МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Евдокимов Николай Владимирович

Особенности строения и формирования нижнепермских природных резервуаров северной части Печоро-Колвинского авлакогена

СПЕЦИАЛЬНОСТЬ: 25.00.12 – Геология, поиски и разведка
нефтяных и газовых месторождений

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Жемчугова Валентина Алексеевна

Москва, 2020

Оглавление

Введение....2
Глава 1. Геологическое строение....7
1.1 Литолого-стратиграфическая характеристика....7
1.2 Тектоника....11
1.3 Нефтегазоносность....17
Глава 2. Современные представления об особенностях строения и формирования карбонатных холмов и история их изучения в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне....21
2.1 История изучения нижнепермских отложений Тимано-Печорского бассейна....21
2.2 Современные представления об особенностях строения и формирования карбонатных холмов....25
Глава 3. Методика и теоретические основы исследования....46
Глава 4. Строение, свойства и генетическая типизация нижнепермских карбонатов северной части Печоро-Колвинского авлакогена....52
4.1 Литотипы....52
4.2 Фации и фациальные комплексы....58
4.3 Цикличность нижнепермских карбонатных отложений....83
Глава 5. Природные резервуары....119
5.1 Типы коллекторов....120
5.2 Углеводородная продуктивность нижнепермских природных резервуаров....135
5.3 Фациальное распределение коллекторов и прогноз их свойств на основе седиментационно-емкостного моделирования....148
Заключение....161
Список литературы....162

Введение

Актуальность работы и степень разработанности темы. Северная часть Печоро-Колвинского авлакогена представляет собой одну из наиболее богатых по запасам углеводородов (УВ) нефтегазоносных областей (НГО) Тимано-Печорского бассейна (ТП НГБ). Однако разведанные здесь месторождения, среди которых крупные Ярейюское, Южно-Хыльчуюское и Лаявожское, были открыты еще во второй половине XX века и большинство из них находится в разработке десятки лет, что приводит к неуклонному снижению объемов добычи. Общая тенденция «старения» бассейна повышает актуальность поиска и разведки новых месторождений и залежей нефти и газа как на слабоизученных территориях, так и в пределах уже разрабатываемых участков с развитой инфраструктурой, способной снизать себестоимость добычи.

Несмотря на широкий стратиграфический интервал нефтегазоносности, основные перспективы северной части Печоро-Колвинского авлакогена связаны со средневизейско-нижнепермским нефтегазоносным комплексом (НГК), большую часть которого слагают карбонатные породы. Привлекательность нижнепермских карбонатов, как элементов углеводородных систем, обусловлена их высоким емкостным потенциалом, предопределенным условиями накопления карбонатных осадков – будущих коллекторов, и их благоприятным пространственным положением по отношению к кунгурской региональной глинистой покрышке. Кроме того, с верхнекаменноугольно-нижнепермскими породами ассоциируются многочисленные ловушки для углеводородных флюидов, приуроченные к разномасштабным органогенным постройкам. Несомненно, положительным фактором является и относительно небольшая глубина залегания этих ловушек, как правило, не превышающая 2.5-3 км.

Помимо практического значения, органогенные постройки ассельско-сакмарского возраста, относимые к карбонатным холмам (James, Borque, 1992), представляют собой объект научного интереса, поскольку в их строении зашифрованы особенности развития раннепермского органического мира, климата, колебаний уровня Мирового океана и многие другие факторы, определяшшие специфику карбонатного осадконакопления не только в Печорском море, но и на всей планете.

Впервые нижнепермские карбонатные холмы ТП НГБ привлекли внимание геологов еще в начале прошлого века, когда их описанием на Полярном Урале занимались В.А. Варсанофьева, Г.А. Дуткевич и Н.Г. Чочиа. С того времени десятки исследователей провели изучение стратиграфии, палеоэкологии, фациального строения и литологического состава этих отложений. В наиболее актуальных трудах, посвященных нижнепермским карбонатам, отмечены особенности распространения органогенных построек в пределах бассейна и прилегающей акватории (Важенин, Иоффе, 1986; Zhemchugova, Shamell, 1994; Жемчугова,

1998; 2000, 2014; Кузнецов, 2000) и, в частности, описана приуроченность зон их развития к областям палеоподнятий и бровок склонов; выявлена генетическая типизация карбонатных холмов, в составе которых доминирующую роль могут играть известняки микробиального, либо скелетного происхождения (Антошкина, 2008; Антошкина, Пономаренко, 2014; Жемчугова и др., 2020); детально описаны литологические особенности строения связанных с этими постройками резервуаров, выполнен прогноз их распространения, послуживший основой для уточнения перспектив нефтегазоносности ТП НГБ (Жемчугова, 1998; 2002 и др.).

Колоссальное количество узкоспециализированной информации, подготовленное учеными-геологами по различным вопросам, связанным с нижнепермскими карбонатами, стимулирует обобщение уже накопленных материалов и проработку недостаточно изученных тем. На настоящий момент открытым остается вопрос о типизации нижнепермских органогенных построек северной части Печоро-Колвинского авлакогена, особенностях их строения, развития и распространения в пространстве и времени. Особое значение для нефтегазовой индустрии региона имеет проблема прогноза резервуарного потенциала циклично построенных нижнепермских карбонатных толщ, сложность строения которых не позволяет эффективно проводить геологоразведочные и промысловые работы без детального изучения специфики осадконакопления слагающих их отложений. Обозначенные вопросы, попытка дать ответы на которые содержится в настоящей работе, определяют ее актуальность.

Целью работы являлось выявление зависимостей между особенностями строения нижнепермских карбонатных отложений, отражающих условия их накопления, и пространственным положением и качеством приуроченным к ним природных резервуаров северной части Печоро-Колвинского авлакогена.

Для достижения обозначенной цели решались следующие **задачи**:

1. Обобщение материалов по геологическому строению и нефтегазоносности северной части Печоро-Колвинского авлакогена;
2. Выявление структурных компонентов и текстурно-структурных особенностей пород;
3. Генетическая типизация отложений ассельско-сакмарского возраста;
4. Выполнение циклического и фациального анализов изучаемых карбонатных толщ в пределах района исследования;
5. Реконструкция условий осадконакопления ассельско-сакмарских отложений северной части Печоро-Колвинского авлакогена и разработка их литолого-фациальных схем;
6. Анализ фильтрационно-емкостных характеристик отложений и построение петрофизических зависимостей;
7. Разработка карт-схем прогноза качества коллекторов.

Объектом исследования выступают нижнепермские карбонатные отложения северной части Печоро-Колвинского авлакогена Тимано-Печорского бассейна.

Предметом исследования является седиментационно-емкостное моделирование ассельско-сакмарских карбонатов, объединяющее сведения об их составе, строении, генетических особенностях, постседиментационных преобразованиях и резервуарном потенциале.

Научная новизна. Впервые для нижнепермских карбонатных отложений севера Печоро-Колвинского авлакогена доказано существование двух типов органогенных построек: скелетных и микробиальных холмов, формировавшихся в результате жизнедеятельности разных групп бентосных организмов, развитие которых контролировалось глубиной раннепермской акватории.

Детальное изучение нижнепермских пород и реконструкция условий их формирования позволили с новых позиций оценить цикличность карбонатного осадконакопления и выявить основные этапы его развития. Установленные закономерности вертикальной смены фаций в разрезах скважин позволили разработать авторскую модель седиментационных циклитов, в структуре которых отображена эволюция раннепермской седиментации.

Исходя из сравнительного анализа современных обстановок осадконакопления и геологической летописи, зашифрованной в строении разрезов, разработана серия седиментационных моделей раннепермских ископаемых карбонатных тел.

Выявлена и проиллюстрирована взаимосвязь между особенностями распространения природных резервуаров, фациальным районированием и циклическим строением нижнепермских карбонатных толщ.

Защищаемые положения:

1. В нижнепермском карбонатном комплексе северной части Печоро-Колвинского авлакогена распространены органогенные постройки, которые по доминирующему типу слагающих их каркасных известняков отнесены к скелетным и микробиальным холмам. Формирование первых обеспечивалось жизнедеятельностью бентосных скелетных организмов, вторые развивались за счет деятельности микробиальных сообществ, продуцировавших карбонатный осадок и укреплявших субстрат биоиндуцированным цементом.
2. В разрезах ассельско-сакмарской карбонатной толщи выделяется семь седиментационных циклитов, сложенных генетически обусловленными последовательностями фаций и разделенных поверхностями несогласий. Каждому из циклитов свойственна индивидуальная картина фациальной зональности, отражающая морфологию дна бассейна, палеобатиметрию и изменения уровня моря.

3. Емкостной потенциал нижнепермских карбонатов определяется их седиментационными особенностями, а его изменения контролируются фациальной неоднородностью. По сочетанию оценочных параметров качества коллекторы разделяются на три класса: высококачественные, приуроченные к фации скелетных холмов; среднего качества, наиболее характерные для карбонатных отмелей; низкокачественные, относящиеся к отложениям фации микробиальных холмов и шельфовых равнин.

Теоретическая и практическая значимость. На основании выполненных автором исследований разработана седиментационно-емкостная модель ассельско-сакмарских карбонатных отложений, логически объединившая основные обстановки осадконакопления, характерные для нижнепермского этапа развития северной части Печоро-Колвинского авлакогена, и учитывающая их коллекторский потенциал. Полученные результаты могут быть использованы при проведении поисково-разведочных работ с целью снижения геологической неопределенности, уточнения строения нижнепермских карбонатных толщ и повышения достоверности прогнозов фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) отложений.

Фактический материал и личный вклад. В основу исследования положены результаты изучения более 750 метров кернового материала и свыше 1500 петрографических шлифов. Использованы данные геофизических исследований 78 скважин, проанализированы материалы 2D и 3D сейсморазведки, а также результаты петрофизических анализов и микротомографии.

Достоверность результатов и методология диссертационного исследования.

Достоверность полученных результатов обеспечивается:

- Обширной базой исходного фактического материала;
- Использованием макроскопических и микроскопических описаний пород, замеров показателей пористости и проницаемости цилиндрических образцов, компьютерной томографии, электронной микроскопии;
- Применением в работе общепризнанной методики седиментационно-емкостного моделирования;
- Комплексированием результатов разномасштабных исследований в единой модели, позволяющей учесть многочисленные аспекты распределения свойств отложений.

Апробация работы. Полученные в ходе исследования сведения обсуждались на конференциях российского и международного уровня: Всероссийское литологическое совещание «Геология рифов» (Сыктывкар, 2020); ГеоЕвразия-2020. Современные технологии изучения и освоение недр Евразии (Москва, 2020); Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. XVII Геологический съезд Республики Коми (Сыктывкар, 2019); «Ломоносовские чтения - 2019». Секция «Геология» (Москва, 2019); 14-я

международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2019); Международная геолого-геофизическая конференция ГеоЕвразия 2019 (Москва, 2019); ЛОМОНОСОВ-2018 (Москва, 2018); Международная научно-практическая конференция «Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ–РГГРУ)» (Москва, 2018); Международная геолого-геофизическая конференция и выставка «Современные технологии изучения и освоения недр Евразии» ГеоЕвразия-2018 (2018).

Публикации. Основные результаты, полученные при подготовке диссертационного исследования, опубликованы в 3 статьях в журналах, входящих в Перечень, рекомендованный для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 25.00.12 и индексируемых в базах данных Web of Science Core Collection.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения изложенных на 170 страницах, включает 80 рисунков, 7 таблиц. Список литературы содержит 93 наименования.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность и признательность своему научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук, профессору ***Жемчуговой Валентине Алексеевне***. Подготовке данной работы в огромной степени способствовал коллектив ООО «НПП Спецгеофизика» в лице Бондаря Е.В., Жемчуговой Т.А., Лебедько В.А., Панкова В.В., Масловой Е.Е, оказывавших содействие при отборе фактического материала, проведении исследований и оформлении их результатов. Отдельную благодарность автор выражает заведующей кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ, доктору геолого-минералогических наук, профессору Ступаковой А.В. за методические рекомендации, предоставленные в процессе подготовки работы. При проведении петрофизических исследований особо важный вклад внес сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ Хамидуллин Р.А.

Глава 1. Геологическое строение

1.1 Литолого-стратиграфическая характеристика

Фундамент

Фундамент имеет позднепротерозойско-раннекембрийский возраст и разбит на многочисленные тектонические блоки, отражающиеся в структуре осадочного чехла. На дневную поверхность слагающие его породы выходят в пределах Урала и Тиманского Кряжа, в то время как в центральной части бассейна они расположены на глубинах 3-7 км. Большинство скважин, вскрывших фундамент ТП НГБ находятся в пределах Ижма-Печорской синеклизы, где глубина его залегания невелика и составляет порядка 3 км (Изучение…, 2005).

Осадочный чехол

Наиболее древние отложения осадочного чехла, встречаемые в пределах Печоро-Колвинского авлакогена, относятся к ***ордовикской системе (O***), разделяемой на три отдела, и залегают на метаморфизованном фундаменте с угловым и стратиграфическим несогласиями. Породы представлены толщей терригенного состава с прослоями доломитов и ангидритов в верхней части, суммарной мощностью от первых метров на северо-западе района исследования до нескольких сотен метров на востоке и юге (Атлас…, 2000).

Силурийская система (S) выделяется в составе нижнего и верхнего отделов, согласно залегающих на верхнеордовикских отложениях. Породы преимущественно карбонатного состава, представлены известняками и доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов. Мощность силура увеличивается в юго-восточном направлении от первых десятков метров в районе Печорской губы до 1000 м и более в западной части Хорейверской впадины (Атлас…, 2000).

Девонская система (D) на территории Печоро-Колвинского авлакогена состоит из трех отделов: нижнего, среднего и верхнего, распространенных неравномерно. Первый и второй представлены преимущественно терригенными отложениями, третий – карбонатными, в том числе депрессионными доманиковыми фациями и рифогенными образованиями. Суммарная мощность девона в пределах Печоро-Колвинского авлакогена может превышать 2500 м (Изучение…, 2005).

Отложения ***каменноугольной системы (C)***, подразделяющейся на три отдела, несогласно перекрывают верхнедевонские (фаменские) и в пределах района исследования встречаются повсеместно. Породы представлены известняками биокластовыми, водорослевыми и фораминиферовыми, с желваками кремней, редкими прослоями

терригенного материала, ангидритов и доломитов. Широкое распространение имеют органогенные постройки, идентичные нижнепермским карбонатным холмам.

Пермская система (P) подразделяется на преимущественно карбонатные ассельский, сакмарский и артинский ярусы приуральского отдела и терригенные биармийский и татарский отделы, распространенные в пределах района исследования повсеместно (Рис. 1). Нижняя граница системы проводится по подошве ассельского яруса в основании слоев с Schwagerina fusiformis, Schw. Vulgaris.

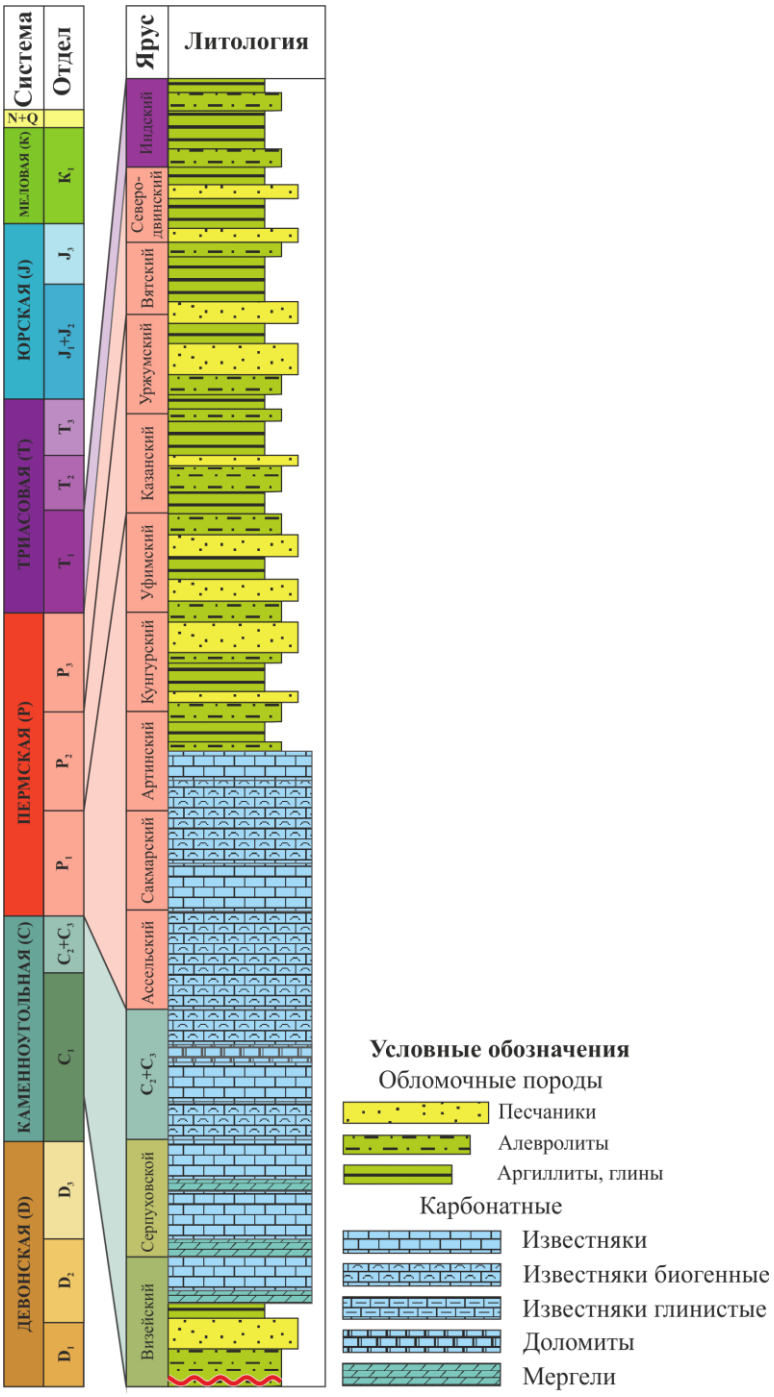


Рисунок 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка верхнекаменноугольно-пермских отложений сверной части Печоро-Колвинского авлакогена

Приуральский отдел – P_1 включает в себя карбонатные ассельский, сакмарский и артинский и терригенные кунгурский и уфимский ярусы. В пределах большинства структур Печоро-Колвинского авлакогена ассельский и сакмарский ярусы неразделимы при проведении геологических изысканий и рассматриваются в качестве единой стратиграфической единицы. Суммарная мощность нижнепермского комплекса достигает 600 и более метров.

Ассельский ярус (P_1as) с размывом залегает на отложениях карбона и выделяется в объеме региональных холодноложского и шиханского горизонтов. Первый из них в нижней части сложен известняками биокластовыми и каркасными, вверх по разрезу сменяющимися на водорослевые разности органогенных построек. Второй – состоит преимущественно из биокластовых известняков.

В северной части Денисовского прогиба и в Чернореченской депрессии ярус представлен относительно глубоководными биокластовыми и микритово-биокластовыми глинистыми известняками сезымской свиты. В пределах Колвинского мегавала, Лайского вала и серии локальных поднятий в Чернореченской депрессии доминируют фациальные комплексы органогенных построек.

Нижняя граница асселя четко прослеживается в области развития сезымских отложений и литологически слабо различима в органогенных постройках. Мощность отложений ассельского яруса изменяется от первых метров в сводовой части Харьягинского вала до 180 м в разрезах Денисовского прогиба.

Сакмарский ярус (P_1s) отделяется от ассельского по исчезновению представителей родов Schwagerina s.str., Pseudoschwagerina, Occidentoschwagerina и включает в себя тастубский и стерлитамакский горизонты, разделение которых происходит по биостратиграфическому критерию (Pseudofusulina moelleri и Pseudofusulina urdalensis соответственно). Общая мощность сакмара изменяется от первых метров до 70 и более метров.

На территории Печоро-Колвинского авлакогена тастубский горизонт представлен известняками каркасными, биокластовыми, и реже, микритовыми. Преобладание фаций органогенных построек наблюдается в пределах Колвинского мегавала и локальных поднятий запада Хорейверской впадины, в то время как микритовые и биокластовые разности доминируют в Денисовском прогибе, и в особенности, в его северной части.

Стерлитамакский горизонт на большей части района исследования отсутствует и условно выделяется на Лайском и Шапкина-Юрьяхинском валах и в северной части авлакогена, где представлен микритовыми и зернисто-микритовыми, часто глинистыми известняками.

Артинский ярус (P_1ar) представлен толщами терригенных и терригенно-карбонатных пород и подразделяется на нижний и верхний подъярусы, различающиеся по составу слагающих их отложений. Нижняя граница проводится по литологическому и биостратиграфическому (фораминиферы, мшанки и брахиоподы) критериям, а общая мощность яруса в пределах Печоро-Колвинского авлакогена может достигать 400 м и более.

Нижнеартинский подъярус включает в себя бурцевский и иргинский горизонты в нижней части, разделяемые по комплексам фораминифер и состоящие из глинистых известняков с прослоями песчаников и мергелей. В верхней части подъяруса выделяются саргинский и саранинский горизонты, сложенные глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Верхнеартинский подъярус представлен песчаниками и алевролитами с пачками алевритовых глин и мергелей (Изучение…, 2005).

Кунгурский ярус (P_1k) распространен на всей территории севера ТП НГБ и согласно унифицированной стратиграфической схеме разделяется на филипповский и иренский горизонты, сложенные сероцветными песчаниками, глинами и алевролитами с редкими прослоями известняков и солей суммарной мощностью до первых сотен метров. Резкое изменение состава отложений было обусловлено обширными палеогеографическими перестройками, связанными с повышением тектонической активности, ростом Уральского горно-складчатого сооружения и аридизацией климата.

Уфимский ярус (P_1u) уа территории Печоро-Колвинского авлакогена сложен преимущественно песчаниками с редкими прослоями алевролитов и глин.

Биармийский (P_2) и татрский (P_3) отделы подразделяется на казанский, уржумский, вятский и северодвинский ярусы, на всей территории исследования представленные терригенными отложениями: переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами с сидеритовыми конкрециями и редкими прослоями известняков, в верхней части разрезов с конгломератами и углями.

Триасовая система – T имеет широкое распространение и отсутствует только в пределах сводов крупнейших положительных структур вне полигона исследования. Выделяется в объеме трех отделов, сложенных исключительно терригенными отложениями: песчаниками, алевролитами и глинами.

Юрская система – J на территории Печоро-Колвинского авлакогена и Хорейверской впадины распространена повсеместно, разделяется на три отдела и с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на подстилающих отложениях. Сложена породами терригенного состава с редкими прослоями мергелей.

Меловая система – K на севере ТП НГБ представлена терригенными породами нижнего и верхнего отделов с прослоями углей, гальки, опоками и банками устриц.

1.2 Тектоника

В тектоническом отношении Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн приурочен к одноименной плите, с востока ограниченной Уральским и Пайхойско-Новоземельским складчатыми сооружениями, а с запада – Тиманской грядой, где на поверхность выходят породы эпибайкальского фундамента. Бассейн не имеет четкой северной границы и многие тектонические структуры, выделяемые на суше, прослеживаются в акватории Печорского и Баренцева морей.

Район настоящего исследования включает в себя северную часть Печоро-Колвинского авлакогена и северо-западную оконечность Хорейверской впадины (Рис. 2).

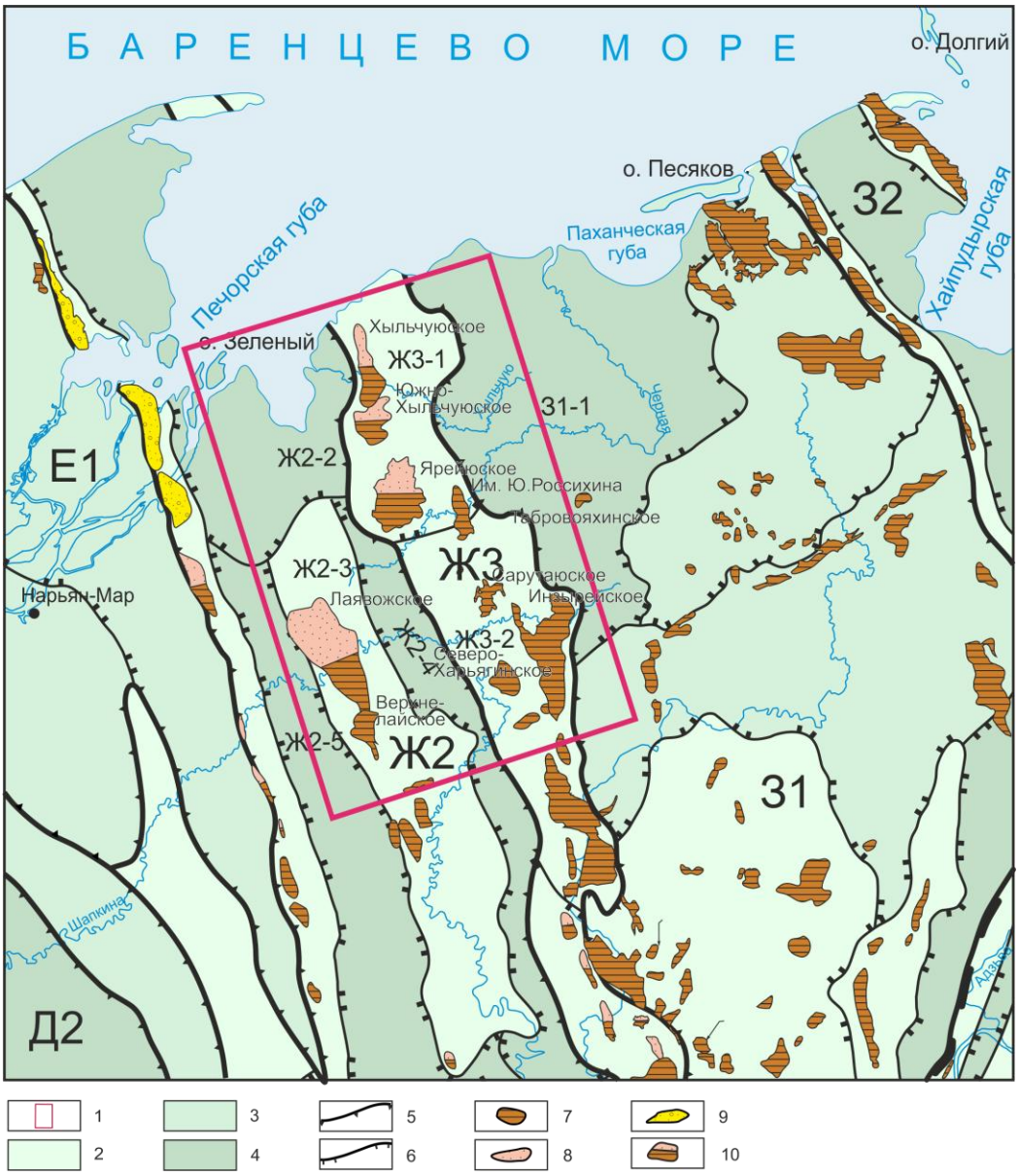


Рисунок 2. Тектоническая карта северной части ТП НГБ (Изучение…, 2005)

1 – район исследования; 2 – мегавалы, валы и поднятия; 3 – моноклинали, ступени и седловины; 4 – прогибы, впадины, депрессии и котловины; границы структур: 5 – крупных (первого порядка), 6 – средних (второго

порядка); месторождения: 7 – нефтяные, 8 – газовые, 9 – газоконденсатные, 10 – смешанные. Тектонические элементы: Надпорядковые: Д – Ижма-Печорская синеклиза, Ж – Печоро-Колвинский авлакоген; I порядка: Е1 – Малоземельско-Колгуевская моноклиналь, Ж2 – Денисовский прогиб, Ж3 – Колвинский мегавал, З1 – Хорейверская впадина, З2 – Варандей-Адзьвинская структурная зона (авлакоген); II порядка: Ж2-2 – Усть-Печорская депрессия, Ж2-3 – Лайский вал, Ж2-4 – Верхнелайская депрессия, Ж2-5 – Тибейвисская депрессия, Ж3-1 – Ярейюский вал, Ж3-2 – Харьягинский вал, З1-1 – Чернореченская депрессия

Печоро-Колвинский авлакоген представляет собой надпорядковую структуру северо-западного простирания, протягивающуюся более чем на 700 км через центральную часть ТП НГБ и имеющую ширину от 20 до 60 км. По поверхности фундамента он соответствует обширному прогибу, разбитому серией разломов на ряд ступенчатых блоков. Авлакоген характеризуется сложным строением и включает в себя три протяженные структуры первого порядка: Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы и Денисовский прогиб, границы между которыми проводятся по крупным разломам глубокого заложения (Малышев, 2002; Прищепа и др., 2011). Эти тектонические элементы были заложены и формировались на разных этапах развития бассейна и имеют различную стратиграфическую полноту и литологическое наполнение разрезов осадочного чехла.

Денисовский прогиб (400×40-70 км) занимает центральную часть Печоро-Колвинского авлакогена, разделяя Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы. На юге прогиб через Лодминскую перемычку переходит в Большесынинскую впадину, а на севере раскрывается в акваториальную часть бассейна. По поверхности фундамента ему соответствует крупный опущенный блок, разрывными нарушениями разбитый на более мелкие тектонические элементы второго порядка, среди которых выделяются Шапкина-Юрьяхинский, Лайский и Верхнелайский, соответствующие одноименным структурам, выделяемым в осадочном чехле (Малышев, 2002).

Шапкина-Юрьяхинский вал (220×20 км) представляет собой инверсионную структуру, соответствующую наиболее опущенному блоку фундамента на западе Денисовского прогиба. Вал имеет асимметричное строение, с крутым западным крылом, осложненным серией взбросов, амплитудой до 700 м и более пологим восточным. В сводовой части выделяется серия узких относительно малоамплитудных антиклинальных складок.

На севере, в акваториальной части, Шапкина-Юрьяхинский вал переходит в Колоколморский вал. Оба они отделены от расположенной западнее Малоземельско-Колгуевской моноклинали разрывными нарушениями типа взбросо-надвиг, являясь по своему генезису приразломными инверсионными структурами (Прищепа и др., 2011).

Лайский вал (150×10-20 км) представляет собой линейно вытянутую в северо-западном направлении положительную структуру амплитудой до 700 м, расположенную в центральной части Денисовского прогиба (Изучение…, 2005). В сводовой части он осложнен крупной Лаявожской многокупольной складкой, а так же многочисленными более мелкими складками и иными локальными структурами. На севере вал наложен на позднеордовикско-среднедевонский палеопрогиб и граничит с Усть-Печорской депрессией, на юге – на локальный выступ, выполненный отложениями верхнеордовикско-нижнедевонского комплекса. Восточная оконечность Лайского вала пликативно сочленяется с Верхнелайской, а западная – с Тибейвисской депрессиями.

Усть-Печорская депрессия выделяется на севере Денисовского прогиба по горизонтам верхнего палеозоя, как на суше, так и в акватории Печорского моря и соответствует Носовому (Болванскому) выступу фундамента. Депрессия имеет асимметричное строение с увеличением глубины в восточном направлении и осложнена многочисленными малоамплитудными структурами (Юшинская, Высокая, Приливная и др).

Тибейвисская депрессия разделяет Лайский и Шапкина-Юрьяхинский валы. По поверхности фундамента ей соответствует структурная терраса, погружающаяся в северном и южном направлениях. Суммарная мощность осадочного чехла в пределах депрессии достигает 7,5 км (Изучение…, 2005).

Верхнелайская депрессия располагается между Лайским валом и Колвинским мегавалом и наиболее ярко проявляется в осадочных комплексах от девона до триаса. Ее характерной особенностью является несовпадение структурных планов доверхнедевонских отложений с вышележащими, что связано с полным или частичным выклиниванием горизонтов нижнего франа, среднего и нижнего девона и силура.

В акваториальной части Денисовского прогиба выделяется *Восточно-Колгуевская* заливообразная депрессия, отделенная от Усть-Печорской носовой перемычкой с *Болванским* выступом фундамента.

Помимо обозначенных тектонических элементов, в осадочном чехле Денисовского прогиба выявлено колоссальное разнообразие структур третьего порядка. Среди них наиболее многочисленны антиклинальные складки, средние и крупные по размерам, прослеживающиеся, как правило, по палеозойским отложениям и навешенные по отношению к структурам фундамента.

Колвинский мегавал (300×30-40 км) северо-западного простирания является самой восточной структурой Печоро-Колвинского авлакогена. Мегавал имеет инверсионное

происхождение и состоит из серии асимметричных кулисообразно сочленяющихся валов, являясь одним из наиболее контрастных тектонических элементов ТП НГБ как по поверхности фундамента, так и по горизонтам осадочного чехла (Прищепа и др., 2011). От соседних Денисовского прогиба и Хорейверской впадины он отделяется Западно- и Восточно-Колвинским региональными разломами (Рис. 3).

Колвинский мегавал протягивается через весь ТП НГБ и на юге граничит с Большесынинской впадиной, а на севере уходит в акваторию Печорского моря, где постепенно меняет простирание на субширотное. Акваториальная часть представлена Поморской ступенью с погребенным в нижнепалеозойских отложениях Русским валом, сухопутная – Ярейюским и Харьягинским валами, вошедшими в район исследования, а также Возейским и Усинским, расположенными южнее.

Ярйюский вал (75×30 км) – самый северный элемент сухопутной части Колвинского мегавала. По поверхности фундамента приурочен к отдельной кулисе Колвинской системы разломов, а в осадочном чехле прослеживается от раннего палеозоя до мезозоя с максимальной амплитудой по отложениям нижнего карбона до 500 м. Восточное крыло пологое, западное – более крутое и осложнено разрывным нарушением.

В составе Ярейюского вала отмечается ряд локальных структур, различных по конфигурации и размерам, среди которых особенно выделяются крупные Северо-Ярейюская, Южно-Хыльчуюская, Ярейюская и др. брахиантиклинали и антиклинали с которыми связаны одноименные нефтегазоконденсатные месторождения (Изучение…, 2005).

Харьягинский вал (110×20 км) располагается южнее Ярейюского и имеет асимметричное строение с относительно пологим западным и более крутым восточным крыльями. Максимальные амплитуды отмечаются по отложениям нижнего карбона и достигают 800 м, уменьшаясь в северном направлении до 275 м. В осевой части присутствуют разноамплитудные положительные структуры, среди которых особенно выделяется крупное Инзырейское куполообразное поднятие, четко прослеживаемое по всем горизонтам палеозоя.

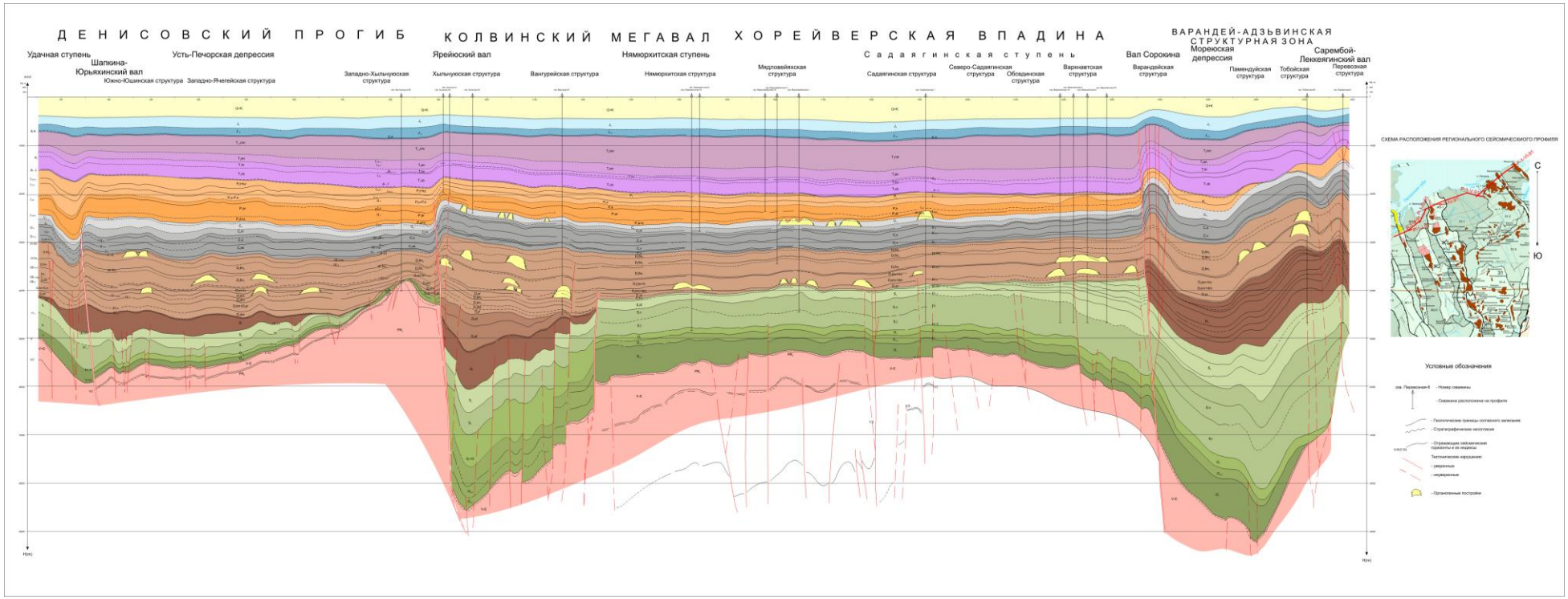


Рисунок 3. Региональный геологический профиль вкрест простирания Печоро-Колвинского авлакогена (Изучение..., 2005)

Хорейверская впадина (280×120 км) соответствует стабильному Большеземельскому блоку фундамента и по отложениям верхнего палеозоя и мезозоя представляет собой крупную асимметричную отрицательную структуру. По горизонтам нижнего палеозоя она соотносится с Большеземельским палеосводом, который во многом предопределил ее сложное строение, выраженное в длительных стратиграфических перерывах и глубоких размывах. Вдоль восточного склона Колвинского мегавала протягивается наиболее погруженная часть впадины с увеличенными толщинами отложений всех горизонтов. Современный структурный план характеризуется спокойным залеганием пород с погружением на север и северо-запад в сторону шельфа Печорского моря (Изучение…, 2005).

Чернореченская депрессия (170×6-40 км) занимает наиболее погруженную северо-западную часть Хорейверской впадины и прослеживается по всему разрезу осадочного чехла. Западный борт более крутой, чем восточный, и осложнен крупным разломом.

Глубина залегания кровли карбонатных отложений нижней перми в пределах депрессии варьирует от -2425 м на востоке и западе до -2900 м на севере (Изучение…, 2005). Ее строение осложняется многочисленными локальными структурами: Михайловской, Невской, Каминской, Западно-Нямюрхитской, Вангурейяхинской и другими, представляющими собой преимущественно брахиантиклинальные и куполовидные складки размером в плане не более 10 км и амплитудой до 100 м.

1.3 Нефтегазоносность

Нефтегазоносные комплексы

Территория Печоро-Колвинского авлакогена характеризуется широким интервалом нефтегазоносности, включающим в себя отложения от ордовика до триаса. Всего выделяется восемь нефтегазоносных комплексов и один нефтегазоперспективный (Белонин и др., 2004) терригенного, карбонатного и смешанного состава: нижнеордовикский терригенный нефтегазоперспективный комплекс, среднеордовикско-нижнедевонсий терригенно-карбонатный НГК, среднедевонско-нижнефранский терригенный НГК, доманиково-турнейский карбонатный НГК, нижне-средневизейский карбонатно-терригенный НГК, средневизейско-нижнепермский карбонатный НГК, нижнепермский (артинско-кунгурский) карбонатный НГК, верхнепермский терригенный НГК, триасовый терригенный НГК.

Средневизейско-нижнепермский карбонатный НГК в пределах Печоро-Колвинского авлакогена распространен повсеместно и представлен преимущественно известняками с редкими прослоями доломитов. В его строении важнейшую роль играют органогенные постройки различной морфологии и генезиса. Качество коллекторов изменяется в широких пределах и зависит от состава отложений, их генетических особенностей и воздействия вторичных процессов. Наиболее распространены коллекторы с пустотным пространством порового и кавернового типов, реже встречаются трещинные. Открытая пористость изменяется в широких пределах, в среднем составляя 15-20%, иногда достигая 30% при значениях проницаемости до 1 Д и более. Региональной покрышкой выступает толща глинистых пород кунгурского яруса, зональными и локальными флюидоупорами могут служить сульфатные отложения серпуховского яруса, глины верейского горизонта московского яруса и глинистые известняки артинского яруса.

Нижнепермский (артинско-кунгурский) карбонатный НГК наиболее продуктивен в пределах севера ТП НГБ и, особенно, Печоро-Колвинского авлакогена. В нижней части он сложен карбонатными отложениями, включающими в себя зернистые и каркасные разности, вверх по разрезу сменяющиеся глинистыми известняками и алевритово-глинистыми толщами. Коллекторами являются известняки органогенных построек и, реже, зернистые карбонаты мелководного генезиса. Открытая пористость может достигать 30% при проницаемости до сотен мД. Региональным флюидоупором комплекса служит глинистая толща кунгура, локальными покрышками могут выступать глинистые карбонаты верхней части артинского яруса.

Нефтегазогеологическое районирование

С позиций нефтегазогеологического районирования область исследования находится в северной части Печоро-Колвинской нефтегазоносной области (НГО) и захватывает западный край Хорейверской НГО. Первая из них включает в себя Шапкина-Юрьяхинский, Лайско-Лодминский, Ярейюский нефтегазоносные районы (НГР) и север Харьяго-Усинского, вторая представлена Чернореченским НГР (Рис. 4).

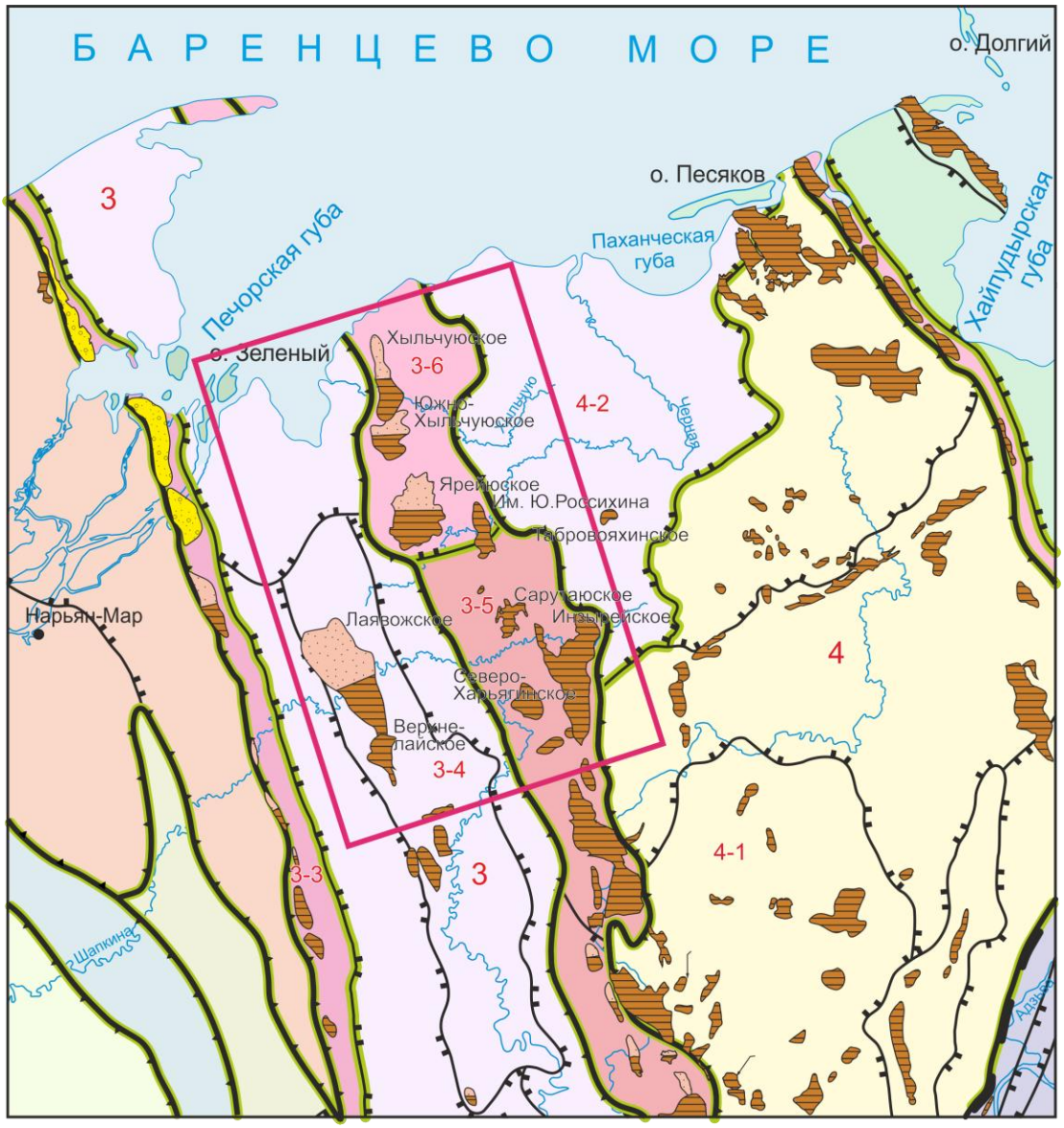


Рисунок 4. Карта нефтегазогеологического районирования северной части ТП НГБ (Изучение…, 2005). Условные обозначения см. Рисунок 2.

НГО: 3 – Печоро-Колвинская, 4 – Хорейверская; НГР: 3-3 – Шапкина-Юрьяхинский, 3-4 – Лайско-Лодминский, 3-5 – Харьяго-Усинский, 3-6 – Ярейюский, 4-1 – Колвависовский, 4-2 – Чернореченский.

Печоро-Колвинская НГО приурочена к одноименной надпорядковой тектонической структуре и содержит до трети всех потенциальных ресурсов углеводородов ТП НГБ

(Изучение…, 2005; Белонин и др., 2004). В данной области обнаружено почти 50 месторождений, подавляющее большинство которых приурочено к инверсионным структурам валов и мегавалов: Колвинскому, Шапкина-Юрьяхинскому, Лайскому. Крупнейшими месторождениями являются Харьягинское, Лаявожское, Ярейюское с основными запасами, сконцентрированными в верхнекаменноугольно-нижнепермскиъх карбонатах. Отмечается общая тенденция изменения состава углеводородов с юга на север: в южной части НГО преобладают нефтяные месторождения, в северной – газоконденсатные и газовые.

Стратиграфический диапазон нефтегазоносности Печоро-Колвинской НГО очень широк и включает в себя отложения от силура до триаса. Наиболее продуктивным здесь является средневизейско-нижнепермский НГК, в котором сосредоточена половина разведанных запасов нефти и около 2/3 запасов газа. На втором месте располагается среднедевонско-нижнефранский НГК, содержащий около пятой части всех УВ НГО.

Лайско-Лодминский НГР расположен на территории Денисовского прогиба и Лайского вала. В пределах района открыто семь месторождений с промышленной нефтегазоносностью почти во всех НГК от ордовика до триаса. К средневизейско-нижнепермскму комплексу приурочено крупное Лаявожское нефтегазоконденсатное многозалежное месторождение. Основные коллекторы порово-каверновые с пористостью более 20% и проницаемостью до 1 Д сложены низкомикритовыми зернистыми известняками мелководного генезиса. Несколько залежей на месторождении выявлено в органогенных постройках, но они являются второстепенными.

Харьяга-Усинский НГР в тектоническом отношении полностью приурочен к Колвинскому мегавалу в границах Усинского, Возейского и Харьягинского валов. В районе открыто 14 нефтяных месторождений, среди которых три крупных. Нефтегазоносными являются все выделяемые НГК от ордовика до триаса. Средневизейско-нижнепермский НГК является одним из наиболее продуктивных и содержит коллекторы пористостью до 25% и проницаемостью до 180 мД и более. Нижнепермские органогенные постройки содержат залежи УВ на Харьягинском, Сарутаюском, Северо-Харьягинском и Лекхарьягинском месторождениях.

Ярейюский НГР выделяется в пределах одноименной структуры II порядка. В пределах района установлено четыре месторождения, в том числе крупные Южно-Хыльчуюское и Ярейюское. Интервалы продуктивности расположены преимущественно в отложениях каменноугольно-нижнепермского возраста. Наиболее высококачественные коллекторы приурочены к органогенным постройкам, имеют пористость 15-20% и высокие значения проницаемости, достигающие сотен мД.

Хорейверская НГО находится в пределах одноименной впадины, наложенной на погребенный Большеземельский свод. Всего здесь открыто около 50 месторождений, большинство из которых сосредоточены на северо-востоке НГО и содержат залежи в карбонатных отложениях различного генезиса, в том числе рифах и иных органогенных постройках. Наиболее продуктивным является домаииково-турнейский НГК, в которм сосредоточено до половины всех выявленных залежей. Так же важную роль играют среднеордовикско-нижнедевонский и средневизейско-нижнепермский комплексы.

Чернореченский НГР приурочен к одноименной депрессии и содержит всего одно выявленное Табровояхинское месторождение с залежью в домаииково-турнейском НГК. Наибольшие перспективы района связаны с органогенными постройками ассельско-сакмарского возраста, широко развитыми в пределах локальных поднятий.

Колвависовский НГР занимает почти всю территорию Хорейверской впадины и характеризуется промышленной продуктивностью отложений от ордовика до нижней перми. В пределы области настоящего исследования включена только северо-западная оконечность района, где основную роль играет домаииково-турнейский комплекс. В ассельско-сакмарских отложениях встречаются коллекторы каверно-порового и, реже, порового типов.

Глава 2. Современные представления об особенностях строения и формирования карбонатных холмов и история их изучения в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне

2.1 История изучения нижнепермских отложений Тимано-Печорского бассейна

Тимано-Печорский бассейн привлекает к себе внимание как ученых-геологов, так и представителей нефтегазовой промышленности на протяжении уже более ста лет, однако систематические исследования строения и нефтегазоносности его наиболее отдаленных северных частей, ввиду слабо развитой дорожно-транспортной сети и сложных природных условий, начались только с середины прошлого века.

Первые упоминания в литературных источниках нефтепроявлений в ТП НГБ датируются концом XVII в. и описаны для окрестностей р. Ухта. Одними из пионеров геологического исследования региона в середине XIX в. стали А.А. Кейзерлинг, П.И. Крузенштерн, М.К. Сидоров. Изучение геологических предпосылок нефтеносности региона в 1889-1890 гг. проводилось экспедицией Ф.Н. Чернышева, которой были выявлены антиклинальные структуры и малоглубинные нефтеносные отложения в районе г. Ухта (Белонин и др., 2004). Дальнейшие работы дореволюционного периода связаны с именами А.П. Павлова, А.А. Чернова, П.И. Полевого, А.Н. Замятина, В.И. Стукачева. В 1920-1930е гг. исследования продолжили И.М. Губкин, Е.Д. Сошкина, Т.А. Добролюбова и другие.

Подавляющее большинство перечисленных исследований посвящены южным и центральным областям ТП НГБ. Начало же изучения труднодоступных районов севера бассейна, относящихся к Большеземельской тундре, было положено в 1928 г Шульгой-Нестеренко и продолжено с 1938 по 1955 гг. геологами Г.А. Черновым, Н.Е. Шмелевым, А.И. Блохиным в первую очередь уделявшим внимание изучению четвертичных отложений и геоморфологии.

После открытия в 1930 г. Чибьюского нефтяного месторождения с залежами в отложениях девонского возраста прагматический интерес к бассейну значительно возрос и объемы геологоразведочных работ были многократно увеличены. Однако планомерное изучение территории Большеземельской тундры с использованием геофизических методов и бурения началось в 1960-е годы. Многочисленными геологическими партиями были проведены разномасштабные геоморфологические и геофизические исследования, магнито-, электро-, грави-, сейсморазведочные изыскания, опорное, параметрическое, структурно-поисковое и поисково-разведочное бурение. Коллективами ВНИГРИ под руководством В.А. Дедеева, С.М. Домрачева, А.Я. Кремса, Г.В. Чернявского построены первые

крупномасштабные тектонические карты, на которых были обозначены основные структурно-тектонические элементы. Дальнейшему изучению и уточнению тектонического строения бассейна посвящены работы Богацкого В.И., Вассермана Б.Я., Гецена В.Г., Головань А.С., Грамберга И.С., Громека В.И., Дедеева В.А., Запорожцевой И.В., Казанцева Ю.В., Казанцевой Т.Т., Камалетдинова М.А., Креме А.Я., Тимонина Н.И., Юдина В.В.

Прогнозы нефтегазоносности северных областей ТП НГБ и Большеземельской тундры, изначально выдвигались Левченко В.А., Розановым А.Н., Солнцевым О.А., Черновым А.А., Черновым Г.А., Авровым В.Я., Домрачевым С.М., Дедеевым В.А. и подтвердились первыми скважинами, пробуренными в пределах Колвинского мегавала. На этих территориях, помимо уже хорошо известных на то время продуктивных горизонтов девона и карбона, колоссальный интерес представляют карбонатные отложения нижнепермского возраста, в которых открыты залежи на Харьягинском (1970), Лаявожском (1971), Ярейюском (1976), Южно-Хыльчуюском (1981) и других месторождениях. Помимо промышленных скоплений, притоки нефти и газа получены из нижнепермских карбонатов во многих скважинах Печоро-Колвинского авлакогена и Хорейверской впадины.

История изучения отложений пермского возраста Тимано-Печоры берет свое начало в конце XIX века, когда они были установлены и впервые описаны в южных частях бассейна и на Урале А.А. Кейзерлингом, П.И. Кротовым, Е.С. Федоровым, А.Ф. Штукенбергом, М.Ф. Залесским. Систематизированным описанием их литологического состава, особенностей генезиса и фациального строения в 20-х годах прошлого века занимались Ф.Н. Чернышев, М.Б. Едемский, М.М. Ермолаев, К.К. Воллосович и другие геологи. В период с 1935 по 1958 гг. в ходе палеонтологических экспедиций во главе с В.П. Бархатовой на Северном Тимане впервые были детально описаны разрезы пермских отложений от ассельского до казанского яруса.

Палеогеографии раннепермского этапа развития региона посвящены исследования Антошкиной А.И., Беляковой Л.Т., Богданова Б.П., Галкиной Л.В., Жемчуговой В.А., Кокина П.П., Мартынова А.В., Меннер В.В., Никонова Н.И., Рассказовой Н.Б., Цыганко В.С., Чермных В.А. и других геологов. По результатам их работ на настоящий момент подготовлены региональные и локальные карты и атласы, широко используемые как в прикладных, так и в научных исследованиях.

Вопросы ***стратиграфии*** рассматриваются в работах Агафоновой Г.В., Алексеевой А.И., Бархатовой В.П., Беляевой Г.М., Воложанина П.П., Енцовой Ф.И., Ермилова А.В., Коноваловой М.В., Косовой О.Л., Кузькоковой Н.Н., Малышевой Е.О., Михайловой З.П., Мусафирова Е.М., Раузер-Черноусовой Д.М., Рейтлингер Е.А., Ремизовой С.Т., Рябинина В.Н., Сливковой Р.П., Устрицкого В.И., Чалышева В.И., Чермных В.А. Первые

стратиграфические исследования в ТП НГБ базировались на фактическом материале, отобранном в естественных обнажениях Тиманского кряжа и Полярного Урала, служивших опорными эталонами на начальных этапах изучения региона. Детальные сведения о стратификации разреза осадочного чехла северных областей получены в период активного разбуривания территории в 60-80 е годы прошлого века. Основой для выделения ярусов нижней перми служит биостратиграфический метод и, в частности, фораминиферы.

Проблемы ***фациального строения*** нижнепермского комплекса затрагиваются Агафоновой Г.В., Богацким В.И., Богацкой Г.И., Важениной Г.В., Гавриловым В.П., Галкиной Л.В., Жемчуговой В.А., Иоффе Г.А., Кузькоковой Н.Н., Михайловой М.В., Муравьевым И.С., Сливковой Р.П. и другими. В их работах рассмотрен литологический состав отложений в различных частях бассейна и выявлены основные фациальные комплексы, подготовлены региональные седиментационные модели, установлено существование в позднем карбоне-ранней перми на большей части бассейна обширного карбонатного рампа.

Особое внимание при изучении нижнепермского комплекса карбонатных отложений уделяется ***органогенным постройкам,*** широко распространенным по всему северу Тимано-Печоры. Впервые они были описаны В.А. Варсанофьевой, Г.А. Дуткевичем и Н.Г. Чочиа в 1930-е годы. Исследованию их литологического состава, палеоэкологических особенностей и фациального строения посвящены работы Антошкиной А.И., Богданова Б.П., Елисеева А.И., Галкина А.И., Задорожной Н.М., Жемчуговой В.А., Иоффе Г.А., Коноваловой М.В., Кузнецова В.Г., Кузькоковой Н.Н., Меннер В.В., Михайловой М.В., Пармузиной Л.В., Пономаренко Е.С., Чермных В.А., Преображенской Э.Н., Сухановой С.В., Танинской Н.В., Устрицкого В.И., Чувашова Б.И., Агафоновой Г.В. В работах перечисленых авторов выявлены основные принципы распространения органогенных построек, описаны палеоэкологические сукцессии и типовые разрезы, отмечены особенности литологического состава отложений. Установлено, что нижнепермские органогенные образования севера ТП НГБ относятся не к классическим рифам, а к так называемым карбонатным холмам, что подразумевает значительные отличия в их строении и развитии. На настоящий момент степень изученности нижнепермских карбонатных холмов в труднодоступных районах северной части бассейна остается невысокой: недостаточно изучены вопросы их типизации, особенностей строения и развития, резервуарного потенциала.

Активное развитие в ТП НГБ нефтегазового промысла с середины прошлого века дополнительно простимулировало поиски и исследования природных резервуаров раннепермского возраста. В частности, распределение и свойства ***карбонатных коллекторов*** рассматриваются в трудах Агафоновой Г.В., Багринцевой К.И., Беляевой Н.В.,

Богданова Б.П., Бурлина Ю.К., Гмид Л.П., Жемчуговой В.А., Иоффе Г.А., Коноваловой М.В., Кузнецова В.Г., Леви С.Ш., Лобусева А.В., Лралова Б.А., Меннер В.В., Матвиевской Н.Д., Михайловой М.В., Никонова Н.И., Оленовой К.Ю., Пименова Б.А., Сливковой Р.П., Сухановой С.В., Фортунатовой Н.К. В них рассмотрены разнотипные коллекторские отложения, построены седиментационно-емкостные модели, описаны типы и структуры порового пространства, собраны значительные объемы данных о разработке месторождений, опробованиях скважин и результатах петрофизических исследований.

Области распространения нижнепермских карбонатных толщ, и в частности, органогенных построек, не ограничиваются сухопутной частью бассейна и прослеживаются на север и запад, в акваторию Печорского и Баренцева морей. Там проблемами их распространения, строения и свойств занимаются зарубежные исследователи: K. Andreassen, M. Ahlborn, A. Colpaert, S.N. Ehrenberg, G. Elvebakk, L.F. Henriksen, D.W. Hunt, T.K. Kalsto, S.E. Kristensen, G.B. Larssen, J. Mienert, E.B. Nielsen, L. Nilson, N. Pickard, B. Rafaelsen, T.J. Samuelsberg, L. Stremmerik, T.A. Svana, D. Worsley и др. Их работы преимущественно опираются на данные сейсморазведки и бурения скважин на шельфе Баренцева моря и сосредоточены в первую очередь на органогенных постройках, имеющих важное значение для нефтегазовой индустрии региона.

2.2 Современные представления об особенностях строения и формирования карбонатных холмов

Общие сведения о карбонатных холмах

Термин *карбонатный холм* (reef mound / mud mound) был впервые предложен канадскими исследователями James N.P. и Borque P.A. в их работе *Reefs and Mounds* в 1992 году (James, Borque, 1992). Под ним подразумеваются органогенные постройки, в формировании которых, в отличие от классических рифов, не принимают участия массивные каркасообразующие организмы, развитие бентосного сообщества завершается на пионерной стадии экологической сукцессии, а в строении отсутствуют передовые и тыловые шлейфы. Карбонатные холмы существовуют с протерозоя и до современности. На некоторых этапах развития биосферы они занимали доминирующее положение среди всех органогенных построек, а иногда почти полностью вытеснялись классическими рифами (Рис. 5). В большинстве случаев причиной широкого распространения карбонатных холмов становились специфические палеоэкологические обстановки, низкое биоразнообразие и вымирание основных групп рифостроителей.

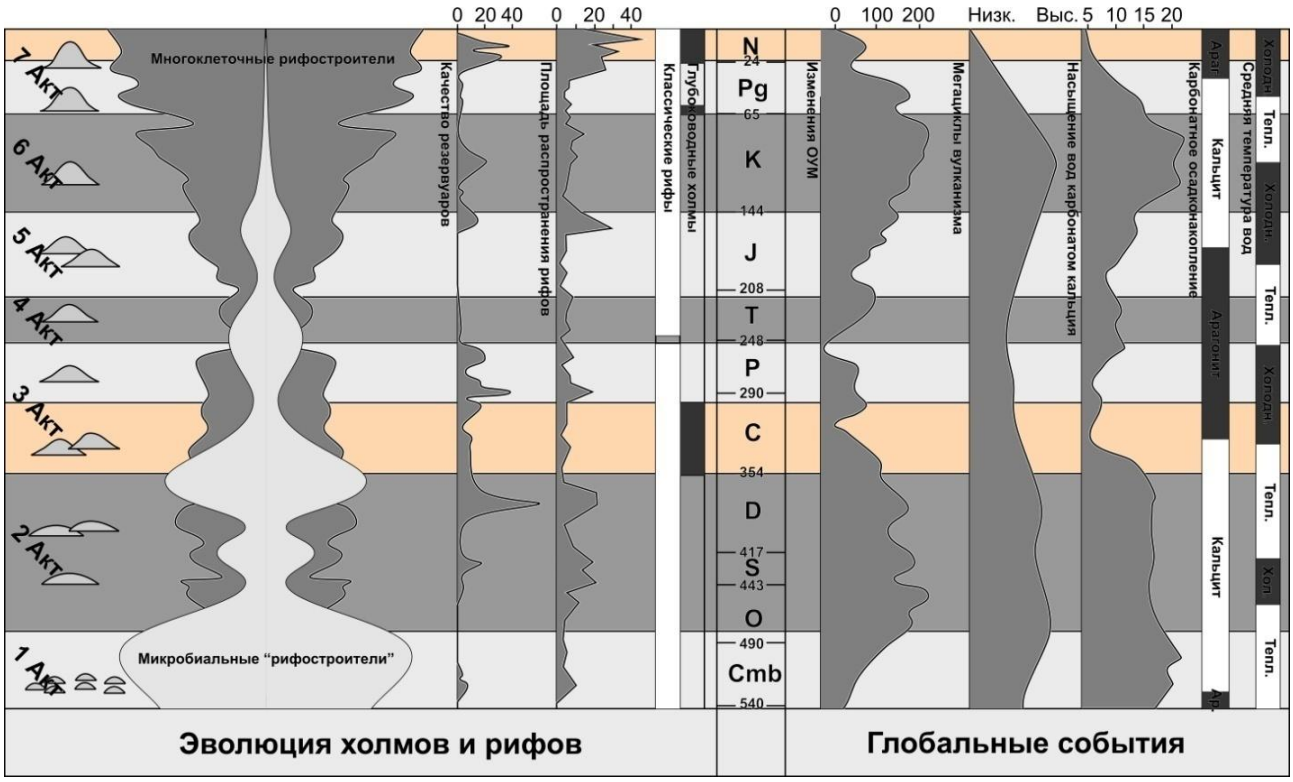


Рисунок 5. Эволюция карбонатных холмов и классических рифов в фанерозое и ее связь с глобальными событиями (по Henriet et al., 2014).

На основе генетических и структурных особенностей, карбонатные холмы подразделяются на скелетные, микробиальные и иловые (James, Borque, 1992; Beauchamp, 1993 и др.). Каждый тип характерен для определенных палеогеографических и палеоэклогических обстановок и имеет специфическое внутреннее строение, оказывающее непосредственное влияние на резервуарный потенциал отложений.

Рассматриваемые в данной работе карбонатные холмы раннепермского возраста представляют собой уникальное явление, характерное лишь для относительно небольшого промежутка геологической истории, длившегося с позднего карбона до кунгурского века. Основную роль в их формировании играют кишечнополостные организмы *Palaeoaplysina*, водоросли, мшанки, кальцимикробы и губки. Эти постройки пришли на смену фамен-визейским Уолтсорским холмам и гармонично вписаны в общий тренд развития бентосных экосистем фанерозоя, насчитывающий семь крупных периодов расцвета и вымирания рифов и карбонатных холмов, подчиняющийся таким глобальным событиям как колебания уровня моря, циклы вулканизма, изменения содержания CO_2 в атмосфере и кальцита в воде (см. Рис. 5).

Также можно выделить три этапа широкого распространения глубоководных иловых холмов, формировавшихся ниже эвфотической зоны, на глубине 200 и более метров. Подобные постройки являются результатом работы глубоководных карбонатных фабрик, располагающихся в экстремальных условиях от тропиков и до полярных широт (Krause et al.,2004). Они характерны для каменноугольного периода (Уолтсорские холмы), начала палеоцена (датский век) и встречаются с неогена до современности (Henriet et. al., 2014).

Современные карбонатные холмы

Термин *«карбонатный холм»* в отношении современных донных образований впервые был применен в 1994 году при описании глубоководных органогенных построек, обнаруженных к западу от побережья Ирландии на глубине 750-900 метров (Рис. 6). Начиная с 1997 года на европейской и африканской континентальных окраинах были обнаружены тысячи карбонатных холмов высотой от 30 до 250 метров, как отдельных, так и объединенных в гигантские провинции (Masson et al., 2003; Wheeler et al., 2008; Huvenne et al., 2009; De Mol et al., 2011; Foubert et al., 2011;Wheeler et al., 2011). Подобные постройки зафиксированы также поблизости от западного побережья Северной Атлантики, где глубина океана составляет 1000-1300 метров.

