерваллюм, 7 – интерсептум, 8 – гребенчатые днища, 9 – интертабуллум, 10 – днище (по: Дербенн, Журавлева, Розанов, 1989) [181].

В целом, вертикальный разрез представлен следующим образом: в основании постройки залегает пласт доломитов микрокристаллических, часто со следами биотурбации, участками сульфатизированный с реликтами цианобактерий. Выше по разрезу располагаются доломиты разнокристаллические и доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой, сформировавшиеся в результате интенсивной доломитизации известняков полифитовых. Над ними залегает относительно мощная (до 30-40 м) пачка известняков биогермных ренальцисово-эпифитоновых с единичными обломками археоциат. Таким образом, на этом уровне в разрезе осинского горизонта появляются каркасные формы организмов – кальцибионты. Ренальцисово-эпифитоновые известняки сменяются доломитами с реликтовой цианобактериальной структурой, в которых значительную роль играют реликты ренальцис. Завершается разрез постройки археоциатовыми известняками с прослоями полифитовых и ренальцисово-эпифитоновых известняков и, редко, доломитов с реликтовой цианобактериальной структурой. По-видимому, эта смена биоценозов – сукцессия связана с развитием сообществ организмов в

процессе биогермообразования, а также с изменением абиотической среды – палеорельефа морского дна, гидродинамикой и соленостью вод бассейна.

Формирование органогенных построек в пределах изучаемой территории, и соответственно сукцессия организмов, в общих чертах описанная в работах В.Г. Кузнецова и О.В. Постниковой [116, 119], начиналась на практически стерильном биотопе (на подосинской пачке солей) и происходила в условиях относительно быстрого погружения, поэтому формирование твердого субстрата осуществлялось достаточно быстро, и пласт микрокристаллических доломитов с реликтами цианобактерий имеет небольшую толщину (в пределах 10 м), выдержанную на всей изучаемой территории.

По мере изменения условий, с увеличением глубины, уменьшением солености и установлением более спокойной гидродинамики морского бассейна первичные биоценозы сменялись вторичными, более сложными биоценозами, такими как Eriphiton, Renalcis, Archaeosyatha. Этот период характеризовался этапом наибольшей трансгрессии и наиболее благоприятными условиями для развития биоценозов. К концу осинского времени обстановка значительно изменилась – произошло общее осолонение бассейна, что привело к уменьшению видового разнообразия и исчезновению археоциат.

2.3. Стадиальный анализ вторичных преобразований карбонатных отложений осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.

Проблеме изучения вторичных преобразований карбонатных пород посвящены многочисленные работы Т.В. Дорофеевой, Л.П. Гмид [56], А.А. Ескина, Н.Ф. Каячева, С.К. Квачко, В.Н. Киркинской [91], А.Н. Кольчугина, А.Д. Коробова [98], Э.А. Королева [97], Г.А. Кринари [111, 112], В.Г. Кузнецова, В.П. Морозова [156, 157], И.Н. Плотниковой, О.В. Постниковой [172], Е.М. Смехова, Н.М. Страхова и др [22, 23, 31, 32, 53, 67, 133, 174, 209]

В формировании пород осинского горизонта значительную роль сыграли вторичные преобразования их структуры и минерального состава на стадии диа- и катагенеза [88]. В результате проведенных исследований были установлены следующие типы вторичных процессов: перекристаллизация, кальцитизация, доломитизация, выщелачивание, сульфатизация, галитизация, стилолитизация, трещинообразование. В проявлении этих процессов в целом, и каждого из них в отдельности, наблюдается определенная стадийность. Выявление закономерностей проявления этой стадийности позволяет прогнозировать фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов.

Наиболее ярко вторичные преобразования проявились в породах, изначально обладавших развитым фильтрационно-емкостным пространством, так как в них активно циркулировали разного рода флюиды, изменяя свойства этого пространства.

Наибольший объем фильтрационно-емкостного пространства в отложениях осинского горизонта характерен для биоморфных пород, в которых первичная структура пустотного пространства определяется типом формирующего органогенный каркас биоценоза. Для формирующегося каркаса, в целом, характерно сочетание крупных межкаркасных полостей и сравнительно мелких пор самого каркаса. Эта первичная емкость является основой фильтрационно-емкостной системы пород-коллекторов, но претерпевает существенные преобразования. К числу наиболее раннедиагенетических процессов следует отнести выщелачивание стенок ренальцисово-эпифитонового каркаса, что наглядно проявляется в отдельных образцах. Как правило, на частично выщелоченных стенках каркаса на стадии раннего диагенеза начинается кальцитизация межкаркасного пространства (рисунок 2.36 - 2.38). По характеру проявления этого процесса можно утверждать, что она происходила во фреатической зоне [126]. Кристаллы кальцита хорошо образованы, имеют вытянутую, перистую форму и палисадно расположены на стенках межкаркасных и внутрикаркасных пустот. В отдельных случаях такая кальцитизация приводила практически к полному залечиванию пустотного пространства. Так в разрезе одной из скважин, ренальцисово-эпифитоновый каркас на стадии диагенеза был практически полностью кальцитизирован, а в другой скважине степень раннедиагенетической кальцитизации значительно ниже. Аналогичные процессы наблюдаются в полифитовом и археоциатовом каркасах.

Необходимо отметить, что в остаточном после раннедиагенетической кальцитизации пустотном пространстве археоциатового каркаса, наблюдаются блочные кристаллы кальцита поздних генераций, полностью заполняющих остаточные поры. Эта генерация кальцита, возможно, связана уже с катагенетическими процессами. С этими же процессами связана и кальцитизация разного рода тектонических трещин. В некоторых случаях на кальцитовой инкрустации межкаркасных пустот наблюдается осаждение кристаллов доломита, продолжающих заполнение пустотного пространства на стадии позднего диагенеза.

Процесс доломитизации карбонатных пород осинского горизонта происходил на разных стадиях диа- и катагенеза и оказал решающее воздействие на фильтрационно-емкостные свойства пород (рисунок 2.39 – 2.42). Наиболее ранние генерации доломита видимо формировались на самых ранних стадиях диагенеза. Следует отметить, что, возможно, часть доломита в отложениях осинского горизонта может иметь седиментационную природу, так как различные формы цианобактерий, в принципе, могут осаждать доломит и накапливать его в тканях.

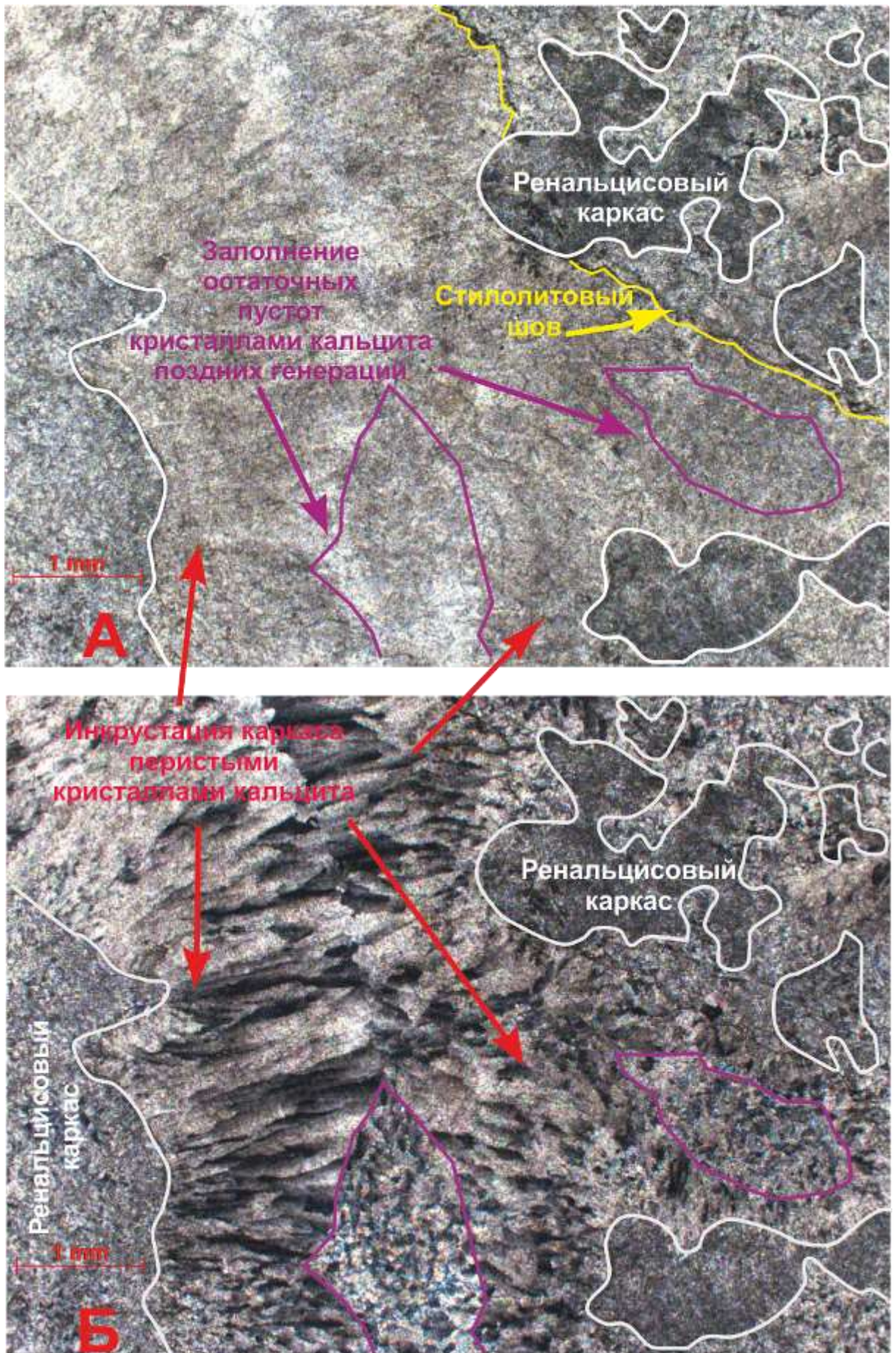
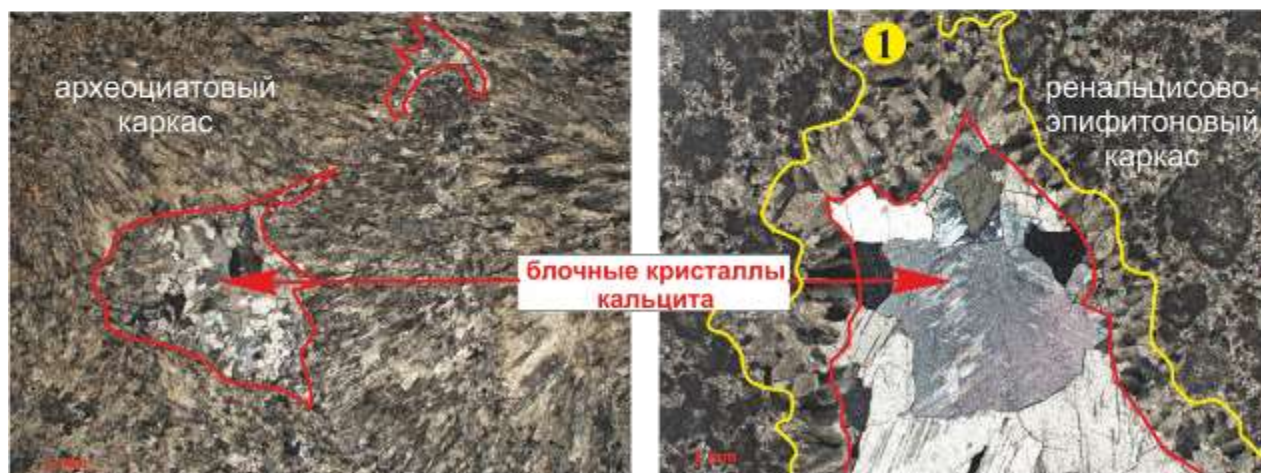
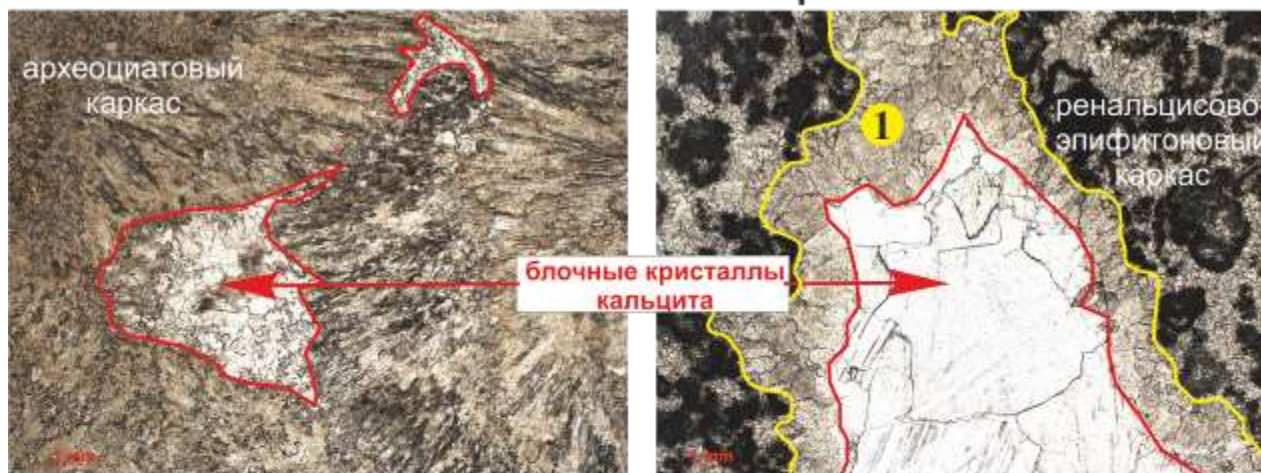


Рисунок 2.36– Кальцитизация ренальцисового каркаса. Фотографии шлифов: А – без анализатора, Б – с анализатором.

без анализатора



с анализатором

Рисунок 2.37 – Инкрустация биогермного каркаса перистыми кристаллами кальцита (1) и заполнение остаточных пустот блочными кристаллами кальцита.

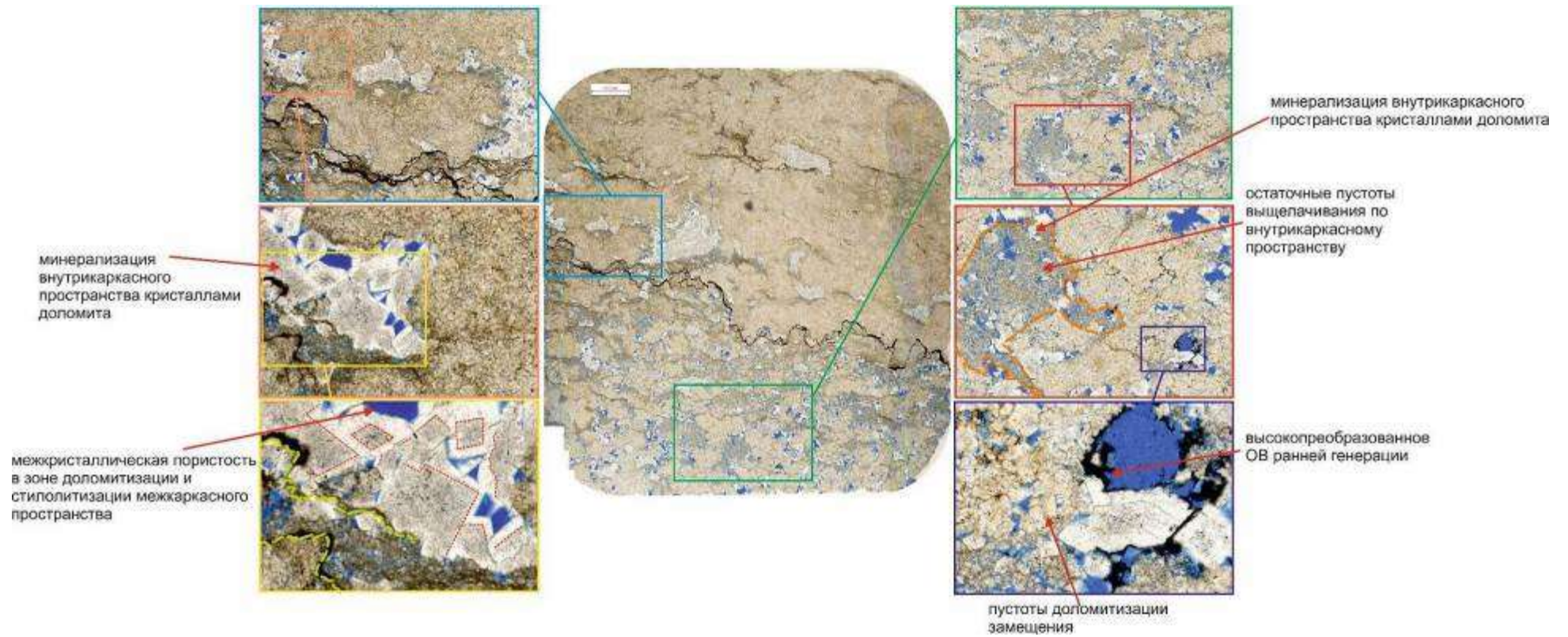


Рисунок 2.38 – Вторичные процессы в полифитовом каркасе.

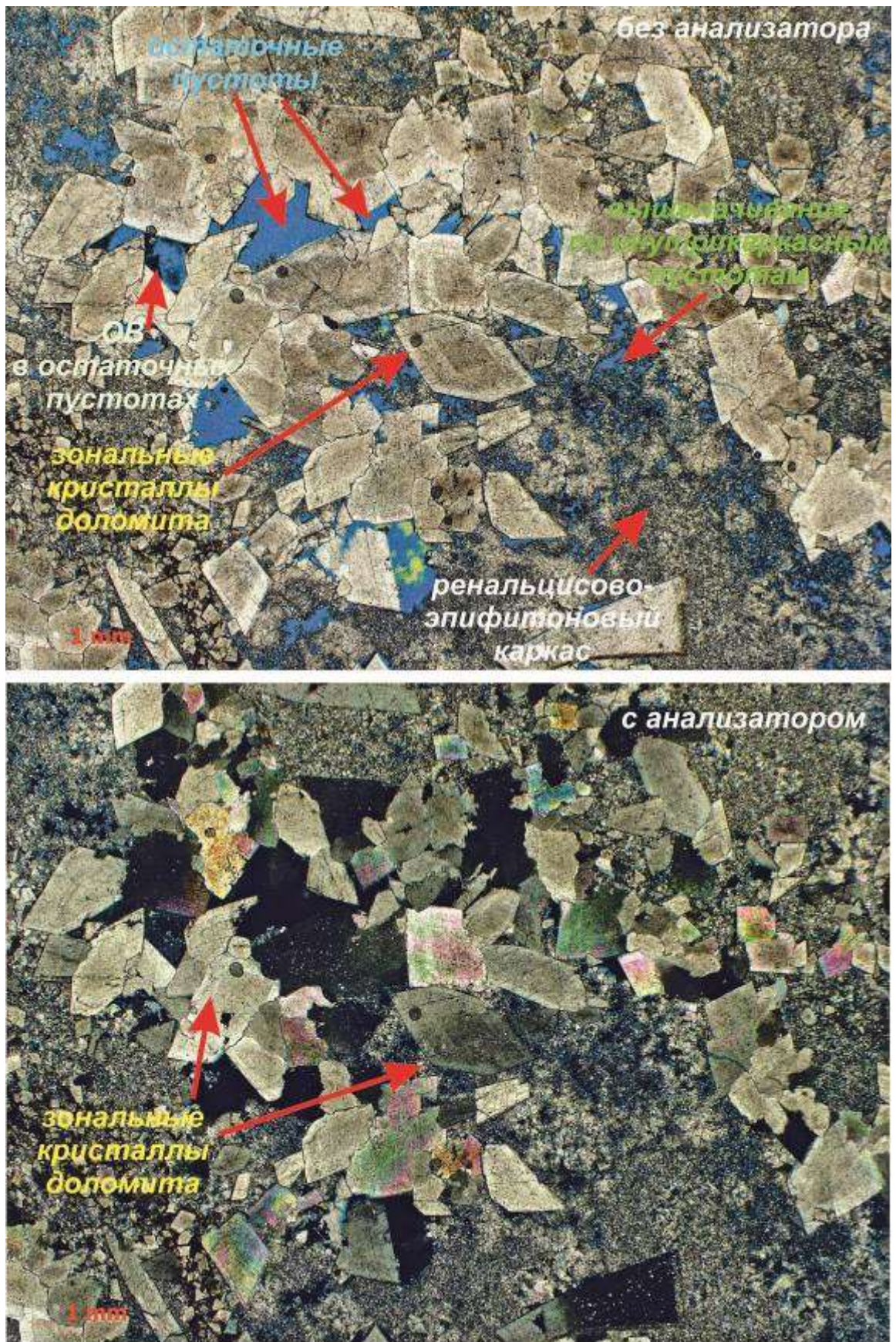


Рисунок 2.39 – Минерализация пустот вторичными кристаллами доломита в известняке биогермном ренальцисово-эпифитоновом.

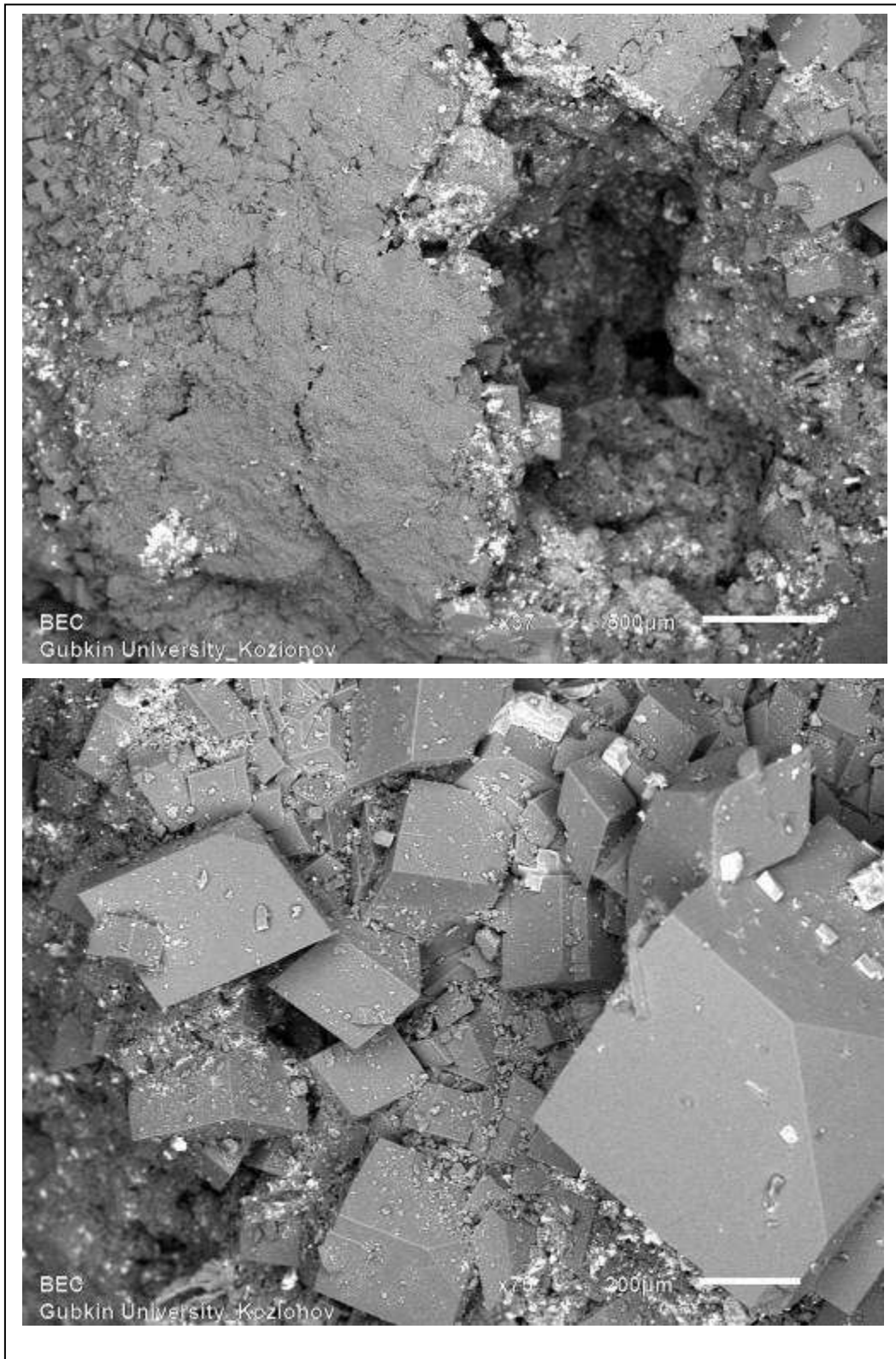
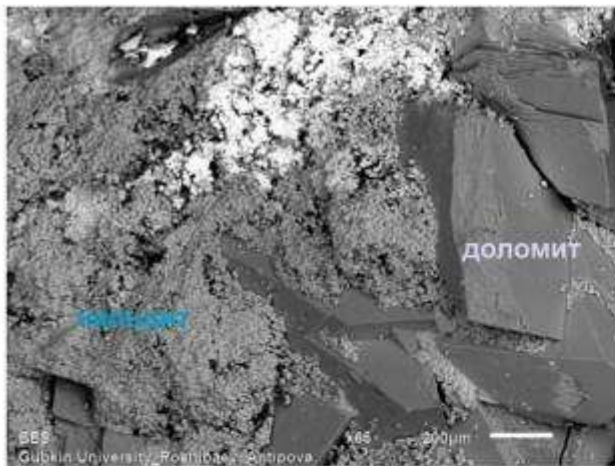
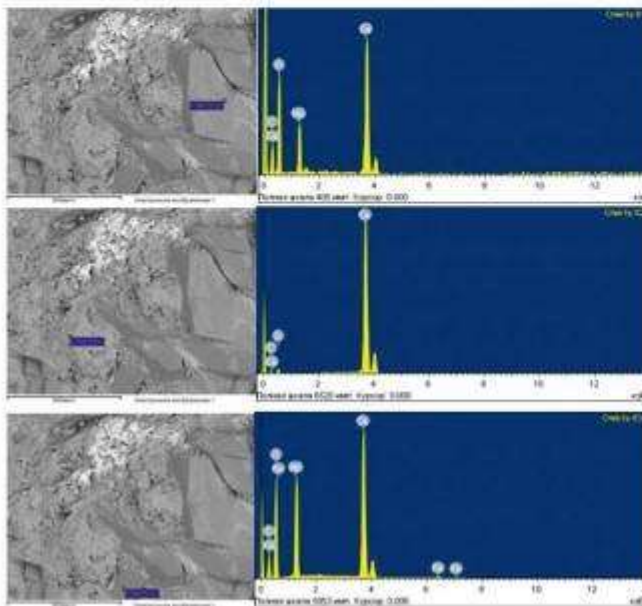
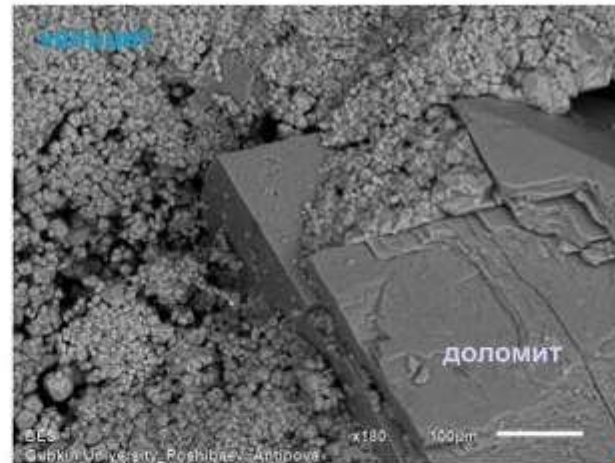


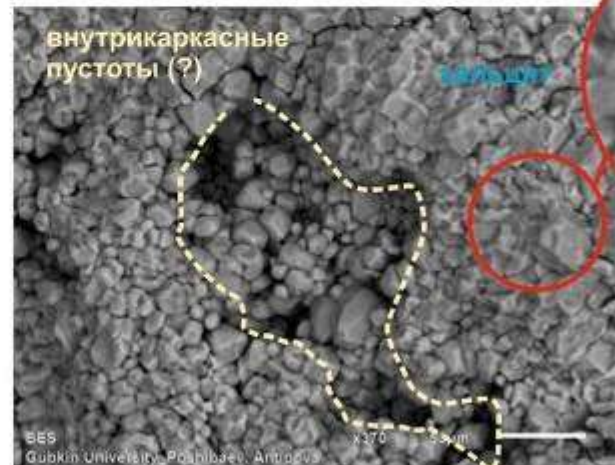
Рисунок 2.40 – Аутигенные кристаллы доломита на поверхности пустот. Известняк биогермный ренальцисово-эпифитоновый доломитовый кавернозный.



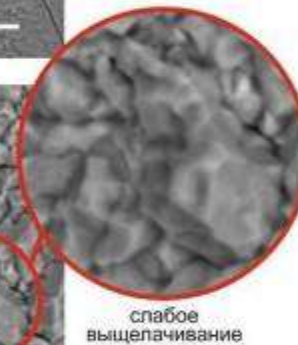
Крупные кристаллы доломита размером 400-600 мкм



Рентгеновские спектры доломита (61,63) и кальцита (62)



Следы слабого выщелачивания кальцита



слабое выщелачивание

Рисунок 2.41 – Заполнение межкаркасного пространства вторичными кристаллами доломита.

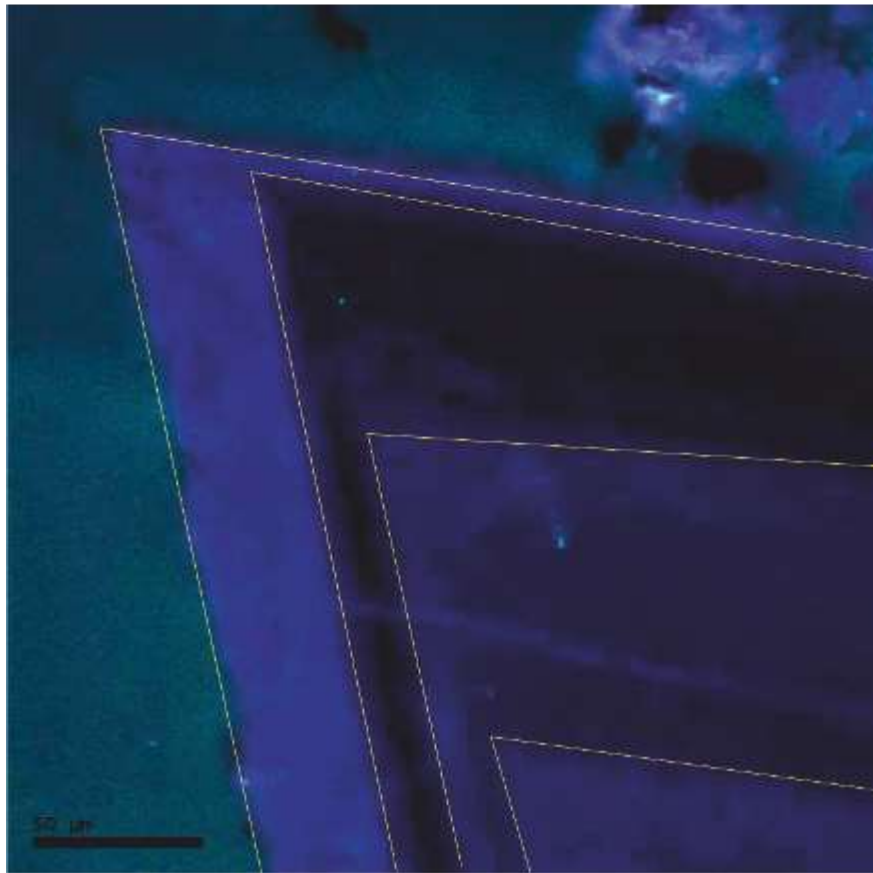
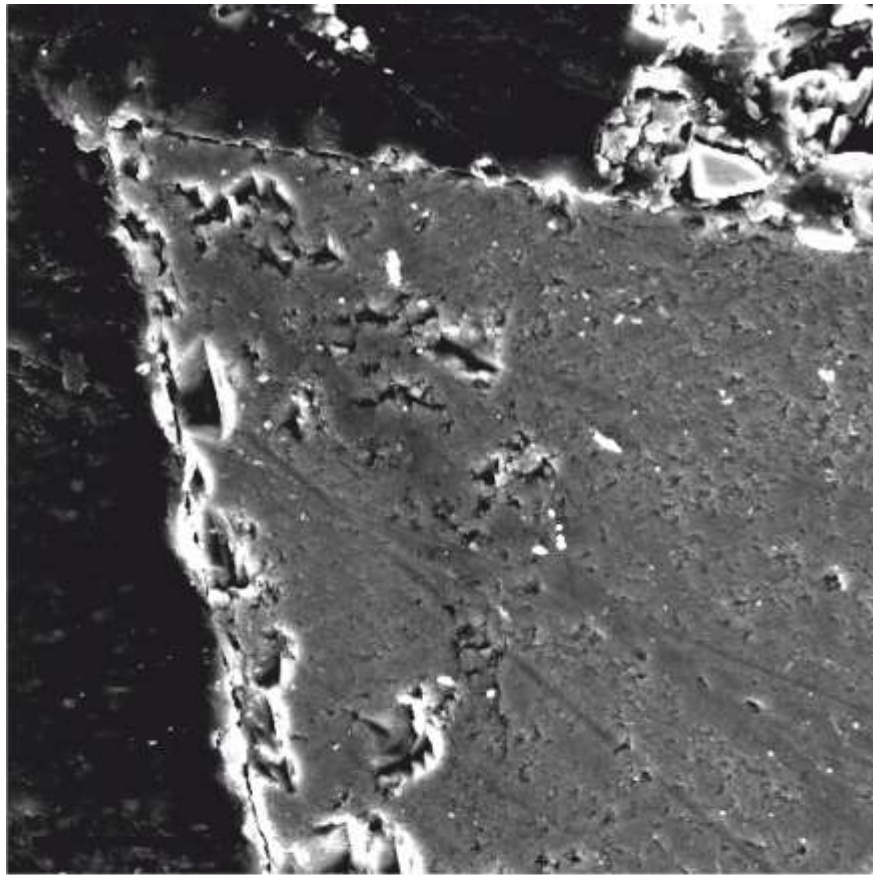


Рисунок 2.42– Зональное строение кристаллов доломита. Снимки в режиме вторичных электронов (верхний снимок) и в режиме системы регистрации катодолуминесценции (нижний снимок).

Например, одна из пачек в исследуемых скважинах сложена ренальцисово-эпифитоновым доломитом. Причем в породах значительный объем занимают кальцитовые инкрустации межкаркасного пространства, соответственно доломитом, видимо, сложены элементы ренальцисового и эпифитонного каркасов.

Седиментационный доломит, возможно, слагает отдельные тонкие прослои в основании и кровельной части осинского горизонта, сформировавшиеся в период, когда соленость бассейна была достаточно высока. Тем не менее, основной объем доломитов в осинском горизонте, безусловно, является вторичным. Исследования стадийности проявления вторичного минералообразования показывают, что практически все кристаллы доломита сформировались в породах до образования кристаллов галита. Доломитизация каркаса и доломитизация межкаркасного пустотного пространства, видимо, являются одновременными процессами. При этом эти два процесса проходили по разным механизмам. Доломитизация каркаса является результатом процесса метасоматической доломитизации - по механизму замещения кальцита доломитом: $2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4$. В результате чего, в силу разницы молекулярных объемов кальцита и доломита [86], в теле каркаса формировалось мелкое пустотное пространство. Доломитизация межкаркасного пространства является результатом выпадения кристаллов доломита из высокоминерализованных магниевых флюидов. Наиболее активно доломитизация межкаркасного пространства проходила в пустотах, затронутых процессами выщелачивания. В связи с тем, что в таких участках скапливался большой объем высокоминерализованного раствора. Крупные кристаллы доломита также образуются на стенках трещин и в зонах развития стилолитовых швов. Доломитизация межкаркасного пространства с одной стороны уменьшает его объем, но с другой стороны, как правило, является признаком наличия коллектора, так как практически никогда полностью эти пустоты не залечивает.

Процессы выщелачивания так же, как и процессы кальцитизации и доломитизации в породах осинского горизонта протекали в несколько стадий (рисунок 2.43 – 2.45). Безусловно, самая ранняя стадия связана с выходом каркасных пород в зону воздействия атмосферных осадков. Эти пустоты развивались по межкаркасному пространству, которое после попадания пород в зону фреатической цементации заполнялось кальцитом или, в относительно более засоленных участках бассейна, доломитом. Более позднее выщелачивание проходило на стадиях катагенеза после минерализации пустотного пространства кальцитом и доломитом. Процессы позднего выщелачивания отчётливо проявляются в наличии следов растворения на аутигенных кристаллах кальцита и доломита.

Возможно, выщелачивание происходило так же на более поздних стадиях по тектоническим трещинам и стилолитовым швам.

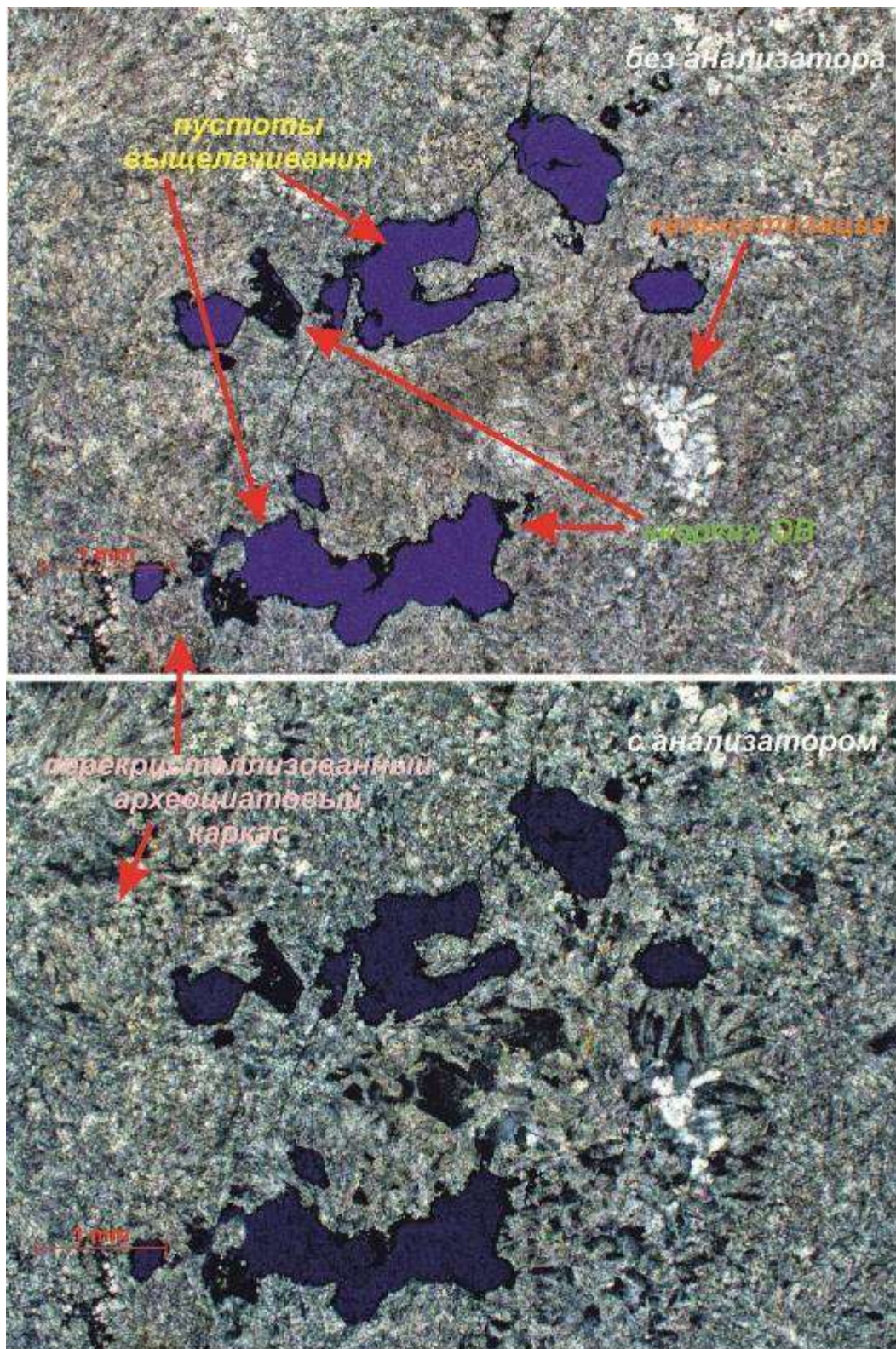


Рисунок 2.43 - Пустоты выщелачивания в известняке биогермном архециантовом.

