

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



ТУМАШОВ ИГОРЬ ВИКТОРОВИЧ

**СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЗЕРВУАРОВ
НЕФТИ И ГАЗА В ВЕНДЕ И КЕМБРИИ
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ
СУБПРОВИНЦИИ**

25.00.12 – геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Конторович А.Э.
доктор геол.-минерал. наук,
академик РАН, профессор

Новосибирск - 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ	9
1.1 Стратиграфия	9
1.2 Тектоника	37
1.3 Нефтегазоносность	53
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД.....	57
2.1 Методика исследования	57
2.2 Классификация и петрографические типы пород	63
ГЛАВА 3. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВЕНДА И КЕМБРИЯ	86
ГЛАВА 4. ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ И ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕНД-КЕМБРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ.....	124
ГЛАВА 5. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЗЕРВУАРОВ, КОЛЛЕКТОРОВ И ФЛЮИДОУПОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ.....	146
5.1 Влияние условий осадконакопления на формирования коллекторских свойств пород.....	146
5.2 Постседиментационные изменения и их влияние на формирование коллекторских свойств пород.....	149
ГЛАВА 6. ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ, КОЛЛЕКТОРЫ И ФЛЮИДОУПОРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ	176
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	191
ЛИТЕРАТУРА.....	193

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования в настоящей работе являются отложения венда и кембрия, вскрытые параметрическими скважинами, на юго-востоке Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (Рисунок 1).



Рисунок 1 - Схема расположения скважин на территории Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции

Актуальность работы. Впервые вопрос о вероятных перспективах нефтегазоносности палеозойских отложений в восточной части Западно-Сибирской равнины поставил в 1932 г. Н.С. Шатский [Шатский, 1932]. М.М. Чарыгин к потенциально нефтепроизводящим толщам, распространенным под мощным покровом кайнозойских и мезозойских отложений на территории левобережья р. Енисей, относил породы верхнего девона, карбона, перми, триаса и не исключал возможности наличия нефти в мезозойских отложениях вследствие ее миграции из палеозойского комплекса [Чарыгин, 1933]. Позднее, о возможности нахождения нефти в

палеозое Западной Сибири без конкретных ссылок на районы исследования писали В.Г. Васильев, А.Г. Вологдин, М.К. Коровин, Н.А. Кудрявцев, Н.П. Туаев и др. [Васильев, 1936,1946; Вологдин, 1938; Туаев, 1939; Кудрявцев, 1943, Коровин, 1956]. В 1958 г. Н.Н. Ростовцев указывал, что нефтеобразование в породах фундамента Западной Сибири не вызывает сомнений. В качестве главной задачи работ по поискам нефти и газа в фундаменте и палеозойских обрамлениях Западно-Сибирской геосинеклизы он считал выявление районов с ослабленным метаморфизмом и дислоцированностью [Геологическое..., 1958].

В 1964 г. А.А. Трофимуком поиски нефти в палеозое Западной Сибири были выдвинуты в качестве крупной самостоятельной проблемы. За период 60-70-х годов большой вклад в исследование нефтегазоносности доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты внесли работы: К.В. Боголепова, В.С. Бочкарева, А.А. Булынниковой, В.С. Вышемирского, О.Г. Жеро, Н.П. Запивалова, А.Э. Конторовича, Л.В. Смирнова, В.С. Суркова, А.А. Трофимука и др. [Боголепов, 1963; Бочкарев и др., 1968, 1975; Булынникова и др., 1968, 1973; Вышемирский, 1971; Жеро и др.,1977; Конторович и др., 1975, 1977; Смирнов, 1977; Сурков и др., 1967, 1977; Трофимук и др., 1964, 1972, 1975].

На значительные перспективы палеозоя левобережья Енисея впервые четко указывали А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. [Конторович и др.,1975, 1981].

В 1980-1990-е гг. в результате проведения сейсмических работ и бурения на левом берегу р. Енисей нескольких глубоких скважин (Аверинская-150, Вездеходная-4, Лемок-1, Тыйская-1) была получена информация, однозначно подтвердившая широкое распространение на территории исследования мощных слабодислоцированных верхнепротерозойско-палеозойских отложений платформенного типа [Дашкевич и др., 1990; Каштанов, Варламов, Ефимов и др., 1995; Кринин, 1998; Евграфов, Ефимов и др., 1998; Конторович и др., 1999, 2000; Елкин и др., 2001; Филиппов и др., 2001; Сараев и др., 2004 и др.]. Это дало основание А.Э. Конторовичу выделить новый Предъенисейский осадочный бассейн и одноименную перспективную нефтегазоносную субпровинцию [Конторович и др., 2003].