В результате исследований проекта IODP и изучения керна выяснено, что современные карбонатные холмы по сложности строения не уступают мелководным рифам и несут в себе огромное количество информации о течениях, тектонической обстановке и

климате. В Атлантическом океане они распространены крайне неравномерно: вдоль южного побережья Испании и Португалии зафиксированы лишь редкие отдельные холмы, в то время как в Бискайском заливе их количество исчисляется тысячами. Важнейшим фактором для их роста является наличие питательных веществ, поступающих с потоками воды, поэтому наибольшее количество холмов наблюдается в зонах присутствия глубинных течений, грязевых вулканов, покмарков, выходов газа.

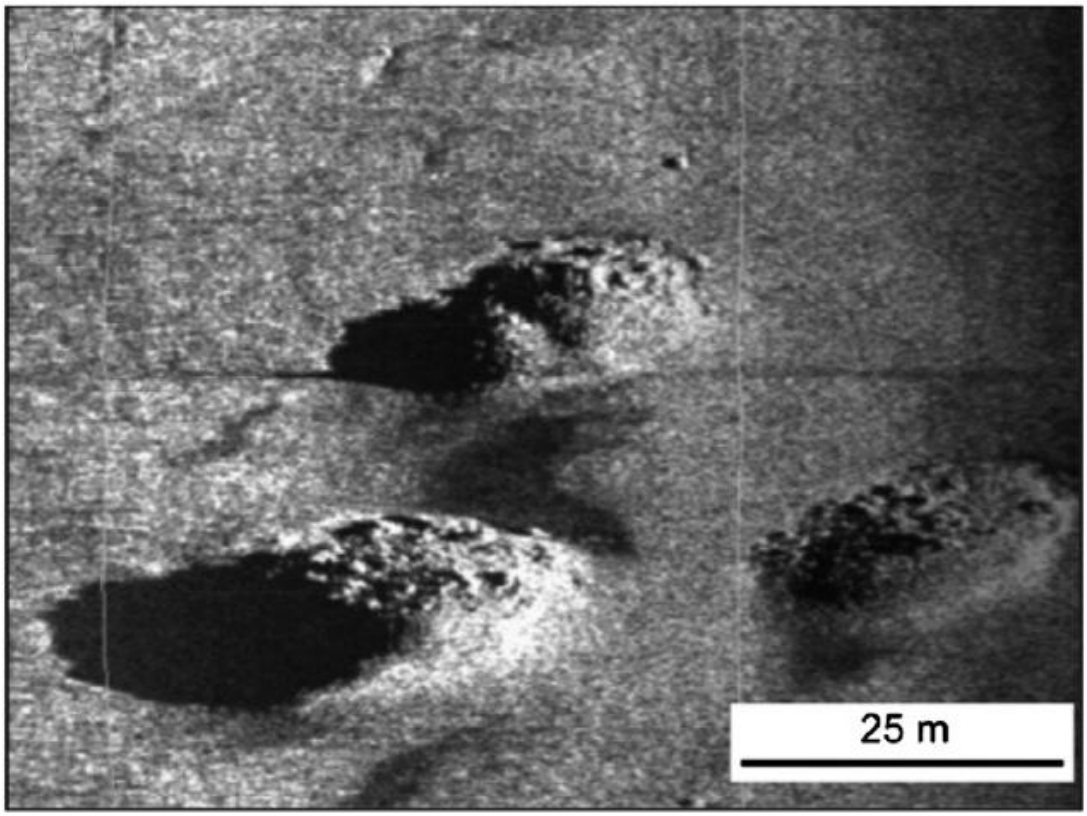


Рисунок 6. Современные отдельные иловые холмы на дне Атлантического океана. Данные получены с сонара. (Foubert et al., 2011; Wheeler et al., 2011).

Особенностью современных глубоководных карбонатных холмов является низкое содержание в них микробиальных организмов (в классических рифах они составляют до 30%) и почти полное отсутствие арагонитового материала, несмотря на то, что большинство скелетов формирующих их организмов имеют арагонитовый состав (Henriet et al., 2014). Изучение крупнейших холмов Челленджер у побережья Ирландии и Альфа у побережья Марокко указало на растворение арагонита в процессе диагенеза (Frank et al., 2011), что на фоне низкого биоразнообразия, приводит к доминированию в составе современных глубоководных иловых холмов, подобно их древним аналогам, микритовой составляющей.

Каменноугольные Уолтсорские холмы

Примером классических иловых построек являются турнейско-ранневизейские Уолтсорские холмы, формировавшиеся во внешних частях рампов на северных шельфах Пангеи и состоящие из микрита, фенестровых мшанок и строматаксиса (Рис. 7). Их рост происходил за счет улавливания и аккумуляции карбонатного ила мшанками и последующей микробной цементации, однако остается открытым вопрос о наличии иных каркасообразователей или цементаторов, способствовавших образованию построек высотой до 100 и более метров со склонами до 50^{o} (Henriet et al., 2014).

Рисунок 7. Уолтсорский холм в естественном обнажении. Марокко. (Фото A. Rüggeberg).

Уолтсорские холмы развивались в широком диапазоне палеоглубин от 300 и более метров (ниже эвфотической зоны) до первых десятков метров (Devuyst and Lees, 2001). Их образование контролировалось так называемой бентосной микритовой фабрикой, в которой осаждение карбонатов происходило под действием как биогенных факторов (деятельность микробиальных организмов), так и абиогенных (Neuweiler et al., 1999; Schlager, 2003). Микроскопические исследования состава отложений (Lees and Miller, 1995) указывают на наличие большого количества следов клеток бактерий совместно с микрофиламентами цианобактерий, а также продуктов бактериальной деятельности, формирующих внеклеточный цементирующий материал. Пленка такого состава укрепляла поверхность Уолтсоских холмов и дополнительно стимулировала аккумуляцию аллогенного осадка. Роль

же «каркаса» выполняли мшанки и криноидеи, улавливавшие и аккумулировавшие аллохтонный и автохтонный иловый материал. Особенно ярко этот механизм осадконакопления проявляется при наличии придонных течений, поставляющих достаточное количество ила (Wood, 1999).

Несмотря на то, что в позднекаменноугольно-раннепермских отложениях Тимано-Печорского бассейна на настоящий момент иловых холмов не обнаружено, их наличие предполагается на основании имеющихся аналогов баренцевоморского региона (Blendinger et al., 1997) и бассейна Свердруп северной Канады (Beauchamp, 1993; Morin et al., 1994; Beauchamp et al., 2010).

Нижнепермские карбонатные холмы севера Тимано-Печорского бассейна и их аналоги

С момента открытия и первых систематических описаний нижнепермских органогенных построек в ТП НГБ прошло почти сто лет, однако особенности их развития, фациального строения и литологического состава, а также резервуарный потенциал до сих пор вызывают множество вопросов.

Пояс позднекаменноугольно-раннепермских карбонатных холмов имеет внушительные размеры и протягивается от арктической Канады, через север Гренландии, Свальбард и Баренцево море до Тимано-Печорского бассейна (Watkins and Wilson, 1989; Golonka et al., 1994; Stemmerik, 2000 и др.). Такой обширный ареал распространения предоставляет уникальную возможность для изучения этих природных образований как по данным геофизических исследований и бурения, так и в естественных обнажениях. Состав отложений, выполняющих постройки контролировался, в первую очередь глубинами палеобассейна и видовым разнообразием, зависившим от климата. На протяжении позднего карбона и ассельского века северные шельфы Пангеи были тепловодными, а в течение сакмара и арта – относительно холодноводными.

Современные взгляды на нижнепермские карбонатные холмы Тимано-Печоры формировались в течение десятков лет в ходе работы многих исследователей. Основополагающими здесь являются работы Г.А. Иоффе, в которых предложены модели фациального строения региона, включающие в себя три основных фации: лагунную, рифовую и депрессионную. Дальнейшее развитие этой концепции продолжено Н.И Никоновым и соавторами, подготовившими региональные палеогеографические карты с выделенными на них рифовой, мелководно-шельфовой и депрессионной зонами.

А.И. Елисеев детально изучил и описал органогенные постройки каменноугольного и раннепермского возраста на обнажениях Урала, Пай-Хоя и гряды Чернышева, уделив

значительное внимание их фациальному и литологическому строению. Чуть позднее А.И. Галкин выделил и описал «рифогенные» каменноугольные и нижнепермские образования в пределах Колвинского мегавала и других положительных тектонических структур, обрамляющих Хорейверскую впадину.

Эти и многие другие работы служат базисом для дальнейшего изучения карбонатных холмов ТП НГБ. В настоящее время над данной темой активно работают коллективы из исследовательского института Коми УрО РАН, норвежские геологи, чье внимание приковано к потенциальным резервуарам Баренцева моря, и канадские специалисты, изучающие строение и свойства позднекаменноугольно-раннепермских построек бассейна Свердруп.

Карбонатные холмы Северного Урала

На Северном Урале вдоль рек Илыч, Печора и Унья, в естественных обнажениях вскрываются скелетные холмы раннепермского возраста и здесь, в отличие от скважин, можно изучить не только вертикальные, но и латеральные изменения состава и свойств слагающих их отложений. Постройки этой области на настоящий момент наиболее хорошо изучены с позиции палеоэкологии и палеонтологии (Пономаренко и др., 2010; 2011; Антошкина, Пономаренко, 2014 и др.), что позволяет использовать их описания в качестве эталона для остальных частей бассейна.

Развитие экосистемы органогенной постройки подразумевает постепенное изменение видовой структуры и протекающих в ней биоценотических процессов. В отсутствие внешних нарушающих факторов развитие рифовых экосистем представляет собой направленный и, следовательно, предсказуемый процесс. В случае наличия активного вмешательства извне формируется последовательность, которая может прерываться до наступления климаксной стадии (Современные..., 1990).

Развитие скелетных холмов контролировалось двумя основными группами факторов: аутогенными и аллогенными. Среди первых важнейшим является формирование микробиальных пленок на сессильных организмах и биокластовом материале, что способствовало образованию биологически индуцированного синседиментационного кальцитового цемента и, соответственно, жесткого каркаса. Отрицательное значение для бентосного сообщества играли заиление и широкое развитие филлоидных водорослей, выделявших токсичные вещества и снижавших биоразнообразие.

Аллогенные факторы, контролировавшие развитие биоценозов извне, были более разнообразными, чем аутогенные. Основное влияние на бентосные сообщества оказывала гидродинамика, усиление которой приводило к смене организмов с вертикальной формой

роста на более устойчивые пластинчатые. Базис воздействия волн, в классических рифах определяющий повышение биоразнообразия и переход экосистемы на стадию диверсификации, в случае нижнепермских холмов Тимано-Печоры приводил к замедлению или полному прекращению ее развития (Пономаренко, 2010).

Если вертикальный рост холмов определялся гидродинамикой и базисом воздействия волн, то латеральное расширение постройки контролировалось палеогеографическими особенностями. С одной стороны холмы ограничивались относительно глубоководными обстановками, существовавшими в пределах Хорейверской впадины и Усть-Печорской депрессии, с другой – мелководными областями, где их рост ограничивался волновой активностью и биокластовой седиментацией.

В скелетных холмах Северного Урала, так же как и в подобных им постройках Баренцева моря и бассейна Свердруп, выделяется три стадии развития (Пономаренко, 2010; Beauchamp, 1993 и др.):

1. *Стабилизация.* Данная стадия соответствует зарождению скелетного холма, когда на дне бассейна происходит накопление криноидно-мшанковых зернистых известняков с различным содержанием иного органогенного детрита, зачастую скрепляемых раннедиагенетическим цементом, сгенерированным микробиальными сообществами. На этом субстрате при дальнейшем развитии постройки селятся палеоаплизины, тубифитесы и мшанки. Породы в большинстве случаев представлены комковато-сгустковыми, цианобактериальными и биокластовыми известняками с редкими прослоями биоцементолитов. *Биоцементолитами* называются биогермные или биокластовые разности массивных известняков, включающих разрозненные органические остатки и биоиндуцированный цемент, как крустификационный, так и кристаллический (Антошкина, Пономаренко, 2014).

2. *Колонизация.* Стадия колонизации в большинстве случаев характеризуется широким развитием скелетных организмов, формирующих основную часть постройки. Важнейшими колонизаторами нижней перми являются *Palaeoaplysina*, филлоидные водоросли, *Tubiphytes*, цианобактерии, мшанки. Менее значительную роль играют брахиоподы и фораминиферы.

Типовой сценарий развития нижнепермской экосистемы на стадии колонизации начинается с оккупации подготовленного на стадии стабилизации субстрата филлоидными водорослями, имевшими вертикальную форму роста и развивавшимися в спокойной гидродинамической обстановке между нижней границей эвфотической зоны и базисом волновой эрозии (Doherty et al., 2002; Flugel, 1979). Для интервалов широкого распространения филлоидных водорослей характерно низкое биоразнообразие, что вероятно связано с выделяемыми ими токсичными веществами (Hay, 1997).

Смена водорослевых сообществ палеоаплизиновыми происходила при постепенном уменьшении глубины и сопровождалась соответствующими изменениями окружающей среды. Незначительные волнения и потоки воды вымывали ядовитые вещества, выделенные водорослями, и затрудняли благополучное существование тонких пластинчатых организмов с вертикальной формой роста (Пономаренко, 2010). Более грубые пластинчатые формы сессильных организмов, в частности горизонтально растущих палеоаплизин, были лучше приспособлены к подобным обстановкам и оккупировали большую часть холма. Преобладание в конце стадии колонизации толстопластинчатых палеоаплизин свидетельствует об активизации гидродинамики и большем поступлении питательных веществ. Таким образом, развитие построек на стадии колонизации происходило в гидродинамических условиях от спокойных до слабоактивных, что отразилось в строении палеоаплизин и видовом составе экосистем (Рис. 8).

Иной сценарий стадии колонизации может включать в себя широкое развитие цианобактериальных, либо мшанковых биоцементолитов, а также водорослей, сменяющих друг друга по мере изменения глубины и гидродинамики. В обстановках наименьшей глубины и, соответственно, максимальной волновой активности существовали цианобактериальные сообщества, а при увеличении глубины они замещались мшанками, водорослями и колониями кальцимикробов.

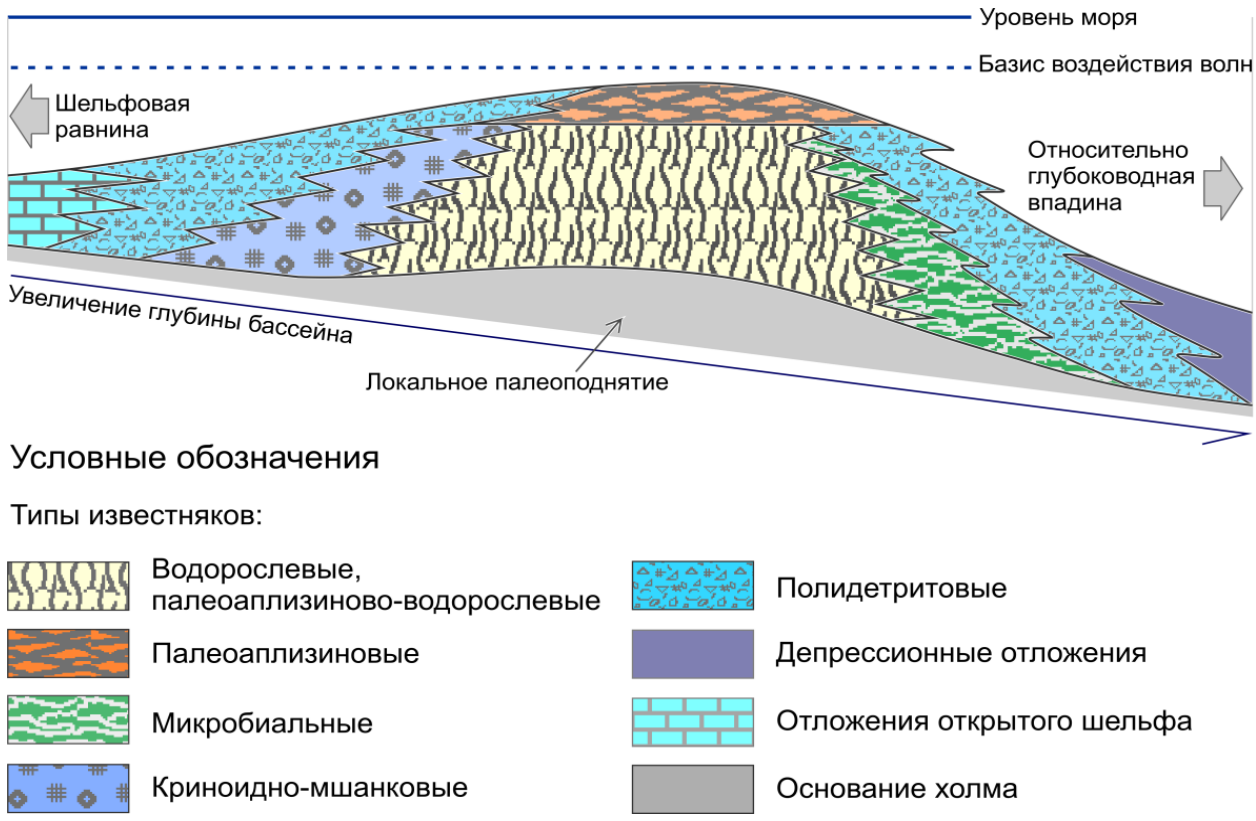


Рисунок 8. Идеализированная схема строения нижнепермского скелетного холма Северного Урала (Пономаренко, Антошкина, 2010 с изменениями).

3. *Деструкция.* Данная стадия соответствует прекращению развития бентосного сообщества, формировавшего постройку, в результате его выведения в зону волновой абразии, либо затопления. В первом случае происходило разрушение и переотложение хрупких скелетов каркасостроителей (палеоаплизин, водорослей, мшанок и др.). Во втором – существование сообщества становилось невозможным в первую очередь ввиду его заиления и засорения биокластовым материалом, а также снижения биопродуктивности фототрофов.

Нижнепермские карбонатные холмы Баренцева моря

Нижнепермские отложения Баренцева моря схожи с возрастными аналогами Тимано-Печоры, Северной Гренландии и Канады, что объясняется их формированием в обстановках единого карбонатного рампа, занимавшего в конце карбона – начале перми северный шельф Пангеи. Субаквальное положение басейна ограничивает возможность изучения вещественного состава отложений, поэтому большинство исследований базируются на сейсмических данных, единичных скважинах и возрастных аналогах прилегающей суши. На настоящий момент раннепермские постройки являются здесь одними из наиболее перспективных потенциальных резервуаров углеводородов, несмотря на отсутствие в них открытых месторождений (Elvebakk et al., 2002).

На протяжении каменноугольного и раннепермского времени на территории современного Баренцева моря мощные карбонатные толщи формировались на возвышенности Лоппа, платформах Финмарк, Бьярмлэнд и других положительных формах палеорельефа, связанных с крупными тектоническими структурами (Рис. 9).

В конце карбона и ассельском веке в пределах бассейна доминировали тепловодные обстановки, способствовавшие активному росту водорослевых построек и локальному отложению ангидритов. С сакмарского и до кунгурского века постепенное похолодание привело к смене основных «рифостроителей» на мшанки и повышению доли зернистых известняков (*Henriksen et al., 2011).*

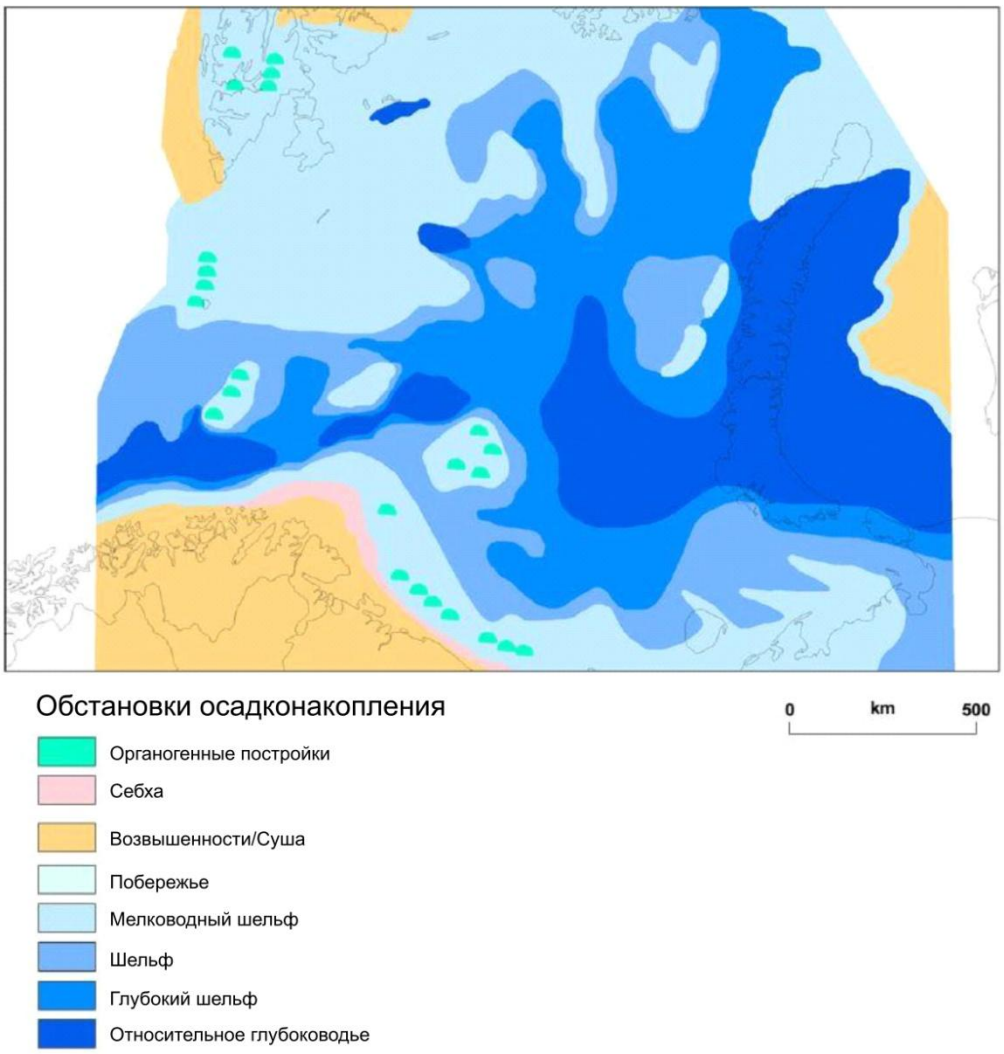


Рисунок 9. Палеогеографическая реконструкция позднекаменноугольно-раннепермского периода развития Баренцевоморского бассейна (Henriksen et al., 2011).

Первые сейсмические профили 2D в конце прошлого века позволили обнаружить в баренцевоморском регионе сотни отдельных органогенных построек различных размеров и форм, располагавшихся, на первый взгляд, хаотично. Однако проведение сейсморазведочных работ 3D выявило не только сложную картину их распространения (Рис. 10), включающую в себя отдельные холмы, цепи, хребты и атоллоподобные структуры, но и указало на их комплексное внутреннее строение (Rafaelsen et. al., 2008).

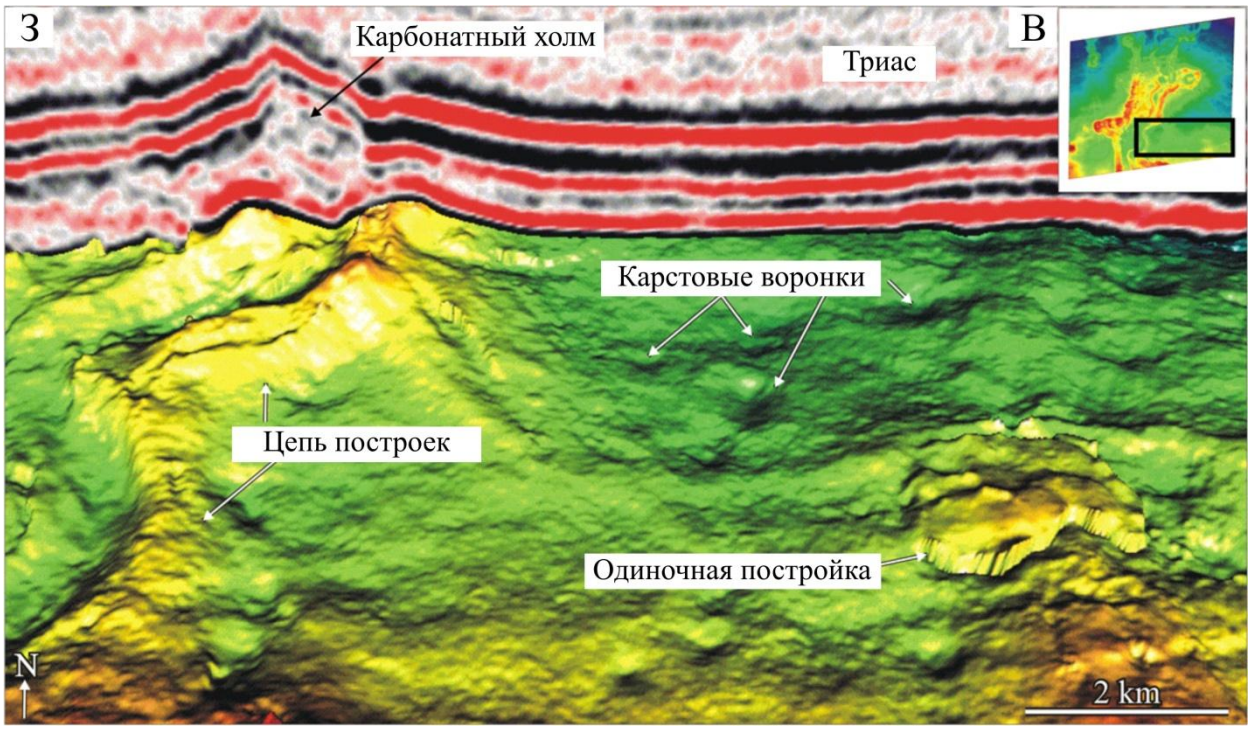


Рисунок 10. Пример выделения цепей и отдельных органогенных построек на картине сейсмической записи 3D (Rafaelsen et al., 2008).

Развитие баренцевоморских карбонатных холмов, начавшееся в московском веке продолжалось до сакмарского, в результате чего мощность некоторых из них составляет сотни метров, достигая максимальных значений около 1200 м (e.g. Beauchamp, 1993; Stemmerik et al., 1994; Stemmerik, 1996; Pickard et al., 1996; Samuelsberg and Pickard, 1999). Внутреннее строение этих образований несет в себе признаки гляциоэвстатических флуктуаций уровня Мирового океана, выражающихся в периодическом развитии и отмирании малоразмерных холмов, мощностью в первые метры. При этом места роста таких построек на протяжении рассматриваемого временного интервала изменялись незначительно, особенно в обстановках внешнего рампа.

Цепи и хребты, состоящие из объединенных построек, имеют ширину до 3 и более километров, протягиваются на десятки километров и образуют своеобразную сеть, отчетливо прослеживающуюся на картине сейсмической записи 3D (Rafaelsen et. al., 2008). Плотность распространения цепей зависит от зоны рампа: на внутреннем она достигает 65%, а на внешнем – не более 35% (Elvebakk et al., 2002). Отдельные изолированные холмы имеют диаметр в среднем 0.5-1.5 км при максимальном около 3 км.

Большинство построек всех типов, отмечаемых в баренцевоморском регионе, с поправкой на разрешающую способность сейсмики в 30-40 м, имеют более крутой склон (до 50 градусов) со стороны бассейна и более пологий – со стороны относительно мелководной

области, что особенно ярко прослеживается на внутреннем и среднем рампе (Elvebakk et al., 2002).

Также, в зависимости от зоны рампа изменяются фаунистический и литологический составы отложений и, соответственно, их физические свойства. Единичные скважины указывают, что наиболее крупные постройки, расположенные на внешнем рампе сложены преимущественно мшанками, тубифитесами и строматаксисом. Они контрастно отображаются на картине записи 3D сейсморазведки и по данным атрибутного анализа в сравнении с другими постройками региона имеют наибольшие плотности. Цепочки таких холмов оконтуривают локальные «лагуны» или «заливы» шириной до 6.25 км и глубиной до 420 м (в среднем 225-300 м), а внутри подобных «лагун» зачастую прослеживаются отдельные малоразмерные холмы (Рис. 11).

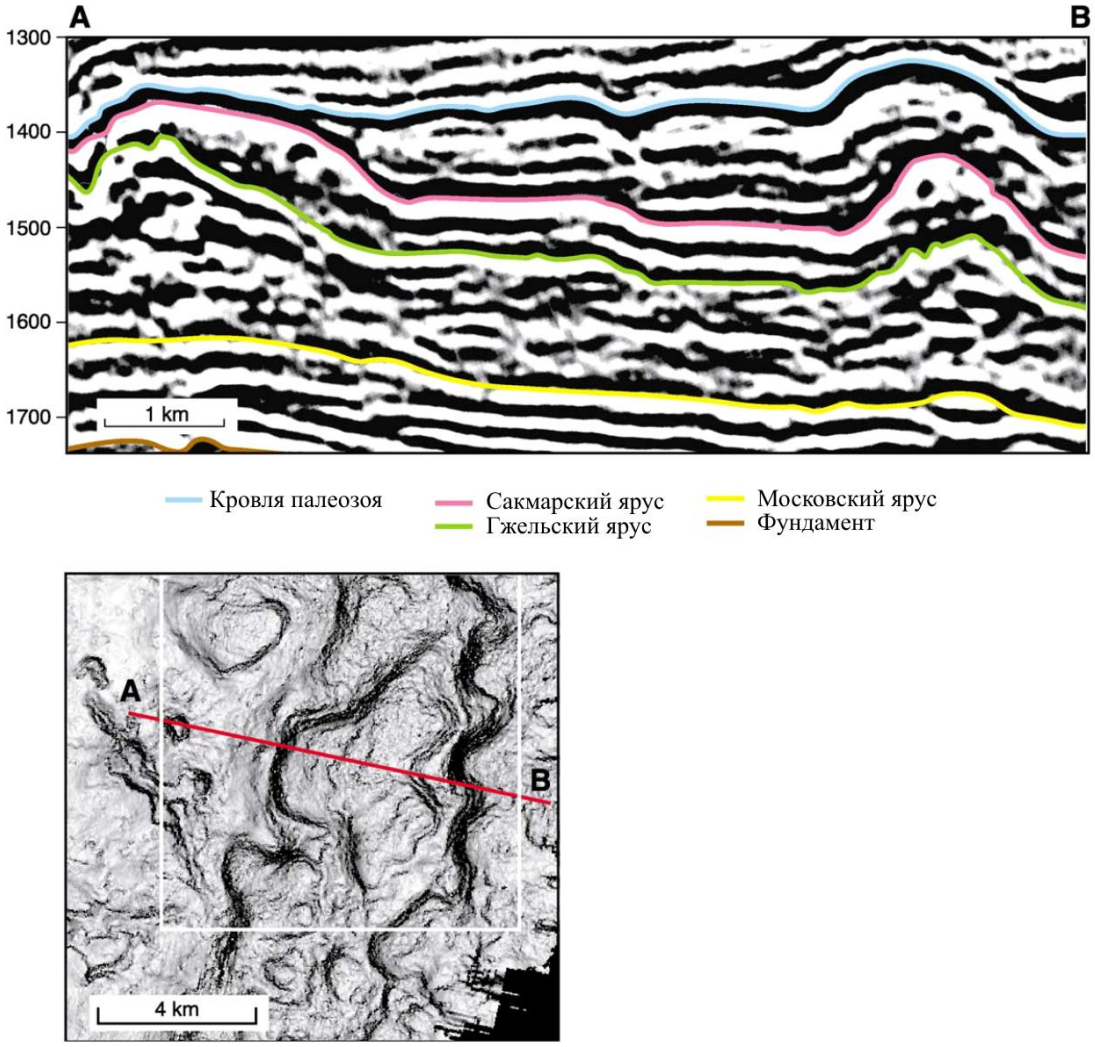


Рисунок 11. Сейсмический профиль через зону внешнего рампа с выделенными органогенными постройками и слайс куба 3Д сейсморазведки, отображающий «сеть», формируемую карбонатными холмами (Elvebakk et al., 2002).

В обстановках внутреннего рампа органогенные постройки имеют меньший размер и их ширина составляет в среднем 0.5 – 1 км (Рис. 12). «Лагуны» внутри этой мозаичной картины так же уменьшаются в размере до 1 – 2.5 км при максимальной ширине в 4 км (Elvebakk et al., 2002). Плотность построечных отложений на внутреннем рампе понижается в сравнении с более глубоководными аналогами. В то же время изменяется и их состав: начинают преобладать палеоаплизины и филлоидные водоросли, а мшанки, тубифитес и микробиальные сообщества встречаются в качестве второстепенных компонентов (Stemmerik, 2003).

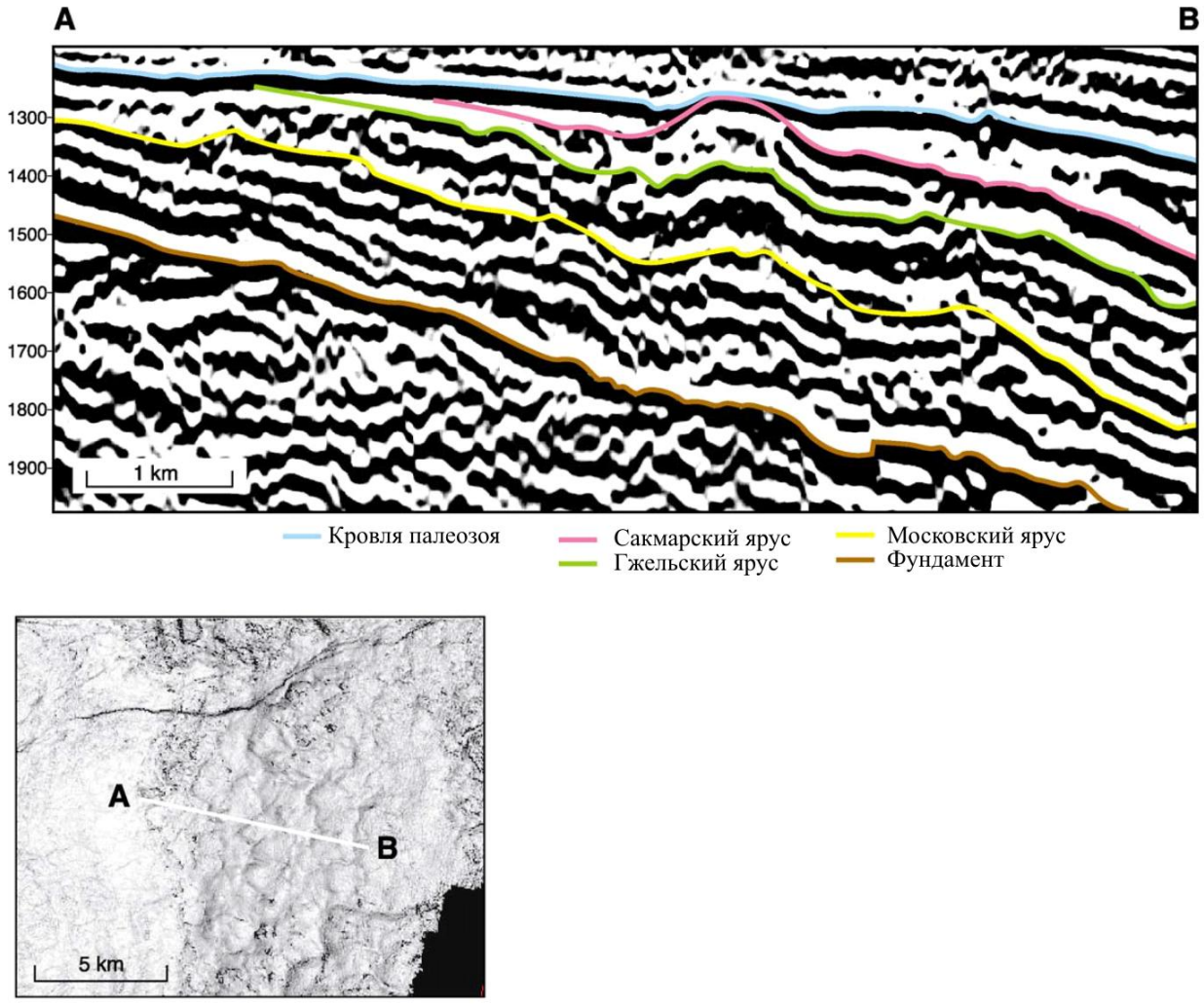


Рисунок 12. Сейсмический профиль через зону внутреннего рампа с выделенными органогенными постройками и слайс куба 3Д сейсморазведки, отображающий «сеть», формируемую карбонатными холмами (Elvebakk et al., 2002).

Коллекторские свойства позднекаменноугольно-раннепермских построек Баренцева моря во многом зависят от их фациального строения и воздействия вторичных процессов доломитизации и выщелачивания. Наиболее высококачественные резервуары

предполагаются в тепловодных карбонатах мелководного генезиса (фузулинидовые известняки ассельского возраста) и палеоаплизиново-филлоидноводорослевых постройках московско-ассельского возраста, пористость которых превышает 10%. Изначально высокие показатели ФЕС этих отложений были дополнительно усилены процессами доломитизации и кавернообразования при многочисленных субаэральных экспозициях (Stemmerik & Worsley, 2005). В пустотном пространстве преобладают межзерновая и внутризерновая пористость, а также встречаются слепковая и межкристаллическая.

Более поздние холодноводные органогенные постройки имеют меньший резервуарный потенциал, но также могут быть перспективными при наличии вторичных изменений. Их мелководные возрастные аналоги, представленные фораминиферовыми известняками, как чистыми, так и с микритовым цементом, зачастую характеризуются относительно высокими показателями пористости за счет межзернового и внутризернового пустотного пространства.

Большое количество неразбуренных структур оставляет значительный шанс для открытия месторождений углеводородов в каменноугольно-нижнепермских карбонатах Баренцевоморского региона. В первую очередь перспективы связаны с водорослево-палеоаплизиновыми постройками и низкомикритовыми зернистыми известняками южной части бассейна (Stemmerik & Worsley, 2005).

Для настоящего исследования аналоги Баренцева моря предоставляют, в первую очередь широкий спектр данных о морфологии раннепермских холмов, принципах их распространения на карбонатном рампе и соответствующих изменениях состава отложений.

Арктическая Канада, бассейн Свердруп

Подобно аналогам Тимано-Печоры и Баренцева моря, органогенные постройки бассейна Свердруп, расположенного в северной Канаде, сформированы в обстановках карбонатного рампа и состоят преимущественно из филлоидных водорослей, мшанок (в основном фенестровых), *Tubiphytes*, *Palaeoaplysina* и *Archaelithoporella*. Наличие большого количества естественных обнажений обусловило более высокий уровень изученности карбонатных холмов бассейна Свердруп в сравнении с Тимано-Печорскими и Баренцевоморскими. Их мощность здесь варьирует от 5 м до 1 км при ширине от первых десятков метров до десятков километров (Beauchamp et al., 2010).

Для выделяемых в бассейне холмов характерны различные паттерны роста и развития. Некоторые из них развивались как классические карбонатные постройки в периоды повышения уровня моря до того момента, пока глубина не становилась слишком

большой для формирующих их сообществ. Другие проградировали латерально в периоды неизменного уровня моря (Highstand, HST), либо его падения, постепенно следуя за изменением пространства аккомодации. Третьи развивались во время начальных фаз роста уровня моря (TST) и последующей проградации (RST).

Доминирующая биота всех рассматриваемых построек включает в себя два типа сообществ: холодноводные (мшанки, губки) и относительно тепловодные, к которым относятся филлоидные водоросли, палеоаплизины, дазикладиевые водоросли (Davies et al., 1989). Независимо от того были постройки холодноводными или тепловодными, мелководными или глубоководными, в слагающих их отложениях повсеместно распространены процессы раннедиагенетической цементации, способствовавшей укреплению осадка.

По морфологическим особенностям все позднекаменноугольно-раннепермские органогенные постройки бассейна Свердруп подразделяются на три типа (Beauchamp, 1993):

1. ***Патч-рифы,*** в разрезе представляющие собой относительно небольшие (мощностью до 20 м и шириной до 100 м) линзовидные тела. В большинстве случаев они встречаются как отдельные изолированные постройки, но иногда могут формировать более крупные консолидированные образования (Рис. 13). Характерны для обстановок среднего и внутреннего рампа.
2. ***Карбонатные холмы***, которые зачастую описываются как очень крупные патч-рифы, но в отличие от последних имеют более сложное внутреннее строение. Их форма – пиннакл-риф, а мощность может превышать 150 м при ширине до 500 м и более. Подобно патч-рифам они могут объединяться и формировать структуры колоссального размера (Табл. 1). Карбонатные холмы наиболее характерны для бровки шельфа и его склонов.
3. ***Пластовые банки*** представляют собой массивные карбонатные образования мощностью до 20 м, простирающиеся на расстояния до 10 км. Они лишены внутренней структуры, но рассматриваются как органогенные постройки, поскольку возвышались над окружающим морским дном и состоят из тех же отложений, что патч-рифы и карбонатные холмы. Чаще всего встречаются на внешнем рампе.

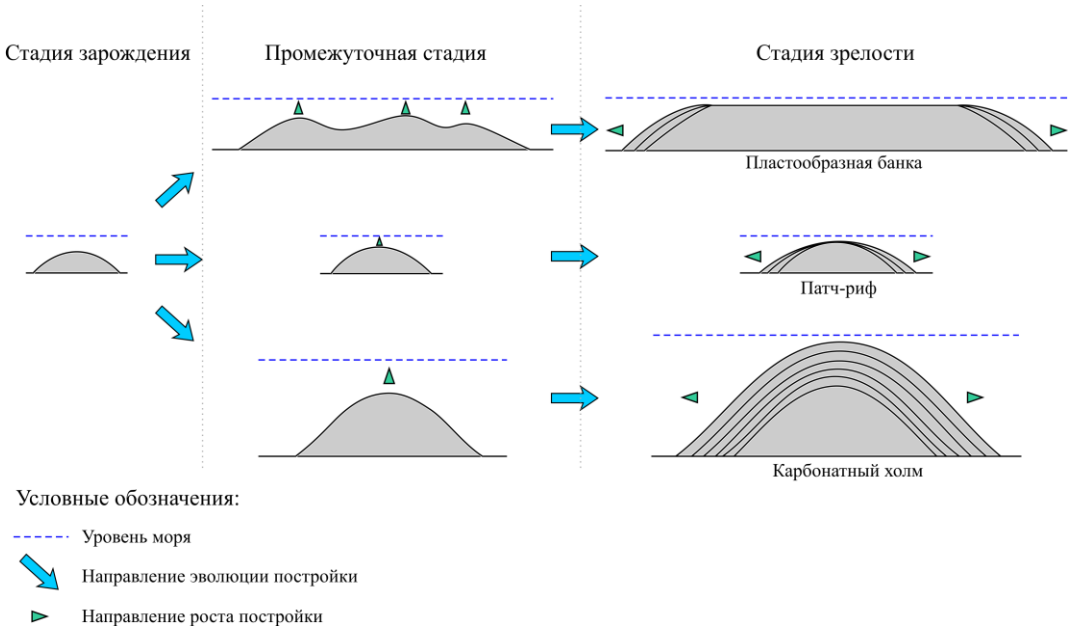


Рисунок 13. Схема формирования и развития основных морфологических типов органогенных построек бассейна Свердруп. Основной фактор, контролировавший их рост – пространство аккомодации (по Beauchamp, 2010).

Независимо от видового состава и количества биоты, ключевое значение в формировании органогенных построек региона играет карбонатный ил, свидетельствующий об их положении ниже базиса волновой деятельности, что отличало их от современных рифов, растущих вплоть до достижения уровня моря. Сочетание высоких концентраций ила и ранняя цементация обуславливают крайне низкие значения первичной пористости, которая зачастую дополнительно уничтожается при дальнейших стадиях погружения. По этой причине подавляющее большинство каменноугольно-нижнепермских построек в бассейне являются не самыми перспективными объектами для поисков УВ. Однако в периферийных частях холмов часто накапливаются грубозернистые детритовые отложения, сформированные из обломков организмов, растущих в его центральной части, и имеющие повышенные показатели первичной пористости (Рис. 14). Также в постройках рассматриваемого региона активно развита доломитизация, что привело к локальным увеличениям их фильтрационно-емкостных свойств.

В зависимости от вида постройки, генетических и палеоэкологических особенностей, ее ядро может быть выполнено следующими типами известняков (Morin et al., 1994):

Рисунок 14. Пример раннепермской постройки Леголас («рифовая» система Толкиен, бассейн Свердруп, Арктическая Канада), состоящей из ядра карбонатного холма (reef core) и обширной периферийной зоны (reef flank) (Beauchamp, 2010).

Таблица 1.

Типы верхнекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек бассейна Свердруп (Beauchamp, 2010)

№	Возраст	Формация	Обстановки формирования	Тип постройки	Высота / ширина	Рифостроители	Пористость
1	Башкирский (C_2b)	Отто Фьорд	TST 4 порядка. Карбонатно-эвапоритовые	Патч-рифы	15-20 м 50-100 м	Пластинчатые водоросли	Средняя (кавернозные доломиты)
2	Ранний московский (C_2m_1)	Витланд	TST 2 порядка. Шельф и склон	Иловые холмы	150-500 м 0.5-2 км	Мшанки, губки	Низкая (Единичные поры)
3	Московско-ассельский (C_2m-P_1a)	Нансен	RST 2 порядка. Склон-бровка шельфа	Скелетные холмы	200-900 м 0,5-6 км	Филлоидные водоросли, *Palaeoaplysina*	Локальная (по доломитам)
4	Московско-ассельский (C_2m-P_1a)	Нансен, Бэл. Ченнел, Танкуари	TST-RST 4. порядка. Шельфовые отложения	Патч-рифы	15-20 м 50-100 м	Филлоидные водоросли, *Palaeoaplysina*	Плотные, непористые
5	Московско-ассельский (C_2m-P_1a)	Нансен, Бэл. Ченнел, Танкуари	TST-RST 4 порядка. Шельфовые отложения	Линзо-видные банки	15-20 м 0.5-10 км	Филлоидные водоросли, *Palaeoaplysina*	Плотные, непористые
6	Ассельский (P_1a) Постройки Толкиен и Симсон	Маунт Бэйли, Танкуари, Нансен	TST-RST 3-4 порядка. Шельфовые отложения	Иловые холмы и банки	50-200 м 200-500 м	Мшанки, губки, филлоидные и дазикладиевые водоросли, *Tubiphytes*	Высокая в периферийных частях (кавернозные доломиты)
7	Сакмарский (P_1s)	Ранес, Грэйт Бир, Кейп	TST 2 порядка. Шельф	Иловые холмы	60-130 м 200-500 м	Мшанки, губки	Плотные, непористые
8	Артинско-кунгурский (P_1a-P_1k)	Грэйт Бир, Кейп	RST 3 порядка. Бровка шельфа	Иловые холмы	60-100 м 0.5-2 км	Мшанки, губки	Плотные, непористые

Палеоаплизиновые каркасные известняки, являющиеся основой многих патч-рифов, крупных плосковершинных холмов и банок внешнего шельфа, а также скелетных холмов на бровке шельфа и склоне. Палеоаплизины не только улавливали осадок, но и формировали значительное количество обломочного материала, накапливавшегося в периферийных частях холмов. Их скелеты составляют до 85% породы и часто инкрустированы большим количеством *Tubiphytes* и различных водорослей. Межскелетное пространство заполнено зернистыми и микритово-зернистыми разностями, в которых преобладают пелоиды и фрагменты скелетных организмов. Часто встречаются дазикладиевые водоросли, иглокожие, фузулиниды и *Syzrania*. Реже – брахиоподы, остракоды, гастроподы, одиночные ругозы и спикулы губок.

Палеоаплизиновые сообщества бассейна Свердруп развивались в относительно активной гидродинамической обстановке немного ниже нормального базиса воздействия волн (Рис. 15). В случае уменьшения пространства аккомодации и, как следствие, усиления волновой активности они сменялись фузулинидами, оолитами и биокластовыми известняками. При увеличении глубины бассейна роль основных каркасообразователей переходила к филлоидным водорослям (Morin et al., 1994).

Филлоидноводорослевые каркасные известняки доминируют во многих патч-рифах, скелетных холмах и в пластовых телах различной мощности. В ассоциации с ними встречаются *Tubiphytes*, зеленые водоросли *Eugenophyllum, Neoanchicodium* и *Ivanovia*. Присутствуют фузулиниды, иглокожие, брахиоподы, гастроподы, остракоды, и др. В отличие от палеоаплизиновых разностей, где скелеты «рифостроителей» составляют до 85% породы, филлоидноводорослевые разности более чем на 80% выполнены межскелетным матриксом из пелоидов, микрита и биокластов.

Филлоидные водоросли формировали известковый каркас и улавливали большое количество сопутствующего осадка, формируя постройки, располагавшиеся ниже базиса воздействия волн, в более глубоких обстановках, нежели чем палеоаплизиновые сообщества. Активное развитие филлоидно-водорослевых холмов характерно для этапов повышения уровня моря.

Мшанково-тубифитовые известняки доминируют в иловых холмах, мощностью от первых метров до 200 м. В составе преобладают мшанки, тубифитес, криноидеи, чуть реже встречаются губки и обрывки водорослей. Межскелетное пространство заполнено пеллетами, илом, обломками мшанок, брахиопод, иглокожих, спикул, и реже, обрывками дазикладиевых и филлоидных водорослей.

Тонкие скелеты мшанок улавливали осадок, а продукты их разрушения выполняли периферийные области холмов. Тубифитес и другие инкрустирующие организмы, в том

числе губки, укрепляли и стабилизировали постройку. Малое количество обрывков дазикладиевых водорослей и раковин фузулинид, а также присутствие багряных водорослей и других специфичных организмов указывают на формирование этих холмов около нижней границы эвфотической зоны в гидродинамически спокойных обстановках.

Сирингопоровые известняки являются основой наиболее нетипичных и редко встречающихся малоразмерных биогермных образований ассельского возраста. Помимо сирингопор в этих холмах присутствуют мшанки, губки и, реже, ругозы. В небольших количествах могут встречаться тубифитес и водоросли. Межкаркасный матрикс породы состоит из карбонатного ила, обогащенного спикулами. На периферии построек формируются грубообломочные отложения, состоящие преимущественно из ругоз, обломков иглокожих, сирингопор, мшанок, брахиопод.

Данный тип построек формировался в относительно глубоководных, спокойных обстановках ниже эвфотической зоны. Здесь сирингопоры становились более продуктивными, нежели чем водоросли и палеоаплизины, и занимали доминирующее положение в палеоэкосистеме.

Губковые (Спонгистромовые или «спикулитовые») известняки, подобно сирингопоровым, встречаются очень редко и имеют специфичную текстуру, называемую «куриная кожа». Происхождение этих отложений остается не совсем понятным, но наиболее вероятно, что они образованы губками и различными матами, не столько формировавшими осадок, сколько улавливавшими и связывавшими его. Примеры таких массивных, относительно небольших холмов приурочены к верхнесакмарскому интервалу. Перекрываются они в большинстве случаев филлоидноводорослевыми биостромами, что указывает на их существование в спокойноводных обстановках нижней части эвфотической зоны.

Бареселлидовые известняки широко распространены в отложениях московского возраста и локально встречаются в ассельских и сакмарских, формируя малоразмерные платообразные тела. Бареселлиды – мелкие пластинчатые зеленые водоросли, иногда образующие самостоятельные постройки в зоне волновой деятельности, либо немного ниже ее. В ассоциации с бареселлидами встречаются фузулиниды и другие фораминиферы, тубифитес.

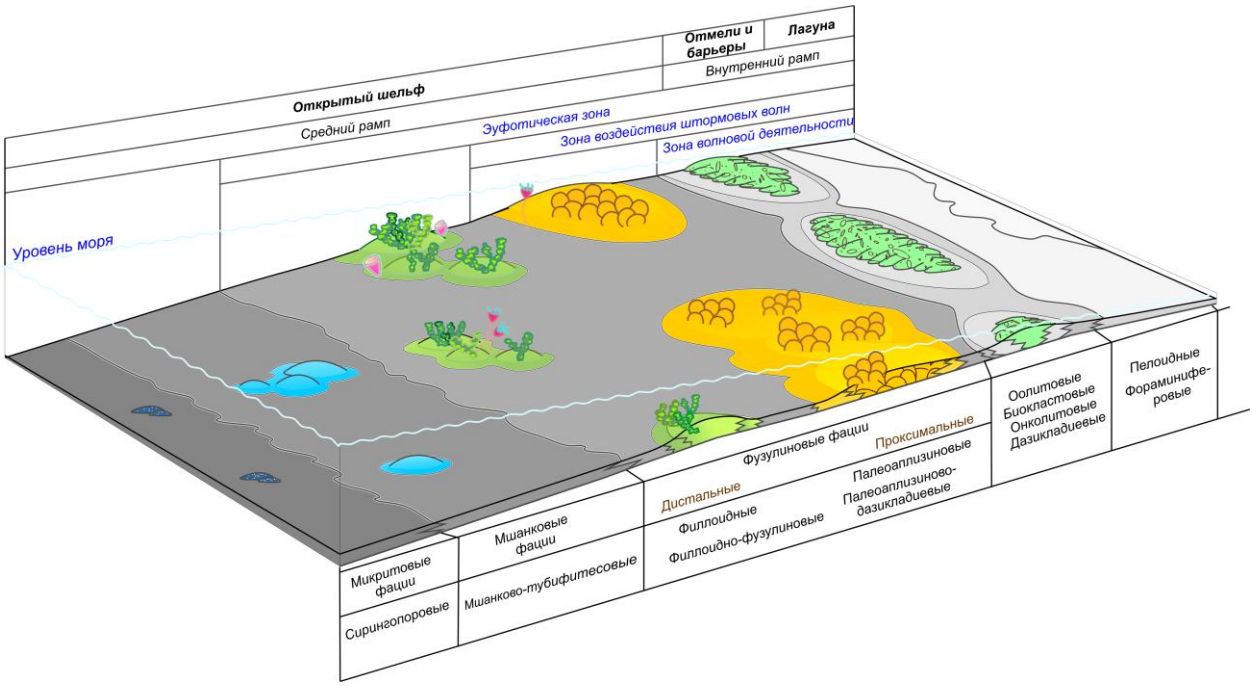


Рисунок 15. Схема распространения различных органогенных построек на позднекаменноугольно-раннепермском шельфе бассейна Свердруп (по данным Morin et al., 1994)

Несмотря на наличие в бассейне Свердруп сотен позднекаменнугольно-раннепермских построек, лишь немногие из них могут характеризоваться повышенным коллекторским потенциалом. Наиболее перспективными среди них являются отложения, подвергавшиеся субаэральной экспозиции, а также мелководные низкомикритовые разности, водорослевые и палеоаплизиновые постройки (Beauchamp, 1993):

Рассмотрение результатов многочисленных предшествовавших исследований, посвященных нижнепермским карбонатным холмам, позволяет сделать некоторые обобщения, необходимые при прогнозе распространения и свойств отложений изучаемого интервала:

1. Позднекаменноугольно-раннепермские холмы Тимано-Печоры, Баренцева моря и бассейна Свердруп по генетическому признаку можно разделить на три типа: скелетные, микробиальные и иловые. Первый тип описан во всех трех бассейнах. В его составе основная роль отводится палеоаплизинам и водорослям (чаще всего филлоидным). Второй тип встречается в Тимано-Печорском бассейне, а также упоминается в описании построек бассейна Свердруп. Иловые холмы широко распространены и изучены в Канаде и Баренцевоморском регионе, однако в пределах Печоро-Колвинского авлакогена ТП НГБ достоверно не известны.

2. Основными аутогенными факторами, влияющими на развитие карбонатных холмов являются глубина и гидродинамика бассейна. Распределение построек на карбонатном рампе строго подчиняется глубинной зональности: наиболее мелководны скелетные холмы, глубже располагаются микробиальные, а иловые занимают наиболее спокойные обстановки у нижней границы эвфотической зоны.
3. Периоды активного развития большинства построек приурочены к нижним частям трансгрессивных системных трактов (TST), однако имеются примеры их развития и при высоком стоянии уровня моря (HST) или на ранних этапах регрессии (RST). В зависимости от направления и скорости изменения уровня моря различаются и паттерны роста холмов. При повышении УМ преобладает вертикальный рост, и формируются патч-рифы, а при высоком стоянии УМ и начале регрессии развитие постройки происходит по латерали за счет наращивания периферийных зон. При этом во время формирования одного и того же системного тракта на разных частях рампа (либо шельфа) развивались разнотипные постройки.
4. Иловые холмы, формируемые мшанками и губками, ввиду своего медленного роста характерны для наиболее крупномасштабных изменений ОУМ (TST и реже RST 2 порядка). В то же время быстрорастущие палеоаплизиновые и филлоидноводорослевые постройки образовывались и при более низкоранговых изменениях ОУМ (TST 4 порядка и выше).
5. Раннепермские карбонатные холмы, подобно классическим рифам, могут формировать сложные формы рельефа, такие как цепочки, объединяющиеся в «сеть», атоллоподобные структуры и разномасштабные одиночные образования. Однако эти образования, в отличие от рифов, не способны оказывать влияние на гидродинамическую обстановку региона. Сложно отметить и приуроченность морфологических типов построек к конкретным «рифостроителям». Например, схожие «сетчатые» формы рельефа могли сформировать как мшанки, так и палеоаплизины.
6. Большинство построек и формируемых ими комплексных образований тяготели к неоднородностям рельефа морского дна. В Баренцевоморском регионе и бассейне Свердруп холмы часто располагаются вдоль тектонических нарушений, бровок и на локальных поднятиях. На относительно ровной поверхности они образуют сетчатые морфологические формы.
7. Коллекторские свойства рассматриваемых отложений зависят как от их первичных свойств, так и от интенсивности и направления постдиагенетических процессов, таких как выщелачивание, трещинообразовани, перекристаллизация.

Глава 3. Методика и теоретические основы исследования

В процессе изучения нижнепермского карбонатного комплекса Печоро-Колвинского авлакогена и подготовки настоящего исследования были использованы основные принципы комплексного историко-геологического метода, подходы генетического анализа, концептуальная база секвенс-стратиграфии, циклофациальный анализ и седиментационно-емкостное моделирование; проведены лабораторные исследования, интерпретация данных скважинной геофизики и материалов сейсморазведки.

Комплексный историко-геологический метод разрабатывался с первой половины прошлого века М.С. Швецовым, Р.Ф. Геккером, Н.М. Страховым, и изложен в работах С.В. Тихомирова. Он основывается на поэтапном разномасштабном восстановлении условий формирования пород, позволяя делать прогнозы их распространения, состава и свойств. Важную роль для первых этапов этого метода играет *генетический анализ*, который в узком смысле подразумевает под собой «выяснение процессов образования и предобразования осадков и пород в стадиях выветривания и осадконакопления на поверхности литосферы или в ее верхней части» (Фролов, 1993). По итогам проведения генетических исследований формируется понимание условий накопления осадков и последующих процессов их преобразования на стадиях диа- и катагенеза.

Седиментационное моделирование представляет собой одну из ветвей комплексного историко-геологического метода и базируется на фациальном и циклическом анализах, а также включает в себя метод стратиграфии секвенций. Основными единицами седиментационного анализа являются циклиты и фации. Первые отражают особенности процесса седиментации во времени, вторые - в пространстве.

Фациальный анализ позволяет на основе литогенетических исследований восстанавливать палеогеографическую зональность в бассейне седиментации и тем самым прогнозировать распространение одновозрастных циклитов, отличающихся литологическим «наполнением» их седиментационных систем, и создавать циклофациальные модели. Он включает в себя ряд последовательных операций (Жемчугова, 1998):

- Определение и характеристика *структурных компонентов*, являющихся элементарными единицами, формирующими карбонатные породы и несущими в себе первичные признаки об обстановках накопления отложений. К ним относятся карбонатные зерна, скелетный материал и карбонатный ил.
- Выделение *литотипов*, представляющих собой элементарные генетически однородные единицы, составляющие карбонатные породы и соответствующие определенным обстановкам осадконакопления.

- Разработка седиментационных моделей, содержащих в себе информацию о фациальной изменчивости отложений в пространстве и времени, предопределенной гидродинамикой и спецификой развития карбонатных фабрик.
- Построение фациальных карт и разрезов, представляющих собой обобщающий результат комплексной генетической интерпретации фактического материала и выводов, полученных с помощью седиментационного моделирования.

Под *секвенцией* понимается осадочный комплекс, сложенный относительно согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев, ограниченный в кровле и подошве несогласными и коррелятивными им согласными поверхностями (Mitchum, 1977). Основным механизмом формирования секвенций являются изменения относительного уровня моря, являющиеся производными эвстатических колебаний и тектонических движений. Каждая секвенция представляет собой комплекс отложений, образовавшийся в течение одного эвстатического цикла, начинающегося и заканчивающегося падением уровня моря.

Понятие секвенции во многом соответствует термину «циклит». Последний представляет собой производную седиментационного цикла – законченного круга взаимосвязанных явлений, приводящих к формированию «парагенеза слоев, связанных более тесно друг с другом, чем со смежными парагенезами, от которых отделены границами большей резкости» (Фролов, 1995). Механизмы формирования секвенций и циклитов одинаковы, однако эти термины охватывают не только разные объемы исследуемых объектов. Секвенция - это геологическое тело, сформировавшееся в течение определенного этапа развития обширной территории и имеющее скоррелированные в пространстве и времени границы, фиксирующие законченность процесса осадконакопления во всем бассейне седиментации (Жемчугова, 2002). Таким образм, применение этого термина возможно только при комплексном анализе всего бассейна. Ограниченность района исследования, затрагиваемого в данной работе, и относительно небольшой стратиграфический интервал не позволяют обоснованно и в полной мере оперировать терминами секвенс-стратиграфии.

Большинство *циклитов*, как и секвенций, являются результатом законченных циклообразующих процессов и коррелируются между собой. Но, если секвенция любого порядка является циклитом, то циклит может быть секвенцией не всегда и, как правило, он представляет собой лишь ее часть. Однако циклический анализ можно расширить, адаптировав к нему концептуальную базу секвенсстратиграфического метода.

Последовательная смена циклитов в системе определяется направленностью развития морского бассейна. Так, трансгрессивные последовательности формируют комплексы ретроградирующих или наступающих на сушу морских и прибрежно-морских осадков, оформленные в виде «углубляющихся» (ретроградационных) циклитов соответствующего ранга. Последовательностям высокого стояния уровня моря свойственны комплексы агградирующих и проградирующих осадков, отвечающих регрессии моря, ассоциации которых образуют «наращивающиеся» (агградационные) или «обмеляющиеся» (проградационные) циклиты.

Седиментационно-емкостное моделирование представляет собой метод, позволяющий прогнозировать состав и распространение потенциальных коллекторов и флюидоупоров и отображать пространственно-временные изменения пористости и проницаемости различных литотипов карбонатов. Цикличное строение карбонатных толщ предопределяет специфичные закономерности распределения элементов нефтяных систем, их взаимоотношение, и в результате, морфологию и свойства природных резервуаров (Рис. 16). Процедуру моделирования можно разбить на три этапа (Жемчугова, 2002):

Первый этап включает в себя исследования, направленные на определение возраста карбонатных пород и выявления основных особенностей их строения. Сюда входят биостратиграфические, литолого-петрографические анализы и качественная интерпретация ГИС. По макро- и микроскопическим описаниям пород выделяются наиболее яркие седиментационные особенности пород, имеющие отражение на каротажных диаграммах. На данном этапе формируются первые представления о специфике строения и свойствах изучаемого геологического тела.

На *втором* этапе создается седиментационная модель изучаемого комплекса. Первым шагом к ее построению является выделение в разрезах скважин систем седимнетационных циклитов. В карбонатных породах в большинстве случаев седиментационные циклиты отделены друг от друга резкими границами, совпадающими, как правило, с границами перерывов, хорошо прослеживаемыми и в керне, и по каротажу. В результате разрезы скважин разбиваются на серии трансгрессивных (каждый вышележащий литотип более глубоководен, чем предыдущий) или регрессивных (более глубоководные литотипы перекрываются более мелководными) седиментационных циклитов.

На следующем шаге проводится корреляция циклитов в рамках выделяемых стратиграфических подразделений. Основную роль при этом играет сравнительная характеристика их строения и морфологии. Синхронные циклиты имеют общую для всех фациальных зон последовательность смены литотипов, отражающую единую направленность развития бассейна седиментации в течение одного цикла осадконакопления.

Результаты литологических исследований комплексируются с интерпретацией сейсмических данных, поскольку седиментационные циклиты, разделенные поверхностями размыва, могут отражаються на временных разрезах и соответствовать сейсмическим комплексам. С помощью палеоструктурных построений восстанавливается рельеф дна бассейна, существующий к началу формирования циклита. Данные, полученные по скважинам, экстраполируются на межскважинное пространство, учитывая поведение сейсмофаций и их проявление в разрезах скважин. В результате всех этих операций отстраиваются схемы фациальной зональности седиментационных циклитов, слагающих изучаемую толщу пород.

Третий этап - разработка емкостной модели природного резервуара. Карбонатные отложения характеризуются широким спектром факторов, определяющих их фильтрационно-емкостные свойства, основную роль среди которых играют седиментационные признаки, сформированные в период осадконакопления. Поэтому для создания емкостной модели природного резервуара необходимо провести фациальную диагностику отложений и выявить особенности строения их пустотного и трещинного пространства. На этом этапе используется весь комплекс определений ФЕС лабораторными методами и создается комплект петрофизических зависимостей, иллюстрирующий взаимосвязь седиментационных характеристик и основных параметров ФЕС. С учетом этих зависимостей при интерпретации ГИС в циклитах выделяются проницаемые пласты, коррелируемые путем анализа их положения в одновозрастных циклитах.