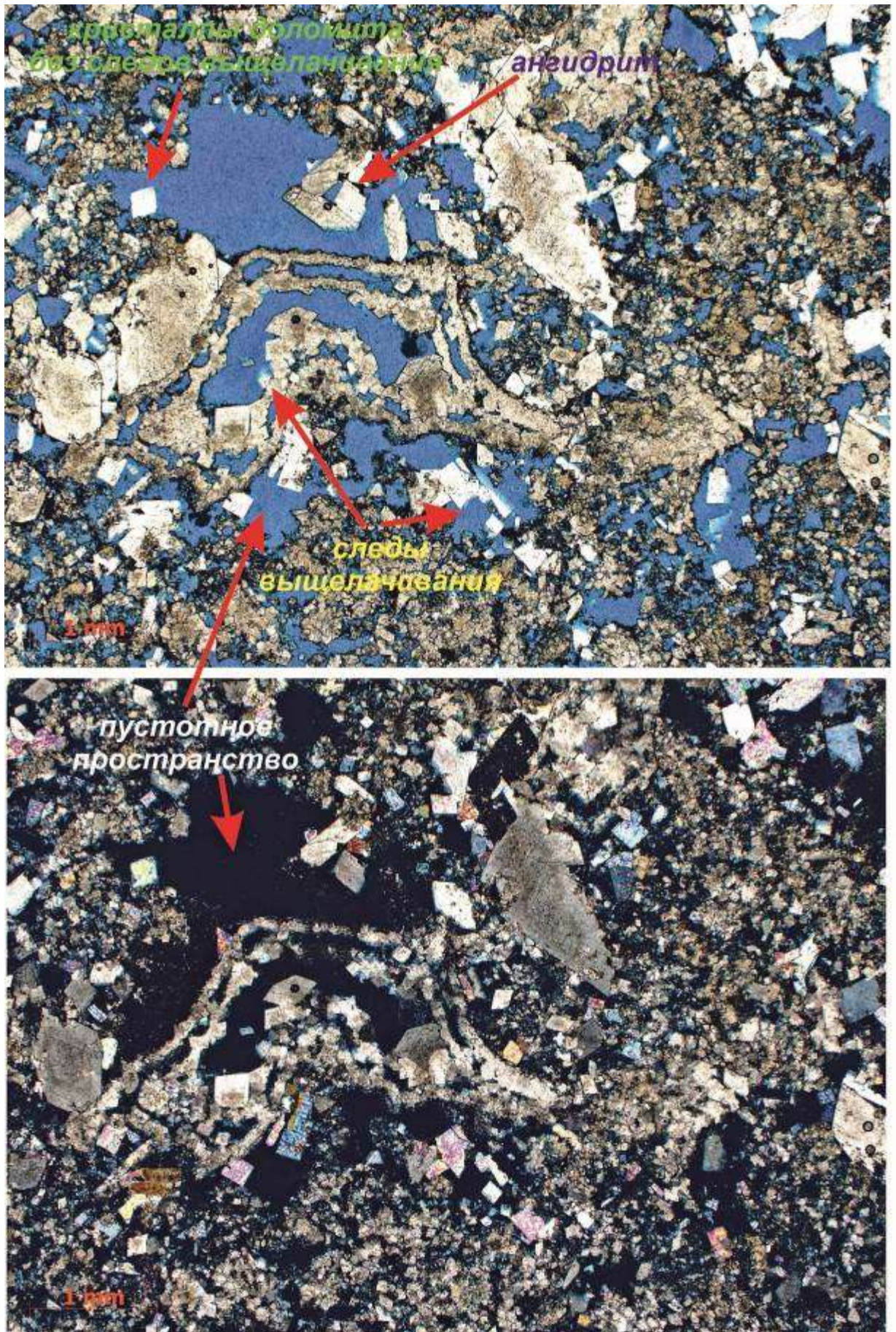
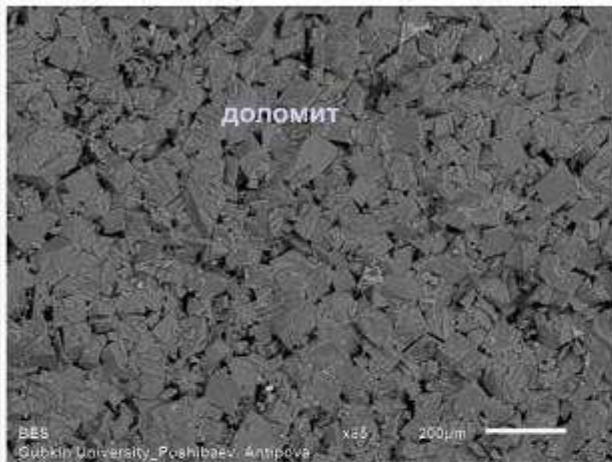
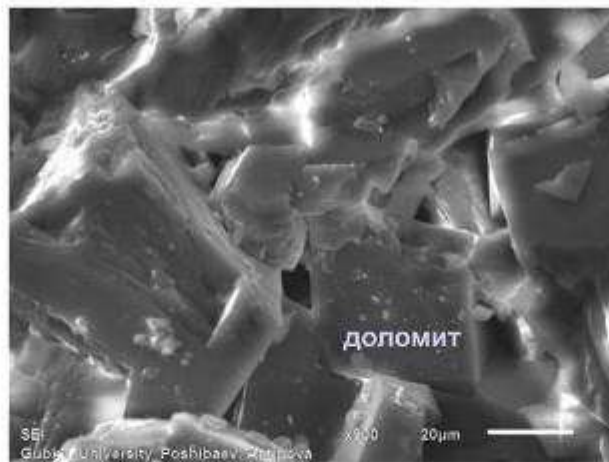


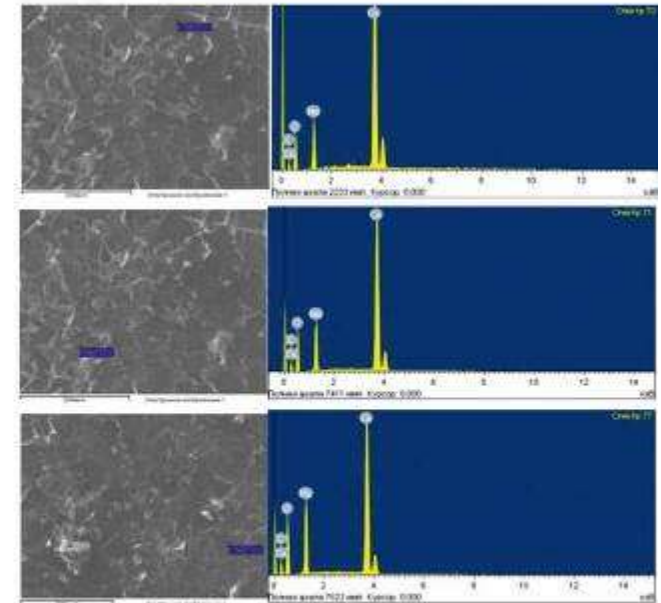
Рисунок 2.44 - Пустоты выщелачивания в доломите разнокристаллическом с реликтовой цианобактериальной структурой.



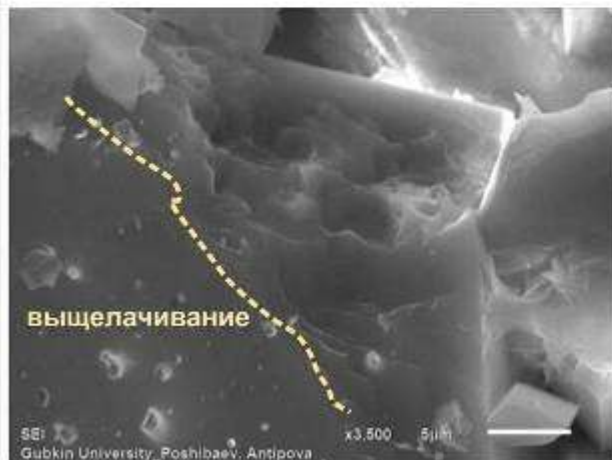
Разнокристаллическая структура доломита



Межкристалловые пустоты размером 20-40 мкм



Рентгеновски спектры доломита



Следы выщелачивания на поверхности кристаллов доломита

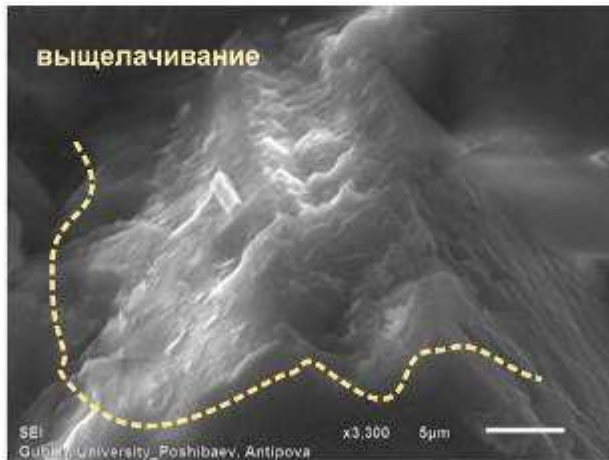


Рисунок 2.45 - Поздние стадии выщелачивания по аутигенным кристаллам доломита.

Процесс сульфатизации также происходил в несколько стадий. Наиболее ранними по времени образования являются ангидриты, которые формировались в осолоненных зонах крайнего мелководья. Отложившиеся в этих условиях сульфаты часто проникали в трещины синерезиса и в раннем диагенезе претерпевали некое перераспределение в объеме породы в силу своей пластичности (рисунок 2.46). За счет этого формировались линзовидные нодулярные стяжения ангидрита. На стадии катагенеза после кальцитизации и доломитизации пустотного пространства происходило заполнение сульфатом остаточных межкаркасных пустот. В отдельных участках кристаллы ангидрита почти полностью залечивают пустотное пространство (рисунок 2.47). Иногда кристаллы ангидрита приурочены к трещинам и стилолитовым швам. Достаточно крупные игольчатые кристаллы ангидрита часто пронизывают кристаллическую массу плотных доломитовых пород, иногда поглощая более мелкие кристаллы доломита.

Засолонение пустотного пространства пород осинского горизонта относится к наиболее поздним стадиям аутигенного минералообразования (рисунок 2.48 – 2.50). Кристаллы галита заполняют, как правило, относительно более крупные пустоты, оставшиеся после кальцитизации, доломитизации и сульфатизации. Следует отметить, что в единичных случаях образуется не галит, а смесь галита с сильвином.

В исследуемых отложениях осинского горизонта широко развиты процессы стилолитизации (рисунок 2.51). Конфигурация стилолитовых швов, их количество в различных частях разреза разные. Часто отмечается совмещение (пересечение) стилолитовых швов разных генераций.

Процессы растворения и выноса растворенного вещества происходили как на этапах диагенетических преобразований пород, так и на этапах катагенеза. Таким образом, развитие стилолитовых текстур отличается многоэтапностью. Как правило, стилолитовые швы в исследуемых отложениях ориентированы горизонтально или субгоризонтально. В двух скважинах были встречены почти вертикальные стилолитовые швы. Это указывает, вероятно, на процессы горизонтального сжатия в данной зоне. Влияние процессов стилолитобразования на фильтрационно-емкостные свойства неоднозначно. С одной стороны, в зонах развития стилолитовых швов часто наблюдаются следы уплотнения, с другой стороны к стилолитовым швам нередко бывают приурочены зоны выщелачивания и аутигенного минералообразования (доломитизации, кальцитизации, сульфатизации и галитизации). Эти щелевидные пустоты выщелачивания, как правило, бывают частично или полностью минерализованы.

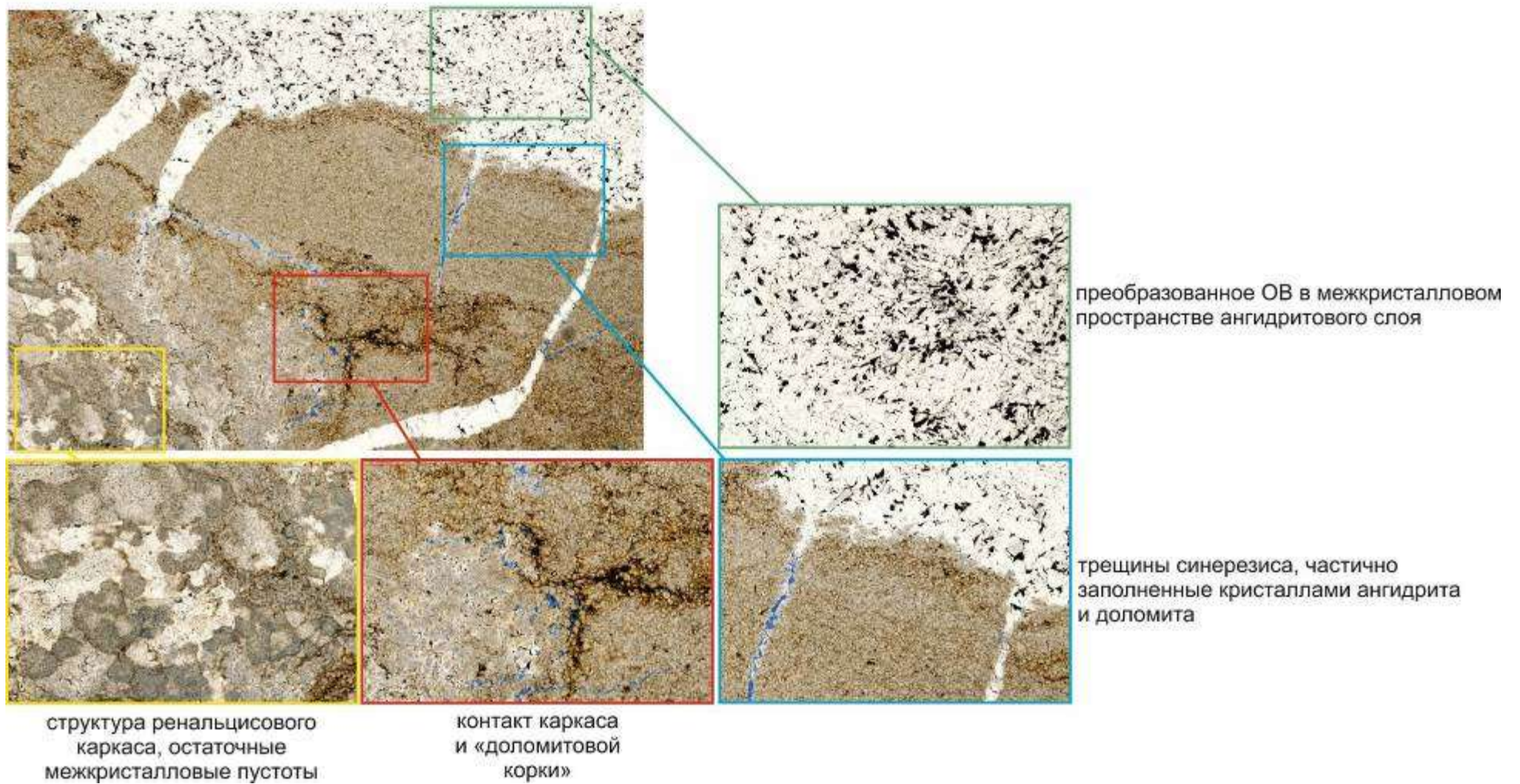
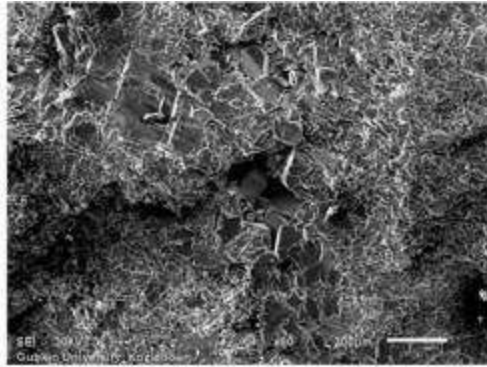
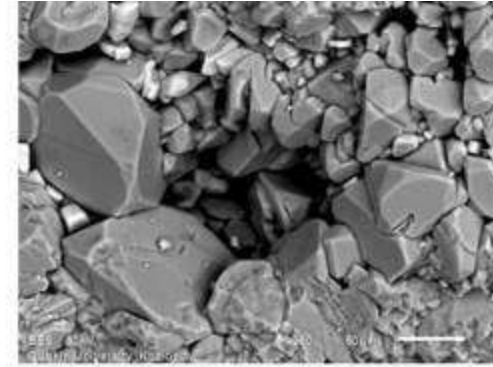
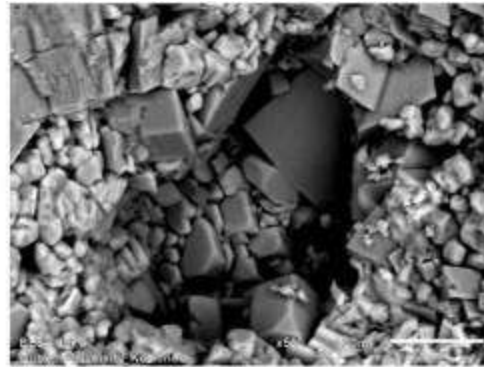


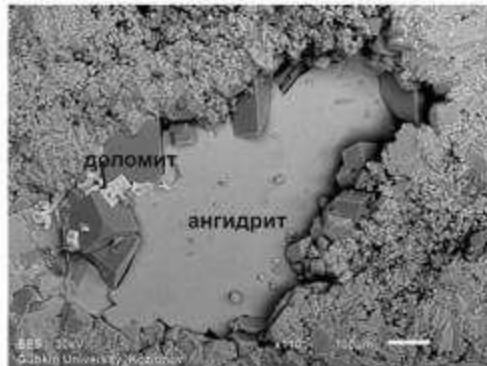
Рисунок 2.46 – Заполнение трещин синерезиса седиментационными кристаллами ангидрита.



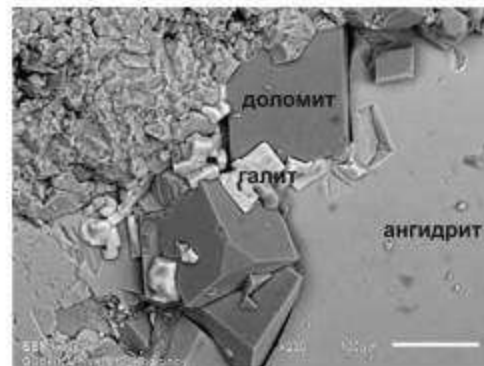
Заполнение пустот новообразованными кристаллами доломита и кальцита



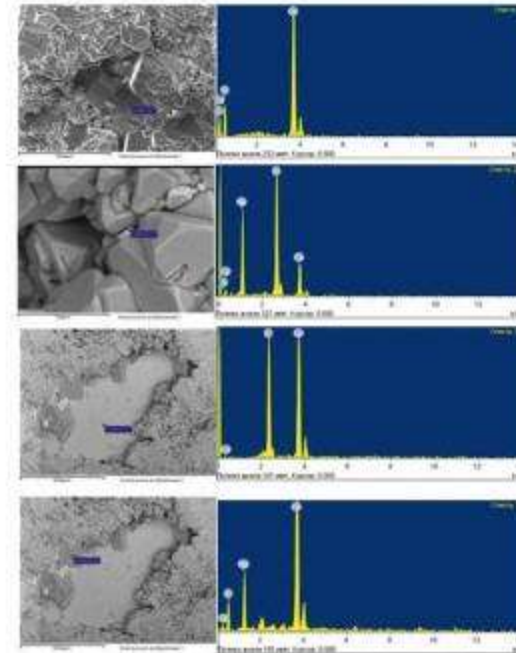
Остаточные межкристаллические пустоты, не залеченные галитом



Инкрустация пустот ромбовидными кристаллами доломита, заполнение пустот новообразованными кристаллами ангидрита



Выделение кристаллов галита



Рентгеновские спектры кальцита (7), галита (22), ангидрита (31) и доломита (34)

Рисунок 2.47 – Стадийное заполнение межкаркасного пространства кристаллами кальцита, доломита, ангидрита и галита.

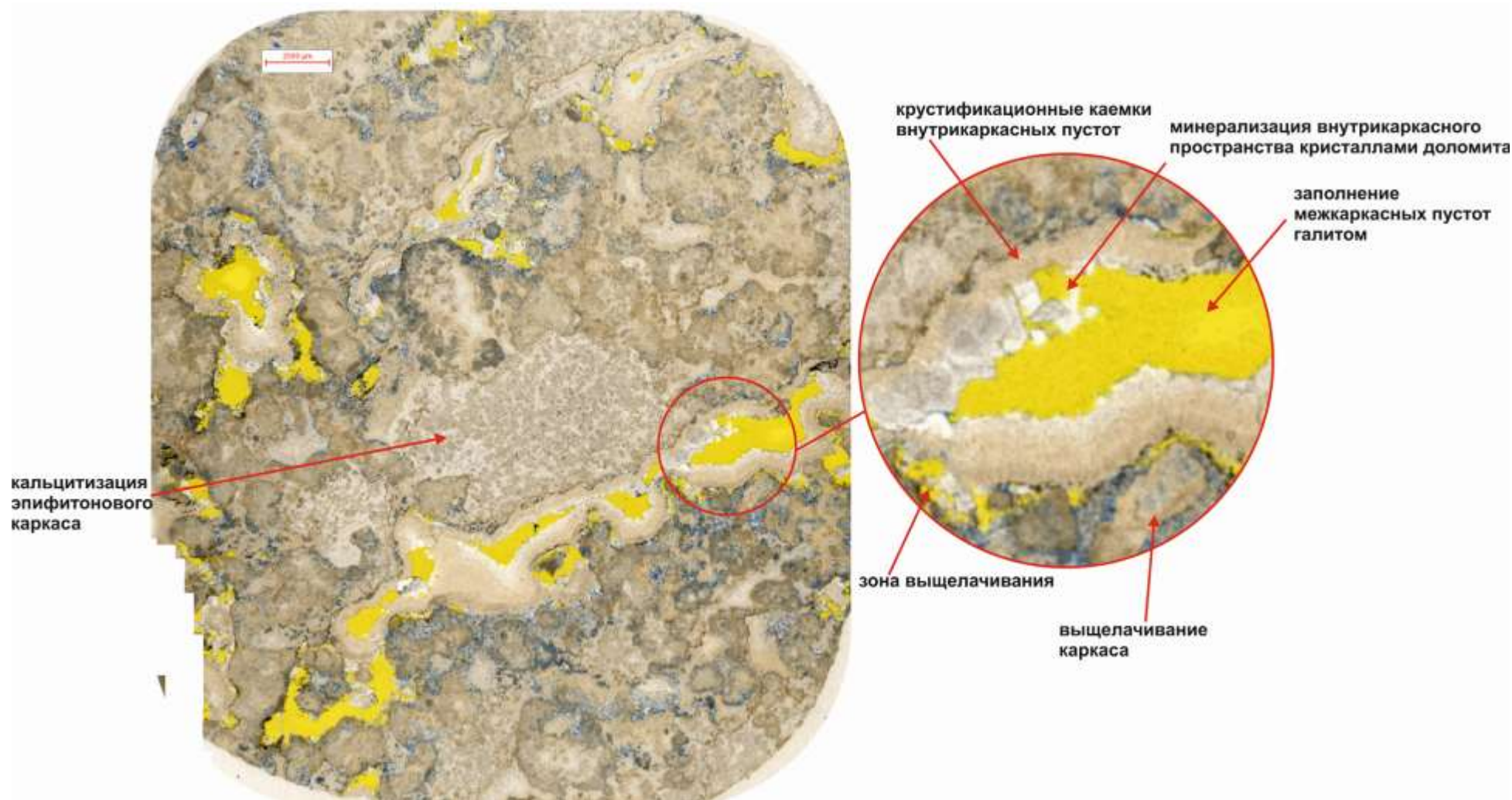
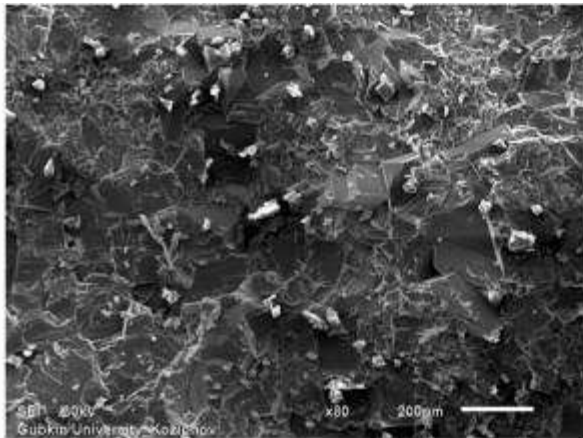
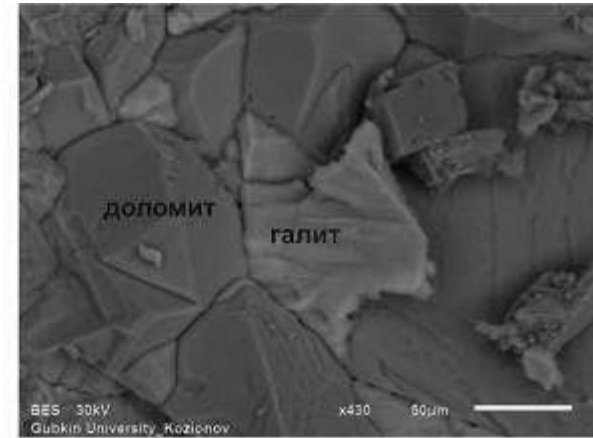
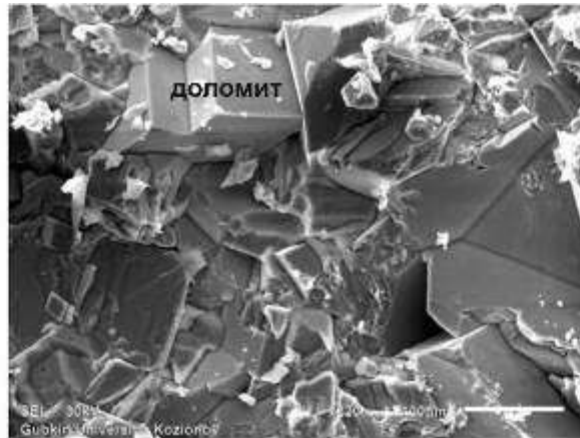


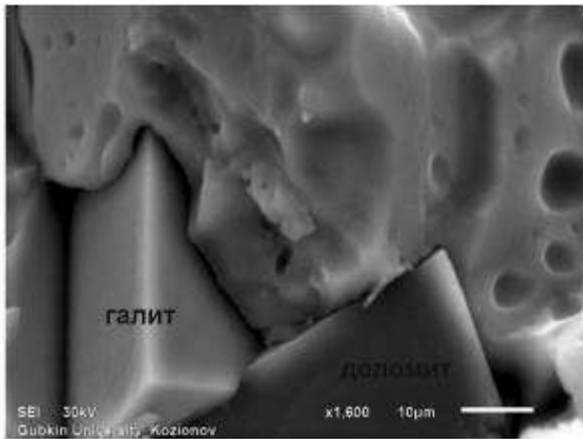
Рисунок 2.48 - – Процессы засолонения внутрикаркасного пространства. Галит покрашен желтым.



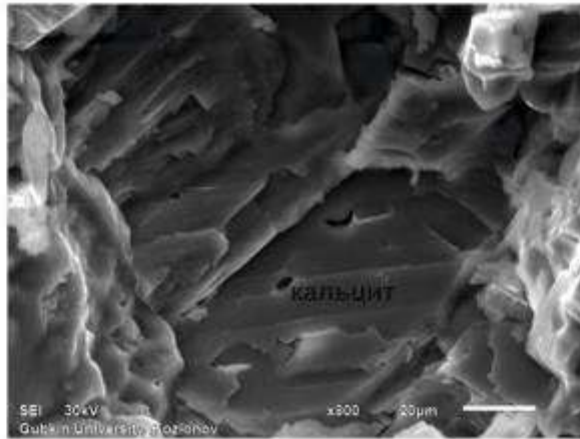
Полное заполнение галитом крупных пустот и частичное мелких микропустот



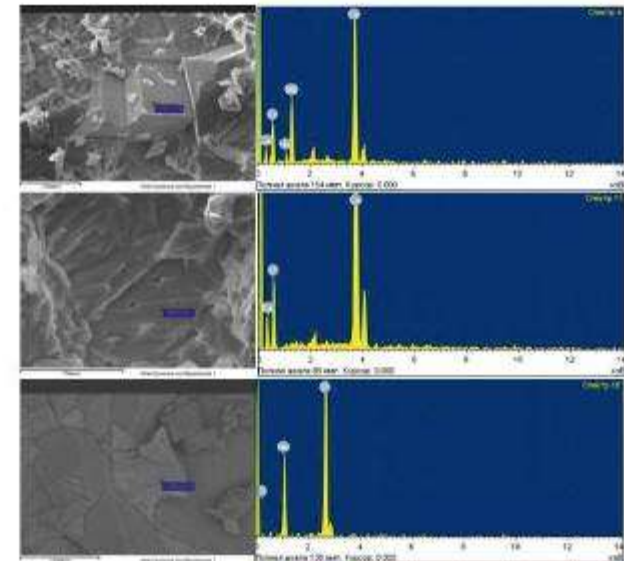
Остаточные межкристалловые пустоты, почти полностью залеченные новообразованным галитом



Контакт кристаллов доломита и галита, заполняющего поровое пространство



Следы выщелачивания на поверхности кристаллов кальцита



Рентгеновские спектры доломита (4), кальцита (15) и галита (16)

Рисунок 2.49 – Заполнение межкристалловых пустот галитом

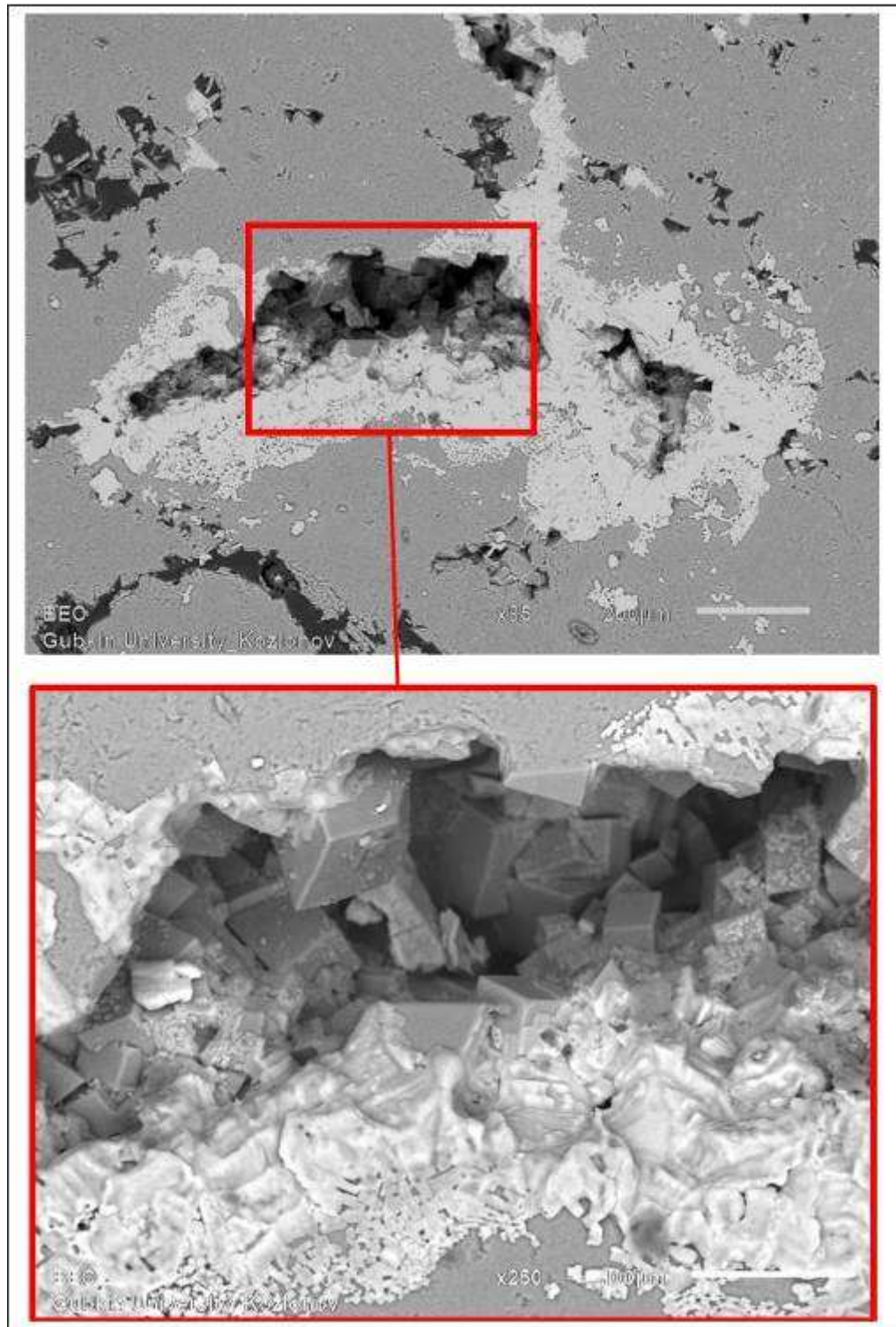


Рисунок 2.50 – Процессы галитизации пустотного пространства.

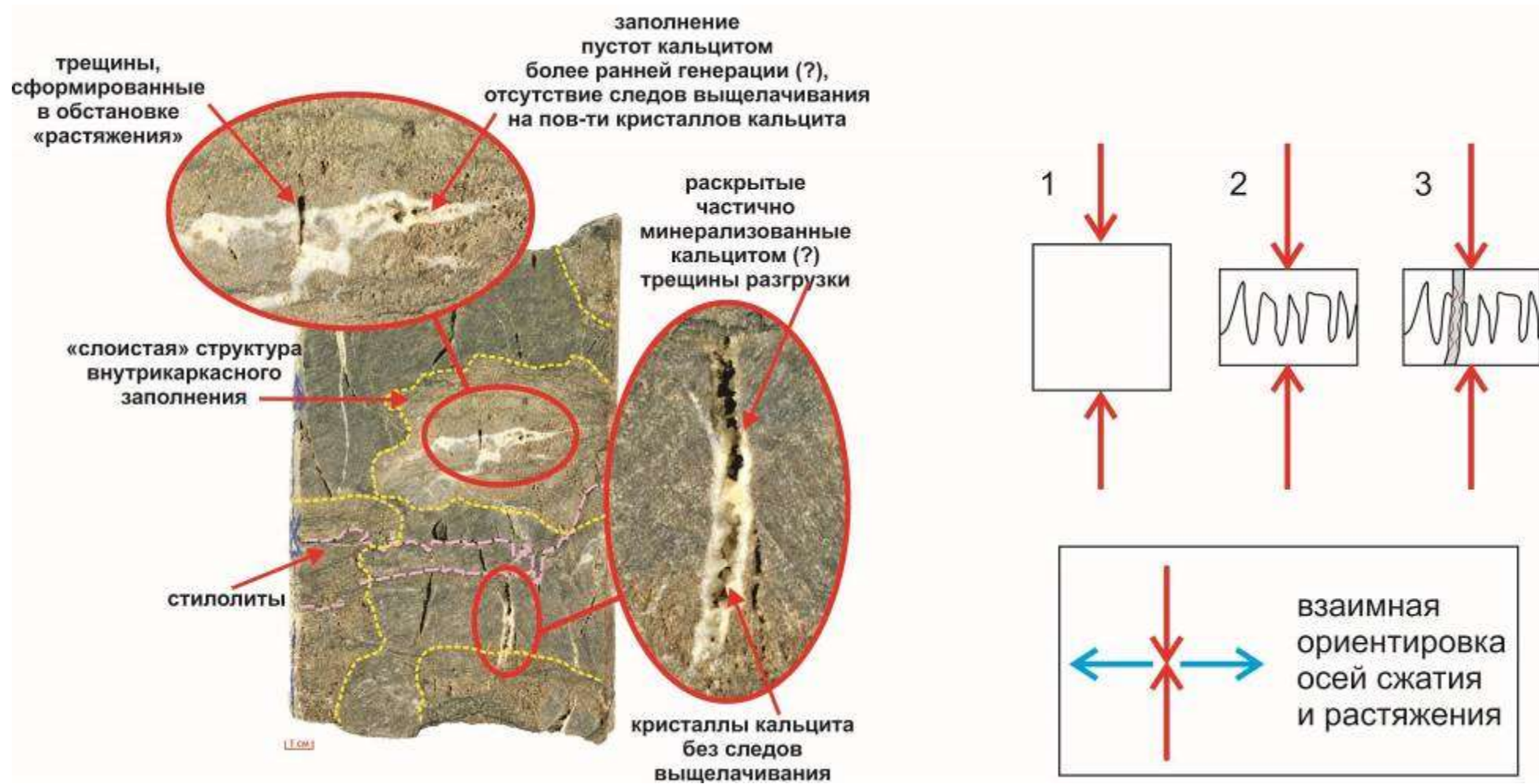


Рисунок 2.51 – Механизм формирования трещин разгрузки в пристилолитовых зонах.

Увеличение фильтрационно-емкостных свойств также наблюдается и в пристилолитовых зонах. В этих зонах в результате образующихся напряжений растяжения, формируются короткие затухающие раскрытые трещины разрыва (или разгрузки). Такие трещины разгрузки перпендикулярны ориентировке горизонтальных стилолитов. Протяженность данных трещин, как правило, составляет 5-12 см, трещины обычно частично минерализованы кальцитом и галитом. Густота этих трещин разгрузки часто напрямую соотносится с густотой стилолитовых швов. Эти пристилолитовые зоны имеют важное прогнозное значение, как одни из наиболее проницаемых. В некоторых скважинах такие трещины разгрузки почти полностью были залечены кальцитом или галитом.

Более протяженные трещины, вероятно тектонического генезиса, имеют значительно меньшую распространенность (рисунок 2.52). Конфигурация этих трещин обычно прямолинейная, раскрытость от 0,5-1 мм до 1,5-2 см, трещины минерализованы кальцитом.

Следует отметить, что с наличием вертикальных или наклонных протяженных трещин часто бывают связаны зоны кавернообразования. Размеры каверн могут достигать 1,5-3 см в диаметре.

Пустотное пространство в породах-коллекторах осинского горизонта заполнено не только аутигенными минералами, но и высоко преобразованным твёрдым органическим веществом (рисунок 2.53). По предварительным данным можно сказать, что это органическое вещество преобразовано до стадии графита. Оно образует корку на стенках пустот, которая формировалась на достаточно поздних стадиях формирования породы. Она отмечается на кристаллах кальцита, галита и ангидрита, заполняющих пустотное пространство, а иногда на стенках пустот выщелачивания, незатронутых активным минералообразованием.

Следует отметить, что в самой нижней части разреза некоторых скважин были выявлены многочисленные преобразования осадочных отложений, формирование которых происходило еще на стадии седиментогенеза. Обнаруженные многочисленные следы биотурбации свидетельствуют о высокой степени переработки первичного осадка (рисунок 2.54).

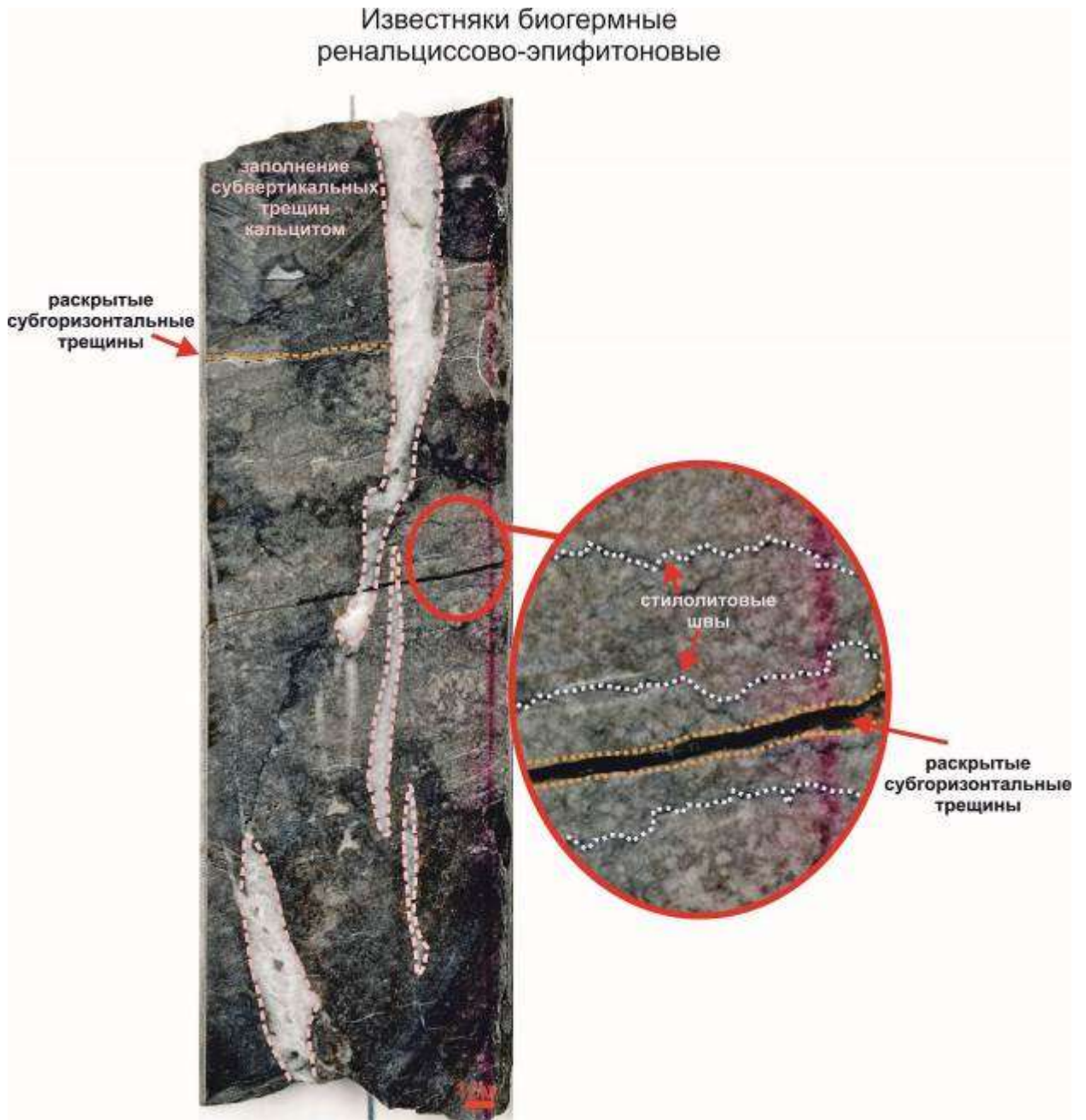


Рисунок 2.52 – Система вертикальных трещин, почти полностью минерализованных кальцитом.

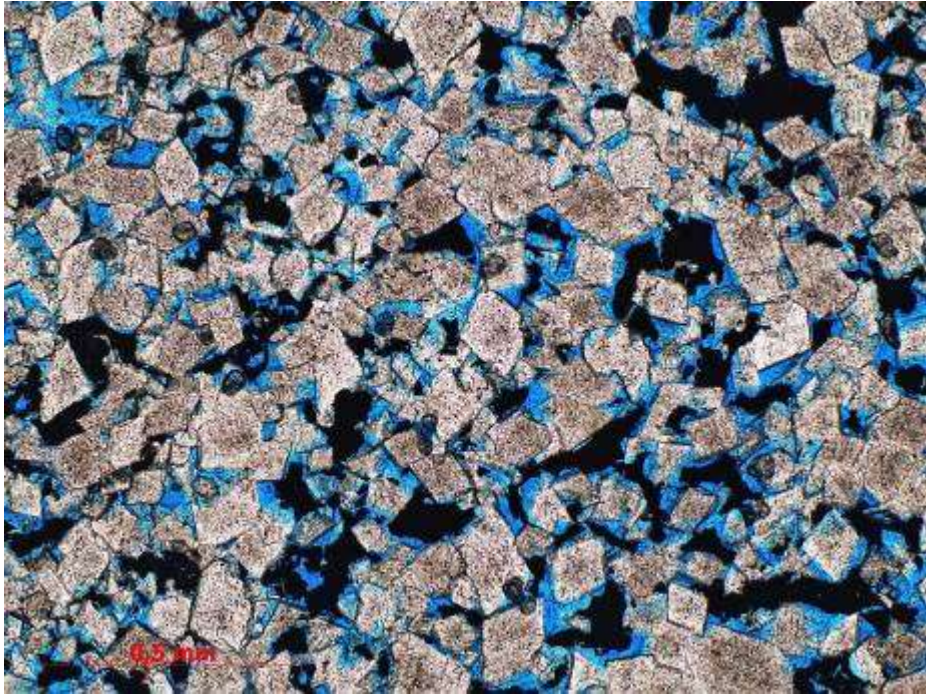


Рисунок 2.53 – Преобразованное органическое вещество в пустотном пространстве.



Рисунок 2.54 – Следы значительных преобразований осадочных отложений на стадии седиментогенеза, текстуры биотурбации в доломитах мелкокристаллических. Основание разреза отложений осинского горизонта.

3. Закономерности строения разреза и условия осадконакопления отложений осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботуобинской антеклизы.

Большой вклад в изучение условий осадконакопления карбонатных отложений нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы внесли В.А. Асташкин, С.А. Березин, И.А. Бурова, В.С. Воробьев, Н.К. Губина, Т.И. Гурова, Н.Е. Гущина, А.Н. Дмитриевский, М.А. Жарков, И.Т. Журавлева, Л.Н. Илюхин, А.В. Исаев, Л.И. Килина, П.Н. Колосов, А.Э. Конторович, В.Г. Кузнецов, В.А. Лучинина, Н.В. Мельников, М.А. Минаев, Я.К. Писарчик, И.Е. Постникова, О.В. Постникова, С.В. Сараев, В.Е. Савицкий, Г.И. Тихомирова, Л.С. Чернова, Г. Г. Шемин и др [1, 13, 82, 102, 104, 110, 114, 121, 128, 129, 147-150, 152, 166, 186].