Для изучения геологического строения Предъенисейского осадочного бассейна и оценки перспектив его нефтегазоносности специалистами ИНГГ СО РАН и СНИИГГиМС под руководством А.Э. Конторовича по поручению МПР России в 2004 г. была разработана программа региональных геолого-геофизических исследований домезозойских отложений в восточных районах Западно-Сибирской геосинеклизы, которая получила название «Восток». Выполненные региональные сейсмические работы и пробуренные в 2005-2008 гг. согласно программе на востоке Томской области и юго-западе Красноярского края параметрические скважины Восток-1, Восток-3 и Восток-4 дали уникальную геологическую информацию. Скважины впервые для Западной Сибири вскрыли полный палеонтологически

охарактеризованный разрез верхнего венда и кембрия [Конторович и др., 2006, 2008, 2009, 2012]. Материалы, полученные в результате бурения в совокупности с информацией по ранее пробуренным на смежной территории скважинам, позволили уточнить геологическое строение региона, выделить ряд перспективных нефтегазоносных комплексов, начать изучение стратиграфии, тектоники, литологии, петрофизики, геохимии рассеянного органического вещества и нафтидов, выполнить палеогеографические реконструкции для кембрийского периода, а также провести предварительную оценку углеводородного потенциала Предъенисейской субпровинции [Конторович и др., 2006, 2009, 2011, 2011 а,б, 2012 и др.].

В случае открытия в субпровинции месторождений нефти они могут существенно укрепить сырьевую базу для поставки углеводородов в Азиатско-Тихоокеанский регион по нефтепроводу «Восточная Сибирь – Тихий океан». В связи с этим весьма *актуальным* является продолжение геологического изучения венд-кембрийского комплекса, направленное на выявление потенциальных резервуаров углеводородов в Предъенисейском осадочном бассейне и оценку перспектив его нефтегазоносности.

Однако, ввиду сложного геологического строения и неравномерной изученности рассматриваемой территории, многие вопросы, связанные с детальным изучением вскрытых скважинами отложений, условиями их осадконакопления, а также характером влияния седиментационных и постседиментационных процессов на формирование коллекторских свойств пород, остаются недостаточно разработанными.

Целью диссертационной работы является выделение и изучение резервуаров нефти и газа в отложениях венда и кембрия южной части Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции.

Для достижения этой цели автор решал следующую **научную задачу** – установить состав, строение, условия осадконакопления и постседиментационные изменения пород венда и кембрия и выделить перспективные резервуары (коллекторы и флюидоупоры) в разрезе южной части Предъенисейского осадочного бассейна.

Защищаемые научные положения:

1. Установлено в резервуарах венда и кембрия на территории южной части Предъенисейского осадочного бассейна преобладание карбонатных пород, представленных биоморфными, зернистыми, микритово-зернистыми и микритовыми структурно-генетическими типами. Терригенные, терригенно-карбонатные и терригенно-эвапоритовые породы распространены в меньшей степени.

2. Выявлено в разрезах скважин чередование породных ассоциаций, свидетельствующих о неоднократной смене обстановок седиментации в пределах карбонатного шельфа. В районах, прилегающих к Енисейскому кряжу, в раннем кембрии, существовал

эвапоритовый бассейн, отгороженный от открытого моря системой барьерных рифов. В нем формировались выдержанные по простиранию пласты ангидритов, доломитов и солей. Непосредственно восточнее (в современных координатах) системы барьерных рифов седиментация проходила в мелководных обстановках от супралиторали до верхней части сублиторали, в которых активно проявлялась приливно-отливная и штормовая деятельность. В западной части Предъенисейского бассейна в венде и раннем кембрии осадконакопление происходило в окраинной части открытого моря в условиях от приливно-отливных равнин до глубоко погруженной части шельфа.

3. Выделено в разрезе венда и кембрия пять зональных резервуаров (пойгинско-котоджинский, поделгинско-шеделгинский, нижнеоксымский, тыйско-аверинский, верхнекольчумский). Проницаемые комплексы резервуаров сложены биоморфными и зернистыми карбонатными породами, в которых интенсивно прошли постседиментационные процессы выщелачивания и трещинообразования, оказавшие положительное влияние на формирование ФЕС. В вендских отложениях развиты коллекторы преимущественно каверново-порового и каверново-порово-трещинных типов, а в кембрийских отложениях коллекторы порово-каверново-трещинного и трещинно-порового типов. Флюидоупорами резервуаров являются терригенные, терригенно-карбонатные, терригенно-сульфатные и галогенные породы, которые имеют низкую пористость и проницаемость.

Личный вклад и новизна исследований:

1. На основе детальных литологических исследований установлены структурно-генетические типы карбонатных пород и последовательности их напластования в разрезе венда и кембрия. Реконструированы обстановки осадконакопления.

2. Установлены особенности постседиментационных преобразований различных типов пород и выполнена оценка их влияния на формирование коллекторских свойств.

3. На основании обобщения и интерпретации геологической и литолого-петрофизической информации выделены перспективные на обнаружения нефти и газа резервуары.

Практическая значимость. Результаты выполненной работы могут быть использованы при оценке перспектив нефтегазоносности Предъенисейской субпровинции, формировании направлений и методов поиска месторождений нефти и газа, планировании и проектировании поисково-оценочных работ.