Для каждого элемента природного резервуара рассчитываются значения относительного качества коллекторов и покрышек. Совмещение схем фациальной зональности с данными расчета позволяет провести районирование изучаемого объекта по относительному качеству коллекторов и покрышек. Тем самым уточняется строение природного резервуара и корректируются методы его разработки.

При использовании описанных выше методик и принципов широкое применение находят г***еофизические методы***, включающие в себя геофизические исследования скважин (ГИС) и сейсморазведку, которые ввиду небольшого количества скважин с отбором керна, являются одними из основных источников информации о строении и свойствах нижнепермского интервала. Среди методов ГИС наиболее часто используются электрокаротаж (БК, БКЗ), кавернометрия, акустический (АК) и радиоактивные каротажи (ГК и НГК). В комплексе с применением историко-геологической методики, принципов карбонатной седиментологии и данными сейсморазведки они позволяют проводить литологическое расчленение разреза, корреляцию, выделение фаций, определение коллекторов и флюидоупоров.

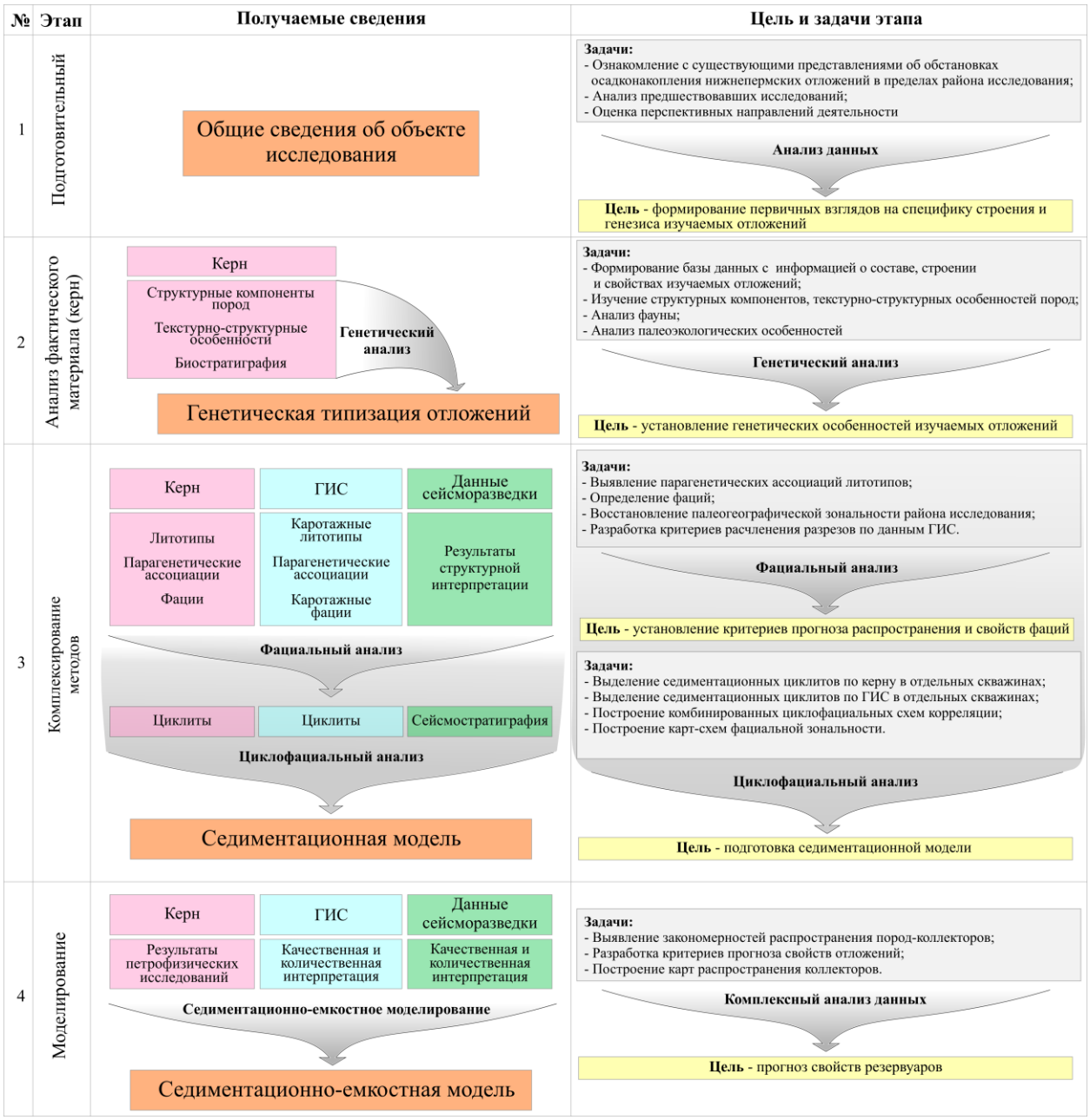


Рисунок 16. Методическая схема исследования

Сейсморазведочные исследования при изучении нижнепермских карбонатов в первую очередь позволяют выявлять органогенные постройки по ряду прямых и косвенных критериев. По прямым параметрам очерчиваются внешние контуры этих образований: отражения от границ, характер залегания осей синфазности, изменение сейсмофаций между карбонатными телами и вмещающими толщами. К косвенным критериям относятся признаки, указывающие на наличие органогенных образований - явление облекания, аномалии скорости и волны-спутники. К сожалению, по сейсмическим данным, без их сопоставления со скважинными данными, нельзя четко определить тип органогенного тела,

поэтому разделение выявляемых по сейсмике объектов производится по их морфологии, и в редких случаях, результатам атрибутного анализа.

Применение ***лабораторных методов*** позволяет более полно и тщательно охарактеризовать коллекторские свойства пород, идентифицировать обстановки осадконакопления и понять степень воздействия на изучаемые породы вторичных изменений. Для этого привлечены результаты *петрофизических исследований*, включающих определения пористости, проницаемости, нефтенасыщенности с последующим построением соответствующих зависимостей. Замеры проводились как на стандартных цилиндрических образцах, выпиленных из керна, так и на полноразмерных. Получаемые значения в большинстве случаев схожи в областях развития поровых коллекторов, но существенно различаются в зонах присутствия трещиноватости и кавернозности, что вызвано относительно крупными размерами трещин и каверн, которые сложно зафиксировать при анализе малоразмерных цилиндрических образцов.

Анализ литологического состава, текстурно-структурных особенностей пород и их генезиса проведены на макроскопическом (описание керна) и микроскопическом уровнях. Последний подразумевает под собой описание *петрографических шлифов* и исследование образцов методом *электронной микроскопии*. Петрографические шлифы являются основным источником информации о генезисе карбонатных отложений, поскольку позволяют установить фаунистическое наполнение пород, энергию водной среды в точке седиментации, тип и приблизительный объем порового пространства, вторичные изменения и их влияние на ФЕС. На полученных сведениях основывается дальнейшее построение седиментационно-емкостных моделей карбонатных толщ. Электронная микроскопия дополняет петрографические шлифы возможностью детального анализа вторичных изменений, зернистости, минерального состава и т.д.

Одним из наиболее информативных современных методов анализа структуры порового пространства является *компьютерная рентгеновская микротомография*. В основе метода лежит облучение цилиндрических образцов диаметром 10 мм рентгеновским излучением с последующей компьютерной обработкой полученных результатов, в результате которой получается трехмерное изображение с детально отображенным поровым пространством. В отличие от петрографических шлифов и электронной микроскопии метод позволяет увидеть структуру порового пространства в 3D и без разрушения образца, что значительно повышает степень информативности и достоверности получаемых результатов.

Глава 4. Строение, свойства и генетическая типизация нижнепермских карбонатов северной части Печоро-Колвинского авлакогена

4.1 Литотипы

В доартинском разрезе нижней перми, вскрытом скважинами в пределах Печоро-Колвинского авлакогена и запада Хорейверской впадины, выделяется три фациальных комплекса, иллюстрирующих распределение различных по вещественному составу и структурно-генетическому наполнению типов пород:

1. Комплекс органогенных построек (карбонатных холмов);
2. Комплекс относительно глубоководной впадины;
3. Комплекс карбонатных отмелей.

Переход между ними фиксирует последовательное ослабление влияния на седиментацию глубины акватории, увеличение динамической активности водной среды, вариации скорости образования карбонатного материала. Тем самым, для каждой обстановки осадконакопления характерен специфический парагенетически связанный набор фаций, каждой из которых соответствует определенный парагенез литотипов.

Слагающие нижнепермские карбонатные отложения литотипы по седиментационной структуре были объединены в ассоциации каркасных, зернистых и зернисто-микритовых известняков (Табл. 2).

Каркасные известняки слагают пласты и линзы толщиной 0.5-3 м и представлены светло-серыми массивными породами, при наличии нефтенасыщения приобретающими светло-коричневую или темно-бежевую окраску. Они подразделяются на два класса: известняки *скелетные* и *микробиальные*. Среди первых особое значение имеют палеоаплизиновые и водорослево-палеоаплизиновые (ЛТ-3) разности, состоящие из филлоидных водорослей и различных по размеру фрагментов *Palaeoaplysina,* образующих каркас породы (Жемчугова и др., 2020).

Межкаркасные полости, как правило, заполнены микритом с многочисленными включениями более мелких биокластов – обрывков зеленых (*Anchicodium, Eugenophyllum, Ivanovia* и др.) и багряных водорослей, *Tubiphytes*, раковин фораминифер, редко обломков мшанок, члеников криноидей. Зачастую в каркасных известняках встречается зональный крустификационный и спаритовый биоиндуцированный цемент (Антошкина, 2008).

Таблица 2. Основные литотипы нижнепермских карбонатных отложений

Лито-тип	Название литотипа	Каркасо-образующие организмы	Соотно-шение каркас/ заполни-тель (%)	Соотно шение зёрна/ цемент (%)	Характеристика зёрен		Характеристика цемента	Поры %; тип
					Название	%		
ЛТ1	Полидетрито-вые со спаритовым цементом			75-90 / 10-25	-обломки мшанок (0.2-2 мм) -членики криноидей (0.2-3 мм) -раковины фораминифер (0.2-2 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.3-1.5 мм) -обрывки филлоидных водорослей (до 3 мм) -обломки панцирей и игл морских ежей -раковины брахиопод, обломки кораллов	20-40 20-30 10-20 10-20 10-15 0-5 0-5	Спаритовый (60-70%) Микритовый (30-40%)	2-4%; МЗ и ВЗ (до 0.3 мм)
ЛТ2	Криноидно–мшанковые со спаритовым и микритовым цементом			75-90 / 10-25	-обломки мшанок (0.2-1 мм) -членики криноидей (0.3-2.5 мм) -раковины фораминифер -фрагменты *Tubiphytes* (0.2-0.3 мм) -обломки панцирей и игл морских ежей	50-60 30-40 5-10 5-10 0-5	Спаритовый (90%) Микритовый (10%)	1-2%; МЗ и ВЗ (до 0.3 мм)
ЛТ3	Водорослево–палеоаплизи-новые	*Palaeo-aplysina* Филлоидные водоросли	80/20	30-60 / 40-70	-раковины фораминифер (0.5-2.5 мм) -обломки члеников криноидей (0.5-3 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (до 1.5 мм) -багряные водоросли (0.2-1 мм) -зеленые водоросли (0.1-0.5 мм) -мшанки (0.2-0.8 мм)	10-20 10-20 10-20 10-20 5-15 5-15	Спаритовый биоиндуцированный (60%) Зональный крустификационный (10%) Микритовый (30%)	8-10%; ВК (до 0.5 мм) С (0.1-0.5 мм) МК(до 0.2 мм) МЗ (0.2-1 мм)
ЛТ4	Пелоидно–полидетрито-вые			20-30 / 70-80	-обрывки водорослей (зеленые, багряные) -раковины фораминифер (до 1.5 мм) -обломки мшанок (0.2-2.5 мм) -обломки раковин брахиопод -фрагменты *Tubiphytes* (1-1.5 мм) -микробиальные пелоиды (0.05-0.1 мм)	30-40 20-30 5-20 0-5 5 20	Спаритовый (80%) Микритовый (20%)	10%; С (0.1-0.5 мм) ВЗ (до 0.3 мм) МЗ (до 0.5 мм)
ЛТ5	Микробиально–водорослевые	Микро-биальные сообщества; Багряные, зеленые, филлоидные водоросли	40/ 60	40-70 / 30-60	-раковины фораминифер (0.3-2.5 мм) -фрагменнты *Palaeoaplysina* (10-20 мм) -*Tubiphytes* (0.2-2.5 мм) -обломки мшанок (до 2 мм) -обломки члеников криноидей (0.5-4 мм) -обломки раковин брахиопод (1-5 мм)	5-25 10-20 5-20 0-10 0-25 0-10	Спаритовый (50-80%) Зональный крустификационный (10%) Микритовый (10-40%)	3-10%; С (0.1-0.6 мм) МЗ (0.1-0.3 мм) ВЗ (0.1 мм)

ЛТ6	Полидетрито-вые с микритовым цементом, микритовые			15-35 / 65-85	-обломки мшанок (0.2-1 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.2-0.8 мм) -фрагменты серпул (0.8-1.5 мм)	50-60 50-60 0-5	Микритовый	Не встречены
ЛТ7	Микробиально–тубифитесовые	*Tubiphytes;* Микро-биальные сообщества; Филлоидные водоросли	80/20	20-50 / 50-80	-раковины фораминифер (0.3-1.2 мм) -членики криноидей (0.3-2.5 мм) -обрывки водорослей – багряные, зеленые (0.2-0.8 мм) -раковины брахиопод	20-60 5-20 10-20 0-5	Спаритовый (предположительно биоиндуцированный) (60-70%) Микритовый (30-40%)	10-15 %; С (0.2-0.8 мм) МК (0.2-0.5 мм, единичные до 1.5 мм) МЗ (0.1-0.3 мм)
ЛТ8	Микробиально–полидетритовые			60-90 / 10-40	-раковины фораминифер (0.2-2.5 мм) -членики криноидей (0.5-1.5 мм) -обрывки водорослей – зеленые, багряные (0.1-2 мм) -обломки мшанок -фрагменты *Tubiphytes* -фрагменты *Palaeoaplysina* (4-6 мм) -раковины брахиопод (до 6-7 мм) -раковины остракод (0.5 мм) -микробиальные пелоиды (0.05-0.1 мм)	25-30 15-20 10-20 10-20 5-10 0-5 0-5 0-1 5-10	Микритовый (70-80%) Спаритовый (10-20%) Зональный крустификационный (5-10%)	3-5%; С, единично-ВЗ
ЛТ9	Полидетрито-вые с микритовым цементом, глинистые			30-50 / 50-70	-раковины фораминифер (0.5-1.5 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.5-1 мм) -членики криноидей (0.5-2 мм) -обломки мшанок (0.2-0.8 мм) -зеленые водоросли (0.2-1 мм)	30 30 20 10 10	Микритовый	Не встречены
ЛТ10	Микробиальные	Микро-биальные сообщества	70-80 / 10-20	60 / 40	-обломки мшанок -фрагменты *Tubiphytes* (0.2-1 мм) -филлоидные или сифонокладиевые водоросли (0.5-1 мм) -раковины фораминифер (0.2-0.5 мм) -членики криноидей (0.3-0.8 мм) -обломки раковин брахиопод и остракод	20-30 15-25 10-20 10-20 5-10 1-2	Спаритовый биоиндуцированный (90-95%) Зональный крустификационный (5-10%)	1-3%; С ВЗ
ЛТ11	Полидетрито-вые			50-70 / 30-50	-обломки мшанок (0.1-0.3 мм) -членики криноидей (0.3-0.1.5 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.2-1 мм) -обрывки водорослей (зеленые, филлоидные) (0.3-1 мм) -обломки брахиопод, гастропод (2-3 мм) -раковины фораминифер (0.2-1 мм)	30-50 20-30 10-20 5-15 1-2 1-5	Спаритовый (50-70%) Микритовый (30-50%)	1-2%; С единично-ВЗ

ЛТ12	Цианобакте-риально–водорослевые	Филлоидные водоросли; *Girvanella*	70/30	60 / 40	-обрывки водорослей – зеленые, багряные (0.2-1.5 мм) -раковины фораминифер (0.3-1.5 мм) -микробиальные пелоиды (0.05-0.1 мм)	40-60 5-10 10-30	Спаритовый (90-95%) Зональный крустификационный (5-10%)	2-3%; С (0.2-0.5 мм)
ЛТ13	Мшанковые с микритовым цементом, глинистые			70-90 / 10-30	-обломки мшанок (0.1-0.3 мм) -раковины фораминифер (0.5-2 мм) -членики криноидей (0.5-1 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.3-1 мм)	80-85 10-15 1-5 1-5	Микритовый	Не встречены
ЛТ14	Микробиально–фораминифе-ровые	Микро-биальные сообщества	40 / 60	40 / 60	-раковины фораминифер (0.3-3 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.3-1 мм) -обломки мшанок (0.2-2 мм) -обрывки водорослей (зеленые, багряные филлоидные) -микробиальные пелоиды (0.05-0.1 мм)	50 5-10 5-10 5-10 20-30	Спаритовый биоиндуцированный (45-60%) Зональный крустификационный (1-5%) Микритовый (40-50%)	1-5%; С, единично - МЗ и ВЗ (до 0.2 мм)
ЛТ15	Биокластовые грубозернистые палеоаплизи-новые			70-80 / 20-30	-фрагменты *Palaeoaplysina* (до 20 мм) -обрывки водорослей – зеленые и филлоидные (0.5-1 мм) -фрагменты *Tubiphytes* (0.5-3 мм) -раковины фораминифер (0.3-1 мм) -микробиальные пелоиды (0.05-0.1 мм)	40-50 5-20 5-15 5-15 0-20	Спаритовый (70-80%) Микритовый (20-30%)	3-4%; С (0.05-0.2 мм) МЗ (0.1-0.3 мм)
ЛТ16	Лито–биокластовые грубозернистые с крупными колониями кораллов			70-80 / 20-30	-обломки колоний кораллов -фрагменты *Tubiphytes* (0.5-2 мм) -раковины фораминифер (0.5-2.5 мм) -обломки мшанок (0.2-1.5 мм) -обломки члеников криноидей (0.3-1.5 мм) -обрывки зеленых водорослей (0.5-1.5 мм) -литокласты	40-70 5-15 0-5 0-5 0-5 0-5 40-60	Микритовый (60-80%) Спаритовый (20-40%)	Единичные; МЗ, ВЗ
ЛТ17	Филлоидно–водорослевые	Филлоидные водоросли	40 / 60	30 / 70	-фрагменты слоевищ филлоидных водорослей -обрывки зеленых водорослей -фрагменты *Tubiphytes* (0.1-0.5 мм) -микробиальные пелоиды (0.05-0.1 мм)	40-50 20-40 0-5 20-30	Спаритовый (45-50%) Зональный крустификационный (5-10%) Микритовый (30-40%)	1-2%; С (0.2-0.3 мм)

Типы пор: С – слепковые, МЗ – межзерновые, ВЗ – внутризерновые, МК – межкристаллические, ВК – внутрикаркасные

Группы литотипов:

скелетные | микробиальные | зернистые и зернисто-микритовые

Остатки *Palaeoaplysina* присутствуют в виде пластин (до 5 см длиной) с нижней ровной и верхней бугорчатой поверхностями, между которыми развита ячеистая ткань с системой каналов. Исследования методом ЭПР (электронного парамагнитного резонанса) скелетов *Palaeoaplysina* из нижнепермских органогенных построек Северного Урала позволили доказать их «животное» происхождение и отнести к монопоидальным колониям с терминально расположенными зонами роста (Лютоев и др., 2010; Эволюционный тренд…, 2010; Пономаренко, 2011).

Водорослево-палеоаплизиновые известняки (ЛТ-3) в разрезах встречаются в ассоциации с микробиально-водорослевыми (ЛТ-5), филлоидно-водорослевыми (ЛТ-17) микробиально-полидетритовыми (ЛТ-8) и реже с цианобактериально-водорослевыми (ЛТ-12) разностями; разделение их на соответствующие литотипы проведено по преобладающему компоненту каркасной структуры и материалу заполнения межкаркасного пространства.

Особенностью нижнепермских карбонатных построек является широкое распространение в них *микробиальных* известняков и так называемых *биоцементолитов*, представляющих собой, по мнению А.И. Антошкиной (Антошкина, 2008), каркасные и биокластовые разности массивных известняков, включающих разрозненные органические остатки и биоиндуцированный цемент. Среди выделенных литотипов к биоцементолитам можно отнести отложения со следами активной микробиальной деятельности и цементации: микробиально-водорослевые ЛТ-5, микробиально-тубифитесовые ЛТ-7, микробиальные ЛТ-10 и микробиально-фораминиферовые ЛТ-14. Основную роль в формировании микробиальных известняков играли *Tubiphytes*, различные кальцимикробы, сульфатредуцирующие и другие бактерии, от которых зачастую не осталось ничего, кроме следов их жизнедеятельности, представленных биоиндуцированным цементом.

Обширная и быстрая посмертная биологически индуцированная инкрустация остатков свободноживуших сессильных организмов за счет обызвествления или кальцификации микробных тканей способствовала росту в благоприятных условиях рельефных твердых каркасов на морском дне (Антошкина, Пономаренко, 2014).

Зернистые и зернисто-микритовые известняки состоят из полигенных зерен, среди которых преобладают биокласты, представленные обломками мшанок, члениками криноидей, фрагментами зеленых и багряных водорослей, раковинами фораминифер, реже – фрагментами раковин брахиопод, остракод, пелеципод. Пелоидный материал в качестве породообразующего встречается редко, и обычно он дополняет детритовый компонент.

Цементом в известняках служит микритовый либо спаритовый кальцит; последний, как правило, нескольких генераций: раннедиагенетический в виде тонких крустификационных оболочек вокруг биокластов и позднедиагенетический полнокристаллический, развитый между зернами.

По структурным характеристикам зерен (в биокластовых разностях – главным образом по видовой принадлежности и размерам биокластов) группа зернистых и зернисто-микритовых известняков была разделена на 10 литотипов (см. табл. 3).

4.2 Фации и фациальные комплексы

Процесс накопления нижнепермских карбонатов на территории севера ТП НГБ контролировался в первую очередь двумя крупномасштабными факторами: тектоникой и эвстатическими колебаниями уровня моря. Всего в пределах района исследования выделено три фациальных комплекса: относительно глубоководная впадина, органогенные постройки и карбонатные отмели, характеризующиеся различным литологическим наполнением, физическими и фильтрационно-емкостными характеристиками.

Область относительно глубоководного осадконакопления располагалась на территории Хорейверской впадины и на севере континентальной части Печоро-Колвинского авлакогена (Богацкий, Жемчугова, 1993). Ее края маркировались системами органогенных построек (карбонатных холмов), также характерных и для локальных палеоподнятий в пределах впадин. Наиболее мелководные участки располагались на валах и мегавалах, где под воздействием волновой деятельности, приливно-отливных течений и периодических осушений накапливались биокластовые разности.

Склон, отделявший относительно глубоководную часть шельфа от мелководной, был протяженным и очень пологим, что позволяет расценивать региональные обстановки осадконакопления как обширный карбонатный рамп. По мере углубления на нем последовательно сменялись био-, литокластовые и биогермные карбонаты, карбонатные илы, мергели и глины.

Комплекс органогенных построек

Карбонатные массивы, вскрытые скважинами в разрезе нижней перми Печоро-Колвинского авлакогена в рамках данной работы были названы скелетными и микробиальными холмами, чтобы подчеркнуть доминирующую «скелетную» или «микробиальную» составляющую слагающих их известняков. Но, следуя строго принятой классификации (James, Bourque, 1992), названные микробиальными холмы более соотносятся с понятием илового холма, в котором преобладают микробиальные разности (Жемчугова и др., 2020). Ведущая роль в образовании таких построек отводится микробной деятельности; кроме того, известковый ил для них может быть принесен из внешних источников и локализован гидродинамически. Наличие классических иловых холмов, на рассматриваемой территории предполагается по аналогии с Баренцевоморским бассейном, а также на основе данных сейсморазведки и разрозненных описаний и образцов кернового материала.

Микробиальные холмы отличались от скелетных медленным ростом и слабой механической связью между скелетными организмами, особенно посмертной. Из-за этого они не могли противостоять сильным волновым движениям воды, но хорошо улавливали

мелкодисперсный материал, который заполнял промежутки между организмами. Следовательно, их формирование могло происходить только в условиях низкой энергии водной среды, существенно ниже глубин волновой абразии морского дна (Евдокимов, Жемчугова, 2020).

Иловые холмы, представляют собой положительные формы рельефа, сложенные известковым илом, в котором содержатся разнообразные остатки беспозвоночных и водорослей. Их формирование – результат улавливания и закрепления тонкодисперского материала ветвистыми мшанками, микробами и другими организмами. Известкомый ил может быть принесен из внешних ситочников и локализован гидродинамически, либо может быть сформирован на месте в результате жизнедеятельности микробов и разрушения скелетнов организмов.

Развитие *скелетных холмов*, представляющих собой на момент роста сложные экосистемы, во многом зависело от количества производимого ими не только каркаса, но и обломочного материала. На скорость формирования скелетных холмов, их геометрию и длительность существования основное влияние оказывали три фактора: динамика водной среды, скорость роста колонии и количество осаждаемого материала.

Как известно, любая каркасная постройка отражает неустойчивое равновесие между: 1) ростом вверх известьсекретирующих организмов; 2) постоянным разрушением каркаса под воздействием приливных волн, штормов, ураганов, а также биологической эрозии; 3) интенсивным образованием осадков внутри постройки быстро развивающимися прикрепленными бентосными организмами; 4) масштабом цементации, определяемой биологическими и неорганическими процессами (Жемчугова и др., 2020).

Таким образом, существование скелетных построек контролируется не только устойчивостью каркасов, но и способностью экосистемы освобождаться от осадка. Предполагается, что наиболее губительны для рифовых биоценозов процессы заиления, причем существенное количество ила могут создавать сами каркасообразователи: значительная часть ила попадает в колонию фильтрующих организмов через поток фильтруемой взвеси, из которой органика усваивается организмом, а минеральная составляющая выбрасывается им наружу в виде фекальных пеллет, оседающих вокруг (Заварзин, Рожнов, 2011).

Ввиду своих генетических особенностей, микробиальные, иловые и скелетные холмы способны расти в различных по батиметрии, а значит и по гидродинамической активности, зонах (Рис. 17). Первые два типа – на склоне относительно глубоководной впадины, либо на внешнем рампе, скелетные – на топографически выраженных поднятиях и бровках с течениями и волнениями, вымывающими осадок из постройки, однако не приводящих к ее разрушению.

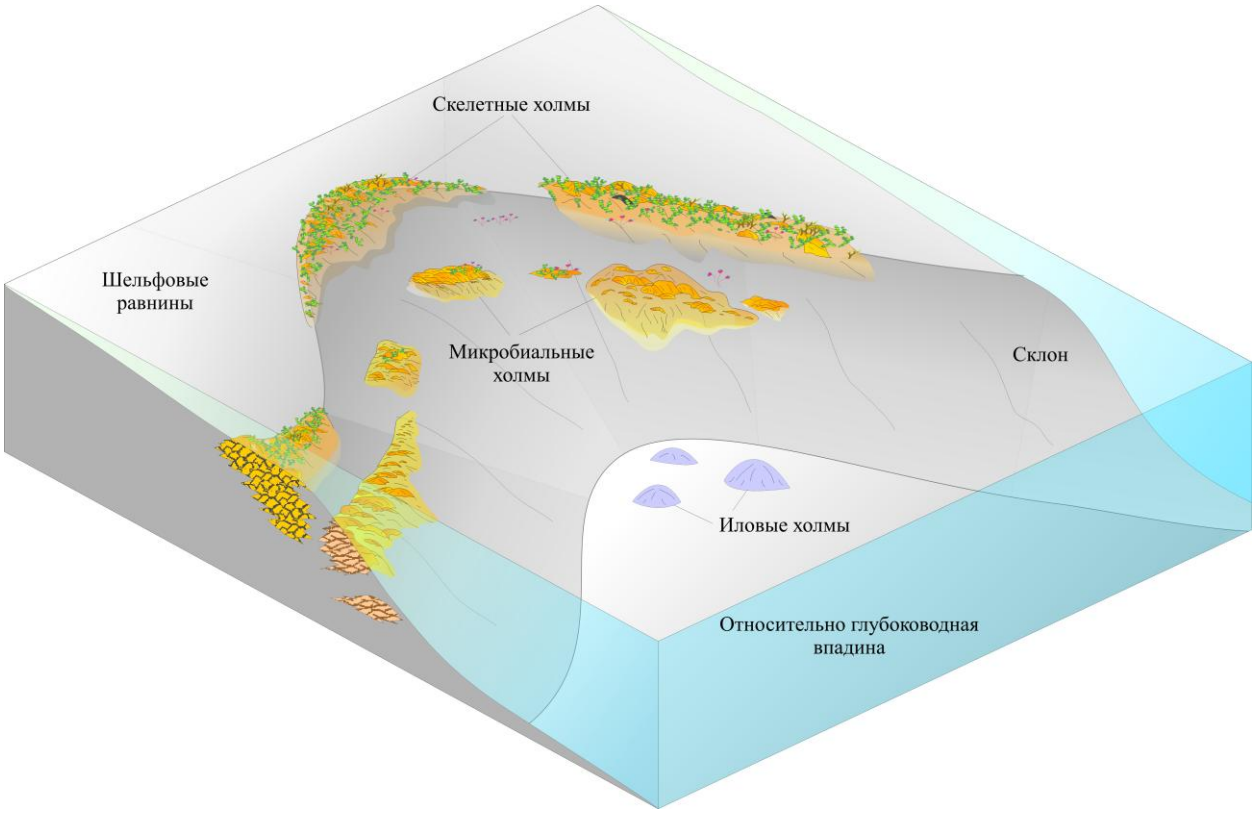


Рисунок 17. Схема распространения скелетных и микробиальных холмов на склоне относительно глубоководной впадины (Евдокимов, Жемчугова, 2020).

Скелетные холмы

Скелетные холмы Тимано-Печорского бассейна характерны исключительно для периодов повышения ОУМ (Жемчугова и др., 2020), а на каждом этапе роста последовательная смена литотипов отражает в себе закономерное уменьшение глубины бассейна и повышение гидродинамической активности. Периоды прекращения развития построек, вызываемые затоплениями, либо обмелениями, отмечены в керне интервалами зернисто-микритовых известняков: криноидно-мшанковыми и полидетритовыми литотипами соответственно.

В качестве эталонного разреза скелетного холма в данной работе рассмотрена органогенная постройка мощностью 105 м, вскрытая скважиной с полным отбором керна на севере Колвинского мегавала (Рис. 18). В ее разрезе прослеживаются пять этапов развития, представленных парагенетическими ассоциациями различных каркасных и зернистых известняков.

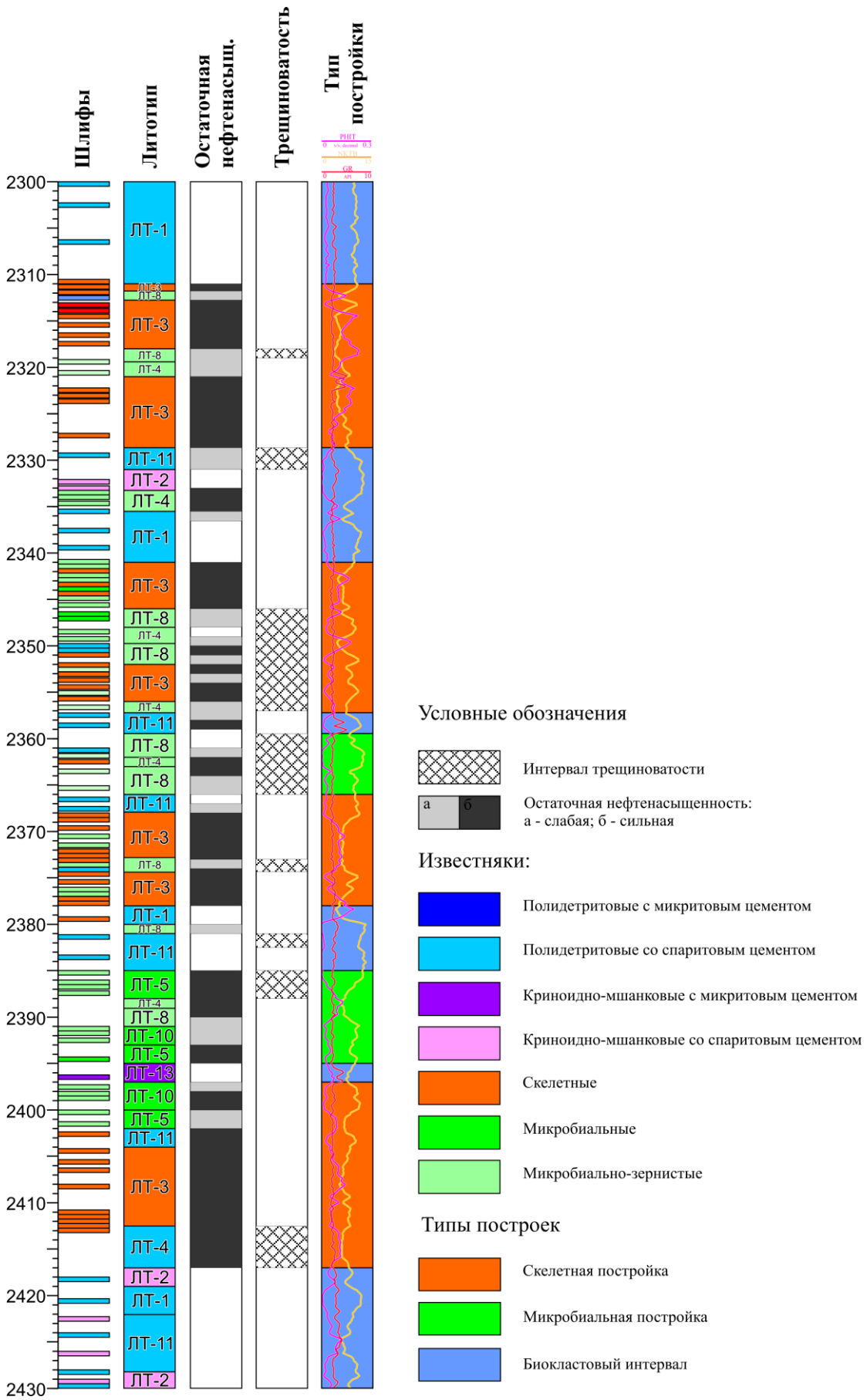


Рисунок 18. Вертикальная последовательность литотипов в разрезе скелетного холма, вскрытого скважиной Ярейюская-3 (Литотипы см. табл. 3).

В основании скелетного холма залегают криноидно-мшанковые и полидетритовые известняки ЛТ-2, ЛТ-11, ЛТ-4, ЛТ-1. Текстура пород массивная, иногда слабо выраженная линзовидно-слоистая с редкими затеками и линзочками микритового материала. Наряду с криноидеями и мшанками, но в меньших количествах, присутствуют обрывки тубифитесов, филлоидных и зеленых водорослей, фораминиферы. Единично встречаются раковины гастропод, брахиопод и остракод. Большинство органогенных обломков мелкие, размером менее 2 мм, часто разрушенные до состояния неопределимого детрита. Породы плотные, поровое пространство почти отсутствует ввиду высокого содержания микрита.

Наблюдаемые отложения представляют собой типичный базис органогенных построек, соответствующий стадии стабилизации палеоэкологической сукцессии и отмеченный как для скелетных холмов Северного Урала, так и в бассейне Свердруп. Причиной невысокой изначальной биопродуктивности бентосного сообщества являлись значительная глубина, заиление и неустойчивый субстрат, не позволявшие активно развиваться основным нижнепермским «рифостроителям» эвфотической зоны – водорослям, палеоаплизинам и микробиальным сообществам. В петрографических шлифах доля микритового цемента достигает 80% (Рис. 19).

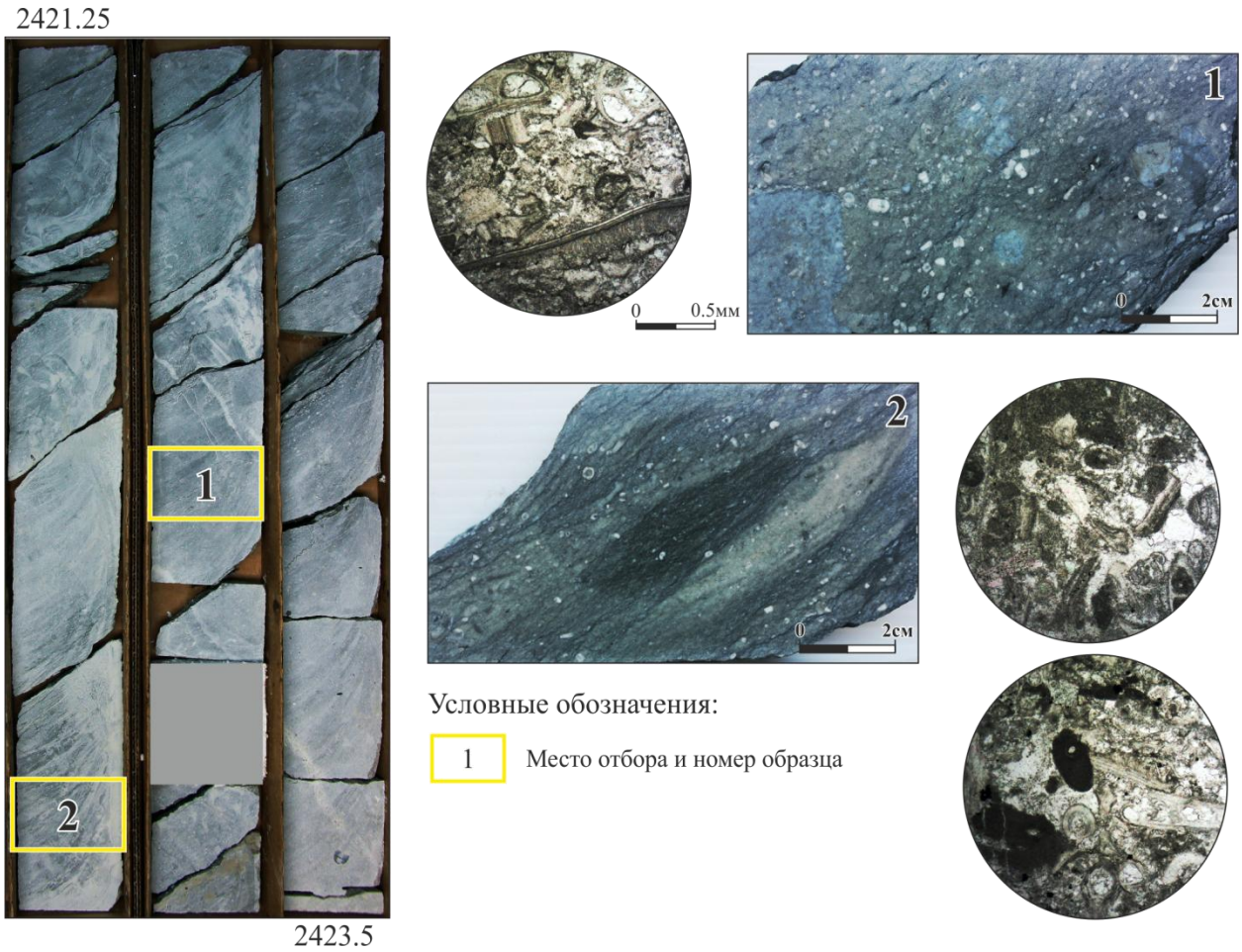


Рисунок 19. Криноидно-мшанковые известняки (ЛТ-2) основания скелетного холма

Выше по разрезу, наблюдаются отложения ядра постройки, сложенного чередованием разнотипных каркасных, зернистых и микритово-зернистых известняков.

Первая стадия развития скелетного холма в керне представлена преимущественно каркасными ЛТ-3, ЛТ-5 и ЛТ-10, а также микритово-зернистыми ЛТ-11 и ЛТ-4. Граница с подстилающими криноидно-мшанковыми ЛТ-2 резкая, отчетливо прослеживающаяся в керне.

В породах нижней части интервала основную роль играют пелоидно-полидетритовые ЛТ-4, сформированные микробиальными сообществами, тубифитесами и филлоидными водорослями, с высоким содержанием крупных фораминифер, криноидей и мшанок (Рис. 20). В незначительных количествах встречаются обломки брахиопод, двустворок, обрывки зеленых и багряных водорослей.

Породы массивные, содержат следы остаточной нефтенасыщенности, пустотное пространство состоит из слепковых, межзерновых и внутризерновых пор. Встречаются немногочисленные трещины и стилолитовые швы.

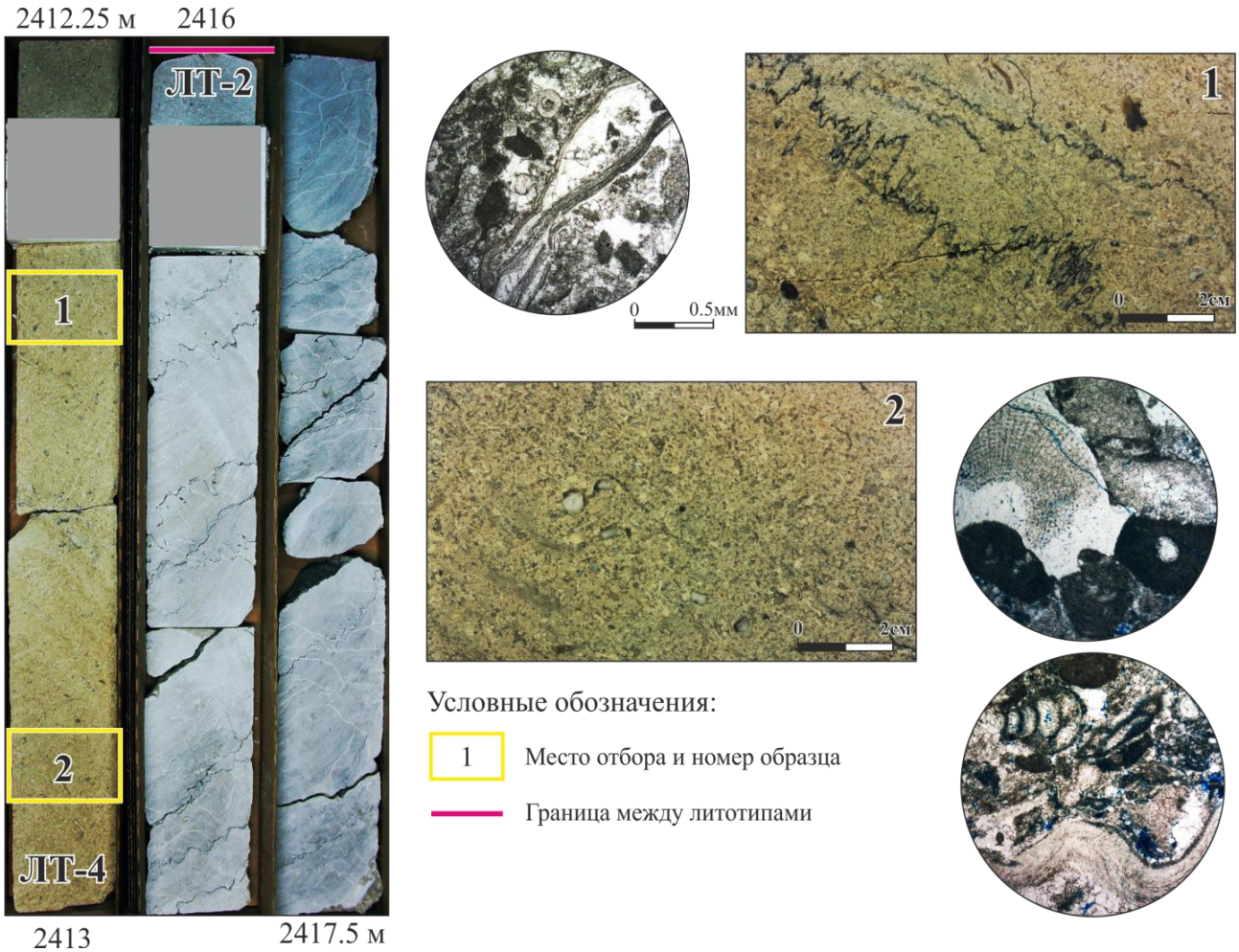


Рисунок 20. Пелоидно-полидетритовые известняки (ЛТ-4) основания скелетного холма, перекрывающие криноидно-мшанковые (ЛТ-2)

Наблюдающееся вверх по разрезу постепенное снижение содержания в породе вертикально растущих филлоидных водорослей, появление палеоаплизин, а также смена преобладающего типа цемента с микритового на спаритовый свидетельствуют об уменьшении глубины и усилении гидродинамики. Отложения сменяются на палеоаплизиново-водорослевые ЛТ-3, микробиально-водорослевые ЛТ-5 и микробиальные ЛТ-10 известняки с прослоями полидетритовых ЛТ-11 (Рис. 21).

Второстепенную роль в породах играют *Tubiphytes*, пелоиды, криноидеи и мшанки. Единично встречаются раковины гастропод, фораминифер, остракод. В цементе преобладает спаритовая составляющая, однако микритовый материал распространен в межскелетном пространстве, и заполняет полости и неоднородности между палеоаплизинами. Наиболее вероятно, что причиной повышения содержания микрита в палеоаплизиново-водорослевых разностях в сравнении с водорослевыми, является выделение его в процессе жизнедеятельности палеоаплизин и затрудненное вымывание осадка, вызванное горизонтальной формой роста организмов.

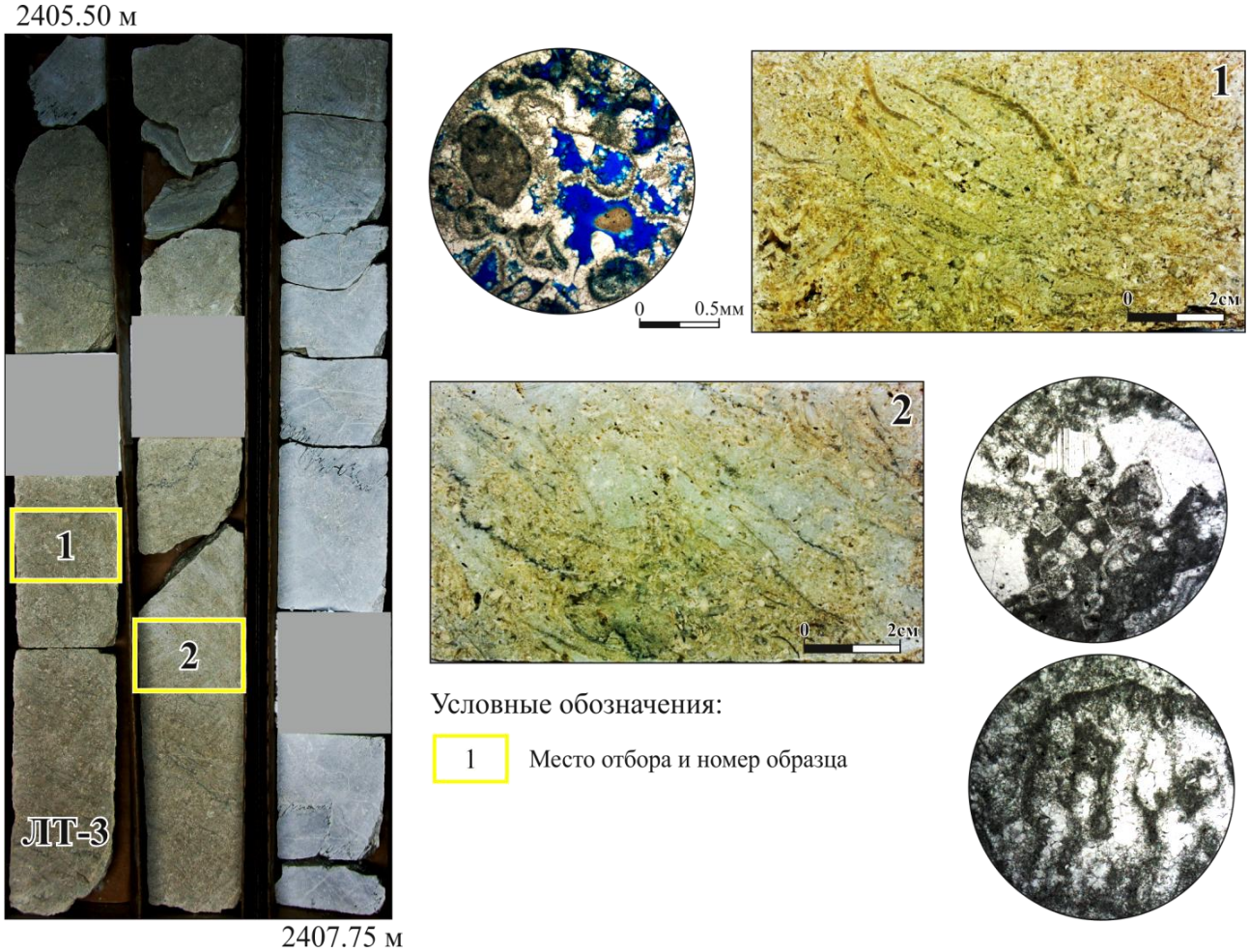


Рисунок 21. Палеоаплизиново-водорослевые каркасные известняки (ЛТ-3)

Породы массивные, пористые, содержат следы остаточной нефтенасыщенности. Поры внутрикаркасные, слепковые, межкристаллические и межзерновые, встречаются каверны, единичные трещины и стилолитовые швы. Пустотное пространство отчетливо видно как в петрографических шлифах, так и в макрообразцах.

В верхней части интервала пород, соответствующих первому этапу развития постройки, располагаются водорослево-микробиальные ЛТ-5 и микробиальные ЛТ-10 (Рис. 22). Породы плотные, крепкие, массивные, низкопористые. Относительно нижележащих отложений в них повышается доля микритового цемента, в некоторых образцах занимающего 50% объема породы. Активная микробиальная деятельность отражена в присутствии большого количества пелоидов, содержание которых достигает 60% от всех зерен.

Следы остаточной нефтенасыщенности в микробиальных разностях отсутствуют. Поры немногочисленные, среди них преобладают слепковые; трещины и стилолитовые швы единичны.

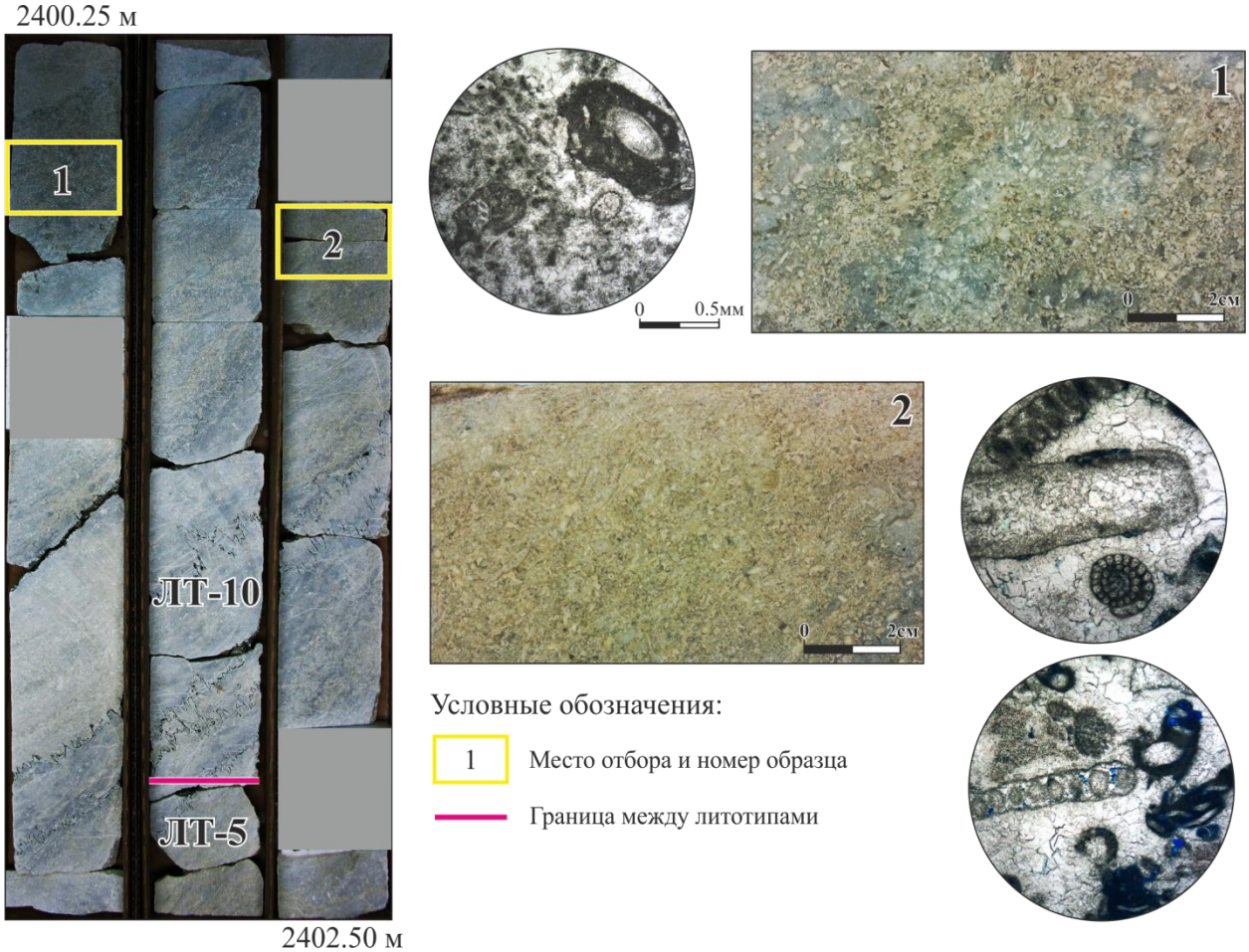


Рисунок 22. Микробиальные известняки (ЛТ-10), перекрывающие микробиально-водорослевые (ЛТ-5)

Завершение первого этапа развития скелетного холма отчетливо отражено в керне двухметровым интервалом мшанковых известнякив ЛТ-13, без резкой границы перекрывающих микробиальные ЛТ-10 (Рис. 23).

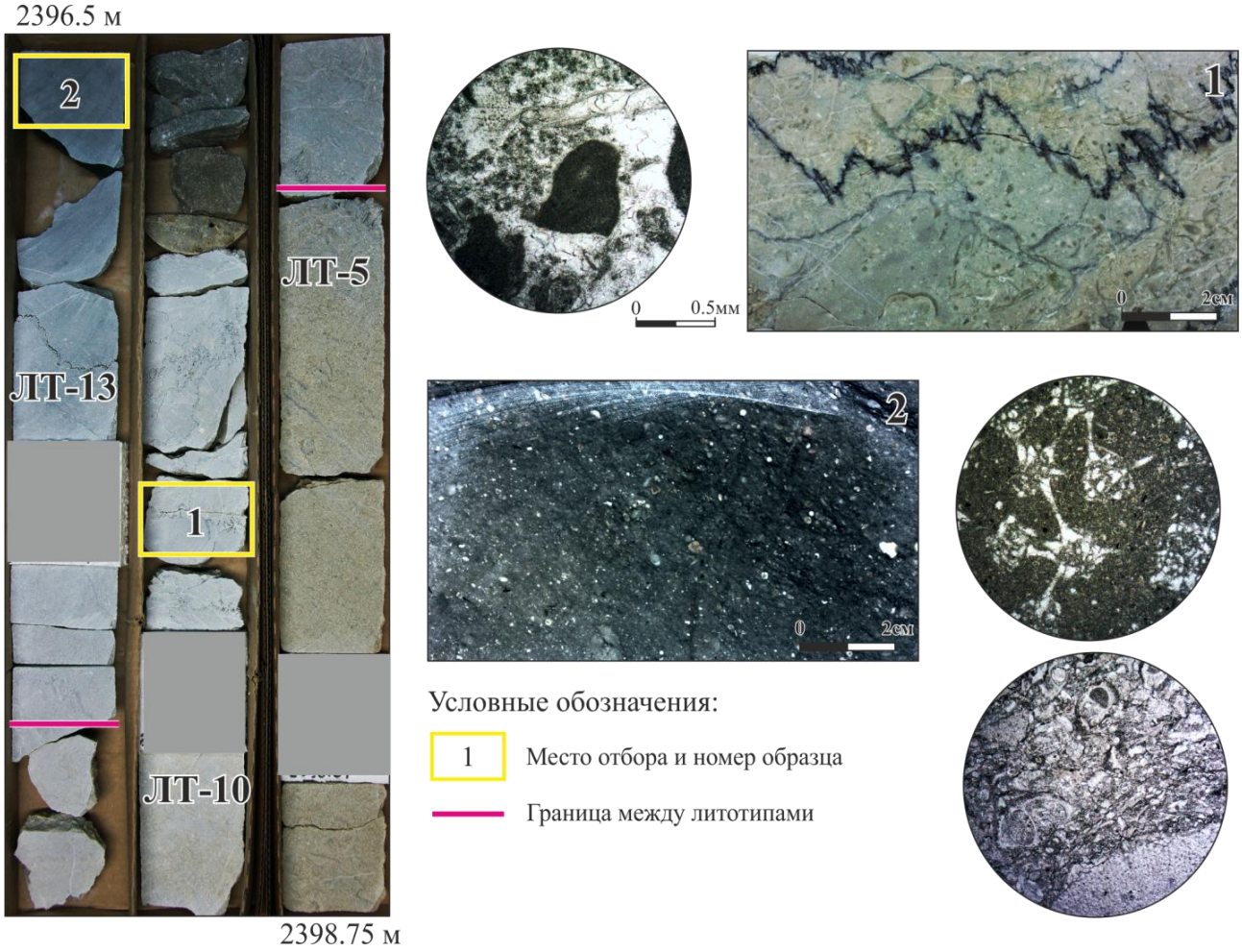


Рисунок 23. Верхняя граница первого интервала развития постройки. Криноидно-мшанковые известняки (ЛТ-13), перекрывающие микробиальные и микробиально-водорослевые (ЛТ-5 и ЛТ-10).

Вторая стадия формирования скелетного холма соответствует интервалу пород, в основании которого залегают микробиально-водорослевые известняки ЛТ-5, микробиальные ЛТ-10 и микробиально-полидетритовые ЛТ-8. В общих чертах они очень схожи с описанными для первой стадии (см. Рис. 26), но отличаются более высоким содержанием пелоидов и меньшим количеством филлоидных водорослей.

Вверх по разрезу постепенно увеличивается содержание водорослей, тубифитесов, и фораминифер. Породы постепенно сменяются на микробиально-водорослевые ЛТ-5 с обилием полидетритового материала (встречаются микробиально-полидетритовые ЛТ-4) и

содержанием цемента не более 40% (Рис. 24). Присутствуют немногочисленные скелеты палеоаплизин.

Породы массивные, пористые, с единичными кавернами и трещинами. Буроватая окраска и слабый запах нефти свидетельствуют об остаточной нефтенасыщенности.

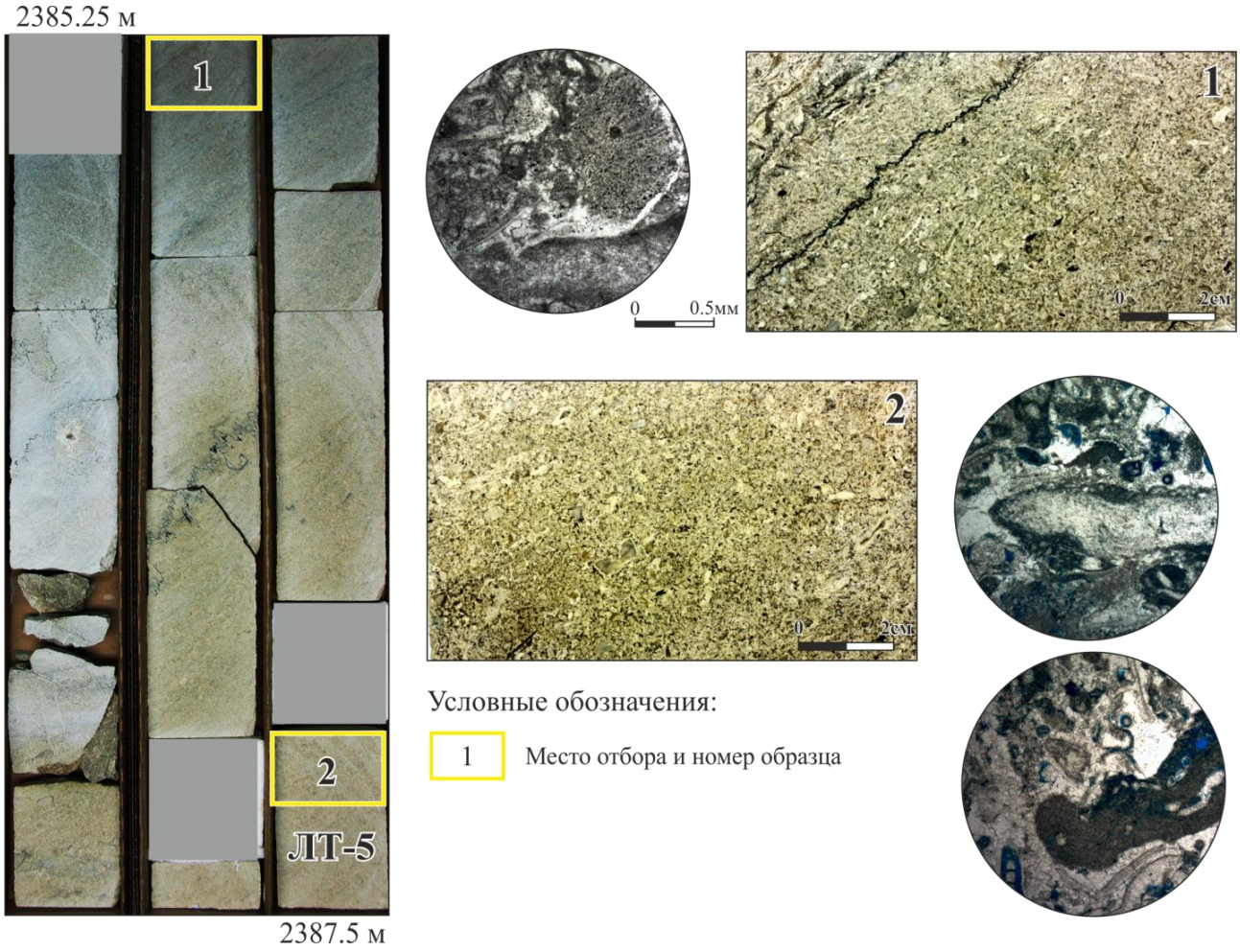


Рисунок 24. Микробиально–водорослевые каркасные известняки (ЛТ-5)

Очередное прекращение развития сообщества «рифостроителей» маркируется плавной сменой микробиально-водорослевых отложений на полидетритовые ЛТ-11 и ЛТ-1 (Рис. 25). Среди биокластов преобладают мшанки, членики криноидей и обрывки тубифитес. Отмечены единичные крупные одиночные кораллы, раковины двустворок.

Породы плотные, крепкие, массивные, серые без следов нефтенасыщения. Пористость низкая, стилолитовые швы и трещины присутствуют в незначительном количестве.

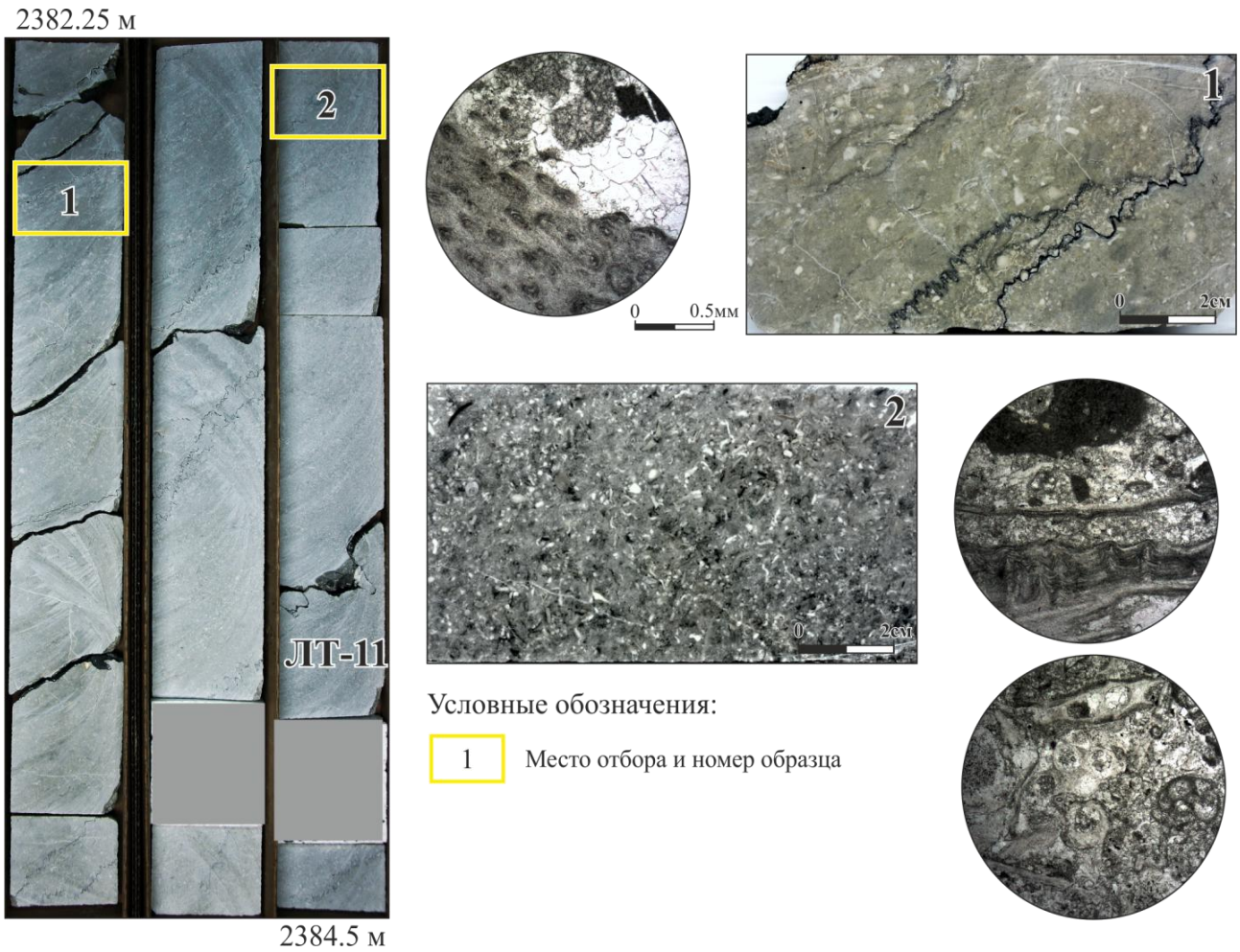


Рисунок 25. Полидетритовые микритово-зернистые известняки (ЛТ-11), маркирующие прекращение второго этапа развития постройки

Третья стадия развития рассматриваемого скелетного холма соответствует интервалу керна, начинающемуся с палеоаплизиново-водорослевых известняков ЛТ-3 с прослоями полидетритовых зернистых и микритово-зернистых ЛТ-8, ЛТ-11 (Рис. 26). В верхней части доминирующая роль переходит к ЛТ-8 и ЛТ-4 (Рис. 27). Породообразующими элементами являются фораминиферы, филлоидные и зеленые водоросли, реже – палеоаплизины. В некоторых образцах повышено содержание члеников криноидей, обломков мшанок, тубифитес.