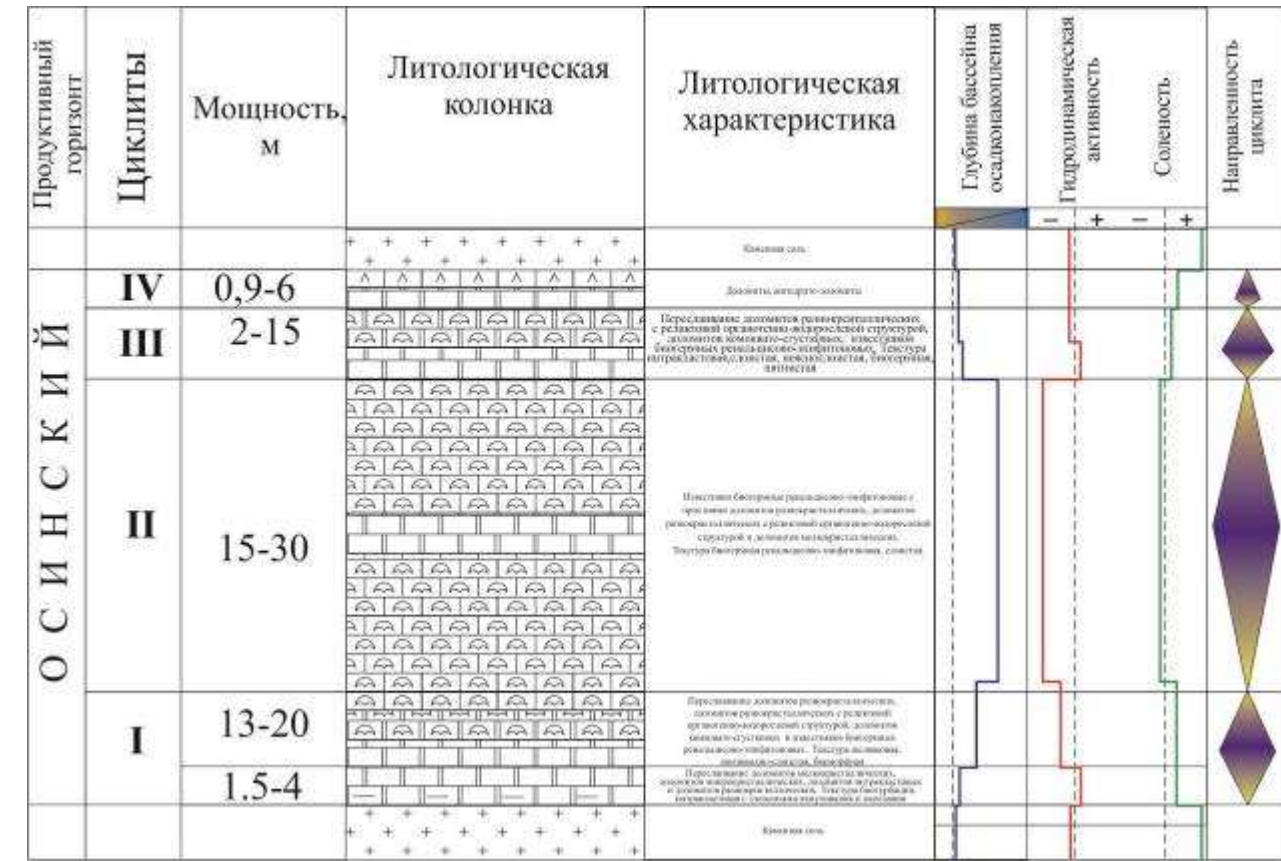
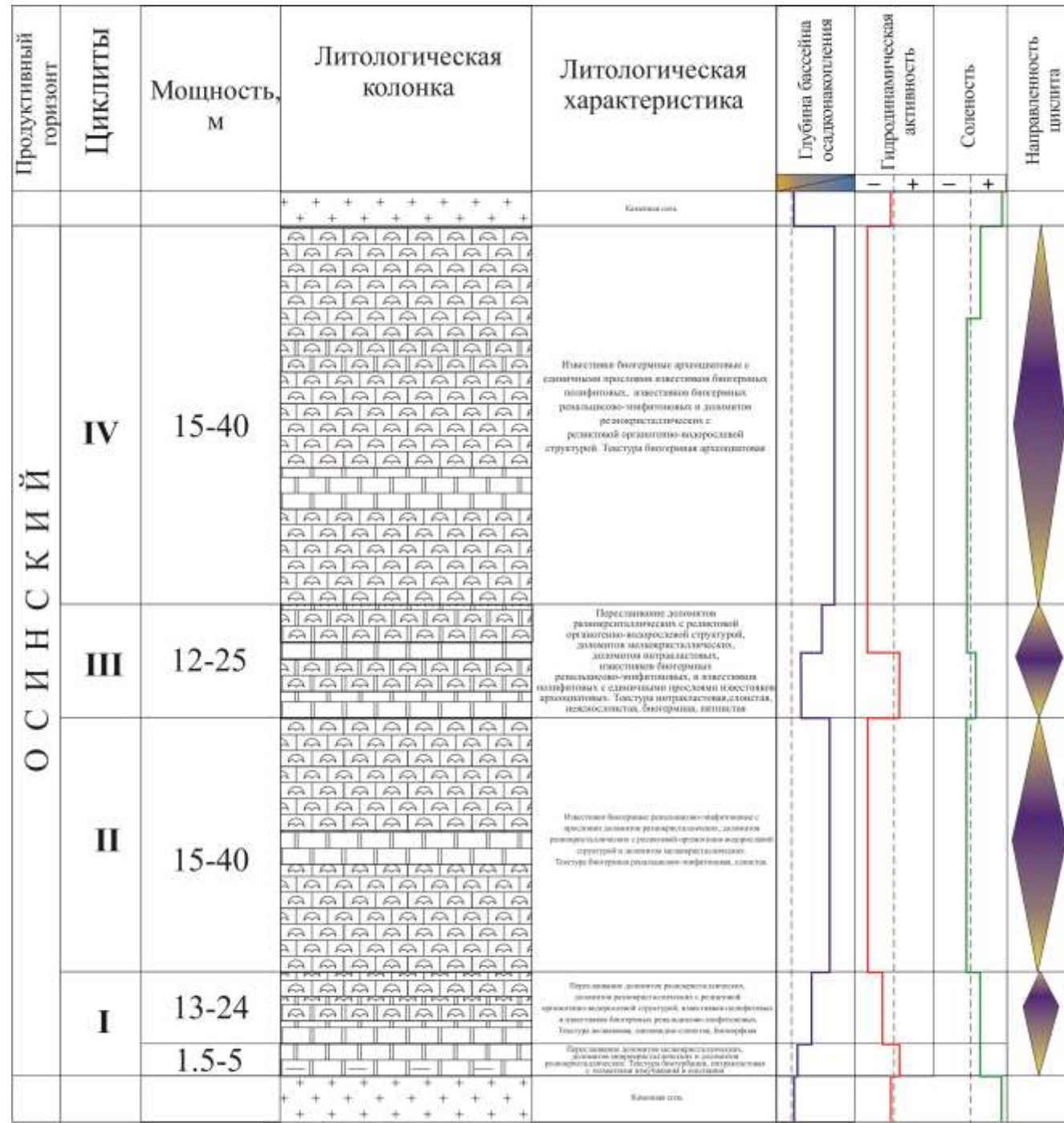
3.1. Циклостратиграфический анализ.

Анализ результатов литологических исследований, проведенных по керну скважин, расположенных на юго-западном склоне НБА, позволил выявить закономерности строения и изменения вещественного состава разрезов осинского горизонта.

По комплексу литолого-петрофизических характеристик в изучаемых отложениях выделяются 2 типа разрезов. Первый тип разреза отличается уменьшенными значениями толщин (36 – 52 м) и преобладанием в разрезе доломитовых литотипов, второй тип разреза отличают увеличенные значения толщин (88 – 109 м) и преобладание известковых разностей (рисунок 3.1).

В целом, в разрезе осинского горизонта в пределах изучаемой территории выделяется четыре пачки (рисунок 3.2), отвечающие трансгрессивно-регрессивным циклитам и соответствующие этапам развития осинского палеобассейна.

В основании I (нижнего) седиментационного циклита залегают доломиты микро- и тонокристаллические, в которых до 5% повышается содержание тонко рассеянного глинистого материала. Для этих доломитов характерны текстуры взмучивания и оползания осадка, а также интракластовые текстуры. Все эти признаки свидетельствуют о формировании осадка в условиях крайнего мелководья с достаточно высокой гидродинамической активностью. Нередко в данных отложениях встречаются нодулярные включения ангидритов. Вверх по разрезу эти породы сменяются доломитами с отчетливыми текстурами биотурбации. Активное биотурбирование осадка происходило в условиях относительного опреснения зоны мелководья, на что указывает практически полное отсутствие сульфатов. Дальнейшее углубление бассейна привело к активному формированию цианобактериальных биоценозов, слагавших биостромные массивы с линзовидно-слоистой текстурой. Эти биостромные массивы знаменуют собой максимальный уровень трансгрессии для первого циклита.



Условные обозначения:

- Каменная соль
- Доломиты микрокристаллические глинистые
- Доломиты мелкокристаллические
- Доломиты мелкокристаллические с реликтовой органо-водородной структурой
- Известняки биогермные
- Ангидрито-доломиты

Рисунок 3.1 - Обобщенная генетическая характеристика отложений осинского горизонта в различных типах разрезов.

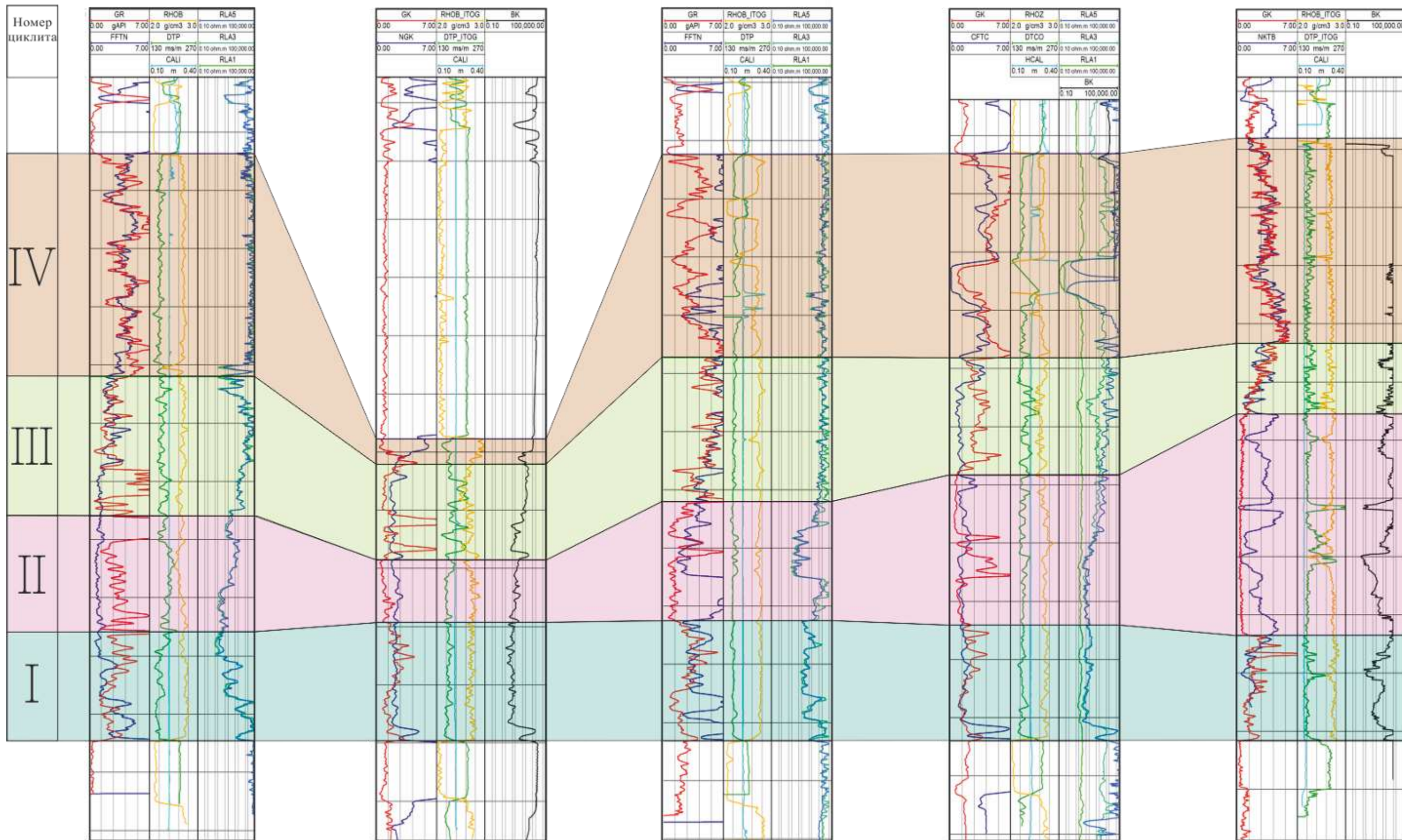


Рисунок 3.2 – Корреляция разрезов осинского горизонта в пределах юго-западного склона Непско-Ботубобинской антеклизы.

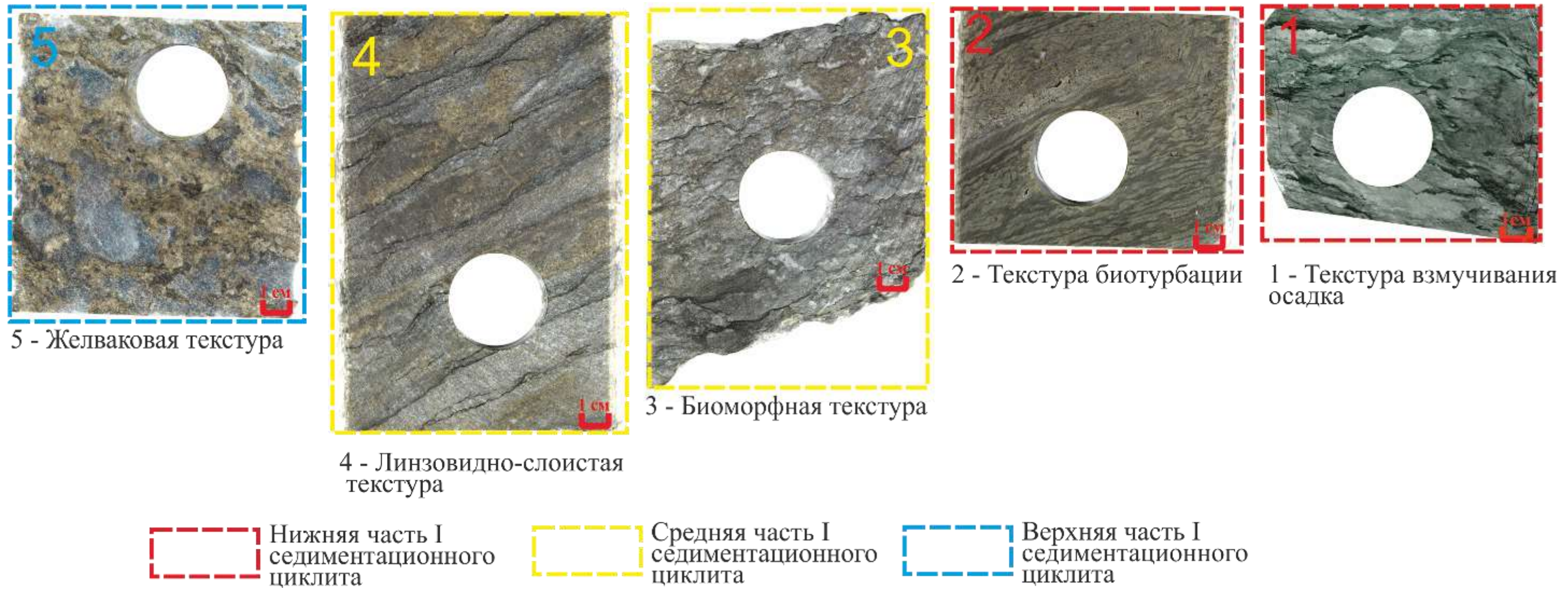


Рисунок 3.3 – Текстуры, характерные для I седиментационного циклита.

Завершают цикллит желваковые и комковато-сгустковые доломиты, образование которых происходило в условиях снижения уровня моря и усиления гидродинамической активности бассейна (рисунок 3.3). Мощность I цикллита изменяются в пределах 12-20 м.

Залегающие выше по разрезу отложения II седиментационного цикллита отличаются с одной стороны большей однородностью литологических характеристик, а с другой стороны резкой изменчивостью толщин.

Этот цикллит в пределах всей исследуемой территории представлен преимущественно известняками ренальцисово-эпифитоновыми или доломитами с реликтовой цианобактериальной структурой, сформировавшейся в результате доломитизации ренальцисово-эпифитоновых известняков (рисунок 3.4). Изменчивость мощности цикллита от 15 м до 40 м объясняется формированием морфологически слабо выраженных ренальцисово-эпифитоновых биогермных массивов, широко развитых на всей исследуемой территории. Данный цикллит четко прослеживается по низким значениям гамма-активности по всей территории Непско-Ботуобинской антеклизы. Биогермные массивы характеризуют максимальный уровень трансгрессии для второго цикллита. При этом в отдельных скважинах, вскрывших разрезы фациальных зон, примыкающих к биогермным массивам, показания гамма-активности несколько увеличиваются вплоть до аномальных значений в зонах, обогащенных органическим веществом. Такого рода разрезы представлены доломитами разнокристаллическими и доломитами с реликтовой цианобактериальной структурой, имеющими слоистую, горизонтально слоистую текстуру. Видимо, эти отложения, представляющие собой цианобактериальный мат, формировались в зонах с застойным гидродинамическим режимом, которые могли образоваться в межбиогермном пространстве (рисунок 3.5). В кровле отложений второго цикллита часто отмечается интенсивная сульфатизация, а также желваковые текстуры, образование которых происходило в условиях снижения уровня моря и усиления гидродинамической активности бассейна.

В основании III седиментационного цикллита залегают доломиты разнокристаллические, в которых часто отмечаются интракластовые и желваковые текстуры (рисунок 3.6), что свидетельствует о высокой гидродинамической активности бассейна и выходе подстилающих отложений II цикллита в зону субаэральной экспозиции. Последнее подтверждается широким развитием пустот выщелачивания. Вверх по разрезу они переходят в известняки ренальцисово-эпифитоновые или в известняки полифитовые с биогермными текстурами, свидетельствующие о том, что в средней части цикллита продолжался процесс роста ренальцисово-эпифитоновых биогермов.

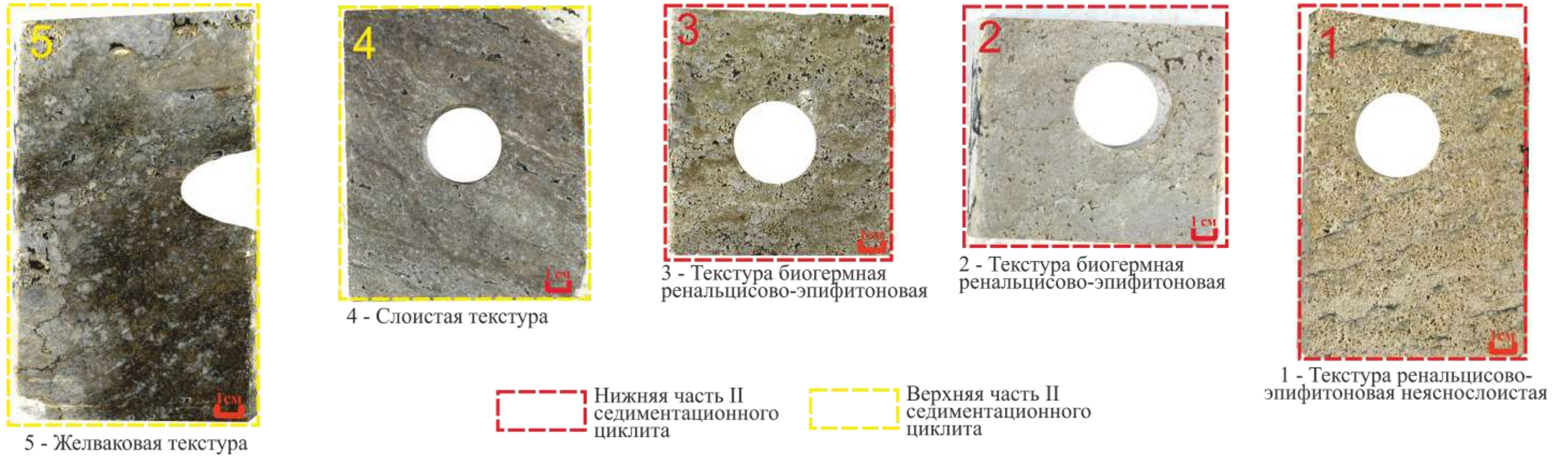


Рисунок 3.4 – Текстуры, характерные для II седиментационного циклита в зоне развития ренальцисово-эпифитоновых биогермов.

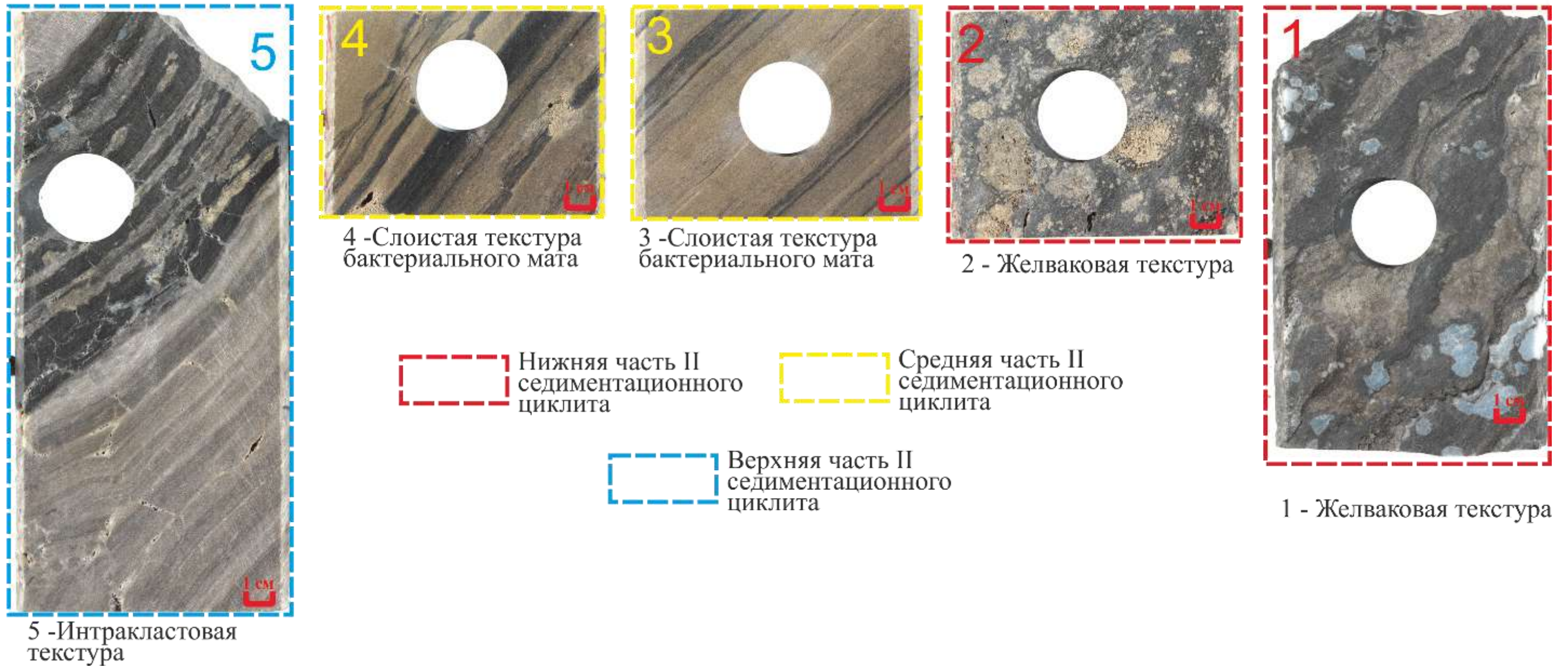


Рисунок 3.5 – Текстуры, характерные для II седиментационного циклита в зоне развития бактериальных матов.



Рисунок 3.6 – Текстуры, характерные для III седиментационного циклита.

В кровельной части III циклита, как и в I и II седиментационных циклитах залегают желваковые и комковато-сгустковые доломиты, образование которых происходило в условиях снижения уровня моря. Толщины III циклита изменяются в пределах 2-24 м.

Завершает разрез отложений осинского горизонта IV циклит, нижняя граница которого по литологическим данным совпадает с границей массового появления в разрезе осинского горизонта археоциат.

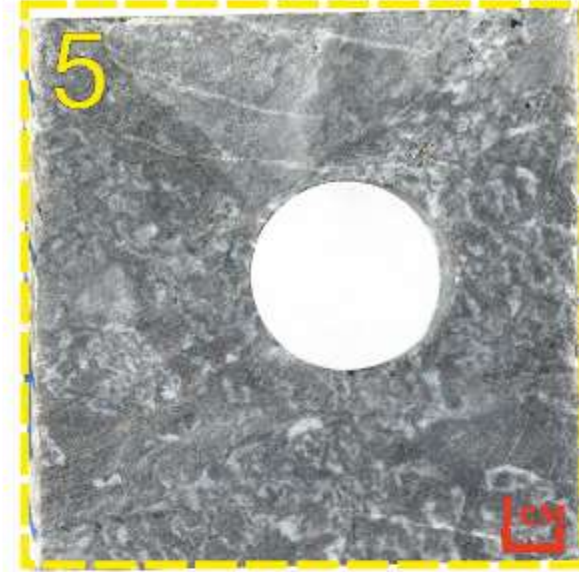
Строение циклита в различных типах разреза осинского горизонта резко отличается. В основании циклита, в разрезах с увеличенной мощностью осинского горизонта, залегают доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой и известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые с желваковыми и интракластовыми текстурами. Вверх по разрезу они сменяются археоциатовыми известняками, а завершают циклит, как правило, доломиты разнокристаллические, часто сульфатизированные с интракластовыми и комковатыми текстурами (рисунок 3.7). Толщины четвертого циклита в разрезах с увеличенной мощностью составляют 30-40 м.

В разрезах с уменьшенной мощностью в основании циклита залегают доломиты разнокристаллические, часто сульфатизированные с желваковыми текстурами, вверх по разрезу они переходят в известняки ренальцисово-эпифитоновые и завершают циклит ангидрито-доломиты. Толщины четвертого циклита в разрезах с уменьшенной мощностью не превышают, как правило, 10 м. Корреляция нижней границы четвертого циклита крайне затруднительна, так как ее характеристики по методам ГИС неоднозначны. Это, прежде всего, связано с невыясненной к настоящему моменту природой радиоактивности карбонатных отложений осинского горизонта. В отличие от нижележащих отложений повышение радиоактивности пород четвертого циклита нельзя соотнести с содержанием органического вещества. Повышенные значения радиоактивности в четвертой пачке приурочены к известнякам биогермным археоциатовым. Поскольку археоциаты являлись фильтрующими организмами, можно предположить, что при фильтрации растворов сквозь стенки скелета в порах происходило замещение ионов кальция ионами урана. Такой изоморфизм возможен, поскольку ионы имеют схожие радиусы $U^{4+} = 1.05 \text{ \AA}$, $Ca^{2+} = 1.06 \text{ \AA}$.

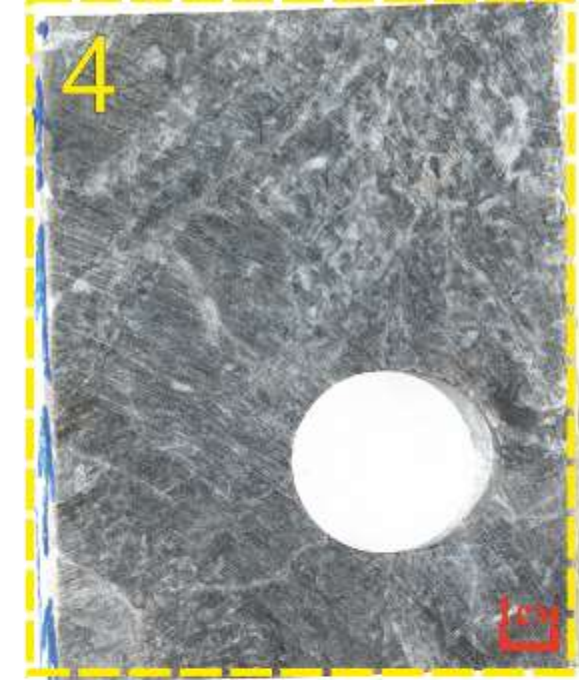
Верхняя граница циклита четко прослеживается по контакту известняков с вышележащими соленосными отложениями.



6 - Биогермная археоциатовая текстура



5 - Биогермная археоциатовая текстура



4 - Биогермная археоциатовая текстура



Рисунок 3.7 – Текстуры характерные для IV седиментационного циклита.

Таким образом, в разрезе осинского горизонта юго-западного склона НБА выделено четыре седиментационных цикла, имеющих трехчленное строение. Нижняя часть представлена, как правило, интракластовыми, комковато-сгустковыми, микрокристаллическими доломитами, последние часто имеют слоистую текстуру; средняя – известняками и доломитами с биогермными текстурами; верхняя – ангидритодоломитами, а также доломитами с желваковой и интракластовой текстурой. Все четыре цикла прослеживаются в пределах всей изученной территории, но мощность их изменчива. Наиболее ярко дифференциация мощности проявляется в IV цикле, где ее значения меняются от 2 до 45 м, что связано с формированием археоциатовых биогермов, которые имели отчетливую морфологическую выраженность.

3.2. Реконструкция условий осадконакопления

Реконструкция условий осадконакопления осинского бассейна посвящено большое количество работ [27, 39, 40, 54, 60, 63, 82, 104, 120, 121, 131, 136, 150, 152]. Как правило, палеогеография этих отложений в них рассматривается в целом в контексте развития венд-кембрийской трансгрессии.

Фациально-палеогеографические реконструкции осинского палеобассейна юго-западного склона Непско-Ботуобинской антеклизы основывались на разработанных ранее региональных палеогеографических схемах (рисунок 3.8), а также результатах вновь проведенных литологических исследований.

В разрезе осинского горизонта был выделен последовательный ряд, закономерно сменяющих друг друга, различных типов отложений. Они были объединены в более крупные седиментологические единицы, для которых был проведен фациально-палеогеографический анализ развития осинского бассейна осадконакопления.

Начало формирования осинского бассейна совпало по времени с ранними этапами трансгрессии морского бассейна, которая наступила после формирования соленосной подосинской толщи. Этот начально трансгрессивный этап развития бассейна ознаменовался установлением достаточно широких связей с раскрывающимся по периферии Сибирской платформы Палеоазиатским океаном, что привело к некоторому распреснению бассейна и способствовало активному развитию цианобактериальных биоценозов, послуживших основными пороодообразователями для отложений осинского горизонта на всей территории Сибирской платформы.

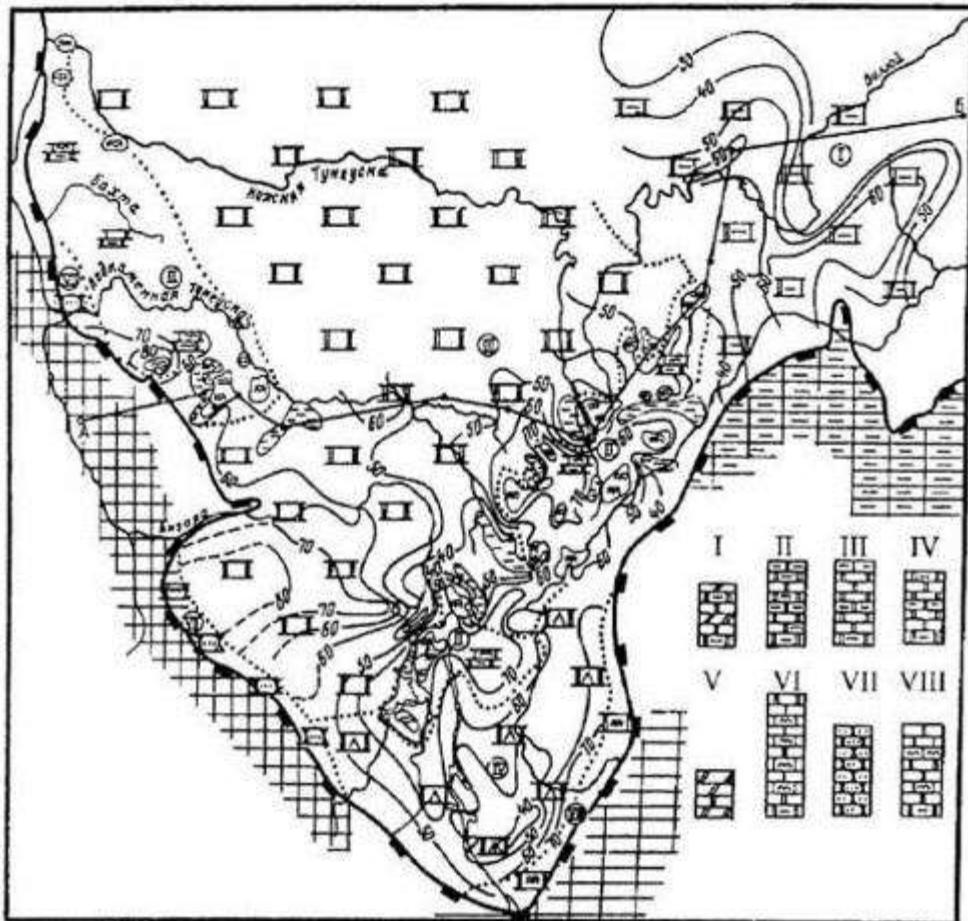
Базальные слои осинских отложений в пределах исследуемой территории представлены двумя типами отложений: отложениями гидродинамически активного крайнего мелководья и отложениями застойного осолонённого крайнего мелководья

(рисунок 3.9). В зоне застойного осолонённого крайнего мелководья отлагались доломиты и доломито-ангидриты содержащие незначительное количество глинистого материала, имеющие, как правило, слоистые текстуры (рисунок 3.10), которые свидетельствуют о спокойном гидродинамическом режиме осадконакопления. Кроме того, для этих отложений характерны активные следы биотурбации (рисунок 3.11), которые являются дополнительным аргументом в пользу крайней мелководности и спокойного гидродинамического режима. В гидродинамически активной зоне этой части бассейна в доломитовых породах присутствуют многочисленные следы взлома слоёв и их незначительного перемещения. Следы биотурбации в этой зоне крайне незначительны. Наличие в этих породах небольшого количества тонкого глинистого материала свидетельствует о крайней мелководности бассейна и привносе его в бассейн с прилегающих территорий островной суши [131].

Дальнейшее развитие трансгрессии осинского бассейна привело к его некоторому углублению и, видимо, дифференциации рельефа морского дна. В этот период начинается этап развития биостромных массивов и слабо морфологически выраженных биогермов (рисунок 3.12), сложенных полифитовыми и ренальцисово-эпифитоновыми биоценозами.

К зонам морфологически выраженных биогермов примыкают участки с ограниченным водообменом, в которых, в условиях аридного климата, достаточно резко повышалась солёность, и наряду с доломитообразованием происходило активное осаждение сульфатов (рисунок 3.13). Морфологическая выраженность биогермных массивов была крайне незначительной, о чем свидетельствует отсутствие обломочных шлейфов. Состав пород, слагающих биостромные и биогермные сооружения практически идентичен, они сложены в основном доломитами либо разнокристаллическими, либо доломитами с реликтовой цианобактериальной структурой. И те, и другие литотипы имеют биоморфные структуры, то есть, сложены реликтами цианобактериальных биоценозов, захороненных в состоянии прижизненного роста.

Следует отметить, что на финальном этапе развития бассейна этого периода, видимо, происходило его некоторое обмеление. Это подтверждается наличием регионально развитой пачки, сложенной доломитами с желваковыми текстурами (рисунок 3.14), которые формировались в условиях крайнего мелководья с достаточно активной гидродинамикой.



Фациально - палеогеоморфологический профиль



Литолого-палеогеографические зоны и типы разрезов: 1 – приглубая со слабо повышенной соленостью, активным привносом глинистого материала и отложением глинистых доломитов и доломитовых мергелей; 2 – отмельная с близкой к нормальной или слабо повышенной соленостью, ограниченным привносом глинистого материала и отложением известняков и доломитов, часто биогенных; 3 – относительно глубоководная с близкой к нормальной или несколько повышенной соленостью, с очень слабым привносом глинистого материала и отложением известняков и доломитов; 4 – относительно глубоководная с повышенной соленостью и отложением доломитов и сульфатов; 5 – подзона относительно глубоководная с резко дефицитной седиментацией и отложением глинистых доломитов и мергелей; 6 – подзона биогермных массивов; 7 – прибрежно-морская с отложением песчано-алевритового материала; 8 – прибрежно-морская с близкой к нормальной соленостью и отложением доломитов и известняков, частично биогенных

Рисунок 3.8 – Литолого-палеогеографическая схема и фациально-палеогеографический профиль осинского времени (В.Г. Кузнецов, Л.Н. Илюхин, О.В. Постникова, и др. 2000 г) [131].



Рисунок 3.9 - Схема фаций базальных слоев осинского горизонта.



Рисунок 3.10 – Тонкослоистая текстура в отложениях I цикла.



Рисунок 3.11 - Текстуры биотурбации в отложениях I цикла.



Рисунок 3.12 - Схема фаций верхней части I циклита осинского горизонта.



Рисунок 3.13 – Сульфатизация в отложениях I циклита.



Рисунок 3.14– Желваковые текстуры в отложениях I циклита.

Время формирования отложений II циклита осинского горизонта ознаменовалось достаточно интенсивным развитием осинской трансгрессии, что привело к углублению бассейна и его некоторому распреснению. В бассейне этого времени выделяются пять зон,

в которых формировались разные типы отложений (рисунок 3.15): зона развития цианобактериальных биостромных построек, прослеженная преимущественно на северо-востоке изучаемой территории; зона слабо морфологически выраженных цианобактериальных построек; зона слабо морфологически выраженных цианобактериальных построек с элементами застойного мелководья; зона преимущественно аноксического мелководья и зона относительно большей глубины бассейна на юго-западе изучаемой территории.

Наиболее характерной чертой этого периода развития бассейна является массовое развитие преимущественно ренальцисово-эпифитоновых биоценозов (рисунок 3.16), слагающих слабо морфологически выраженные органогенные постройки. В рельефе морского дна морфологически выраженные постройки формировали зоны, где возникали застойные иногда, видимо, аноксические условия осадконакопления. В этих застойных зонах шло интенсивное формирование бактериальных матов (рисунок 3.17), в которых накапливалось значительное количество органического вещества, явившегося источником углеводородов для отложений осинского горизонта.

В период накопления отложений III циклита происходит некоторое снижение уровня моря, что привело к формированию зоны крайнего мелководья на всей поверхности органогенных построек, возникших на предыдущем этапе. Различаются три типа обстановок. Зона гидродинамически активного крайнего мелководья с элементами слабо морфологически выраженных цианобактериальных построек протягивается с северо-запада на юго-восток, ее обрамляет зона мелководья с низкой гидродинамической активностью, которая, в свою очередь, на юго-западе изучаемой территории граничит с зоной относительно большей глубины бассейна (рисунок 3.18).

В зоне гидродинамически активного крайнего мелководья происходило активное разрушение сводовых частей построек, сформировавшихся ранее. Это фиксируется по появлению в разрезе пород с обломочными интракластовыми текстурами (рисунок 3.19). Вверх по разрезу такие породы сменяются биоморфными породами (рисунок 3.20), слагающими слабо морфологически выраженные постройки. Биоценоз этих построек является смешанным. Следует отметить, что уже на этом уровне начинают появляться единичные археоциаты. В относительно более спокойных зонах бассейна этого времени подстилающие биогермы не подвергались разрушению. Здесь формировались слоистые породы с элементами цианобактериального мата, в котором также могло накапливаться значительное количество органического вещества.

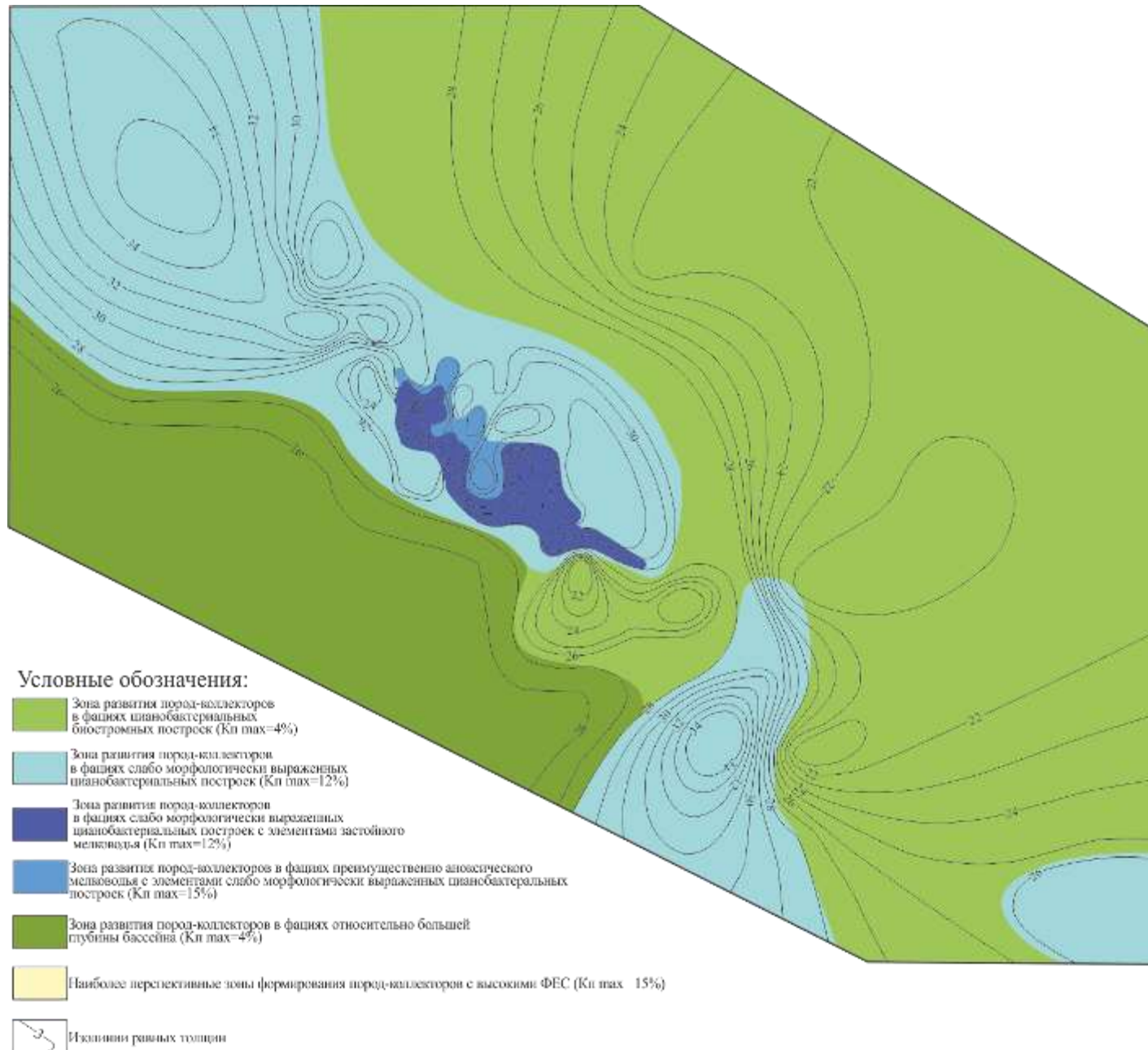


Рисунок 3.15 - Схема фаций II цикла осинского горизонта.



Рисунок 3.16 – Текстуры ренальцисово-эпифитонового биоценоза, характерные для отложений II циклита.



Рисунок 3.17 – Слоистые текстуры бактериального мата, сформировавшиеся в аноксических условиях характерные для отложений II циклита.