Апробация работы и публикации. Материалы работы докладывались на конференциях, совещаниях, симпозиумах, чтениях различного уровня: ежегодных международных научных студенческих конференциях Новосибирского государственного университета «Студенты и научно-технический прогресс» (2007-2008); международном

научном симпозиуме им. академика М.А.Усова для студентов, аспирантов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2007); научных конференциях молодых ученых, аспирантов, студентов «Трофимуковские чтения» (Новосибирск, 2007,2008,2011); на международном научном конгрессе «ГЕО-Сибирь-2009» (Новосибирск, 2009); на 2-м Региональном Совещании «Фациальный анализ в нефтегазовой литологии» (Томск, 2012); на Всероссийской научной конференции молодых ученых и студентов «Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири» (Новосибирск, 2014).

Материалы диссертации, полученные научные результаты и выводы полностью изложены в 12 публикациях по теме диссертации, из них 2 статьи в рецензируемых научных журналах, рекомендованных перечнем ВАК («Нефтегазовая геология. Теория и практика», «Известия Томского политехнического университета»).

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены результаты самостоятельного изучения кернового материала параметрических скважин Восток-1,3,4, Лемок-1, Аверинская-150, Вездеходная-3,4, Тыйская-1 (>700 м). Для выяснения вещественного состава и структур пород детально изучены шлифы (>1000 шт.). Также использованы данные ГИС и временные сейсмические разрезы. Привлекались результаты: опробования скважин, палеонтологических исследований, определения фильтрационно-емкостных свойств, рентгенографических определений минерального состава образцов, микроэлементного анализа проб и исследования органического вещества, определения изотопного состава углерода и кислорода.

При рассмотрении вопросов геологического строения и нефтегазоносности исследуемой территории использовались структурные, тектонические и палеогеографические карты, региональные и стратиграфические схемы кембрийских и вендских отложений, составленные специалистами ИНГГ СО РАН, СНИИГГиМС, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и других организаций.

Стратиграфическая основа, принятая в работе, разработана специалистами ИНГГ СО РАН (Д.В. Гражданкин, А.Г. Клец, И.В. Коровников, А.А. Постников, С.В. Сараев, А.А. Терлеев, Ю.Ф. Филиппов и др.) при участии специалистов СНИИГГиМС (Н.В. Мельников, Ю.Я. Шабанов) и ВНИГНИ (А.И. Варламов).

Структура и объем работы.

Работа состоит из введения, 6 глав и заключения. Содержит 206 страниц машинописного текста, 76 рисунков и 6 таблиц. Библиография включает 149 источников.

Благодарности.

Автор признателен за поддержку и помощь, оказанные при написании работы, преподавателям геолого-геофизического факультета НГУ, сотрудникам кафедры геологии месторождений нефти и газа НГУ, руководству ИНГГ СО РАН, к.г.-м.н. Сараеву С.В. и к.г.-м.н.

Терлееву А.А. за предоставленный для исследования фактический материал. Глубокую благодарность автор выражает за советы, консультации и критику к.г.-м.н. Вараксиной И.В. и к.г.-м.н. Хабарову Е.М. Особо автор благодарит академика Конторовича А.Э. за руководство в годы учебы в Новосибирском государственном университете, в аспирантуре и на всех этапах работы над диссертацией.

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1 Стратиграфия

Сведения о вещественном составе и палеонтологической характеристике пород фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) начали появляться в литературе в конце 1950-х - начале 1960-х годов в связи с началом глубокого бурения на данной территории [Алескерова и др., 1959; Мирошников, 1960; Богуш и др., 1962 и др.]. Одной из первых стратиграфических схем, основанных на результатах бурения и геофизических работ, была схема, опубликованная в 1954 г. и уточненная в 1959 г. Н.Н. Ростовцевым [Ростовцев и др., 1959]. Первой крупной сводкой по стратиграфии и палеонтологии палеозоя Западной Сибири была работа В.С. Бочкарева, П.К. Куликова и Б.С. Погорелова, опубликованная в 1968 г. и объединившая практически весь стратиграфический материал, накопленный к этому времени [Бочкарев и др., 1968]. Первые палеонтологические свидетельства присутствия кембрийских отложений в комплексе основания Западно-Сибирской плиты были получены при изучении ядра Елогуйской опорной скважины [Драгунов и др., 1967]. Стратиграфическое и фациальное обобщение результатов глубокого бурения было произведено в 1975 г. На этот момент данные по кембрию, ордовику, силуру и девону получили географическую привязку, а для карбона и перми были намечены структурно-фациальные зоны [Богуш и др., 1975 и др.]. Ограниченность фактического материала восполнялась сведениями о структуре палеозойского этажа по геофизическим данным [Сурков и др., 1981, 1984; Мегакомплексы..., 1986 и др.].

Достоверная информация о докембрийских отложениях в комплексе основания Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского мегабассейна до недавнего времени отсутствовала. В связи с проведением большого объема сейсмических работ и бурением глубоких скважин Тыйская-1, Вездеходная-3,4, Лемок-1, Аверинская-150, а также скважин Восток-1,3,4, были получены данные, которые позволили исследователям заложить основы стратиграфии домезозойских отложений Востока Западной Сибири [Дашкевич и др., 1990; Каштанов и др., 1995; Конторович и др., 1999, 2006, 2008 а,б, 2009 а,б; Елкин и др., 2001, 2007; Завершение..., 2009(Ф) и др.].