Породы массивные, пористые, имеют буроватую окраску из-за следов остаточной нефтенасыщенности. Поры слепковые и межзерновые, трещины и стилолитовые швы единичны.

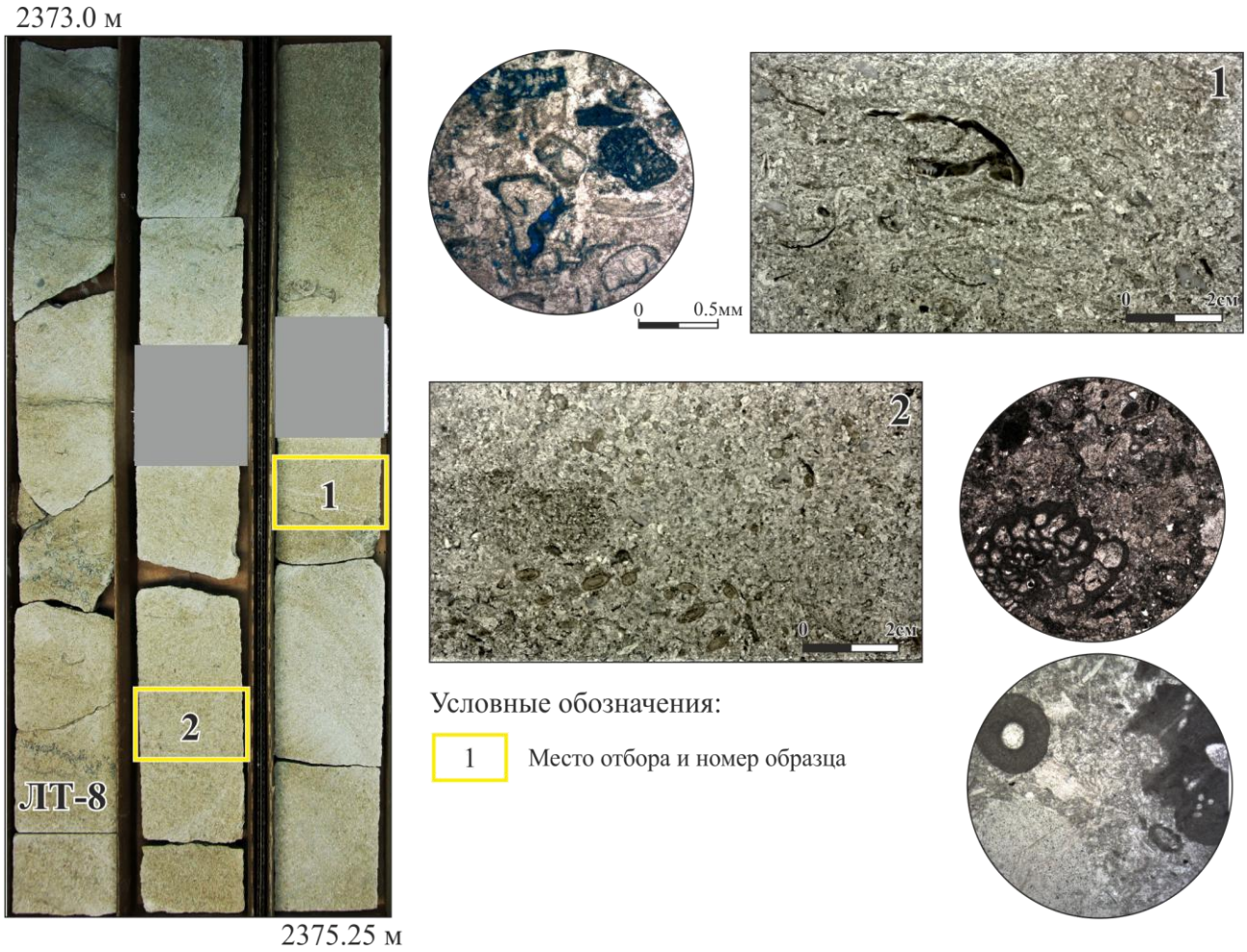


Рисунок 26. Палеоаплизиново-водорослевые каркасные известняки

Прекращение развития постройки на данном этапе в керне отмечается относительно маломощным интервалом полидетритовых известняков ЛТ-11. Присутствует большое количество фораминифер и обрывков филлоидных водорослей, суммарно составляющих до половины зерен в породе, а также отмечается высокое (до 60%) содержание члеников криноидей.

Четвертая стадия развития от предыдущих отличается весьма сложной последовательностью смены литотипов, диагностирование которых дополнительно осложнено широко развитой перекристаллизацией.

В основании интервала располагаются пелоидно-полидетритовые ЛТ-4 и водорослево-палеоаплизиновые ЛТ-3 каркасные известняки, состоящие в основном из обрывков водорослей (филлоидных, зеленых и др.) и палеоаплизин с примесью фораминифер, пелоидов, члеников криноидей.

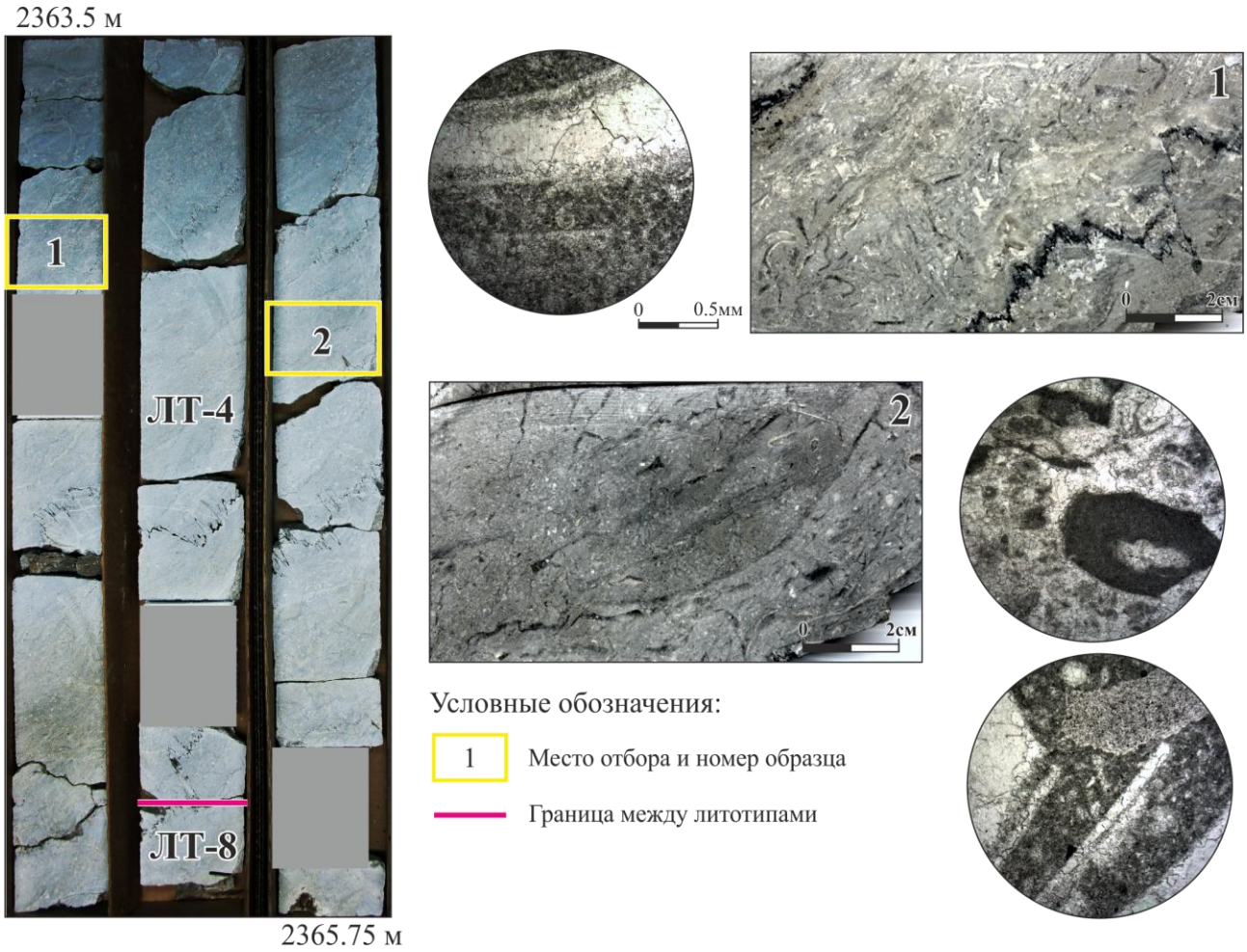


Рисунок 27. Пелоидно-полидетритовые (ЛТ-4), перекрывающие микробиально-полидетритовые (ЛТ-8) известняки

Выше по разрезу, несмотря на интенсивную перекристаллизацию, прослеживается смена отложений на кркасные микробиально-полидетритовые ЛТ-8 с прослоями ЛТ-4, обогащенных фораминиферами. Сохраняется повышенное содержание пелоидов, однако они, могут иметь не только микробиальный генезис, но и являться продуктами жизнедеятельности *Palaeoaplysina* располагаясь по периметру их скелетов и заполняя межскелетное пространство.

В верхней части интервала водорослево-палеоаплизиновых каркасных известняков ЛТ-3 на фоне сокращения количества водорослей повышается содержание крупных, утолщенных скелетов палеоаплизин (Рис. 28), что указывает на усиление общей гидродинамической активности в зоне седиментации вследствие выведения постройки в зону волнового воздействия.

Водорослевые и водорослево-палеоаплизиновые известняки имеют повышенные показатели пористости относительно других литотипов. Поры внутрикаркасные, слепковые,

межкристаллические и межзерновые нескольких генераций, а также широко распространены каверны. Трещины единичные, стилолитовые швы немногочисленные.

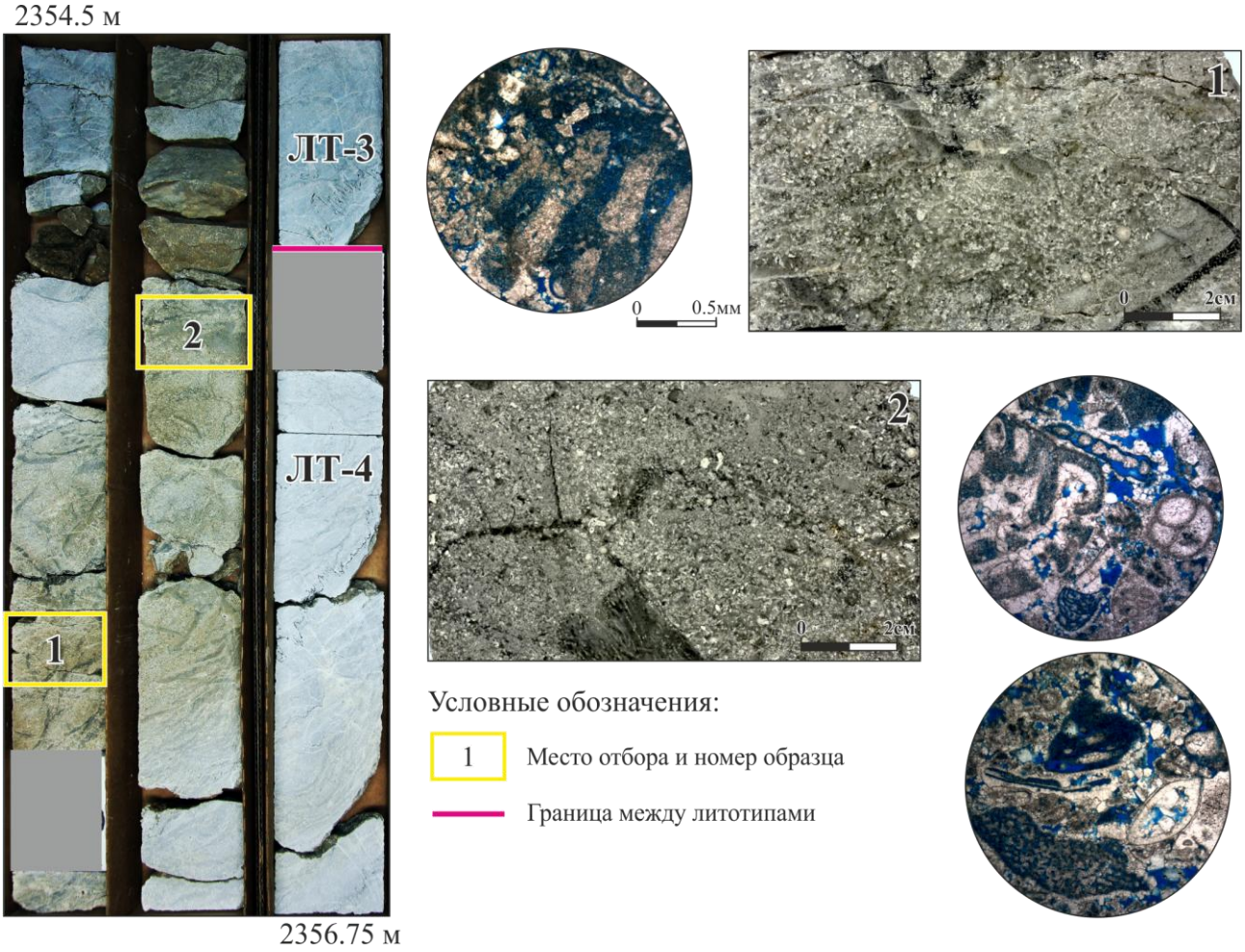


Рисунок 28. Палеоаплизиново-водорослевые и водорослево-палеоаплизиновые известняки (ЛТ-3), перекрывающие пелоидно-полидетритовые (ЛТ-4)

В составе пород доминируют филлоидные водоросли, тубифитес и фораминиферы. При этом содержание последних в некоторых образцах превышает 50%. В различном количестве присутствуют скелеты палеоаплизин, обломки криноидей и мшанок, раковины остракод, брахиопод и гастропод.

Окончание четвертого цикла развития постройки прослеживается в керне по смен литотипов на полидетритовые ЛТ-1 и криноидно-мшанковые ЛТ-2 (Рис. 29). Помимо криноидей и мшанок в породах присутствуют тубифитес, фораминиферы, обрывки водорослей, раковины брахиопод, остракод и т.д.

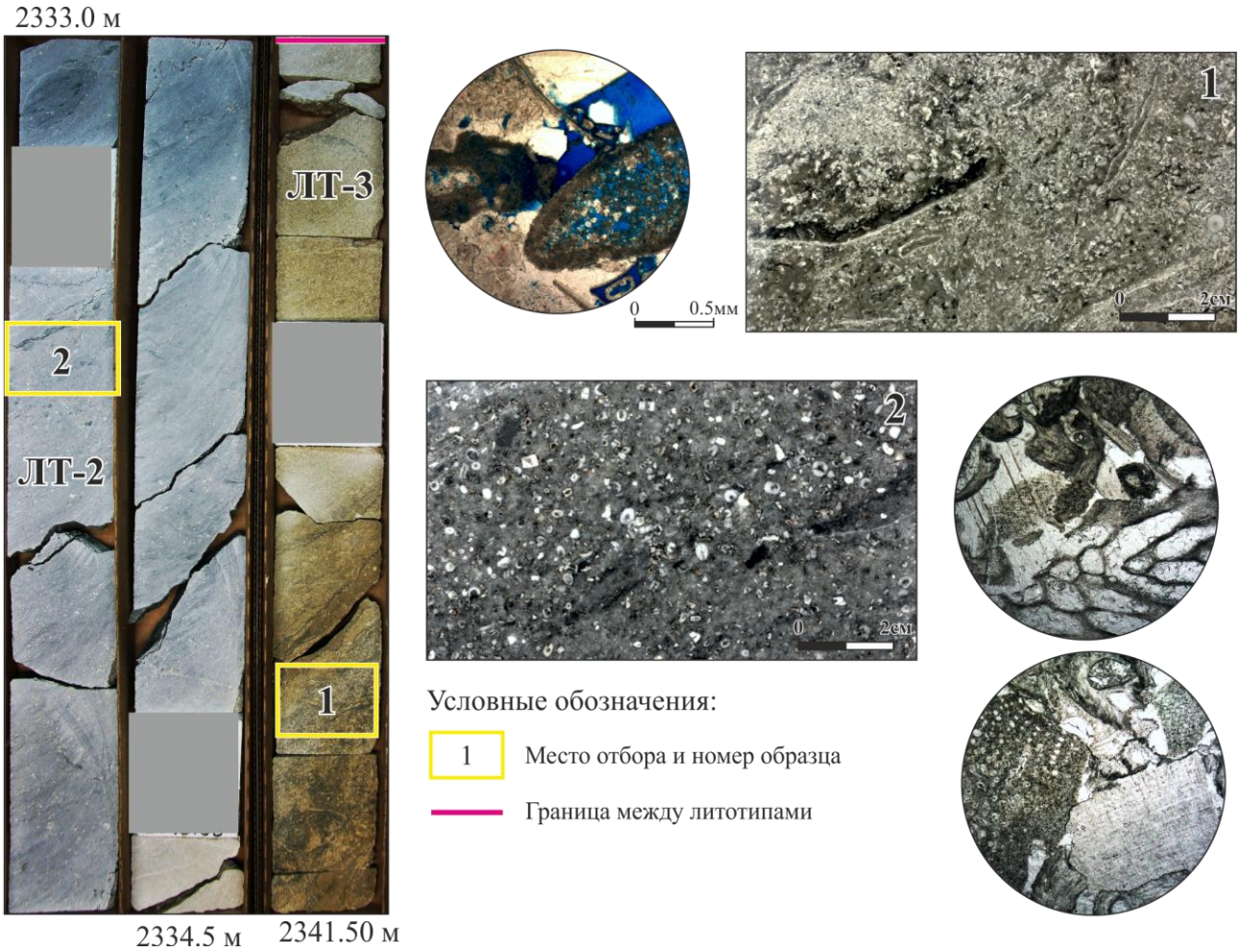


Рисунок 29. Криноидно-мшанковые микритово-зернистые разности (ЛТ-2), соответствующие этапу прекращения развития постройки, выполненной водорослево-палеоаплизиновыми каркасными известняками (ЛТ-3)

Пятая стадия развития скелетного холма начинается сразу после прекращения накопления описанных выше зернисто-микритовых разностей. Породы представлены в нижней части преимущественно водорослево-палеоаплизиновыми ЛТ-, вверх по разрезу постепенно сменяющимися на чистые палеоаплизиновые известняки 3 (Рис. 30). Последовательность смены литотипов образцовая для раннепермского скелетного холма и отражает собой уменьшение глубины в точке наблюдения с соответствующей сменой бентосных сообществ.

Породы высокопористые, кавернозные, со следами остаточной нефтенасыщенности. Присутствует как первичная пористость, так и вторичная, представленная пустотами выщелачивания и имеющая большее значение для формирования емкостного потенциала породы.

Прекращение развития постройки ознаменовано сменой палеоаплизиновых известняков на мощную толщу криноидно-мшанковых ЛТ-2.

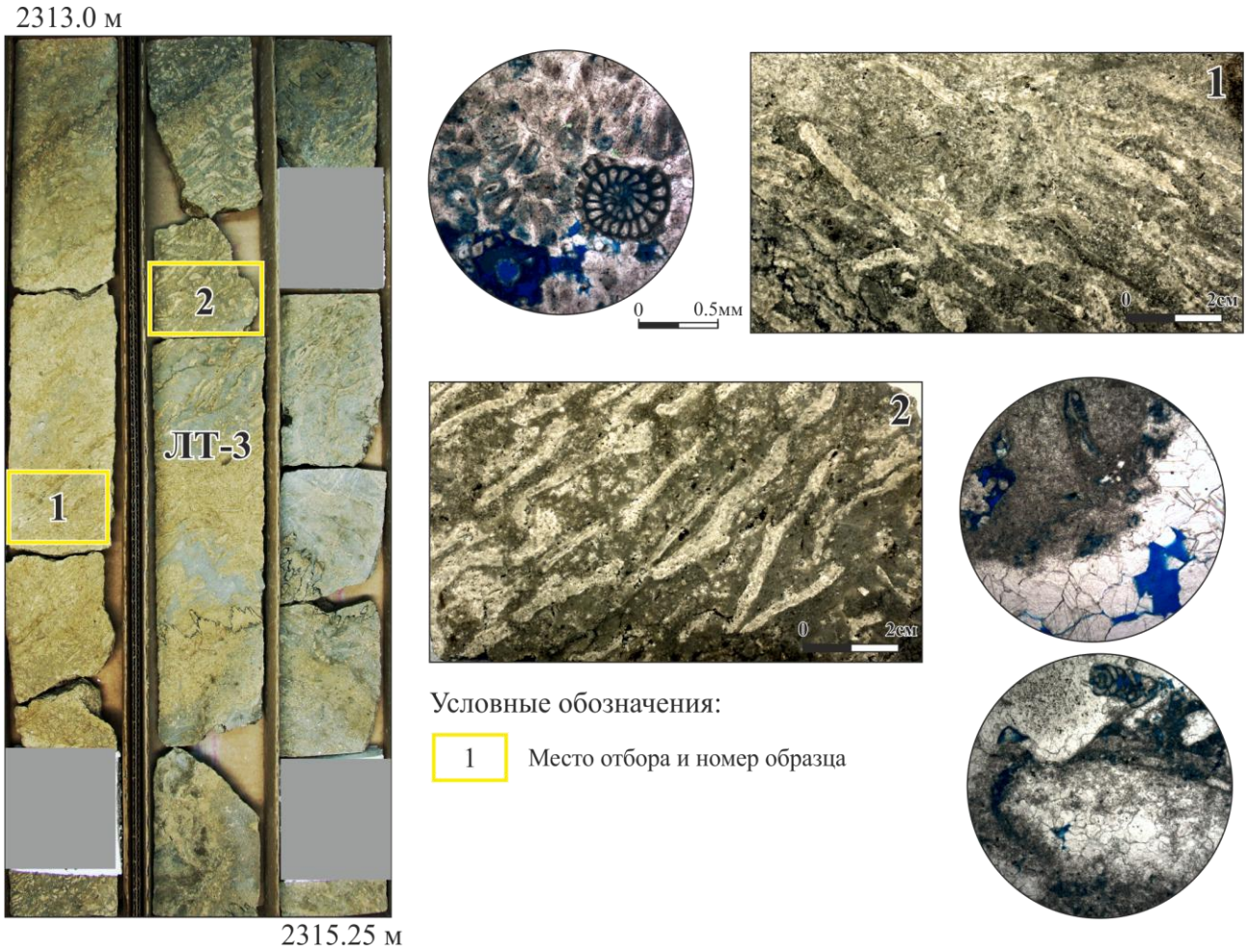


Рисунок 30. Водорослево-палеоаплизиновые каркасные известняки (ЛТ-3) верхней части скелетного холма

Микробиальные холмы

В качестве эталона микробиального холма рассмотрена постройка мощностью более 60 м, вскрытая скважиной на территории севера Колвинского мегавала (Рис. 31). Она располагается в 3 км от описанного выше скелетного холма и иллюстрирует значительную латеральную изменчивость состава и свойств нижнепермских карбонатных холмов. К сожалению, керном не охарактеризованы породы, залегающие в ее основании, поэтому об их составе и структурно-текстурных особенностях можно судить только на основе аналогов и данных ГИС. Наиболее вероятно, что они представлены криноидно-мшанковыми известняками, характерными для стадии стабилизации большинства позднекаменноугольно-раннепермских построек региона.

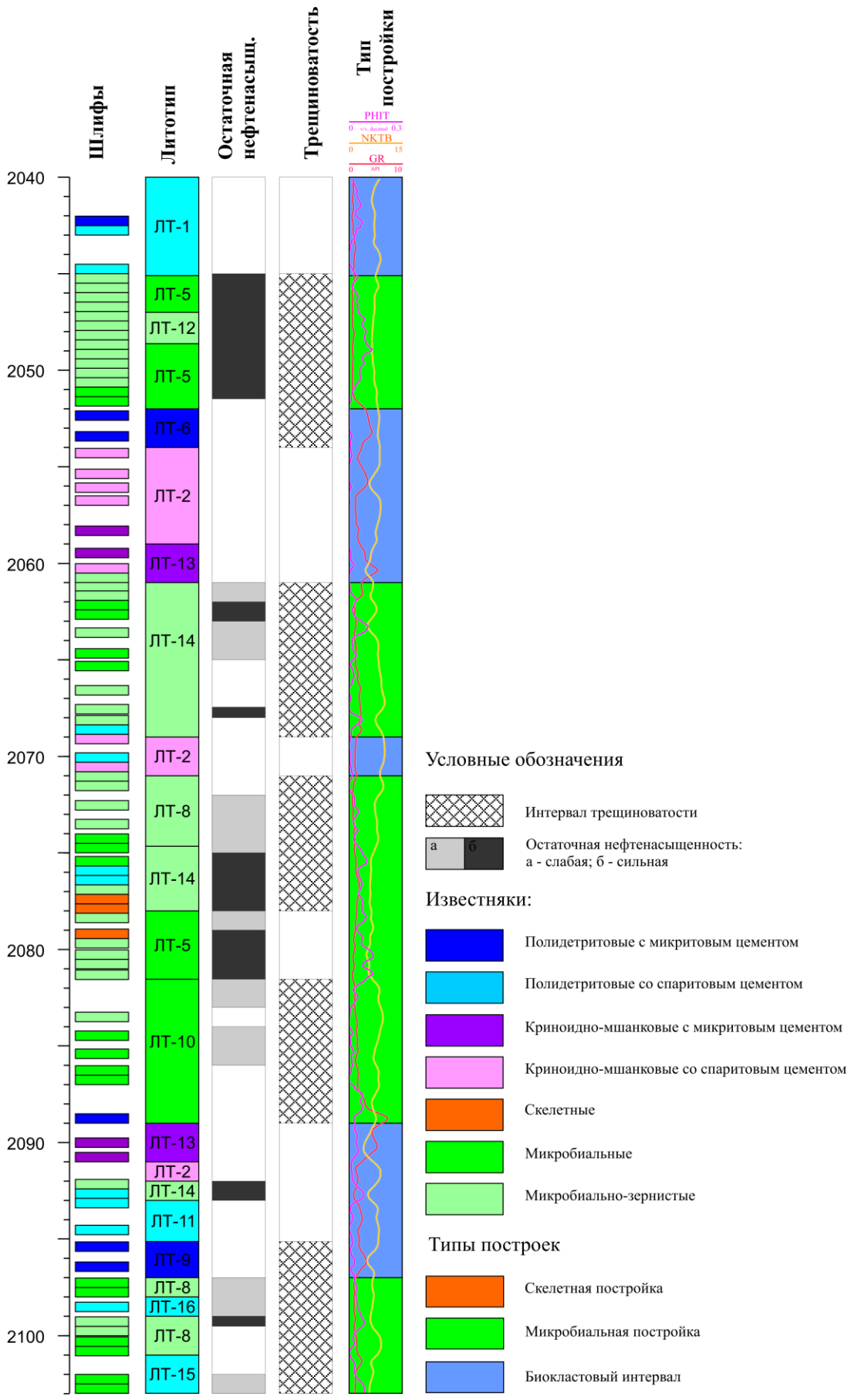


Рисунок 31. Вертикальная последовательность литотипов в разрезе микробиального холма, вскрытого скважиной Ярейюская-4 (литотипы см. табл. 3).

Первая стадия развития рассматриваемого микробиального холма не охарактеризована керном, за исключением верхней части соответствующего ей интервала выполненного снизу-вверх грубозернистыми палеоаплизиновыми ЛТ-15, микробиально-полидетритовыми ЛТ-8 и лито-биокластовыми ЛТ-16 (Рис. 32). На каротажной картине стадия отчетливо прослеживается по характерному облику каротажных кривых, свидетельствующему о наличии интервала чистых известняков, предположительно, палеоаплизиново-водорослевых ЛТ-3 или микробиально-водорослевых ЛТ-5.

Вторая стадия роста постройки характеризуется в нижней части развитием мощного интервала микробиальных известняков ЛТ-10. Породы массивные, плотные, крепкие, низкопористые, но трещиноватые и с многочисленными стилолитовыми швами. Помимо пелоидов, филлоидных и зеленых водорослей в породе повышено содержание тубифитес и неопределимого детрита, присутствуют членики криноидей, раковины брахиопод, остракод и гастропод.

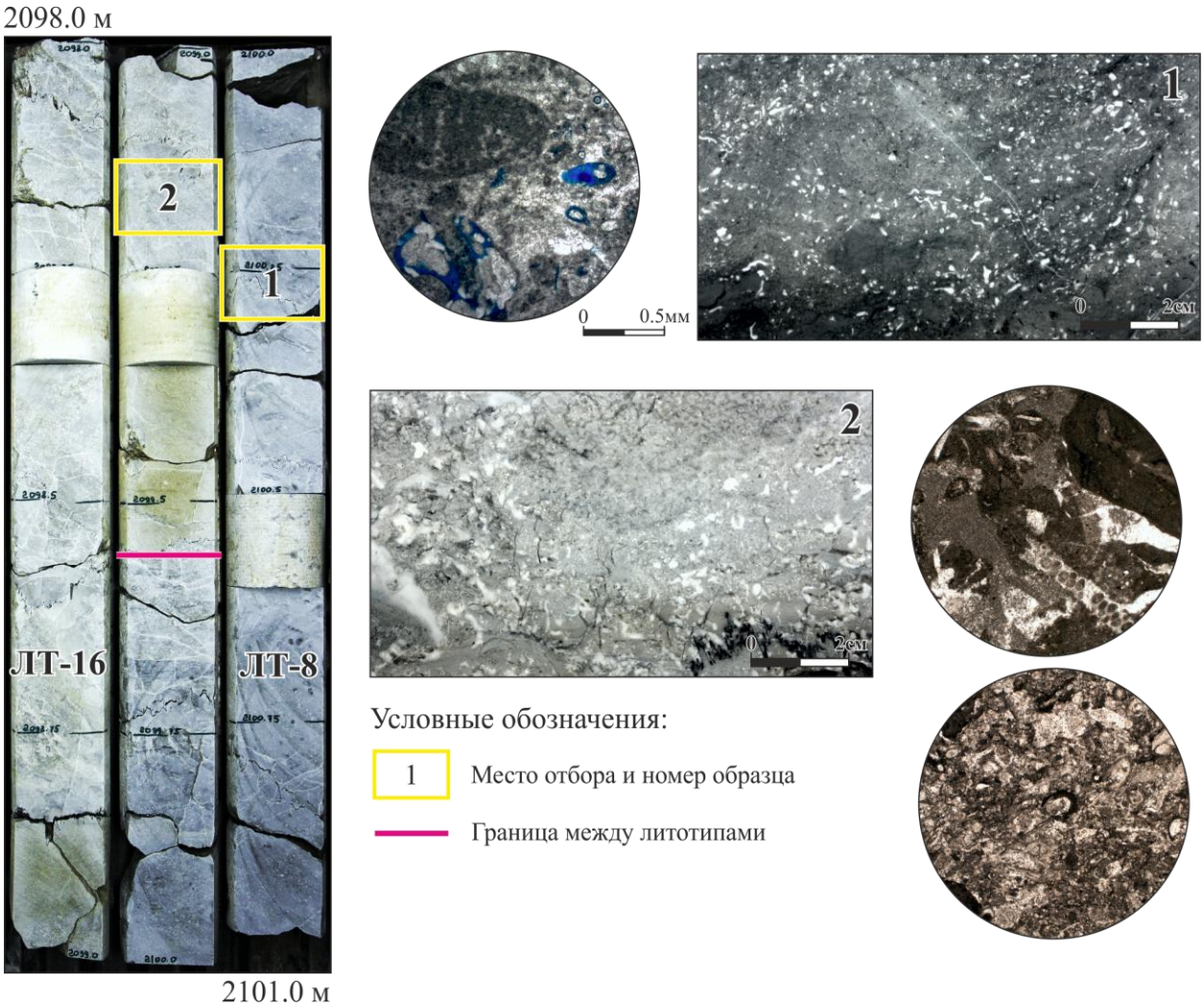


Рисунок 32. Лито-биокластовые грубозернистые известняки (ЛТ-16), перекрывающие микробиально-полидетритовые (ЛТ-8)

Вверх по разрезу снижается содержание пелоидов и повышается доля водорослей, раковин моллюсков, фораминифер, мшанок и криноидей, формирующих микробиально-водорослевые ЛТ-5 (Рис. 33). Широкое распространение имеют микробиально-полидетритовые отложения ЛТ-8 и микробиально-фораминиферовые ЛТ-14. Породы имеют буроватую окраску, что вместе со слабым запахом нефти, указывает на остаточную нефтенасыщенность. Поры преобладают слепковые, реже встречаются меж- и внутризерновые.

Окончание второй стадии развития холма маркируется в породе постепенной сменой микробиально-фораминиферовых ЛТ-14 и микробиально-полидетритовых ЛТ-8 на толщу высокомикритовых, непористых криноидно-мшанковых известняков ЛТ-2 (Рис. 34), отражающих период прекращения развития постройки.

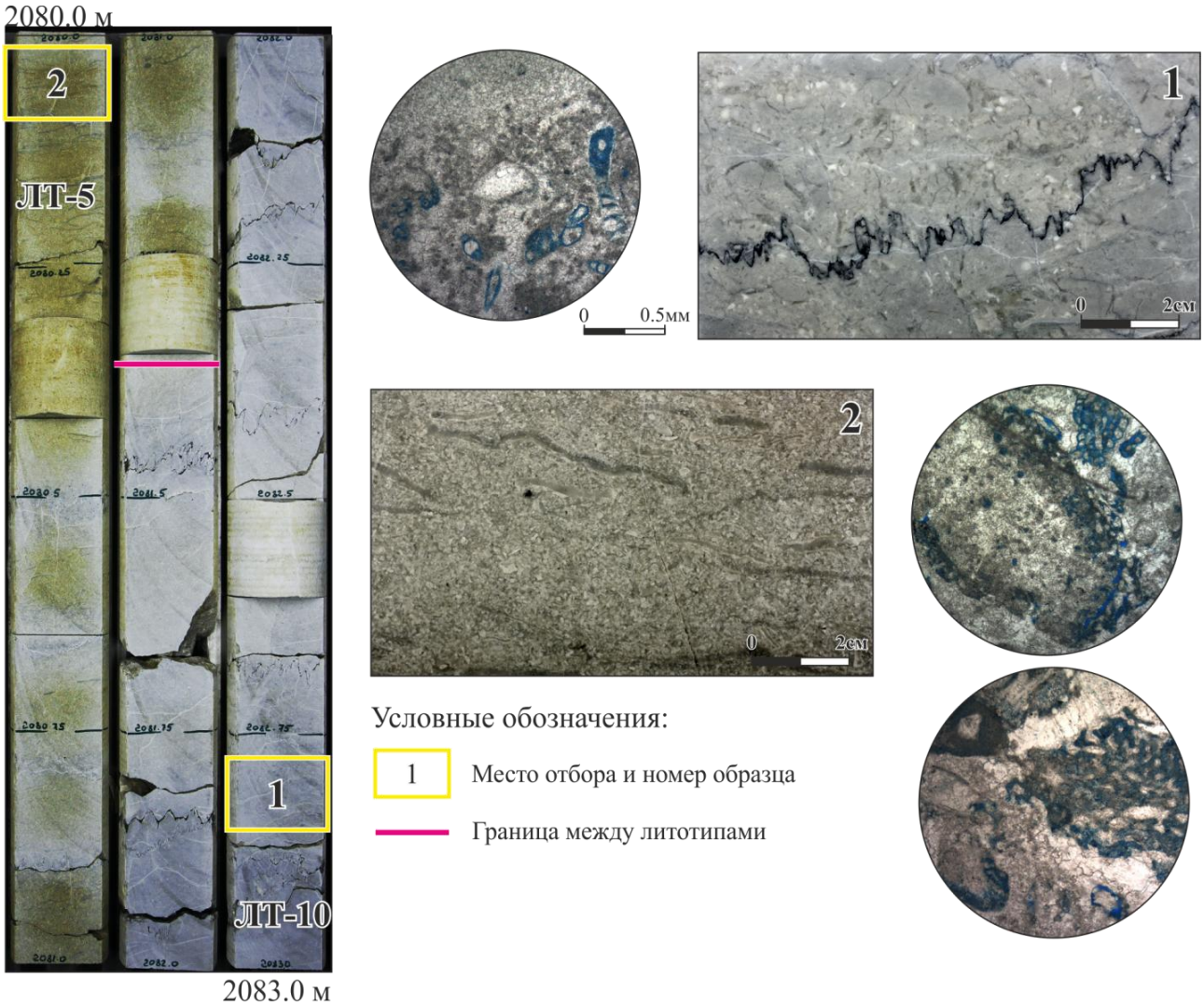


Рисунок 33. Микробиально-водорослевые каркасные известняки (ЛТ-5), залегающие на микробиальных (ЛТ-10)

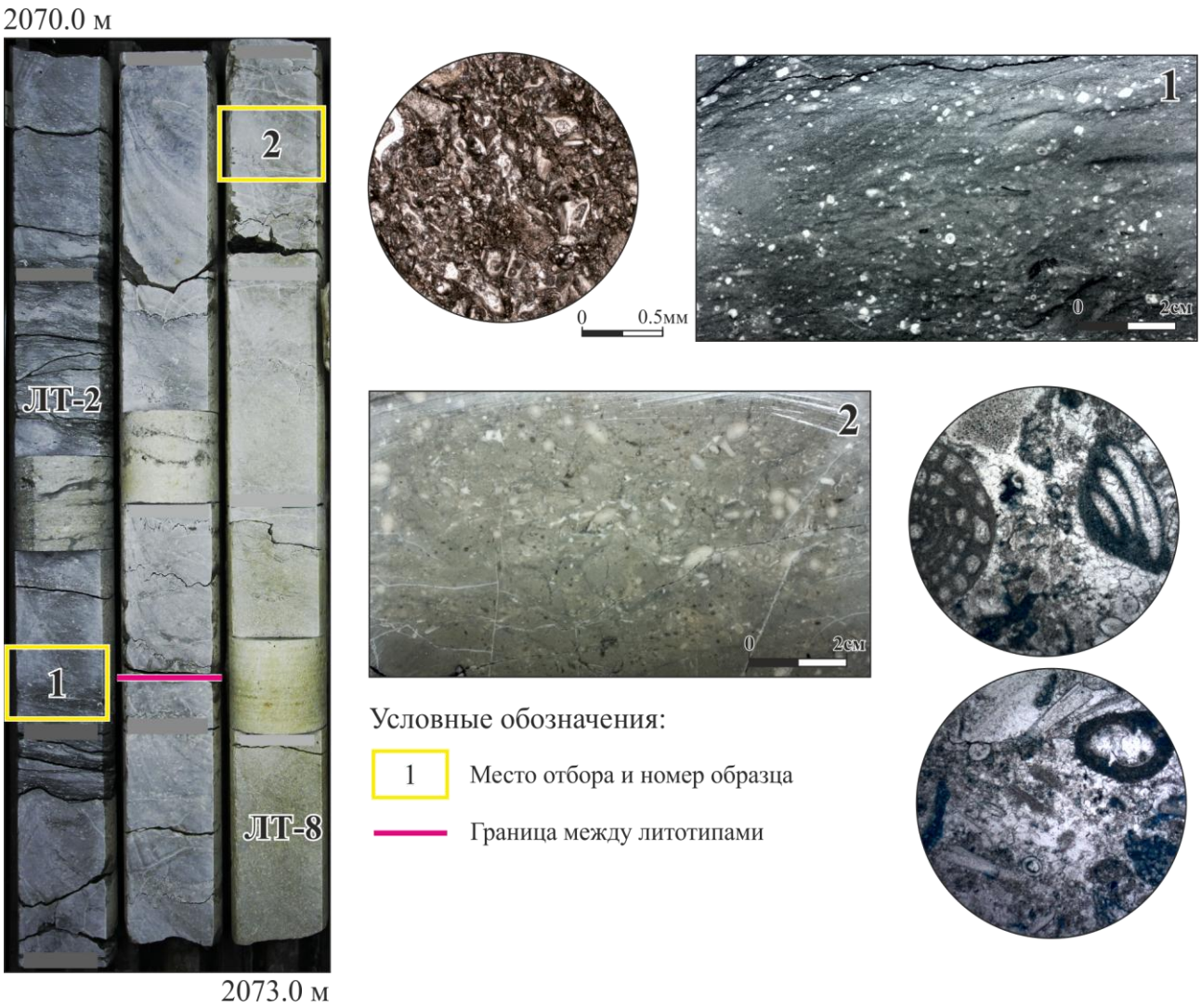


Рисунок 34. Граница между микробиально-фораминиферовыми каркасными известняками (ЛТ-8) и интервалом криноидно-мшанковых известняков (ЛТ-2)

Третья стадия роста холма в керне отражена в виде толщи отложений представленных почти исключительно микробиально-фораминиферовыми ЛТ-14, массивными, плотными и крепкими, сильно перекристаллизованными, без признаков остаточной нефтенасыщенности (Рис. 35).

Фораминиферы крупные, многокамерные, бентосные, раковины целые, ненарушенные. Присутствуют водоросли, тубифитес, брахиоподы, мшанки и криноидеи, гастроподы. Микробиально-фораминиферовые известняки содержат следы остаточной нефтенасыщенности и имеют относительно повышенную пористость за счет широкого развития слепковых пор. Цемент как спаритовый, так и микритовый.

Окончание четвертого этапа развития холма в керне маркируется резкой сменой отложений на криноидно-мшанковые и мшанковые ЛТ-13 и ЛТ-2 и незначительной примесью водорослей и фораминифер.

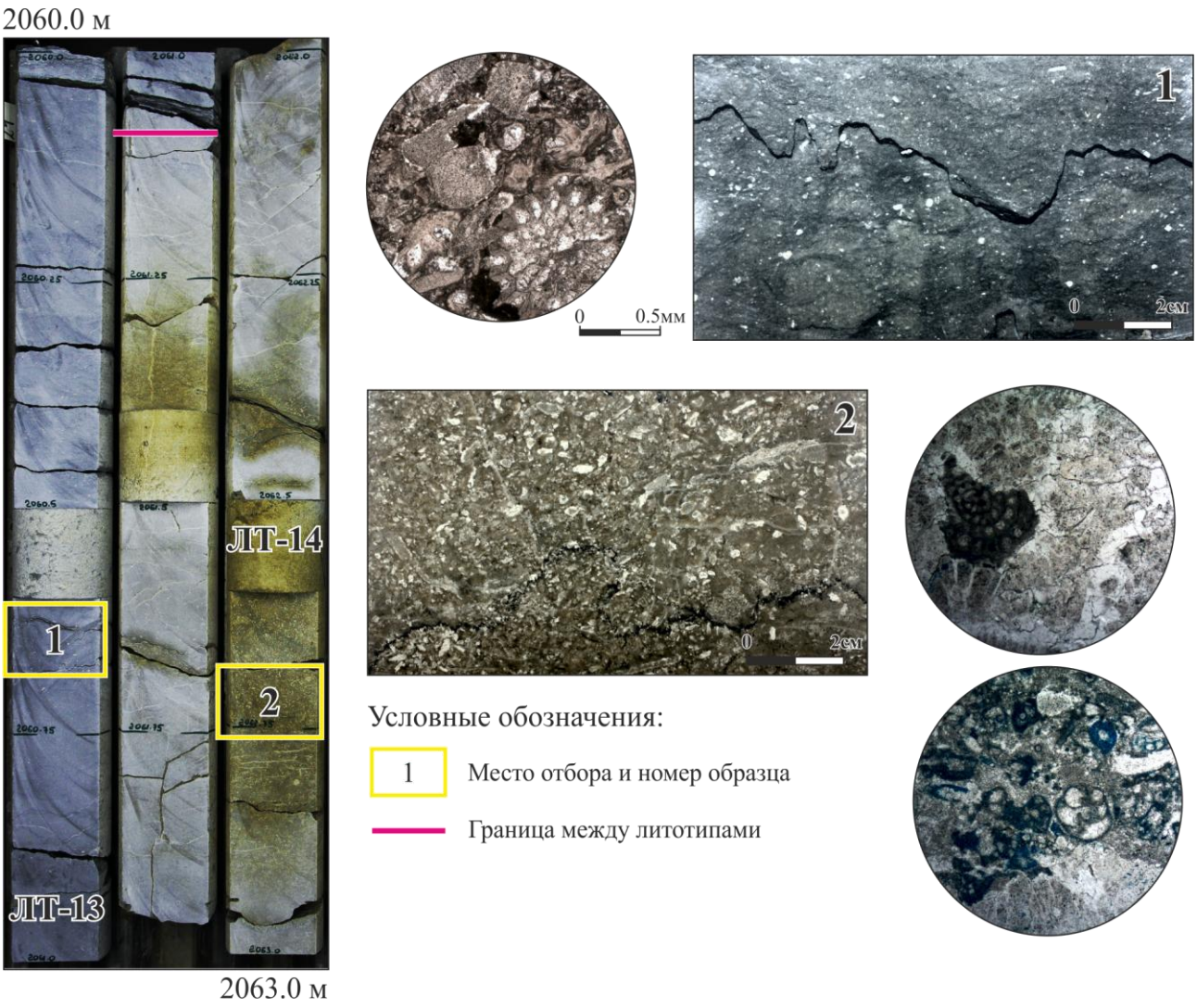


Рисунок 35. Верхняя граница третьей стадии развития постройки. Мшанковые известняки (ЛТ-13), перекрывающие микробиально-фораминиферовые каркасные разности (ЛТ-14)

Четвертая стадия развития микробиального холма в керне представлена микробиально-водорослевыми ЛТ-5 с присутствующими в них скелетами палеоаплизин, и прослоями, цианобактериально-водорослевых каркасных известняков ЛТ-12 (Рис. 36).

Окончание роста холма в керне отмечается мощной толщей криноидно-мшанковых известняков ЛТ-2.

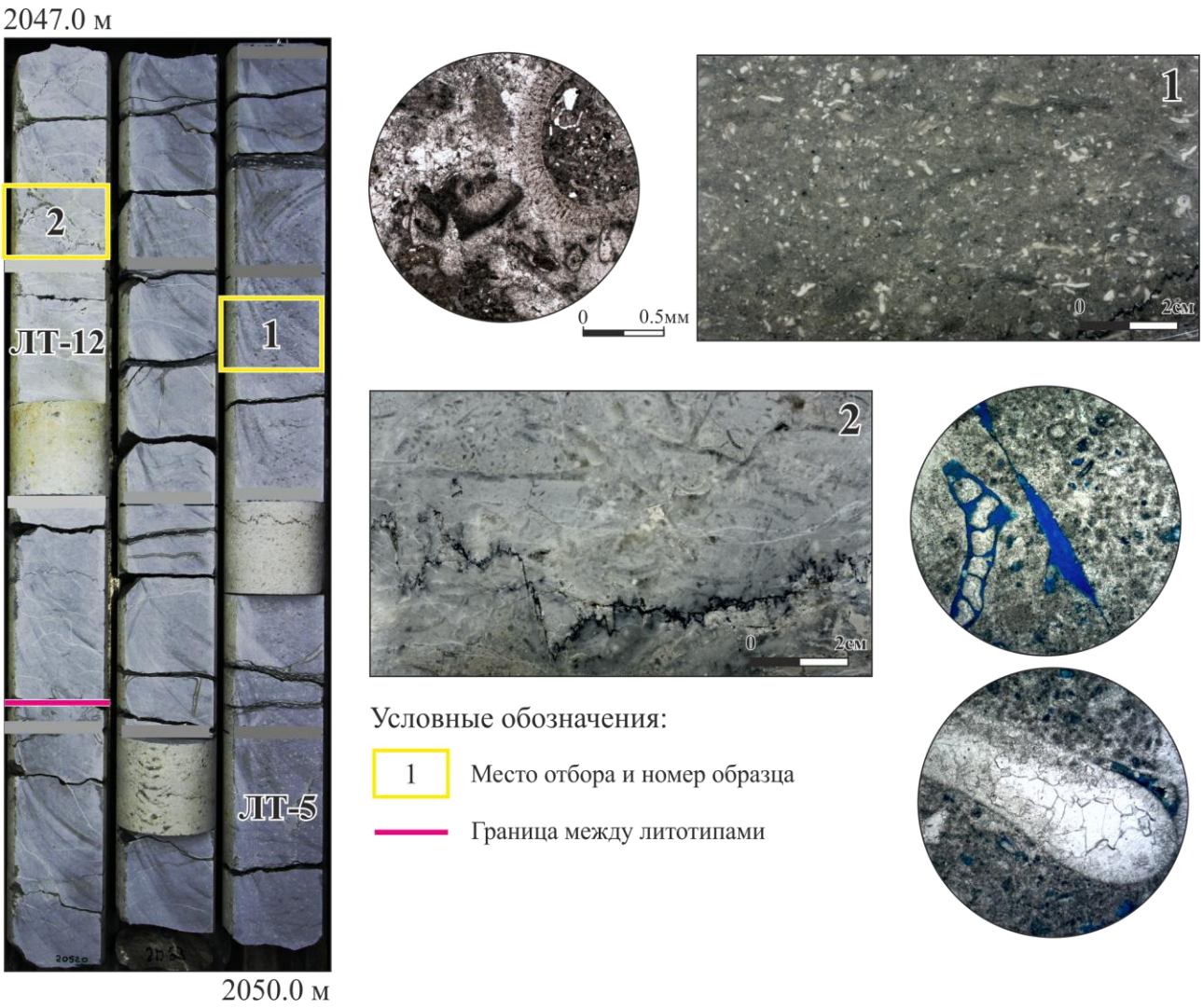


Рисунок 36. Водорослево-микробиальные каркасные известняки (ЛТ-5), постепенно сменяющиеся на цианобактериально-водорослевые (ЛТ-12)

Рассмотренные эталонные разрезы двух типов карбонатных холмов позволяют сделать следующие выводы и обобщения о строении и составе карбонатных холмов изучаемого интервала:

1. В основании как скелетных, так и микробиальных холмов залегают криноидно-мшанковые, либо полидетритовые микритово-зернистые известняки, соответствующие стадии стабилизации субстрата, на которых в дальнейшем развиваются сообщества бентосных организмов, формирующих холм. В скелетных холмах вверх по разрезу породы в большинстве случаев сменяются водорослево-микробиальными и полидетритово-водорослевыми разностями. Сообщества, формировавшие данные литотипы, существовали в относительно спокойных обстановках в пределах эвфотической зоны, ниже базиса воздействия волн. Обмеление и усиление гидродинамической активности отражается в изменении пород

на водорослево-палеоаплизиновые и палеоаплизиновые каркасные известняки, отвечающие стадии колонизации в процессе развития постройки.

2. Микробиальные холмы, в отличие от скелетных располагались в более глубоководных областях и вследствие этого были в меньшей степени подвержены воздействию мелкомасштабных колебаний уровня моря. Уменьшение глубины в большинстве случаев отражается в повышении содержания в отложениях водорослей и фораминифер, а увеличение – в доминировании чистых микробиальных разностей, либо зернисто-микритовых известняков.
3. Прекращение развития обоих типов построек маркируется в разрезе либо полидетритовыми зернистыми известняками и поверхностями «твердого дна» в случае выведения отложений в зону волнового воздействия, либо криноидно-мшанковыми разностями, накапливавшимися при повышении уровня моря. «Затопление» холма может быть вызвано как резким повышением уровня моря, так и снижением продуцирующей способности сообщества ввиду неблагоприятных палеоэкологических обстановок, например, привноса мелкодисперсного глинистого осадка в воду.

Комплекс карбонатных отмелей

Комплекс карбонатных отмелей включает в себя фации шельфовых равнин и собственно карбонатных отмелей, сложенные ассоциациями зернистых и зернисто-микритовых известняков. Наиболее широкое распространение они получили в пределах Харьягинского вала и Денисовского прогиба (Лайский вал), на территории последнего являясь основными коллекторами в нижнепермском интервале. В составе пород доминируют полидетритовые ЛТ-1 и ЛТ-11 и криноидно-мшанковые ЛТ-2 литотипы со спаритовым, либо микритовым цементом (Рис. 37). Содержание микрита напрямую зависит от обстановок осадконакопления и, в частности, от гидродинамики. Так, в наиболее мелководных областях, располагавшихся в зоне волновой активности, формировались зернистые осадки, практически не содержащие седиментационного микритового цемента.

При благоприятном стечении обстоятельств отложения карбонатных отмелей формировали устойчивый субстрат, который в дальнейшем, при повышении уровня моря мог служить базисом для развития бентосных сообществ и роста органогенных построек.

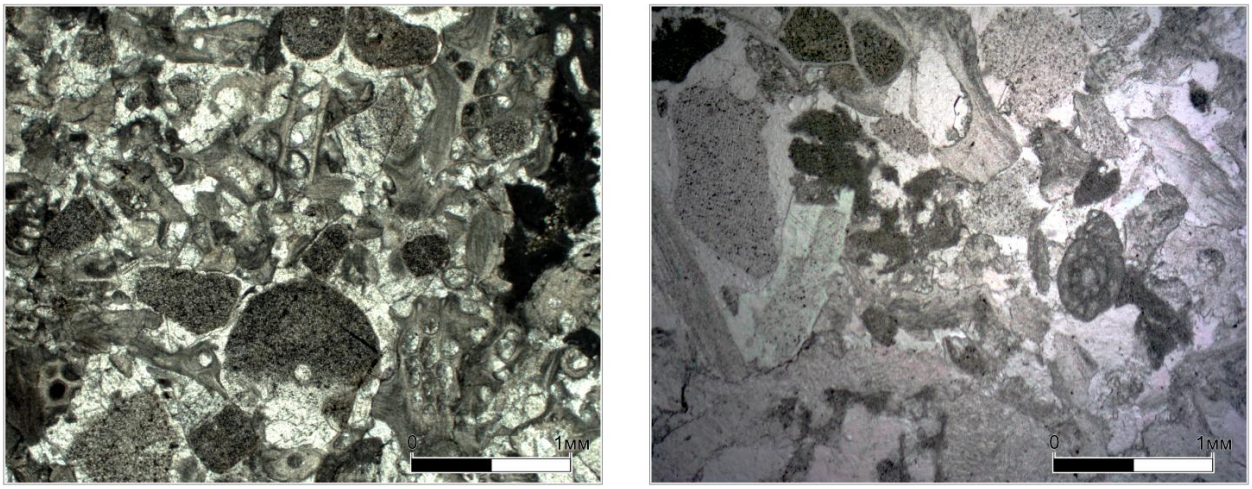


Рисунок 37. Криноидно-мшанковые низкомикритовые известняки комплекса карбонатных отмелей

Комплекс относительно глубоководной впадины

К фациальному комплексу относительно глубоководной впадины отнесены фации склона и относительно глубоководной впадины. Литологическое наполнение последней представлено парагенетически взаимосвязанными темно- и коричнево-серыми пятнисто-комковатыми аргиллитами, с линзами и слойками неравномерно глинистых серых и коричневато-серых криноидных, криноидно-мшанковых (ЛТ-13) и полидетритовых (ЛТ-6) отложений с прослоями кремнистых известняков и спонголитов (Рис. 38). В склоновых обстановках широкое распространение получили зернисто-микритовые ЛТ-2, ЛТ-6, ЛТ-9, ЛТ-11 и др. литотипы.

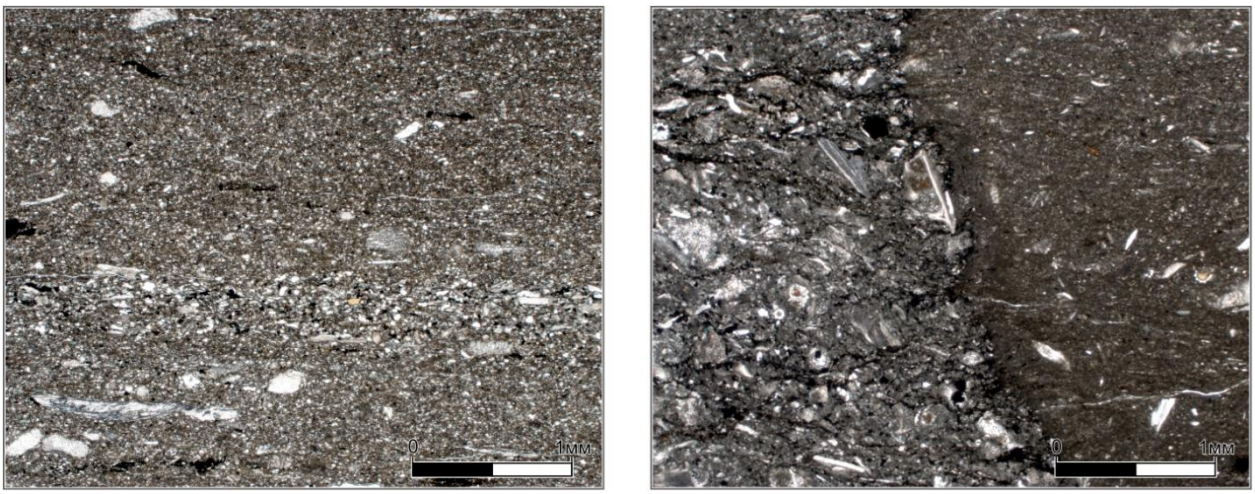


Рисунок 38. Глинистые зернисто-микритовые известянки комплекса относительно глубоководной впадины

Аргиллиты сложены микро- и тонкочешуйчатым глинистым веществом с примесью микро-тонкозернистого кальцита, обломков кварца песчаной и алевритовой размерности (3-5%), с тонко рассеянным неопределимым шламом и единичными обломками раковин брахиопод, контуры которых подчеркиваются локальной пиритизацией (Рис. 38).

Микритовым и зернисто-микритовым известнякам свойственны слабовыраженные линзовидно-волнистослоистые текстуры, низкая глинистость (до 2%), небольшая примесь кварцевых зерен алевритовой фракции. Слоистость обеспечена главным образом неравномерным распределением биокластового материала, вероятно, выносившегося с более мелководных областей «карбонатной фабрики», и захоранивавшегося вместе с глинистыми и известковыми илами.

В зернисто-микритовых известняках этого фациального комплекса отмечается существенное сокращение разнообразия органических остатков по сравнению с комплексами органогенных построек и карбонатных отмелей, ввиду неблагоприятных для морских организмов условий периодического заиления.

Взаимоотношение фаций и соответствующих им парагенетических ассоциаций литотипов нижнепермского карбонатного комплекса по латерали описывается более сложными трендами, в сравнении с идеализированными вертикальными последовательностями, наблюдаемыми в постройках. Их и без того неравномерное распространение, обусловленное морфологическими неоднородностями дна и развитием разнообразных сообществ бентосных организмов, приводит к тому, что на единовременное событие, такое как затопление рампа, разные его элементы реагируют по-разному, и подчеркнуть эти изменения для проведения хронозначимых границ зачастую крайне затруднительно. К примеру, в отложениях фации относительно глубоководной впадины повышение уровня моря с высокой долей вероятности не найдет очевидного отражения. В то же время органогенная постройка на данное событие может отреагировать либо сменой сообщества на более глубоководное (палеоаплизиновые разности могут смениться на водорослево-микробиальные), либо прекращением развития с последующей сменой фаций органогенных холмов на склоновые, представленные зернисто-микритовыми отложениями.

4.3 Цикличность нижнепермских карбонатных отложений

Одним из важнейших элементов прогноза свойств природных резервуаров на всех этапах их изучения является разработка их седиментационно-емкостной модели, отображающей эволюцию осадконакопления, заключенную в структуре седиментационных циклитов.

С точки зрения седиментационной цикличности и в терминологии секвенс-стратиграфии нижнепермский комплекс ТП НГБ относится к секвенции III порядка, время образования которой исчисляется 18 млн лет. Границы ее сформировались в результате крупнейших падений ОУМ, пришедшихся на окончание гжельского и вторую половину артинского веков. Максимальное повышение уровня моря в цикле датируется концом ассельского - началом сакмарского веков, вследствие чего ассельские осадки слагают трансгрессивный, а сакмарско-нижнеартинские – тракт высокого стояния уровня моря секвенции, сложенные, в свою очередь, секвенциями более низкого порядка (Жемчугова, 1998; 2002 и другие). В архитектуре каждой из этих секвенций отражены соответственно фазы падения, подъема и стабилизации ОУМ.

С применением методики циклофациального анализа, совместно с концептуальной базой секвенс-стратиграфии, изучаемая толща была разделена на циклиты, каждый элемент которых состоит из набора закономерно сменяющихся в разрезе фаций и литотипов и маркирует общее направление развития морского бассейна. Всего было выделено 6 циклитов (P_1^1-P_1^6) в пределах Колвинского мегавала и 7 (P_1^1-P_1^7) – в Денисовском прогибе. Разделение разрезов на отдельные циклиты и их дальнейшая корреляция проводились на основе изучения кернового материала опорных разрезов (север Колвинского мегавала и Лайский вал) и анализа материалов скважинной геофизики с последующим выделением литотипов и их апаргенезов по ГИС.

Элементы циклитов и соответствующие им события

Все ассельско-сакмарские седиментационные циклиты сформированы во время этапов повышения уровня моря, скорость которого являлась определяющим фактором для накопления тех или иных отложений. Основные диагностируемые в разрезе хронозначимые поверхности – это поверхности осушений, выступающие в роли границ циклитов (ГЦ) и соответствовавшие этапам падения уровня моря. Также выделяются поверхности максимального затопления (ПМЗ), несущие дополнительную информацию о специфике осадконакопления. К сожалению, в ассельско-сакмарской толще ПМЗ нельзя рассматривать в качестве хронозначимых поверхностей, поскольку они могут быть связаны не столько с

резким повышением уровня моря (УМ), сколько с изменениями продуктивности бентосных сообществ, на которую оказывают влияние множество факторов.

Падение уровня моря провоцирует быстрое осушение акватории и вывод накопившихся ранее отложений на дневную поверхность в субаэральные условия. Этому времени отвечает формирование **границ циклитов** и секвенций (sequence boundary, SB, ГЦ). Многократные, но непродолжительные перерывы в осадконакоплении в раннепермскую эпоху определили низкую фациальную контрастность граничных отложений, особенно в разрезах органогенных построек. Перерывы фиксируются по присутствию слабо выраженной поверхности «твердого дна» (hard ground), кавернозного интервала с пустотным пространством, заполненным глинистым материалом, либо маломощного прослоя тонкослоистых глин с обломками подстилающих пород и включениями кварцевых зерен (Рис. 39, 40). Формирование того или иного признака субаэральной экспозиции зависело в первую очередь от типа пород, выводимых на дневную поверхность. Для каркасных известняков наиболее характерны поверхности «твердого дна», реже встречаются кавернозные интервалы с повышенным содержанием глинистого материала. Для зернистых и зернисто-микритовых разностей основным маркером осушения являются глинистые прослои с обломками подстилающих пород, в то время как «твердое дно» фиксируется только в единичных случаях.

Закарстованные поверхности в изученных разрезах практически не встречаются. Возможно, это связано с тем, что тип субэаральной экспозиции определяется по керну, а последним охарактеризованы главным образом разрезы карбонатных построек. При выводе их на поверхность происходит активное растворение карбонатных минералов метеорными водами, обогащенными CO_2. Это приводит к переходу значительной части $CaCO_3$ в растворенное состояние и последующему выпадению его в виде кальцитового цемента. Ранняя литификация карбонатного материала дополнительно препятствует его физической эрозии, но факт осушения постройки фиксируется «субаэральным твердым дном», которое в керне проявляется в виде маломощных (не более 2 м) интервалов с обширным развитием спаритового цемента, заполняющего почти все межзерновое пространство, каверны и трещины. Породы плотные, крепкие, низкопористые со следами выщелачиваний и размывов, залеченных вторичным кальцитом.