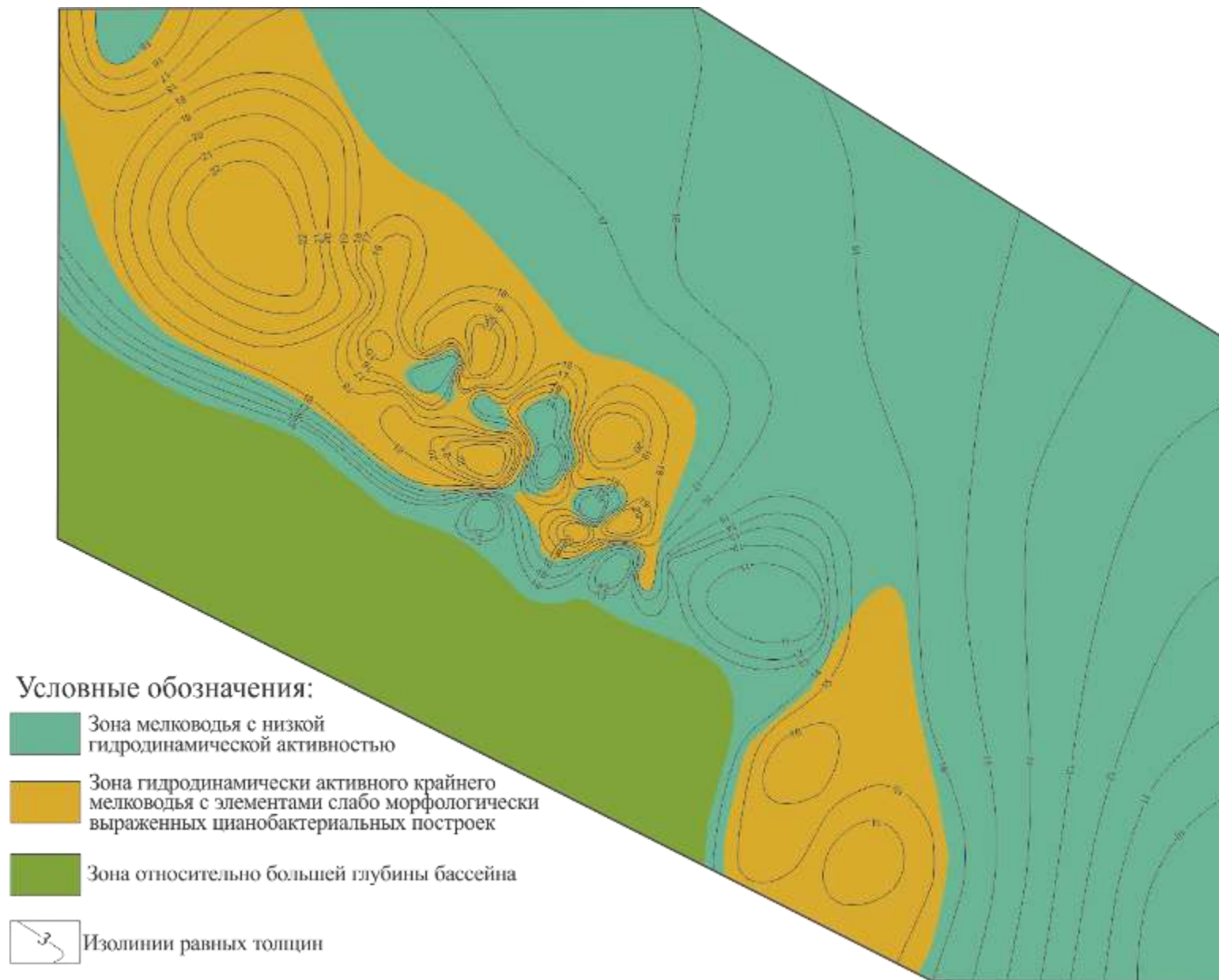


Рисунок 3.18 - Схема фаций III циклита осинского горизонта.



Рисунок 3.19 – Интракластовые текстуры в отложениях III циклита.



Рисунок 3.20 – Биоморфные текстуры в отложениях III циклита.

Период формирования отложений IV циклита осинского бассейна является крайне важным не только для кембрия, но и для всей фанерозойской истории развития Земли, так как это время массового появления первых скелетных организмов – археоциат. В это время произошло некоторое углубление бассейна и на склонах подстилающего рельефа началось активное формирование археоциатовых биогермов (рисунок 3.21).

Одновременно на всей исследуемой территории происходило формирование менее морфологически выраженных построек смешанного типа, в биоценозе которых примерно в равных соотношениях присутствовали археоциаты, ренальцисы, эпифитоны и другие цианобактериальные образования. Морфологически выраженные археоциатовые биогермы образовывали участки с ограниченным водообменом, где резко повышалась солёность и отлагались соляные породы и породы смешанного состава.

На завершающем этапе развития осинского бассейна происходит резкое осолонение за счёт нарушения связей с Мировым океаном, которое было обусловлено формированием рифового барьера на северо-восточной окраине кембрийского эпиконтинентального бассейна.

Таким образом, формирование отложений осинского горизонта в пределах юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы, в целом, происходило в отмельной зоне, в которой шло активное формирование биогермов с ренальциссово-эпифитоновым и археоциатовым биоценозом (рисунок 3.22-3.24).

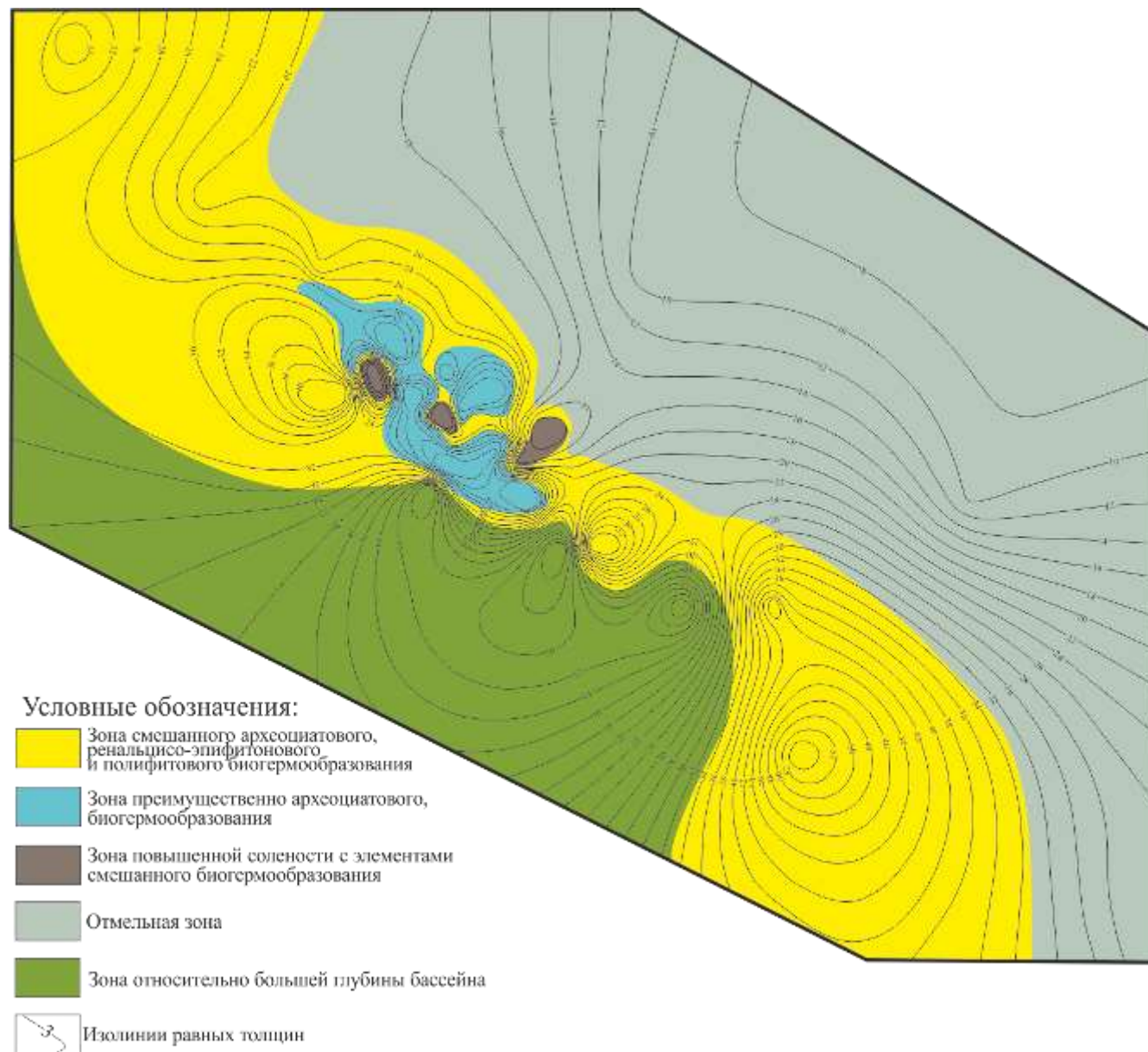


Рисунок 3.21 - Схема фаций IV циклита осинского горизонта.

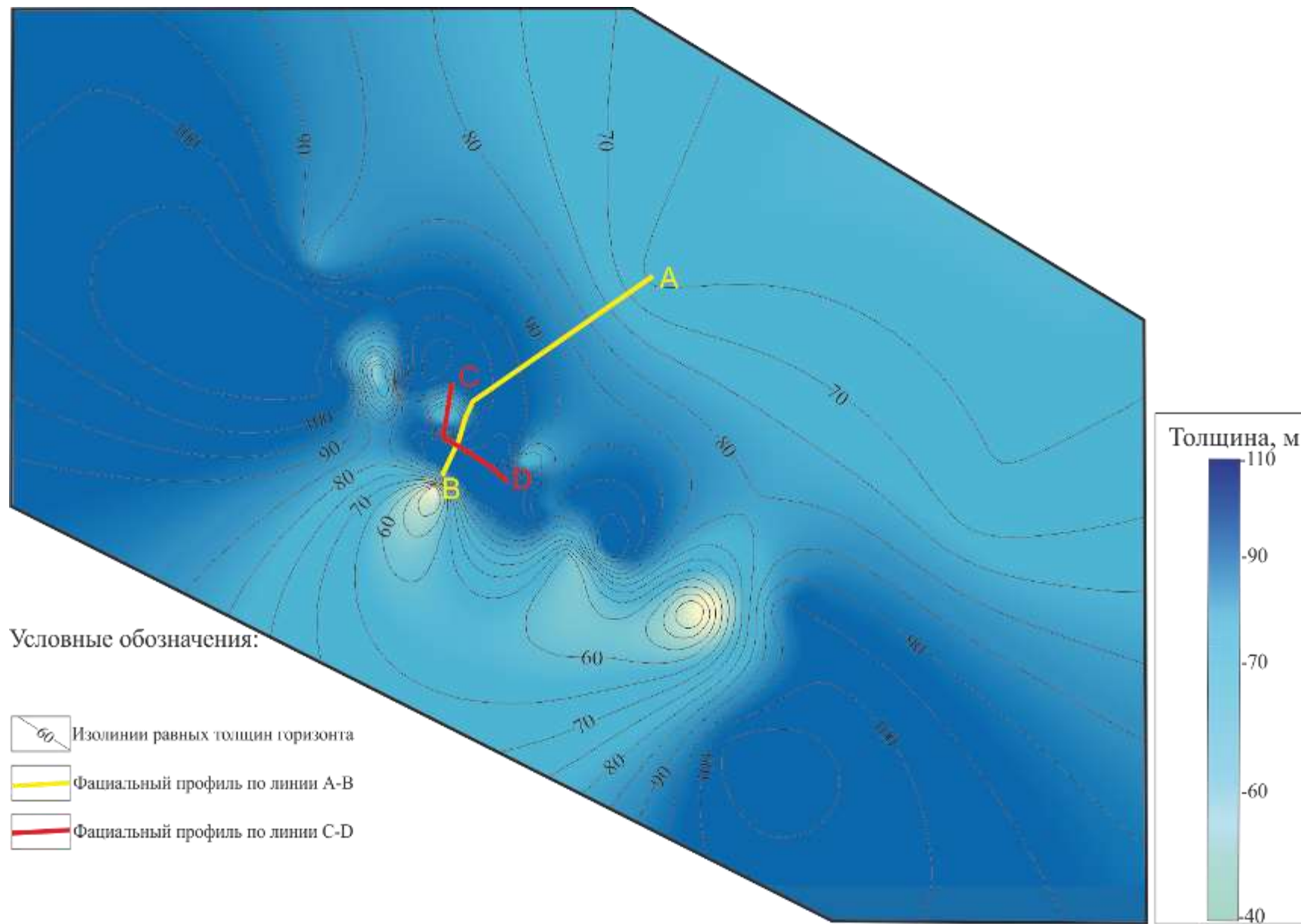


Рисунок 3.22 – Карта общих толщин осинского горизонта.

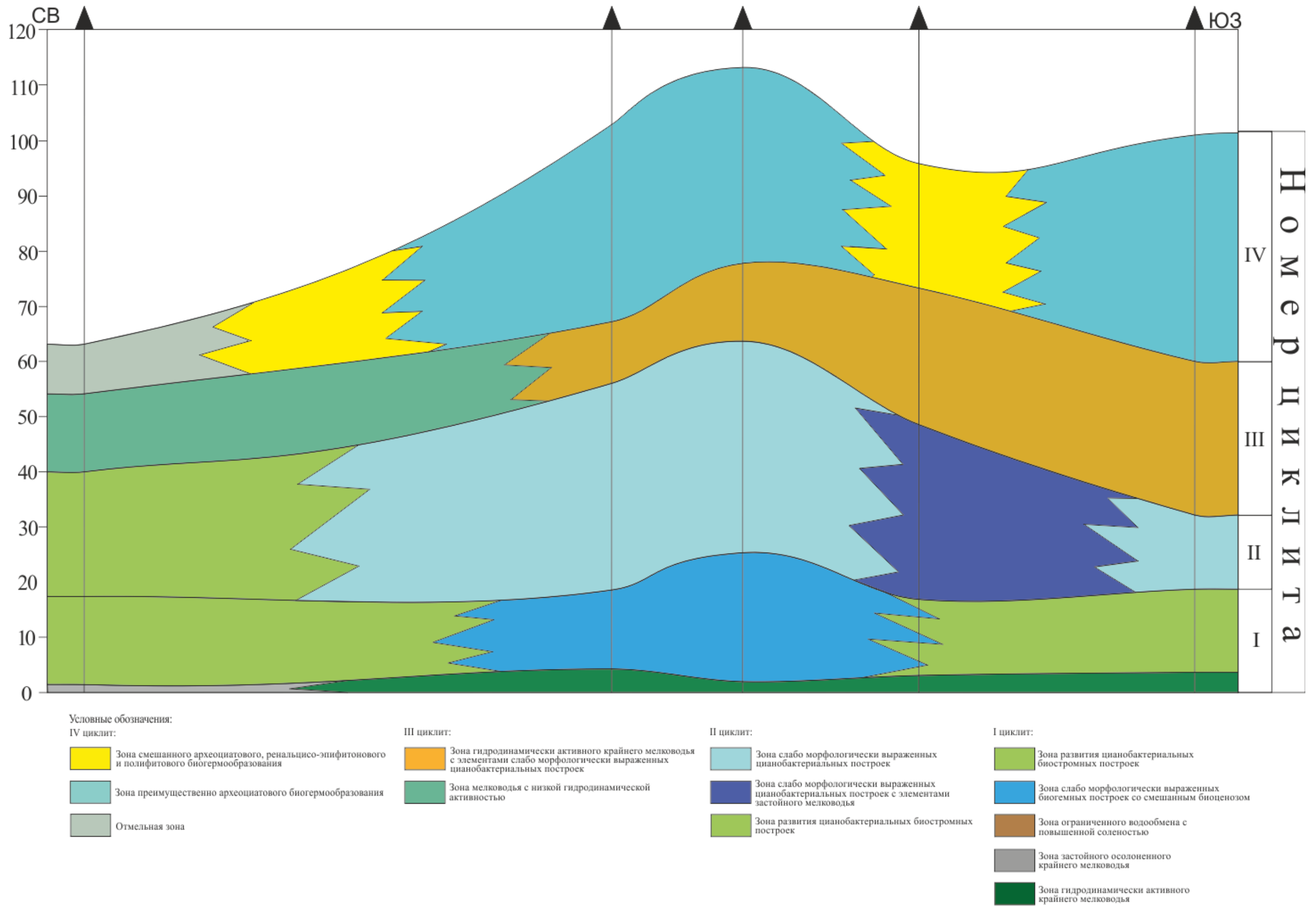


Рисунок 3.23 - Схематический фациальный профиль отложений осинского горизонта по линии А-В.

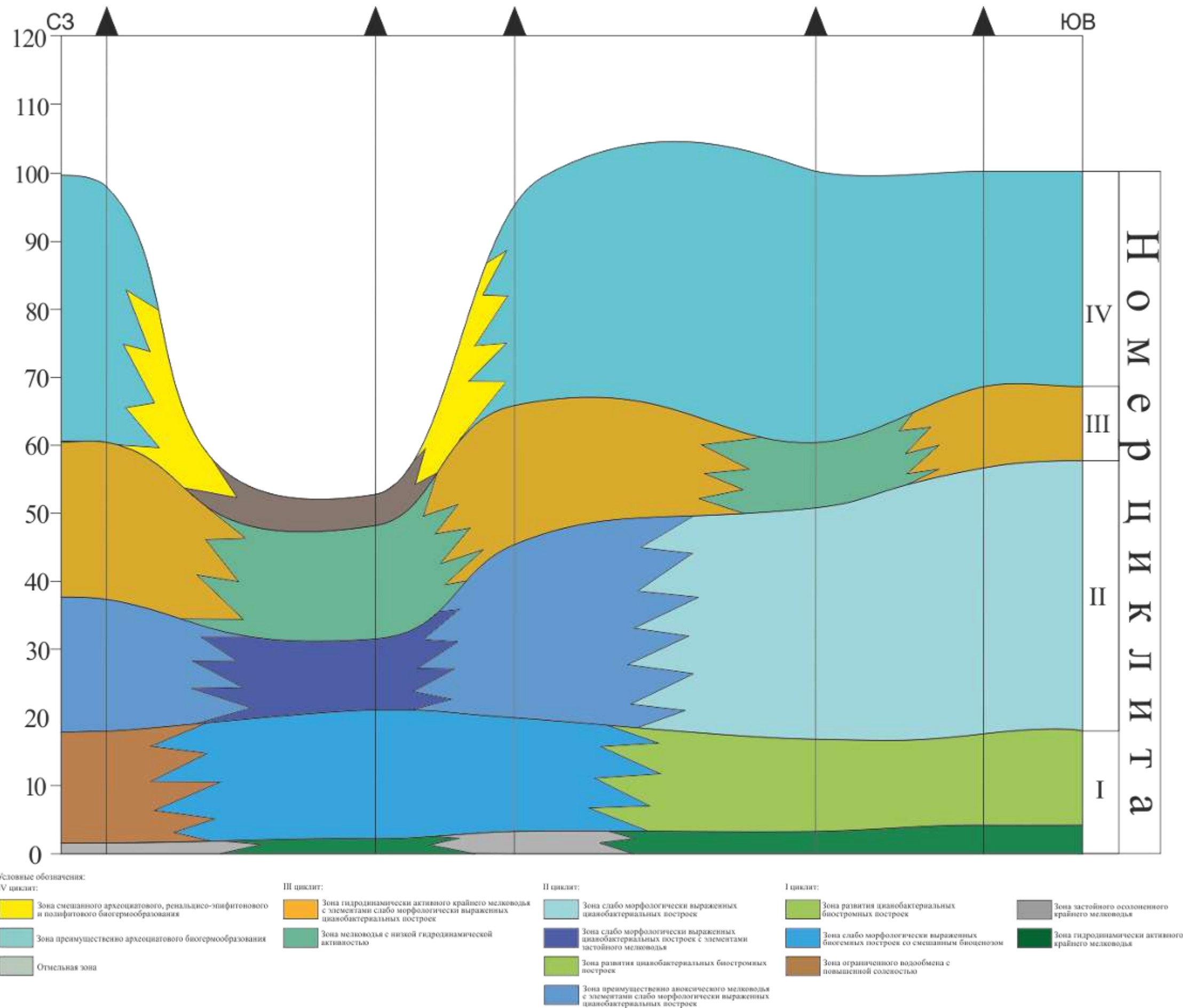


Рисунок 3.24 - Схематический фациальный профиль отложений осинского горизонта по линии С-D.

4. Типизация и определение морфометрических характеристик пустотного пространства в карбонатных отложениях осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.

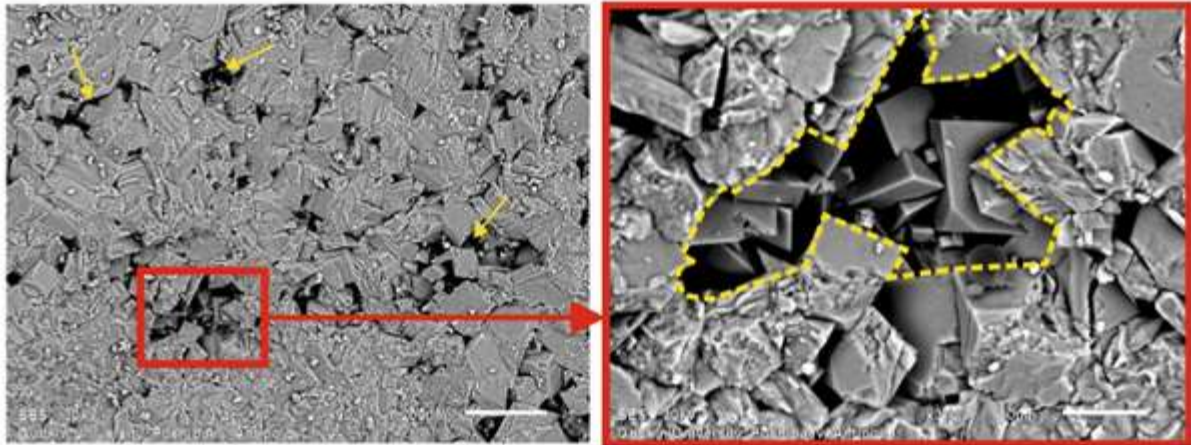
Исследованию пород-коллекторов карбонатных отложений нижнего кембрия юга Сибирской платформы, а также общим вопросам формирования ФЕС в карбонатных породах посвящены многочисленные работы В.А. Асташкина, Т.К. Багринцевой, В.Е. Бакина, И.А. Буровой, В.И. Воложа, Л.П. Гмид, Л.С. Гладкова, Н.К. Губиной, Т.И. Гуровой, Н.Е. Гущиной, Л.Р. Клятышевой, В.Г. Кузнецова, М.М. Петрова, И.Е. Постниковой, О.В. Постниковой, С.А. Скрылева, К.Р. Чепикова, Л.С. Черновой и др. [2, 13, 14, 15, 20, 22, 26, 28, 54, 56, 93, 122, 135, 158, 159, 173, 194, 195, 205, 208, 214] Несмотря на значительный объём проведенных исследований литологического состава и фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов осинского горизонта, в настоящее время остается целый ряд вопросов, связанных с закономерностями распределения и типизацией пустотного пространства в изучаемых отложениях.

Из всего спектра литотипов осинского горизонта значимыми фильтрационно-емкостными характеристиками обладают доломиты разнокристаллические и доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой. Они сформировались в результате интенсивной доломитизации биоморфных пород, в основе которых лежат различные типы цианобактериальных биоценозов. Пористость по данным имидж-анализа доломитов разнокристаллических колеблется от 1,45 до 21,96%, в среднем составляя 9,5%, а доломитов разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой соответственно от 0,8 до 17,93%, в среднем составляя 6%. Проницаемость так же имеет широкий диапазон значений от 0,1 до 1000 мД. Такая изменчивость фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) этих литотипов определяется различиями в первичной структуре и текстуре пород, подвергшихся доломитизации, а также интенсивностью и направленностью других вторичных процессов. Анизотропия проницаемости достаточно ярко проявляется при сравнении фильтрационных свойств доломитов разнокристаллических с разной текстурой. В отчетливо слоистых породах, вертикальная проницаемость отличается от горизонтальной в 10 и более раз. Так, например, в одной из скважин, Кпр вертикальная образца со слоистой текстурой составляет 1,15 мД, а Кпр горизонтальная 11,4 мД. Для образца с биогермной текстурой проницаемость соответственно составляет – Кпр вертикальная 22,1 мД, Кпр горизонтальная 37 мД. Доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой характеризуются разнообразными текстурами, в которых отчетливо прослеживаются особенности ренальцисово-эпифитоновых и полифитовых

каркасов. Причём, в разных фациальных зонах биогермных массивов эти текстуры могут иметь отчетливую слоистость или желваковость. Для данного литотипа характерны текстуры каркасные, неяснослоистые, слоистые, желваковые и пятнистые. В большинстве случаев слоистость образуется за счет послойной ориентировки многочисленных каверн, реже – за счет чередования более плотных и более кавернозных слойков, что в свою очередь обусловлено особенностями строения доломитизированного каркаса.

Текстурные характеристики доломитов разнокристаллических, в целом, такие же, как и доломитов разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой, но в данном литотипе встречены прослой пород с массивной текстурой. Текстурные характеристики этой группы доломитов во многом определяют распределение в объеме резервуара различных генетических типов пустотного пространства (рисунок 4.1 – 4.2).

Межкристалловые пустоты размером 50 -150 мкм.



Ячеистая микропористость в участках, заполненных новообразованными кристаллами магнезиального кальцита и доломита. Размер микропор 10-15 мкм.

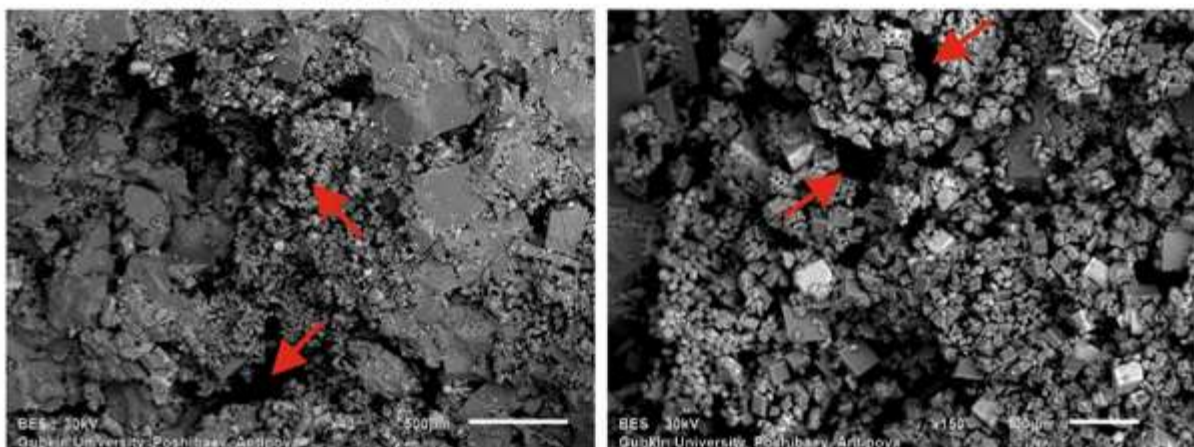
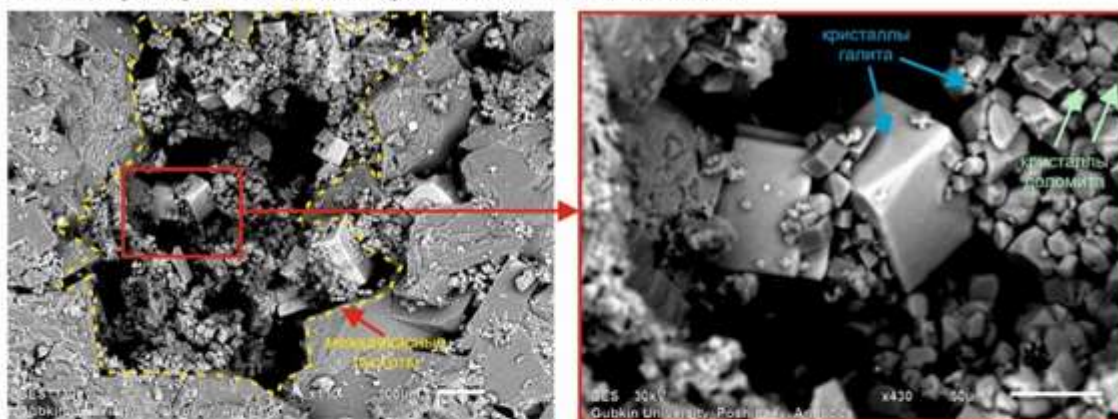


Рисунок 4.1 – Структура микропор.

Заполнение крупных межкаркасных пустот размером 500-750 мкм кристаллами галита размерами 50-75 мкм и кристаллами доломита 5-10 мкм.



Ячеистое распределение пустот выщелачивания. Размер ячеистых пустот 6-10 мкм.

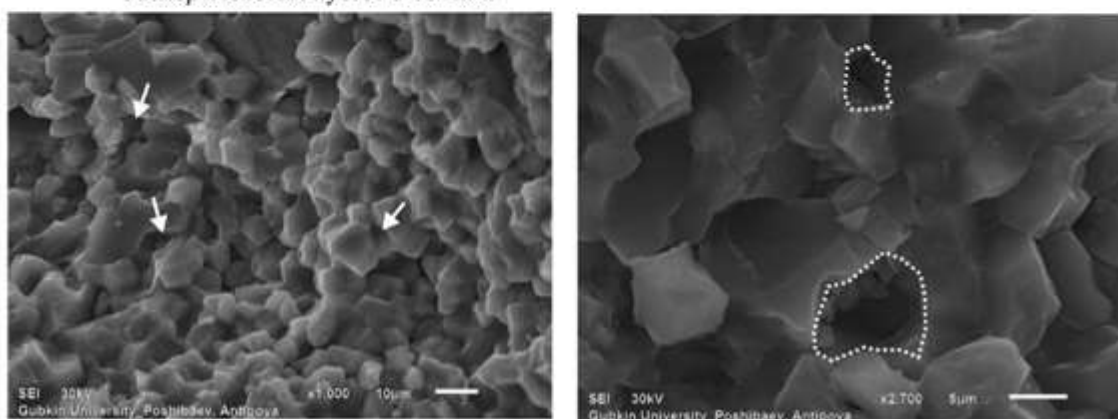


Рисунок 4.2 – Структура микропор.

В соответствии с современными представлениями о фильтрационно-емкостной системе карбонатных пород осинского горизонта могут быть выделены несколько её иерархических уровней, определяемых минеральным составом, структурой и текстурой пород. К первому иерархическому уровню условно могут быть отнесены пустоты, размером менее 0,1 мм. Эти пустоты выявляются с помощью растровой электронной микроскопии и микрофотографии. Их генезис определяется микроструктурой бактериальных образований, а также процессами перекристаллизации и доломитизации, связанными с замещением седиментационного кальцита доломитом.

Следующий иерархический уровень пустот составляют пустоты, размером от 0,1 до 1,5 мм. Изучение данной группы пустот производится с помощью шлифов, микрофотографии, а также оптической стереоскопии. Пустоты этого иерархического уровня имеют различную генетическую природу. Обширную группу составляют пустоты выщелачивания, которые развивались в основном по первичному межкаркаспному пространству, так как изначально оно обладало повышенной проницаемостью.

Количественные параметры морфометрических характеристик пустотного пространства были получены в результате имидж-анализа шлифов (для пустот размером от 0,1 мм до 1,5 мм). Для того, чтобы оценить количество пустот в большем объеме породы и учесть пустоты до 10 см был проведен имидж-анализ по изображениям, полученным с помощью стереоскопа. Пустоты размером менее 0,1 мм анализировались по изображениям, полученным на растровом электронном микроскопе.

Исследования проводились на образцах, представляющих собой торцевые части цилиндров, выпиленных для петрофизических исследований. Они приурочены к тем же участкам керна, из которых были отобраны образцы для детальных литологических исследований. Образцы пород в процессе петрофизических исследований были подвергнуты экстракции углеводородов по стандартной методике, и пропитаны окрашенной смолой под вакуумом. Из полученных препаратов были изготовлены прозрачные шлифы, которые исследовались в оптическом микроскопе. Полученные цифровые изображения анализировались с помощью программы AxioVision. Для каждого изображения проводился анализ типов пустотного пространства, и давалась его количественная оценка.

В изучаемых отложениях выделяются несколько типов пустотного пространства: межкристаллические пустоты, пустоты выщелачивания и остаточные пустоты. Образование межкристаллических пустот связано с процессами метасоматической доломитизации. Поры данного типа имеют изометричные, угловатые очертания. Расположение пор в породе обусловлено, главным образом, неравномерной доломитизацией исходной породы. Внутренняя поверхность пор ограничена гранями новообразованных идиоморфных кристаллов доломита, на поверхности которых отмечаются следы растворения.

Пустоты выщелачивания формируются по первичным внутрикаркасным и межкаркасным пустотам. Расположение пустот в породе обусловлено первичной структурой породы. В порах данного типа, в отличие от межкристаллических пустот, встречаются скелетные формы граней кристаллов доломита, свидетельствующие об их росте в минералообразующих растворах малой концентрации.

Остаточные пустоты являются результатом многостадийного проявления катагенетических преобразований (выщелачивание и аутигенное минералообразование) в породах обладавших высокой первичной пористостью. Форма пустот часто неправильная, заливообразная, внутренняя поверхность пор часто ограничена гранями новообразованных кристаллов доломита, кальцита, ангидрита и галита, на поверхности которых отмечаются следы растворения.

Характеристика структуры пустотного пространства доломитов разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой.

В целом, в пустотном пространстве данного литотипа выделяются несколько генетических типов пустот: пустоты выщелачивания, остаточные межкристалловые пустоты и межкристалловые пустоты доломитизации.

Пустоты выщелачивания.

В результате исследования пустот выщелачивания *методами РЭМ*, установлено, что для образца ДРЦС-1 количество пустот выщелачивания от исследуемой площади скола образца составляет 7,23% (рисунок 4.3).

Размер пустот выщелачивания колеблется в диапазоне 0,001-0,078 мм.

В образце количественно преобладают (81,11%) пустоты площадью $0-10^{-5}$ мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (76,28%) приходится на поровое пространство площадью $10^{-4}-10^{-2}$ мм². На гистограмме количества пор различного размера основная часть (90,56%) характеризуется размером 0-0,01 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток до 0,01 мм – 53,03%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 75% от общего распределения. Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (79,44%) приходится на значения формфактора 0,2-0,8. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

По оценкам пустот выщелачивания в шлифах, их количество для данного образца составляет 17,93% (рисунок 4.4). Пустоты размером 0,020-2,702 мм.

В образце количественно преобладают (68,35%) пустоты площадью $10^{-4}-10^{-3}$ мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (59,76%) приходится на поровое пространство площадью $10^{-2}-1$ мм². На гистограмме количества пор различного размера основная часть (76,62%) характеризуется размером 0,025-0,1 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,025-0,25 мм – 71,05%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 81,98% от общего распределения. Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (83,94%) приходится на значения формфактора 0,1-0,6. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

По оценкам пустот выщелачивания по снимкам, сделанным с помощью стереоскопа, их количество для данного образца составляет 4,17% (рисунок 4.5).

Пустоты имеют размеры 0,010–0,507 мм.

В образце количественно преобладают (91,96%) пустоты площадью 10^{-5} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (93,25%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-4} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (89,12%) характеризуется размером, не превышающим 0,05 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,01-0,25 мм – 88,98%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 90,12% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (31,34%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

Межкристалловые пустоты

В результате исследования межкристалловых пустот *методами оптической микроскопии*, установлено, что для образца ДРЦС-2 м количество пустот выщелачивания от исследуемой площади скола образца составляет 1,69% (рисунок 4.6).

Межкристалловые пустоты имеют размеры 0,035-1,257 мм.

В образце количественно преобладают (87,37%) пустоты площадью 10^{-3} - 10^{-1} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (67,65%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-2} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (50,66%) характеризуется размером 0,1-0,25 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,1-0,5 мм – 66,30%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,5-0,8, что составляет 76,36% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (22,47%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

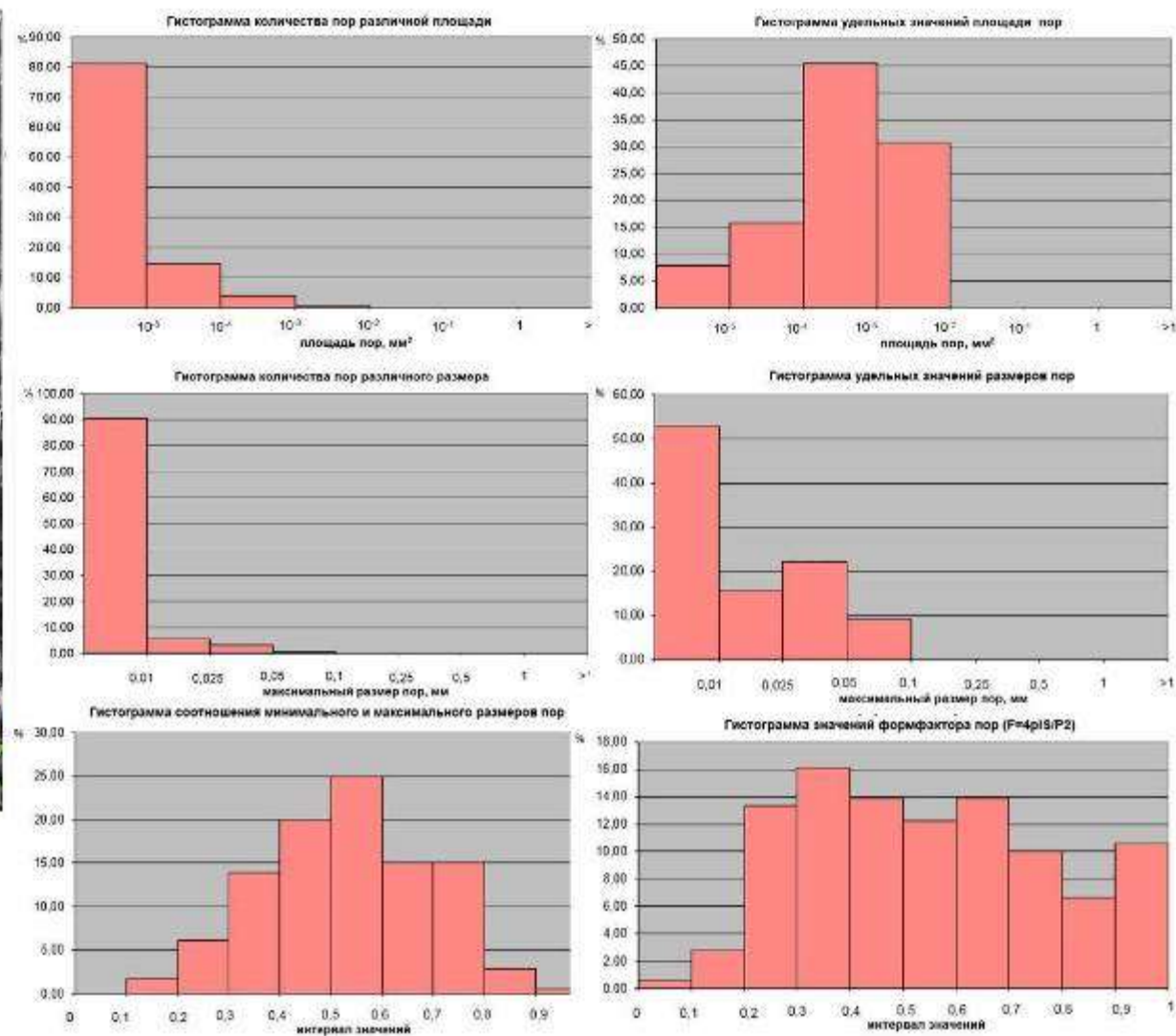
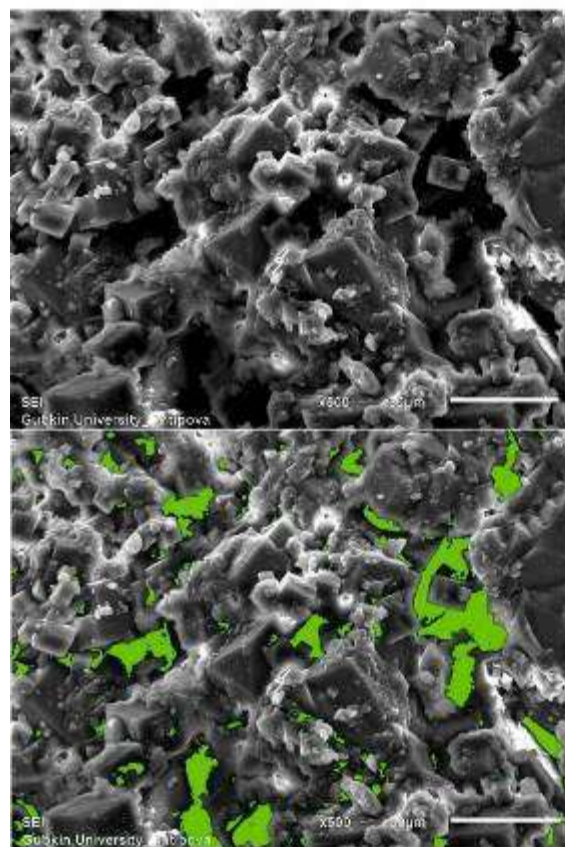


Рисунок 4.3 – Результаты изучения пустот выщелачивания методами РЭМ. Долomit разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой, образец ДРЦС-1.

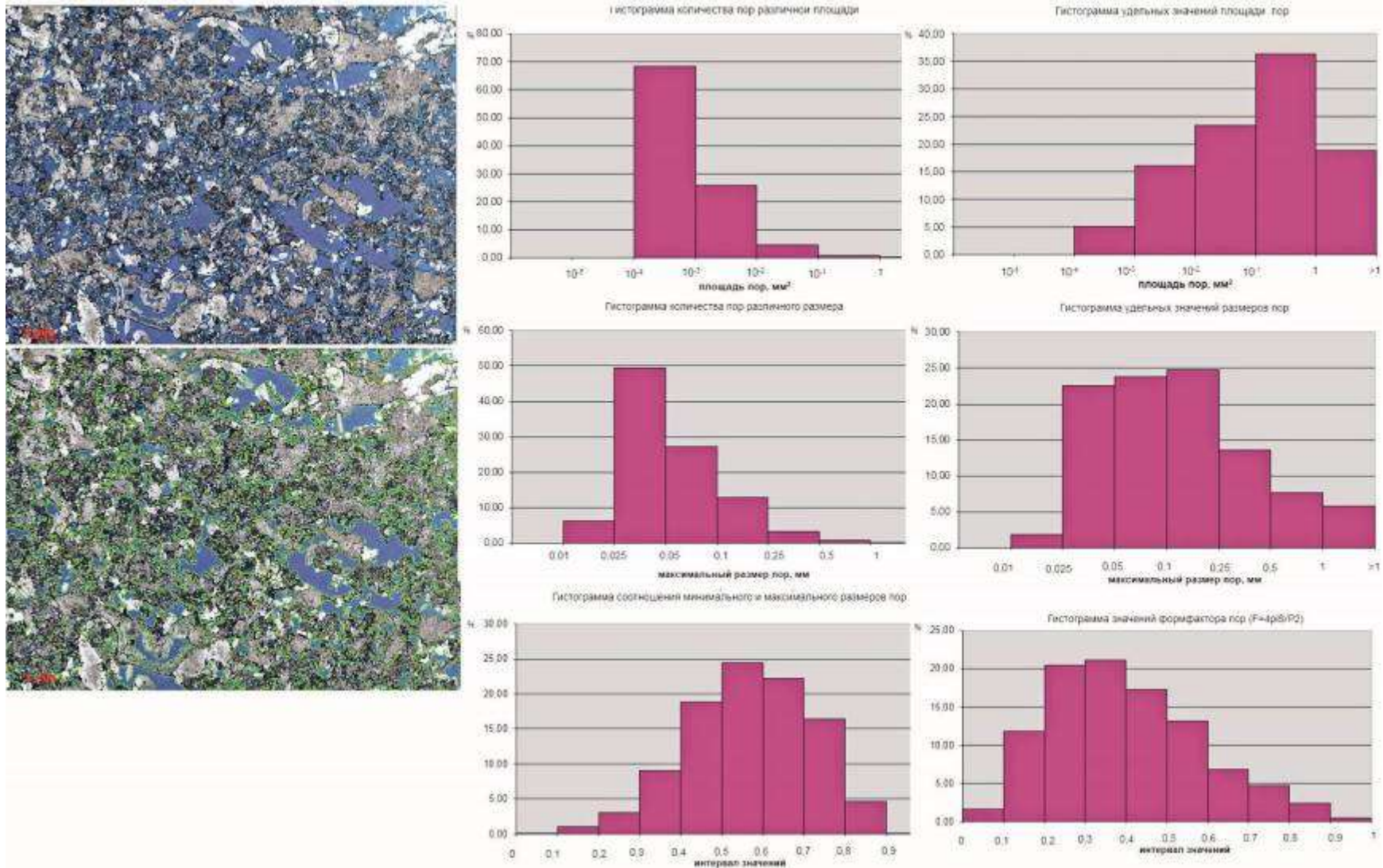


Рисунок 4.4 - Результаты изучения пустот выщелачивания методами оптической микроскопии. Доломит разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой, образец ДРЦС-1.