Согласно современной схеме фациального районирования докембрийских и палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы, принятой на межведомственном стратиграфическом совещании по палеозою Западно-Сибирской геосинеклизы [Решение..., 1999], пробуренные глубокие скважины находятся в структурно-фациальной мегазоне А, которая включает Тыйский и Вездеходный районы (Рисунок 1.1).

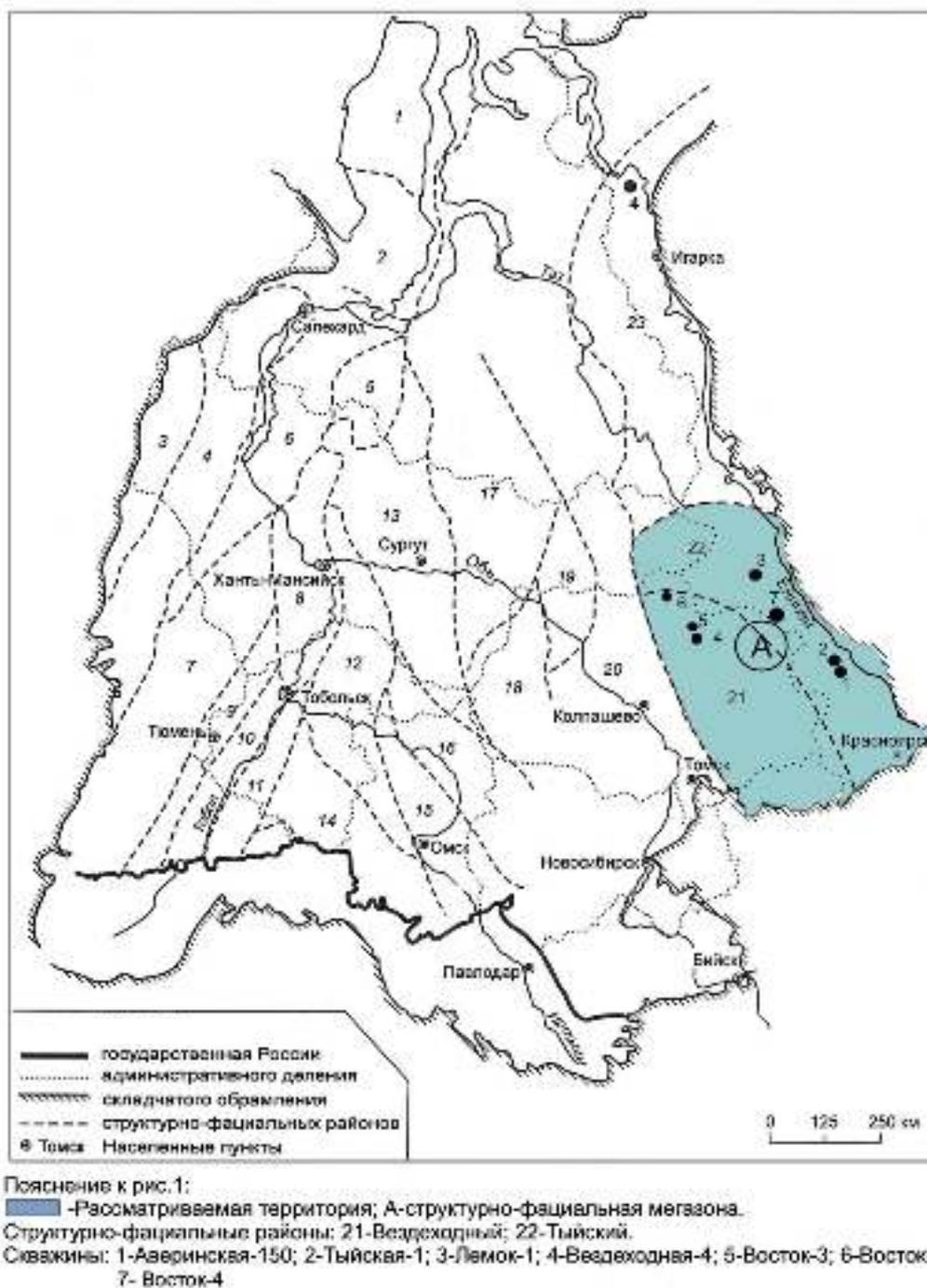


Рисунок 1.1 - Схема структурно-фациального районирования докембрийских и палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы [Елкин Е.А. и др., 2001, с дополнениями]

ВЕНД

Впервые отложения венда были вскрыты в пределах Тыйского структурно-фациального района параметрической скважиной Аверинской-150, которая пробурена на левом берегу Енисея в 15 км юго-западнее г. Енисейска на территории Красноярского края. Глубина скважины составила 4772,0 м. В интервале 4772,0-4429,0 м была установлена толща сульфатно-карбонатных пород мощностью 337 м. На глубине 4738,0 м найдены остатки *Chancelloria*,