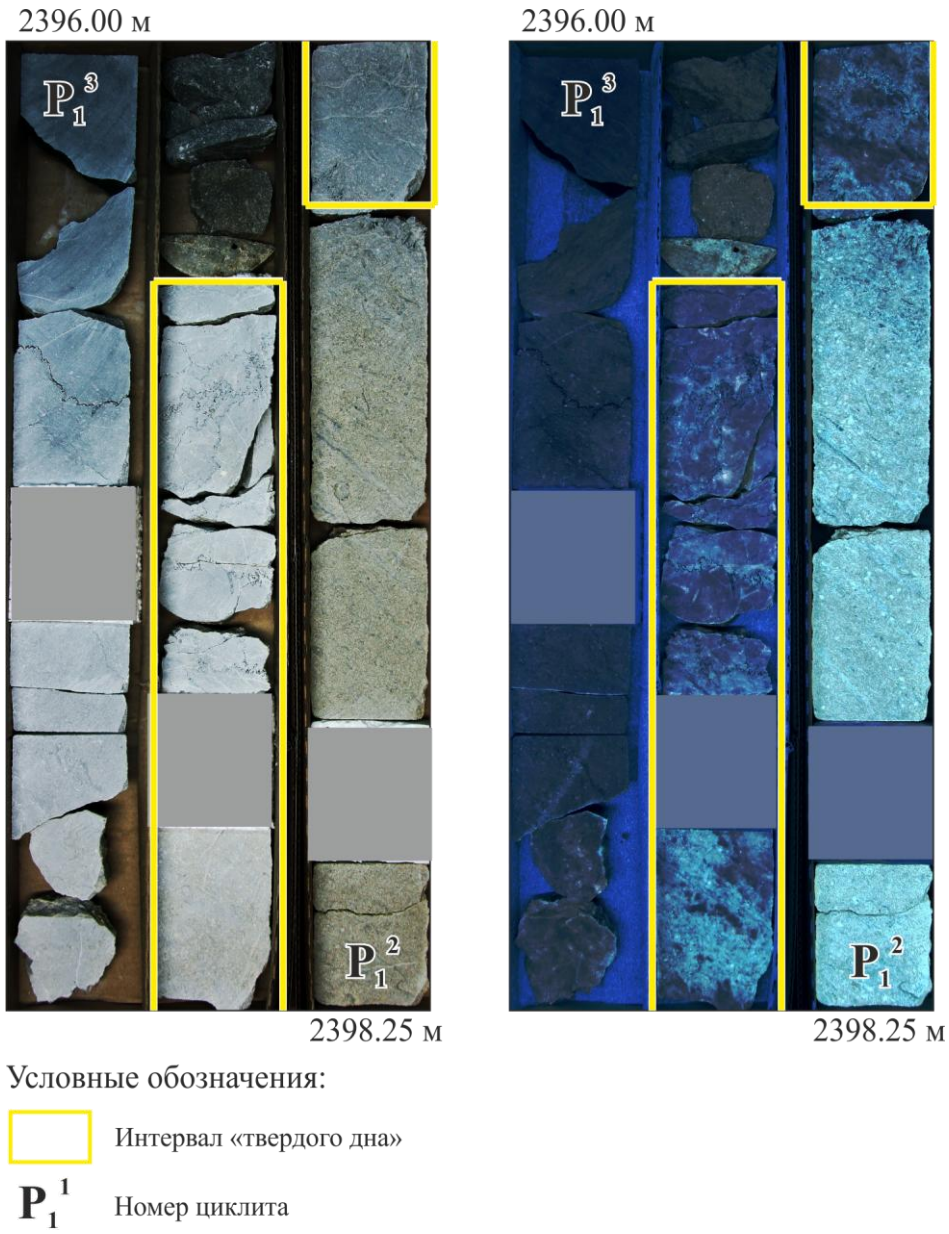


Рисунок 39. Пример интервала «твердого дна» в разрезе скелетного холма. Следы субаэральной экспозиции прослеживаются в микробиально-водорослевых ЛТ-5

Глинистые прослои с обломками подстилающих пород имеют малые мощности, не превышающие 2 м, формировались в субаэральных обстановках и на начальном этапе повышения уровня моря, для которого характерно отсутствие активно работающей карбонатной фабрики и, соответственно, накопление микритовых и глинистых разностей.

Необходимо отметить, что для уверенного выделения границ циклитов, в особенности при остутствии кернового материала, необходимо учитывать не только наличие характерных признаков субаэральной экспозиции, но и рассматривать вертикальные последовательности смены литотипов и фаций, поскольку осушение территории приводит к нарушению логической последовательности парагенетических ассоциаций отложений в разрезе.

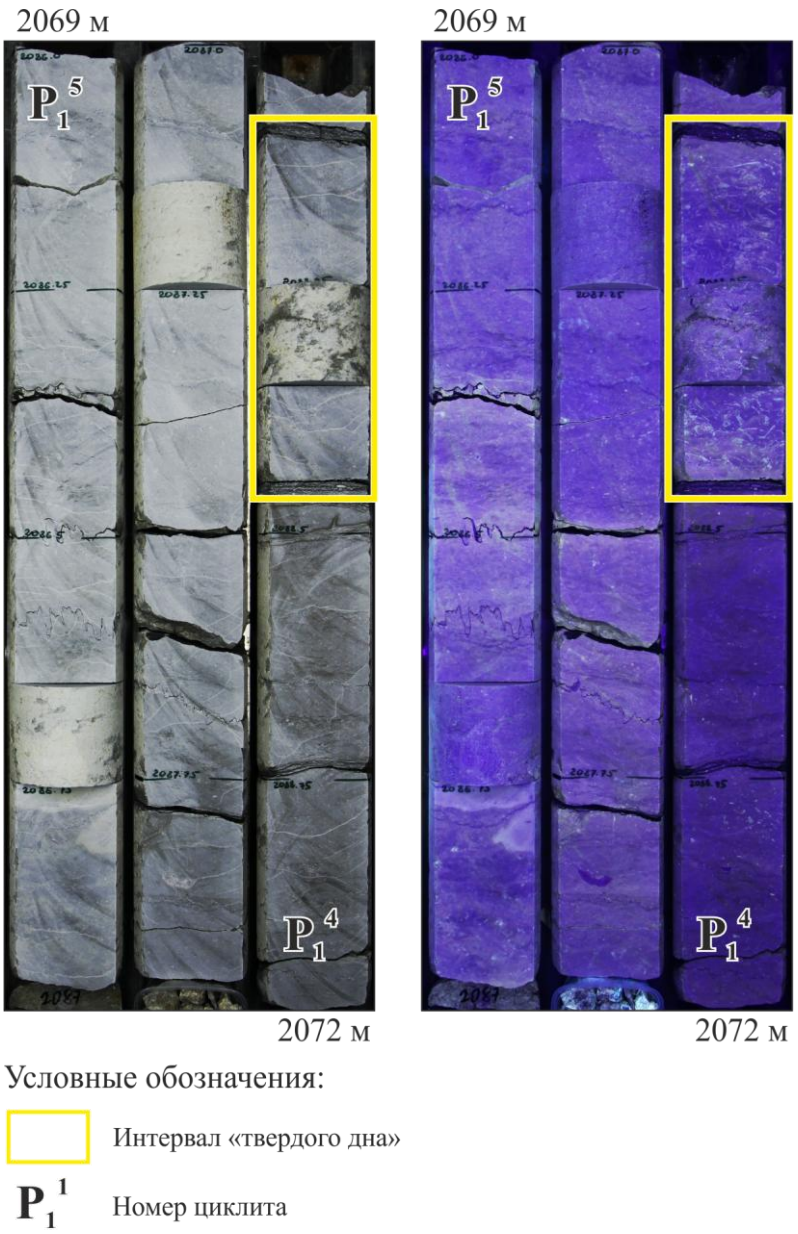


Рисунок 40. Пример интервала «твердого дна» в разрезе микробиального холма. Следы субаэральной экспозиции прослеживаются в микробиально-полидетритовых ЛТ-8

На каротажных кривых границы циклитов выявляются по характерным признакам субаэральной экспозиции, которые могут встречаться как последовательно, так и по-отдельности:

1. *«Твердое дно»* – интервал мощностью не более 2 м, характеризующийся высокой плотностью, находящей отражение в низких показаниях акустического каротажа (АК) и высоких – гамма-гамма плотностного (ГГКп). Пористость низкая, значения нейтронного гамма-каротажа (НГК) в большинстве случаев высокие.
2. *Глинистые прослои с обломками подстилающих пород* – интервал, мощностью не более 2 м, характеризующийся высокими показаниями гамма-каротажа (ГК),

обусловленными повышенной естественной радиоактивностью (Рис. 41). Плотность пород низкая, что отображается в средних, либо высоких значениях АК, средних и низких НГК. *Кавернозные интервалы с глинистым материалом* имеют схожий облик на каротажных кривых, отличаясь только более низкими показаниями АК, что делает их выделение по ГИС в качестве отдельного признака границ циклитов затруднительным и нецелесообразным.

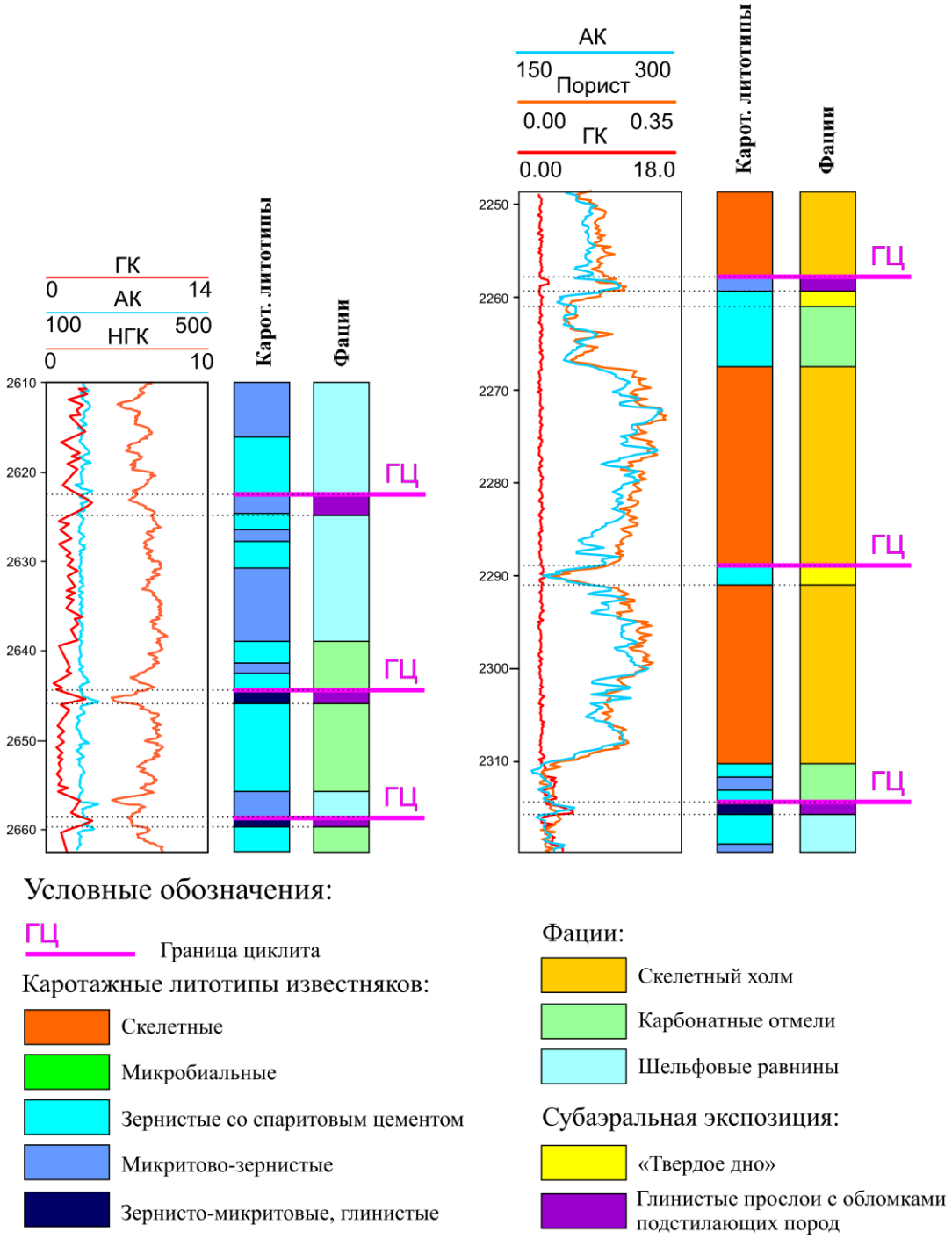


Рисунок 41. Пример выделения границ циклитов, по данным ГИС и анализу вертикального распределения фаций и литотипов в отложениях фациального комплекса карбонатных отмелей (слева) и органогенных построек (справа)

Повышение уровня моря в зависимости от фациальной зоны отражается в структуре карбонатной толщи различными последовательностями отложений.

Так, в разрезах *карбонатных отмелей* повышение уровня моря, как правило, отображается в виде проградационной последовательности осадков, которая означает, что объем образованного (и принесенного) карбонатного материала был больше, чем объем приращиваемого за счет повышения УМ пространства аккомодации.

В *органогенных постройках* зачастую формируются аггрдационные последовательности, означающие, что производство карбонатов на них «шло в ногу» с ростом уровня моря. Таким способом смогли вырасти достаточно высокие холмы, состоящие из нескольких фациальных ассоциаций, имеющие стабильную архитектуру на протяжении всего этапа развития.

В идеализированном виде разрез скелетного холма, отвечающий стадии повышения уровня моря представлен в нижней части биокластовыми известняками с микритовым и спаритовым цементом; иногда среди них встречаются пелоидно-полидетритовые разности. В составе зернистого компонента преобладают обломки мшанок, членики криноидей, фузулиниды; в отдельных прослоях отмечается обилие *Tubiphytes;* встречаются цианобактериальные желваки. Эти отложения отвечают начальной стадии развития холма, когда на топографически выраженном поднятии заселяются первые поселенцы, основной задачей которых является укрепление мягкого субстрата на дне морского бассейна. Дальнейшая колонизация этого, по сути, еще не «построечного», участка осуществляется *Palaeoaplysina*, филлоидными водорослями, колониями *Tubiphytes,* микробиальными сообществами. Они и выступают каркасостроителями в скелетном холме; помимо них на постройке накапливается большое количество биокластового осадка, представленного полидетритовым материалом (Евдокимов, Жемчугова, 2020).

В росте микробиальных холмов во время быстрого повышения УМ также проявляется этапность, отражающая экологическую преемственность. Их формирование начиналось с накопления микрит-биокластовых и микритовых известняков, сменяющихся вверх по разрезу цианобактериально-водорослевыми, микробиальными, филлоидно-водорослевыми известняками и разнообразными биоцементолитами.

В разрезах *относительно глубоководной впадины* повышение УМ отображается ретроградационной последовательностью осадков, четко фиксируемой по закономерному сокращению среди них содержания биокластовых и, напротив, росту микритовых и глинистых разностей известняков. Эта последовательность свидетельствует о растущей глубине акватории, вызванной нехваткой осадочного материала для компенсации

пространства аккомодации. По мере повышения УМ, в осадках увеличивается содержание кремнистой составляющей, появляются кальцисферы, кремнистые спикулы губок, планктонные фораминиферы.

Поверхности максимального затопления (ПМЗ) зачастую не связаны с ростом УМ, а лишь фиксируют резкое снижение продуктивности карбонатной системы, вызванное, например, увеличением привноса глинистой примеси. Таким образом, ПМЗ в керне (и в поведении каротажных кривых) фиксируются достаточно контрастно (Рис. 42), но далеко не всегда отражают синхронные события в различных по батиметрии участках акватории. В отличие от осушения, затопление не нарушает логической последовательности вертикальной смены литотипов и фаций, что делает возможным отличитть ПМЗ от ГЦ даже при схожей картине записи ГИС.

Рисунок 42. Пример проявления поверхности максимального затопления в отложениях микробиального холма.

Выделение циклитов в опорных разрезах

Колвинский мегавал

Цикличность строения нижнепермского карбонатного комплекса отчетливо проявляется в эталонных скважинах севера Колвинского мегавала, вскрывших скелетную и микробиальную постройки, детально описанные в предыдущей главе. В них выявлены 6 циклитов, соответствующих основным этапам изменения уровня моря.

В скважине **Ярейюская-3**, вскрывшей скелетный холм, керном охарактеризованы все шесть циклитов ассельско-сакмарского интервала (Рис. 43).

Циклит P_1^1 выделяется в основании постройки и сложен исключительно зернистыми литотипами ЛТ-2 и ЛТ-11. Его нижней границей является подошва ассельско-сакмарских отложений, отчетливо фиксируемая как по ГИС, так и по керну, а верхняя прослеживается по слабовыраженной поверхности «твердого дна» и смене литотипов с ЛТ-2 на ЛТ-1. Поверхность максимального затопления проводится по смене литотипа ЛТ-11 на ЛТ-2 с одновременным повышением содержания микритового материала. На картине записи ГИС все обозначенные границы имеют низкую контрастность.

Циклит P_1^2 соответствует первому этапу развития скелетного холма. Нижняя часть представлена зернистыми известняками ЛТ-1 малой мощности, накапливавшимися во время низкого стояния уровня моря и начала его повышения. Выше по разрезу располагаются зернистые известняки ЛТ-11 со следами микробиальной деятельности (отдельные прослои ЛТ-5 и ЛТ-4), сменяющиеся на каркасные ЛТ-3, соответствующие этапу быстрого повышения уровня моря. Поверхность максимального затопления проявляется контрастной сменой ЛТ-3 на ЛТ-11, что указывает на резкое увеличение глубины в точке наблюдения. Верхняя часть циклита представлена преимущественно микробиальными разностями ЛТ-10 и ЛТ-5. Поверхность твердого дна, служащая границей между циклитами, выделяется в керне уверенно.

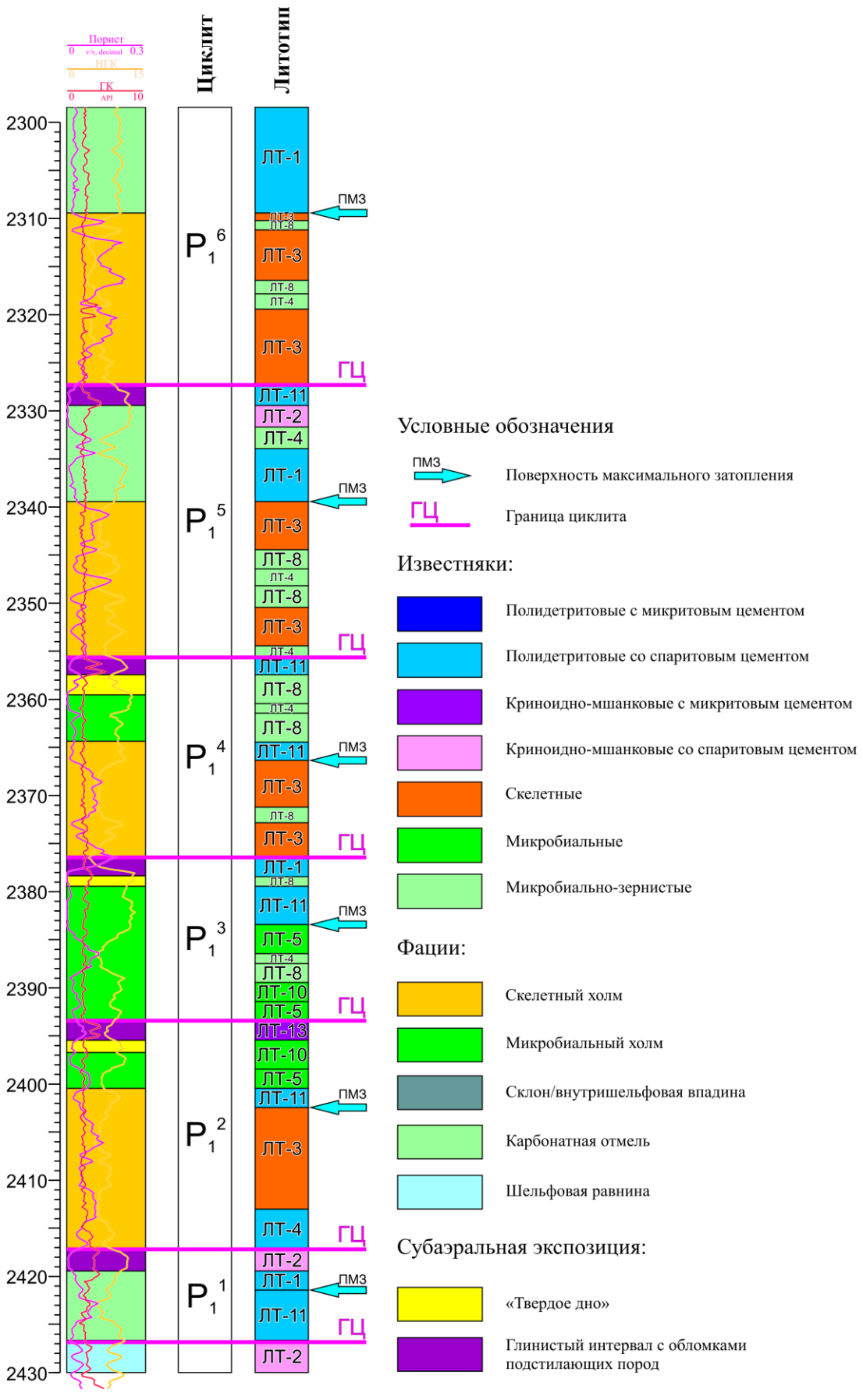


Рисунок 43. Выделение седиментационных циклитов в разрезе скелетного холма. Скважина Ярейюская-3 (характеристики литотипов см. Табл. 3)

Циклит P_1^3 в нижней части сложен зернистыми ЛТ-1, вверх по разрезу сменяющимися на микробиальные и зернисто-микробиальные разности, накопившиеся на стадии повышения уровня моря. В отличие от второго циклита, каркасные литотипы здесь имеют преимущественно микробиальное и микробиально-водорослевое происхождение без существенного содержания палеоаплизин, что указывает на более значительные глубины. Поверхность максимального затопления проявляется в смене микробиального ЛТ-5 на зернистый ЛТ-11, который совместно с ЛТ-8 слагает верхнюю часть циклита. Граница циклита проводится по слабо выраженной поверхности твердого дна и смене литотипов.

Циклит P_1^4 представлен преимущественно водорослеево-палеоаплизиновыми литотипами с интервалами зернистых известняков. В основании залегают полидетритовые ЛТ-1. Фаза активного повышения уровня моря в точке наблюдения маркируется развитием ЛТ-3 и микробиально-зернистых ЛТ-8. ПМЗ выражена в смене отложений с водорослево-палеоаплизиновых на полидетритовые ЛТ-11, которые совместно с ЛТ-8 выполняют верхнюю часть циклита. Граница циклита проводится по поверхности твердого дна и смене литотипов. Она отчетливо видна на картине записи ГИС по повышению показаний кривой ГК.

Циклит P_1^5 выполнен вертикальной последовательностью парагенетически связанных литотипов, соответствующей стадии повышения УМ и начинающейся с зернистых известняков ЛТ-11 и ЛТ-4, сменяющихся каркасными ЛТ-3 и ЛТ-5 и зернистыми ЛТ-8 и ЛТ-4. Поверхность максимального затопления проявляется в смене каркасных известняков ЛТ-3 на зернистые ЛТ-1. Верхняя граница циклита прослеживается по смене литотипов с ЛТ-4 на ЛТ-11 с соответствующим повышением содержания глинистой компоненты, что находит отражение в показаниях кривой ГК.

Циклит P_1^6 почти полностью сложен каркасными отложениями ЛТ-3, накопившимися на стадии повышения уровня моря. Нижняя часть циклита выполнена зернистыми известняками ЛТ-11, соответствующими низкому стоянию уровня моря и началу его повышения. ПМЗ проявляется в керне сменой построечных фаций, состоящих их ЛТ-3 и ЛТ-8, на ЛТ-1. Верхняя граница циклита керном не охарактеризована.

В скважине **Ярейюская-4**, вскрывшей микробиальную постройку, цикличность разреза прослеживается не столь контрастно, как в скелетном холме, и имеет свою специфику, обусловленную составом и свойствами доминирующих отложений (Рис. 44).

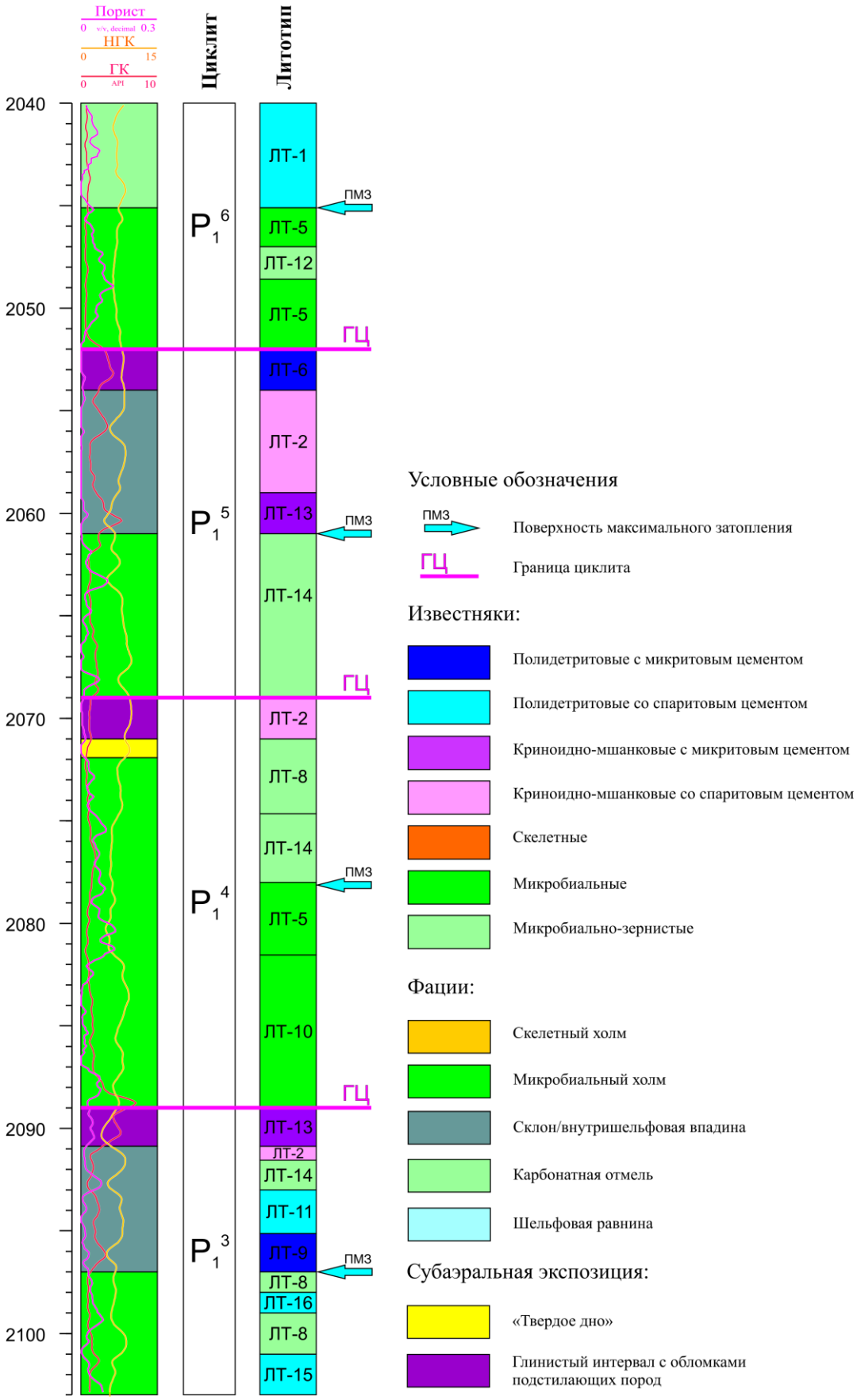


Рисунок 44. Выделение седиментационных циклитов в разрезе микробиального холма. Скважина Ярейюская-4 (характеристики литотипов см. Табл. 3)

Циклиты P_1^1 и P_1^2 микробиального холма не охарактеризованы керном, и их наличие установлено на основе показаний каротажа. По характеру записи кривых ГИС предполагается, что отложения сложены преимущественно зернистыми и зернисто-микритовыми известняками.

Циклит P_1^3 охарактеризован керном лишь в верхней части, где выполнен зернистыми и микробиально-зернистыми отложениями ЛТ-15, ЛТ-16, ЛТ-8 и др. По наличию отложений ЛТ-15 с большим количеством обломков палеоаплизин, а также по показаниям ГИС предполагается, что основная часть данного седиментационного циклита сложена скелетными известняками ЛТ-3.

Поверхность затопления проявляется в керне сменой ЛТ-8 на ЛТ-9, что находит отражение в показаниях гамма-каротажа. Верхняя граница циклита проводится по отчетливо прослеживающейся смене ЛТ-14 на ЛТ-2, подмеченной в том числе и по данным ГИС.

Циклит P_1^4 большей частью сложен микробиальными ЛТ-10 и ЛТ-5, вверх по разрезу сменяющимися на ЛТ-15 и ЛТ-8. Поверхность максимального затопления выражается в смене ЛТ-5 на ЛТ-15. Верхняя граница проводится по смене литотипов с ЛТ-8 на ЛТ-2 и слабо выраженной поверхности «твердого дна».

Циклит P_1^5 почти нацело сложен зернистыми и микробиально-зернистыми разностями. Нижняя часть представлена ЛТ-14, верхняя – ЛТ-13 и ЛТ-2. Поверхность максимального затопления выявляется по смене литотипов с ЛТ-14 на ЛТ-13. Верхняя граница циклита проводится по слабо выраженной поверхности «твердого дна» и смене литотипов с ЛТ-2 на ЛТ-6, что прослеживается не только по керну, но и по данным ГИС.

Циклит P_1^6 сложен в нижней части микритово-зернистыми известняками ЛТ-6, сменяющихся вверх по рпзрезу на микробиальные ЛТ-5. Поверхность максимального затопления проявляется в смене ЛТ-5 на ЛТ-2.

По результатам описания цикличности строения эталонного скелетного и микробиального холмов можно сделать следующие обобщения и выводы:

1. Границы между циклитами в большинстве случаев проявляются в виде поверхности «твердого дна», соответствующей периоду осушения. Специфика состава отложений и кратковременность осушений предопределили слабую контрастность этих границ, которые зачастую затруднительно выделить даже при наличии полного отбора керна.
2. В основании большинства циклитов залегают микритово-зернистые и зернисто-микритовые известняки конденсированного разреза, накапливающиеся на начальной стадии подъема уровня моря. Выше по разрезу они сменяются на отложения,

соответствующие этапу быстрого повышения УМ, которые содержат в себе почти все интервалы развития каркасных известняков. Верхние части циклитов в большинстве случаев представлены зернистыми известнякми с немногочисленными интервалами каркасных разностей.

3. Поверхности максимального затопления во всех выделенных циклитах проявляются в виде смены отложений на зернистые или микритово-зернистые разности.

Лайский вал

На территории Лайского вала на протяжении раннепермского этапа развития преобладали обстановки шельфовых равнин и карбонатных отмелей с немногочисленными органогенными постройками, локализованными на периферии поднятий. В связи с этим строение ассельско-сакмарской толщи и свойства отдельных циклитов здесь имеют несколько иной характер, чем аналоги на Колвинском мегавале.

Всего в пределах Денисовского прогиба выделяется 7 циклитов (Рис. 45). Циклиты с $\mathbf{P_1^1}$ по $\mathbf{P_1^5}$ относятся к ассельскому, а $\mathbf{P_1^6}$ и $\mathbf{P_1^7}$ к сакмарскому ярусам. Границы между ними в большинстве случаев отчетливо выраженные, проводятся по эрозионным поверхностям, или по поверхностям «твердого дна». Наиболее четко эрозионные границы проявляются в кровле сакмарских отложений, где они диагностируются даже на картине сейсмической записи.

Циклиты $\mathbf{P_1^1}$, $\mathbf{P_1^5}$ и $\mathbf{P_1^7}$ имеют схожее строение. Их нижние части представлены толщами неравномерного переслаивания зернистых ЛТ-11, ЛТ-15, ЛТ-16 и каркасных ЛТ-3 и ЛТ-12 известняков, формирующих как маломощные биогермные массивы, ядра которых состоят из колоний палеоаплизин или мшанок, так и биостромовые водорослевые постройки, в разрезе имеющие форму пластов и линз. Элементы циклитов, связанные с резким повышением уровня моря, маркируются развитием парагенезов микритовых и зернисто-микритовых литотипов ЛТ-2, ЛТ-6, ЛТ-13, часто глинистых, биотурбированных, со специфическим комплексом фауны (кальцисферы, кремнистые спикулы губок, планктонные фораминиферы). Верхние части циклитов сложены, как правило, водорослевыми известняками ЛТ-12, ЛТ-7 и ЛТ-8 с преобладанием корковых форм в верхней части, со следами селективного выщелачивания.

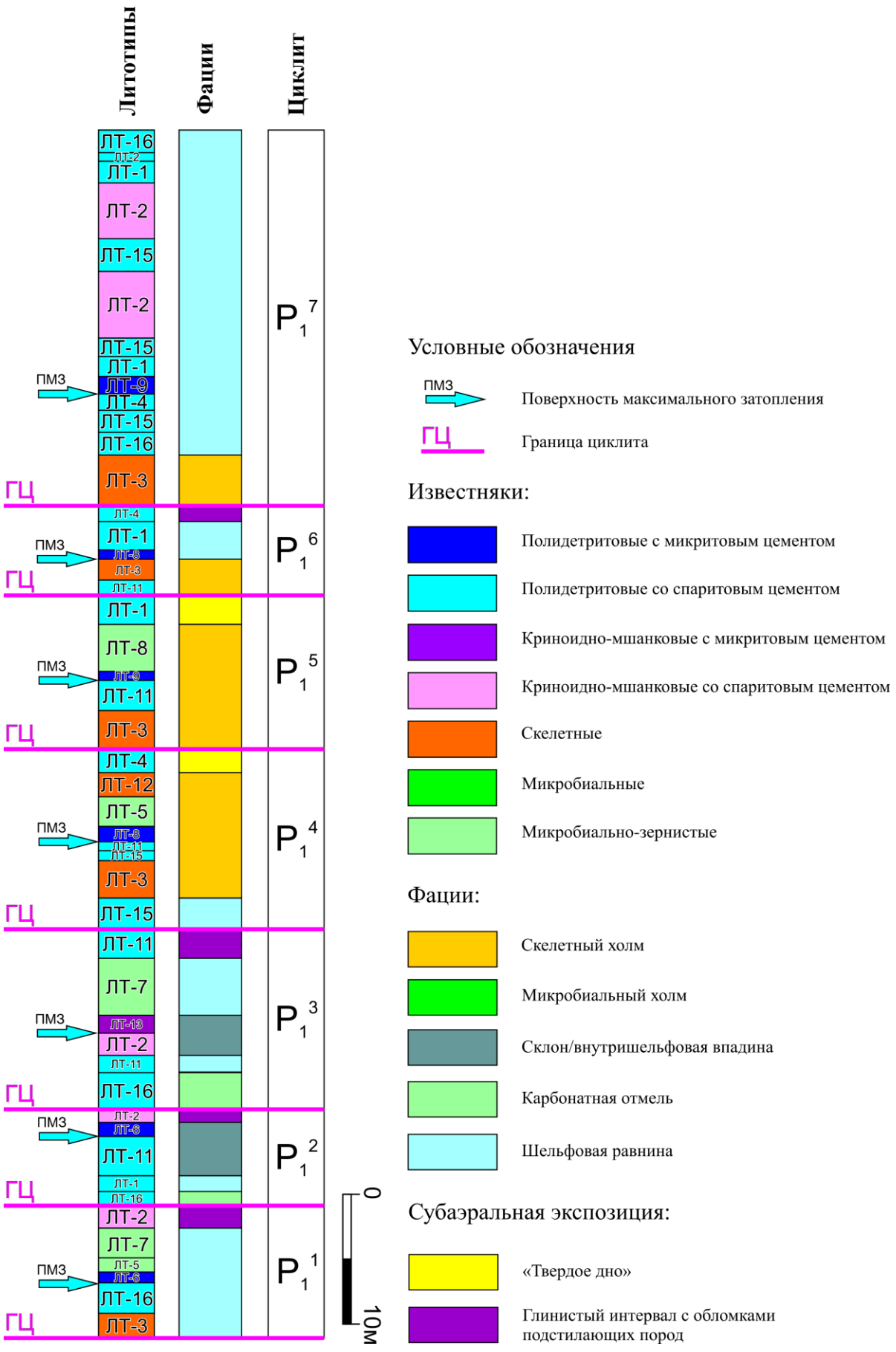


Рисунок 45. Обобщенная схема цикличности ассельско-сакмарских отложений Лайского вала (по Жемчугова, 2002 с изменениями и дополнениями)

В циклитах $\mathbf{P_1^4}$ и $\mathbf{P_1^6}$ нижние части представлены маломощными прослоями зернистых известняков, несущих следы высокой энергетики среды осадконакопления, выраженной в окатанности обломков и почти полном отсутствии синседиментационного цемента (ЛТ-11, ЛТ-15). Их сменяют микритово-зернистые полидетритовые карбонатные и глинисто-карбонатные отложения (ЛТ-1, ЛТ-6, ЛТ-9, ЛТ-11), а затем каркасные (ЛТ-5, ЛТ-8, ЛТ-3) разности.

Циклиты $\mathbf{P_1^2}$ и $\mathbf{P_1^3}$ характеризуются наибольшим распространением относительно глубоководных литотипов. В них отсутствуют или слабо выражены элементы, отвечающие стадии низкого стояния уровня моря и началу его повышения, а основной объем занимают осадки, накопившиеся на этапе повышения уровня моря, в составе которых преобладают микритовые разности известняков ЛТ-2, ЛТ-11, ЛТ-6. Среди биокластов основную роль играет мелкий детрит мшанок, брахиопод и криноидей, почти отсутствуют обрывки водорослей. Верхние элементы циклитов, соответствующие этапу от максимального затопления до падения уровня моря, маломощные, в них превалируют водорослевые и водорослево-микробиальные осадки ЛТ-7, ЛТ-8, ЛТ-4, перемытые и выщелоченные в кровельных частях циклитов.

Наиболее ярко цикличность строения ассельско-сакмарских отложений проявляется в органогенных постройках, чуть слабее – в разрезах фациального комплекса карбонатных отмелей, в то время как в зонах развития депрессионных и склоновых фаций она почти не выражена. В наиболее глубоководных отложениях цикличность проявляется исключительно в смене глинистых отложений карбонатными. Первые фиксируют повышения уровня моря, вторые - фазы его падения.

Описанная Колвинского мегавала и Денисовского прогиба специфика цикличности строения характерна для ассельско-сакмарского интервала, но для артинских отложений применение принципов циклофациального моделирования малоинформативно ввиду невозможности скоррелировать циклиты между собой. Данный факт объясняется повышением уровня моря в артинское время, что привело к расширению областей, занимаемых относительно глубоководными обстановками и одновременной активизацией тектоники и терригенной седиментации. Ситуация дополнительно усугубляется региональным предкунгурским размывом, который в значительной степени уничтожил артинские отложения.

Выделение циклитов, фаций и литотипов по данным ГИС

При построении принципиальной седиментационной модели нижнепермских отложений и установлении цикличности разреза результаты генетического анализа керна опорных скважин сопоставлялись с данными ГИС с целью установления каротажного облика как отдельных литотипов (при возможности), так и их парагенетических ассоциаций и комплексов отложений и дальнейшего их использования в скважинах, не охарактеризованных каменным материалом. Помимо особенностей литологического наполнения, в процессе прогноза принимались во внимание парагенетические связи с соседними («верх-низ») элементами осадочной системы. Поэтому, в случае неоднозначной интерпретации имеющихся сведений, решение о генезисе отложений принималось с учетом строения соседних участков, а также выявленных закономерностей пространственно-временных соотношений фаций в целом.

Небольшое количество скважин с отбором керна определило повышенные требования к выявлению фаций, в структуре которых отображены смены условий накопления осадка, по характеру поведения кривых ГИС. Для карбонатных разрезов – это в первую очередь ГК и НГК, отражающие изменение глинистости разреза («основного врага» карбонатной седиментации). При этом, анализ каротажных кривых показал, что для выделения каротажных фаций наиболее информативными являются кривые гамма-каротажа, присутствующие во всех скважинах региона исследования и имеющих относительно высокое качество, позволяющее с высокой достоверностью прогнозировать фациальное распределение в тех скважинах, в которых данные по керну либо отсутствуют, либо присутствуют в недостаточном для фациальной диагностики объёме.

Стратификация ассельско-артинского интервала нижней перми путем выделения каротажных литотипов, их парагенетических ассоциаций и фациальных обстановок по характеру отображения седиментационных маркеров на каротажных кривых была подготовлена в скважинах Колвинского мегавала и Денисовского прогиба строго в рамках выбранной и обоснованной седиментационной модели.

В отличие от расчленения разреза по результатам литологического и генетического анализов керна, стратификация скважин по ГИС носит более общий характер и подчеркивает только наиболее масштабные изменения обстановок осадконакопления, запечатленные в каменном материале. Так, по керну в ассельско-сакмарском карбонатном интервале было выделено 17 литотипов каркасных, зернистых и зернисто-микритовых известняков, в то время как по ГИС в разрезе можно диагностировать только 5 групп пород: скелетные,

микробиальные, зернистые со спаритовым цементом, микритово-зернистые и зернисто-микритовые известняки (Табл. 3).

Таблица 3.

Выделение каротажных литоипов на основе качественного анализа ГИС

Индекс литотипа	**Каротажные литотипы известняков**	**ГК**	**АК**	**ГГКп**	**НГК**	**БК (ПЗ)**
КЛТ-1	Микробиальные	Мин.	Мин.	Макс.	Выс.	Выс.
КЛТ-2	Скелетные	Мин.	Низк.	Выс.	Сред.	Сред.
КЛТ-3	Зернисто-микритовые, глинистые	Макс.	Выс.	Низк.	Сред.	Сред.
КЛТ-4	Микритово-зернистые	Сред.	Сред.	Сред.	Сред.	Сред.
КЛТ-5	Зернистые со спаритовым цементом	Низк.	Сред.	Сред.	Низк.	Сред.

Микробиальные известняки отчетливо прослеживаются по данным ГИС и включают в себя литотипы ЛТ-5, ЛТ-7, ЛТ-10, ЛТ-14. На каротажных кривых характеризуются классической «построечной» картиной записи кривой гамма-каротажа (ГК), имеющей минимальные значения на фоне остальных групп отложений. Породы плотные и крепкие, что находит отражение в низких показаниях акустического каротажа (АК) и высоких – гамма-гамма плотностного (ГГКп). Показания нейтронного каротажа (НГК) в большинстве случаев высокие, равно как и удельное электрическое сопротивление пород (каротажи БК и ПЗ), что связано с низкой пористостью отложений и, соответственно, невысоким содержанием в породе флюидов.

Скелетные известняки, к которым относятся литотипы ЛТ-3, ЛТ-12 и ЛТ-17, сформированы преимущественно палеоаплизинами и водорослями с различным количеством зернистого материала и цемента. Картина записи ГИС для них в общих чертах схожа с таковой, описанной для микробиальных известняков, однако ввиду своей высокой пористости, они имеют меньшую плотность и, соответственно, более высокие показания АК и пониженные – ГГКп. Повышенные относительно остальных пород значения пористости и проницаемости способствуют аккумуляции флюидов, снижающих показания НГК, ПЗ и БК.

Микритовые и зернисто-микритовые глинистые известняки представлены литотипами ЛТ-6, ЛТ-9 являются одними из наиболее отчетливо диагностируемых по

данным ГИС отложений. Основной их отличительный признак – высокие, зачастую пиковые, показания ГК, выделяющиеся на общем фоне карбонатного разреза с низкой степенью глинистости. Второстепенные признаки: снижение плотности пород по данным АК и ГГКп, пониженное сопротивление (БК и ПЗ) и относительно невысокие значения НГК.

Микритово-зернистые известняки включают в себя ЛТ-2, ЛТ-11, ЛТ-16. В отличие от перечисленных выше типов пород, они не имеют четких диагностических признаков и в большинстве случаев определяются по соотношению с другими литотипами. В сравнении с каркасными разностями они характеризуются повышенными значениями ГК, пониженными плотностью, электрическим сопротивлением и показаниями НГК.

Зернистые известняки со спаритовым цементом, подобно предыдущей группе литотипов, в большинстве случаев выделяются относительно других пород в разрезе. На картине записи ГИС, в сравнении с зернисто-микритовыми разностями, имеют пониженные показания ГК и повышенную плотность. Значения НГК и БК (или ПЗ) различны и в большинстве случаев зависят от насыщения флюидами. К данной группе пород относятся литотипы ЛТ-1, ЛТ-4, ЛТ-11, ЛТ-15.

Описанные выше диагностические признаки типов пород на основе картины записи каротажа носят относительный характер. При определении литотипа по ГИС в расчет в обязательном порядке берутся подстилающие и перекрывающие отложения, оцениваются обстановки седиментации, а также рассматриваются разрезы близлежащих скважин. Сложность строения нижнепермской карбонатной толщи, невысокая контрастность физических свойств отложений и широкое разнообразие литотипов не позволяют разработать достоверные количественные критерии для проведения стратификации разрезов в автоматическом режиме, поэтому все скважины, использованные в работе, были проанализированы «вручную». Сопоставление результатов выделения литотипов по керну и ГИС в опорных скважинах указало на высокий уровень достоверности последних, что позволяет уверенно использовать их для выделения цикличности разреза и свойств отложений.

На основе анализа картины записи ГИС и распределения каротажных литотипов в опорных скважинах были определены типовые «каротажные имиджи», характерные для основных выделяемых фаций (Табл. 4):

Фация относительного глубоководья наиболее контрастно выделяется по высоким, зачастую пиковым, показаниям гамма-каротажа, обусловленным высоким содержанием в

породах микритового компонента и наличием глинистой примеси. Показания акустического каротажа средние, либо высокие; нейтронного – низкие.

Фация микробиальных холмов отчетливо фиксируется по низким показаниям ГК и АК, что объясняется преобладаним в ней чистых, плотных крепких известняков. Значения кривой НГК высокие ввиду низкой пористости отложений. Исключение могут составлять интервалы развития трещиноватости, которая приводит в повышению значений АК и снижению – НГК.

Фация скелетных холмов по показаниям ГК схожа с микробиальными холмами, но имеет низкие, либо средние показания НГК и средние – АК, что связано со значительной пористостью скелетных известняков, составляющих до 80% отложений данной фации.

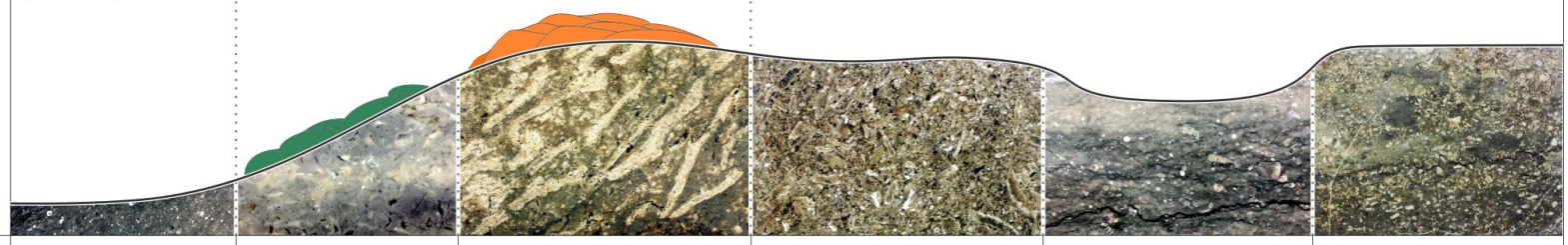
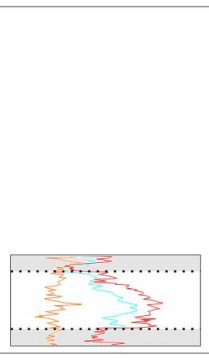
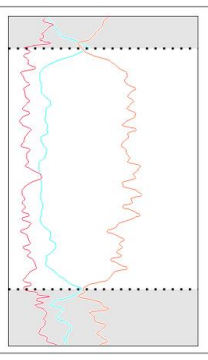
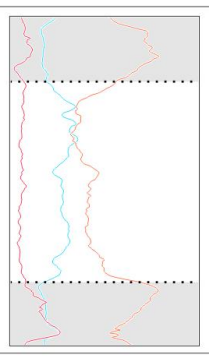
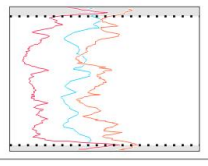
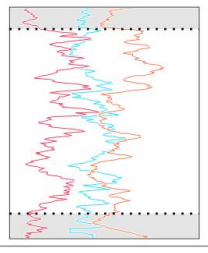
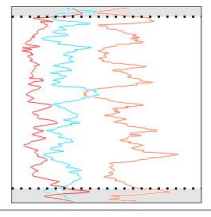
Фация карбонатных отмелей характеризуется низкими показаниями гамма-каротажа, предопределенными невысоким содержанием в породе микритовой составляющей из-за активной гидродинамики среды осадконакопления. Значения АК и НГК могут изменяться от низких до средних в зависимости от пористости отложений, цемента, насыщения и иных факторов.

Фация внутришельфовой впадины и *фация склона* идентифицируются по повышенным значениям и «рваной» картине записи ГК, отражающей чередование в разрезе зернистых и зернисто-микритовых изветняков. Значения АК и НГК средние, картина записи, подобно ГК, нестабильная. Разделение фаций склона и внутришельфовой впадины возможно на основе анализа керна или палеогеографической зональности.

Фация шельфовых равнин выделяется по относительно низким показаниям ГК на фоне «рваной» картины записи кривой, вызванной чередованием в разрезе зернистых и микритово-зернистых известняков, накопившихся в нестабильных обстановках с изменчивой гидродинамикой. Также характеризуется средними значениями АК и НГК.

Таблица 4.

Диагностические признаки фаций нижнепермского карбонатного комплекса северной части Печоро-Колвинского авлакогена

Фациальный комплекс		Относительного глубоководья	Органогенных построек		Карбонатных отмелей		
Схема профиля седиментации							
Фации		Относительно глубоководная впадина	Микробиальные холмы	Скелетные холмы	Карбонатные отмели	Локальная внутришельфовая впадина	Шельфовая равнина
Литология		Темно-серые слабо глинистые зернисто-микритовые и микритово-зернистые известняки	Серые и светло-серые каркасные и зернистые известняки	Серые, светло-серые и светло-коричневые каркасные и зернистые известняки	Серые и светло-коричневые, иногда пятнистые зернистые и микритово-зернистые известняки	Серые и темно-серые, иногда слабо глинистые зернистые и микритово-зернистые известняки	Светло-серые и серые зернистые известняки
Структурная композиция		Биокластовые вакстоуны, пакстоуны, мадстоуны	Байндстоуны, биокластовые и пелоидные пакстоуны и вакстоуны	Бафлстоуны, лито-биокластовые пакстоуны	Лито-биокластовые, пелоидные пакстоуны, оолитовые грейнстоуны	Биокластовые вакстоуны и пакстоуны	Биокластовые вакстоуны и пакстоуны
ЛИТОЛОГИЯ	Распределение биокластов и др. зерен по фациальному профилю	*Palaeoaplysina*; *Tubiphytes*; Филлоидные водоросли; Зелен. и багрян. водоросли; Фораминиферы; Криноидеи; Мшанки; Спикулы губок; Кораллы; Литокласты; Пелоиды					
	Текстурные особенности	Слоистость	Горизонтальная	Массивная	Массивная	Горизонтальная, пятнистая	Горизонтальная	Косая, линзовидная
		Микроразмывы	Не встречаются	Не встречаются	Не встречаются	Не встречаются	Не встречаются	Встречаются
	Структурные особенности	Зерна / каркас	Биокласты	Каркас, биокласты, пелоиды	Каркас, биокласты, литокласты, пелоиды	Биокласты,пелоиды	Биокласты,пелоиды	Пелоиды, биокласты
		Цемент	Микритовый	Микритово-спаритовый, биоиндуцированный, крустификационный	Микритово-спаритовый, крустификационный	Микритово-спаритовый	Спаритово-микритовый	Спаритово-микритовый
	Литотипы	Маркирующие литотипы	ЛТ-6, ЛТ-13	ЛТ-7, ЛТ-10, ЛТ-14	ЛТ-3, ЛТ-17	-	-	-
		Второстепенные литотипы	ЛТ-9	ЛТ-1, ЛТ-2, ЛТ-4, ЛТ-5, ЛТ-8, ЛТ-9, ЛТ-11, ЛТ-16	ЛТ-1, ЛТ-2, ЛТ-4, ЛТ-5, ЛТ-8, ЛТ-11, ЛТ-12, ЛТ-15, ЛТ-16	ЛТ-1, ЛТ-2, ЛТ-4, ЛТ-11, ЛТ-12, ЛТ-15, ЛТ-16	ЛТ-1, ЛТ-9, ЛТ-13	ЛТ-2, 4, 1, 6, 11, 12
		Трещиноватость	Единичные трещины	Высокая	Низкая	Единичные трещины	Единичные трещины	Единичные трещины
		Пористость	Отсутствует	Низкая	Высокая	Средняя и высокая	Низкая	Низкая и средняя
		Относительное содержание глинистой примеси	Высокое	Низкое	Отсутствует	Отсутствует	Низкое или среднее	Низкое
ГИС	Относительные значения	Гамма-каротаж (ГК)	Макс.	Низк.	Мин.	Низк.	Средн.	Средн.
		Нейтронный гамма-каротаж (НГК)	Низк.	Выс.	Низк.	Средн.	Средн.	Средн
		Акустический каротаж (АК)	Выс.	Мин.	Низк.	Низк. - Средн.	Средн.	Низк. - Средн.
	Типовые каротажные имиджи	НГК 0 у.е. 5; ГК 0 мкР/ч 10; АК 100 мкс/м 300						
		Каротажные литотипы преобладающие	КЛТ-3	КЛТ-1	КЛТ-2	КЛТ-4, КЛТ-5	КЛТ-4	КЛТ-4, КЛТ-5
		Каротажные литотипы второстепенные	КЛТ-4	КЛТ-3, КЛТ-4	КЛТ-4, КЛТ-5	-	КЛТ-3	-
Сейсмические данные		Сейсмические профили	Пониженные мощности комплекса	Аномалия записи типа “риф”	Аномалия записи типа “риф”	Нет характерных признаков	Нет характерных признаков	Нет характерных признаков
		Атрибутный анализ	-	Яркие аномалии	Яркие аномалии	-	-	-

Анализ цикличности и фациального районирования ассельско-сакмарских отложений северной части Печоро-Колвинского авлакогена.

Фациальное и литологическое наполнение седиментационных циклитов, специфика изменения их строения и свойств в разрезе и на площади проанализированы путем построения соответствующих циклофациальных профилей и фациальных карт. За основу картопостроения взяты данные, полученные при изучении керна и скважинной геофизики, использованы данные 3D и 2D сейсморазведки, результаты предшествовавших исследований и учтены особенности тектонического районирования территории на раннепермском этапе развития.

Всего в ассельско-сакмарских отложениях северной части Печоро-Колвинского авлакогена выделяются 7 седиментационных циклитов, что отчетливо видно в разрезах скважин Денисовского прогиба. Однако на территории Колвинского мегавала циклит P_1^7 уничтожен предартинским размывом.

Циклит P_1^1 сформировался после позднекаменноугольного перерыва в осадконакоплении, сопровождавшегося региональным размывом, что нашло отражение в специфике фациального строения циклита. Относительно низкая морфологическая контрастность палеошельфа, малые глубины и невысокое биоразнообразие предопределили доминирование обстановок обширных шельфовых равнин, которые в пределах Колвинского мегавала и Лайского вала сменялись на карбонатные отмели. Фациальные комплексы относительного глубоководья формировались на территории Усть-Печорской и Чернореченской депрессий, а также Хорейверской впадины (Рис. 46). На бровках впадин отмечается наличие маломощных (первые метры) интервалов водорослевых каркасных известняков, соответствующих начальной стадии развития органогенных построек. Отложения циклита представлены преимущественно зернистыми и микритово-зернистыми (криноидно-мшанковыми, полидетритовыми) известняками с маломощными прослоями каркасных разностей (водорослевых, реже – палеоаплизиновых). Мощности циклита в среднем составляют 5–15 м.

Циклит P_1^2 формировался в период резкого увеличения глубины бассейна седиментации, что нашло отражение в составе слагающих его отложений. На территории Денисовского прогиба циклит представлен почти исключительно зернистыми и зернисто-микритовыми разностями, накопившимися на обширных шельфовых равнинах, к северу плавно переходящих в склон и относительно глубоководную впадину. Значительные глубины, пологость склона и отсутствие четко выраженной бровки шельфа не позволяют предполагать здесь наличие органогенных построек. Среди зерен преобладают биокласты: детрит мшанок, криноидей, брахиопод, реже встречаются водоросли.

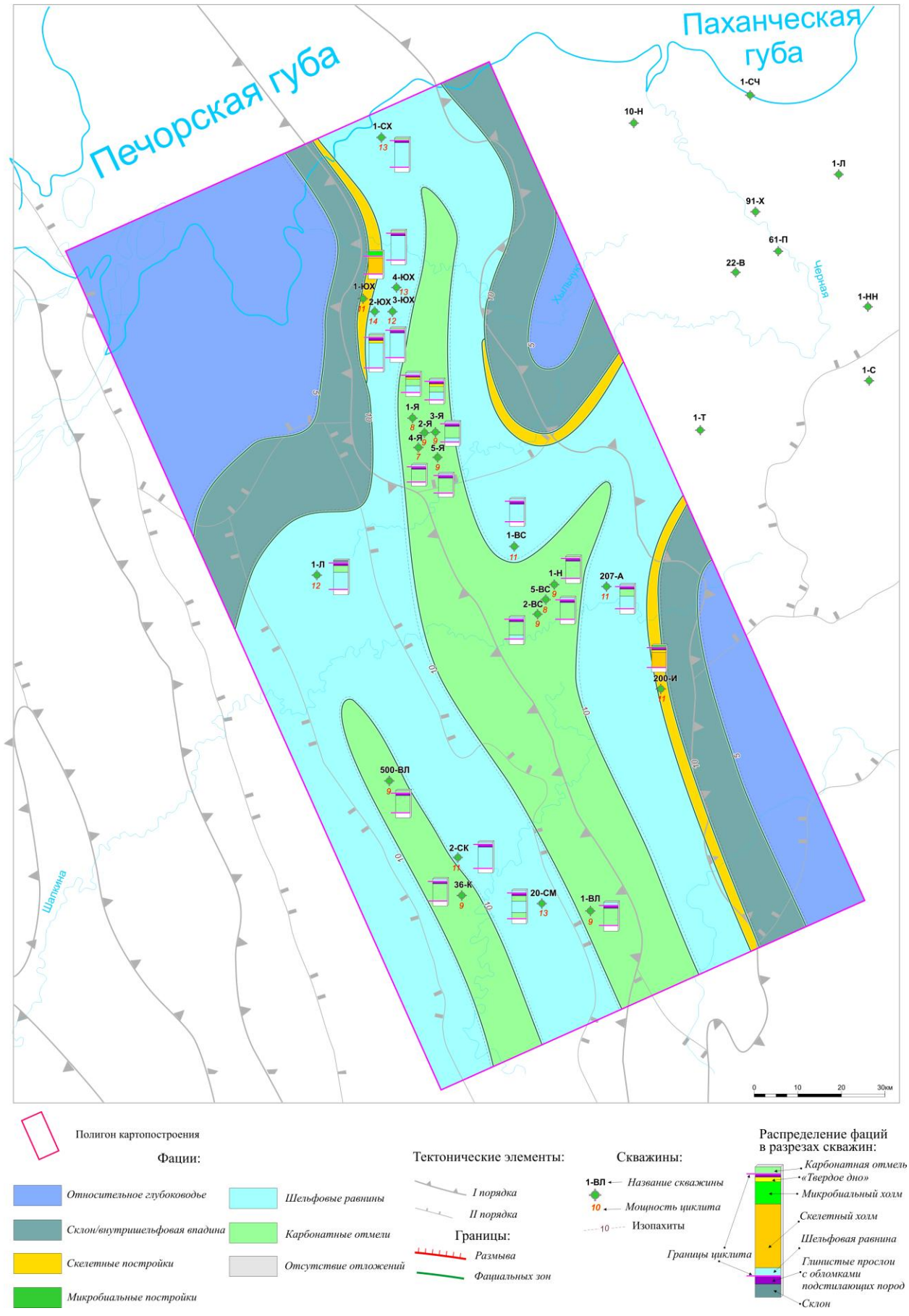


Рисунок 46. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^1

В то же время в пределах Колвинского мегавала резкое повышение уровня моря спровоцировало активное развитие бентосных сообществ, формировавших органогенные постройки, и оккупировавших большую часть Ярейюского вала (Рис. 47). Большинство карбонатных холмов этого циклита относятся к типу скелетных и выполнены палеоаплизинами и филлоидными водорослями. Микробиальные постройки распространены локально и встречаются в периферийных частях вала, где отмечены в скважинах. Наличие карбонатных холмов невысокой мощности также зафиксировано на восточном склоне Харьягинского вала.

Обстановки карбонатных отмелей во время формирования второго циклита локализовались в пределах Сарутаюской структуры Харьягинского вала и отмечены в соответствующих скважинах.

Мощности циклита изменяются от 10 и менее метров в пределах шельфовых равнин и относительного глубоководья до 25 метров в области развития органогенных построек.

Циклит P_1^3 формировался в обстановках, аналогичных нижележащему P_1^2. На территории Денисовского прогиба он выполнен преимущественно микритово-зернистыми отложениями шельфовых равнин, переходящими к северу в зернисто-микритовые склоновые и относительно глубоководные фации. Среди биокластов преобладают обломки мшанок, криноидей с немногочисленными обрывками водорослей. Каркасные известняки, как скелетные, так и микробиальные, не встречены.

На территории Ярейюского вала широкое развитие получают относительно крупные органогенные постройки: скелетные в центральных частях структуры на ее бровках и микробиальные по периферии палеоподнятия. Менее масштабная система карбонатных холмов локализована вдоль восточной бровки Харьягинского вала (Рис. 48).

Наиболее мелководные обстановки, в которых накопились отложения фации карбонатных отмелей, располагаются в пределах Харьягинского вала (Сарутаюская структура) и протягиваются на северо-восток.

Циклит P_1^4 отвечает этапу осадконакопления, характеризующемуся широким распространением органогенных построек, которые развивались вдоль склонов Лайского и Харьягинского валов и занимали почти всю территорию Ярейюского вала. Подавляющее большинсво из них относятся к типу скелетных холмов, в то время как микробиальные встречаются реже, занимая нижние части склонов палеоподнятий и локальных внутришельфовых впадин, что отчетливо видно на примере скважин Ярейюского вала.