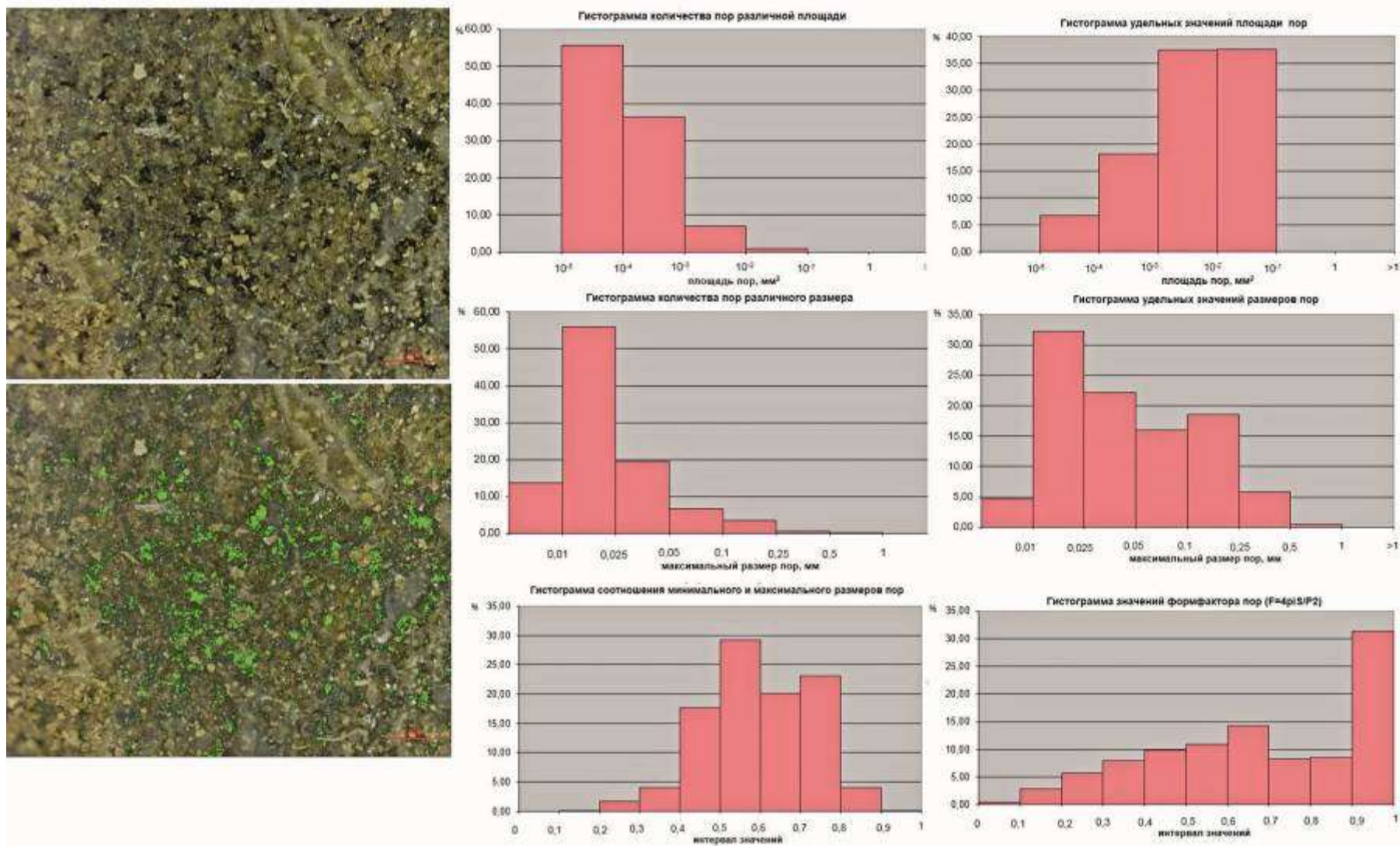


Рисунок 4.5 - Результаты изучения пустот выщелачивания методами оптической стереоскопии. Доломит разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой, образец ДРЦС-1.

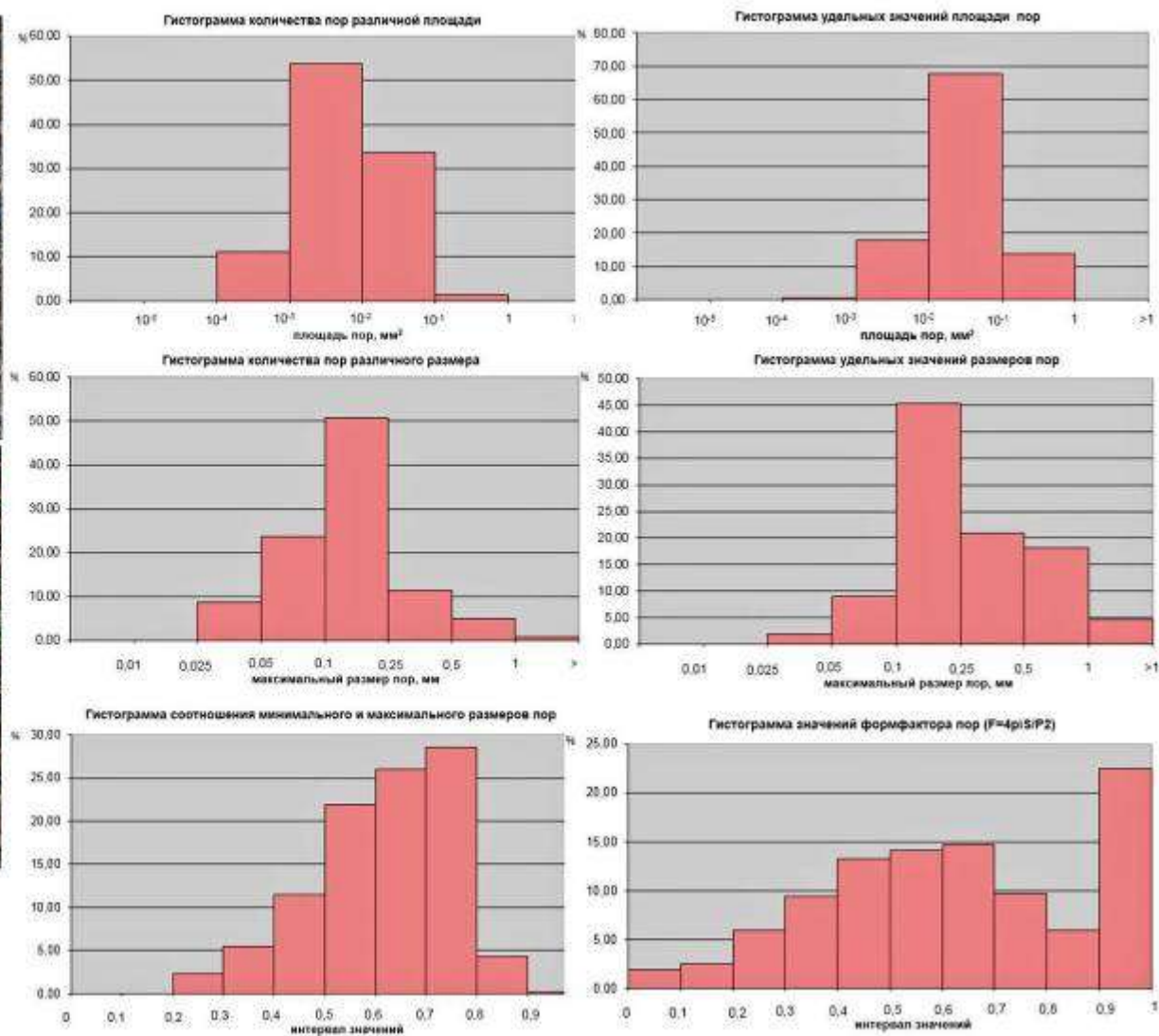
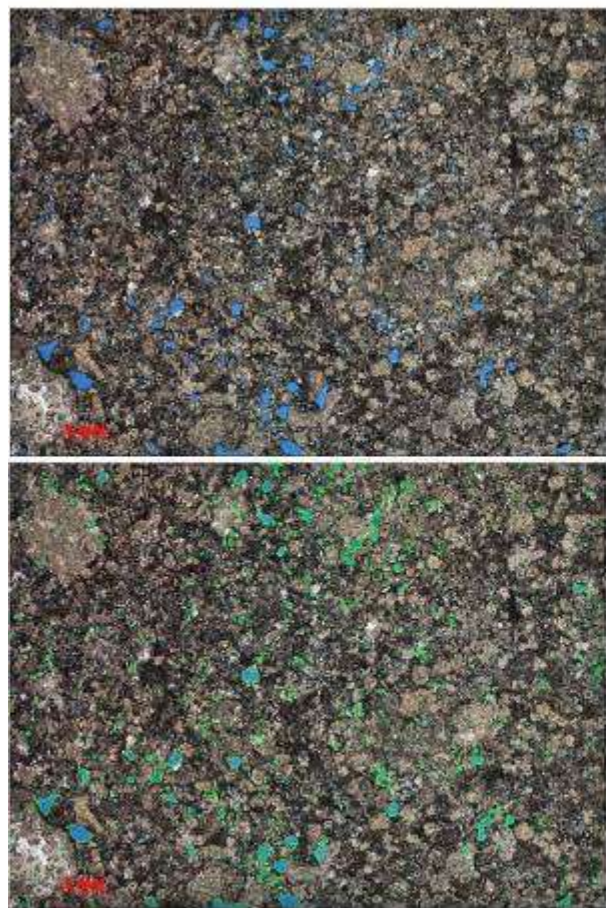


Рисунок 4.6 - Результаты изучения межкристалловых пустот методами оптической микроскопии. Доломит разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой, образец ДРЦС-2.

При оценке межкристалловых пустот *по снимкам, сделанным с помощью стереоскопа*, их количество для данного образца составляет 5,51% (рисунок 4.7).

Пустоты имеют размеры 0,019-1,391 мм.

В образце количественно преобладают (89,49%) пустоты площадью 10^{-4} - 10^{-2} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (81,66%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-2} -1 мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (80,19%) характеризуется размером 0,025-0,25 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,025-1 мм – 89,35%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,5 -0,8, что составляет 77,20% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (32,28%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

Характеристика структуры пустотного пространства доломитов разнокристаллических.

Пустоты выщелачивания

По оценкам пустот выщелачивания в шлифах, их количество для образца ДРК-1 составляет 13,27% (рисунок 4.8).

Пустоты выщелачивания имеют размеры 0,020-2,814 мм.

В образце количественно преобладают (68,28%) пустоты площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (69,89%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (77,89%) характеризуется размером 0,025-0,1 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,025-0,25 мм – 80,14%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 82,05% от общего распределения.

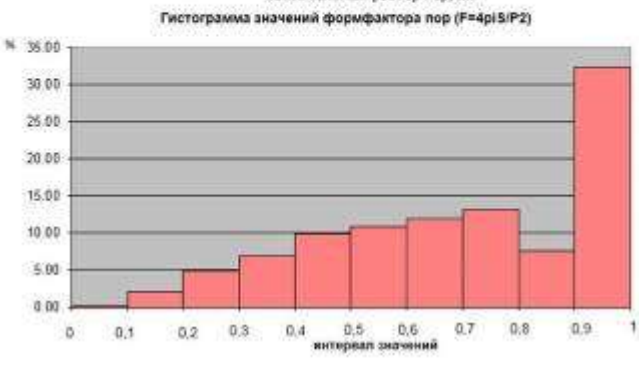
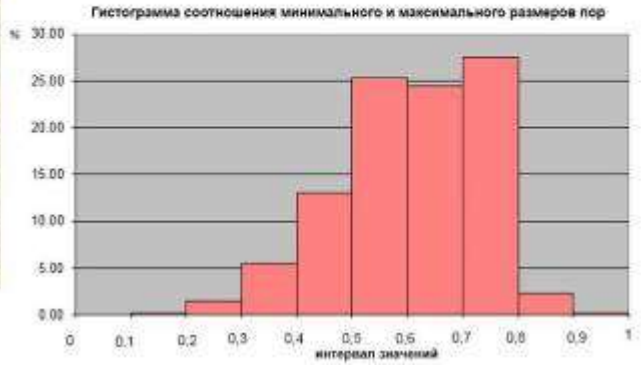
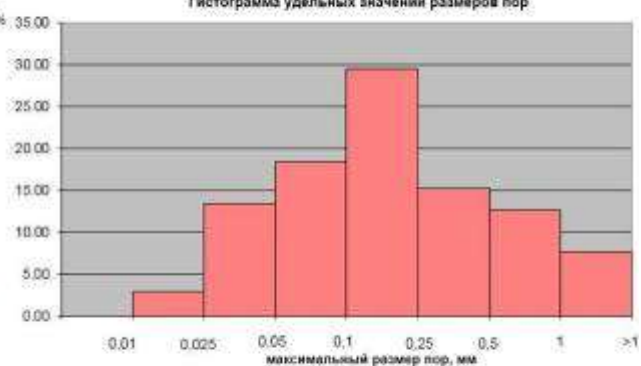
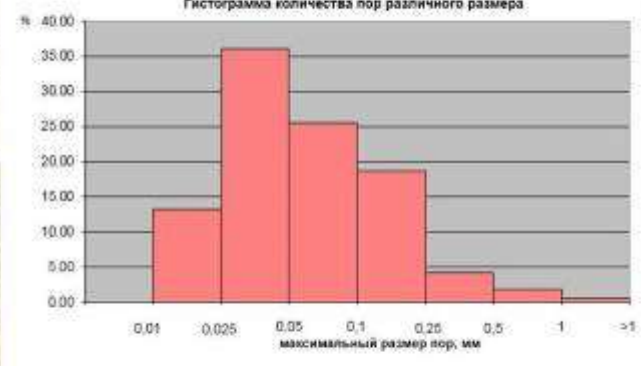
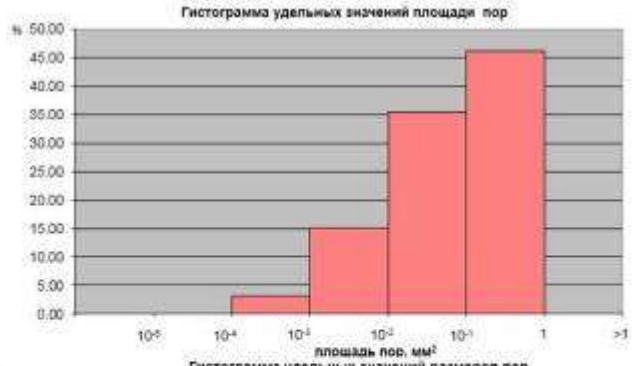
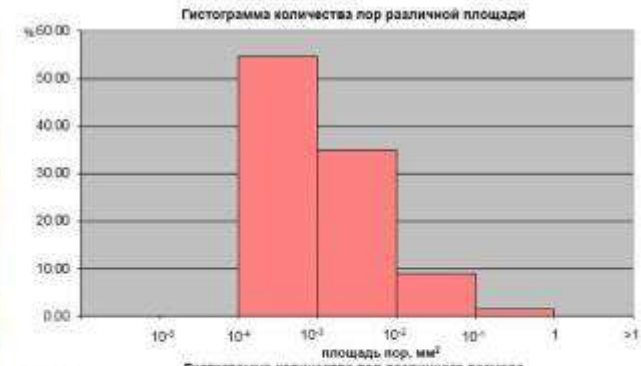
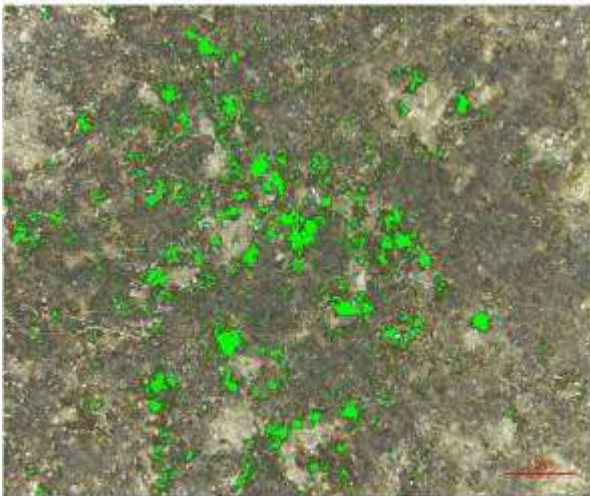


Рисунок 4.7 - Результаты изучения межкристалловых пустот методами оптической стереоскопии. Долomit разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой, образец ДРЦС-2.

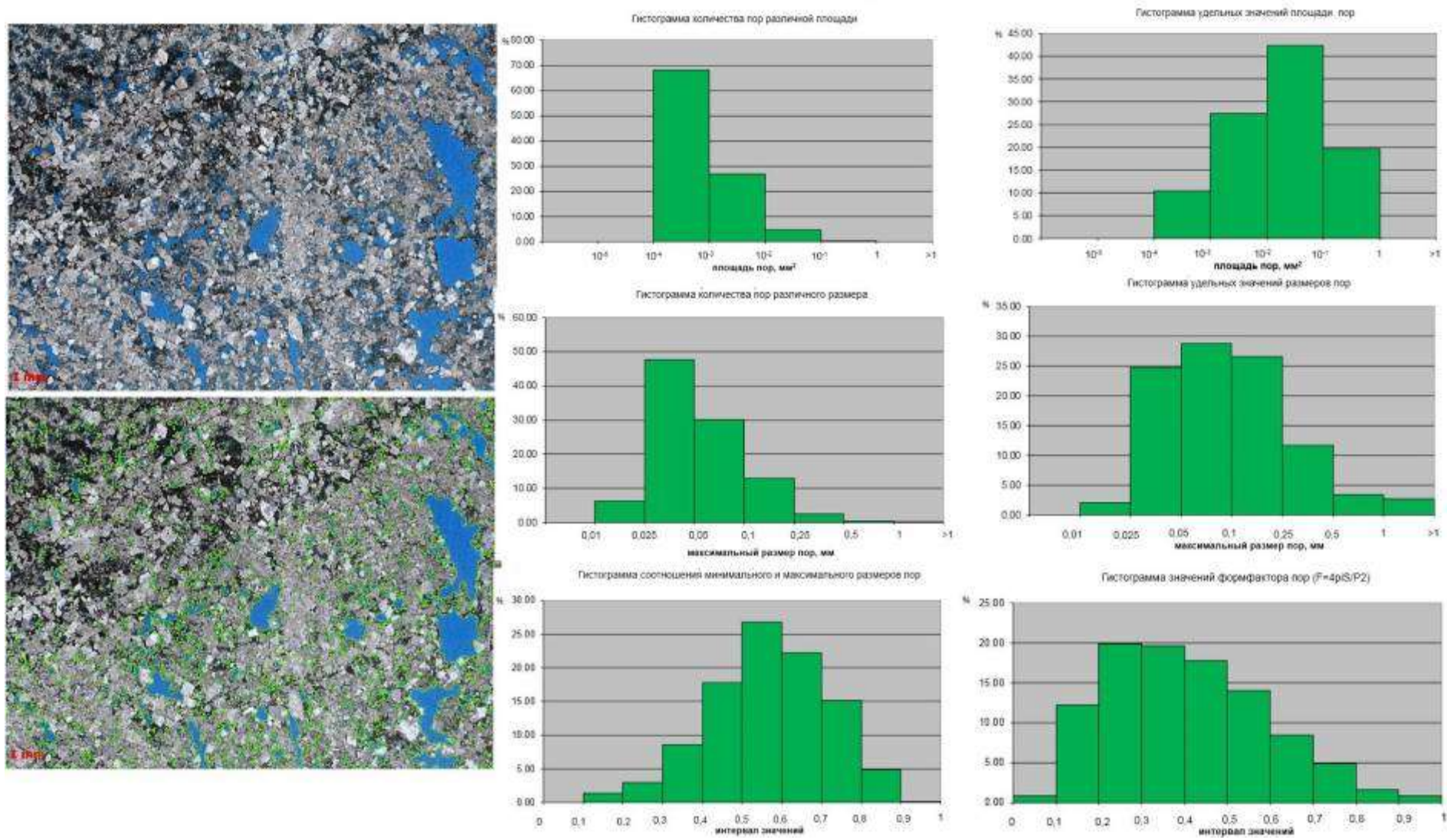


Рисунок 4.8 - Результаты изучения пустот выщелачивания методами оптической микроскопии. Доломит разнокристаллический, образец ДРК-1.

При *оценке пустот выщелачивания по снимкам, сделанным с помощью стереоскопа*, их количество для образца, отобранного с гл. 2501,44 м составляет 0,52% (рисунок 4.9).

Пустоты имеют размеры 0,056-0,726 мм.

В образце количественно преобладают (85,97%) пустоты площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (94,94%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (91,62%) характеризуется размером 0,05-0,25 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,05-0,5 мм – 95,75%. Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 89,90% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (28,31%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

Межкристаллические пустоты

По *оценкам межкристаллических пустот по снимкам, сделанным с помощью растрового электронного микроскопа* для образца ДРК-2 их количество составляет 2,23% (рисунок 4.10). Пустоты имеют размеры 0,005-0,197 мм.

В образце количественно преобладают (77,82%) пустоты площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (73,50%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-4} - 10^{-2} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (82,46%) характеризуется размером 0-0,025 мм. Удельные длины пор в образце не превышают 0,05 мм – 74,32%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,7, что составляет 69,76% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (69,35%) приходится на значения формфактора 0,2-0,7. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

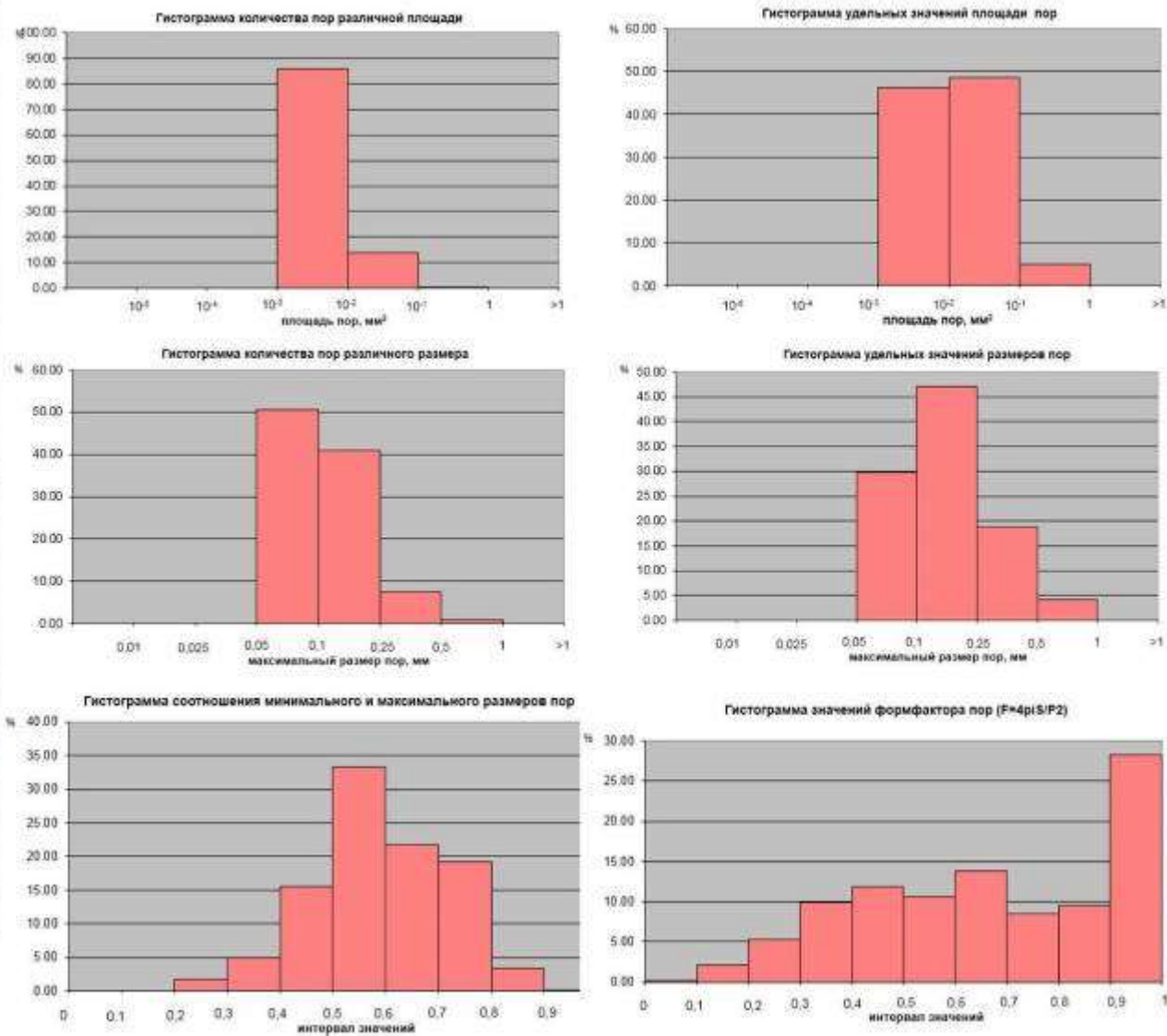
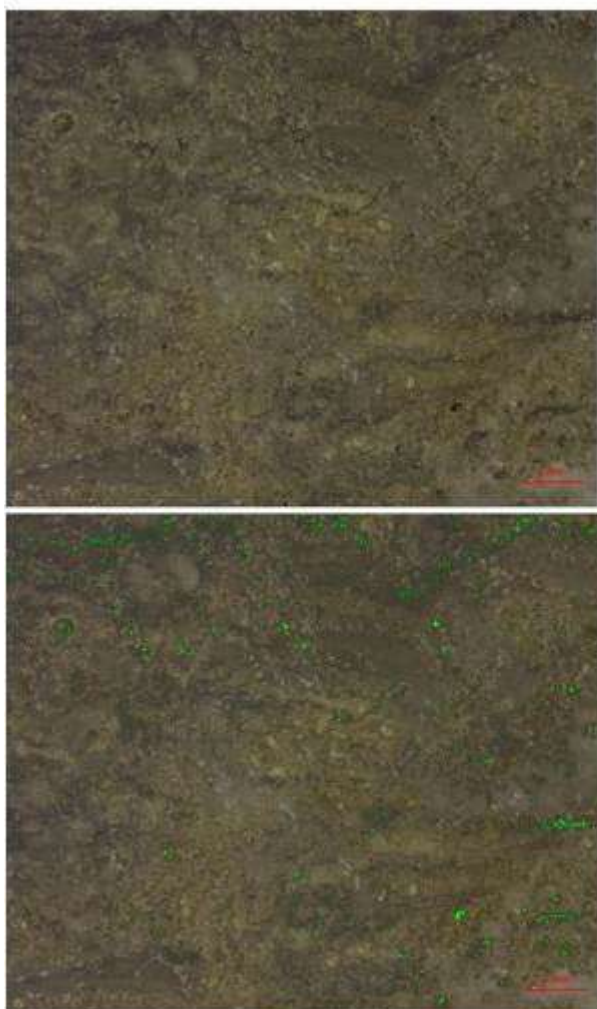


Рисунок 4.9 - Результаты изучения пустот выщелачивания методами оптической стереоскопии. Доломит разнокристаллический, образец ДРК-1.

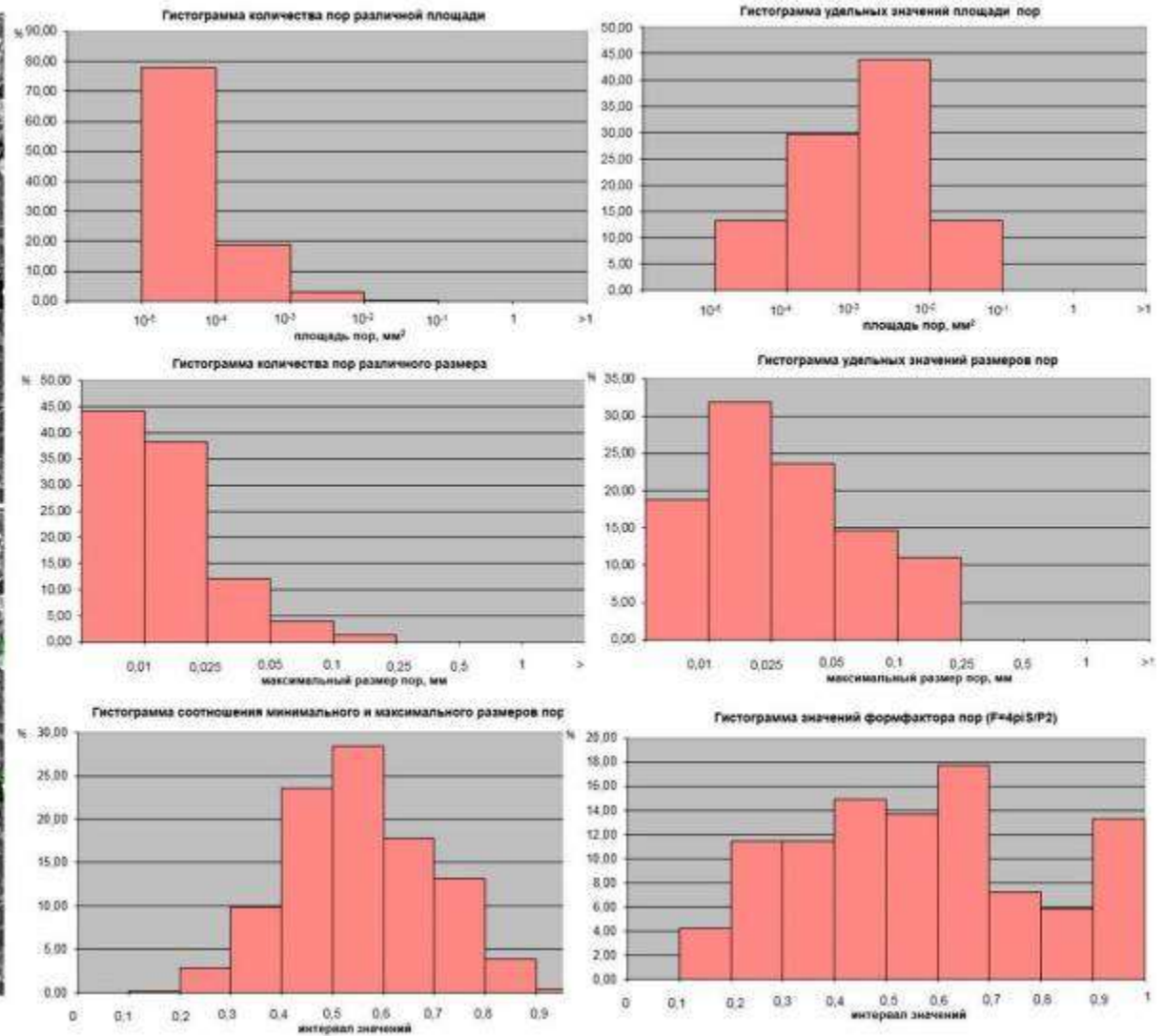
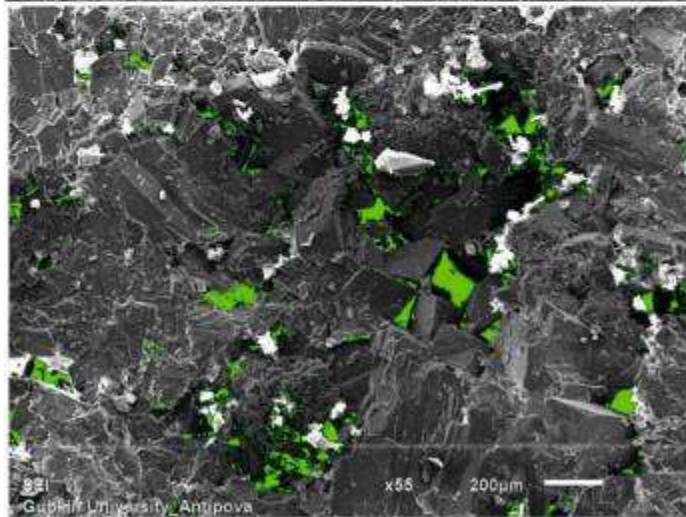
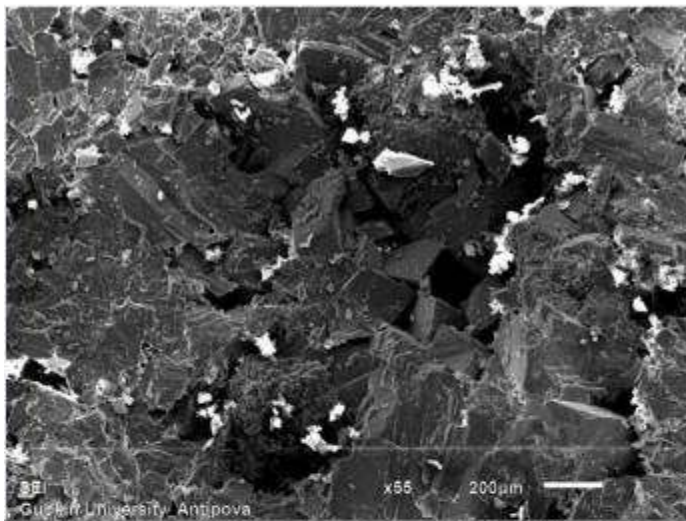


Рисунок 4.10 - Результаты изучения межкристалловых пустот методами РЭМ. Доломит разнокристаллический, образец ДРК-2.

Остаточные пустоты.

При *оценке количества остаточных пустот в илифах*, для образца, отобранного с гл. 2494,18 м их количество составляет 15,02% (рисунок 4.11).

Остаточные пустоты имеют размеры 0,005-0,336 мм. В образце количественно преобладают (91,99%) пустоты площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (62,17%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-5} - 10^{-3} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (68,67%) характеризуется размером до 0,01 мм. Удельные длины пор в образце не превышают 0,025 мм – 76,76%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,7-0,8, что составляет 57,65% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (73,35%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

При *оценке остаточных пустот по снимкам, сделанным с помощью стереоскопа*, их количество для данного образца составляет 1,59% (рисунок 4.12).

Пустоты имеют размеры 0,035-1,620 мм.

В образце количественно преобладают (91,09%) пустоты площадью 10^{-4} - 10^{-2} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (68,76%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (84,61%) характеризуется размером 0,025-0,1 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,025-0,25 мм – 86,55%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 87,77% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (35,79%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

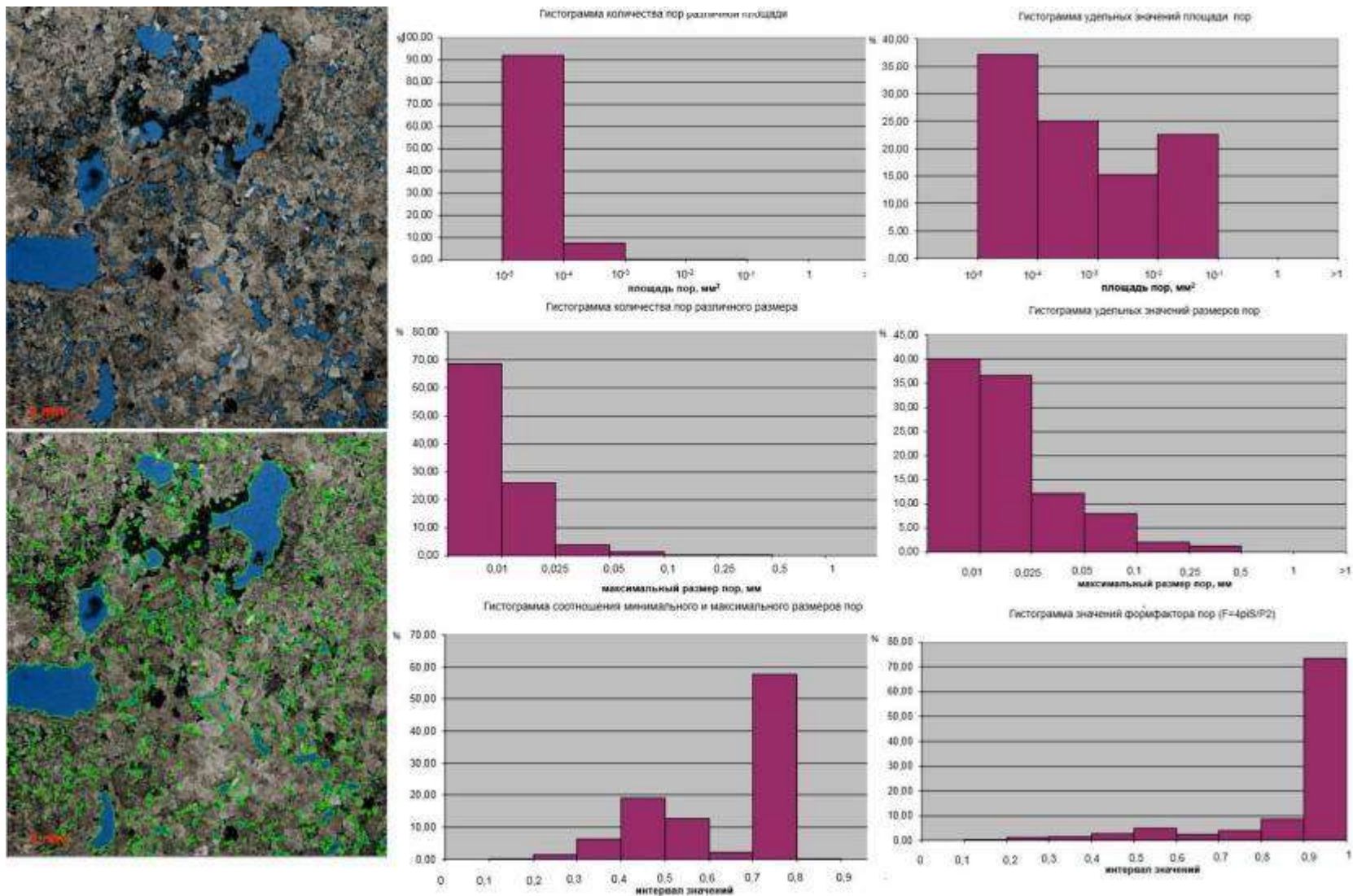


Рисунок 4.11 - Результаты изучения остаточных пустот методами оптической микроскопии. Доломит разнокристаллический, образец ДРК-2.

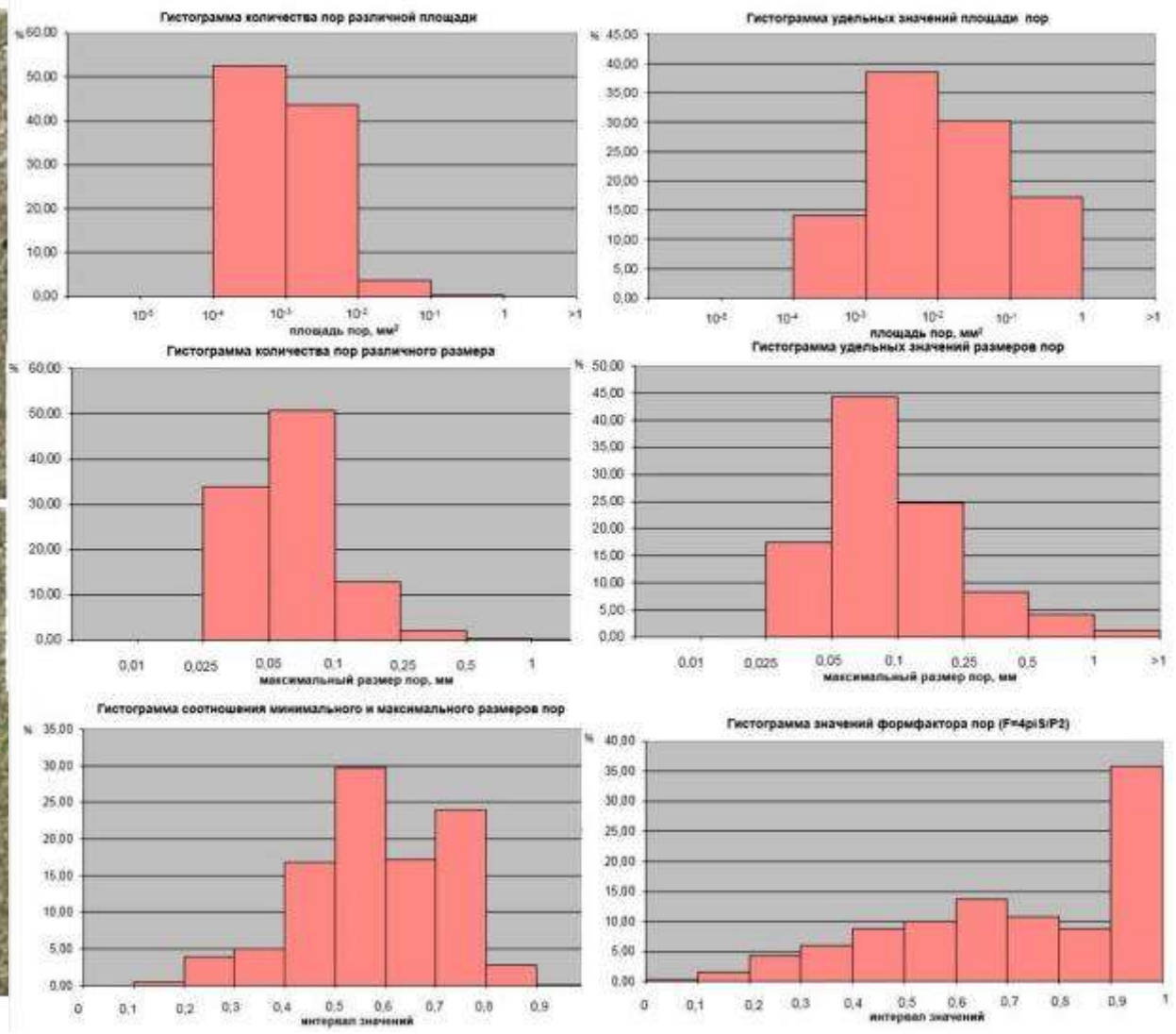
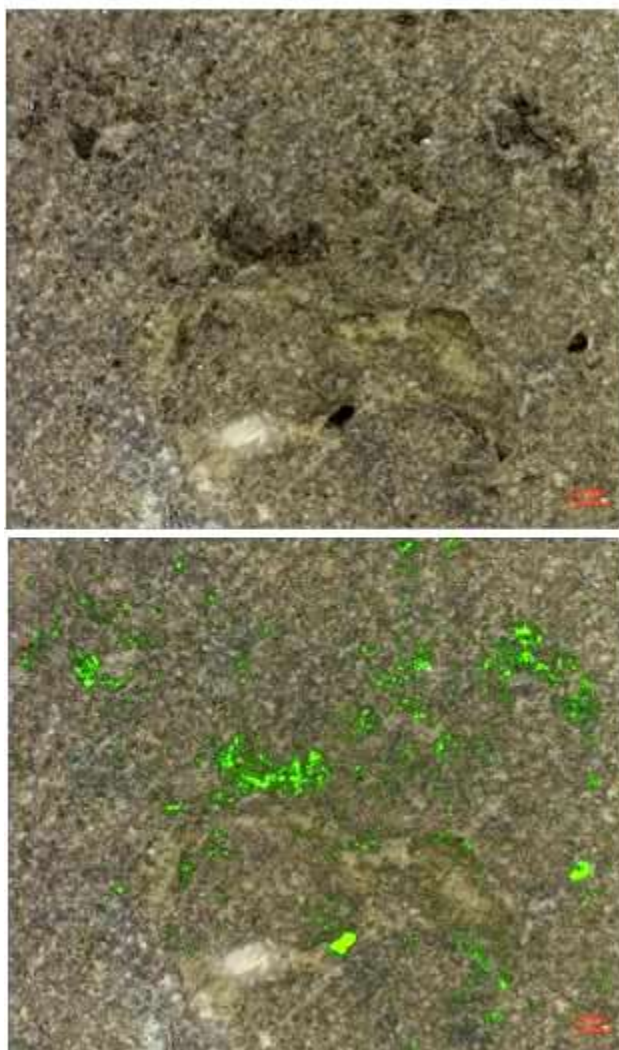


Рисунок 4.12 - Результаты изучения остаточных пустот методами оптической стереоскопии. Доломит разнокристаллический, образец ДРК-2.