характерные для немакит-далдынского яруса верхнего венда. Эти находки позволили специалистам считать, что граница между вендом и кембрием в разрезе скважины располагается в верхней части толщи [Елкин и др., 2001]. По аналогии с западной частью Сибирской платформы - Байкитской антеклизой и Катангской седловиной, толща расчленена на три свиты: *тэтэрскую*, внутри которой располагается палеонтологическая граница кембрия и венда, *собинскую* и *катангскую*, которые относятся уже к верхнему венду [Елкин и др., 2001; Научный..., 2001 (Ф)] (Рисунок 1.2). По данным Сараева С.В. отложения, вскрытые скважиной в нижней части, относятся также к верхнему венду (верхняя граница расположена на глубине 4729,0 м) однако, расчленение на *катангскую*, *собинскую* и *тэтэрскую* свиту является весьма проблематичным [Сараев, 2004].

Позднее, в 2006 г., параметрической скважиной Восток-3, пробуренной на востоке Томской области в пределах Вездеходного структурно-фациального района до глубины 5002,0 м с детальным отбором керна, в интервале 5002,0 – 3870,0 м была вскрыта мощная толща вендских отложений. Разрез скважины исследователи предложили рассматривать как опорный для данной территории. На основании биостратиграфических и литологических исследований, сопоставления материалов ГИС и временных сейсмических разрезов был предложен вариант стратиграфического расчленения этого разреза (Рисунок 1.3).

Литолого-стратиграфическое расчленение было проведено: академиком А.Э. Конторовичем, А.Г. Клецом, В.А. Конторовичем, С.В. Сараевым, Ю.Ф. Филипповым, И.В. Вараксиной, А.А. Постниковым, А.А. Терлеевым, Г.А. Карловой, В.А. Лучининой, Н.В. Новожиловой, И.В. Коровниковым и др. Вендские отложения были выделены в объеме *пойгинской*, *котоджинской* и *райгинской* свит [Варламов и др., 2008; Конторович и др., 2008в, 2009б] (см. Рисунок 1.3).

Пойгинская свита выделена в инт. 5002,0 – 4582,0 м (стратотип), название происходит по р. Пойга, левому притоку р. Лисица. В строении свиты участвуют темно-серые и светло-серые строматолитовые, зернистые и микритовые доломиты. Наиболее распространены пластово-строматолитовые разновидности, характеризующиеся тонкогоризонтальнослоистым чередованием микрослоев, выполненных темным и светлым карбонатным материалом. Нижняя и верхняя границы свиты условно согласные (керном не представлены), верхняя граница по комплексу ГИС выражена слабо, по данным ВСП нижняя (вблизи забоя) и верхняя границы отчетливо проявлены.

Из органических остатков в отложениях свиты вблизи забоя обнаружены известковые водоросли *Korilophyton sp.*, которые на территории Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в более древних отложениях, чем вендские, до сих пор не описывались.