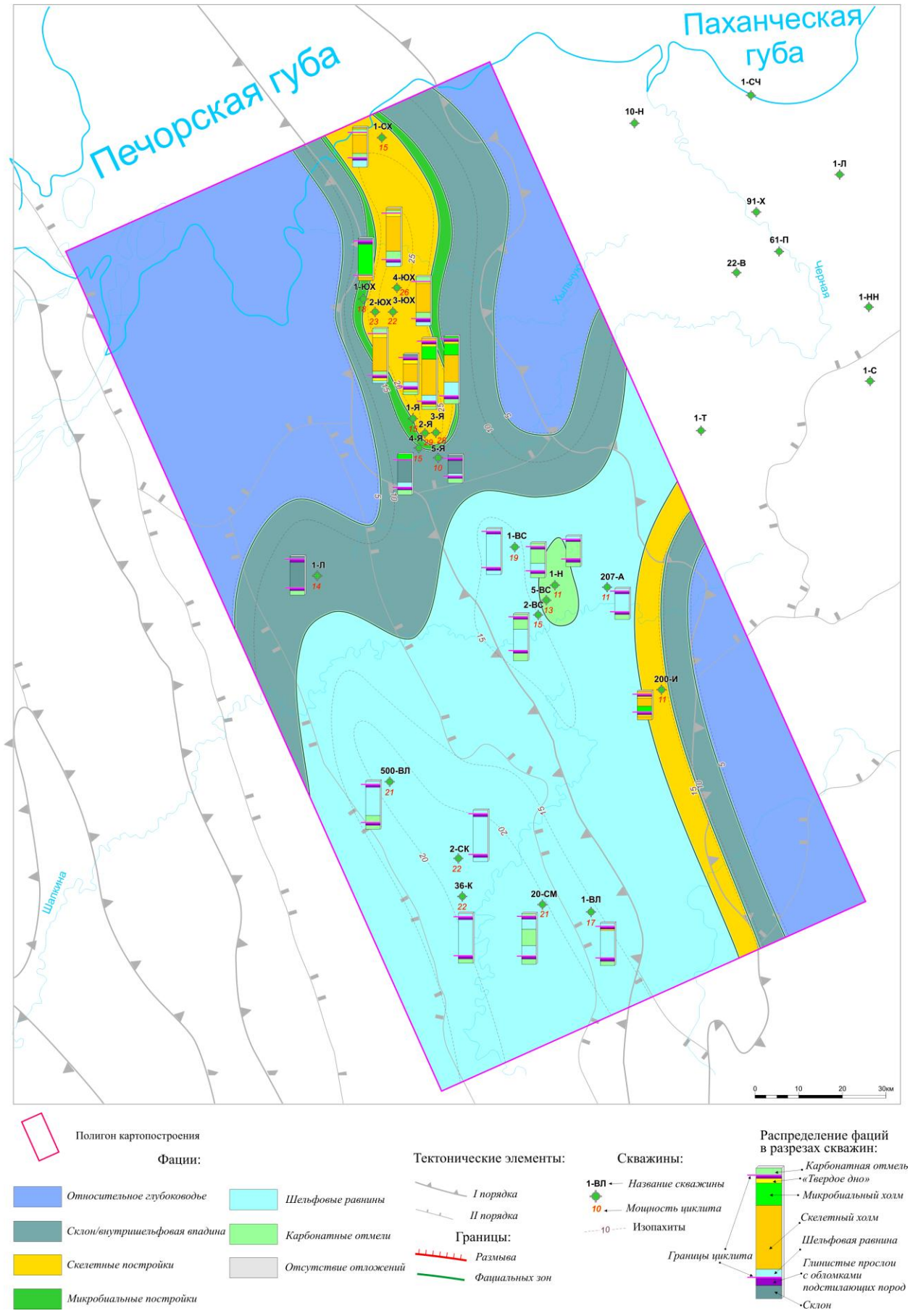


Рисунок 47. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^2

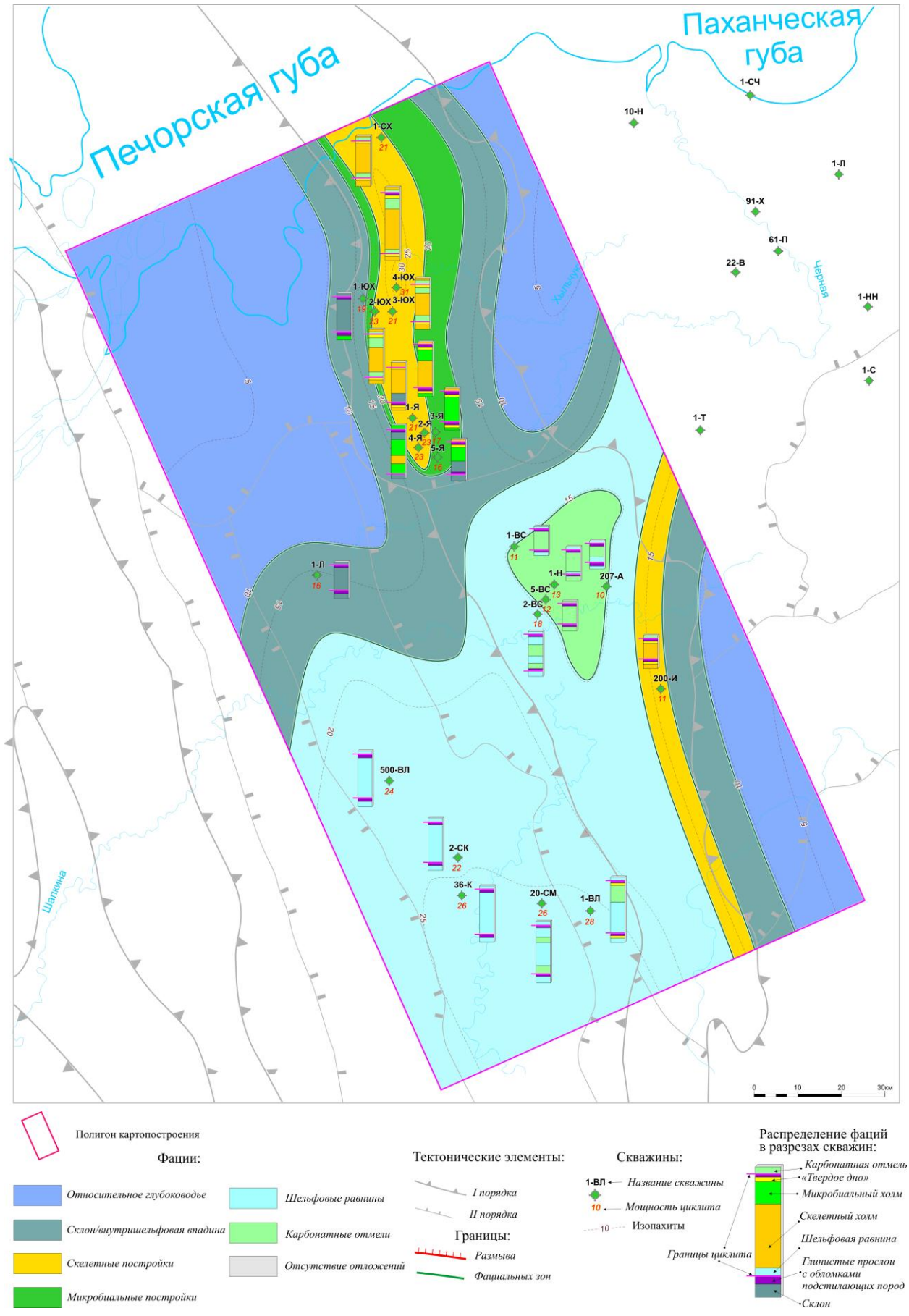


Рисунок 48. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^3

Изменение обстановок осадконакопления, сопровождающееся развитием систем органогенных построек, вероятно, было вызвано не только спецификой изменения уровня моря, но и морфологической дифференциацией палеошельфа вследствие продолжавшихся коллизионных движений происходивших на востоке. Области относительного глубоководья продолжают существовать в Усть-Печорской и Чернореченской депрессиях и в Хорейверской впадине.

В наиболее приподнятой части Лайского вала накапливались зернистые и микритово-зернистые (преимущественно полидетритовые, с высоким содержанием водорослей) отложения фаций шельфовых равнин и локальных карбонатных отмелей. Схожие по составу и свойствам карбонатные толщи формировались и в пределах Харьягинского вала (Рис. 49).

Мощности циклита составляют в среднем от 15 до 25 м с минимальными значениями менее 10 м в депрессиях и максимальными около 30 м в пределах развития карбонатных холмов.

Циклит P_1^5, анлогично нижележащему P_1^4, характеризуется широким распространением органогенных построек, встречающихся на всей территории Ярейюского вала, а также по периферии Лайского и Харьягинского валов.

Фации шельфовых равнин занимали южную часть района исследования и состоят из зернистых и микритово-зернистых известняков полидетритового состава с высоким содержанием водорослей, фораминифер. Склоновые фации выполнены микритово-зернистыми разностями с повышнным содержанием криноидей и мшанок, в областях относительного глубоководья – с кальцисферами, спикулами губок

Наличие карбонатных отмелей зафиксировано на Харьягинском валу. Наиболее обширная отмель располагалась в пределах Сарутаюской структуры, протягиваясь в сторону Чернореченской депрессии, где существовало поднятие северо-восточного простирания, вдоль которого активно развивались системы органогенных построек.

Области относительного глубоководья и склонов почти не изменили своего положения со времен накопления циклита P_1^4 (Рис. 50).

Мощность циклита достигает почти 30 м на территории Ярейюского вала, снижаясь до 10 и менее в депрессиях и на отмелях.

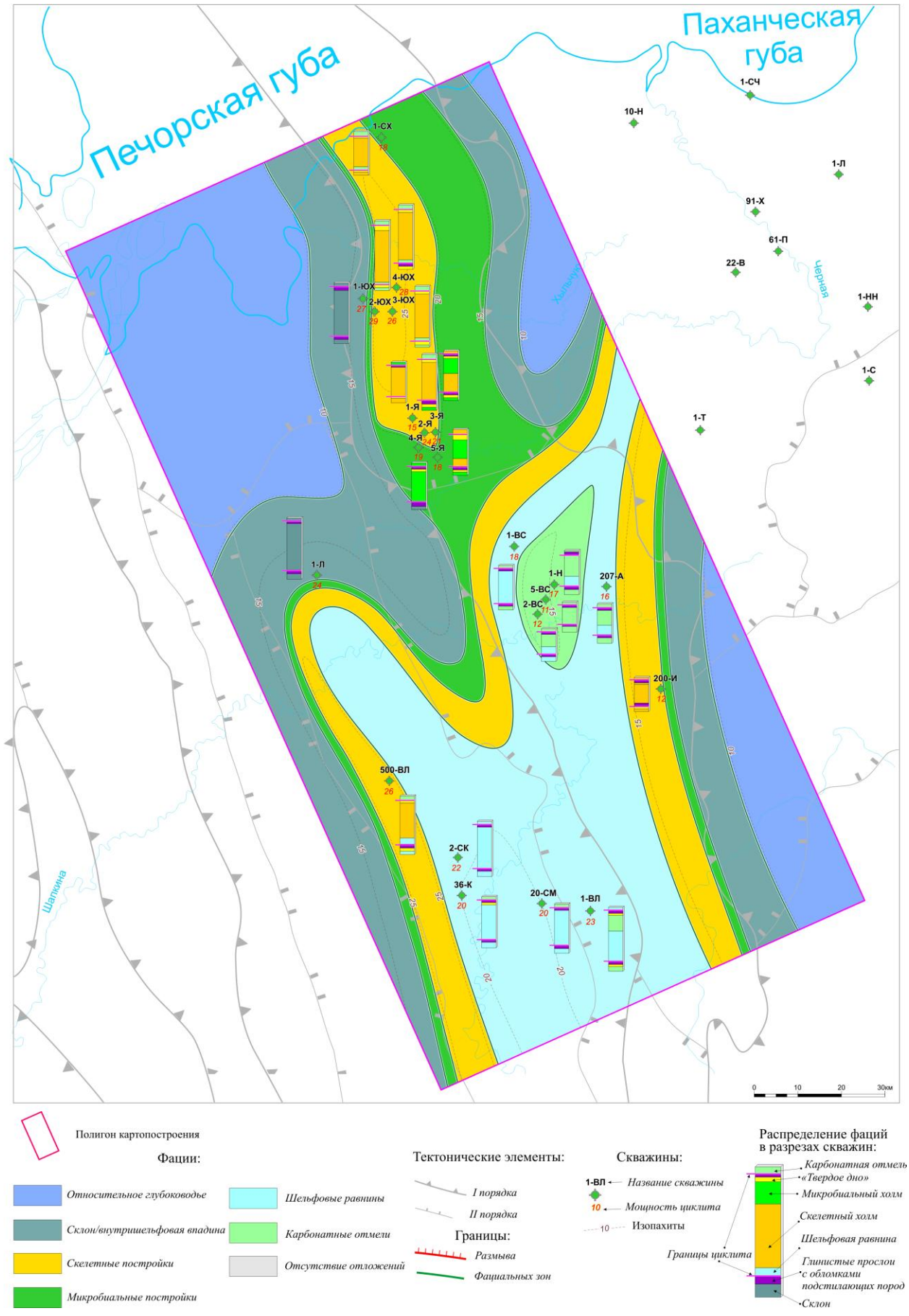


Рисунок 49. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^4

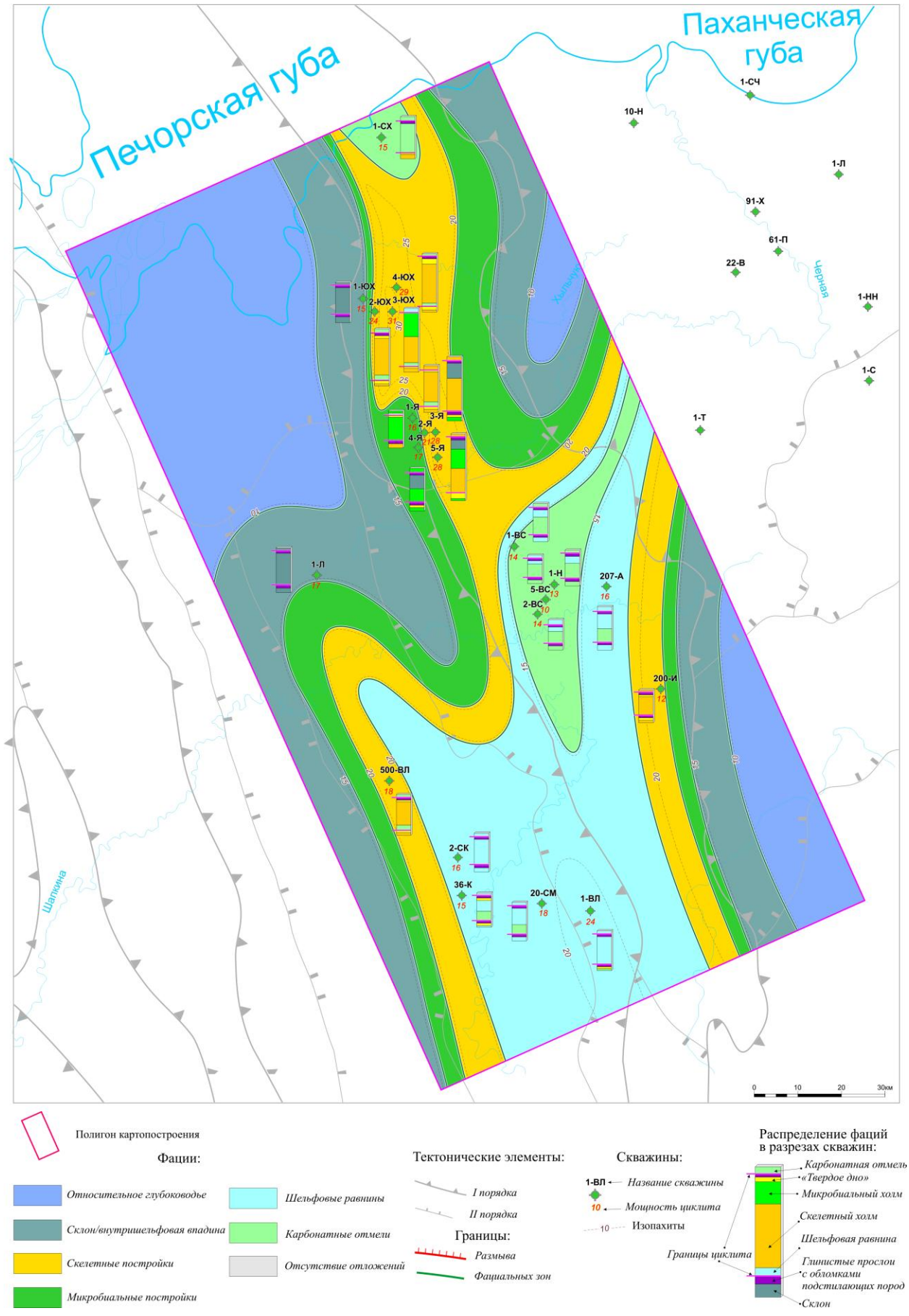


Рисунок 50. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^5

Циклит P_1^6 на большей части территории исследования наследует основные черты строения предшествовавших ему циклитов P_1^5 и P_1^4, однако был сформирован в гораздо более мелководных обстановках, что оказало существенное влияние на специфику осадконакопления. Так, в пределах северной части Ярейюского вала существовали относительно мелководные обстановки осадконакопления и формировались фации карбонатных отмелей и шельфовых равнин. В пределах южной части вала продолжают развитие органогенные постройки, достигающие на данном этапе развития ощности 30 м.

Большая часть Харьягинского вала занята фациями шельфовых равнин и карбонатных отмелей. Наиболее мелководная область локализована в пределах Сарутаюской структуры, где мощности циклита могут снижаться до первых метров.

В пределах Денисовксого прогиба господствуют обстановки шельфовых равнин с локальными карбонатными отмелями и органогенными постройками на бровке склона. Увеличение палеоглубин с соответствующим изменением фаций на склоновые и относительно глубоководные происходило на север и, менее выражено, на запад в сторону Усть-Печорской и Тибейвисской депрессий соответственно (Рис. 51).

Мощности циклита изменяются от первых метров в сводовой части Харьягинского вала до 30 м в постройках Ярейюского вала.

Циклит P_1^7 встречается только в пределах Денисовского прогиба, где на территории Лайского вала представлен отложениями фации шельфовых равнин, к северу сменяющихся на склоновые и относительно глубоководные фации. Выполнен зернистыми и микритово-зернистыми известняками (полидетритовые, криноидно-мшанковые и др.) с немногочисленными органогенными постройками, преимущественно водорослевого происхождения, по периферии Лайского вала. В сравнении с остальными циклитами, P_1^7 имеет наибольшие мощности, достигающие 45 м (Рис. 52).

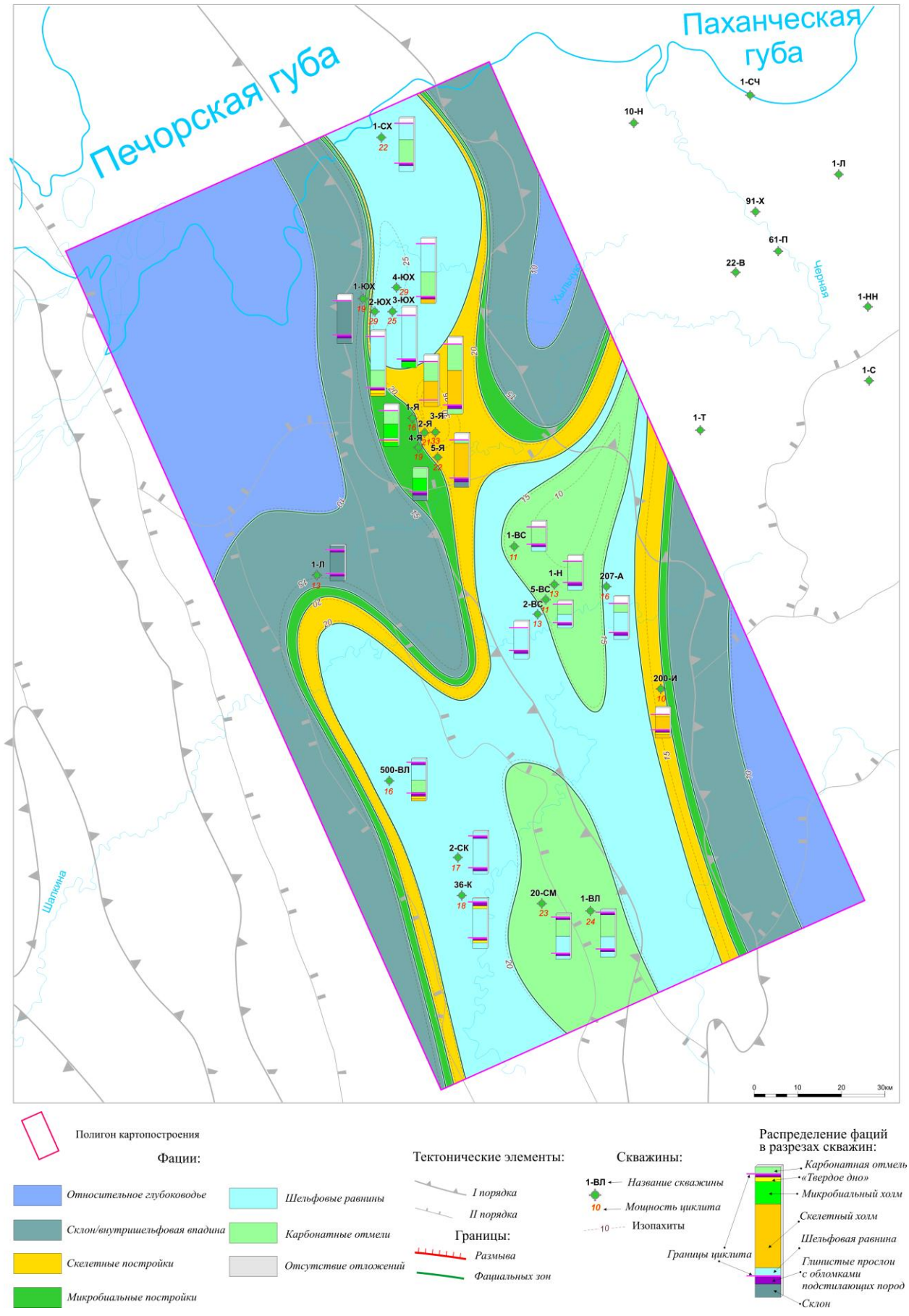


Рисунок 51. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^6

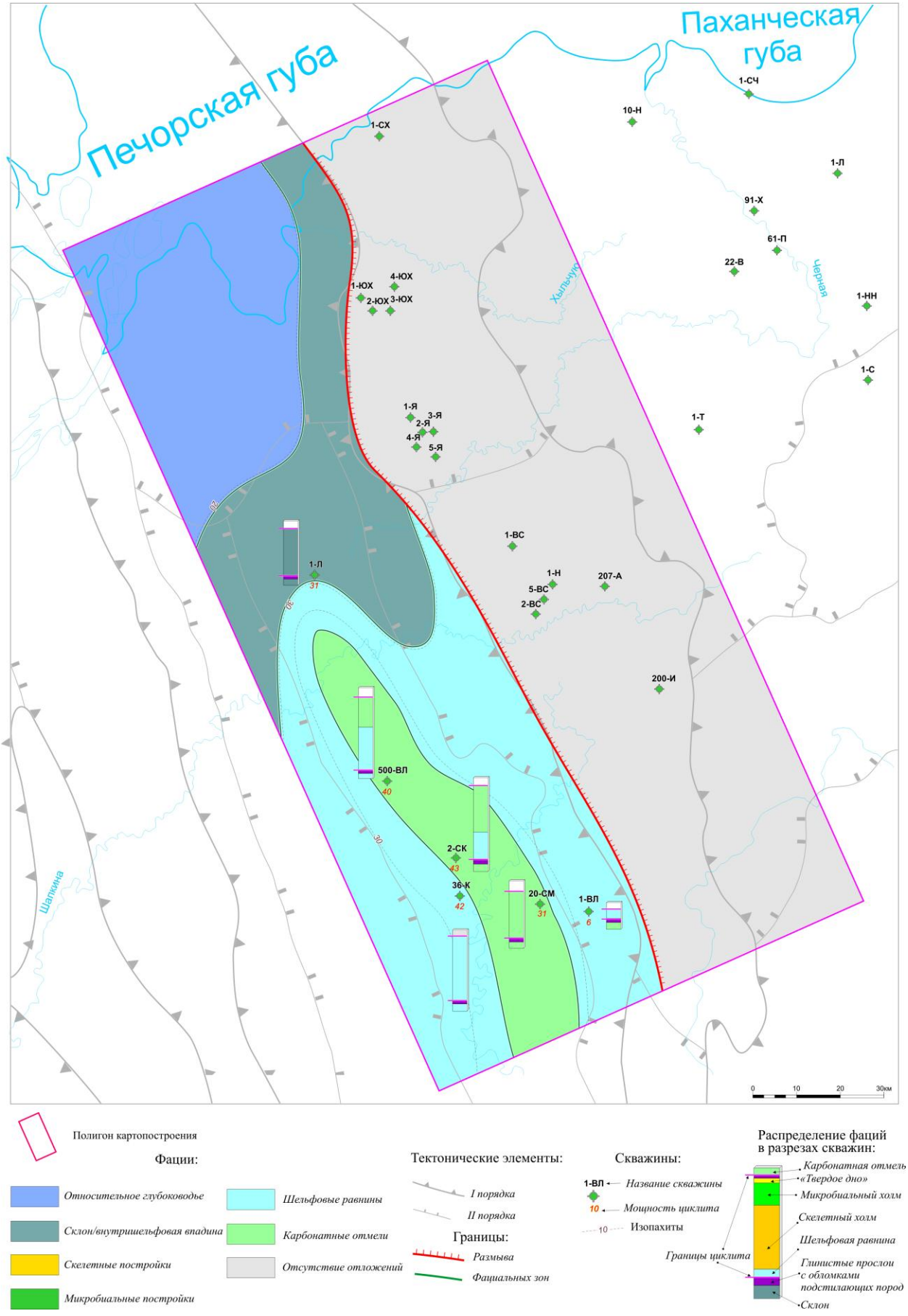


Рисунок 52. Карта-схема фациальной зональности седиментационного циклита P_1^7

По результатам фациального анализа седиментационных циклитов северной части Печоро-Колвинского авлакогена (Рис. 53-56) можно сделать следующие выводы:

1. Циклиты P_1^1 и P_1^6 характеризуются наиболее широким распространением фаций карбонатных отмелей и шельфовых равнин. В их составе преобладают зернистые и микритово-зернистые известняки, а построечные фации встречаются локально на бровках склонов.
2. Циклиты P_1^2 и P_1^3 соответствуют самым «глубоководным» этапам развития бассейна в раннепермское время. Широкое распространение получают микритово-зернистые и зернисто-микритовые разности. На поднятиях Колвинского мегавала начинают активно развиваться системы органогенных построек.
3. Циклиты P_1^4 и P_1^5 соответсвуют этапам наиболее широкого развития органогенных построек, занимавших значительные площади на территории как Колвинского мегавала, так и Денисовского прогиба. В это время сформировались большинство карбонатных холмов, фиксируемых на Лайском валу, в Верхнелайской депрессии, на территории Харьягинского вала, а постройки Ярейюского вала достигают стадии расцвета и имеют максимальные мощности.
4. Циклит P_1^7 встречается только в пределах Денисовского прогиба и представлен мощными толщами зернистых и микритово-зернистых отложений с немногочисленными органогенными постройками.

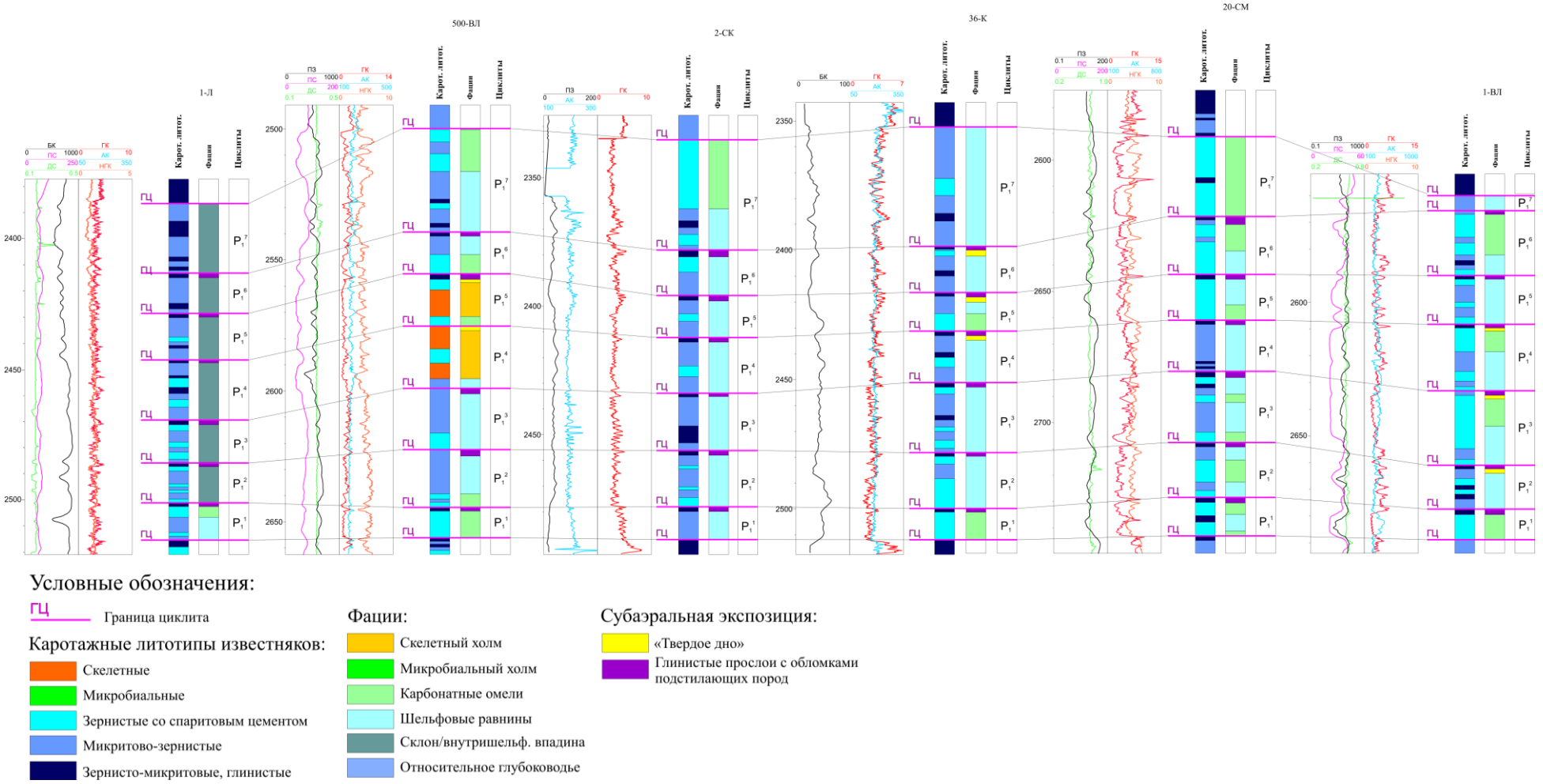


Рисунок 52. Циклофациальная схема корреляции скважин Лайского вала и Верхнелайской депрессии

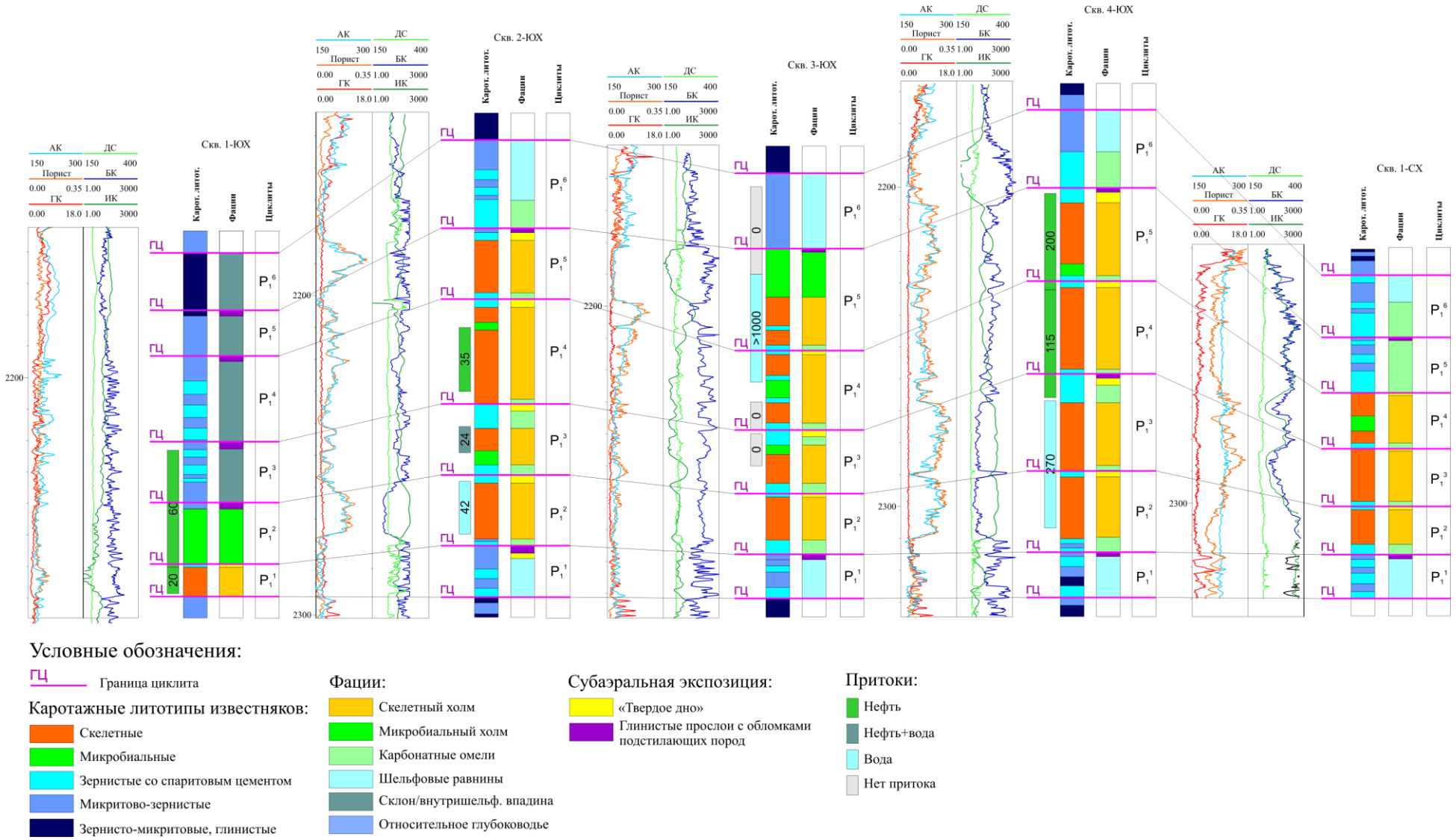


Рисунок 53. Циклофациальная схема корреляции скважин северной части Ярейюского вала

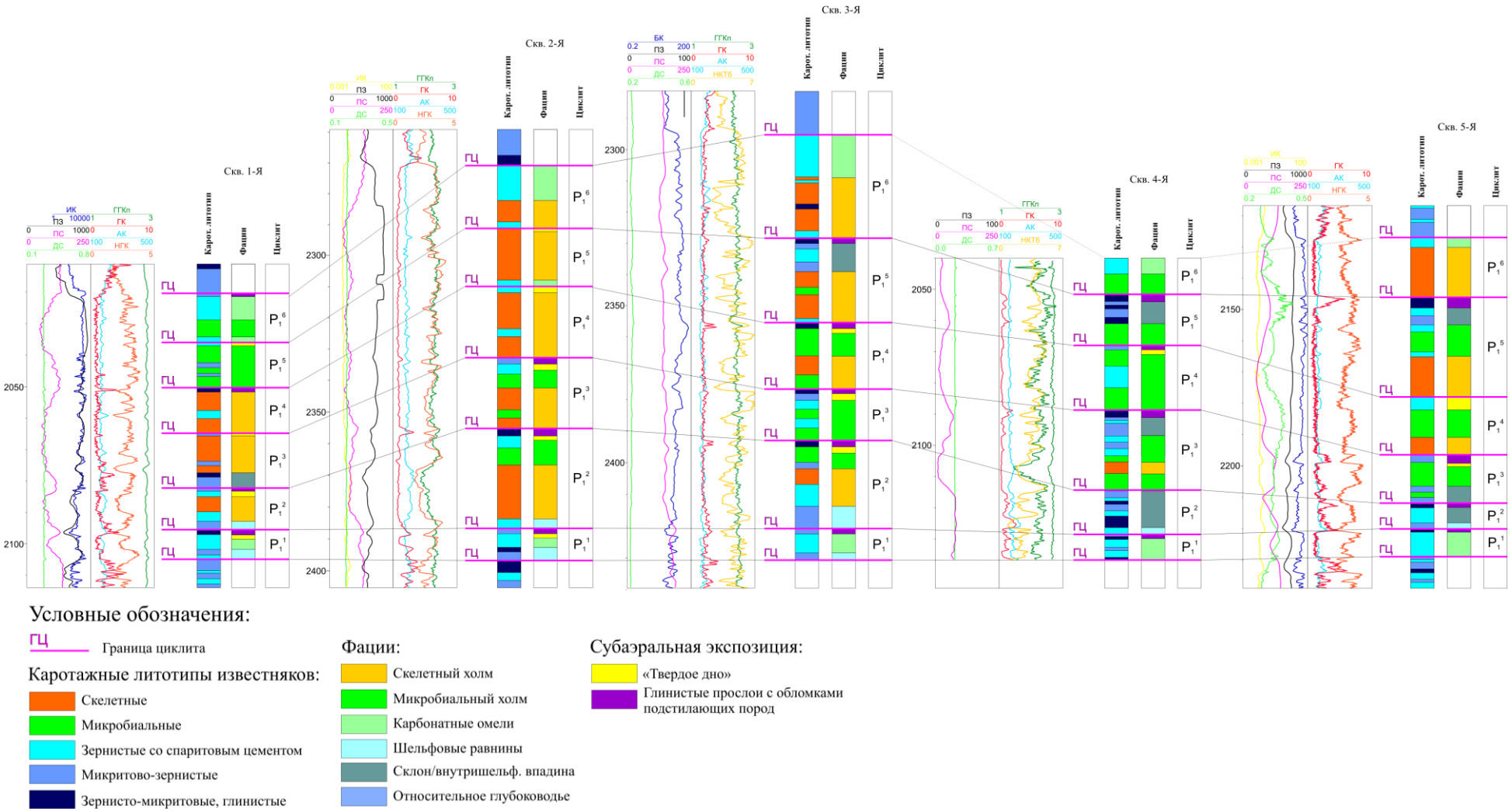


Рисунок 54. Циклофациальная схема корреляции скважин южной части Ярейюского вала

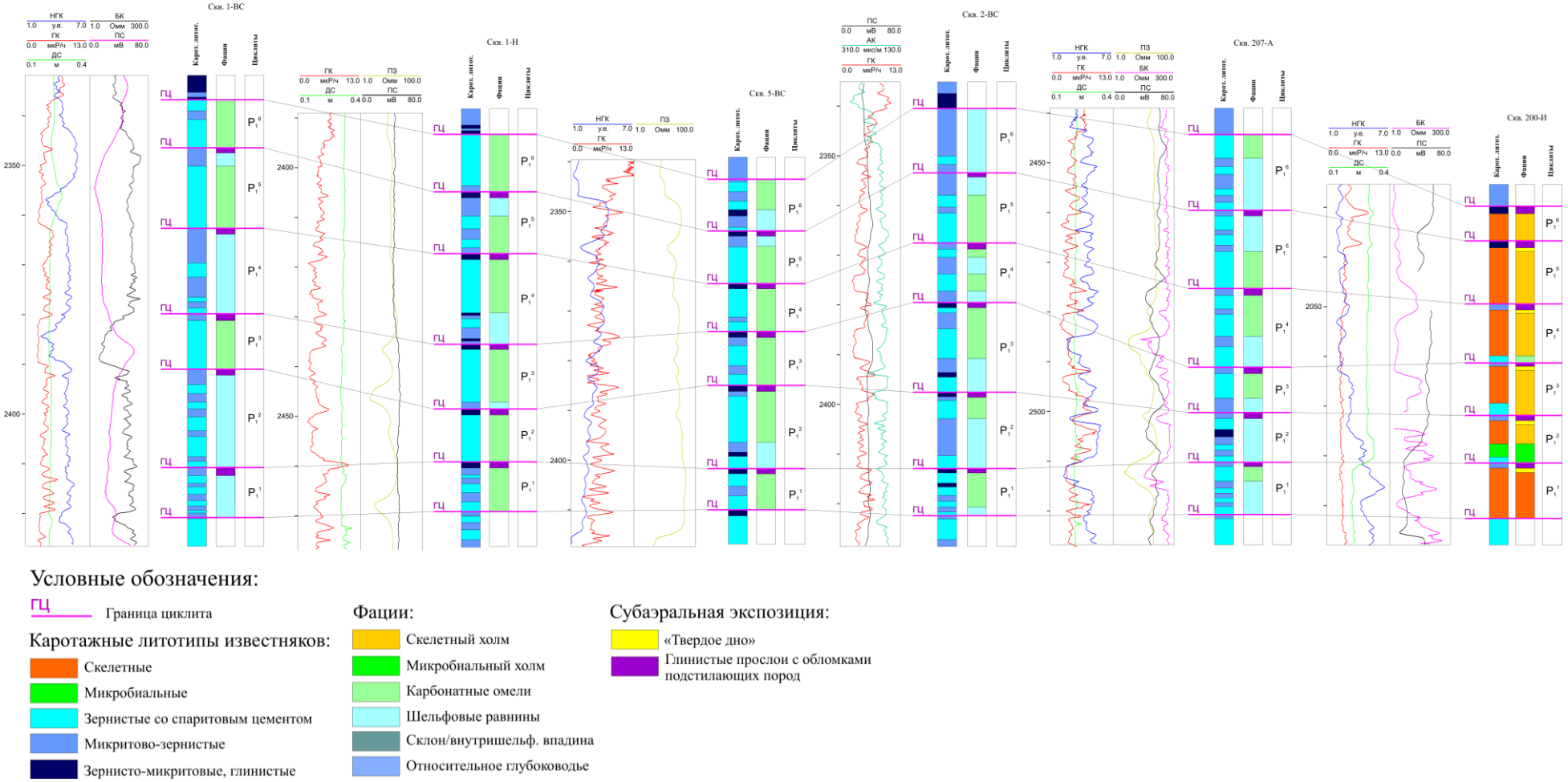


Рисунок 55. Циклофациальная схема корреляции скважин северной части Харьягинского вала

Глава 5. Природные резервуары

Под природным резервуаром подразумевается комплексное геологическое тело, состоящее из пластов-коллекторов, линз и пластов слабо- и непроницаемых пород внутрирезервурных покрышек, образующих единую гидродинамическую систему (Жемчугова, 2014). Сверху и снизу резервуар ограничен межрезервуарными покрышками. Таким образом, в природных резервуарах встречаются в различных пространственных вариациях четыре элемента: коллектор и межрезервуарная покрышка (обязательные), внутрирезервуарная покрышка и ее частный случай – «ложная покрышка» («толща рассеивания»). При этом вероятность аккумуляции УВ определяется качеством каждого из элементов.

При изучении природных резервуаров с нижнепермского карбонатного комплекса северной части Печоро-Колвинского авлакогена основное внимание необходимо уделить коллекторским отложениям, поскольку фактор наличия и качества флюидоупора остается почти неизменным на всей территории исследования: комплекс перекрывается артинскими глинисто-карбонатными и кунгурскими глинистыми толщами, представляющими собой качественную региональную покрышку.

Природные резервуары, сформированные карбонатными отложениями, крайне специфичны и сложно построены, обладают разнообразной по морфологии и генезису пористостью и изменчивыми фильтрационно-емкостными свойствами. Различия в строении их порового пространства предопределены структурными особенностями самого осадка: широким спектром размеров и форм структурных компонентов (биокластов, пелоидов, лито - и интракластов и др.); вариациями размера и конфигурации пор, связанных с секреционной деятельностью организмов (поры внутри биокластов или скелетных каркасов); частичным заполнением пустотного пространства осадочным материалом. Эти различия многократно усиливаются процессами постседиментационного преобразования, включающего растворение, перекристаллизацию, доломитизацию, растрескивание и т.д. Формируемое под воздействием всех этих процессов поровое пространство может быть как структурно-избирательным, взаимосвязанным со структурными элементами, так и структурно-неизбирательным, не зависящим от них.

5.1 Типы коллекторов

Кавернозно-поровые коллекторы

Формирование пустотного пространства в карбонатных породах определяется двумя основными группами факторов: особенностями осадконакопления и эволюцией осадка в процессе литогенеза. Классификация пористости, основанная на выявлении роли данных факторов, называется генетической и включает в себя два типа пор: первичные, сохранившиеся в породе с этапа седиментогенеза и раннего диагенеза и вторичные, возникшие под воздействием вторичных процессов, таких как перекристаллиация, растворение и трещинообразование. Принципы распределения обоих типов пористости напрямую связаны с условиями накопления карбонатного материала. Эта связь не только прослеживается в фациальной избирательности первичной емкости, но и подчеркивается вторичными преобразованиями.

Концепцию фациальной избирательности пустотного пространства подтверждают работы Т.В. Майдль (Майдль, 1985; 1987; 1989), касающиеся особенностей строения карбонатных резервуаров ордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса ТП НГБ, Дж.Томаса (Thomas, 1962), анализировавшего процессы и условия создания емкости в верхнедевонских карбонатных коллекторах центральной Альберты, и результаты литолого-петрофизических исследований многих других авторов (Bonet, 1952; Adams, 1953; Edie, 1958; Соколов, 1962; Klovan, 1964; Гмид, 1968; Багринцева, 1977, 1982, 1988; Roehl, 1967).

Результатом воздействия выщелачивания на карбонатную породу является создание вторичной пористости с различной структурной избирательностью. Связь между поровым пространством растворения и структурными элементами в карбонатных отложениях изменяется от полной зависимости, как в случае межзерновой пористости, до полной независимости, типичной для пустотной или каверновой пористости (Рис. 57). Зачастую растворение носит селективный характер и касается в первую очередь арагонитовых частиц и слагаемых ими раковин и илов (Жемчугова, 2002). Основным «растворяющим агентом» при этом служат кислые воды, образующиеся вследствие бактериальной деятельности. В раннепермских карбонатах Тимано-Печоры подобное селективное выщелачивание арагонита, в больших количествах осаждавшегося в каменноугольно-пермских морских бассейнах (Sandberg, 1983), приводило к формированию слепковой и межзерновой пористости (Рис. 58).

Наиболее часто развитие пород с вторичной пористостью выщелачивания пространственно связано с поверхностями размывов, наличие которых способствует

циркуляции растворов. Однако седиментационные признаки и здесь оказывают решающее влияние на морфологию пустотного пространства и коэффициенты флюидонасыщенности известняков и доломитов. Огромное значение в развитии процессов выщелачивания имеет трещиноватость, повышающая проницаемость и способствующая движению подземных вод, обеспечивающих создание пористо-кавернозных зон.

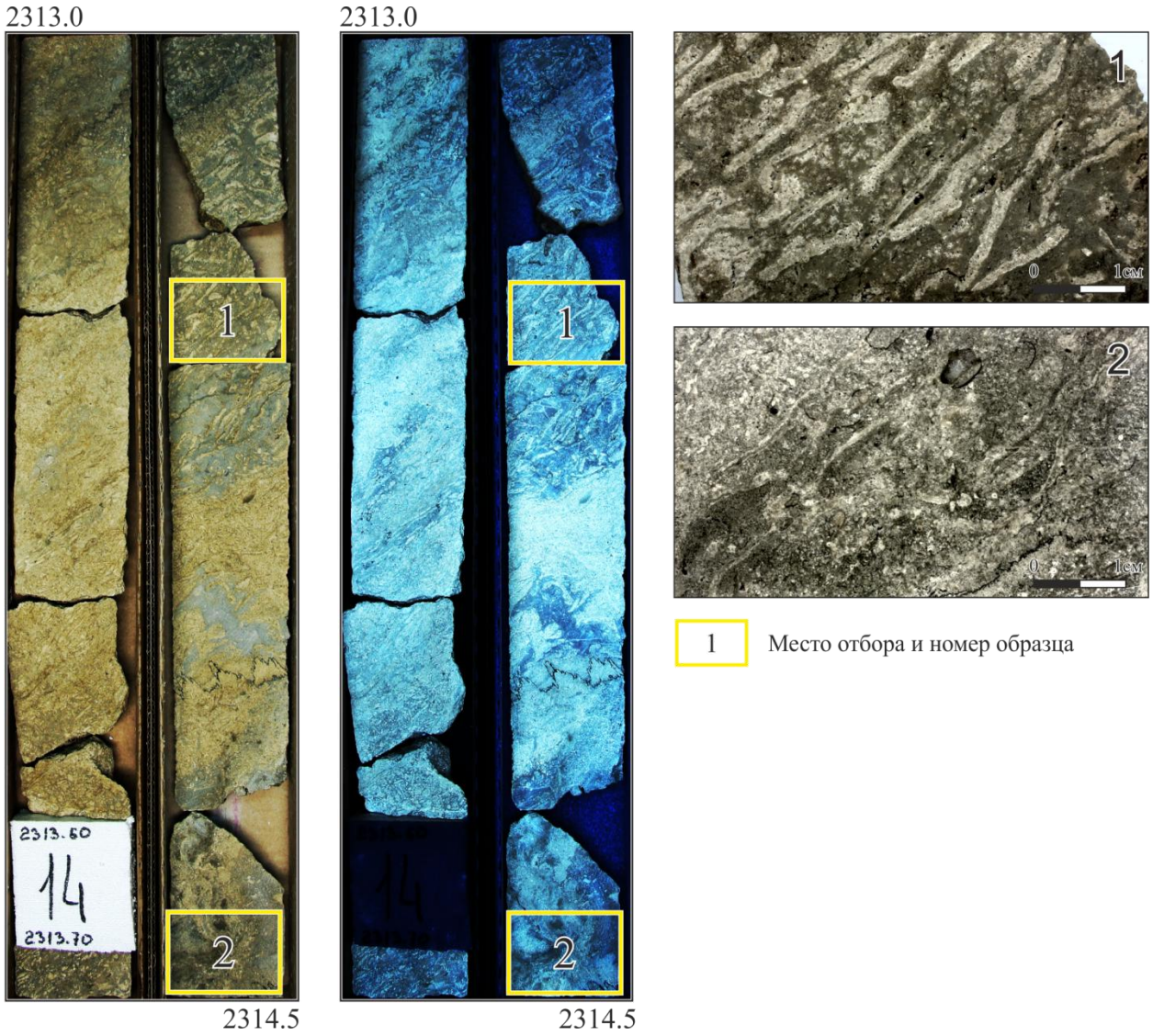


Рисунок 57. Кавернозно-поровый коллектор высокого качества в водорослево-палеоаплизиновом известняке фации скелетного холма

Основные типы пористости, генетически связанные с выщелачиванием, можно объединить в две группы:

- пористость, обусловленная растворением и выносом минерального вещества структурных компонентов (зерен, кристаллов или ила) и направленная, как правило, на расширение уже имеющихся поровых систем (унаследованная пористость);

- пористость, предопределенная предварительным растрескиванием породы.

К первому типу можно отнести межзерновую, межкристаллическую и слепковую пористость, ко второму – трещинную, каналовую, пустотную.

По классификации Choquette, Pray, 1970 выделяется семь основных типов пор, формирующих подавляющую часть пустотного пространства в карбонатных породах. Все они встречаются в нижнепермских карбонатах севера ТП НГБ, однако, играют различную роль в формировании емкостного пространства коллекторов:

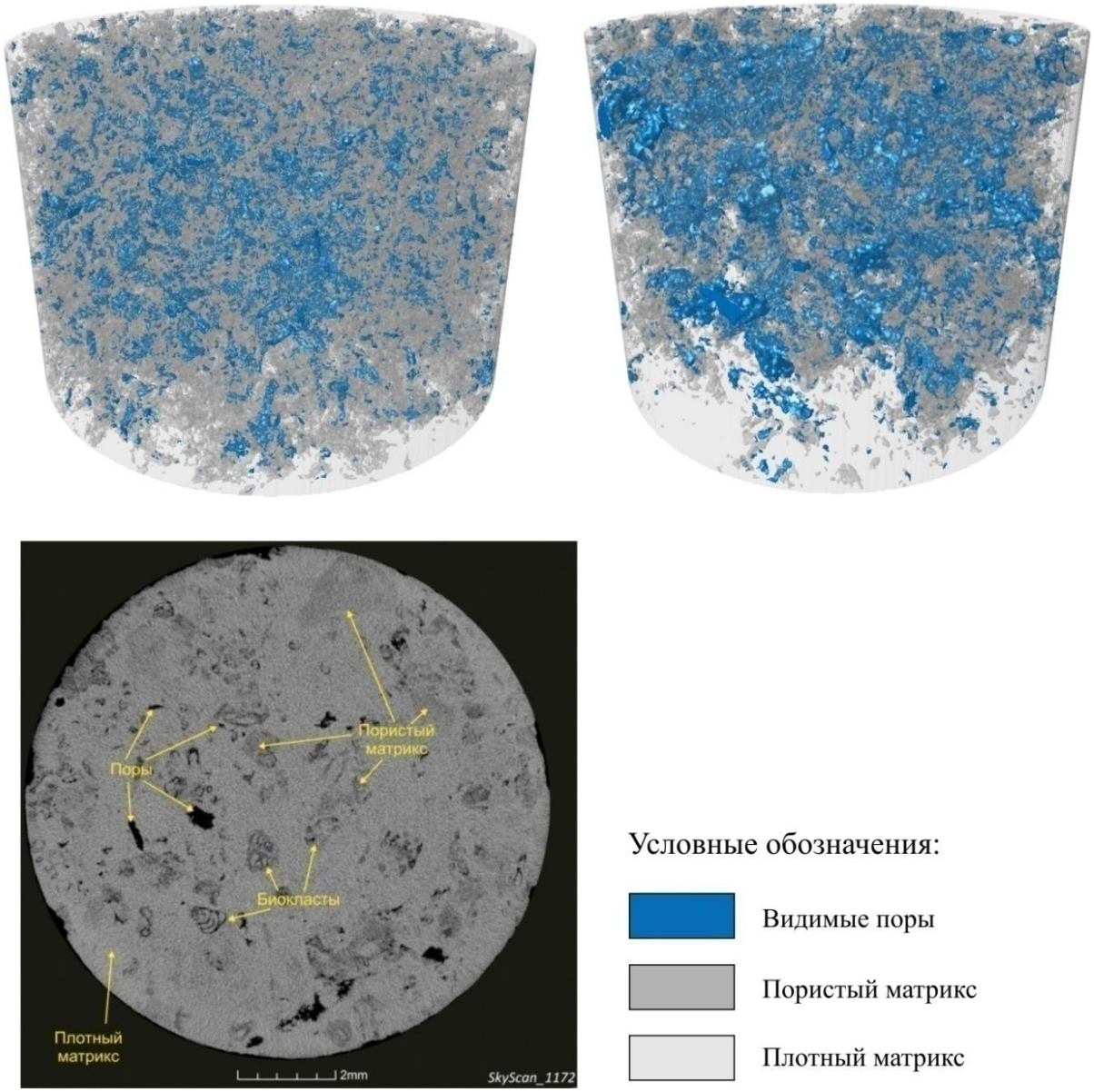


Рисунок 58. Структура порового пространства водорослево-палеоаплизинового известняка по данным компьютерной томографии

Межзерновая пористость, включающая в себя поровое пространство между зернами, независимо от их генезиса, размера и морфологии. Она наиболее характерна для кластических разностей осадочных пород, в том числе и карбонатных. Может быть первичной, сохранившейся в породе с этапа седиментогенеза, и вторичной, сформировавшейся в процессе селективного выщелачивания тонкокристаллической матрицы или микрита из промежутков между зернами. В зависимости от типа зернистого компонента выделяются межбиокластовая (межраковинная), межагрегатная, межпелоидная и т.д.

Межзерновая пористость доминирует в пустотном пространстве нелитифицированного осадка, но в породе она зачастую имеет подчиненное значение. В ассельско-артинских отложениях Печоро-Колвинского авлакогена данный тип пористости широко распространен в зернистых и микритово-зернистых отложениях мелководного генезиса, а так же в полидетритовых разностях фациального комплекса органогенных построек, где может выполнять значительную часть пустотного пространства в интервалах коллекторов (Рис. 59, 60).

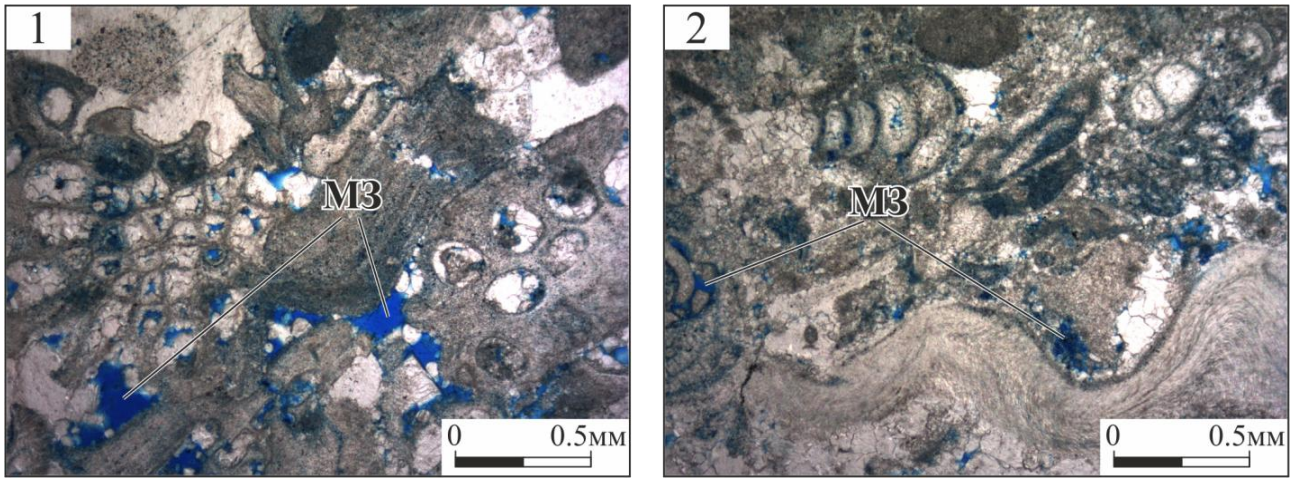


Рисунок 59. Межзерновая пористость в криноидно-мшанковых (1) и полидетритовых (2) известняках

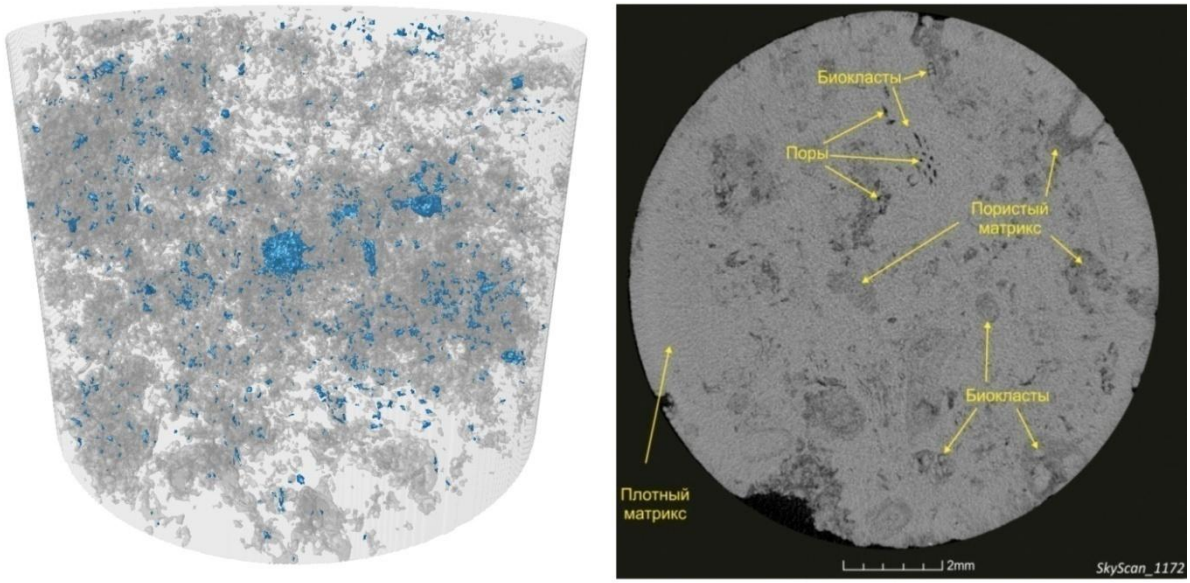


Рисунок 60. Структура порового пространства зернистого известняка по данным компьютерной томографии

Внутризерновая пористость - пористость внутри биокластов, литокластов и любых других зерен. Наиболее часто встречается в биокластовом материале, и имеет, как правило, доседиментационное происхождение. В изучаемых отложениях основными биокластами, содержащими внутризерновые поры, являются мшанки, палеоаплизины и фораминиферы (Рис. 61). Отдельно от остальных типов, эта пористость не играет важной роли в формировании коллекторов, поскольку в большинстве случаев формирует замкнутое пустотное пространство.

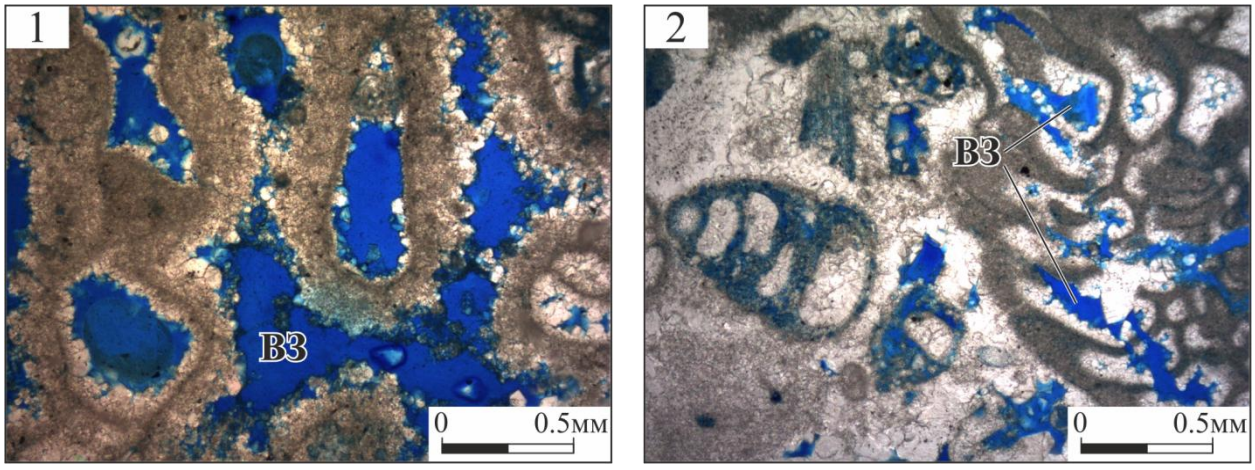


Рисунок 61. Внутризерновая пористость в скелете Palaeoaplysina (1) и крупной фораминифере (2)

Межкристаллическая пористость образуется между кристаллами доломита или кальцита (Рис. 62). Она может быть первичной, как в микритовых седиментационных доломитах, или вторичной, вызванной процессами перекристаллизации, доломитизации, кальцитизации и пр. Часто встречается в интервалах перекристаллизованных микробиальных и микробиально-водорослевых каркасных известняков, где может составлять до половины от общего пустотного пространства породы.

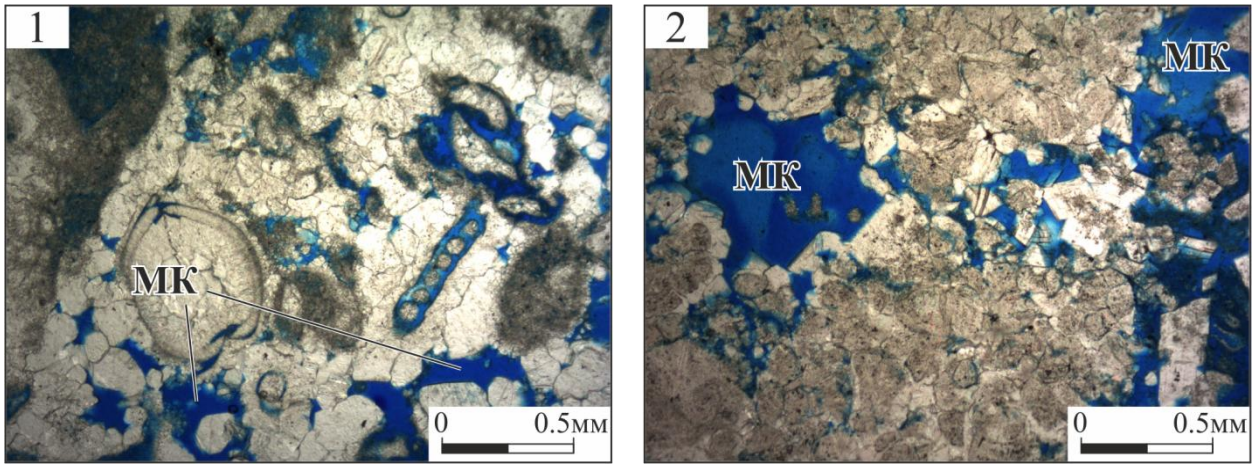


Рисунок 62. Межкристаллическая пористость в перекристаллизованных палеоаплизиново-водорослевых (1) и микробиально-водорослевых (2) известняках

Слепковая пористость - пористость селективного выщелачивания отдельных структурных элементов карбонатной породы, когда на месте бывшего зерна образуется «негатив». Наиболее подвержены селективному растворению карбонатные зерна, имеющие первичный арагонитовый состав (раковины моллюсков и фораминифер, оолиты и т.д.). Часто слепковая пористость встречается в доломитах, где она затрагивает преимущественно кальцитовые (арагонитовые) или гипс-ангидритовые составляющие породы. Часть слепковых пор формируется в результате разложения захороненного вместе с осадком органического материала.

Слепковая пористость распространена в отложениях, сформированных с участием микробиальных организмов: микробиальные и микробиально-водорослевые каркасные известняки, полидетритово-микробиальные разности и др. Растворению подвержены раковины многочисленных фораминифер, остатки зеленых и багряных водорослей и иных организмов с арагонитовым скелетом (Рис. 63), получивших широкое распространение в позднекаменноугольно-раннепермских морях. Ввиду замкнутой структуры формируемого порового пространства и весьма ограниченного распространения, данный тип пористости не оказывает существенного влияния на коллекторские свойства отложений.

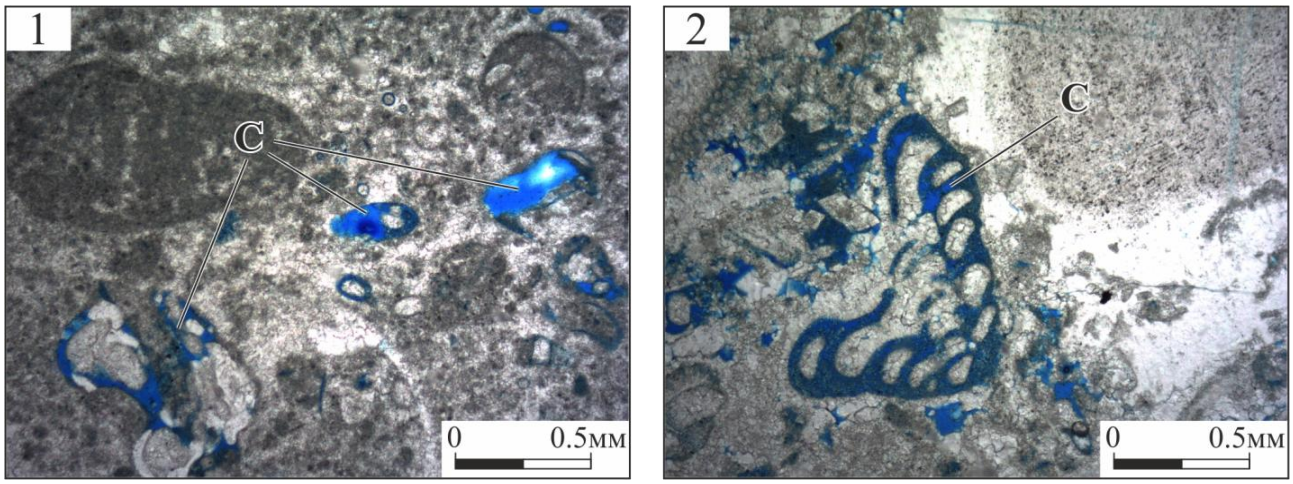


Рисунок 63. Слепковые поры по зеленым водорослям (1) и фораминиферам (2)

Фенестровая пористость встречается во всей гамме типов карбонатных пород: от зернистых и каркасных до микритовых. Она включает систему округлых пустот сферической, линзовидной или более неправильной формы, размер которых превышает размер нормальных межзерновых пор. Как правило, фенестровая пористость полигенна и обязана своим происхождением разложению покрытых осадком водорослевых слоев или усадке карбонатного ила при высыхании. Наиболее типичны фенестры (и фенестровая пористость) для известняков, накапливавшихся в условиях приливно-отливных равнин. В ассельско-артинских отложениях Печоро-Колвинского авлакогена примеры фенестровой пористости немногочисленны, а для формирования пустотного пространства коллекторов она несущественна.