Характеристика структуры пустотного пространства известняков биогермных ренальцисово-эпифитоновых.

Остаточные пустоты

При *оценке остаточных пустот по снимкам, сделанным с помощью растрового электронного микроскопа*, их количество для образца ИРЭП-1 составляет 3,55% (рисунок 4.13). Пустоты имеют размеры 0,004-0,311 мм.

В образце количественно преобладают (58,70%) пустоты площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (56,83%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (76,09%) характеризуется размером, не превышающим 0,025 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,01-0,5 мм – 90,27%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,9, что составляет 86,23% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (48,55%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

При *оценке остаточных пустот в иллицах*, их количество для данного образца составляет 5,60% (рисунок 4.14).

Остаточные пустоты имеют размеры 0,005-0,076 мм.

В образце количественно преобладают (96,81%) пустоты площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (77,24%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (77,53%) характеризуется размером, не превышающим 0,01 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0-0,025 мм – 91,96%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлинённым очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,7-0,8, что составляет 57,76% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (74,63%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

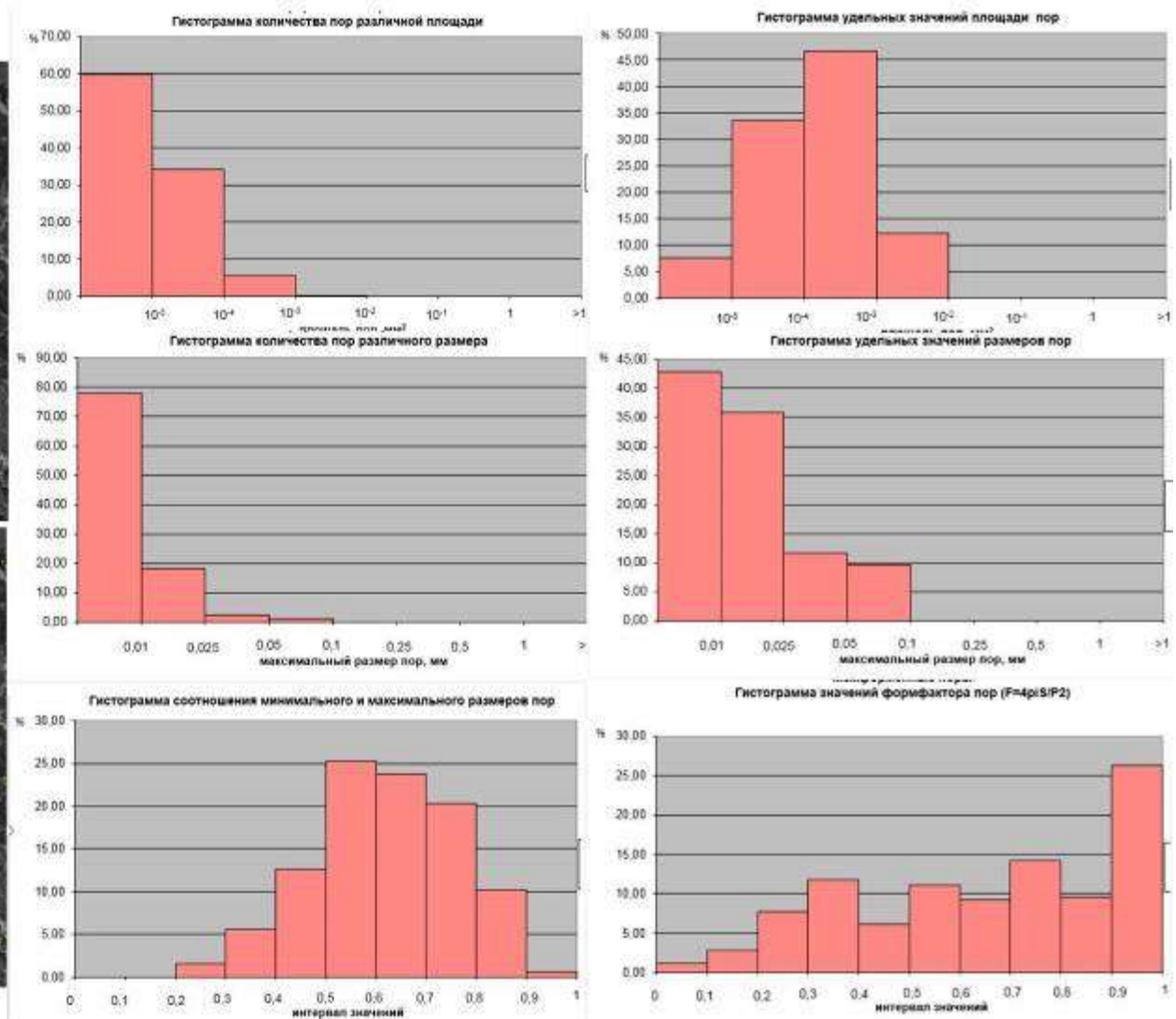
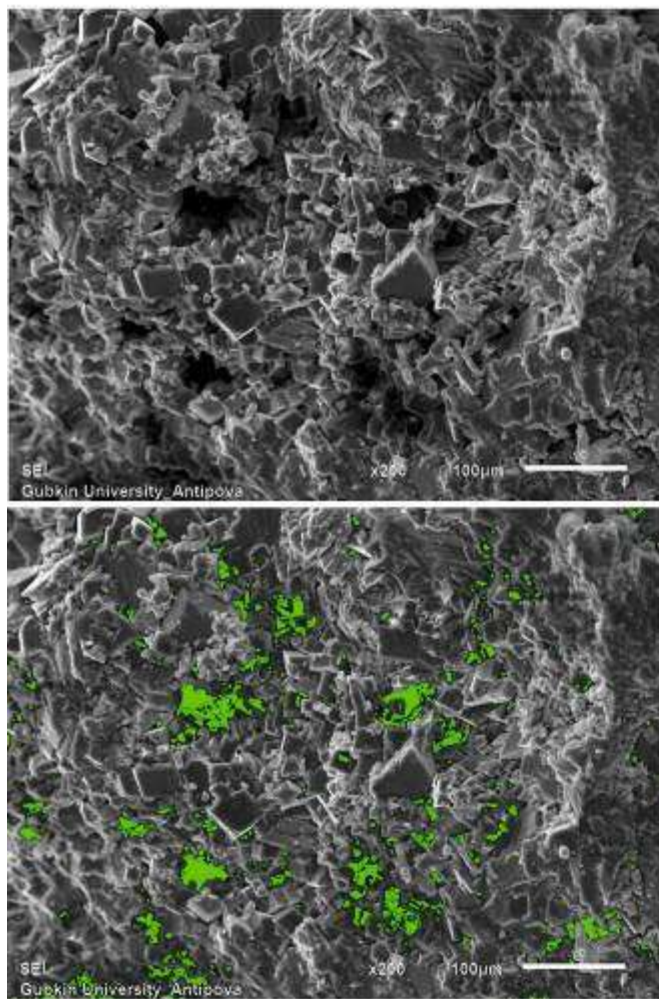


Рисунок 4.13 - Результаты изучения остаточных пустот методами РЭМ. Известняк биогермный ренальцисово-эпифитоновый, образец ИРЭП-1.

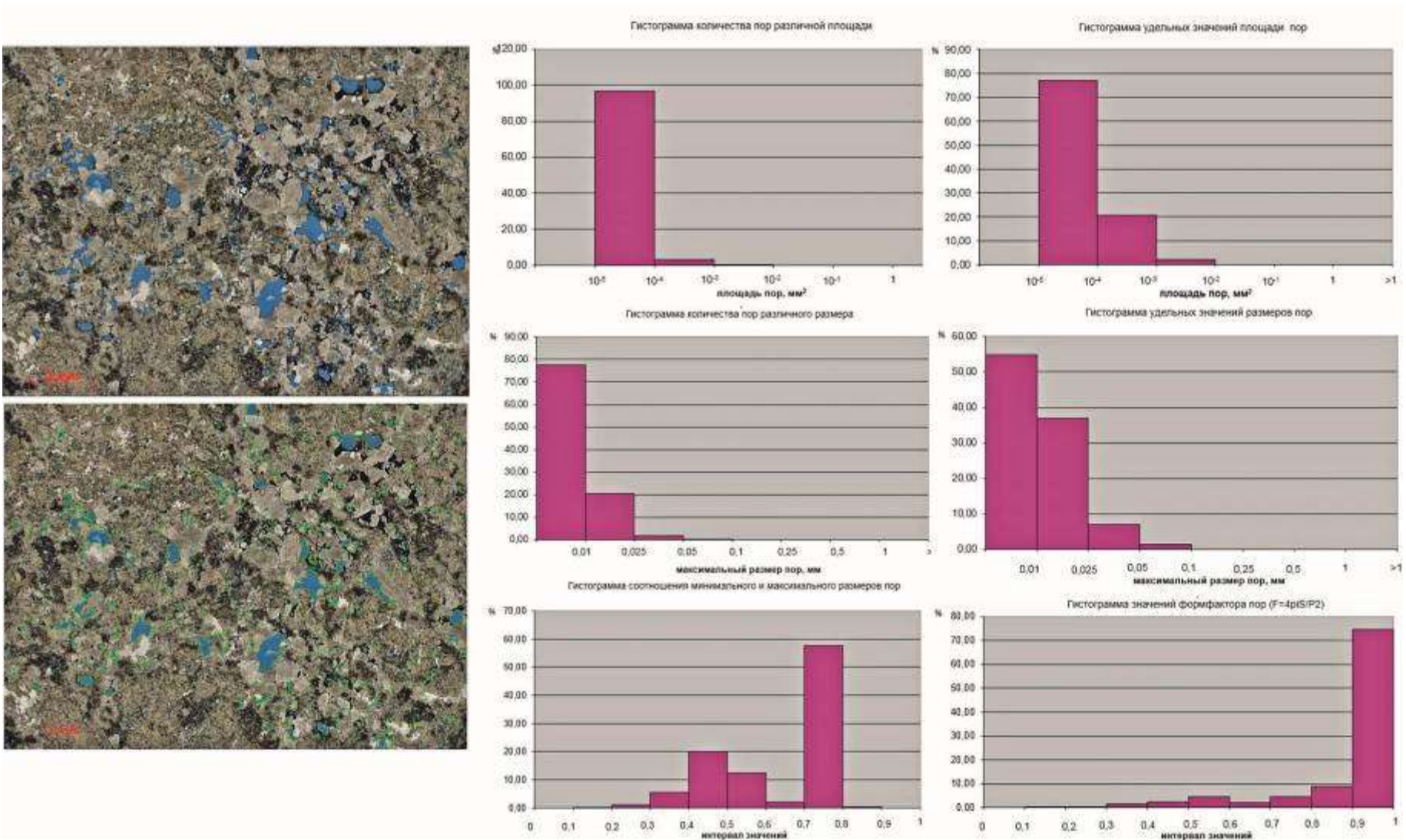


Рисунок 4.14 - Результаты изучения остаточных пустот методами оптической микроскопии. Известняк биогермный ренальцисово-эпифитоновый, образец ИРЭП-1.

По *оценкам остаточных пустот по снимкам, сделанным с помощью стереоскопа*, их количество для данного образца составляет 3,96% (рисунок 4.15).

Пустоты имеют размеры 0,019–3,378 мм.

В образце количественно преобладают (74,97%) пустоты площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (88,95%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} -1 мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (88,14%) характеризуется размером 0,01-0,1 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,025-0,25 мм – 75,39%.

Пустоты имеют в среднем близкие к удлиненным очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,8, что составляет 87,94% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (55,29%) приходится на значения формфактора 0,6-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

Характеристика структуры пустотного пространства методами рентгеновской томографии.

Изучение образцов с помощью метода компьютерной рентгеновской томографии производилось И.И. Хасановым с помощью томографа DeskTom 130. Для выполнения реконструкции данных, полученных в ходе работы, использовалось программное обеспечение Xact, компании RX Solution. Целью исследования было установление различия в распределении, морфологии и структуре пустотного пространства основных пород-коллекторов осинского горизонта.

Были изучены следующие литотипы: доломиты разнокристаллические и доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой (рисунок 4.16).

Анализ реконструированных сечений в доломите разнокристаллическом показал, что на срезах по градациям серого четко выделяются 3 фазы. Первая – наименее плотная - соответствует воздуху, насыщающему пустотное пространство, и выглядит на таких сечениях наиболее темными участками. Средняя часть - в градациях серого - соответствует минеральной фазе и характеризует заслонённые участки, самая яркая часть – более плотной карбонатной минеральной фазе. Объёмное построение этого же образца представлено на рисунке 4.17.

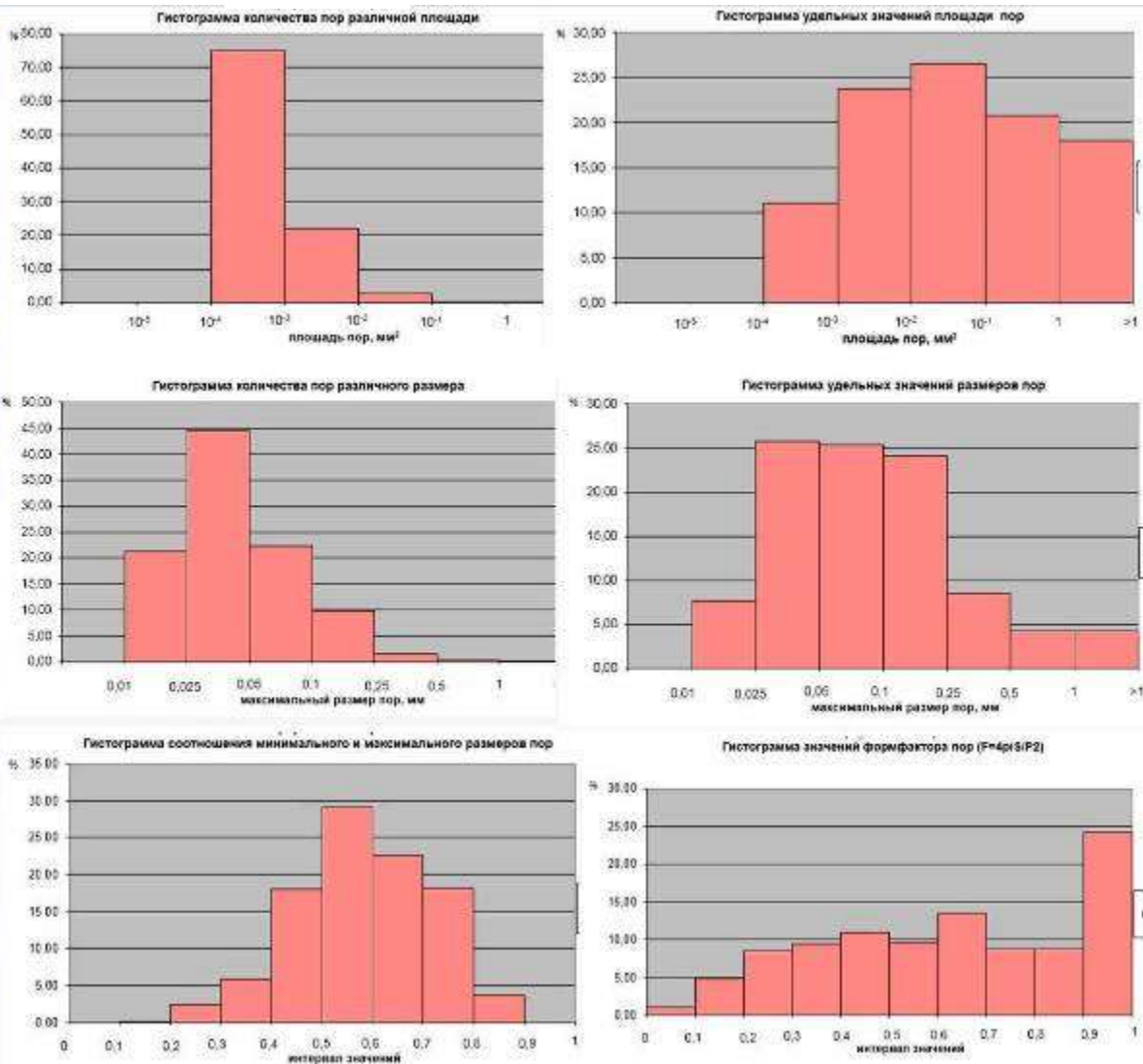
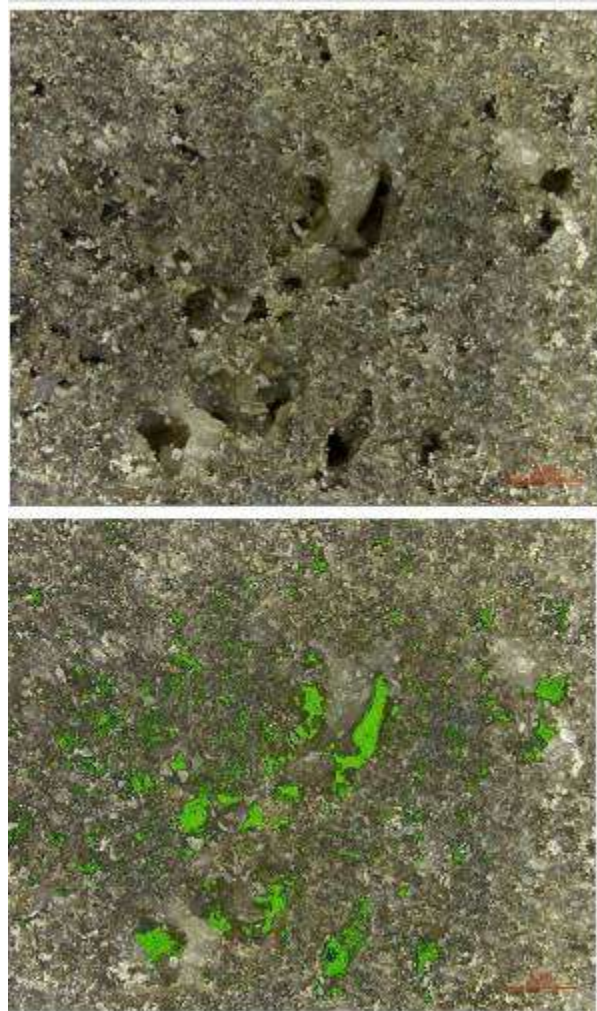


Рисунок 4.15 - Результаты изучения остаточных межкристалловых пустот методами оптической стереоскопии. Известняк биогермный ренальцисово-эпифитоновый, образец ИРЭП-1.

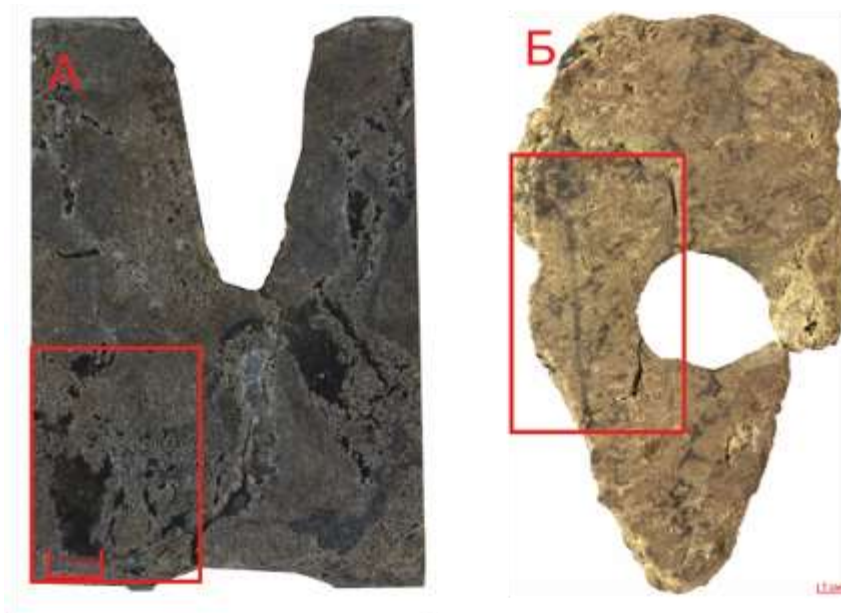


Рисунок 4.16 – Образцы: А - доломит разнокристаллический; Б - доломит разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой. Красным показана область томографии.

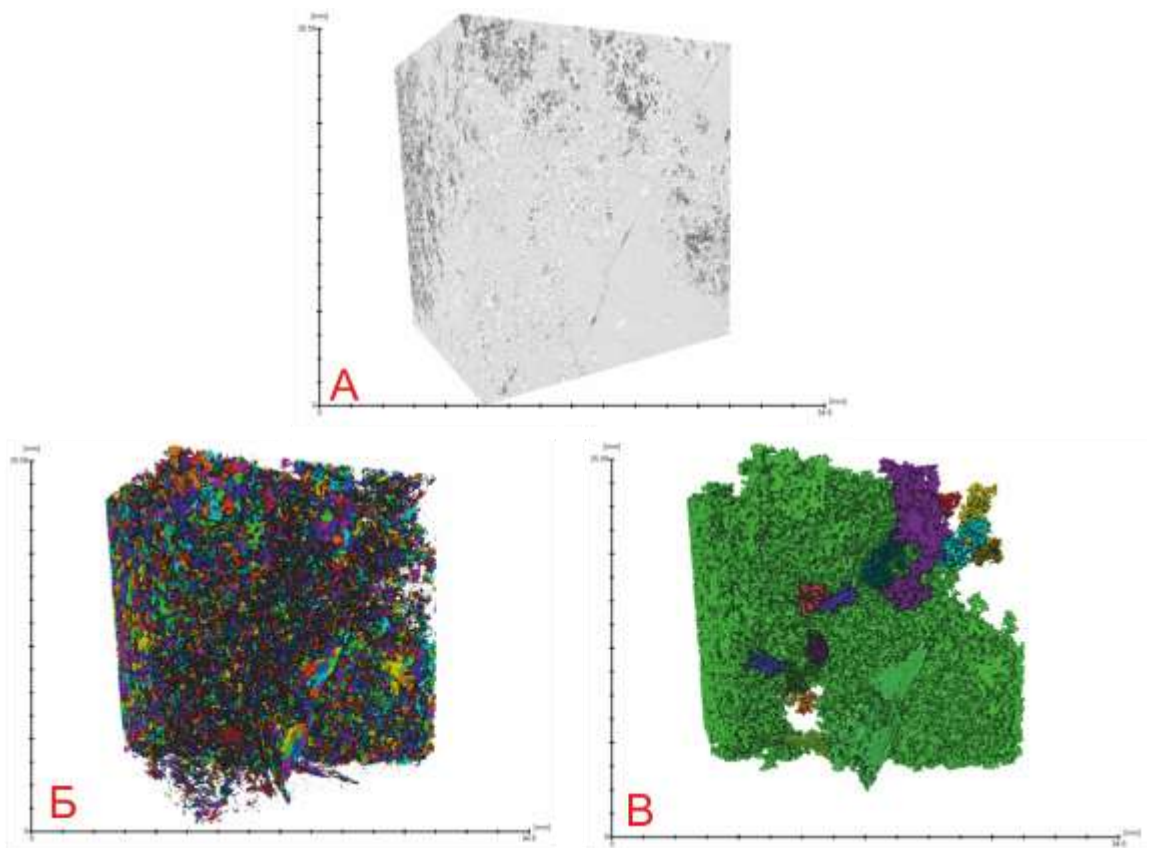


Рисунок 4.17 – А - объемная реконструкция доломита разнокристаллического, наиболее темные участки соответствуют наименее плотным зонам (воздуху), а наиболее светлые – наиболее плотным (карбонатной минеральной фазе); Б - объемная реконструкция пустотного пространства, каждая пора выделена отдельным цветом; В - наиболее крупные сообщающиеся системы пор.

Такие сечения имеют хороший контраст между минеральной фазой и воздухом, что позволяет достаточно достоверно выделить пустотное пространство образца. Объёмная реконструкция пустотного пространства разнокристаллического доломита (образец 1) представлена на рисунке 4.17.

Пустотное пространство образца 1 м представляет собой неравномерно распределенные в образце поры различного размера.

Поры сообщаются между собой и подразделяются на несколько крупных сообщающихся систем, поры преимущественно имеют сложную неправильную форму. Объёмы пор представлены в диапазоне от $8,21 \cdot 10^{-6} \text{мм}^3$ до $0,82 \text{мм}^3$.

На полученной модели распределения пустотного пространства были подсчитаны объёмные параметры отдельных пор. На модели было выделено 65094 объекта. Средний объём пор – $0,0151 \text{мм}^3$. Максимальная пора имеет объём $0,814 \text{мм}^3$.

Образец 2 представлен доломитом разнокристаллическим с реликтовой цианобактериальной структурой. Анализ реконструированных сечений показал, что на срезах, по градациям серого, четко выделяются 3 фазы. Первая – наименее плотная соответствует воздуху, насыщающему пустотное пространство, и выглядит на таких сечениях наиболее темными участками.

Средняя, в градациях серого, часть соответствует минеральной фазе и, по-видимому, характеризует заслонённые участки, и самая яркая часть – более плотной карбонатной минеральной фазе. Объёмное построение этого же образца представлено на рисунке 4.18. Такие сечения имеют хороший контраст между минеральной фазой и воздухом, что позволяет достаточно достоверно выделить пустотное пространство образца. Объёмная реконструкция пустотного пространства образца 2 представлена на рисунке 4.18.

Пустотное пространство образца 2 представляет собой относительно равномерно распределенные в образце поры различного размера. Поры сообщаются между собой и организуют одну единую большую сообщающуюся систему, проходящую через весь образец и много существенно меньших несвязанных между собой систем, имеющих второстепенный характер, поры преимущественно имеют сложную неправильную, но достаточно изометричную форму. Выделяются отдельные трещины, которые секут весь образец. Объёмы пор представлены в диапазоне от $1,64 \cdot 10^{-5} \text{мм}^3$ до $2,144 \text{мм}^3$. На полученной модели распределения пустотного пространства были подсчитаны объёмные параметры отдельных пор. На модели было выделено 403450 объектов. Средний объём пор – $0,0032 \text{мм}^3$. Максимальная пора имеет объём $1,94 \text{мм}^3$.

В результате исследований двух образцов керна были выявлены различия в текстуре распределения пустотного пространства образцов (рисунок 4.19). В доломите

разнокристаллическом выделяется одна крупная сообщающаяся система пор, остальные более мелкие системы имеют подчиненный характер. Распределение такого пустотного пространства в образце относительно равномерное. В доломите разнокристаллическом с реликтовой цианобактериальной структурой в отличие от доломита разнокристаллического наблюдаются зона, для которой характерно наличие отдельных нескольких более мелких сообщающихся систем пор, а также отмечается неравномерность поровой системы по размерам и объёму.

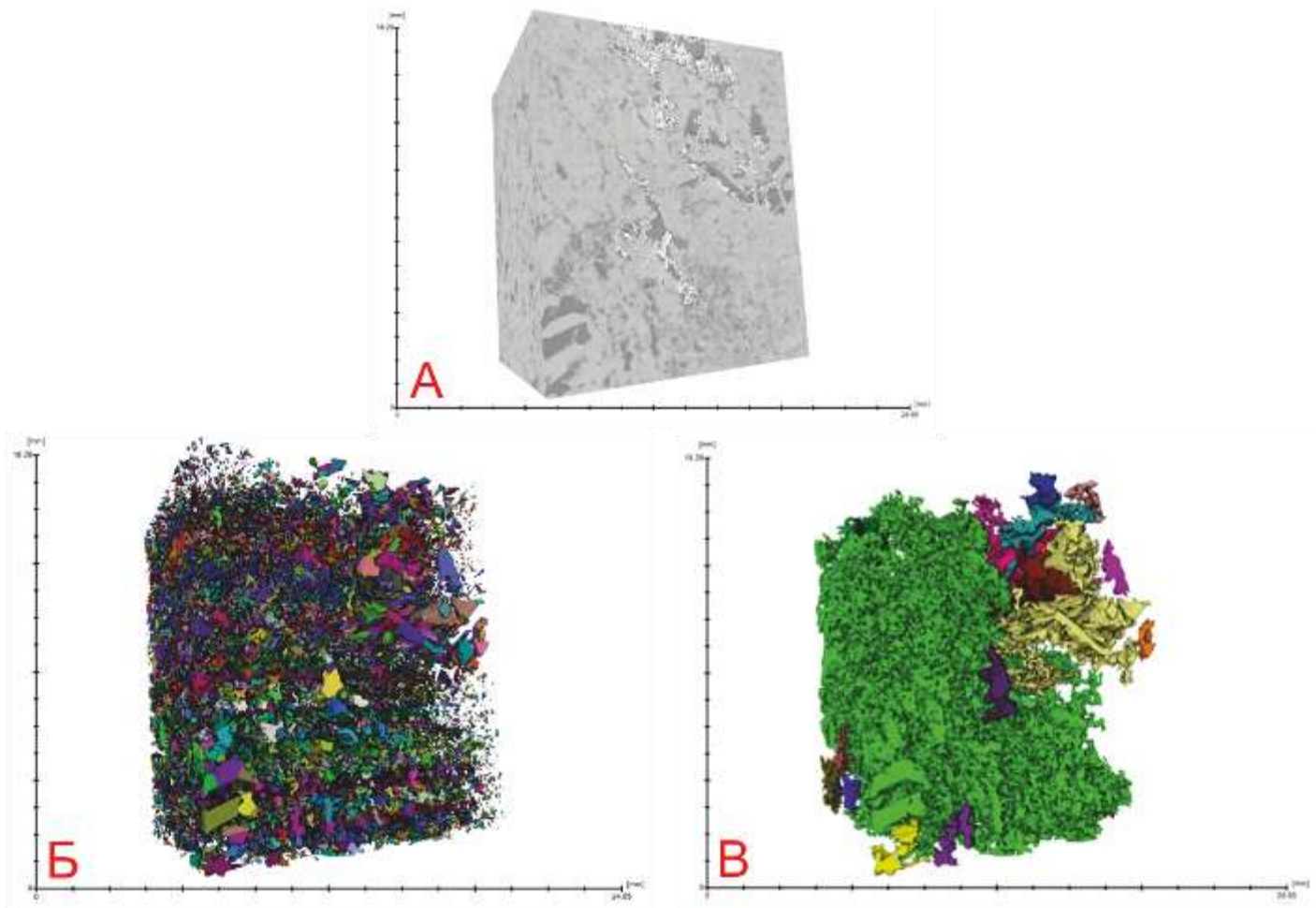


Рисунок 4.18 – А - объемная реконструкция доломита разнокристаллического с реликтовой цианобактериальной структурой, наиболее темные участки соответствуют наименее плотным зонам (воздуху), а наиболее светлые – наиболее плотным (карбонатной минеральной фазе); Б - объемная реконструкция пустотного пространства, каждая пора выделена отдельным цветом; В - наиболее крупные сообщающиеся системы пор.

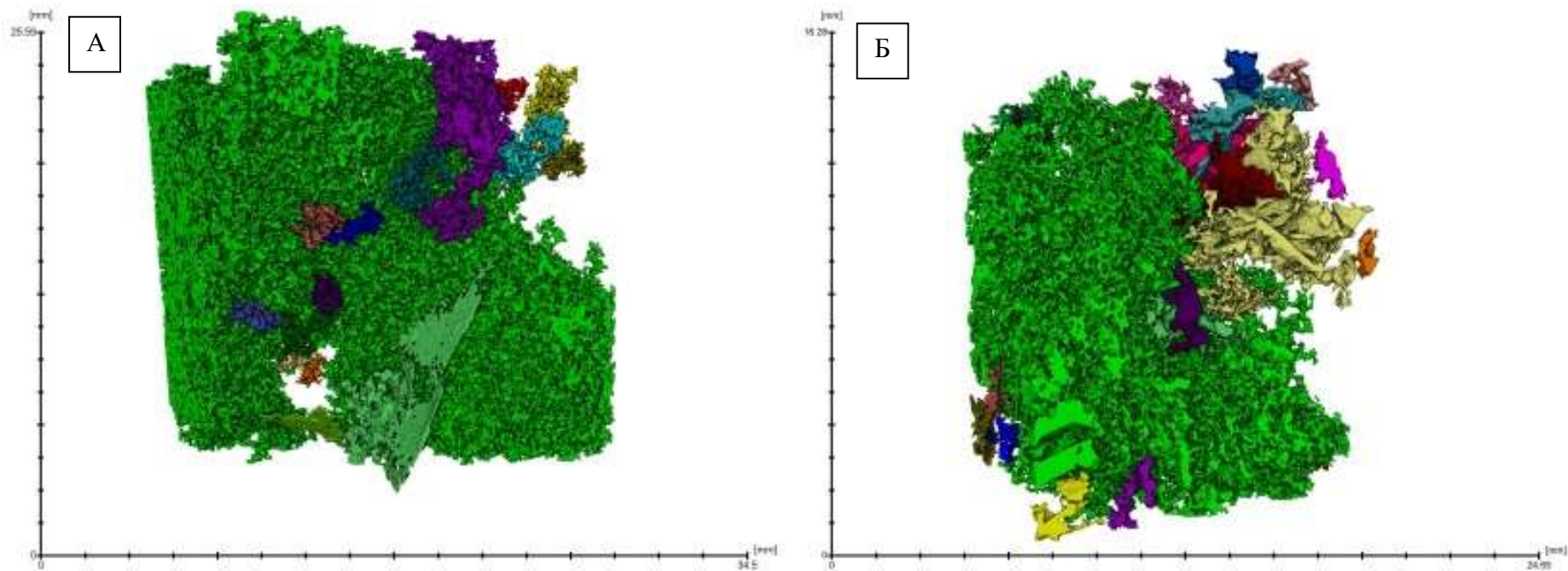


Рисунок 4.19 - Распределение сообщающихся поровых систем в образцах А) доломит разнокристаллический (образец 1) Б) доломит разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой (образец 2).

Так же различия в образцах наблюдаются и в количественных объёмных характеристиках пор. В таблице 4.1 и на рисунке 4.20 представлено процентное распределение пор по объёму для доломитов разнокристаллических и доломитов разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой.

Таблица 4.1 - Процентное распределение пор по объёму для доломитов разнокристаллических (образец 1) и доломитов разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой (образец 2).

Размеры пор, мм	Образец 1		Образец 2	
	Суммарный объём, %	Количество элементов, %	Суммарный объём, %	Количество элементов, %
0,00001 - 0,0001	0,002489	0,282291	0,000399	0,100564
0,0001 - 0,001	0,022327	0,315655	0,00656	0,254805
0,001 - 0,01	0,205137	0,307381	0,09508	0,317807
0,01 - 0,1	0,426482	0,088401	0,633238	0,301384
0,1 - 1	0,274537	0,006023	0,264724	0,025441
1 - 10	0,069028	0,00025	0	0

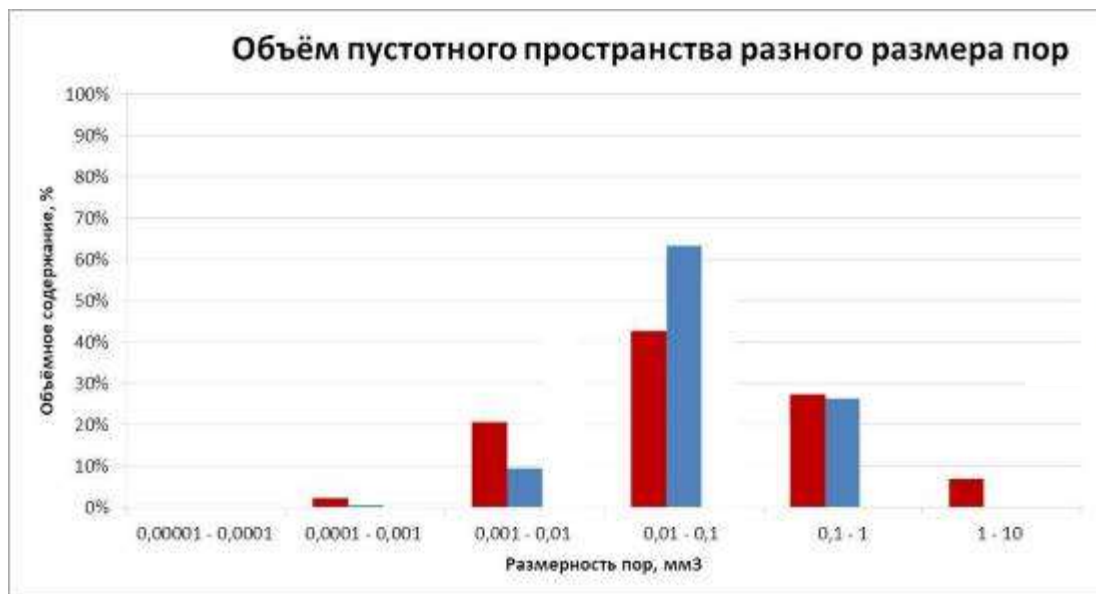


Рисунок 4.20 - Суммарный объём пор разного объёма для образца 1 (красный) и образца 2 (синий).

На рисунке 4.21 - представлено сравнение двух различных литотипов доломитов по текстуре и связанности пустотного пространства, и объёмным характеристикам пор.

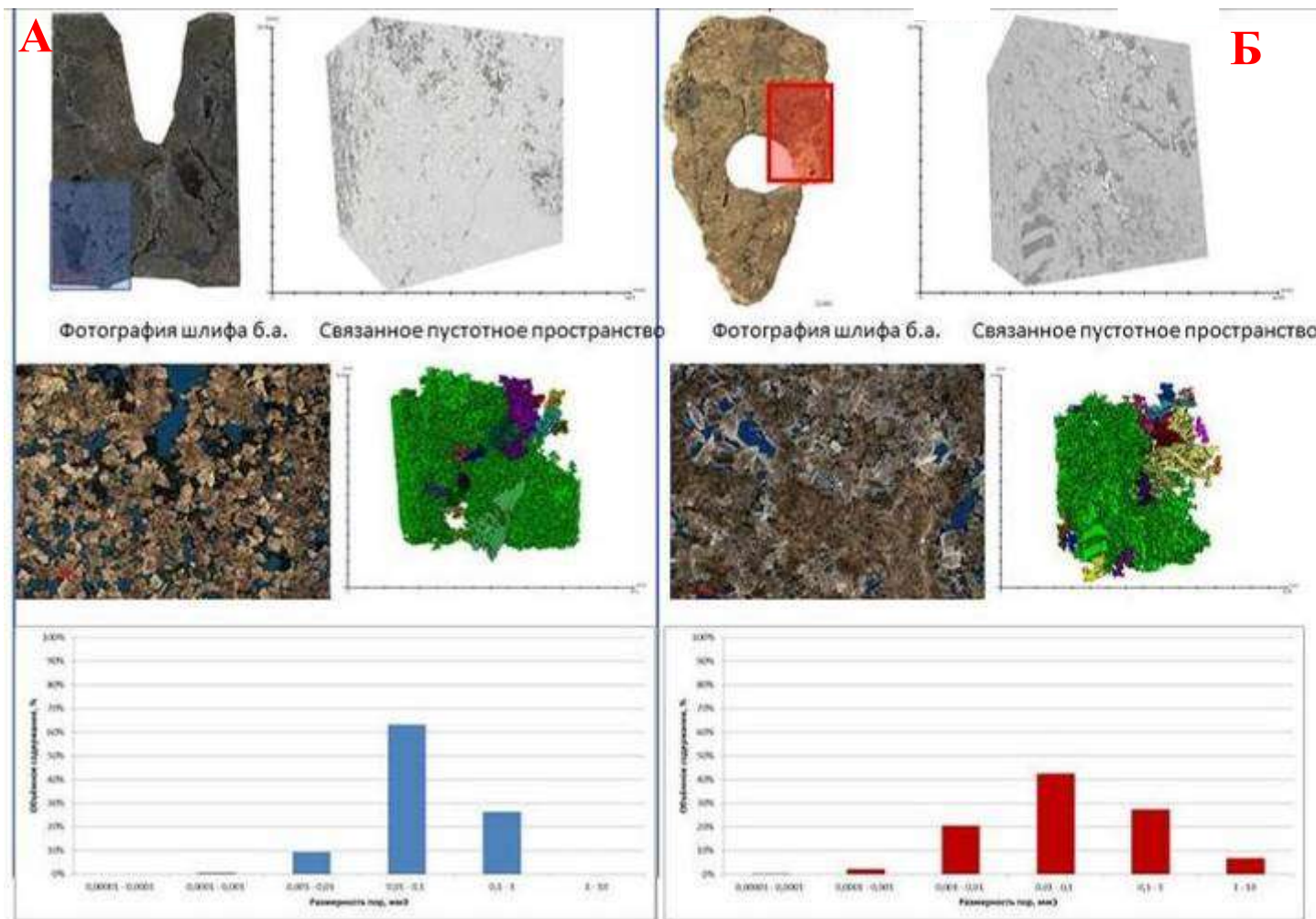


Рисунок 4.21 - Сравнение двух различных литотипов по образцам: А – доломит разнокристаллический (образец 1); Б– доломит разнокристаллический с реликтовой цианобактериальной структурой (образец 2).

Таким образом, по результатам сравнения томографических исследований по двум литотипам можно сделать следующие выводы:

- Структура кристаллической части минеральной фазы контролирует структуру, микротекстуру и связанность пустотного пространства.
- В доломитах разнокристаллических объёмы отдельных пор преобладают в диапазоне от 0,0001 до 1 мм³. С увеличением неоднородности минеральной фазы распределение пор по объёмам также увеличивается. Для доломитов разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой такое распределение находится в диапазоне от 0,00001 до 10 мм³ с сохранением преобладания размеров пор от 0,01 до 0,1 мм³.
- Наиболее однородной текстурой пустотного пространства и хорошей связанностью характеризуются доломиты разнокристаллические. Пустотное пространство в таких породах представлено одной связанной системой и несколькими несвязанными с ней системами пор существенно меньшего объёма.

В целом, по результатам исследования петрофизических характеристик и морфометрических параметров структуры пустотного пространства пород осинского горизонта, можно сделать выводы о том, что породы-коллекторы в основном связаны с доломитами разнокристаллическими и доломитами разнокристаллическими с реликтовой цианобактериальной структурой. В известняках, по данным петрофизики, пустотность пород не превышает 11%. А в доломитах пористость достигает 22%.

Следует отметить, что как в известняках, так и в доломитах содержание пустот, размером менее 0,1 мм, определяемых методами РЭМ примерно одинаково, и составляет порядка 3-5%.