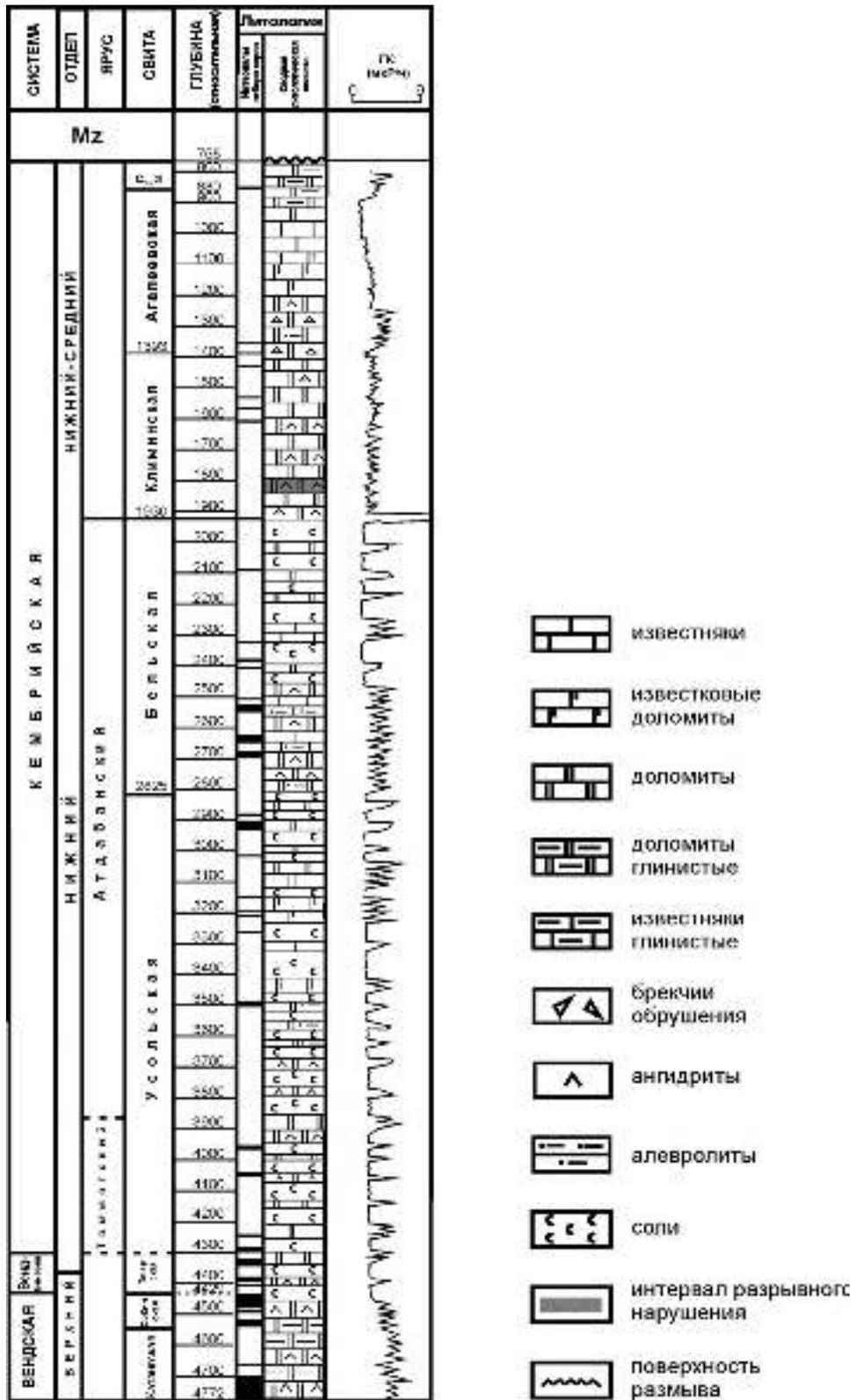


Рисунок 1.2 - Литолого-стратиграфическое расчленение разреза скв. Авринская-150 [Научный...,2001 (Ф); Сараев, 2004, с изменениями]