Пустотная пористость объединяет поры и поровые системы, характеризующиеся округлыми и изометричными формами, достаточно большими размерами (видимы невооруженным глазом) и недетерминированностью в отношении структурных элементов. Растворение является доминирующим процессом в ее формировании, очень часто она имеет унаследованный характер и маркирует существовавшие до нее структурно-избирательные поры.

Такая пористость широко распространена в отложениях скелетных холмов, в особенности в водорослево-палеоаплизиновых и филлоидноводорослевых известняках (Рис. 64). Формирует основную часть пустотного пространства и оказыват ключевое влияние на коллекторские свойства большинства органогенных построек. Размер некоторых каверн может превышать 1 см.

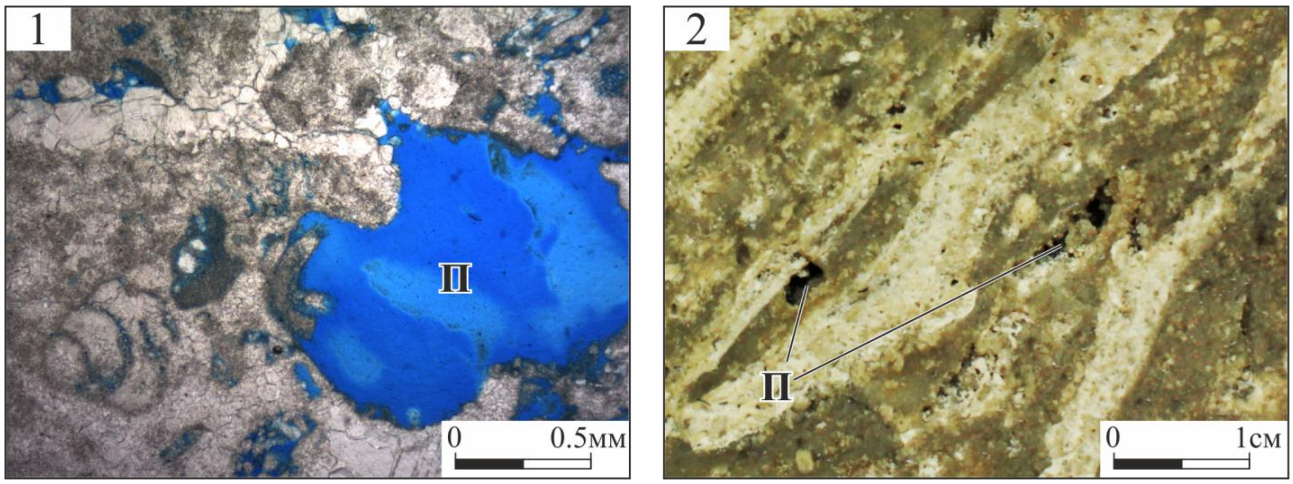


Рисунок 64. Пустотная пористость в петрографическом шлифе (1) и керне (2)

Органогенно-каркасная пористость (или пористость растущего каркаса) характерна для известняков, обладающих каркасом, который рос in situ в виде жесткой структуры. Она первична, ее форма и распространение определяются скелетом колониальных каркасообразующих организмов или спецификой роста самой колонии. Как правило, органогенно-каркасная пористость образует ассоциации с внутризерновой пористостью (поры внутри отдельных организмов или частиц, слагающих каркас). К данному типу пористости можно отнести пустоты между скелетами палеоаплизин, сохранившихся в прижизненном состоянии.

Для подавляющего большинства известных ассельско-сакмарских резервуаров нефти и газа севера Печоро-Колвинского авлакогена преобладают именно коллекторы каверново-порового типа. Это было предопределено спецификой осадконакопления раннепермского времени и особенностями постседиментационного развития территории, подвергавшейся многочисленным осушениям с последующими процессами размыва и выщелачивания. Наибольшая роль каверновой составляющей отмечается в коллекторах фаций органогенных построе. Поровая составляющая доминирует в зернистых коллекторах, выполненных мелководными зернистыми известняками с низким содержанием микрита (ЛТ-1, ЛТ-4), и часто встречается в скелетных разностях каркасных литотипов (ЛТ-3, ЛТ-12, ЛТ-17), почти не подвергавшихся выщелачиванию. В последних зачастую сохраняется первичная пористость, обусловленная спецификой строения каркаса (органогенно-каркасная пористость), взаимным расположением зерен (межзерновая) и строением скелетов организмов (внутризерновая).

Трещинные коллекторы

Под *трещиноватостью* горных пород понимается совокупность макро- и микротрещин, нарушающих целостность отдельных прослоев или пластов. Как и любой другой постседиментационный процесс, образование макро- и микротрещин проявляется избирательно. Эта селективность предопределяется различной прочностью карбонатных отложений, зависящей от их вещественного состава, структурно-текстурных особенностей, наличия разнообразных примесей, морфологии пустотного пространства, интенсивности и направленности вторичных преобразований и т.д (Жемчугова, 1998). Наиболее подвержены трещиноватости «карбонатные породы, нацело перекристаллизованные, разнозернистые, смешанного известняково-доломитового состава. В меньшей степени трещиноватость проявляется в известняках биоморфных, оолитовых и органогенных, недоломитизированных, сохранивших свои первоначальные структурные особенности… Количественные характеристики трещин неодинаковы в известняках различных структурно-генетических типов» (Багринцева, 1982). «Трещинная» неоднородность осадочных пород в целом и карбонатных, в частности, зависит от взаимодействия трех факторов (Stearns, Friedman, 1972):

- седиментационного, зашифрованного в составе осадков, их первичных структурных и емкостных характеристиках;

- постседиментационного, отражающего эволюцию осадков и пород в литогенезе;

- тектонического.

Трещинная пористость наиболее вероятна в хрупких породах с малой емкостью. При этом основными причинами возникновения макро- и микротрещин служат главным образом деформация пород при дизъюнктивных нарушениях и глубокая эрозия перекрывающих отложений, вызывающая неодинаковые напряжения по ослабленным плоскостям. Процессы растрескивания и выщелачивания, зачастую генетически и пространственно взаимосвязаны и являются основными факторами формирования постседиментационной пористости в карбонатных породах.

Характеристики трещинного типа коллекторов зависят от множества факторов, и в первую очередь это относится к доминирующему типу трещин, которые по своему генезису могут быть подразделены на следующие группы (Методические рекомендации, 1989):

1. ***Диагенетические*** трещины образуются под воздействием процессов уплотнения, дегидратации и постседиментационных преобразований осадка. Чаще всего

залечиваются при постдиагенетических процессах и не оказывают существенного влияния на свойства коллектора.

2. ***Фоновые (общие)*** трещины связаны с тектоническими и катагенетическими процессами, затрагивающими литифицированный осадок на стадиях раннего катагенеза и позднего диагенеза. Этот вид трещин развит повсеместно, однако их плотность, протяженность и раскрытие зависят от литологии отложений и их текстурно-структурных особенностей. Как правило они перпендикулярны слоистости и зачастую предопределяют ориентировку тектонических и иных более крупных дизъюнктивных трещин.
3. ***Трещины разгрузки*** образуются при снижении геостатического давления, обусловленного подъемом керна на дневную поверхность. Эти трещины, как правило, параллельны слоистости, либо прерывисты и хаотичны.
4. ***Соскладчатые*** трещины проявляются в зонах развития пликативных деформаций, находящихся в напряженных состояниях – на крыльях и сводах структур. Часто формируются по системе общих трещин, ориентированы по направлению, близкому к направлению тектонических напряжений.
5. ***Оперяющие дизъюнктивы*** трещины, приуроченные к разрывным нарушениям. Для них характерна прерывистость, кулисообразность, а ориентировка связана с направлением создающих их напряжений.

Использование приведенной выше классификации обосновано при работе с крупными комплексными объектами, такими как залежи или целые месторождения, предоставляющими все необходимые объемы информации. Однако в большинстве случаев базой, на которой строится представление о составе пород, вторичных процессах минералообразования и элементах структуры пустотного пространства, являются образцы керна. Их изучение позволяет на микроуровне установить морфологические черты трещин, такие как конфигурация, заполнение, раскрытость (ширина), плотность, длина. В таком случае удобнее использовать морфологическую классификацию микротрещин (Белоновская и др., 2007):

1. ***Литогенетические*** трещины, формирующиеся под воздействием процессов уплотнения, дегидратации, диагенетической перекристаллизации и доломитизации. Чаще всего они имеют ветвящуюся форму и незначительную протяженность, затухая в пределах маломощных слойков. Залечиваются минеральным веществом, близким по составу к вмещающей породе.

2. ***Катагенетические*** трещины образуются в литифицированном осадке под воздействием различных напряжений. В большинстве случаев группируются в разнонаправленные системы трещин, гораздо более протяженные, чем литогенетические и имеют менее извилистую форму. Могут быть открытыми, либо залеченными битумом или минеральным веществом.
3. ***Трещины разгрузки*** появляются в породе при снятии геостатического давления, расположены в основном параллельно напластованию, имеют слабоизвилистую форму и различную протяженность. Чаще всего открытые.
4. Собственно ***тектонические***, образующиеся в породе под воздействием различных тектонических процессов. В большинстве случаев прямолинейные, с четкими контурами, протяженные. Могут быть как открытыми, так и залеченными.

Большинство открытых трещин, встречающихся в рассмотренных образцах карбонатных коллекторов Печоро-Колвинского авлакогена и оказывающих влияние на их фильтрационно-емкостные свойства, являются разновозрастными тектоническими. Они, совместно с процессами выщелачивания, формируют порово-трещинный, трещинно-поровый или чисто трещинный типы коллекторов.

Для трещиноватых пород свойственна анизотропия проницаемости, что объясняется ориентированностью трещин в пространстве. Фильтрационные свойства в направлениях параллельно и перпендикулярно системам трещин могут различаться на несколько порядков. Это приводит к тому, что при околонулевой проницаемости матрицы трещинный коллектор имеет проницаемость в отдельных направлениях до сотен мД, обеспечивая нередко высокую продуктивность скважин. Величина коэффициента проницаемости тем выше, чем больше плотность и, главное, раскрытость трещин.

В органогенных постройках Колвинского мегавала, отчетливо прослеживается литофациальная избирательность распространения трещинных коллекторов. Так, наиболее подвержены трещинообразованию крепкие, плотные, массивные известняки микробиальных холмов, в то время как в скелетных постройках плотность трещин в несколько раз ниже. Анализ распространения зон трещиноватости по керновому материалу указывает на их приуроченность к каркасным микробиальным литотипам ЛТ-5, ЛТ-10, ЛТ-14 и, зачастую, к парагенетически связанным с ними зернистым и зернисто-микритовым ЛТ-6, ЛТ-8, ЛТ-9.

Трещиноватость в микробиальных холмах развита повсеместно, трещины встречаются как в пористых, так и в плотных разностях (Рис. 47). Они увеличивают анизотропию проницаемости, которая в данном случае проявляется в преобладании роли

горизонтальной проницаемости над вертикальной. В среднем горизонтальная составляющая больше вертикальной в 30 раз, однако, максимальное превышение составляет порядка 260 раз (Кпргор = 70.19, Кпрверт = 0.27), что связано с особенностями послойного роста микробиальных холмов.

Для отложений скелетных холмов трещиноватость менее характерна и играет второстепенную роль в формировании пустотного пространства (Рис. 65, 66, 67). Наиболее подвержены ей микробиально-водорослевые ЛТ-5 литотипы, часто встречающиеся в данном типе построек и имеющие повышенную плотность.

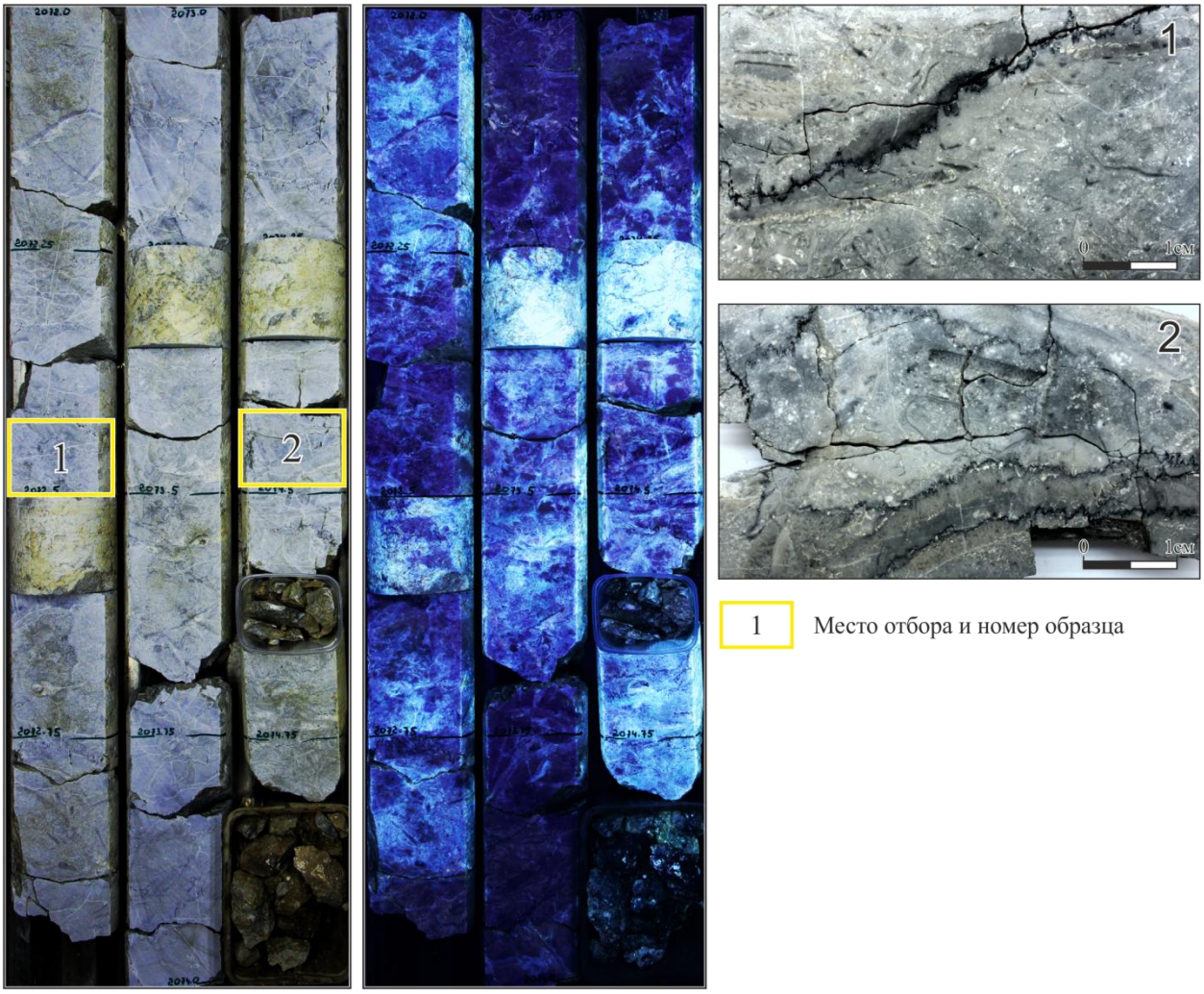


Рисунок 65. Трещинный коллектор в отложениях микробиального холма

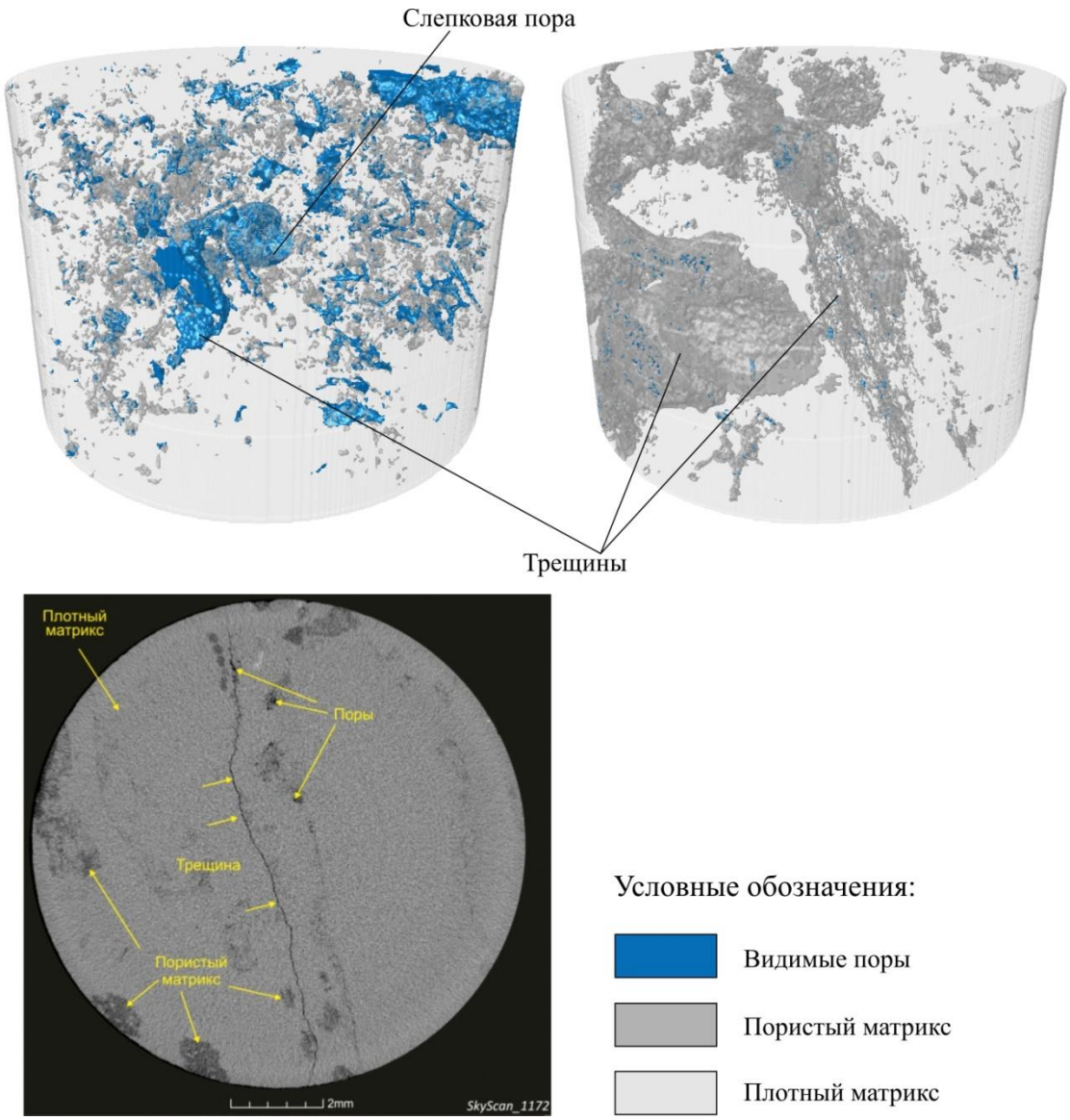


Рисунок 66. Структура порового пространства микробиального известняка по данным компьютерной томографии

Все диагностируемые в керне трещины были разделены на 3 группы (субгоризонтальные, субвертикальные и хаотические) и на 6 типов соответственно:

1. субгоризонтальные;
2. субгоризонтальные насыщенные;
3. субвертикальные;
4. субвертикальные насыщенные;
5. хаотические;
6. хаотические насыщенные;

По результатам проведенного анализа трещины выделяются в 60% интервалов (Рис. 68). Чаще других встречены горизонтальные и хаотические ненасыщенные трещины. Реже

всего встречаются вертикальные ненасыщенные трещины. Треть всех трещин – насыщенные. Из насыщенных чаще других встречаются вертикальные и горизонтальные, хаотические насыщенные встречены лишь в 6% случаев. Большинство наблюдаемых трещин имеют тектоническое происхождение, также встречаются трещины разгрузки (по классификации Белоновской, 2009).

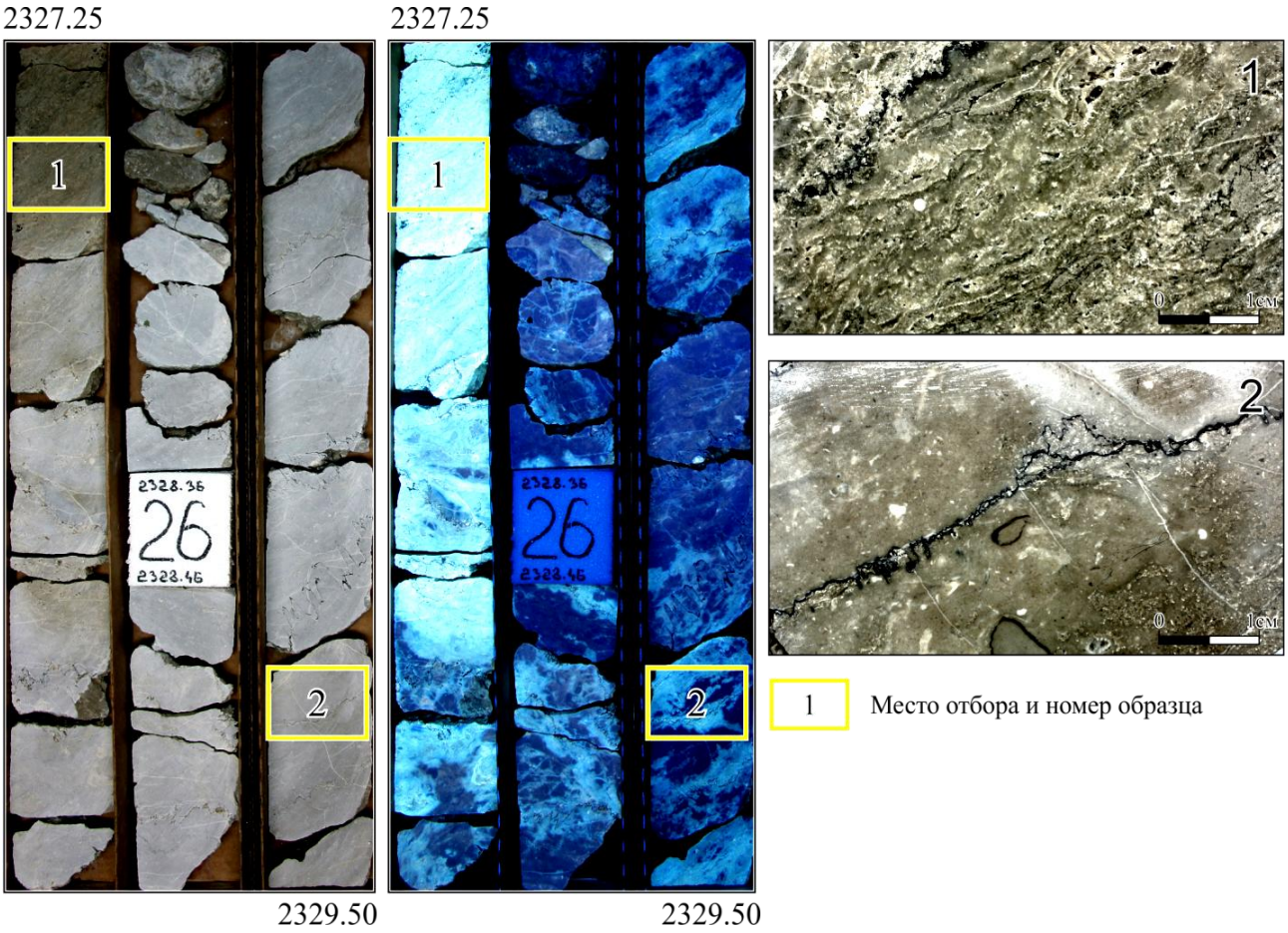


Рисунок 67. Стилолитовые швы и мелкие открытые трещины в водорослево-палеоаплизиновых и полидетритовых известняках скелетного холма

Среди зернистых и зернисто-микритовых литотипов трещиноватость характерна в основном для тонкослоистых иловых, в различной степени глинистых, известняков. В них преобладают открытые трещины разгрузки, имеющие преимущественно параллельное и субпараллельное слоистости направления развития. Трещинная пористость, как правило, не превышает 1%, проницаемость в направлении, параллельном напластованию, достигает 100 мД, а в перпендикулярном снижается до 1-5 мД.

В зернистых известняках также встречаются системы хаотичных извилистых трещин, плотность которых обычно невелика, а проницаемость не превышает 5 мД.

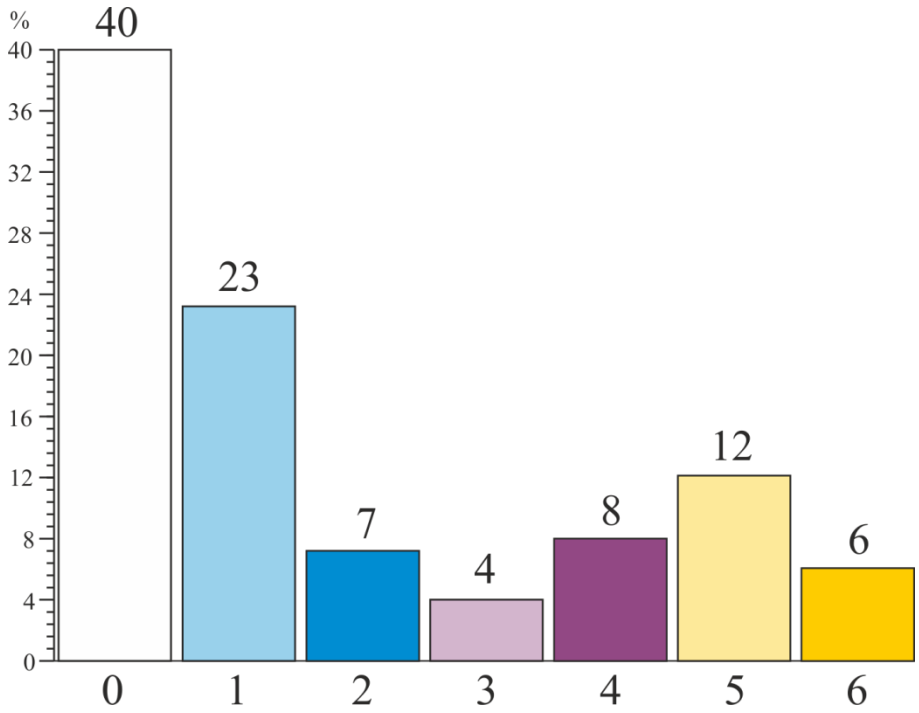


Рисунок 68. Распределение преобладающих типов трещин в разрезе микробиального холма по данным анализа фотографий керна в дневном и ультрафиолетовом свете.

0 – отсутствие трещин, 1 – субгоризонтальные, 2 – субгоризонтальные насыщенные, 3 – субвертикальные, 4 – субвертикальные насыщенные, 5 – хаотические, 6 – хаотические насыщенные

При небольшом количестве скважин с отбором керна, высока актуальность выделения трещиноватых интервалов на основе данных ГИС, но комплекс стандартного каротажа в данном случае малоэффективен. Если при проведении ГТИ интервалы повышенной трещиноватости отмечаются аномалиями поглощения промывочной жидкости и снижением продолжительности проходки, то по комплексу ГИС обнаружить трещинный коллектор можно лишь по косвенным признакам (Рабей и др., 2008):

- Небольшое увеличение диаметра скважины по сравнению с номинальным ($d_c > d_н$), растущее во времени на повторных кавернограммах;
- Увеличение, по сравнению с расчетными, значений аномалии СП, непостоянных во времени и достигающих иногда гигантских значений – до 200 мВ и более;
- Повышение коэффициента поглощения α_P энергии продольной волны на диаграмме акустического метода;
- Пониженные значения удельного сопротивления напротив этих зон.

К сожалению, большинство перечисленных признаков малоинформативны и проявляются при повторных замерах, проводящихся нечасто. Так, в описанной выше скважине, вскрывшей микробиальную постройку, многие интервалы с нефтенасыщением и высокой трещиноватостью, представленные микробиальными известняками, разбитыми сетью трещин, не находят отражения при интерпретации ГИС.

5.2 Углеводородная продуктивность нижнепермских природных резервуаров

Подавляющее большинство нижнепермских резервуаров Печоро-Колвинского авлакогена приурочено к отложениям фаций скелетных холмов и карбонатных отмелей, что предопределяет специфику их распространения и изменения свойств в пределах отдельных тектонических элементов.

Скелетные холмы в разрезе представляют собой линзовидные тела, ядро которых выполнено кркасными известняками, сложенными пластинами палеоаплизин, филлоидными водорослями, тубифитес, часто с многочисленными фораминиферами и прослоями биокластового материала. Высокий емкостной потенциал этих отложений предопределен седиментационными особенностями, а постседиментационные процессы выщелачивания, вызванные частыми регрессиями и осушениями, обусловили развитие вторичных типов пористости. В поровом пространстве превалируют пустоты выщелачивания, крупные межкаркасные поры и более мелкие межзерновые. Органогенные постройки являются важнейшими нижнепермскими коллекторами в пределах Колвинского магавала, но имеют подчиненное значение в нефтегазоносности Денисовского прогиба.

Фации карбонатных отмелей формировались в наиболее мелководных и гидродинамически высокоактивных зонах, что предопределило их приуроченность к валам и иным положительным структурам. Отложения представлены зернистыми известняками, изначально высокопористыми, практически не содержащими седиментационного микритового цемента, в которых зернистый компонент представлен либо хорошо окатанным и отсортированным детритом (мшанки, криноидеи, фрагменты водорослей), либо литокластами. В структуре порового пространства преобладают межзерновые поры, пустотное пространство разветвленное, проницаемость высокая. В общем балансе коллекторов низкомикритовые зернистые известняки мелководного генезиса имеют ключевое значение в пределах Денисовского прогиба и подчиненное – на Колвинском мегавале.

Отложения *фации шельфовых равнин* слагают большую часть рассматриваемых разрезов и являются крайне неоднородными по своим фильтрационно-емкостным характеристикам. Они представлены преимущественно микритово-зернистыми известняками, состоящими из биокластового и литокластового компонентов с различным содержанием микритового цемента. Основное влияние на распределение емкости в них оказывают два фактора: содержание зернистого материала и интенсивность постседиментационного выщелачивания. Пустотное пространство неоднородно и полигенно: примерно в равных количествах присутствуют меж- и внутризерновые и пустотные поры,

слепковые, а также межкристаллические, сохранившиеся после заполнения пустот эпигенетическими минералами. Несмотря на наличие немногочисленных интервалов с повышенными ФЕС, большая часть микритоо-зернистых и микритовых известняков непроницаема и формирует плотные прослои в разрезе, иногда выступающие в роли локальных флюидоупоров.

Зернисто-иловые и иловые отложения, характерные для депрессионных обстановок становятся коллекторами лишь тогда, когда подвергаются растрескиванию, сопровождающемуся выщелачиванием. Диапазон изменения пористости и проницаемости в таком случае очень широк и зависит от многих факторов.

Колвинский мегавал

В пределах Колвинского мегавала к нижнепермским карбонатам приурочены залежи на Ярейюском, Хыльчуюском и Южно-Хыльчуюском месторождениях, а признаки нефтегазоносности присутствуют на им. Ю. Россихина, Сарутаюском, Инзырейском и Северо-Харьягинском месторождениях. Наибольшее количество коллекторов здесь связано с органогенными постройками, граничившими с более глубоководными зонами Хорейверской впадины и Денисовского прогиба.

Для всех месторождений и перспективных площадей северной части Колвинского мегавала отмечается схожее строение и распространение карбонатных холмов и соответствующих им резервуаров, однако их свойства и продуктивность существенно различаются.

Южно-Хыльчуюское месторождение расположено в пределах северной части Ярейюского вала и является одним из крупнейших в регионе с доказанными извлекаемыми запасами более 20 млн. тонн нефтяного эквивалента. Основная залежь приурочена к ассельско-сакмарским карбонатам (P_1a-s), мощность которых составляет 110-160 м. На месторождении пробурено несколько десятков скважин, в нескольких из них проведен полный отбор керна нижнепермского интервала, а также имеется обширная база данных ГИС и результатов геолого-технологических исследований (Рабей и др., 2008; Guilloux и др., 2006).

Максимальные дебиты легкой нефти из асселя-сакмара здесь достигают 634 $м^3$/сут. Основные коллекторы – высокопористые каркасные известняки фации скелетных холмов и чистые зернистые разности мелководного генезиса. Коллекторы порового и порово-трещинного типов. Зональной покрышкой являются ангидриты тарусско-стешевского возраста, региональной - верхнеартинско-кунгурские глинистые отложения.

В пределах Южно-Хыльчуюского месторождения преобладают скелетные холмы, по своим характеристикам и строению аналогичные описанному выше эталону. Мощность построек может изменяться в широких пределах, но в среднем составляет от 70 до 110 м. Каркас выполнен чистыми палеоаплизиновыми, водорослевыми, тубифитовыми, и реже, микробиально-водорослевыми разностями идентифицированными по керну, а при его отсутствии – по данным ГИС (Евдокимов, 2020). Породы массивные, пористые (пористость нередко превышает 20%), кавернозные. Пустотное пространство формируется межкаркасными, меж- и внутризерновыми, слепковыми и, реже, межкристаллическими порами. В большом количестве в разрезах построек присутствуют криноидно-мшанковые и полидетритовые известняки, как пористые, так и плотные, слабопроницаемые. Отмечено почти полное отсутствие доломитизации и сульфатизации, однако широко развито окремнение и выщелачивание.

На фоне преобладания порового и каверново-порового типов коллекторов, в керне встречаются немногочисленные интервалы трещиноватости, дополнительно повышающие проницаемость и сообщаемость пластов друг с другом. Зоны трещиноватости располагаются преимущественно частях построек, где повышено содержание плотных, крепких зернистых и микробиально-зернистых литотипов.

Большинство скважин Южно-Хыльчуюского месторождения сосредоточено в пределах наиболее гипсометрически приподнятой части. В данном случае положение залежи и ВНК контролируется не столько распространением отложений с наилучшими коллекторскими свойствами, сколько куполообразным структурным планом, предопределяющим специфику аккумуляции углеводородов. Имеющиеся сведения о составе и петрофизических свойствах пород-коллекторов указывают на их значительное разнообразие: основная продуктивность связана со скелетными известняками, меньшее значение имеют зернистые отложения мелководного генезиса и микробиальные известняки.

Карта сейсмического атрибута разница минимальных амплитуд для ассельско-сакмарского интервала (Рис. 69) указывает на то, что картина распространения органогенных построек Южно-Хыльчуюской площади схожа с таковой, описанной в пределах платформы Финмарк и поднятия Лоппа Баренцевоморского бассейна. Постройки формируют своеобразную «сеть», состоящую из цепочек холмов, «лагун» между ними и одиночных холмов. Наличие большого количества скважин предоставляет возможность детально изучить характеристики отложений в различных частях данной «сети» на основе данных ГИС, а также сопоставить результаты с керном, петрофизическими и промысловыми исследованиями.

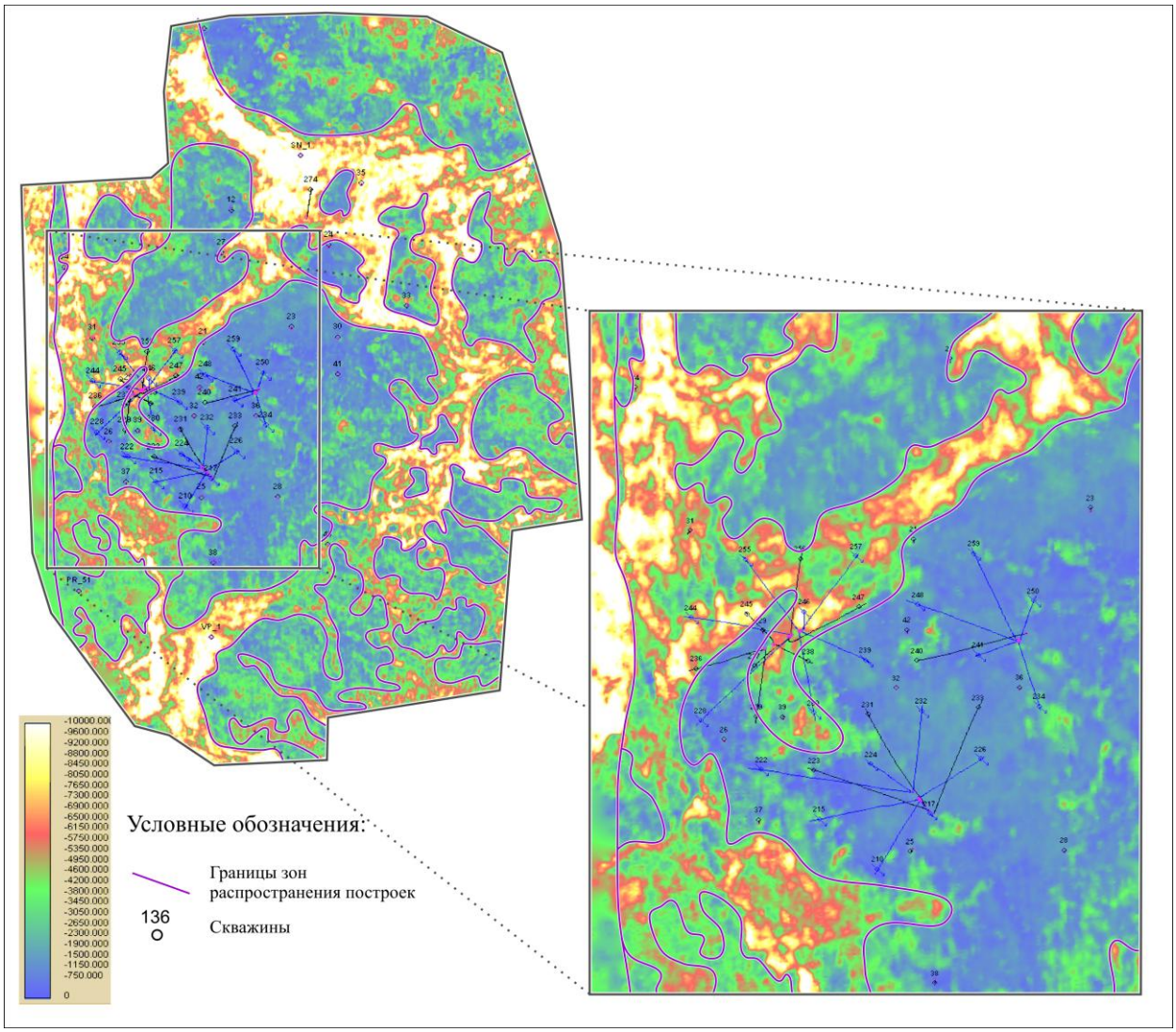


Рисунок 69. Карта распространения органогенных построек на территории Южно-Хыльчуюского месторождения по материалам атрибутного анализа (по данным Guilloux и др., 2005)

В качестве опорных разрезов были выбраны четыре скважины, характеризующие все основные фациальные зоны: склон впадины, цепочка скелетных холмов, «внутрилагунная» микробиальная постройка, точка пересечения цепочек скелетных холмов (Евдокимов, 2020):

1. *Склон относительно глубоководной впадины*. Скважина 1-Южно-Хыльчуюская расположена в западной части Южно-Хыльчуюской структуры и вскрыла разрез, сложенный преимущественно зернистыми и зернисто-микритовыми известняками со скелетной постройкой в циклите P_1^1 и микробиальной – в P_1^2. Средний показатель пористости в интервале скелетной постройки составляет около 10%, однако проницаемость невысокая и редко превышает 10 мкм^2. В циклитах P_1^3–P_1^6 доминируют зернистые и микритово-зернистые известняки, что находит отражение в показаниях каротажей. При опробовании из отложений циклита P_1^1 получен приток

нефти дебитом 20 $м^3$/сут., а при совместном опребовании циклитов P_1^1 –P_1^3 дебит нефти составл 60 $м^3$/сут. (См. рис. 53).

2. *Цепь скелетных холмов на бровке склона* охарактеризована фактическим материалом гораздо лучше, чем склон, ввиду расположения в центральной части куполообразной структуры месторождения. В опорной скважине 2-Южно-Хыльчуюская мощность интервала чистых скелетных известняков превышает 100 м. Отложения представлены водорослево-палеоаплизиновыми каркасными известняками с интервалами микробиально-водорослевых и полидетритовых микритово-зернистых разностей. Средняя пористость скелетных разностей в интервалах, определяемых как коллекторские, составляет 10-15%, проницаемость зачастую превышает 100 $мкм^2$. В разрезе постройки присутствует несколько пластов с высокими коллекторскими свойствами, отчетливо прослеживающихся по данным каротажа и подтвержденных в ходе опробования скважины. Из органогенной постройки циклита P_1^2 получен приток пластовой воды дебитом 42 $м^3$/сут. Коллекторский интервал, приуроченный к скелетным известнякам циклита P_1^3, мощностью 8 м, при опробовании дал приток водонефтяной эмульсии дебитом 24 $м^3$/сут. Наиболее высокопродуктивным является циклит P_1^4, из которого получен приток нефти дебитом 35 $м^3$/сут.
3. *«Внутрилагунная» постройка* вскрыта скважиной 3-Южно-Хыльчуюская и расположена в пределах крупной полигональной «лагуны», ограниченной со всех сторон цепями скелетных холмов. Основную роль в разрезе скважины играют микробиально-водорослевые каркасные известняки. Средний показатель пористости пород редко превышает 10%, а проницаемости – 10 $мкм^2$. При опробовании интервалов циклитов P_1^3, P_1^6 и нижней части P_1^4 притоков не получено. Из циклита P_1^5, совместно с верхней частью P_1^4, приток пластовой воды составил свыше 1000 $м^3$/сут.
4. *Пересечение цепочек скелетных холмов*. Подобные узлы «сети» органогенных холмов, как в пределах Баренцевоморского бассейна, так и в данном случае являются зонами развития построек максимальной мощности. В скважине 4-Южно-Хыльчуюская суммарные толщины чистых каркасных известняков достигают почти 140 м, а сами отложения имеют максимальные показатели пористости и проницаемости, в среднем составляющие более 20% и свыше 100 $мкм^2$ соответственно (Рис. 70). В разрезе преобладают водорослево-палеоаплизиновые каркасные известняки, присутствуют интервалы полидетритовых микритово-зернистых. При опробовании из отложений циклитов P_1^2 и P_1^3 получен приток пластовой воды дебитом 270 $м^3$/сут. Второй интервал опробования захватывает циклит P_1^4 и верхнюю часть циклита P_1^3, из

которых получен приток нефти 115 м^3/сут. Наибольший дебит нефти получен при опробовании скелетных известняков циклита P_1^5, составивший 200 м^3/сут.

По результатам гидропрослушиваний скважин Южно-Хыльчуюского месторождения (Guilloux и др., 2006) установлено, что скважины, пробуренные на цепочки скелетных холмов, характеризуются наличием ярко выраженной гидродинамической взаимосвязи друг с другом, что предопределено как структурно, так и генетически. В то же время, почти полностью отсутствует гидродинамическая связь между микробиальными «внутрилагунными» постройками и остальными отложениями. Полученные сведения на конкретном примере иллюстрируют теоретические выкладки о вертикальном и латеральном распределении ФЕС в зонах развития ассельско-сакмарских органогенных построек.

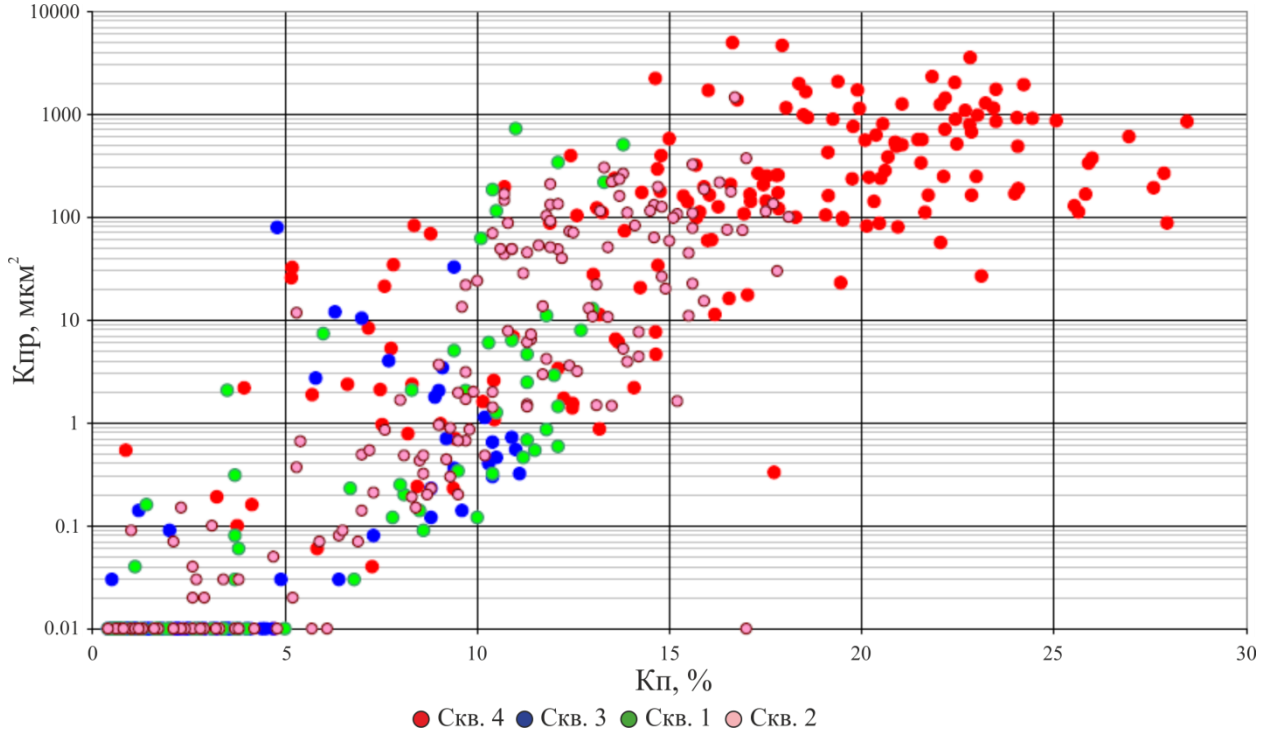


Рисунок 70. Зависимость пористость-проницаемость для образцов керна из интервалов коллекторов скважин 1-4 Южно-Хыльчуюских (По данным Guilloux и др, 2005)

Ярейюское месторождение расположено в пределах одноименного вала, к югу от Южно-Хыльчуюского, и является вторым по величине запасов УВ в пределах северной части Печоро-Колвинского авлакогена. Всего на месторождении в ассельско-артинском интервале выделено три газоконденсатно-нефтяных залежи: одна массивная, сложно построенная, в ассельско-сакмарских известняках (P_1a+s) и две верхние пластовые, литологически ограниченные в глинистых карбонатах арта (P_1ar-I и II). Первая, являющаяся основной для месторождения, связана с крупными органогенными постройками, мощностью до 100 м. Экранируется залежь пачкой глинистых пелитоморфных и биокластовых известняков,

участками окремненных, с прослоями аргиллитов, толщина которой изменяется от 17 до 89 м. Залежи P_1ar-I и II схожи по строению, имеют порово-трещинное пустотное пространство коллектора со средней пористостью около 9%, разделены плотными глинистыми известняками и перекрываются мощной, до 150 м, глинисто-алевролитовой толщей (Мамедова и др., 1995).

Роль основных коллекторов ассельско-сакмарского резервуара, как и на Южно-Хыльчуюском месторождении играют чистые палеоаплизиновые и водорослевые известняки. Пористость данных отложений может превышать 18% при среднем значении 7-9%, проницаемость – до 120 мД. Поры межзерновые и слепковые, реже встречаются внутризерновые и межкристаллические. Широко развито выщелачивание. Размер отдельных каверн превышает 10 мм.

На Ярейюском месторождении керном помимо скелетных построек охарактеризованы и микробиальные. Слагающие их водорослево-микробиальные и микробиальные каркасные разности плотные, крепкие, массивные, трещиноватые. Средняя пористость 3-5%, максимальная – 8%, проницаемость редко превышает 15 мД. Трещины формируют их пустотное пространство, увеличивают анизотропию проницаемости, которая в рассматриваемом случае проявляется в преобладании роли горизонтальной проницаемости над вертикальной примерно в 30 раз (Рис. 71). Данный факт связан с особенностями роста колоний микробиальных организмов, развитие которых происходит послойно.

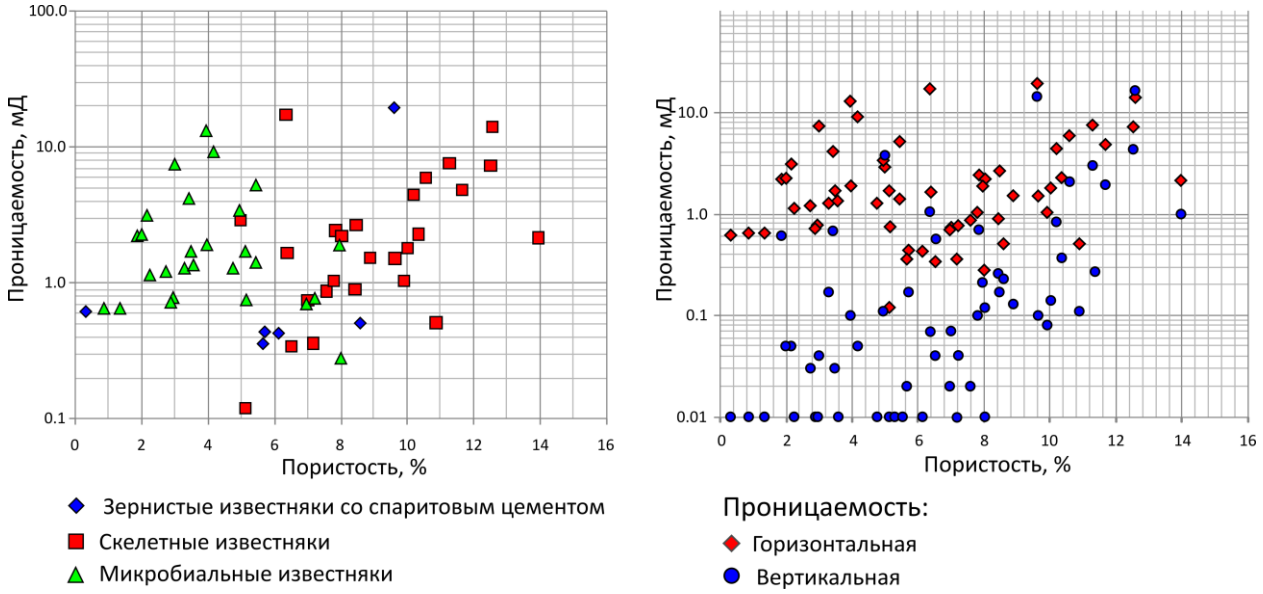


Рисунок 71. Зависимость пористость-проницаемость в интервалах коллекторов Ярейюского месторождения: а) по литотипам б) горизонтальная и вертикальная составляющие проницаемости

Месторождения ***им. Ю.Россихина*** и ***Сарутаюское*** расположены на восточной и западной окраинах Колвинского мегавала соответственно. Относительная схожесть морфологических и генетических признаков нижнепермских отложений этих месторождений предопределена схожими обстановками осадконакопления на западной и восточной бровках мегавала. Органогенные постройки этих областей, подобно классическим рифам, протягивались в виде узкой полосы вдоль бровки палеосклона. В сторону отмели их мощности и площадь развития сокращаются, а в сторону относительного глубоководья они вовсе исчезают, что отчетливо прослеживается на карте толщин верхнепермских отложений месторождения им. Россихина (Рис. 72).

Несмотря на присутствие построек, мощности которых иногда превышают 50 м, и наличие перекрывающего их артинско-кунгурского глинистого экрана, с ними на месторождении им. Ю.Россихина не связано промышленных залежей углеводородов, а основными продуктивными являются гораздо более древние среднедевонские и нижнефранские терригенные отложения, в которых выявлено 5 залежей нефти (Мерщий и др., 2008).

На территории Сарутаюского месторождения отложения асселя-сакмара представлены интервалами биокластовых разностей с немногочисленными прослоями каркасных известняков, в артинском ярусе сменяющихся на терригенно-карбонатные породы. В целом отложения схожи с описанными на Хыльчуюском, Ярейюском и им. Ю.Россихина месторождениях, однако содержат гораздо больше интервалов с признаками интенсивного выщелачивания и размывов, происходивших в наиболее приподнятой части Колвинского мегавала (Евдокимов, 2020).

По результатам опробований ассельско-сакмарского интервала в 5 скважинах: три оказались «сухими»; в скв. Сарутаюская-64 получен приток пластовой воды с пленкой нефти дебитом 29 $м^3$/сут; в скв. Сарутаюская-63, расположенной в сводовой части одного из куполов Сарутаюской структуры, получен приток нефти дебитом 8.7 $м^3$/сут (Кузькоков, Филиппов, 2014). На фоне значительных дебитов нефти из живетских и эйфельских отложений, достигающих 100-200 $м^3$/сут., нижнепермские резервуары на территории месторождения рассматриваются как потенциально продуктивные, промышленных залежей не обнаружено.

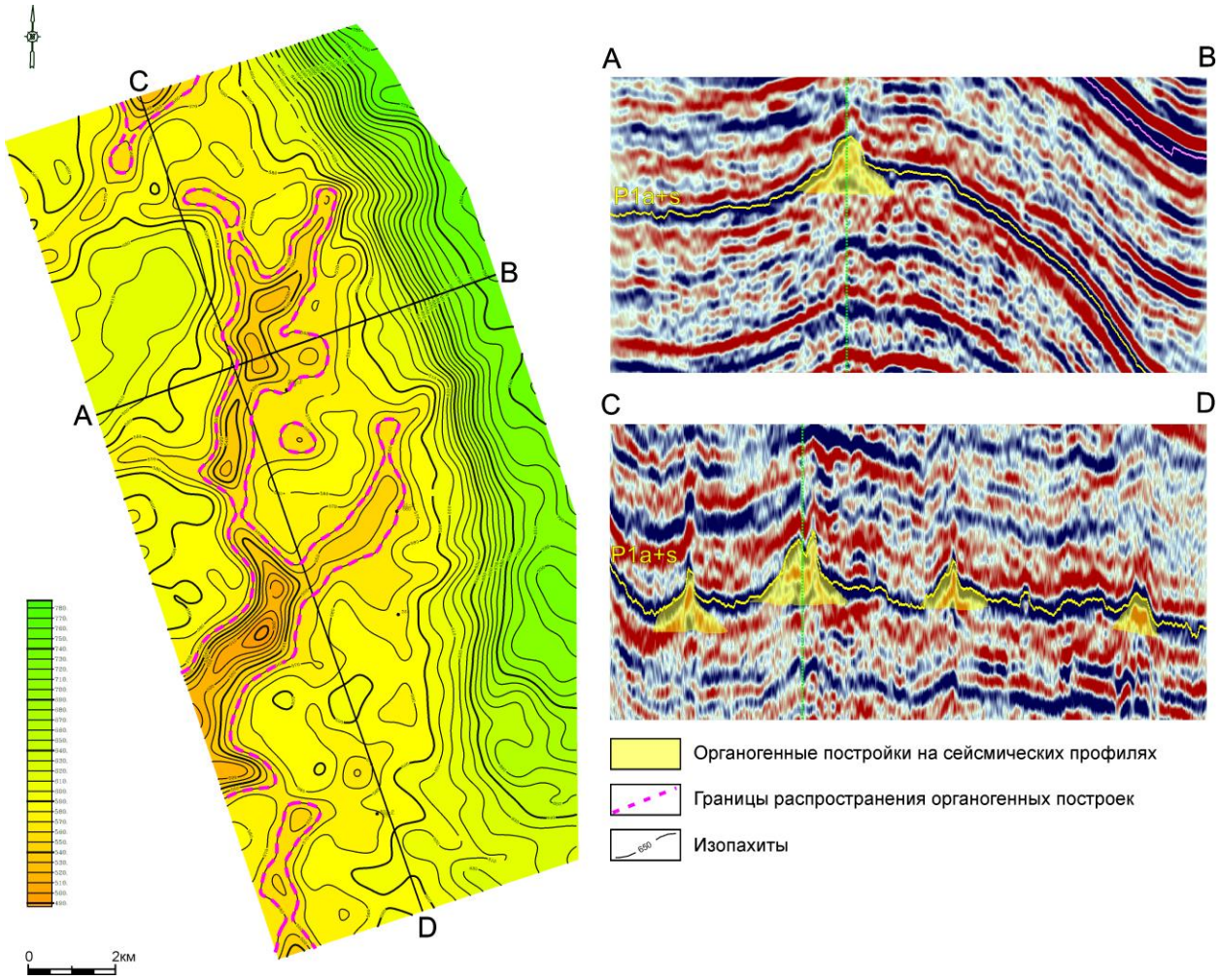


Рисунок 72. Карта толщин нижнепермского карбонатного комплекса месторождения им. Ю.Россихина с обозначением ассельско-сакмарских органогенных построек на временных сейсмических разрезах (по данным Поповой и др., 2003)

К западу от Сарутаюского месторождения пробурено несколько поисково-разведочных скважин вдоль склона Харьягинского вала. Нефтенасыщенный керн поднят в двух скважинах (601П и 602П) из асельско-сакмарских отложений, в трех скважинах - из артинских. Из-за низкого качества коллектора, выполненного в основном зернистыми известняками локальных карбонатных отмелей и прослоями каркасных разностей, при испытании данные интервалы оказались «сухими». При испытании пласта P_1a+s в скв. 602П, получен приток воды с плёнкой нефти, дебитом 0.8 $м^3$/сут. Все скважины, в соответствии с раннепермским структурным планом, расположены в пределах положительных структур, связанных с органогенными образованиями, протягивающимися вдоль северо-западной границы Харьягинского вала. Породы плотные, крепкие, массивные, с низкой пористостью. В описаниях керна не упоминается присутствие скелетов палеоаплизин. Постройки маломощные (первые десятки метров), водорослевые и микробиальные (Евдокимов, 2020).

На ***Инзырейском*** месторождении в скважинах отмечаются интервалы развития органогенных построек, но залежи углеводородов в них отсутствуют. Мощность асселя-сакмара составляет 60-100 м, породы в разведочных скважинах Инзырейская-200, Антоновская-207 представлены известняками плотными, перекристаллизованными, в интервалах, сложенных палеоаплизиново-водорослевыми известняками - буроватыми, массивными, кавернозно-пористыми с остаточной нефтенасыщенностью.

Приток нефти из нижнепермских отложений полученный при опробовании скв. Инзырейская-253, составил 1.7 $м^3$/сут параллельно с притоком воды до 14 $м^3$/сут. Остальные скважины в рассматриваемом интервале оказались «сухими» (Петрова и др., 2003). Верхневизейско-нижнепермский комплекс на территории месторождения является потенциально продуктивным.

Денисовский прогиб

Денисовский прогиб, представляющий собой одну из крупнейших структур Печоро-Колвинского авлакогена, характеризуется значительным разнообразием нижнепермских природных резервуаров, имеющих различное строение, генезис и свойства. *Органогенные постройки* здесь имеют ограниченное распространение и небольшие размеры, располагаясь преимущественно в периферийных частях поднятий и устапая роль основных коллекторов зернистым низкомикритовым отложениям мелководного генезиса. Сложены карбонатные холмы палеоаплизинами с различным содержанием водорослей, фораминифер и биокластового материала. В формировании пустотного пространства основная роль отводится внутрикаркасным и межзерновым порам, а также пустотам выщелачивания, формировавшимся при частых регрессиях и осушениях с последующей эрозией.

Характеристики порового пространства и показателей ФЕС органогенных построек Денисовского прогиба во многом аналогичны таковым, описанным для эталонных разрезов Колвинского мегавала., но в общем балансе коллекторов Денисовской впадины они составляют не более 10%.

Фации карбонатных отмелей сложены зернистыми отложениями, почти нацело лишенным иловой составляющей, и представлены известняковыми гравелито - песчаниками, песчаниками и алевролитами, в которых роль зернистого компонента выполняют либо хорошо окатанный и отсортированный детрит мшанок, криноидей, фрагментов водорослей, либо обломки карбонатных пород. Показатели ФЕС подобных отложений высокие, в структуре порового пространства преобладают межзерновые поры, поровые системы разветвленные, интенсивно развитые. Если такие породы в процессе литогенеза подвергаются воздействию выщелачивания, то они могут сформировать

высококачественные коллекторы порового или каверново-порового типов. В приразмывных зонах качество коллекторов зачастую ухудшается за счет залечивания порового пространства кальцитом (Евдокимов, 2020).

Отложения *фации шельфовых равнин* являются наиболее распространенными среди всех пород (около половины) в нижнепермском интервале Денисовского прогиба и выполнены илово-зернистыми известняками, состоящими из биокластов, водорослей, литокластов и карбонатного ила. Большая часть отложений этого типа – непроницаемые и низкопористые. Пустотное пространство представлено меж-, внутризернистыми и наследующими их слепковыми и пустотными порами. Оно полигенно и в равных соотношениях включает в себя меж-, внутризернистые и пустотные поры, а также реликтовые межкристаллические поры, сохранившиеся после заполнения пустот эпигенетическими минералами. При этом емкостные и фильтрационные возможности известняков зависят от содержания в них зернистого компонента, способного растворяться, либо от интенсивности выщелачивания. Соотношение пористости и проницаемости в подобных осадках определяется компоновкой зернистого компонента и обычно они характеризуются довольно невысокими значениями проницаемости при относительно высоких значениях пористости.

Трещиноватость в нижнепермских отложениях Денисовского прогиба распространена локально и характерна преимущественно для тонкослоистых иловых и зернисто-иловых известняков. Трещины параллельны или субпараллельны слоистости, часто раскрытые и бывают весьма многочисленными и протяженными, но формируемая ими пористость не превышает 1%. В трещиноватых интервалах отмечается анизотропия проницаемости, когда в вертикальном направлении проницаемость составляет первые мД, а в горизонтальном – до сотен мД. В микритово-зернистых разностях количество трещин уменьшается, а сами они становятся хаотичными извилистыми и формируют пористость до 1% и проницаемость в первые мД. Зернисто-микритовые и микритовые известняки шельфовых впадин становятся коллекторами лишь тогда, когда подвергаются растрескиванию, сопровождающемуся выщелачиванием. Диапазон изменения пористости и проницаемости в таком случае очень широк и зависит от интенсивности вторичных процессов.

Для зернистых разностей, лишенных микритового компонента, трещиноватость не характерна, как и для каркасных литотипов.

Распределение коллекторских отложений в Денисовском прогибе весьма прихотливо, соответствует цикличности строения разреза и особенно отчетливо прослеживается в пределах Лайского вала, где хорошо изучено на Лаявожском месторождении.

Залежи на ***Лаявожском*** месторождении как массивные, объединяющие отдельные проницаемые пропластки в единую гидродинамически связанную систему, так и пластовые, разделенные слабопроницаемыми пластами микритовых, зернисто-микритовых и глинистых известняков. Всего в ассельских и сакмарских отложениях расположены две залежи, разделенные между собой интервалом плотных, иногда глинистых карбонатов. Первая залежь газоконденсатно-нефтяная, массивная, сводовая, с поровым и порово-каверновым типом коллектора, вторая - газоконденсатная, пластовая. Основной покрышкой служит толща глинистых известняков и глин раннеартинского возраста, мощность которой увеличивается с юга на север от 187 м до 200-220 м (Жуков и др., 2003).

Постройки южной и центральной частей месторождения содержат высокопористые (до 18%), хорошо проницаемые (до 200 мд) коллекторы относительно небольшой мощности (до 12 м). Пласты чистых зернистых известняков мелководного генезиса в большинстве случаев приурочены к верхним либо нижним частям седиментационных циклитов, также имеют относительно небольшие эффективные толщины (первые метры) и разделяются между собой плотными микритово-биокластовыми разностями.

На Лаявожской площади отчетливо прослеживается приуроченность проницаемых пластов к определенным элементам циклитов. Так, наименьшее распространение имеет проницаемый пласт, приуроченный к основанию циклита P_1^1, где предполагается развитие каркасных известняков. Циклиты P_1^2 и P_1^3 коллекторов не содержат, что предопределено неблагоприятными условиями накопления карбонатных отложений в режиме быстрого повышения уровня моря и, соответственно, повышенным содержанием микритового материала.

С нижней частью циклита P_1^4 связан проницаемый пласт, в котором пористые и проницаемые разности сложены лито-, биокластовыми водорослево-фораминиферовыми и, возможно, каркасными известняками, для которых свойственны высокие значения пористости и проницаемости. Биогермные постройки, расположенные в нижней части циклита P_1^5, и связанные с ними проницаемые пласты характеризуются более выдержанным простиранием и большей мощностью - до 12 м. Они уверенно прослеживаются в периферийных частях поднятия и их наличие подтверждено скважинными данными. Высокопористые (до 18 %) и хорошо проницаемые (до 200 мД) известняки представлены ассоциацией палеоаплизиновых, тубифитесовых, фузулинидовых известняков (Жемчугова, 2002).

Проницаемый пласт в основании циклита P_1^6 имеет небольшую мощность (до 1,5 м), но протягивается практически по всей территории месторождения. Образование этого пласта приурочено к фазе низкого уровня стояния моря, что объясняет господство в его составе сгустково-комковатых водорослевых и фораминиферово-водорослевых известняков, обладающих довольно высокими емкостными и фильтрационными возможностями (пористость известняков составляет 12-15 %, проницаемость - до 50 мД).