При изучении пород в шлифах, морфометрические параметры пустот размером от 0,1 до 1,5 мм различаются уже существенно. В доломитах разнокристаллических преобладают пустоты, площадь которых 10^{-3} - 10^{-5} мм², в доломитах разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой преобладают соответственно 10^{-2} - 10^{-4} мм². В доломитах разнокристаллических резко преобладают пустоты с максимальным размером пор до 0,01 мм. В зонах развития процессов выщелачивания максимальный размер пор увеличивается. В таких породах преобладающий максимальный размер пор составляет от 0,025 до 0,05 мм. Наиболее однородным и изометричным пустотным пространством обладают доломиты разнокристаллические, в которых аспектное соотношение составляет в основном от 0,7 до 0,8, а формфактор близок к 1

В доломитах разнокристаллических с реликтовой цианобактериальной структурой аспектное отношение пустот колеблется в значительно более широком диапазоне от 0,2 до

0,9, при этом максимум значений лежит в диапазоне 0,5-0,8, а преобладающие значения формфактора от 0,2 до 0,7.

При изучении пористости пород с помощью стереомикроскопии было выявлено, что пустотность на этом уровне в доломитах разнокристаллических резко меньше и составляет до 1,5%, а в доломитах с реликтовой цианобактериальной структурой до 5,5%. На макроуровне морфометрические параметры пустот в разных литотипах достаточно сходны, что связано с разрешающей способностью метода.

Таким образом, породы-коллекторы осинского горизонта обладают сложной структурой фильтрационно-емкостного пространства, определяемой сочетанием различных типов пустот.

5. Прогноз зон развития пород-коллекторов в отложениях осинского горизонта юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.

Породы-коллекторы в осинском горизонте в пределах юго-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы приурочены преимущественно к отложениям 2 и 3 циклитов и, в меньшей степени, в отложениях 1 циклита.

Были построены карты эффективных толщин, пористости, содержания доломита, а также карты толщин коллекторов с высокими значениями ФЕС (породы-коллекторы с $K_p > 12\%$ и $K_{пр} > 500$ мД) для всех четырех выделенных циклитов (рисунок 5.1-5.4).

Породы-коллекторы в первом циклите развиты не везде, и отличаются не высокими значениями ФЕС. Коллекторские прослои связаны с уровнем развития интенсивной доломитизации и приурочены к доломитам разнокристаллическим и доломитам разнокристаллическим с реликтовой цианобактериальной структурой.

Породы-коллекторы в отложениях второго циклита представлены, также как, и в нижележащих отложениях, доломитами разнокристаллическим и доломитами разнокристаллическим с реликтовой цианобактериальной структурой. Значения эффективных толщин в отложениях второго циклита достигают 32 м. Максимальные значения эффективных толщин приурочены к зонам вторичной доломитизации. Эти зоны совпадают с зонами разрывных нарушений.

В отложениях третьего циклита породы-коллекторы представлены интенсивно выщелоченными доломитами разнокристаллическим и доломитами разнокристаллическим с реликтовой цианобактериальной структурой. При толщине пачки от 3 м до 31, эффективные толщины составляют в среднем 10 м, достигая в отдельных скважинах 15-16 м. Зона развития максимальных эффективных толщин соответствует, как и в нижележащих отложениях, зоне максимальной доломитизации.

В археоциатовых известняках четвертой пачки практически отсутствуют породы-коллекторы. Видимо, это связано с первичной, достаточно плотной структурой археоциатового каркаса и отсутствием зон интенсивной доломитизации. Отдельные прослои пород коллекторов отмечаются лишь в единичных скважинах, в которых также отмечается увеличение содержания доломита до 40%.

При анализе карт пористости для всего осинского горизонта в целом, видно, что пористость, в целом, увеличивается в зонах развития фаций ренальцисово-эпифитоновых биогермных массивов. При этом увеличение пористости приурочено, как правило, к областям развития разрывных нарушений [41]. С этими же зонами связаны и коллекторы с высокими значениями ФЕС (рисунок 5.5)

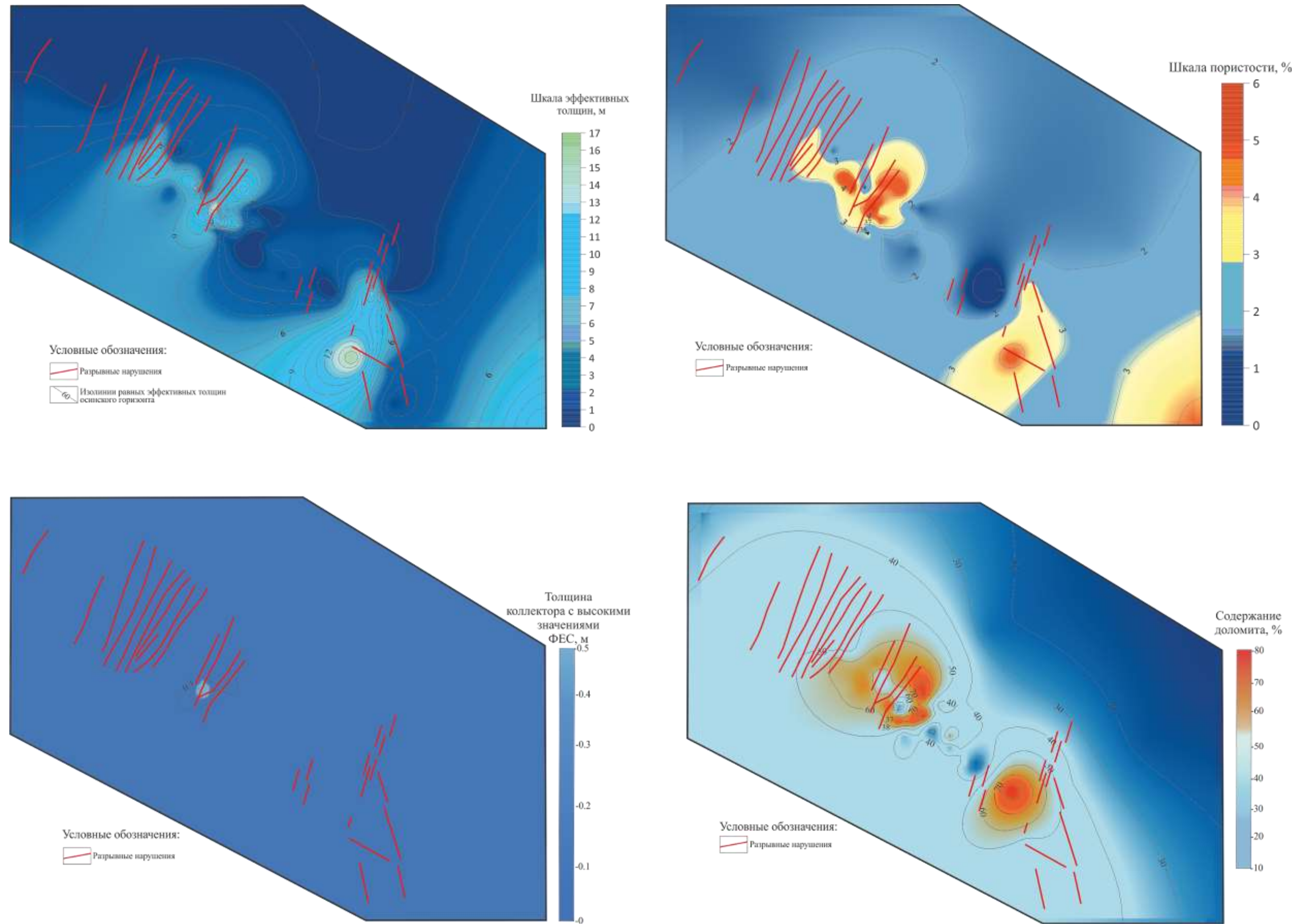


Рисунок 5.1 – Карты эффективных толщин, пористости, толщин коллектора с высокими значениями ФЕС и содержания доломита для отложений I циклита

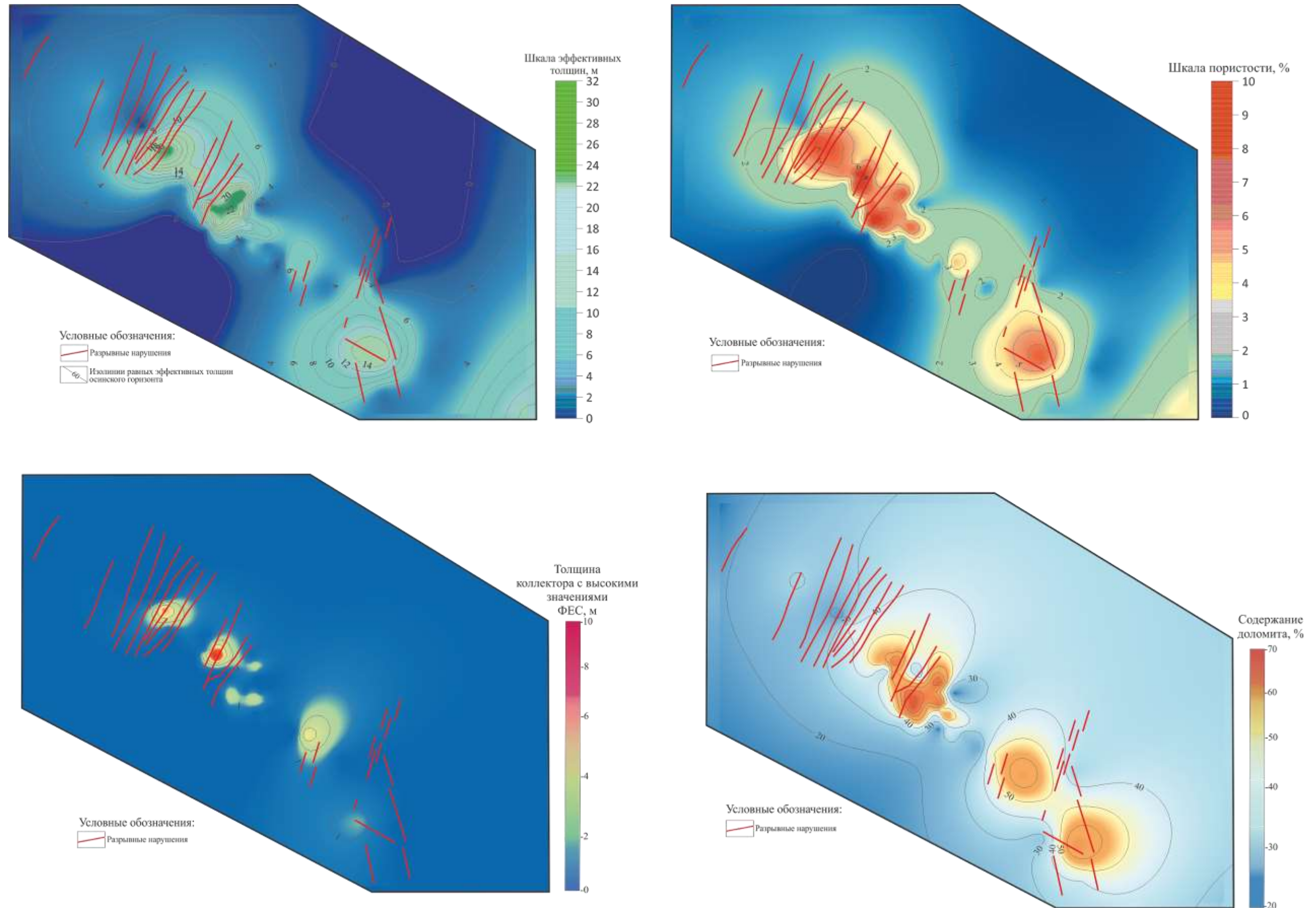


Рисунок 5.2 – Карты эффективных толщин, пористости, толщин коллектора с высокими значениями ФЕС и содержания доломита для отложений II цикла

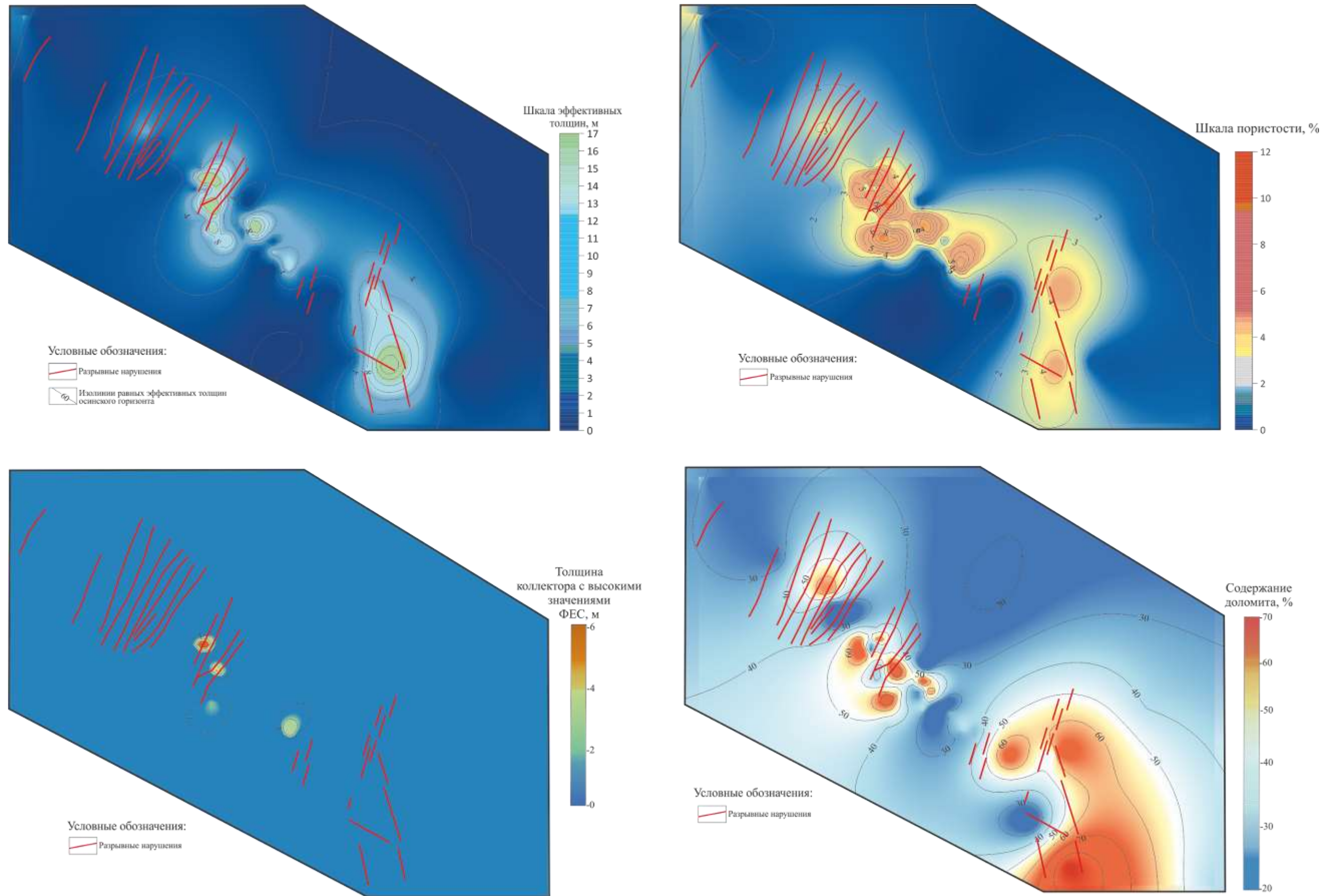


Рисунок 5.3 – Карты эффективных толщин, пористости, толщин коллектора с высокими значениями ФЕС и содержания доломита для отложений III циклита

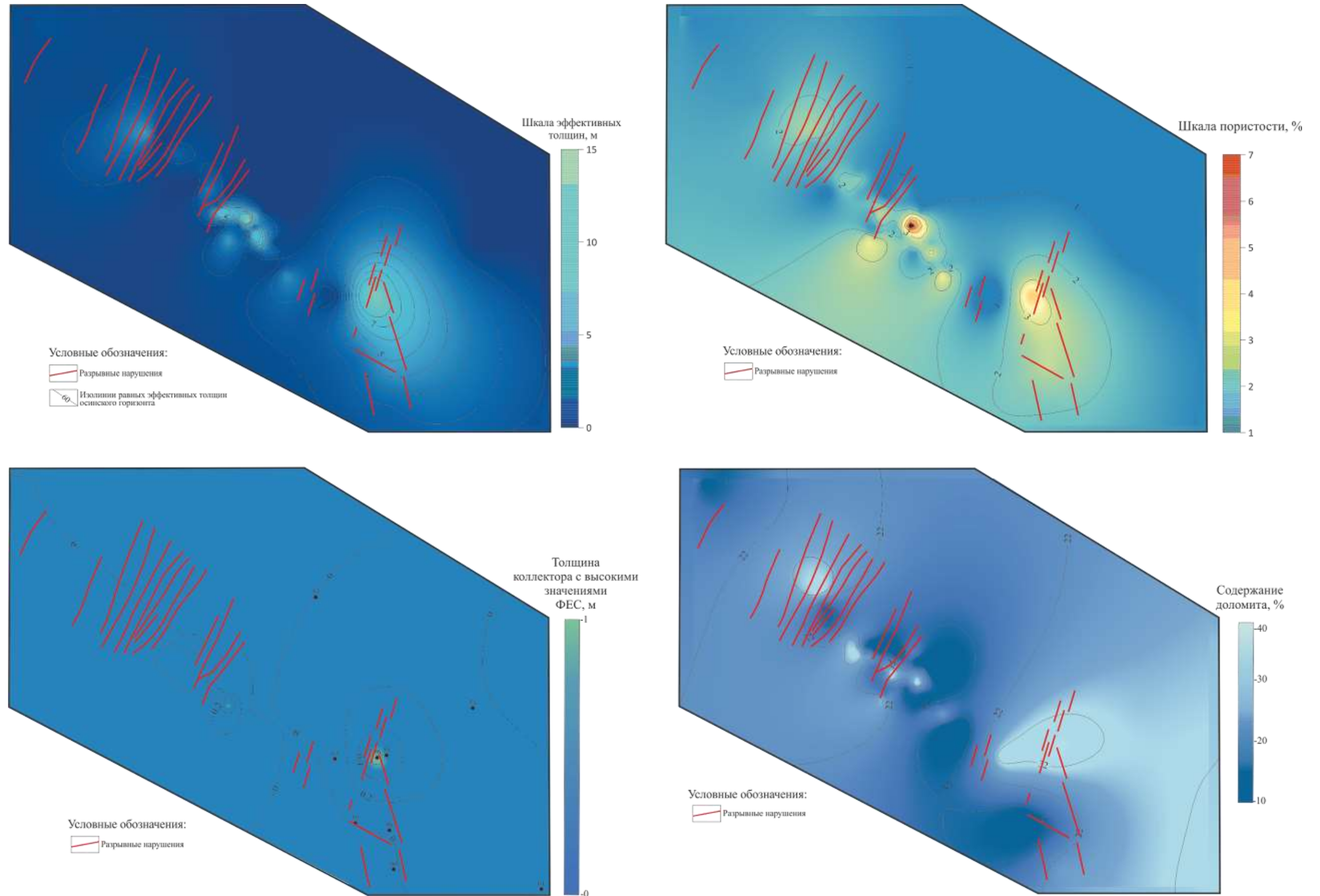


Рисунок 5.4 – Карты эффективных толщин, пористости, толщин коллектора с высокими значениями ФЕС и содержания доломита для отложений IV циклита

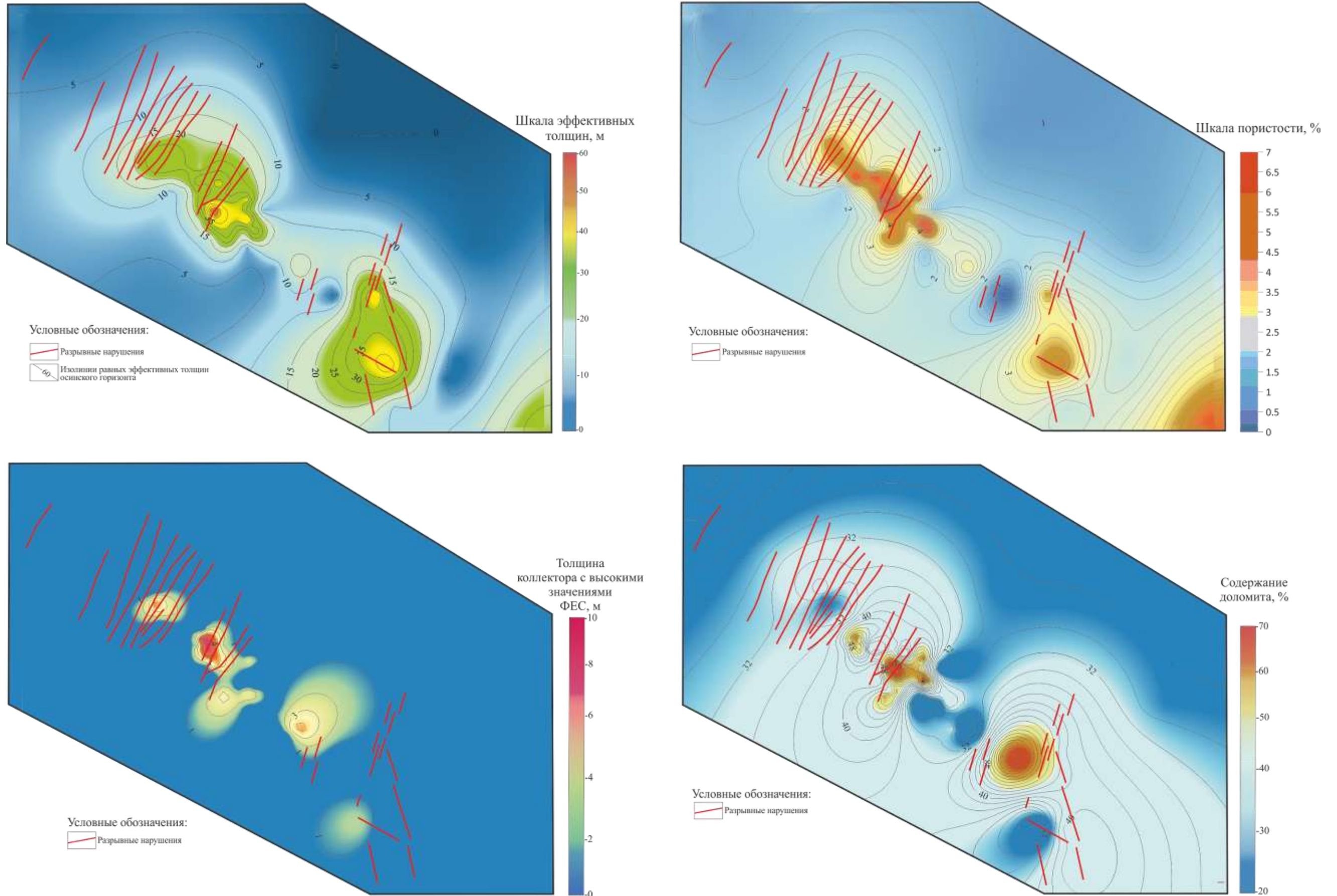


Рисунок 5.5 – Карты эффективных толщин, пористости, толщин коллектора с высокими значениями ФЕС и содержания доломита для отложений осинского горизонта

Наибольшее значение для фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов осинского горизонта юго-западного склона НБА имели процессы катагенетического выщелачивания и доломитизации. Исследования этих процессов показало, что оно сопровождается образованием экзотических для осинского горизонта минералов. Так в одной из изученных скважин в доломитах биогермных ренальцисово-эпифитоновых катагенетические пустоты выщелачивания минерализованы минералом хиббингит – $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$ (рисунок 5.6 – 5.9). Этот минерал мог образоваться только в результате гидротермальных процессов, которые, видимо, были главными в образовании пустот выщелачивания и последующего их заполнения аутигенными кальцитом, доломитом (А.Е. Ковешников, Н.М. Недоливко, Томск, 2012) и гидроксид-хлоридами железа.

В результате прохождения гидротермальных кислых вод через карбонатные отложения осинского горизонта, происходило их выщелачивание. Данный процесс более интенсивно проходил в первично пористых породах. Растворяя карбонатные породы, кислый раствор обогащался CO_3^{2-} что, приводило к его ощелачиванию, и, соответственно к последовательному осаждению доломита и кальцита [164, 165, 221]. Метасоматический процесс доломитизации характеризуется определенной направленностью: снизу-вверх плотные микрокристаллические доломиты постепенно сменяются пористыми разнокристаллическими доломитами, затем доломитизированными в различной степени известняками и наконец – чистыми археоциатовыми известняками. Так как интенсивность доломитизации повышается сверху вниз, основным источником метасоматических доломитов можно считать гидротермальные растворы. Косвенным подтверждением этого служат результаты многочисленных экспериментальных и теоретических исследований (Лидер Майкл, 2008).

Этими авторами установлено, что ионы Mg^{2+} замедляют рост кристаллов кальцита, они действуют как поверхностный «яд», который сдерживает кристаллизацию. Это может происходить из-за того, что ионы Mg^{2+} сильнее гидратируются полярными молекулами воды по сравнению с ионами Ca^{2+} , поэтому, рост кристаллов кальцита затрудняется адсорбцией сильно гидратированных ионов Mg^{2+} . Кроме того, по экспериментальным данным и по отношению Ca/Mg доломит осаждается при более высоких температурах, нежели кальцит [200, 220].

Существенным аргументом в пользу гидротермальной теории является аномальное содержание свинца (до 60 гр/т), молибдена (до 4500 гр/т), лития (до 550 гр/т), урана (до 56 гр/т) в разрезе одной из скважин, расположенной вблизи разлома.

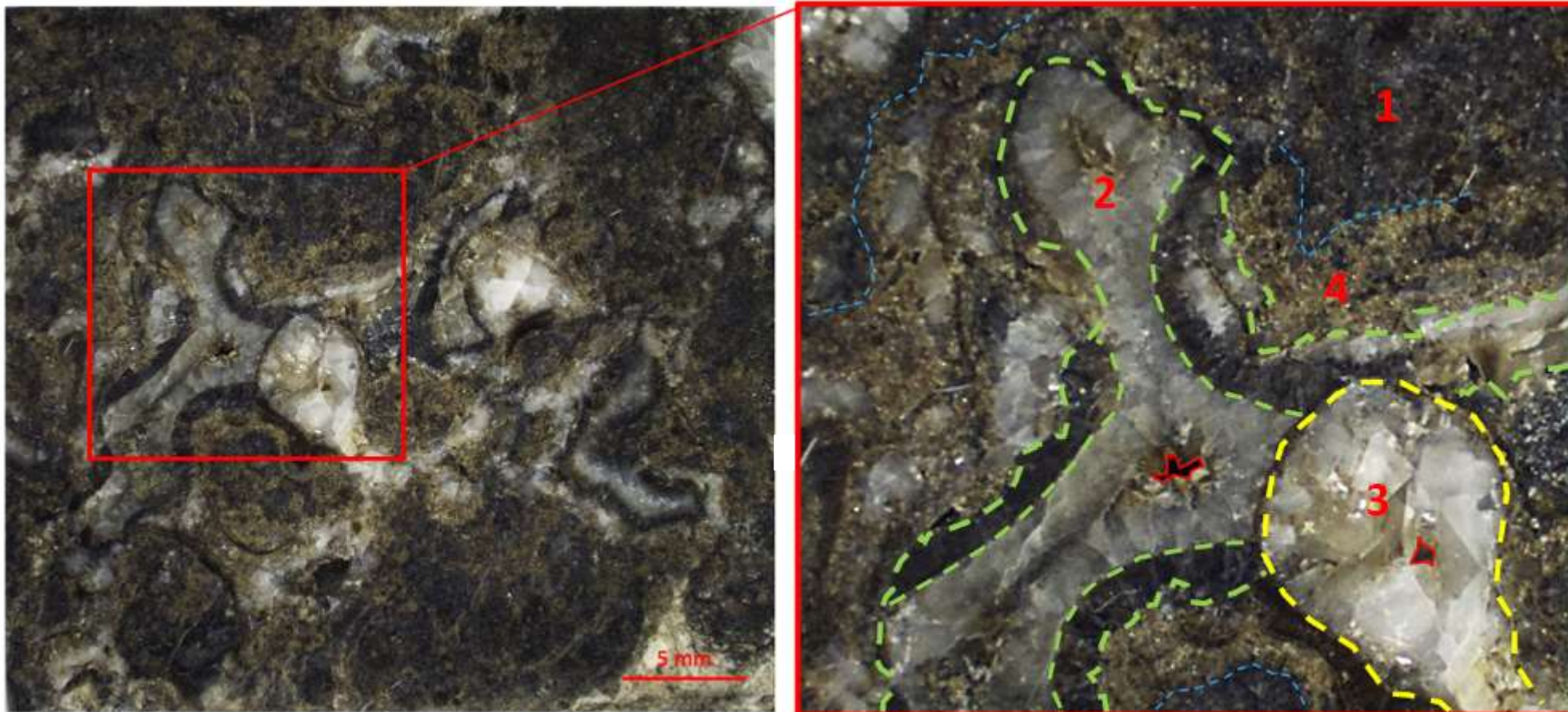


Рисунок 5.6 – Стадийность вторичных преобразований. Зона 1 – цианобактериальный каркас; зона 2 – минерализованное межкаркасное пустотное пространство; зона 3 – пустота гидротермального выщелачивания с последующей кальцитово-доломитовой минерализацией; зона 4 – зона образования пустот выщелачивания в краевой части цианобактериального каркаса

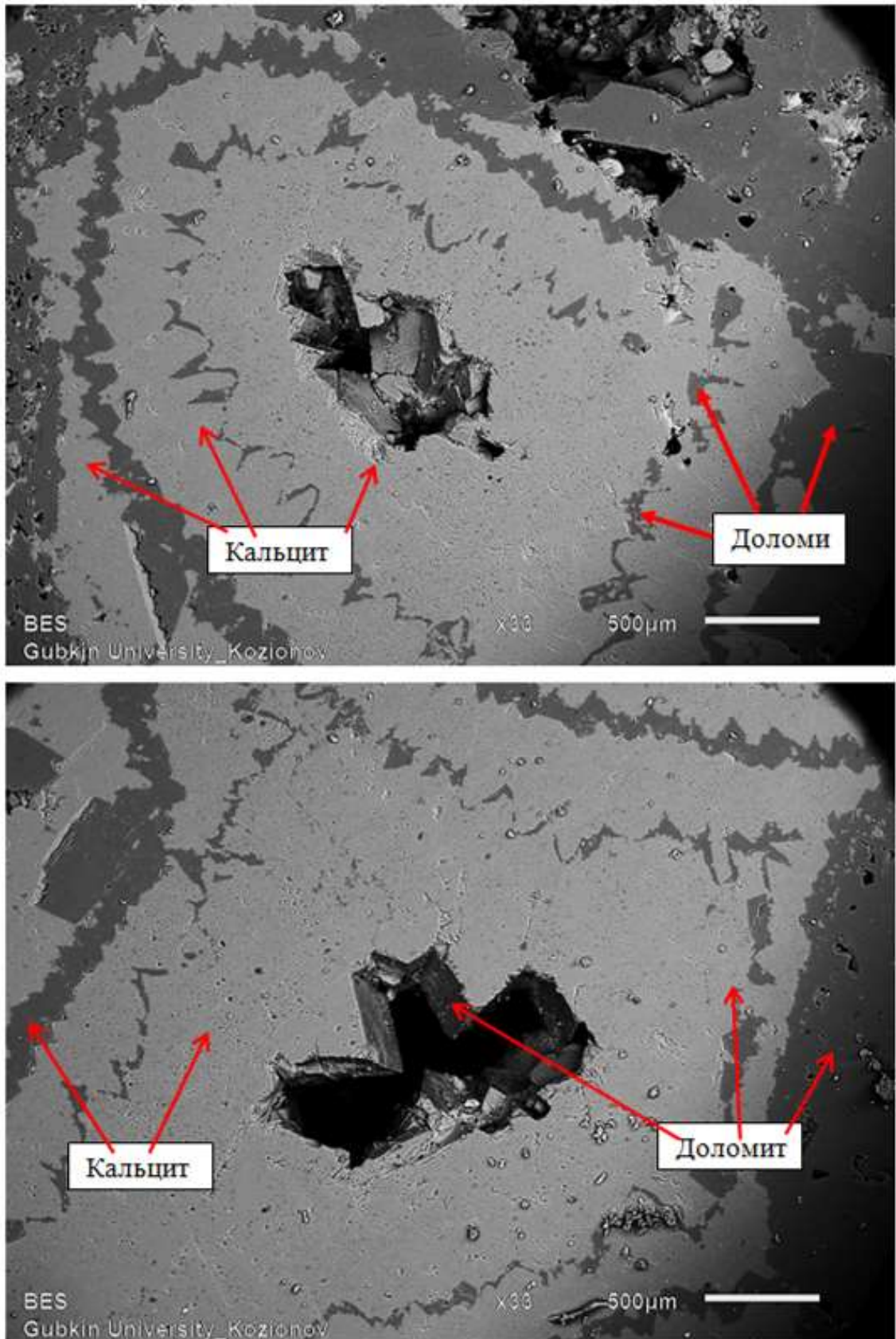


Рисунок 5.7 – Стадийное заполнение межкаркасного пустотного пространства. Остаточные пустоты размером до 900 мкм. Толщина слоев вторичной минерализации от 10 до 500 мкм. Частое чередование кальцита и доломита при вторичном заполнении пустоты.

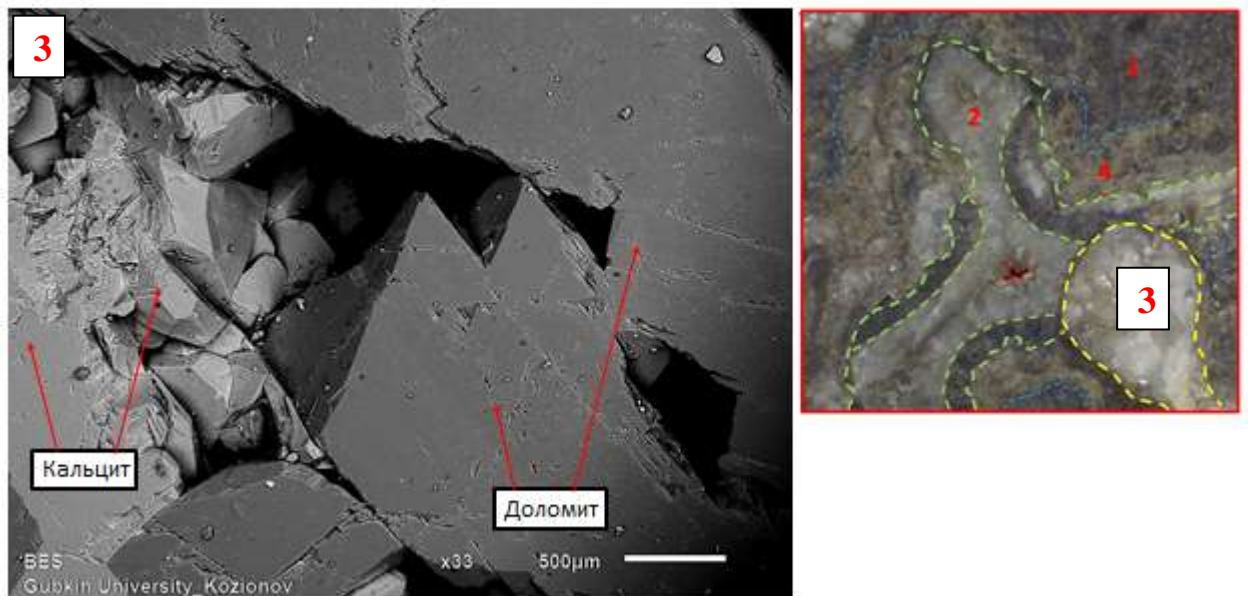


Рисунок 5.8 – Пустота гидротермального (?) выщелачивания с последующей кальцитовой и доломитовой минерализацией. Крупные остаточные межкристалловые пустоты размером более 1 мм. Минеральный состав вторичного заполнения варьируется от кальцита к доломиту.

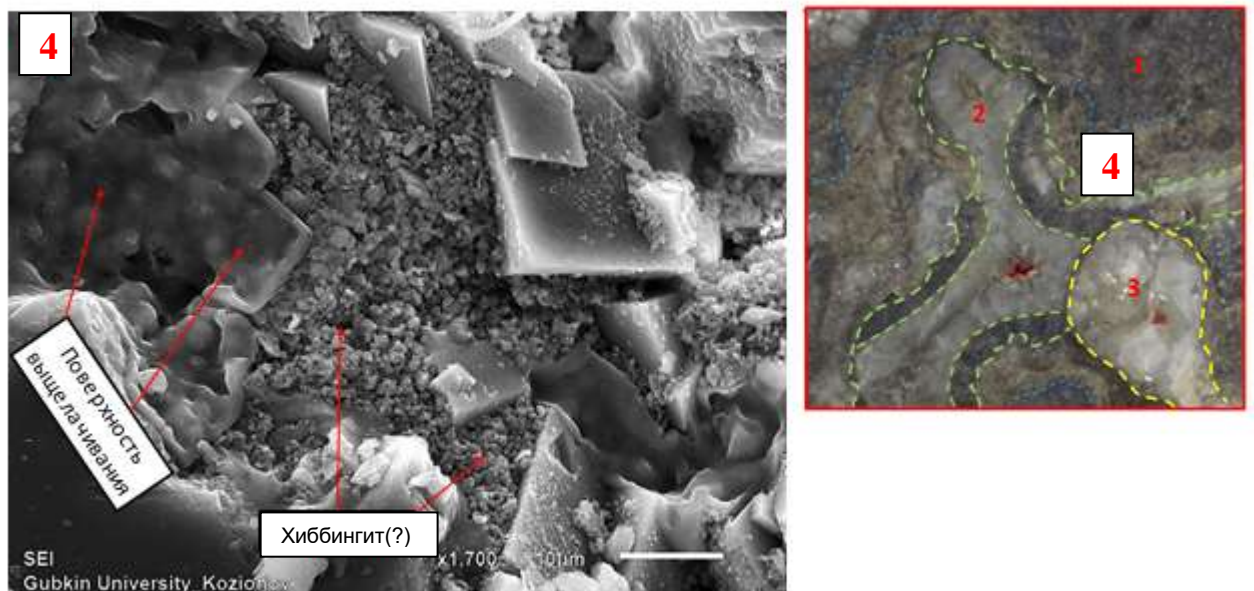


Рисунок 5.9 – Зона образования пустот выщелачивания в краевой части цианобактериального каркаса. Поверхность поры выполнена хиббингитом ($\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$). На поверхности выщелачивания отмечаются крупные новообразованные кристаллы доломита размером до 7-80 мкм.

Связь процессов катагенетического выщелачивания и доломитизации с гидротермами также подтверждается приуроченностью максимального распространения выше обозначенных процессов в зоне развития разрывных нарушений. Здесь же отмечаются максимумы катагенетической сульфатизации.

Таким образом, породы-коллекторы в осинском горизонте связаны преимущественно с отложениями II и III пачек и представлены, главным образом, доломитами разнокристаллическими и доломитами разнокристаллическими с реликтовой цианобактериальной структурой. Основным фактором, определяющим наличие пород-коллекторов, являются катагенетические выщелачивание и последовавшая доломитизация ренальцисово-эпифитоновых биогермных пород. Эти процессы, скорее всего, имеют гидротермальный генезис.

Фациальными обстановками, наиболее благоприятными для формирования пород-коллекторов, являются зоны формирования ренальцисово-эпифитоновых органогенных построек различной степени морфологической выраженности. Породы, слагающие эти постройки, изначально обладали достаточно высокой межкаркасной и внутрикаркасной пустотностью, что способствовало интенсивному проявлению вторичных процессов. В случае попадания этих пород в зоны катагенетического выщелачивания и доломитизации, приуроченных, как правило, к областям развития разрывных нарушений (рисунок 5. 10) первичная и диагенетическая пустотность усиливалась.

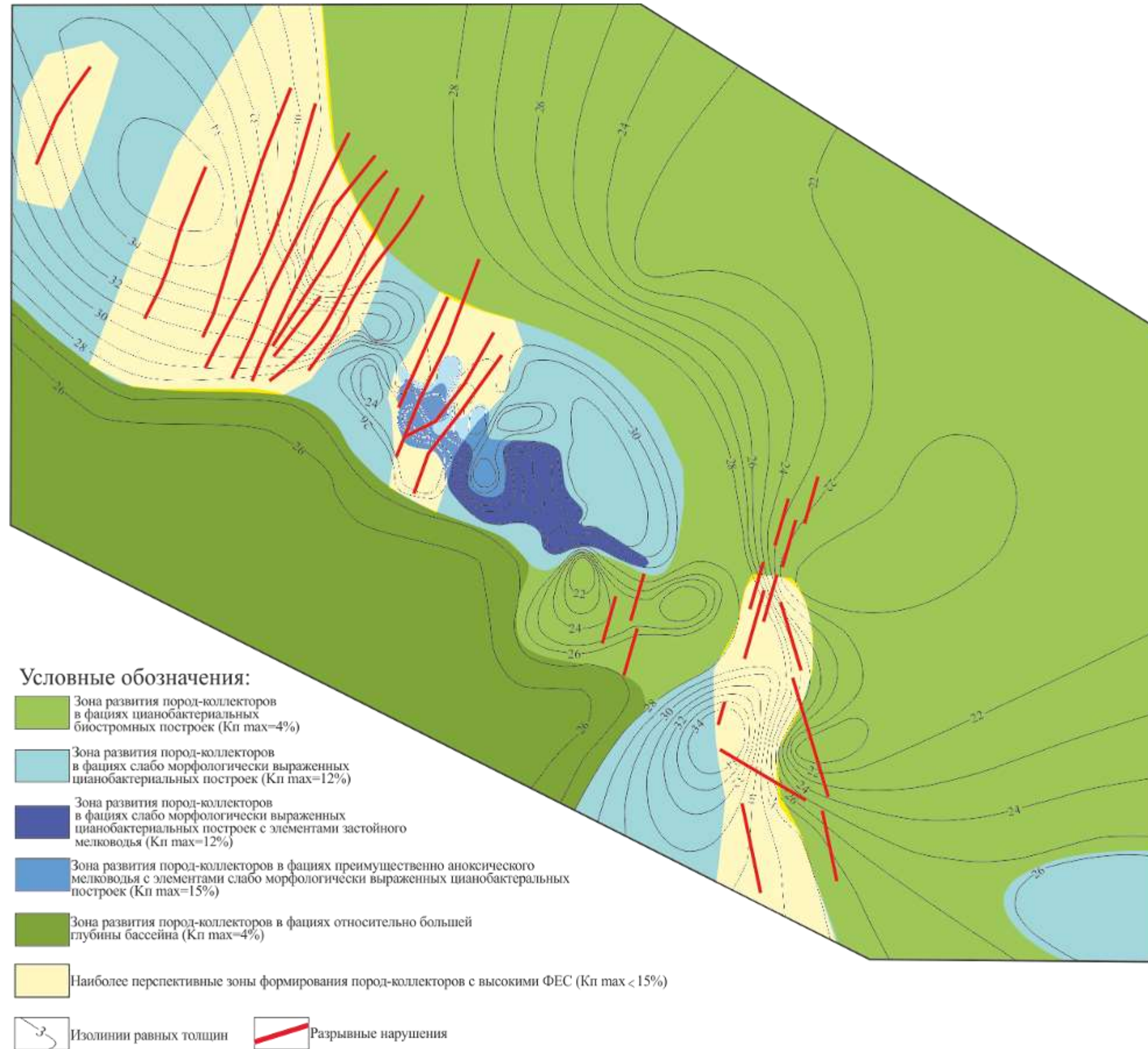


Рисунок 5.10 – Прогнозная схема зон развития пород-коллекторов осинского горизонта

Заключение

Отложения осинского горизонта представлены преимущественно доломитовыми породами, в основе которых лежат различные цианобактериальные биоценозы. В отложениях осинского горизонта выделяются 12 литотипов: известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые; известняки биогермные археоциатовые; известняки биогермные полифитовые; доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой; доломиты разнокристаллические; доломиты строматолитовые; доломиты комковато-сгустковые; доломиты интракластовые; доломиты мелкокристаллические; доломиты мелко-тонкокристаллические горизонтально-слоистые; доломиты микрокристаллические; ангидрито-доломиты.