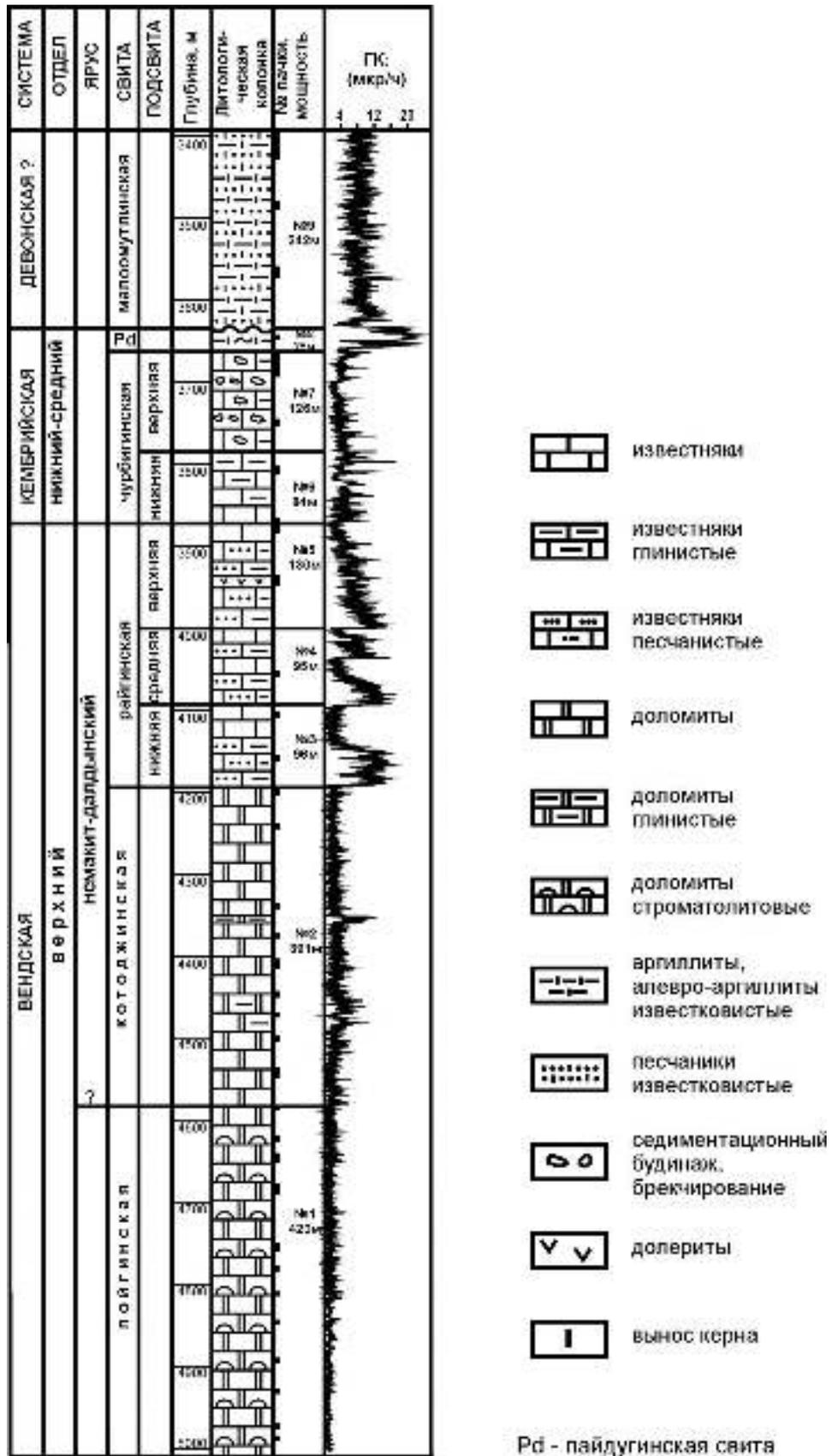


Рисунок 1.3 - Литолого-стратиграфическое расчленение разреза скв.Восток-3

[Бурение...,2006а(Ф); Конторович и др., 2008в]

Однако, имея в виду, что известковые водоросли в других регионах известны и из верхов рифея, то, возможно, возрастной интервал формирования *пойгинской* свиты верхнерифейский, хотя более вероятен вендский возраст.

Котоджинская свита выделена в инт. 4582,0 – 4191,0 м (стратотип), название происходит по речке Котоджа, левому притоку реки Лисица, представлена переслаиванием зернистых, микрито-зернистых и микритовых доломитов и характеризуется отсутствием пластово-строматолитовых пород (см. Рисунок 1.3). Доломиты имеют темно-серую окраску в верхней части свиты, которая сменяется более светлыми тонами ближе к ее подошве. Зернистые доломиты сходны по составу с нижележащими породами. Среди них преобладают зернистые (оолитово-комковатые, микрофитолитовые) типы карбонатных пород.

Мощность чередующихся слоев зернистых, микрито-зернистых и микритовых доломитов составляет первые метры и, вероятно, доли метров. Кроме того, судя по каротажу, в нижней половине свиты присутствуют прослои глинистых доломитов [Тумашов, 2007б, 2013а]. В качестве акцессорной примеси, в нижней части свиты, часто встречается кварц в виде хорошо ограненных вытянутых призматических кристаллов. В верхней половине свиты появляется обломочный кварц. Нижняя и верхняя границы очень резкие как по комплексу ГИС, так и по данным ВСП. Кроме того, внутри свиты выделяются еще две очень резкие сейсмические отражательные поверхности, которые можно объяснить наличием прослоев тонких глинистых пород, которые отмечены и на каротажных диаграммах.

Из органических остатков в котоджинской свите определены кремневые одноосные спикулы губок отряда *Monaxonellida* в образцах с глубины 4583,0 м. Здесь же встречены микрофитолиты *Vesicularites sp.* и растительный детрит. Первая мелкораквинная фауна эдиакарского (верхний венд) возраста появляется в интервале 4404,8 - 4411,8 м и представлена *Platysolenites sp.*, *Spirosolenites sp.*, *Namacalathus sp.* Здесь же широко распространены микрофитолиты *Vesicularites flexuosus*, *V. lobatus*, *Volvatella zonalis*, известковые водоросли *Renalcis sp.* В верхней части свиты появляются первые *Cloudina sp.*, также характеризующие верхний венд [Конторович и др., 2008в].

Райгинская свита выделена в разрезе скв. Восток-3 в инт. 4191,0 – 3870,0 м (стратотип), название происходит по речке Райга, правому притоку реки Лисица (см. Рисунок 1.3) [Конторович и др., 2008в]. Свита хорошо выделяется по всему комплексу ГИС, особенно по гамма-каротажным диаграммам, которые фиксируют ее ритмичное строение, и состоит из 4 крупных ритмов (мощностью от 40 до 130 м). Нижние части ритмов характеризуются дифференцированными высокими значениями ГК, а верхние – низкими недифференцированными значениями ГК [Тумашов, 2007б, 2013а].

Нижнерайгинская подсвета (4191,0 – 4095,0 м) представлена крупным ритмом: в верхней части залегают темно-серые коричневато-серые известняки, в отдельных прослоях с редкими интракластами черных аргиллитов гравийной размерности.

В нижней части, по данным кернового материала, залегают такие же известняки с прослоями полевошпатово-слюдисто-кварцевых песчаников и алевролитов, гидрослюдистых аргиллитов.

Из органических остатков в составе подсветы найдена мелкораковинная фауна верхнего венда: *Cloudina sp.*, *Namacalathus sp.*, *Platysolenites sp.*, *Spirosolenites sp.* и скелетная проблематика. В породах наблюдаются малочисленные следы ползания, наличие которых указывают на возраст не древнее позднего венда. Отсутствие следов биотурбации осадка роющими организмами позволило сделать вывод, что данные отложения древнее кембрия и датировать их поздним вендом. Кроме того, были выделены органостенные микрофоссилии. Их основные морфологические черты и размерный диапазон характерны для эукариотических водорослей *Vanavarataenia insolita Pjat.* Нитчатые эукариотические водоросли *Vanavarataenia insolita Pjat.* характерны для вендских отложений Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Акантоморфные акритархи рода *Goniosphaeridium* распространены в отложениях венда и древнее [Конторович и др., 2008в].