Наибольшее распространение в пределах структуры имеет пласт, маркирующий нижнюю седиментационную систему циклита P_1^7. В этой части разреза присутствуют отложения карбонатных отмелей. Крайне мелководные условия и высокая гидродинамическая активность среды осадконакопления, существовавшие в это время, предопределили формирование первично высокопористых осадков, неоднократно испытывавших кроме того интенсивное растворение карбонатного материала (Жемчугова, 2002). Все это привело к образованию разветвленной системы пор и пустот, обеспечивающей оптимальные параметры пористости (до 32 %) и проницаемости (до 2,5 Д).

5.3 Фациальное распределение коллекторов и прогноз их свойств на основе седиментационно-емкостного моделирования

Седиментационная модель, описанная в предыдущей главе, представлет собой фундамент для создания емкостной модели ассельско-сакмарских отложений путем оценки емкостного потенциала выделенных фаций и составляющих их литотипов.

Изучаемый разрез повсеместно полифациален, но, в зависимости от рассматриваемой зоны, в нем могут преобладать те или иные фации. Так, в пределах Ярейюского вала широкое распространение имеет фациальный комплекс органогенных построек, в то время как на Лайском и Харьягинском валах доминируют фации шельфовых равнин и карбонатных отмелей, а в Усть-Печорской и Чернореченской депрессиях – отложения комплекса относительно глубоководной впадины. В большинстве разрезов среди литотипов преобладают различные зернистые и микритово-зернистые разности, так как они являются основными сразу для нескольких фаций, однако относительно редко встречающиеся скелетные и микробиальные каркасные известняки практически нацело слагают соответствующие фации органогенных построек.

Анализ пористости и проницаемости выделенных литотипов указывает на лучшие коллекторские свойства скелетных известняков по сравнению с другими отложениями, что подтверждается не только высокими средними, но и повышенными максимальными показателями пористости изученных образцов (Табл. 5). Отложения, слагающие фацию скелетных холмов также демонстрируют значительно более высокую средневзвешенную пористость, в сравнении с остальными фациями (Табл. 6). Второе место по значениям пористости занимают зернистые известняки карбонатных отмелей, однако, их характеристики распределяются в разрезе и на площади более прихотливо, чем в отложениях скелетных холмов, ввиду иных генетических предпосылок формирования пустотного пространства: в скелетных холмах поры связаны с особенностями строения каркаса породы, а в отложениях карбонатных отмелей – с повышенной энергией водной среды и спецификой распределения микритового материала.

Анализ значений абсолютной газопроницаемости указывает, что высокими показателями проницаемости могут характеризоваться как скелетные, так и микробиальыне литотипы и слагаемые ими фации. При этом максимальные значения проницаемости, даже при минимальных величинах пористости (Рис. 73, 74), характерны именно для микробиальных холмов, что объясняется подверженностью данного литотипа трещинообразованию ввиду его генетических особенностей.

Таблица 5. Сводная характеристика значений открытой пористости и абсолютной газопроницаемости каротажных литотипов

Открытая пористость образцов по каротажным литотипам, %

Известняки	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана
Микробиальные	0.2	10.2	3.2/7.4*	2.8
Скелетные	0.3	18.8	7.5/9.3*	7.5
Зернистые со спаритовым цементом	0.1	12.1	1.7/7.6*	1.9
Микритово-зернистые	0.1	7.2	1.8	1.2
Зернисто-микритовые, глинистые	0.1	5.2	1.9	1.1

Абсолютная газопроницаемость образцов по каротажным литотипам, 10^{-3} мкм^2

Известняки	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана
Микробиальные	0.01	155.2	4.1/1.3*	16
Скелетные	0.01	133.7	6.1/6.2*	17.2
Зернистые со спаритовым цементом	0.01	110.6	1.2/0.3*	7.1
Микритово-зернистые	0.01	11.1	0.5	1.6
Зернисто-микритовые, глинистые	0.01	16.9	0.9	2.3

наибольшее значение
наименьшее значение
* значения в интервалах коллектора

Таблица 6. Сводная характеристика значений открытой пористости и абсолютной газопроницаемости фаций.

Открытая пористость образцов по фациям, %

Фации	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана
Карбонатная отмель	0.4	11.7	1.9/8.2*	1.1
Шельфовая равнина	0.1	7.1	1.1	0.7
Скелетный холм	0.2	18.8	6.0/9.2*	5.6
Микробиальный холм	0.2	10.2	2.8/8.3*	2.6
Склон	0.1	12.1	2.0/8.3*	0.9

Абсолютная газопроницаемость образцов по фациям, 10^{-3} мкм^2

Фации	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана
Карбонатная отмель	0.01	4	0.31/0.64*	0.05
Шельфовая равнина	0.01	2.37	0.12	0.03
Скелетный холм	0.01	133.7	4.65/5.67*	0.39
Микробиальный холм	0.01	155.2	5.39/2.01*	0.12
Склон	0.01	110.65	1.8/0.28*	0.05

наибольшее значение
наименьшее значение
* значения в интервалах коллектора

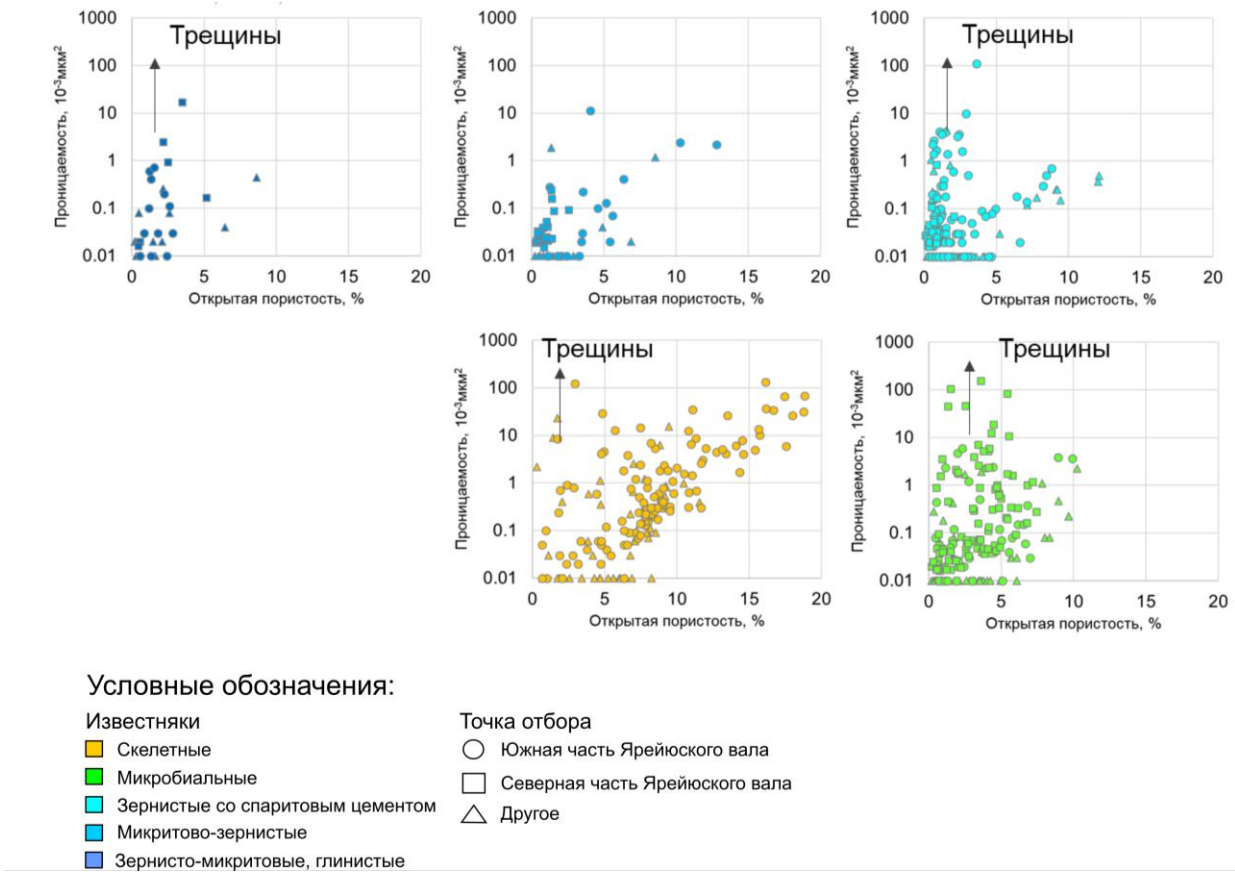


Рисунок 73. Зависимости пористость-проницаемость каротажных литотипов

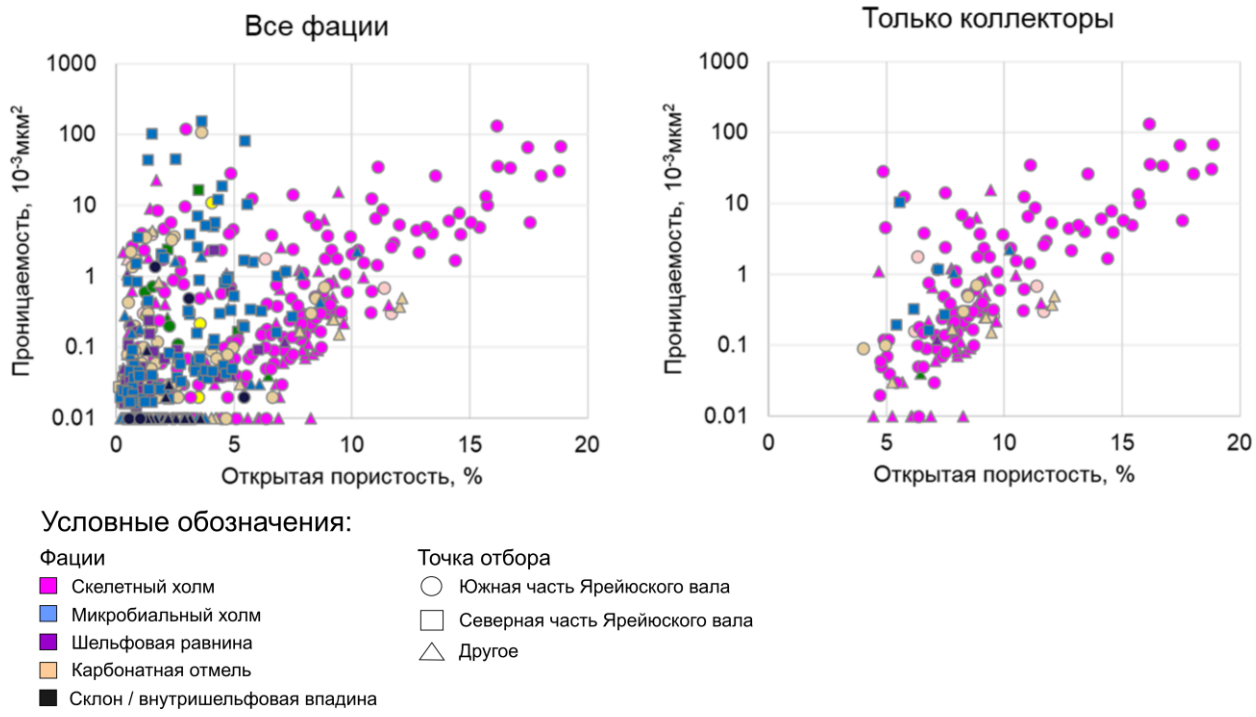


Рисунок 74. Зависимость пористость-проницаемость по фациям

Наибольшая доля коллекторов нижнепермского карбонатного интервала севера Печоро-Колвинского авлакогена сосредоточена в отложениях скелетных холмов (более 60%), тогда как фации микробиальных холмов и карбонатных отмелей, за некоторыми исключениями, играют подчиненную роль (Евдокимов, 2020).

Анализ строения и свойств природных резервуаров, дополненный результатами петрофизических исследований керна, и литофациального анализа позволил выделить три класса коллекторов (Табл. 7). В расчет были взяты тип и фациальная принадлежность коллектора, средняя доля коллекторских интервалов в разрезе, эффективные толщины, средневзвешенные значения пористости и линейная емкость. Для отделения коллекторов от неколлекторской части разреза было принято граничное значение пористости равное 5%.

I класс – высококачественные коллекторы, относящиеся к фации скелетных холмов. Для них характерен каверново-поровый тип пустотного пространства, высокое содержание в разрезе коллекторских интервалов (свыше 50%), эффективные толщины от 10 до 20 м и наиболее высокие показатели средней пористости и проницаемости.

Таблица 7. Критерии определения относительного качества ассельско-сакмарских коллекторов

Класс коллект.	Фациальная принадлежность	Преобладающий тип коллектора	Доля коллект. в разрезе, %	Эфф. толщина, м	Средневзвеш. открыт. порист., %	Линейная емкость
I	Скелетный холм	Каверново - поровый	>50	10 – 20	10 – 25	1.0 – 5.0
II	Скелетный холм	Каверново - поровый	25 – 50	5 – 10	10 – 25	0.5 – 2.5
	Карбонатная отмель	Поровый	15 – 30	5 – 10	5 – 15	0.3 – 1.5
III	Карбонатная отмель	Поровый	5 – 15	1 – 5	5 – 15	0.1 – 0.8
	Микробиальный холм	Трещинно - поровый	5 – 15	1 – 5	5 – 10	0.1 – 0.5
	Шельфовые равнины	Поровый	<10	1 – 5	5 – 10	0.1 – 0.5

II класс – коллекторы среднего качества, характерные для отложений фаций скелетных холмов и карбонатных отмелей. Доля коллекторских интервалов в разрезе фации скелетных холмов не превышает 50%, эффективные толщины ниже, чем для I класса и составляют от 5 до 10 м при сохранении весьма высоких показателей пористости и проницаемости. Для отложений карбонатных отмелей характерен поровый тип пустотного пространства, относительно невысокое содержание в разрезе интервалов пород-коллекторов, не превышающее 30% и значения средневзвешенной пористости в пределах от 5 до 15%.

III класс – низкокачественные коллекторы, относящиеся к фациям карбонатных отмелей, микробиальных холмов и шельфовых равнин. Основной недостаток этого класса – невысокая доля коллекторских интервалов в разрезе, не превышающая 15%. Эффективные толщины низкие и составляют от 1 до 5 м, средневзвешенная пористость может достигать 15% (для фации карбонатных отмелей), но обычно не превышает 10%. В зависимости от фациальной принадлежности, преобладают поровый, либо трещинно-поровый типы коллекторов.

Выявленные аспекты фациальной избирательности интервалов с повышенными фильтрационно-емкостными характеристиками позволяют построить карты-схемы относительного качества ассельско-сакмарских колекторов в пределах выделенных циклитов.

Для *циклита* P_1^1 построение карты относительного качества коллекторов не производилось по причине его малой мощности, низкой фациальной контрастности и низкого содержания в разрезе отложений, способных выступать в роли коллекторов.

Циклит P_1^2 характеризуется неоднородным распределением разных классов коллекторов на территории исследования. Наиболее качественные из них, относящиеся к классам I и II локализованы в пределах сводовой части Ярейюского вала и зона их распространения протягивается узкой полосой с севера на юг (Рис. 75). Западный склон Ярейюского поднятия на протяжении раннепермского этапа развития территории был более крутым, чем восточный, что нашло отражение в рисунке фациальной зональности и, соответственно, распределении резервуаров: ухудшение коллекторского потенциала отложений в западном направлении происходит более резко, чем в восточном.

На Территория Лайского и Харьягинского валов и Верхнелайской депрессии распространялись фации шельфовых равнин и карбонатных отмелей, коллекторский потенциал которых весьма невелик. Однако, отложения с повышенными фильтрационно-емкостными характеристиками здесь могут быть связаны с локальными отмелями, маломощными интервалами каркасных известняков или поверхностями размывов.

Циклит P_1^3 имеет картину распространения коллекторов, схожую с P_1^2. Снижается доля коллекторов I класса, поскольку, на фоне увеличения палеоглубин, на территории Ярейюского вала более широкое распространение получают микробиальные холмы, в то время как скелетные локализуются в сводовой части поднятия (Рис. 76).

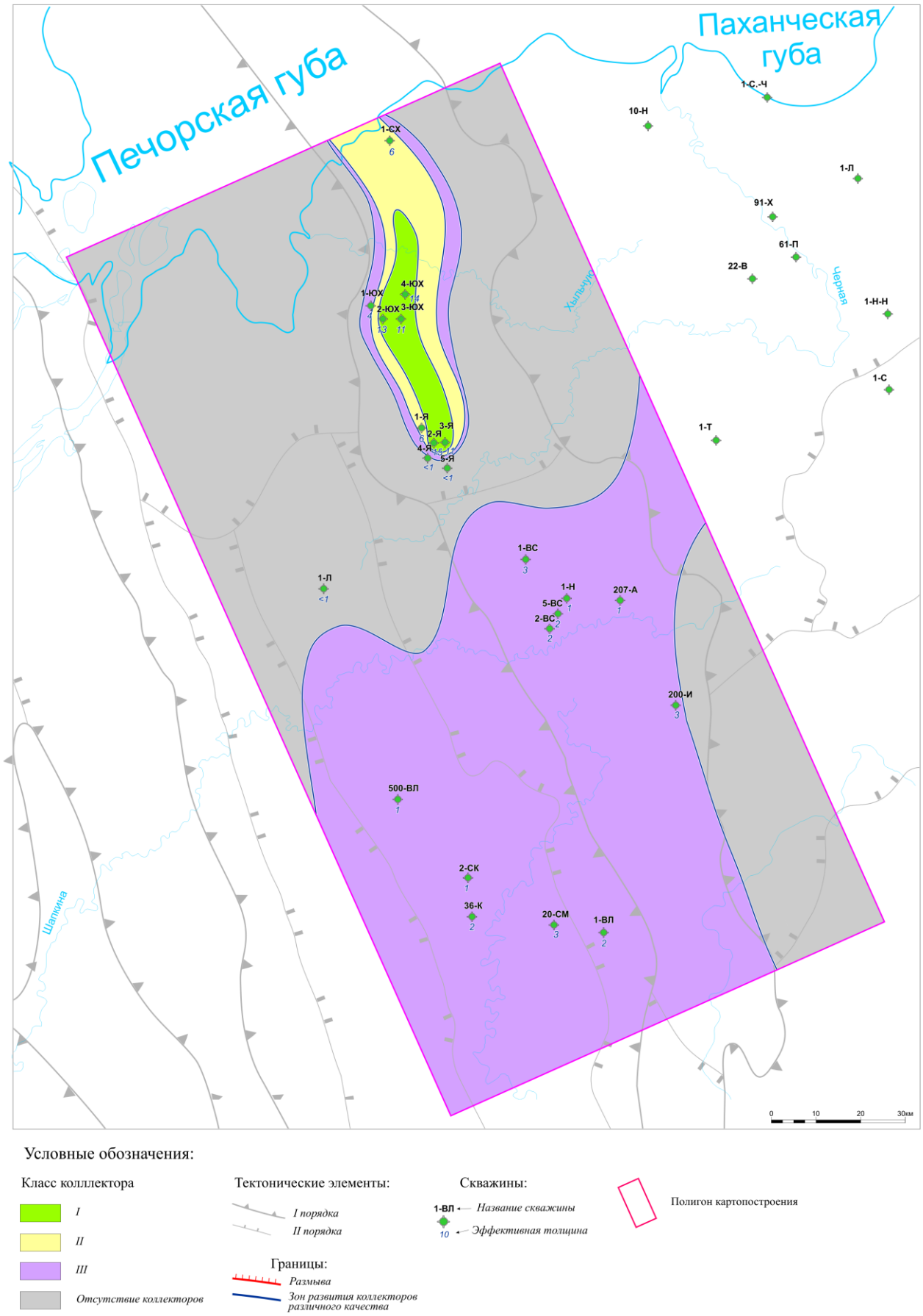


Рисунок 75. Карта-схема относительного качества коллекторов седиментационного циклита P_1^2

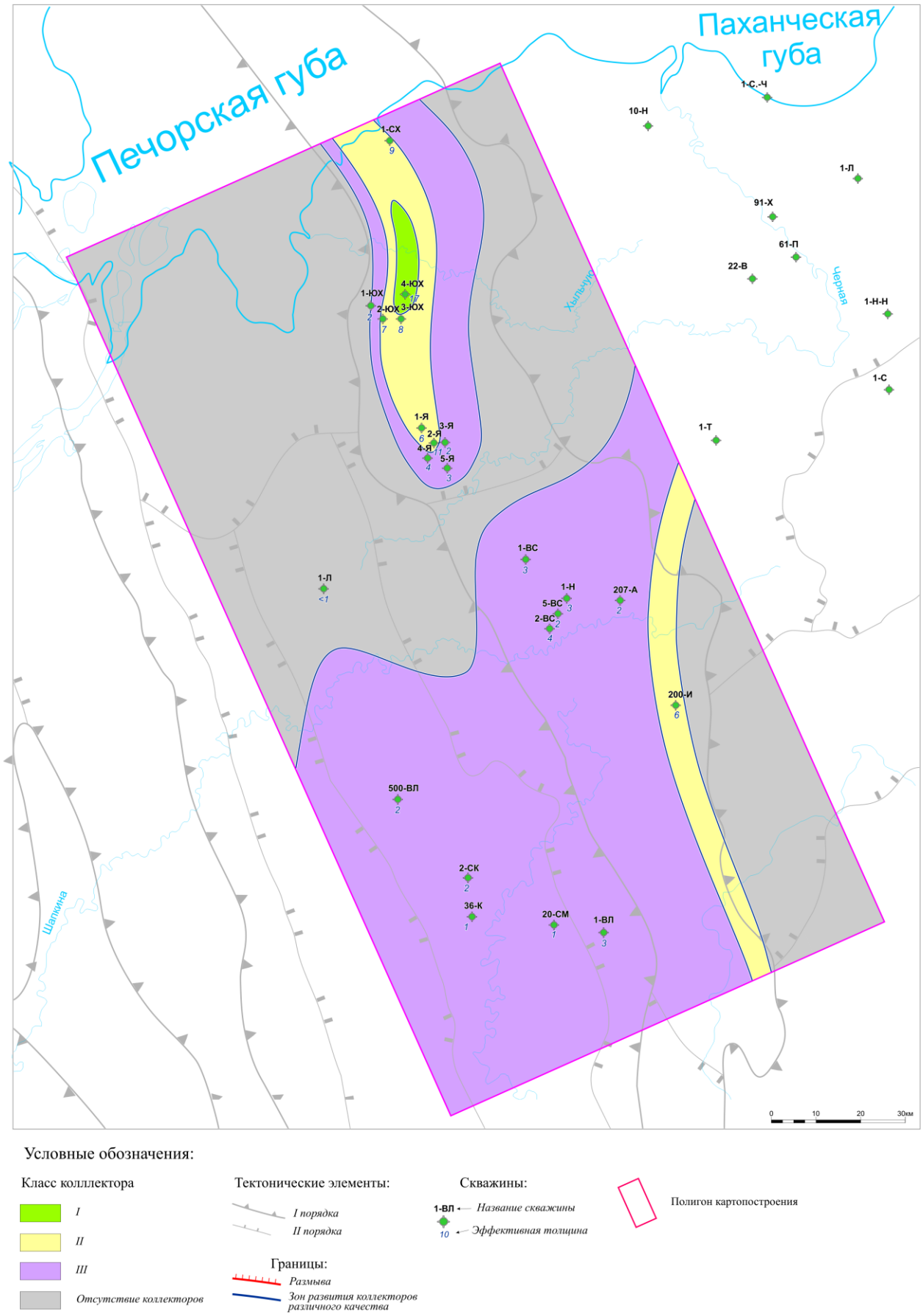


Рисунок 76. Карта-схема относительного качества коллекторов седиментационного циклита P_1^3

В южной части района исследования присутствует вероятность наличия локальных участков распространения коллекторов низкого качества, связанных с отложениями шельфовых равнин и локальных омелей. Вдоль восточной бровки Харьягинского вала прогнозируется наличие коллекторов среднего качества, приуроченных к интервалам скелетных известняков, соответствующих начальным этапам роста органогенных построек.

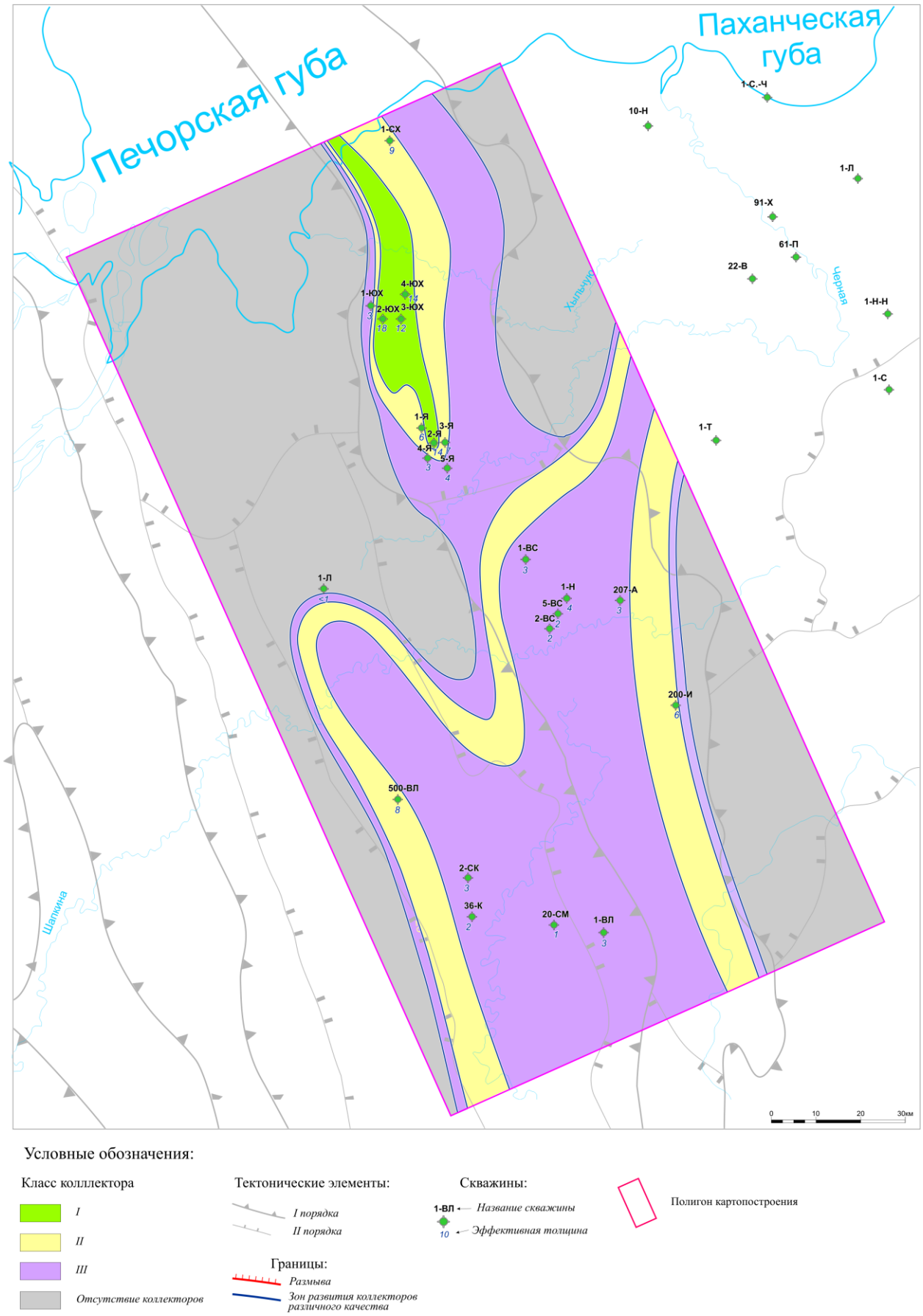
Циклит P_1^4 с позиции качества прогнозируемых в нем коллекторов является одним из наиболее перспективных. Коллекторы класса I и II распространены на территории центральной и западной частей Ярейюского вала, где встречены многочисленные относительно крупные скелетные постройки. Цепочки скелетных холмов также протягиваются по верхним частям склонов поднятий, формируя зоны прогнозируемых коллекторов повышенного качества (II класс) по периферии Лайского и Харьягинского валов и далее на северо-восток, в сторону Чернореченской депрессии (Рис. 77).

Отложения карбонатных отмелей в сводовых частях Лайского и Харьягинского валов можно рассматривать в качестве потенциальных коллекторов, однако, их малые мощности и сложная специфика распределения ФЕС позволяют присвоить им класс коллектора не выше III.

Циклит P_1^5 имеет аналогичную P_1^4 картину распределения коллекторов различного качества в районе исследования. Немного более широкое распространение получают коллекторы II класса за счет увеличения областей распространения относительно маломощных скелетных и микробиальных холмов вдоль бровок палеосводов (Рис. 78).

Циклит P_1^6 характеризуется значительным снижением качества потенциальных коллекторов, в сравнении с подстилающими его P_1^4 и P_1^5, что вызвано снижением глубин в бассейне седиментации и, соответственно, уменьшением количества и размеров органогенных построек и увеличением площадей, занимаемых шельфовыми равнинами и отмелями. Наиболее качественные коллекторы локализованы в южной части Ярейюского вала, где располагаются относительно мощные скелетные холмы. На запад и восток увеличивается количество микробиальных построек и, соответственно, падает качество резервуаров (Рис. 79).

Циклит P_1^7 содержит коллекторы II класса на территории Лайского вала, где они приурочены к пластам и линзам чистых зернистых известняков мелководного генезиса. С данными коллекторами связаны залежи на Лаявожском газоконденсатном месторождении и перспективные интервалы в пределах Командиршорской группы месторождений. Коллекторы III класса могут встречаться в отложениях шельфовых равнин и локальных отмелей, распространенных в южной части Денисовского прогиба. К северу, по мере смены фаций на склоновые и относительно глубоководные, коллекторский потенциал отложений снижается до нуля.



Условные обозначения:

Класс колллектора

- I
- II
- III
- Отсутствие коллекторов

Тектонические элементы:

- I порядка
- II порядка

Границы:

- Размыва
- Зон развития коллекторов различного качества

Скважины:

- 1-ВЛ — Название скважины
- 10 — Эффективная толщина

Полигон картопостроения

Рисунок 77. Карта-схема относительного качества коллекторов седиментационного циклита P_1^4

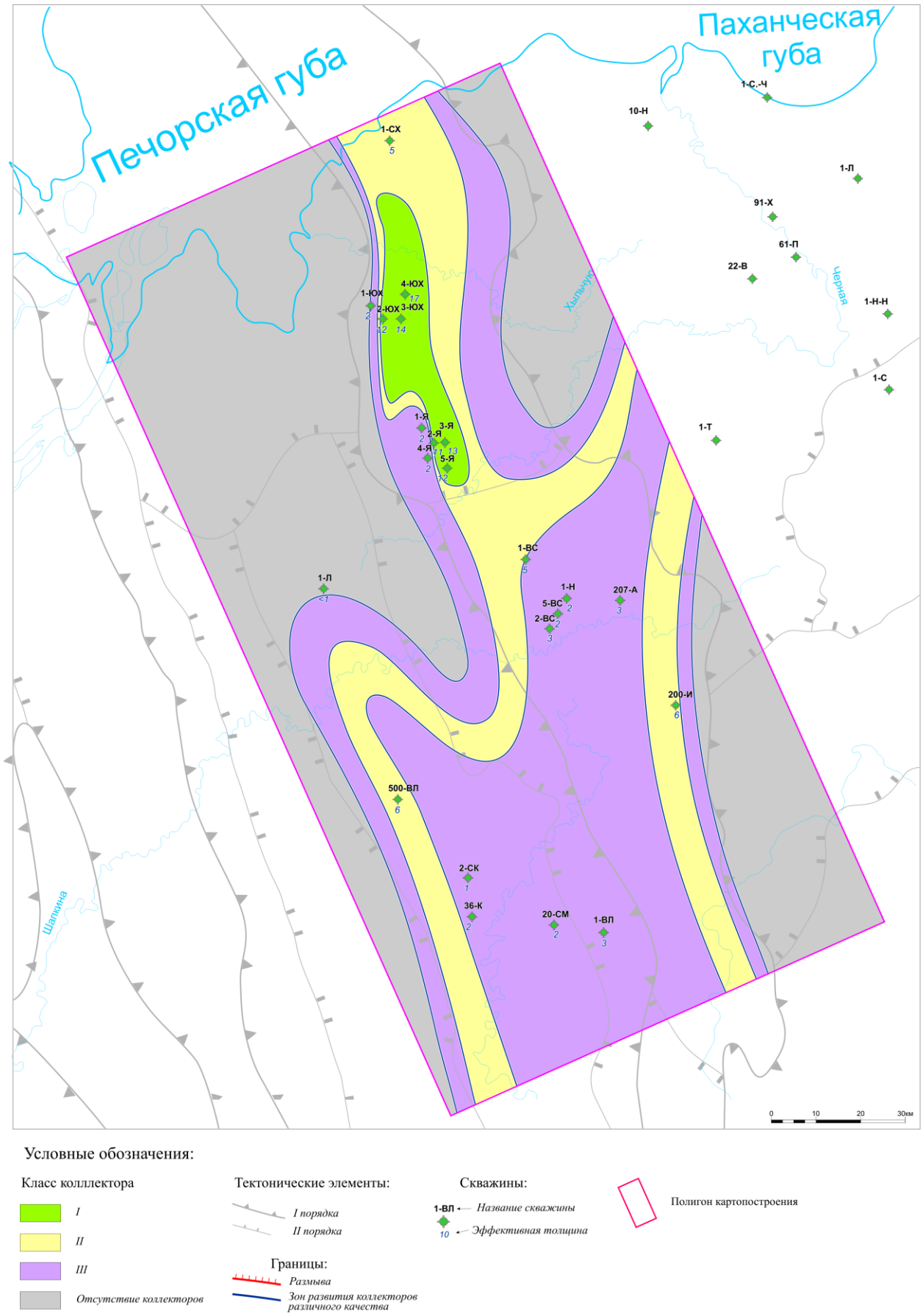
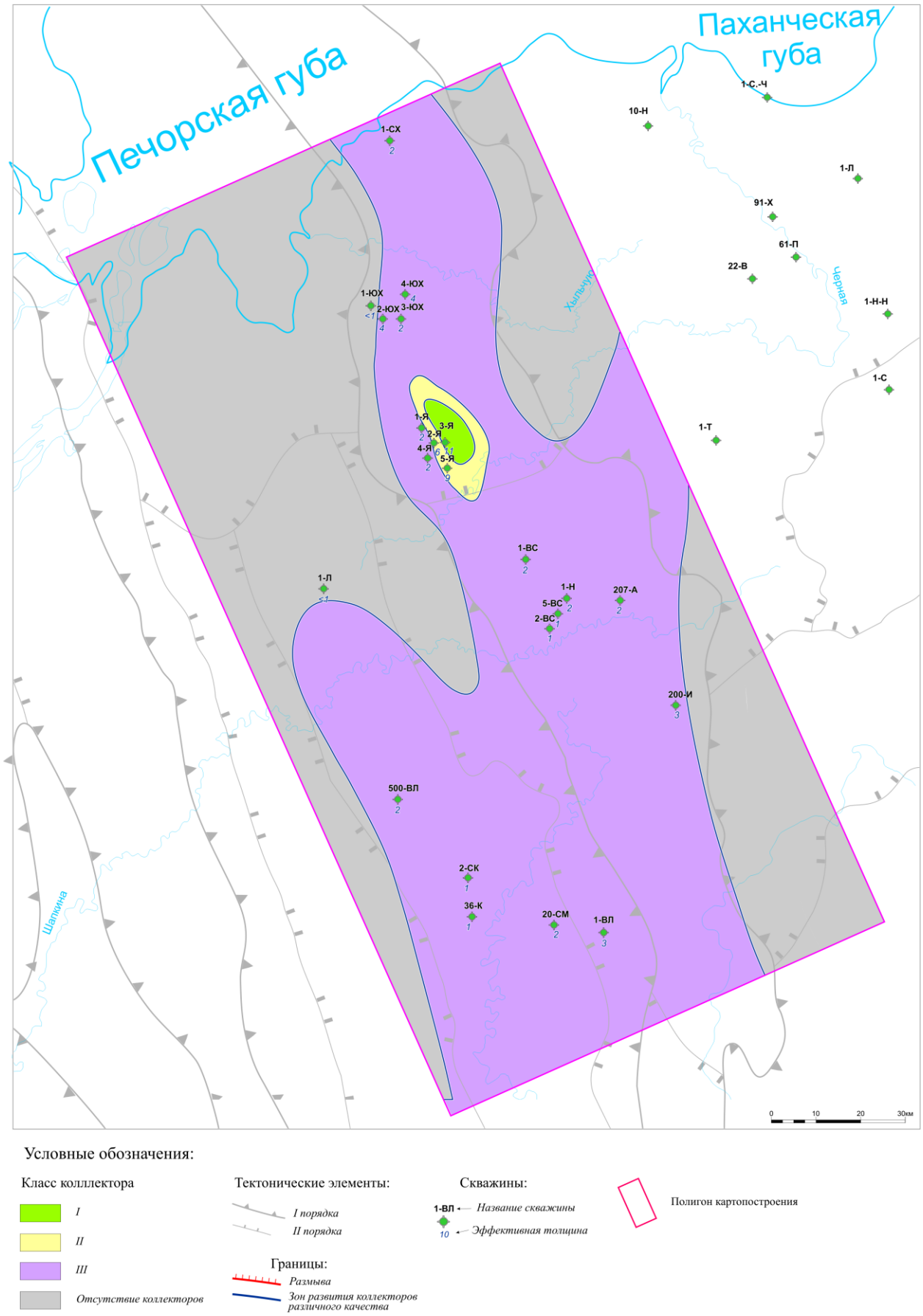


Рисунок 78. Карта-схема относительного качества коллекторов седиментационного циклита P_1^5



Условные обозначения:

Класс колллектора

- I
- II
- III
- Отсутствие коллекторов

Тектонические элементы:

- I порядка
- II порядка

Границы:

- Размыва
- Зон развития коллекторов различного качества

Скважины:

- 1-ВЛ — Название скважины
- 10 — Эффективная толщина

Полигон картопостроения

Рисунок 79. Карта-схема относительного качества коллекторов седиментационного циклита P_1^6

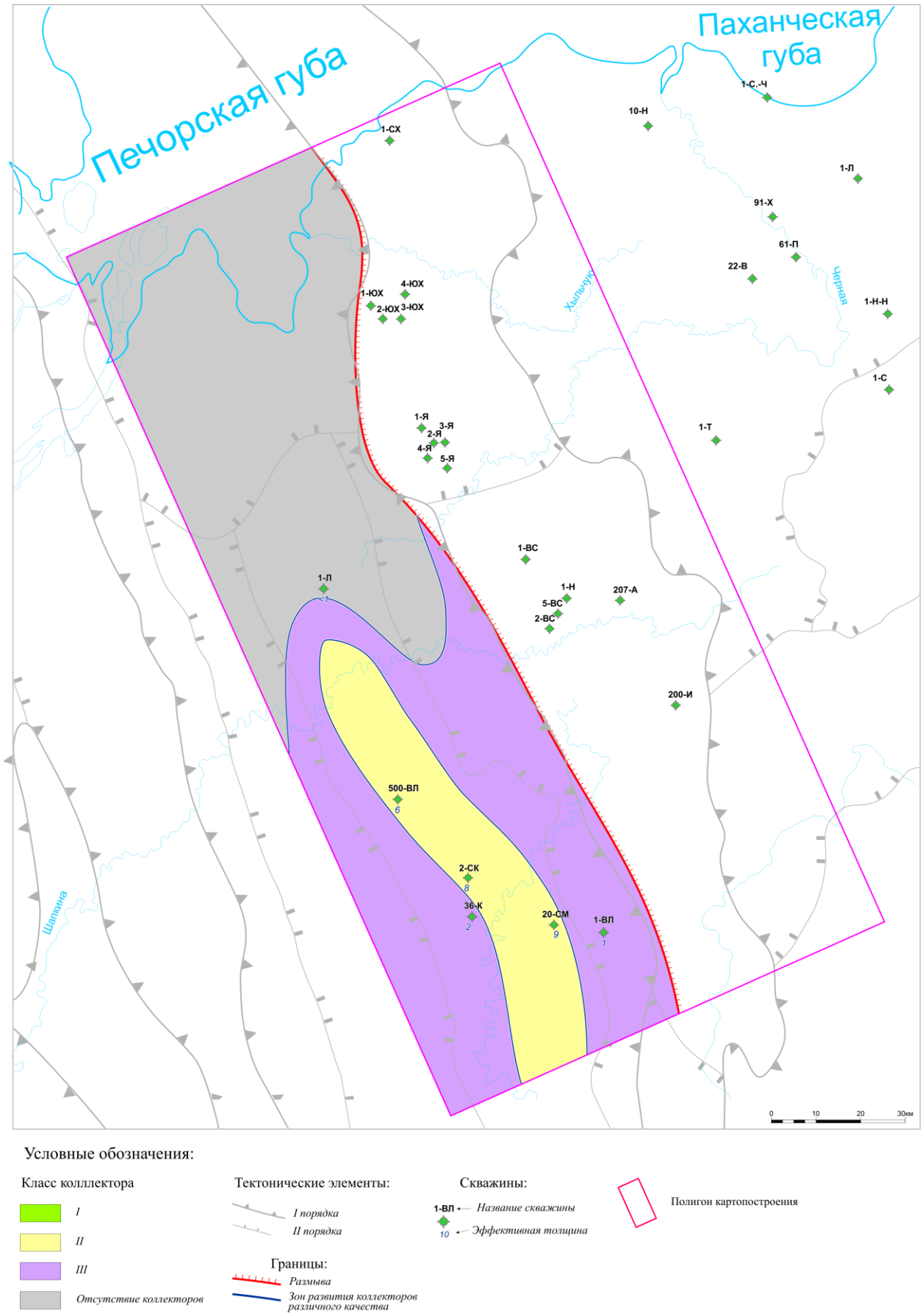


Рисунок 80. Карта-схема относительного качества коллекторов седиментационного циклита P_1^7

По итогам анализа строения коллекторов и специфики их распространения в ассельско-сакмарских отложениях северной части Печоро-Колвинского авлакогена сделаны следующие выводы:

1. Самые высококачественные коллекторы (I класс) относятся к каверново-поровому типу и приурочены к фации скелетных холмов. Широкое распространение они имеют в центральной и западной частях Ярейюского вала, где встречаются во всех седиментационных циклитах, за исключением P_1^1 и P_1^7.
2. Самыми перспективными с позиции наличия потенциальных коллекторов I и II классов являются циклиты P_1^4 и P_1^5, поскольку для них прогнозируется наибольшее количество органогенных построек, встречающихся на бровках большинства поднятий в пределах Денисовского прогиба и Колвинского мегавала.
3. Отложения микробиальных холмов имеют невысокие показатели пористости, ввиду чего характеризуются низкими эффективными толщинами и отнесены к коллекторам III класса. Однако они подвержены трещинообразованию и могут выступать в роли коллекторов трещинно-порового типа с высокими показателями проницаемости при низких значениях пористости.
4. Фации шельфовых равнин почти не содержат коллекторов из-за генетических особенностей слагающих их отложений, однако в пределах их развития могут встречаться отдельные пласты чистых зернистых известняков мелководного генезиса, либо интервалы каркасных известняков, с повышенными фильтрационно-емкостными характеристиками, поэтому данная фация отнесена к III классу коллектора.
5. Отложения карбонатных отмелей широко распространены на Харьягинском и Лайском валах, где могут иметь повышенный коллекторский потенциал. Однако невысокие эффективные толщины в большинстве случаев не позволяют рассматривать эти отложения как высококачественные коллекторы при подготовке прогнозов на региональном уровне.

Роль региональной покрышки для ассельско-сакмарских резервуаров исполняет мощная глинистая толща артинско-кунгурского возраста, повсеменстно распространенная в пределах севера Печоро-Колвинского авлакогена, поэтому фактор наличия и качества покрышки остается почти неизменным на всей территории исследования. Локальные и зональные флюидоупоры представлены глинисто-карбонатными относительно глубоководными отложениями. Как правило такие пласты имеют относительно невысокие мощности, невыдержаны по латерали и способны удерживать лишь малые скопления УВ.

Заключение

Проведённое исследование позволило сделать заключение о том, что в раннепермском морском бассейне, покрывавшем северную часть Печоро-Колвинского авлакогена, происходило активное развитие сообществ бентосных организмов, формировавших скелетные и микробиальные холмы, отложения которых имеют разный состав и свойства. Первые располагались на бровках поднятий, ниже базиса воздействия волн и слагались преимущественно палеоаплизинами и филлоидными водорослями, вторые тяготели к склоновым обстановкам и росли за счет деятельности микробиальных сообществ, которые в процессе своей жизнедеятельности не только продуцировали карбонатный осадок, но и скрепляли останки отмерших организмов.

Изученная сссельско-сакмарская карбонатная толща имеет четко выраженное циклическое строение. В ее составе выделены семь седиментационных циклитов, каждый из которых формировался на этапе осадконакопления, соответствовавшем повышению уровня моря, и характеризовавшемся уникальным рисунком фациальной зональности. Границами циклитов являются поверхности осушений, наиболее масштабные из которых затрагивали как мелководные участки, так и области относительного глубоководья.

Седиментационная неоднородность нижнепермских карбонатов чётко прослеживается в структуре пород и находит отображение в их различных фильтрационно-емкостных свойствах. Лучшим емкостным потенциалом обладают скелетные холмы, содержащие коллекторы кавернозно-порового типа и широко распространенные в пределах Ярейюского вала и по периферии Харьягинского и Лайского валов. Чуть менее привлекательны с этой точки зрения отложения карбонатных отмелей, которые занимают обширные территории, но крайне неоднородны по своим емкостным характеристикам и имеют относительно небольшие мощности. Отложения микробиальных холмов могут выступать в роли резервуаров только при наличии в них интервалов трещиноватости.

Результаты исследования могут найти применение при проведении геологоразведочных работ и планировании мероприятий по разработке месторождений. Они позволяют выявить новые перспективные зоны для поиска скоплений нефти и газа в нижнепермском карбонатном комплексе и способствуют повышению точности прогнозов распространения природных резервуаров и их свойств.

Список литературы

Опубликованная

1. Антошкина А. И. Эволюция рифообразования и биогенных каркасов в палеозое северо-востока Европейской платформы // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2008. – № 5. – С. 10–13.
2. Антошкина А. И. Биоиндуцированная крустификация как реакция позднекаменноугольно-раннепермских рифовых экосистем на изменения биосферы / А. И. Антошкина, Е. С. Пономаренко // Становление скелета у различных групп организмов и биоминерализация в истории Земли. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». – М.: ПИН РАН, 2014. – С. 44–62.
3. Багринцева К. И. Основные факторы, определяющие формирование и сохранение высокоемких коллекторов в карбонатных формациях // Эволюция карбонатного накопления в истории Земли. – М.: Наука, 1988. – С. 199–222.
4. Багринцева К.И. Карбонатные породы коллекторы нефти и газа / К. И. Багринцева. – М.: Недра, 1977. – 247 с.
5. Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород / К. И. Багринцева. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
6. Белоновская Л. Г. Роль трещиноватости в формировании емкостно-фильтрационного пространства сложных коллекторов / Л. Г. Белоновская, М. Х. Булач, Л. П. Гмид // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т.2.
7. Богацкий В. И. Система рифогенных образований Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность / В. И. Богацкий, В. А. Жемчугова // Наследие А.Я. Кремса в трудах ухтинских геологов. – Ухта, 1992. – С. 97–114.
8. Важенин Г.В. Закономерности распространения органогенных построек в нижнепермском карбонатном комплексе Тимано-Печорской провинции / Г. В. Важенин, Г. А. Иоффе // Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в Тимано-Печорской провинции. – Л.: ВНИГРИ, 1986. 154 с.
9. Гмид Л. П. Литолого-петрографические исследования карбонатных коллекторов нефти и газа // Труды ВНИГРИ. – 1968. – Вып. 264 – С. 44–62.
10. Евдокимов Н. В. Особенности строения нижнепермских карбонатных резервуаров севера Печоро-Колвинского авлакогена и их нефтегазоносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2020. – № 3 (339). – С. 13–20.

11. Евдокимов Н. В. Раннепермские органогенные постройки севера Тимано-Печорского бассейна / Н. В. Евдокимов, В. А. Жемчугова // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2020. – № 3. – С. 57–65.
12. Жемчугова В. А. Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических, поисково-разведочных и промысловых работ в Республике Коми / В. А. Жемчугова. – М.: изд-во МГГУ, Кн. 2: Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна, 2002. – 243 с.
13. Жемчугова В. А. Верхний палеозой Печорского бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность) / В. А. Жемчугова. – Сыктывкар: Коми республиканское изд-во, 1998. – 160 с.
14. Жемчугова В. А. Карбонатные комплексы палеозоя Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия формирования, прогноз природных резервуаров): автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук: 25.00.01, 25.00.12 / Жемчугова Валентина Алексеевна. – Сыктывкар, 2000. – 42 с.
15. Жемчугова В. А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем. Учебное пособие для вузов / В. А. Жемчугова. – Изд-во Российский государственный университет нефти и газа Москва, 2014. – 342 с.
16. Жемчугова В. А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. Курс лекций // В. А. Жемчугова. – М.: Ред.-изд. центр ЕАГО. – Москва, 2014.
17. Заварзин Г. А. Рифы в эволюции гео-биологических систем. Постановка проблемы / Г. А. Заварзин, С. В. Рожнов // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Под ред. С.В. Рожнова. – М.: ПИН РАН, 2011.– С. 4–25.
18. Изучение и анализ ресурсной базы углеводородного сырья на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. – Сыктывкар, Коми научный центр, 2005. – 138 с.
19. Кузнецов В. Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран / В. Г. Кузнецов. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.
20. Лютоев В. П. Парамагнитные маркеры стадийности отложения карбонатов палеоаплизиновых биоцементолитов / В. П. Лютоев, А. И. Антошкина, Е. С. Пономаренко // Материалы Всеросс. литологического совещания / Отв. ред. Н.П. Юшкин. – Сыктывкар: Иг Коми НЦ УрО РАН, 2010. – С. 205–207.

21. Майдль Т. В. Литология и коллекторы продуктивных карбонатных отложений нижнего девона вала Гамбурцева / Т. В. Майдль // Геология и ресурсы горючих ископаемых европейского Севера СССР. – Сыктывкар, 1989. – С. 34–46.
22. Майдль Т. В. Особенности строения карбонатных резервуаров ордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса / Т. В. Майдль // Печорский нефтегазоносный бассейн (литология, гидрогеология, нефтегазоносность). – Сыктывкар, 1987. – С. 17–28.
23. Майдль Т. В. Условия формирования пустотного пространства карбонатных пород силура Печорского нефтегазоносного бассейна / Т. В. Майдль // Печорский нефтегазоносный бассейн. – Сыктывкар, 1985. – С. 63–67.
24. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России / Н. А. Малышев. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. – 272 с.
25. Методические рекомендации по изучению и прогнозу коллекторов нефти и газа сложного типа. – Л., ВНИГРИ, 1989. – 100 с.
26. Нижнепермские карбонатные холмы севера Тимано-Печорского бассейна как основные объекты поиска скоплений углеводородов / В. А. Жемчугова Н. В. Евдокимов, Д. Поорт [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2020. – № 4. – С. 291–308.
27. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / О. М. Прищепа, В. И. Богацкий, В. Н. Макаревич [и др.] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6. – №4.
28. Пономаренко Е. С. Литолого-палеоэкологическая характеристика нижнепермской органогенной постройки Розя Кырта Изпыредский, Северный Урал // Литосфера. – 2011. – №3. – С. 50–63.
29. Пономаренко Е. С. Эволюция экосистем нижнепермских скелетных холмов Северного Урала // «Вестник» Института геологии КНЦ УрО РАН. – 2010. – № 12 (192). – С. 8–16.
30. Региональные несогласия и хроностратиграфия палеозойских отложений Печорского бассейна. / Е.О. Малышева, В. А. Жемчугова, Т. В. Майдль [и др.] // Геология горючих ископаемых европейского Севера России. Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. – Вып. 92. – Сыктывкар, 1998. – С. 16–34.

31. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник / И. Т. Журавлева, В.Космынин, В. Г. Кузнецов [и др.] – М.: Недра, 1990. – 184 с.
32. Соколов Д.С. Основные условия развития карста / Д.С. Соколов. – М., 1962. – 320 с.
33. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения / М. Д. Белонин, О. М. Прищепа, Е. Л. Теплов [и др.] – СПб: Недра, 2004. – 396 с.
34. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (Атлас геологических карт) / Н. И. Никонов, В. И. Богацкий, А. В. Мартынов [и др.] – Ухта: Изд-во ТПНИЦ, 2000. – 132 с.
35. Фролов В.Т. Литология / В.Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – Кн.2.
36. Фролов В.Т. Литология / В.Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – Кн.3.
37. Эволюционный тренд палеозойской рифовой экосистемы как отражение эволюции гео-биологических систем на примере севера Урала / А. И. Антошкина, Е. С. Пономаренко, Н. Н. Рябинкина [и др.] // Рос. акад. наук, Урал. отд-ние, Коми науч. центр, Ин-т геологии. – Сыктывкар: Геопринт, 2010. – 43 с.
38. Adams J.E. Non-reef limestone reservoirs / J.E. Adams // AAPG Bull. – 1953. – Vol. 37.
39. Beauchamp B. Tectonic Cycles and Origin of Upper Paleozoic Low-Order Sequences in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic // Carboniferous to Jurassic Pangea. – Calgary, 1993. – P. 20.
40. Beauchamp B. The Carboniferous-Permian reef play in the Sverdrup Basin: Dare to Dream / B. Beauchamp, M. Wamsteeker, J. Peña // AAPG GeoConvention (Calgary, Alberta, Canada, May 10-14). – 2010.
41. Bonet F. Urgonian facies of the middle Cretaceous in the region of Tampico // Acos. Mexicana geologos Petroleros Bol. – 1952. – Vol. 8. – P. 389–488.
42. Carbonate mounds: from paradox to world heritage / J.P. Henriet, N. Hamoumi, A.C. Da Silva [et al.] // Marine Geology. – 2014. – Vol. 352 – P. 89–110.
43. Carbonate production on buildup flanks: an example from the Permian (Barents Sea, northern Norway) / W. Blendinger, B. Bowlin, F.R. Zijp [et al.] // Sedimentary Geology. – 1997. – Vol. 112. – P. 89–103.
44. Carboniferous and Permian reefs in Canada and adjacent areas. / G. R. Davies, B. C. Richards, B. Beauchamp [et al.] // In: Geldsetzer H. H. J., James N. P., Tebbutt G. E. (Eds.), Reefs, Canada and Adjacent Areas. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. – 1989. – Vol. 13. – P. 565–574.

45. Choquette P. W. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentery Carbonates / P. W. Choquette, L. C. Pray // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1970. – Vol. 54. – P. 207–250.
46. Cold-water coral habitats in the Penmarc'h and Guilvinec canyons (Bay of Biscay): deep-water versus shallow-water settings / L. De Mol, D. Van Rooij, H. Pirlet [et al.] // Marine Geology. – 2011. – Vol. 282. – P. 40–52.
47. Depositional evolution of Lower Permian Palaeoaplysina build-ups, Kapp Duner Formation, Bjørnøya, Arctic Norway / L. Stemmerik, P. A. Larson, G. B. Larssen [et al.] // Sedimentary Geology. – 1994. – Vol. 92. – P. 161–174.
48. Devuyst F. X. The initiation of Waulsortian buildups in Western Ireland / F. X. Devuyst, A. Lees // Sedimentology – 2001. – Vol. 86 – P. 1121–1148.
49. Doherty P. D. Outcrop-based reservoir characterization: a composite phylloid-algal mound, western Orogrande Basin (New Mexico) / P. D. Doherty, G. S. Soreghan, J. P. Castagna // AAPG Bull. – 2002. – Vol. 86. – P. 779–795.
50. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / R. J. Dunham // In: Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 1. – 1962. – P. 108–121.
51. Edie R. Missisipian sedimentation and oil fields in southeastern Saskatchewan // AAPG Bull. – 1958. – Vol. 42. – P. 94–126.
52. Elvebakk G. From isolated buildups to buildup mosaics: 3D seismic sheds new light on Upper Carboniferous–Permian fault controlled carbonate uildups, Norwegian Barents Sea / G. Elvebakk, D. W. Hunt, L. Stemmerik // Sedimentary Geology. – 2002. – Vol. 152, № 1. – P. 7–17.
53. Flugel E. Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. // Bull Centres Research Explor-Product Elf-Aquitaine. – 1979. – № 3 – P. 569–587.
54. From detached to attached carbonate buildup complexes — 3D seismic data from the upper Palaeozoic, Finnmark Platform, southwestern Barents Sea / B. Rafaelsen, G. Elvebakk, K. Andreassen [et al.] // Sedimentary Geology. – 2008. – Vol. 206, № 1–4. – P. 17–32.
55. Golonka J. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps / J. Golonka, M. I. Ross, C. R. Scotese // Pangea: Global environments and resources. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17. – 1994. – P. 1–47.

56. Hay M. E. Calcified, seaweeds on coral reefs: complex defenses, trophic relationships, and value as habitats // Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium. – 1997. – Vol. I. – P. 713–718.
57. Huvenne V.A.I. Sediment dynamics of a sandy contourite: the sedimentary context of the Darwin cold-water coral mounds, Northern Rockall Trough. / V. A. I. Huvenne, D. G. Masson, A. J. Wheeler // International Journal of Earth Sciences. – 2009. – Vol. 98. – P. 865–884.
58. Influence of benthic sediment transport on cold-water coral bank morphology and growth: the example of the Darwin Mounds, north-east Atlantic / A. Wheeler, M. Kozachenko, D.G. Masson [et al.] // Sedimentology. – 2008. – Vol. 55, № 6. – P. 1875–1887.
59. James N.P. Reefs and mounds. / N.P. James, P.A. Bourque // In: Walker R.G., James N.P. (eds) Facies Models. Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, Geotext 1 – 1992. – P. 323–347.
60. Klovan J.E. Facies analysis of the Redwater reef complex, Alberta, Canada // Can Petrol. Geol. Bull. – 1964. – Vol. 12. – P. 1–100.
61. Lees A. Waulsortian banks / A. Lees, J. Miller // In: Monty C. L. V., Bosence D. W. J., Bridges P. H., Pratt B. R. (Eds.) Carbonate Mud-mounds. Their Origin and Evolution. International Association of Sedimentologists Special Publication, 23. – 1995. – P. 191–271.
62. Mitchum R.M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy // Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem. – 1977. – Vol. 26 – P. 205–212
63. Morin J. Facies anaylsis of Lower Permian platform carbonates, Sverdrup basin / J. Morin, A. Desrochers, B. Beauchamp // Canadian Arctic Archipelago. Facies. – 1994. – Vol. 31. – P. 150–130.
64. Northeastern Atlantic cold-water coral reefs and climate / N. Frank, A. Freiwald, M. López Correa [et al.] // Geology. – 2011. – Vol. 39, № 8 – P. 743–746.
65. Paleozoic stromatactis and zebra carbonate mounds: Global abundance and paleogeographic distribution / F. F. Krause, C. R. Scotese, C. Nieto [et al.] // Geology – 2004. – Vol. 32, № 3. – P. 181–184.
66. Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N. Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record / F. Neuweiler, P. Gautret, V. Thiel [et al.] // Sedimentology. – 1999. – Vol. 46. – P. 837–859.

67. Roehl P. O. Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas // AAPG Bull. – 1967. – Vol. 51 – P. 1979-2032.
68. Samuelsberg T. J. Upper Carboniferous to Lower Permian transgressive–regressive sequences of central Spitsbergen, Arctic Norway / T. J. Samuelsberg, N. A. H. Pickard // Geological Journal – 1999. – Vol. 34. – P. 393–411.
69. Sandberg P. A. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy // Nature, 1983. – Vol. 305. – P. 19–22.
70. Schlager W. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic // International Journal of Earth Sciences. – 2003. – Vol. 92. – P. 445–464.
71. Stearns D.W. Reservoirs in fractured rock, in R. E. King, ed., Stratigraphic oil and gasfields: Classification, exploration methods, and casehistories / D.W. Stearns, M. Fridman // AAPG Memoir. – 1972. – Vol. 16. – P. 82–106.
72. Stemmerik L. 30 years on - Arctic Upper Palaeozoic stratigraphy, depositional evolution and hydrocarbon prospectivity / L. Stemmerik, D. Worsley // Norwegian Journal of Geology. – 2005. – Vol. 85. – P. 151–168.
73. Stemmerik L. Controls on localization and morphology of Moscovian (Late Carboniferous) carbonate buildups, southern Amdrup Land, North Greenland // W. M. Ahr, P. M. Harris, W. A. Morgan, and I. D. Somerville, (eds.) Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs. SEPM Special Publication. – 2003. – № 78. – P. 253–265.
74. Stemmerik L. High frequency sequence stratigraphy of a siliciclastic influenced carbonate platform lower Moscovian Amdrupt Land North Greenland // In: Howell J.A., Aitken J.F. (eds.), High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geological Society Special Publication. – 1996. – Vol. 104. – P. 347–365.
75. Stemmerik L. Late Paleozoic evolution of the North Atlantic margin of Pangea. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2000. – Vol. 161. – P. 95–126.
76. Stemmerik L. Late Paleozoic sequence correlation, North Greenland and the Barents Shelf / L. Stemmerik, D. Worsley // Collinson J. D., ed., Correlation in Hydrocarbon exploration: London, Graham & Trotman. – 1989. – P. 100–113.
77. Stratigraphic framework of Upper Carboniferous (Moscovian-Kasimovian) slrata in Biinsov,, Land, central Spitsbergen: palaeogeographic implications / N. A. H. Pickard, F. Eilertsen, N.-M. Hanken [et al.] // Norsk Geologisk Tidsskrift. – 1996. – Vol. 76, № 3. – P. 169–185.

78. The Moira Mounds, small cold-water coral banks in the Porcupine Seabight, NE Atlantic: part A — an early stage growth phase for future coral carbonate mounds? / A. Wheeler, M. Kozachenko, L.-A. Henry [et al.] // Marine Geology. – 2011. – Vol. 282. – P. 53–64.
79. The Moira Mounds, small cold-water coral mounds in the Porcupine Seabight, NE Atlantic: part B — evaluating the impact of sediment dynamics through high-resolution ROV-borne bathymetric mapping / A. Foubert, V.A.I. Huvenne, A. Wheeler [et al.] // Marine Geology. – 2011. – Vol. 282. – P. 65–78.
80. The origin of deep-water, coral-topped mounds in the northern Rockall Trough, Northeast Atlantic / D. G. Masson, B. J. Bett, D. S. M. Billett [et al.] // Marine Geology. – 2003. – Vol. 194. – P. 159–180.
81. Thomas G.E. Grouping of carbonate rocks into textural and porosity units for mapping purpores // Classification of carbonate rocks. AAPG Mem. – 1962. – Vol. 1. – P. 193–233.
82. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: impact on prospectivity and petroleum systems / E. Henriksen, H. Bjørnseth, T. Hals [et al.] // Geological Society, London, Memoirs, 2011. – Vol. 35, № 1. – P. 271–281.
83. Watkins R. Paleoecologic and biogeographic significance of the biostromal organism Palaeoaplysina in the Lower Permian McCloud Limestone, eastern Klamath Mountains, California / R. Watkins, E.C. Wilson // Palaios. – 1989. – Vol. 4. – P. 181–192.
84. Wood R. Reef Evolution / R. Wood // Oxford University Press, Oxford, New York. – 1999. – 414 p.
85. Zhemchugova V. Carboniferous-lower permian sequences of the northeast russian platform / V. Zhemchugova, S. Shamell // International Geology Review. – 1994. – Vol. 36, № 1. – P. 15–23.

Неопубликованная

86. Жуков А. П., Тищенко И. В., Коротков И. П. и др. Отчет «О результатах проведения детализационных сейсморазведочных работ (трехмерная съемка) на Лаявожском месторождении в 1996-1997 годах» ООО «Геофизические системы данных», Россия, г. Москва, 2003.
87. Кузькоков К. В., Филиппов Г. С. Отчет «О результатах бурения разведочной скважины №2 Восточно-Сарутаюская в пределах лицензионного участка ООО «Лукойл-Заполярнефть». ПечорНИПИнефть. Ухта, 2014.

88. Мамедова Р. С., Зарипова В. В., Иотова В. А. и др. Отчет «Подсчет запасов нефти и газа Ярейюского месторождения» АО «Архангельскгеолдобыча». Архангельск, 1995.
89. Мерщий Р. Ф., Екименко А. В., Митькина В. А. и др. Отчет «О проведении мониторинга и оперативного анализа материалов сейсморазведки 3D и результатов бурения эксплуатационных и поисково-разведочных скважин на Восточно-Сарутаюском месторождении, Ольгинской и Нирмалинско-Антоновской площадях», ОАО «Нарьян-Марсейсморазведка». Нарьян-Мар, 2008 г.
90. Петрова И. В. Чайковская Э.В., Барс Э.Я. и др. Отчет «О результатах детализационных сейсморазведочных работ 3D методом ОГТ в пределах Нирмалинской и Антоновской структур». Москва, 2003 г.
91. Попова Л. А., Кеворков Ф. Б., Воцалевская И. А. и др. Отчет «О результатах детализационных сейсморазведочных работ 3Д методом ОГТ на месторождении им. Ю.Россихина» ОАО «Архангельскгеолдобыча». Москва, 2003.
92. Рабей А. С., Родина О. А., Макарова Л. В. и др. Отчет «Уточнение цифровой трехмерной геологической модели залежи в нижнепермских карбонатных отложениях Южно-Хыльчуюского месторождения на основе геостатистической сейсмической и стохастической АВА инверсии с учетом данных эксплуатационного бурения 2006-2007 гг» ООО «Фугро Геосайенс ГмбХ». Москва, 2008.
93. Guilloux Y. С., Малышева Е. О., Соколова Т. Ф. и др. Отчет «Изучение строения Южно-Хыльчуюского месторождения по горизонтам осадочного чехла и построение 3Д интегрированной модели нижнепермского интервала Южно-Хыльчуюского месторождения на основе сейсмической инверсии и геостатистического моделирования» Филиал ООО “Фугро Геосайенс ГмбХ”. Россия, Москва, 2006.