Биоценоз органогенных построек осинского горизонта ограничен и представлен различными группами цианобактерий и археоциат. При этом в строении построек принимали участие как цианобактериальные маты, строматолиты, так и каркасные цианобактерии (кальцибионты), последние образовывали сообщества с археоциатами, которые играли ведущую роль на завершающем этапе развития осинского палеобассейна

В формировании пород осинского горизонта значительную роль сыграли вторичные преобразования их структуры и минерального состава на стадии диа- и катагенеза.

Наиболее ярко вторичные преобразования проявились в породах, изначально обладавших фильтрационно-емкостным пространством, так как в них активно циркулировали разного рода флюиды, изменяя свойства этого пространства.

К числу наиболее раннедиагенетических процессов следует отнести выщелачивание стенок ренальцисово-эпифитонного каркаса. Как правило, на частично выщелоченных стенках каркаса на стадии раннего диагенеза начинается кальцитизация межкаркасного пространства.

Наиболее ранние генерации доломита видимо формировались на самых ранних стадиях диагенеза. Следует отметить, что возможно часть доломита в отложениях осинского горизонта может иметь седиментационную природу, так как различные формы цианобактерий могут осаждать доломит и накапливать его в тканях.

Процесс сульфатизации также происходил в несколько стадий. Наиболее ранними по времени образования являются ангидриты, которые формировались в осолоненных зонах крайнего мелководья. Отложившиеся в этих условиях сульфаты часто проникали в трещины синерезиса и в раннем диагенезе претерпевали некое перераспределение в объеме породы в силу своей пластичности

Довольно часто в остаточном после раннедиагенетической кальцитизации пустотном пространстве наблюдаются блочные кристаллы кальцита поздних генераций, полностью

заполняющих остаточные поры. Эта генерация кальцита, возможно, связана уже с катагенетическими процессами.

Доломитизация каркаса и доломитизация межкаркасного пустотного пространства видимо являются одновременными процессами. При этом эти два процесса проходили по разным механизмам. Доломитизация каркаса является результатом процесса метасоматической доломитизации - по механизму замещения кальцита доломитом: $2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4$. В результате чего, в силу разницы молекулярных объемов кальцита и доломита в теле каркаса формировалась мелкое пустотное пространство. Доломитизация межкаркасного пространства является результатом выпадения кристаллов доломита из высокоминерализованных магниевых флюидов. Наиболее активно доломитизация межкаркасного пространства проходила в пустотах, затронутых процессами выщелачивания.

Засолонение пустотного пространства пород осинского горизонта относится к наиболее поздним стадиям аутигенного минералообразования. Кристаллы галита заполняют, как правило, относительно более крупные пустоты, оставшиеся после кальцитизации, доломитизации и сульфатизации. Следует отметить, что в единичных случаях образуется не галит, а смесь галита с сильвином.

В отложениях осинского горизонта генерально выделяются 2 генетических типа разрезов, характеризующиеся резко отличными значениями мощности горизонта, а также наличием либо отсутствием археоциатовой шапки

Разрез осинского горизонта состоит из 4-х трансгрессивно-регрессивных циклитов, которые уверенно прослеживаются в пределах изучаемой территории. В основании I седиментационного циклита залегают доломиты микрокристаллические слоистые, в этих отложениях доля тонкой глинистой примеси может достигать 5%. В средней части циклита преобладают цианобактериальные разности, в верхней - желваковые и интракластовые доломиты. С уровнем развития II циклита связано начало массового биогермообразования в осинском палеобассейне. По мере углубления бассейна начиналось активное формирование ренальцисово-эпифитоновых построек, разной степени морфологической выраженности, которые были распространены практически по всей территории НБА. В отдельных участках, окаймленных морфологически выраженными постройками, возникали лагуны с застойным режимом осадконакопления, где формировались цианобактериальные маты с повышенным содержанием Сорг. Во время отложения III циклита, часть этих построек была выведена на поверхность, что отразилось в массовом формировании интракластовых доломитов, а в гидродинамически застойных зонах – образовывались своеобразные слоистые отложения. Формирование отложений IV циклита ознаменовалось историческим событием не только в

истории бассейна, но и в истории всего органического мира, т.к. именно в это время происходит массовое появление первых в истории Земли скелетных организмов – археоциат. Археоциаты, иногда в сообществе с кальцибионтами формировали морфологически выраженные биогермные массивы, между которыми, на фоне постепенно повышающейся солености и аридности климата, формировались зоны, где происходило массовое отложение сульфатов.

Увеличенные толщины осинского горизонта являются прямым признаком выделения биогермных массивов. Наибольший вклад в дифференциацию толщин осинского горизонта вносят отложения четвертого циклита, в котором широко развиты археоциатовые биогермы. Они имели значительно большую, чем ренальцисово-эпифитоновые органогенные постройки, морфологическую выраженность. При этом биогермные породы, слагающие отложения четвертого циклита имеют известковый состав, относительно слабо выщелочены и доломитизированы. Несмотря на наличие отдельных крупных каверн, приуроченных к межкаркаскому пространству, фильтрационно-емкостные параметры этих пород довольно низкие. Породы-коллекторы приурочены преимущественно к отложениям второго и третьего циклитов, в которых дифференциация толщин выражена значительно слабее. Таким образом, общее увеличение толщин является фациальным признаком, но не определяет наличие коллекторов.

Породы-коллекторы в осинском горизонте преимущественно связаны с отложениями II и III пачек и представлены, главным образом, доломитами разнокристаллическими и доломитами разнокристаллическими с реликтовой цианобактериальной структурой. Основным фактором, определяющим наличие пород-коллекторов, являются катагенетическое выщелачивание и последовавшая доломитизация ренальцисово-эпифитоновых биогермных пород. Эти процессы, предположительно, имеют гидротермальный генезис.

Фациальными обстановками, наиболее благоприятными для формирования пород-коллекторов, являются зоны формирования ренальцисово-эпифитоновых органогенных построек различной степени морфологической выраженности. Породы, слагающие эти постройки, изначально обладали достаточно высокой межкаркасной пустотностью, что способствовало интенсивному проявлению вторичных процессов. В случае попадания этих пород в зоны катагенетического выщелачивания и доломитизации первичная и диагенетическая пустотность усиливалась.

Список использованных источников

1. Абросимова О.О., Кулагин С.И. Особенности строения отложений кембрийского комплекса в пределах Мирнинского выступа (Непско-Ботуобинская антеклиза)//Известия Томского политехнического университета. 2010.- Т.316.- №1.- С. 48-52.
2. Акулова А.Г., Гурова Т.И., Мельников Н.В., Килина Л.И. Резервуары нефти и газа Сибирской платформы и методика прогноза их качества//В кн.: Коллектора нефти и газа и флюидоупоры. Новосибирск, 1983.-С.59-62.
3. Анциферов А.С. О выпадении солей из нижнекембрийских и вендских рассолов в Иркутском амфитеатре//Геология нефти и газа. 1974. -№ 4.- С. 70-75
4. Аркадьева О.В., Гильдин С.М. Микрофитологическая характеристика галогенно-карбонатных пород осинского горизонта Нижнего Приангарья Восточной Сибири//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010.- Т.5.- №1.- http://www.ngtp.ru/rub/2/12_2010.pdf.
5. Арутюнов С.Л., Журавлев А.Г., Кисилева Г.А., и др. Тектоника нефтегазоносных областей юга Сибирской платформы//М.: Недра, 1982.- 92 с.
6. Арутюнов С.Л. Морфология и вопросы нефтегазоносности Марковской зоны антиклинальных структур северо-восточной части Иркутского амфитеатра//Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Иркутск: Вост -Сиб. кн. изд-во, 1968.- С. 220-231.
7. Арчegov В.Б. Строение, нефтегазоносность и факторы контроля зональных скоплений углеводородов в древних комплексах Сибирской платформы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010.- Т.5.- №3. - http://www.ngtp.ru/rub/4/41_2010.pdf.
8. Арчegov В.Б., Нефедов Ю.В. Факторы регионального контроля формирования и размещения залежей нефти и газа в древних комплексах Сибирской платформы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017.- Т.12.- №4.- http://www.ngtp.ru/rub/4/42_2017.pdf
9. Арчegov В.Б., Степанов В.А. История нефтегазогеологических работ на территории Сибирской платформы и сопредельных структур//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009.- Т.4.- №1.- http://www.ngtp.ru/rub/4/4_2009.pdf.
10. Архангельская Н.А., Григорьев В.Н. Условия образования солеродных зон в морских водоемах на примере нижнекембрийского эвапоритового бассейна Сибирской платформы//Изв. АН СССР. Сер. Геол.1960. -№4. – С. 58-75.
11. Астафьева М.М. Микробиальные остатки синской свиты (нижний кембрий сибирской платформы)//Палеонтологический журнал. 2003.- № 4.- С. 3-8.

12. Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р., Жегалло Е.А. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах: научное издание// Москва: ПИН РАН, 2011.
13. Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы // М.: Недра.- 1984. -182 с.
14. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа// М.: РГГУ.-1999.-285 с.
15. Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Под редакцией проф. К.И. Багринцевой// -2003.-253 с.
16. Бактериальная палеонтология// Науч. ред. А.Ю. Розанов. – М.: ПИН РАН, 2002. – 188 с.
17. Баженова Т.К. Нефтегазоматеринские формации древних платформ России и нефтегазоносность//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016.- Т.11.- №4.- http://www.ngtp.ru/rub/1/45_2016.pdf.
18. Баженова Т.К., Дахнова М.В., Можегова С.В. Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности её домезозойского мегабассейна//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011.- Т.6.- №2.- http://www.ngtp.ru/rub/1/17_2011.pdf
19. Бакиров А.А., Бакиров Э.А., Мстиславская Л.П. и др. Геологические условия формирования и размещения зон нефтегазонакопления//М.: Наука.-1982.-с. 238.
20. Бакин В.Е., Воробьев В.Н., Рыбьяков Б.Л. Месторождения нефти и газа в кембрийских и верхнедокембрийских отложениях Сибирской платформы//В кн.: Геология, условия формирования и методика разведки месторождений нефти и газа в палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы.- Новосибирск.-1978.-С. 26-46.
21. Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонаманская битуминозная карбонатно-сланцевая формация//Новосибирск.: Наука. 1988. – 152 с.
22. Белоновская Л.Г., Булач М.Х., Гмид Л.П. Роль трещиноватости в формировании ёмкостно-фильтрационного пространства сложных коллекторов//Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2007. - Т.2. - <http://www.ngtp.ru/rub/8/030.pdf>
23. Берзин А.Г., Марсанова М.Р., Третьяков М.Ф., Берзин С.А. Активизированная разломная тектоника и формирование залежей УВ в осадочно-породном бассейне на юге Сибирской платформы//Разведка и охрана недр. 2019.- № 2.- С. 11-19.

24. Березин А.Г., Рудых И.В., Березин С.А. Особенности формирования многопластовых залежей углеводородов месторождений Непско-Ботуобинской антеклизы//Геология нефти и газа. 2006. -№5.- С. 14-21.
25. Бондаренко Л.Г., Кемкин И.В. Пространственно-временные связи раннекембрийских бассейнов Сибири и Дальнего Востока по данным распространения тумуловых археоциат//Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009.- №1.- Выпуск №13.- С.42-53.
26. Бурова И.А. Методы прогноза эффективных коллекторов-ловушек углеводородов в карбонатных толщах Сибирской платформы//Геология, методы поисков, разведки и оценки м-ний топливно-энергетического сырья: Обзор / АОЗТ «Геоинформмарк». – М. 1997. – 50 с
27. Бурова И.А. Палеогеографические реконструкции венд-нижнекембрийских карбонатных отложений западного склона северной части Непско-Ботуобинской антеклизы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014.- Т.9.- №4.- http://www.ngtp.ru/rub/4/42_2014.pdf.
28. Бурова И.А. Карбонатные коллекторы вендско-нижнекембрийского нефтегазоносного комплекса Восточной Сибири//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010.- Т.5.- №2.- http://www.ngtp.ru/rub/4/23_2010.pdf.
29. Бурова И.А., Кубетова Н.Л., Шостак К.В. Распространение основных соленосных толщ в верхневендско-нижнекембрийском осадочном комплексе Западной Якутии//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011.- Т.6.- №4.- http://www.ngtp.ru/rub/4/46_2011.pdf.
30. Волков Э.В., Чичмарев В.Г. Основные черты тектоники юга Сибирской платформы//Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. Сб. научных трудов. – М.: изд. ИГиРГИ.-1985.-С.22-30.
31. Виноградов Л.Д., Сахибгареев Р.С., Кисис Н.А. Катагенетическое залечивание галитом залежей нефти и газа//Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск.: Наука. -1982. -С.112-121.
32. Вожов В.И., Чернова Л.С. Вторичное минералообразование в венд-нижнекембрийских отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы//Геология нефти и газа. 1999. №11-12. –<http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1999/11/Stat/stat06.html>.
33. Вологодин А.Г. К стратиграфии докембрия и кембрия восточной окраины Енисейского кряжа//Известия АН СССР.- Сер. геол.-1944.-№3.-С.15-18.
34. Вологдин А., Лермонтова Е, Яворский В., Янишевский М. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Том 1. Кембрий//Москва-Ленинград. Государственное издательство геологической литературы, 1940. – 244 с.

35. Воробьева Л.И. Археи// Москва: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 447 с.
36. Воробьев В.Н. Типы залежей нефти и газа в докембрийских и нежнепалеозойских отложениях Сибирской платформы//Геология нефти и газа. 1980.- № 1-С. 1 5.
37. Воробьев В.Н. Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы//Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции// СНИИГГиМС. Новосибирск, 1982. -С. 4 8.
38. Воробьев В.Н., Александров В.В., Арутюнов С.Л. и др. Индексация продуктивных горизонтов венд-кембрийских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы//Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. СНИИГГиМС.-Вып.292. Новосибирск.-1981.-35 с.
39. Воробьев В.С., Вилесов А.П., Боброва О.В., Макаров И.Е. Строение и условия образования осинского горизонта в пределах Верхнечонского месторождения//Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2013. -№ 12. -С. 4-13.
40. Воробьев В.С., Иванюк В.В., Вилесов А.П. Прогноз перспективных зон развития коллекторов в осинском продуктивном горизонте на основе материалов сейсморазведки и реконструкции истории геологического развития//Геология нефти и газа. 2014.- № 3.- С. 3-16.
41. Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. М.: Наука -1975.- 272 с.
42. Гажула С.В. Особенности траппового магматизма в связи с условиями нефтегазоносности Сибирской платформы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008.- Т.3.- №1. - http://www.ngtp.ru/rub/4/10_2008.pdf
43. Геология и нефтегазоносность юга восточной Сибири//Труды ВостСибНИИГГиМС. М.: Наука. -1969. -352 с.
44. Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. Сборник научных трудов.//Новосибирск. СНИТГГиМС, 1981. -Вып. -292. 149 с.
45. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири//Под ред. В.В. Забалуева. Л.: Недра- 1980. -200 с.
46. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносных месторождений в древних толщах Восточной Сибири// Б.А. Соколов, В.А. Егоров, В.Д. Накаряков и др. М.: Изд-во МГУ- 1989.- 192 с.
47. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Сибирской платформы.//Труды Московского ин-та нефтехим. и газовой пром-сти им. И.М. Губкина. Вып. 159. Отв. ред. А.А. Бакиров и др. 1981. – 146 с.

48. Геология и перспективы нефтегазоносности юго-запада Сибирской платформы//отв. ред. акад. А.А. Трофимук Ленинград: Недра. 1966. – 191 с.
49. Геология Сибирской платформы//Под ред. И.И. Краснова, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса. М.: Недра- 1966.- 447 с.
50. Геология и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции//Под ред. Н.В. Мельникова. М.: Недра.- 1977.- 205 с.
51. Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири//Под ред. Н.В. Мельникова. Новосибирск. 1978.- 153 с.
52. Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы/ Под ред. В.И. Вожова/ СНИИГГиМС. Новосибирск. 1982.- 136 с.
53. Гладков Е.А. Доломитизация как основной фактор деформационно-метасоматического преобразования залежей углеводородов//Георесурсы. 2012. -№1(43). -С. 34-36.
54. Гладков Л.С., Рояк Р.С., Гурова Т.И. Условия формирования и основные характеристики локальных резервуаров нефти и газа Лено-Тунгусской и Хатанго-Виллюйской нефтегазоносных провинций//Новосибирск. СНИИГГиМС.-1986.
55. Гмид Л.П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2006. - Т.1. - <http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf>.
56. Гмид Л.П., Леви С.Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов// р.ВНИГРИ. Л.: Недра.-1972.-Вып.313.-176с.
57. Гордадзе Г.Н., Гируц М.В., Пошибаева А.Р., Постникова О.В., Пошибаев В.В и др. Может ли коллектор являться одновременно и нефтематеринской толщей?// В книге: Тезисы докладов Международных конференций "Перспективные материалы с иерархической структурой для новых технологий и надежных конструкций" и "Химия нефти и газа" в рамках Международного симпозиума "Иерархические материалы: разработка и приложения для новых технологий и надежных конструкций". 2018. -С. 664.
58. Гордадзе Г.Н., Гируц М.В., Пошибаева А.Р., Постникова О.В., Пошибаев В.В. и др. Карбонатные коллекторы как нефтематеринские толщи//Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Химия. 2018. -Т. 11. -№ 4. -С. 575-592.
59. Горнштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы//Разломная тектоника территории Якутской АССР/ ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1976. С. 10-63.
60. Губина Е.А. Губина Е.А. Венд-нижнекембрийский карбонатный нефтегазоносный мегакомплекс Непско-Ботуобинской нефтегазоносной

области//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011.- Т.6.- №4.-
http://www.ngtp.ru/rub/4/51_2011.pdf.

61. Губина Е.А. Перспективные объекты нефтегазопоисков в венд-нижнекембрийских карбонатных отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012.- Т.7.- №3.-
http://www.ngtp.ru/rub/4/38_2012.pdf.

62. Гурари Ф.Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы//Изв.АН СССР.-Сер.геол.-1945.- №4.-С.38-62.

63. Гурова Т.И., Чернова Л.С. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы//М.: Недра.-1988.-251с.

64. Гусев М.В. Микробиология//М.В. Гусев, Л.А. Минеева. М: Изд-во Московского университета, 2004. – 448 с.

65. Дахнова М.В., Баженова Т.К., Лебедев В.С., Киселев С.М. Изотопные критерии прогноза фазового состава углеводородов в рифейских и венд-кембрийских отложениях Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции//Геология и геофизика. 2011.- Т. 52.- №8, -С. 1199-1209.

66. Детальная корреляция разрезов венда и кембрия юга Сибирской платформы//Н.В. Мельников, А.О. Ефимов, Л.И. Килина и др.//Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири/ СНИИГГиМС. Новосибирск. 1978.- С. 3-26.

67. Диагенез и катагенез осадочных образований//М.: Мир. 1971. – 464 с.

68. Дмитриевский А.Н., Илюхин Л.Н., Кузнецов В.Г., Постникова О.В. и др. Зоны нефтегазонакопления в карбонатных отложениях Сибирской платформы//М.: Недра. 1993.- 158с.

69. Дмитриевский А.Н., Самсонов Ю.В., Вагин С.Б., Илюхин Л.Н. и др. Историко-генетическая оценка нефтегазообразования и нефтегазонакопления в осадочных бассейнах Сибирской платформы//М.: Недра. 1989.- 220с.

70. Дмитриевский. А.Н., Баженова Т.К., Илюхин Л.Н., Самсонов Ю.В. Эволюция осадочных бассейнов в вендско-палеозойскую эру Сибирской платформы и прогноз их нефтегазоносности//Обз. информ. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М.: ВНИИГазПром. 1992.-98с.

71. Дмитриевский А.Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов// М.: Недра. 1982.- 230 с.

72. Дмитриевский А.Н.. Системно-литологические основы прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств горных пород//Системные исследования при прогнозировании нефтегазоносности недр. М.: Недра. 1986.-С.161-180.

73. Егоров Ю.И. Закономерности размещения и систематика разломов юга Сибирской платформы//Докл. АН СССР. 1981.- Т. 257- №3- С.687-690
74. Елкина В.Н., Журавлева И.Т. Археоциаты Сибири. Этмофиллоидные археоциаты. Труды института геологии и геофизики. Выпуск 203//Новосибирск: Наука. 1974.-171 стр.
75. Жарков М.А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы//Советская геология. 1966.- № 5.- С. 32-45.
76. Журавлева И.Т. Археоциаты Сибири. Одностенные археоциаты (отряды Monocyathida и Rhizacyathida)//М.: Изд-во Академии наук СССР. 1963.-153 с.
77. Журавлева И.Т., Конюшков К.Н., Розанов А.Ю. Археоциаты Сибири. Двустенные археоциаты//М.: Наука. 1964.-168 с.
78. Журавлева И.Т. Археоциаты Сибирской платформы// М.: Изд-во Академии наук СССР. 1960.-378 с.
79. Журавлева И.Т. Сахайская органогенная полоса//В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука. 1977.-С.128-155.
80. Журавлева И.Т., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г. и др. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник// М.: Недра. 1990.-184 с.
81. Золотов А.Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ//М.: Недра. 1982.- 327 с.
82. Золотов А.Н., Проничева М.В., Зиновьев А.А. Палеогеоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах на Сибирской платформе//Геология нефти и газа. 1983.-№7.-С.16-20.
83. Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ)//Новосибирск: Наука. 1988.-232 с.
84. Илюхин Л.Н., Миллер С.А., Московкина Е.Ю., Постникова О.В., Самсонов Ю.В. Прогноз нефтегазоносности усольских отложений юга Сибирской платформы на тектонической и литолого-фациальной основе//В сб.науч.трудов: Верхнедокембрийские отложения Сибирской платформы и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ 1990.-С.61-69.
85. Карасев О.И. Основные черты тектонического развития юга Сибирской платформы//Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.Сиб. кн. изд-во, 1971. С. 53-62.
86. Карбонаты. Минералогия и химия//М.: Мир. -1987. -496 с.
87. Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые//Новосибирск.: Наука. 1982.-199 с.

88. Каячев Н.Ф., Колесов В.А., Квачко С.К., Мусин Р.А. Роль литогенеза в формировании зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами подсолевых карбонатных отложений венда и нижнего кембрия (Восточная Сибирь)//Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2016. -Т. 15. -№ 20. -С. 216-231.
89. Кембрий Сибирской платформы. Книга 1: Алдано-Ленский регион//Отв. ред. А.Ю. Розанов, А.И. Варламов, Москва-Новосибирск, ПИН РАН, 2008
90. Киркинская В.Н., Голубева И.И., Князева С.А., Кутейников Е.С. и др. История геологического развития Сибирской платформы, палеогеография и палеотектоника этой территории в связи с её нефтегазоносностью. Отчет по теме Б1.1.17/237.-Т1. Поздний протерозой. Л. -1975. 80 с.
91. Киркинская В.Н., Смехов Е.М. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа//Л.: Недра.1981. – 255 с.
92. Китаева И.А., Кузнецов А.С. Минералогические особенности карбонатных пород-коллекторов осинского горизонта Непско-Ботубинской антеклизы//Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина 2017.- № 2 (287). –С. 45-56.
93. Клятышева Л.Р. Зональность коллекторов и углеводородонакопления в венд-нижнекембрийском мегакомплексе Непско-Ботубинской антеклизы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010.- Т.5.- №3.- http://www.ngtp.ru/rub/4/42_2010.pdf
94. Колосов П.Н. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы//Новосибирск.: Наука.-Сибирское отделение. 1977.-90 с.
95. Колосов П.Н. Позднекембрийские микрофоссилии и стратиграфия нефтегазоносных отложений востока Сибирской платформы//Якутск: Изд. Якут. фил. СО РАН.-2003.- 164 с.
96. Кордэ К.Б. Водоросли кембрия юго-востока Сибирской платформы//Труды ПИН АН СССР.-Т.89. М.: Изд-во АН СССР. 1961.-146 с.
97. Королев Э.А., Морозов В.П., Кольчугин А.Н., Ескин А.А., Нуриева Е.М. Особенности преобразования карбонатных коллекторов на завершающих стадиях развития нефтяных геофлюидных систем//Нефтяное хозяйство. 2015.- № 1.- С. 24-27.
98. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Ахлестина Е.Ф., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Морозов В.П., Фёдорова М.Д. Аутигенная доломитизация верхнеюрских отложений Тевлинско-Русскинского месторождения как отражение тектоно-гидротермальной активизации и индикатор продуктивных коллекторов// Недр Поволжья и Прикаспия. 2015.- № 84.- С. 25-34.

99. Коровников И.В. О нижней границе тойонского яруса кембрия Сибирской платформы//Геология и геофизика. 2011.– Т. 52.- №7.– С. 916-924.
100. Королюк И.К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра//Труды ИГиРГИ АН СССР.-Т.1-1960.
101. Конторович А.Э., Евтушенко В.М., Ивлев Н.Ф., Ларичесв А.И. Закономерности накопления органического вещества на территории Сибирской платформы в докембрии и кембрии// Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука. 1981. – С.19-42.
102. Конторович А.Э., Конторович В.А., Коровников И.В., Сараев С.В., Сенников Н.В., Филиппов Ю.Ф., Варламов А.И. и др. Разрез кембрия в восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-4)//Геология и геофизика. 2012.- Т.53.- №10.- С. 1273-1284.
103. Конторович А.Э., Костырева Е.А., Сараев С.В., Меленевский В.Н., Фомин А.Н. Геохимия органического вещества кембрия Предъенисейской субпровинции (по результатам бурения скважин Восток-1 и Восток-3)// Геология и геофизика, 2011.- Т.52.- №6. – С. 737-750.
104. Конторович А.Э., Савицкий В.Е. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск, 1970. -С. 95—108 (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 106).
105. Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. (ред.). Геология нефти и газа Сибирской платформы// М.: Недра. 1981.- 552 с.
106. Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А., Шемин Г.Г. и др. Нефтегазоносные бассейны Сибири. Вып. 7. Непско-Ботуобинская антеклизы.//Новосибирск. 1994. – 76 с.
107. Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. (ред.). Непско-Ботуобинская антеклизы – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР// Новосибирск: Наука. 1986.- 244 с.
108. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтей Г.М., Вотях О.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири // Новосибирск.: Изд-во СО АН СССР. -1964.
109. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Новожилова Н.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия в центральных районах Сибирской платформы: новые изотопно-геохимические и палеонтологические данные//Интерэкспо Гео-Сибирь. 2014. -Т. 2.- № 1. -С. 62-66.
110. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях//М.: Высшая школа. 1971. – 368 с.

111. Кринари Г.А., Ескина Г.М., Кольчугин А.Н., Королев Э.А., Морозов В.П. История и механизмы формирования залежей нефти в карбонатных породах по минералогическим данным//Литосфера. 2013.- № 1.- С. 146-157.
112. Кринари Г.А., Морозов В.П., Королев Э.А., Пикалев С.Н. Биогенные механизмы формирования вторичных доломитов с аномально высокой пористостью//Литосфера. 2004.- № 1.- С. 31-40.
113. Крылов И.Н. На заре жизни. Органический мир докембрия//Москва: Наука. 1972. – 106 с.
114. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Цикличность размещения коллекторских свойств в нижнекембрийском резервуаре Непско-Ботуобинской антеклизы//Нефтегазовая геология и геофизика.-Вып.8. 1982.-С.26-29.
115. Кузнецов В.Г., Дон О.В, Баташева И.В. Специфика строения природного резервуара нижнекембрийских органогенных построек//Геология нефти и газа. 1984.-№11.- С.44-49.
116. Кузнецов В.Г., Дон О.В. Органогенные постройки кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа)//Бюл.МОИП.-Отд.геолог.-Т.59.-Вып.5.- 1984.-С.67-71.
117. Кузнецов В.Г., Постникова О.В. Особенности строения природного резервуара органогенных построек нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы//Бюл. МОИП, отд.геол. 1985.-Т.60.-№4, -С. 118-119.
118. Кузнецов В.Г., Пирогова И.Л., Скобелева Н.М., Постникова О.В. Природные резервуары нефти и газа нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы//Обзор сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М.: Изд-во ВНИИЭГазпром. 1987.- №5. - 50с.
119. Кузнецов В.Г., Постникова О.В., Биллевич А.И. Смена сообществ организмов во времени в палеоландшафтах с органогенными постройками//В сборнике статей: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты морей и континентов. Новосибирск: Наука. 1987.-С.31-34
120. Кузнецов В.Г., Постникова О.В. Палеогеоморфологическая обстановка и механизм раннекембрийского соленакопления юга Сибирской платформы//В сборнике докл. АН СССР. 1989. -Т.309. -№4. -С.943-946.
121. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Миллер С.А., Постникова О.В. и др. Палеогеография пограничных отложений венда и кембрия юга Сибирской платформы// Известия АН СССР, сер. геол. 1992.-№5.-С.68-83.

122. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений//М.: Недра. 1992.-240 с.
123. Кузнецов В.Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран//М.: ГЕОС. 2000.-227с.
124. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли//М.: ГЕОС. 2003.-260с.
125. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность//М.: Недра. 1978. – 304 с. с ил.
126. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение//М.: Недра. 2007. – 511 с.
127. Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии//М.: Научный мир. 2011. – 366 с.
128. Кузнецов В.Г. Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии//М.: ИЦ РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2012. – 244 с.
129. Кузнецов В.Г. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли//М.: Научный мир. 2016. – 212 с.
130. Кузнецов В.Г., Дмитриевский А.Н., Постникова О.В., Скобелева Н.М. Строение природных резервуаров нефти и газа венд-кембрийской соленосно-карбонатной формации юга Сибирской платформы//В кн.: Вторичные изменения осадочных пород и формирование коллекторов нефти и газа. -Труды ГАНГ. М.: Изд-во Нефть и газ.- Вып.240.- 1993.-С.115-131
131. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность//М.: Научный Мир. 2000.-104с.
132. Кузнецов В.Г., Постникова О.В., Малинина А.К. Коллекторские свойства и строение осинского резервуара Талаканского м-я //Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995.- №1.-С. 24-30.
133. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане//Литология и полезные ископаемые. 2004. – № 1. – С. 1–35.
134. Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири. Сборник научных трудов.//Новосибирск. СНИТГГиМС. 1974. - Вып. 193. - 83 с.
135. Литология и коллекторские свойства палеозойских и мезозойских отложений Сибири/ Ред. Т.И. Гурова//СНИИГГиМС. Новосибирск. Вып.232. 1976. - 144 с.
136. Литолого-фациальные условия подсолевых вендских и нижнекембрийских отложений центральной части Сибирской платформы//Г.А. Полякова, Н.И. Васильева, Г.П.

Пономарева и др.// Проблемы геологии нефти и газа Сибирской платформы/ Л.: ВНИГРИ. 1982. - С. 42-47.

137. Лучинина В.А. Органогенные постройки в пограничном интервале венда и кембрия Сибирской платформы// Геология и геофизика. 1999.- Т. 40. - № 12. – С.1785-1794.

138. Лучинина В.А. Renalcis и Eriphyton – различные формы единого жизненного цикла известковых водорослей//Палеонтологический журнал. 2009. - №4. – С. 101-105.

139. Лучинина В.А. Eriphyton Vorn. – типичный представитель Calcibionta – группа вымерших известковых водорослей//Кембрий Сибири и Средней Азии. – М.: Наука. 1988. – С. 126– 132.

140. Лучинина В.А., Коровников И.В., Новожилова Н.В., Токарев Д.А. Биофашии раннего кембрия Сибирской платформы по бентосу (хиолиты, мелкораконная проблематика, археоциаты, трилобиты и известковые водоросли)//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. – Т. 2. - № 2. – С. 3-21.

141. Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов//М.: Наука. 1973. – 267 с.

142. Маслов В.П. Ископаемые известковые водоросли СССР//Труды Института геол. наук. – Вып. 160. – М.: Изд- во АН СССР. 1956. – 301 с.

143. Маслов В.П. Водоросли и карбонатоосаждение//Изв. АН СССР.Сер.геол.-1961.- №12.-С.81-86.

144. Маслов В.П. Строматолиты. (Их генезис, методы изучения, связь с фашиями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы)//Тр.ГИН АН СССР.- Вып.41.-М.:Наука.-1960.-188 с.

145. Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы// Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968. 332 с.

146. Марьенко Ю.И. Нефтегазоносность карбонатных пород//М.: Недра.-1978.-231 с.

147. Мельников Н.В., Шемин Г.Г., Ефимов А.О., Сафронова И.Г. Циклостратиграфия венда, нижнего и среднего кембрия юга Сибирской платформы// Геология и геофизика, №2.-1981.- С.32-47

148. Мельников Н.В. Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы//Геология и геофизика. -№3.-1982.-С.29-40.

149. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития)//Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. – 148 с.

150. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, История развития). Изд. 2-е, доп.//Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. – 177с.
151. Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В. Зоны нефтегазоаккумуляции в районах проведения геолого-разведочных работ Лено-Тунгусской провинции// Геология и геофизика, 2011. - Т.52. - №8. –С. 1151-1163.
152. Мельников Н.В., Исаев А.В., Смирнов Е.В., Наумова Е.Г., Донцов М.В., Медюхина Л.В., Масленников М.А. Фациальное районирование нижнего - среднего кембрия междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок//Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. С. 3-17
153. Мельников Н.В., Воробьев В.Н., Васильев В.И. Карбонатные резервуары венда и кембрия центральных районов Восточной Сибири//М-лы науч.-практ.конф.: Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск: ФГУП СНИИГГиМС.-2003.-С.78-81.
154. Мигурский А.В., Мазаева П.К. Зоны сдвигов Непско-Ботубинской антеклизы и возможное влияние на нефтегазоносность// Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы/ СНИИГГиМС. Новосибирск, 1980, С. 66-76.
155. Мордовская В.Т. Тектоника и нефтегазоносность южной части Сибирской платформы//М.: Изд-во АН СССР, 1959.- 20 с.
156. Морозов В.П. Литогенетический анализ, как метод реконструкции седиментогенеза и постседиментационных изменений (на примере нефтеносных карбонатных пород нижнего и среднего карбона Волго-Уральского региона)// В книге: Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Отв. ред. А.В. Маслов. 2016. С. 58-62.
157. Морозов В.П., Кольчугин А.Н., Кузнецов В.Г. О некоторых специфических формах выщелачивания карбонатных пород// Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 576.
158. Морозов В.П., Плотникова И.Н., Закиров Р.Х., Кольчугин А.Н., Кальчева А.В., Королев Э.А., Ескин А.А. Морфолого-генетическая классификация структур пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов// Георесурсы. 2012. № 4 (46). С. 19-22.
159. Морозов В.П., Плотникова И.Н., Ескин А.А., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Пронин Н.В. Структура пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов и ее связь с составом нефтей// Георесурсы. 2014. № 1 (56). С. 35-37.

160. Николаева И.В., Журавлева И.Т., Бородаевская Л.Н. и др. Нижний кембрий юго-востока Сибирской платформы (литология, фации, палеоэкология)// Новосибирск: Наука.–1986.–232 с.
161. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. Сборник научных трудов. - Новосибирск. СНИТГГиМС, 1982.
162. Парфенова Т.М. Геохимия гетероатомных компонентов битумоидов куонамской свиты нижнего и среднего кембрия (северо-восток сибирской платформы)// Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 3. С. 3.
163. Парфенова Т.М., Коровников И.В., Эдер В.Г., Меленевский В.Н. Органическая геохимия синской свиты нижнего кембрия// Геология и геофизика – 2017. Т 58.–№5. С. 723-738.
164. Перельман А.И. Геохимия: Учеб. пособие для геолог. спец. ун-тов// М.: Высшая школа.-1979.-423 с.
165. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов// М.: Недра.-1965.-274 с.
166. Писарчик Я.К., Минаева М.М., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии//Л.: Недра.-1975.-195 с.
167. Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы//Изд. Наука, Сибирское отделение, Новосибирск.1981. 202 с.
168. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 44// СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. – 68 с.
169. Постникова И.Е. Методы изучения карбонатных формаций платформенных областей//М.: Недра.-1988.-206 с.
170. Постникова О.В. Литолого-фациальные особенности карбонатных отложений осинского горизонта Среднеботуобинского месторождения //В сб.: Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Сибирской платформы. М. Труды МИНХ и ГП.- 1981.-Вып.159.-С.43-45.
171. Постникова О.В. Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы и его нефтегазоносность: Автореферат докт. дис. Москва, 2008. 50с.
172. Постникова О.В., Китаева И.А., Репина М.О., Омельченко О.В. Влияние вторичных преобразований на формирование коллекторских свойств осинского горизонта Непско-Ботуобинской антеклизы// Территория нефтегаз, №11, 2012 г, С. 18-21.
173. Постникова О.В., Лошкарева В.А., Китаева И.А. Механизмы формирования первичного пустотного пространства в венд-нижнекембрийских карбонатных отложений//

Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина, №4(293), 2018 г, с. 7-16.

174. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций// М.: Наука, 1980. – 102 с.

175. Пошибаева, А.Р., Биомасса бактерий, как источник углеводородов нефти: дис. канд. хим.-х наук// 2015. – 124 с.

176. Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. Сборник научных трудов. - Новосибирск. СНИТГГиМС, 1985.

177. Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Отв. редактор Рожнов С.В. Серия «Гео-биологические процессы в прошлом»// М.: ПИН РАН.–2011–228 с.

178. Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы// Палеонтологический журнал – 2003. – № 6. – С. 41–49.

179. Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы// Современные проблемы геологии. – М.: Наука, 2004. – С. 448–462.

180. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия//Тр.ГИН. -Вып.206.-1969.- 380 с.

181. Розанов А.Ю., Скорлотова Н.А. Правильные археоциаты. Учебно-методическое пособие//Москва, ПИН РАН, 2013. 55 с.

182. Розанов А.Ю., Хоментовский В.В., Шабанов Ю.Я., Карлова Г.А., Варламов А.И., Лучинина В.А., Пегель Т.В., Демиденко Ю.Е., Пархаев П.Ю., Коровников И.В., Скорлотова Н.А. К проблеме ярусного расчленения нижнего кембрия//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 3-21.

183. Ронов А.Б., Сеславинский К.Б., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира//Советская геология.-1974.-№12.-С.10-33.

184. Самсонов В.В., Ларичев А.И. Перспективные нефтегазоносные комплексы и зоны южной части Сибирской платформы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2008. - Т.3. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/4/43_2008.pdf

185. Сараев С.В. Литолого-фациальная характеристика усольской свиты (нижний кембрий) и ее возрастных аналогов Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири//Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1173-1188.

186. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов/Сост. и общ. ред. Н.К. Фортунатовой. – М.: РЭФИА, 2000. – 239 с.: ил.

187. Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 2. Поздний протерозой// Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 15. - № 6. – С. 3-34.

188. Сидоренко А.В., Сидоренко С.А. О распространении предположительно биогенного углерода в докембрии.// Докл. АН СССР.-1968. Т.183.-№1.-С.181-184.
189. Сидоренко С.А. Теняков В.А. О периодичности возникновения в докембрии седиментогенных комплексов, обогащенных органическим веществом// Органическая геохимия нефтей, газов в органическом веществе докембрия.-М.:Наука.-1981.-С.215-220.
190. Ситников В.С. Кушмар И.А., Лобода К.В. Эволюция представлений о нефтеносности восточных территорий Сибирской платформы – тектоника и прогноз// Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 3/2011. С. 4-13.
191. Ситников В.С. Тектоника и нефтегазоносность неопротерозоя и нижнего палеозоя востока Сибирской платформы // автореферат докт.дис. Новосибирск. 2005. 40 с.
192. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ), 2006. 96 с.
193. Скибицкая Н.А., Шарова Н.А., Кузнецов В.Г., Постникова О.В. Петрофизическая характеристика осинского продуктивного горизонта Средне-Ботубинского месторождения//Нефтегазовая геология, геофизика и бурение. М.:ВНИИОЭНГ.-1985.-№3.-С.7-10.
194. Скрылев С.А., Сердюкова В.А., Худорожков В.Г. Выделение и оценка коллекторов в отложениях кембрия Нижнего Приангарья//Газовая промышленность. 2008. № 1. С. 34-39.
195. Смехов Е.М., Дорофеева Т.В. Вторичная пористость горных пород-коллекторов нефти и газа// Л.: Недра, 1987. – 96 с.
196. Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы // М.: Наука, 1969. 103 с.
197. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. / Гл.ред. А.Э. Конторович. Том 1: Сухов С.С. Стратиграфия// Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. – 498 с.
198. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. / Гл.ред. А.Э. Конторович. Том 2: Пегель Т.В. Палеонтология// Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. – 344 с.
199. Титоренко Т.Н., Анисимова С.А., Анисимов А.Ю. Палеонтология докембрия. Фитолиты (строматолиты и микрофитолиты): учеб.-метод. пособие// Иркутск: Изд-во ИГУ. – 2012. – 117 с.
200. Тугаринов А.И. Общая геохимия. Краткий курс. Учебное пособие для вузов//М.: Атомиздат, 1973. – 288 с.

201. Тыщенко Л.Ф., Файзулина З.Х. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений кембрия-докембрия Иркутского амфитеатра//Советская геология.-1982.-№6.- С.52-63.
202. Условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления в вендских и кембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Тр. ВостСибНИИГГиМС. Вып.7.- 1971. -205 с.
203. Файзулина З.Х., Лысова Л.А., Трещетенкова А.А. Микрофоссилии из нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра//В кн. Микрофоссилии древнейших отложений.-М.: Наука.- 1973.-С.25-28.
204. Федонкин М.А. Холодная заря животной жизни // Природа. 2000. №9.
205. Филатов Д.А., Колесов В.А., Красильникова Н.Б., Исаева В.В. Особенности петрофизической модели карбонатных коллекторов Иркутских лицензионных участков// Нефтяное хозяйство. – 2013. – № 10. – с. 42 – 45.
206. Фомичева Л.Н. Геолого-исторические предпосылки формирования нефтегазоносных комплексов юга Сибирской платформы в связи с выбором направлений нефтегазопоисковых работ Автореферат докт.дис. - Москва, 1984. - 25 с.
207. Фролов Б.М., Ефимов М.И., Белозерова Н.Н., Иванова Л.К. Основные черты тектоники осадочного чехла южной части Сибирской платформы.//Л., Недра. 1976.112 с. Труды ВНИГРИ, вып.360.
208. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение// М.: Недра, 196. – 368 с.
209. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
210. Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Основание томмотского яруса - нижняя граница кембрия Сибири//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 26-40.
211. Хоментовский В.В., Постников А.А., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш. и др. Стратиграфия позднего докембрия Сибирской платформы и положение в ней нефтегазоносных толщ (по данным палеонтологии)//Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы. М-лы научно-практической конф. ФГПУ СНИИГГиМС, 2003. -С.55-59.
212. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы.// Труды ИГиГ СО АН СССР.-1997. 298 с.
213. Хоментовский В.В., Репина Л.Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири/М.:Наука.-1965

214. Чепиков К.Р., Никишин В.И. Коллекторы нефти и газа в верхнем докембрии и нижнем кембрии на юге Сибирской платформы//В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.-1975.-С.16-28.
215. Чечель Э.И., Машович Я.Г., Гилев Ю.Г. Закономерности строения соленосных отложений кембрия юга Сибирской платформы. М.:Недра.-1977.-144с.
216. Шлегель, Г. Современная микробиология. Прокариоты: В 2-х томах. Пер. с англ. Под ред. Ленглера Й., Дрекса Г., Шлегеля Г./Г. Шлегель. М.: Мир, 2005.
217. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России//М.:Изд-во ВНИГНИ.-2006.-776 с.
218. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина)//Новосибирск: Издательство СО РАН, 2007. – 467 с.
219. Шемин Г.Г. Модель строения, условия формирования и перспективы нефтегазоносности с выделением объектов поисково-оценочных работ осинского горизонта нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы//Гео-Сибирь. 2008. Т. 5. С. 100-104.
220. Щербина В.В. Основы геохимии//М.: Недра,1972.- 296 с.
221. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия)// Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.