Среднерайгинская подсвета (4095,0 – 4000,0 м) по данным ГИС сложена двумя ритмами мощностью 55 и 38 м (снизу вверх), которые по составу, вероятно, аналогичны нижележащему. Керном охарактеризована верхняя часть одного из ритмов, которая представлена такими же перекристаллизованными серыми, темно-серыми известняками с силикокластикой, часто обильной (до известковых песчаников), с прослоями (менее 10 см) известковистых алевролитов, черных углеродсодержащих аргиллитов и слабо известковистых гидрослюдистых аргиллитов. В отложениях подсветы в алевролитах обнаружены многочисленные углефицированные остатки ископаемой флоры (вендотениевых водорослей) *Vendotaenia antiqua*.

Верхнерайгинская подсвета (4000,0 – 3870,0 м) представляет собой крупный ритм, начинающийся (судя по ГИС) известково-алеврито-глинистыми отложениями и заканчивающийся вверху известняками, как и в нижележащих ритмах. Осадочный комплекс нарушается внедрением интрузивного силлообразного тела долеритов. Осадочные отложения самой верхней части подсветы представлены довольно однородными светло-серыми известняками. Палеонтологическими остатками подсветы не охарактеризована.

КЕМБРИЙ

Кембрийские отложения палеонтологически обоснованы на исследуемой территории, в двух структурно-фациальных районах – Вездеходном и Тыйском, где они вскрыты глубокими скважинами: Восток-1,3,4, Вездеходная-4, Тыйская-1, Лемок-1, Аверинская-150 (см. Рисунок 1.1).

На основании комплексных палеонтологических, литологических и геофизических исследований специалистами ИНГГ СО РАН под руководством академика А.Э.Конторовича были предложены варианты литолого-стратиграфического расчленения разрезов скважин Восток-1 и Восток-4, а также корреляции разрезов скв.Восток-1 и Восток-3, скв.Восток-1,3,4 и Лемок-1 [Бурение...,2006а(Ф); Конторович и др., 2008 б,в; Завершение..., 2009(Ф)] (Рисунок 1.4, Рисунок 1.5 и Рисунок 1.6).

Предложенная корреляция скважин опирается на хорошо выраженные границы по литологическим признакам и материалам ГИС в основании *пыжинской* свиты, уровни с близко одновозрастной фауной в отложениях *пайдугинской* свиты (скв. Восток-1) и в верхней части *аверинской* свиты (скв. Восток-4 и Лемок-1). Необходимо отметить, что наиболее уверенно коррелируются разрезы скважин Восток-4 и Лемок-1, что позволило специалистам использовать для большинства толщ в разрезе скважины Восток-4 названия свит, выделенных в разрезе Лемок-1 [Елкин и др., 2001]. В разрезе скв.Восток-1,3 свиты выделены впервые и носят свои названия.

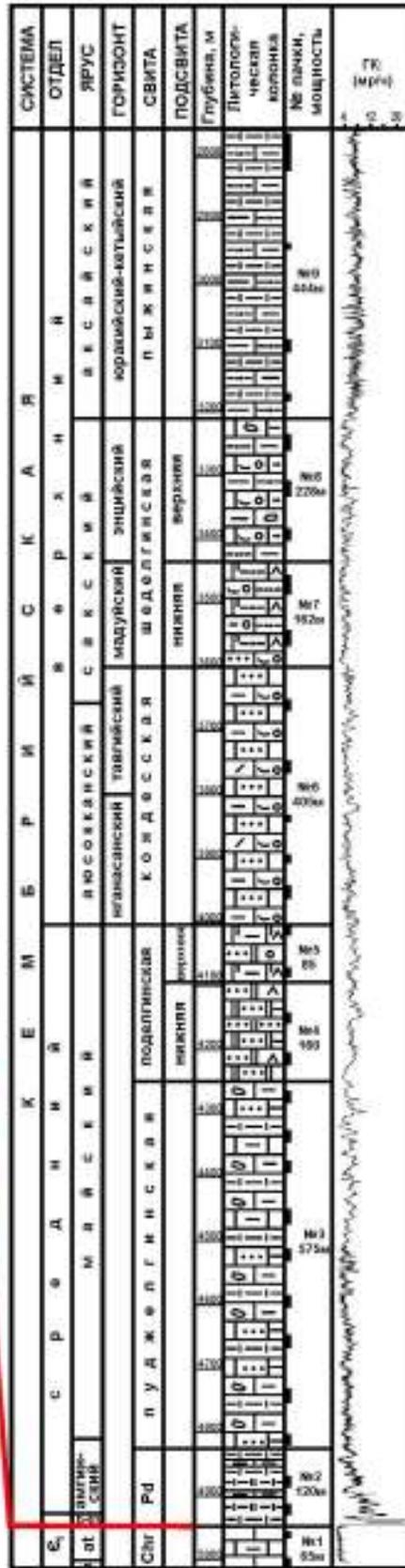
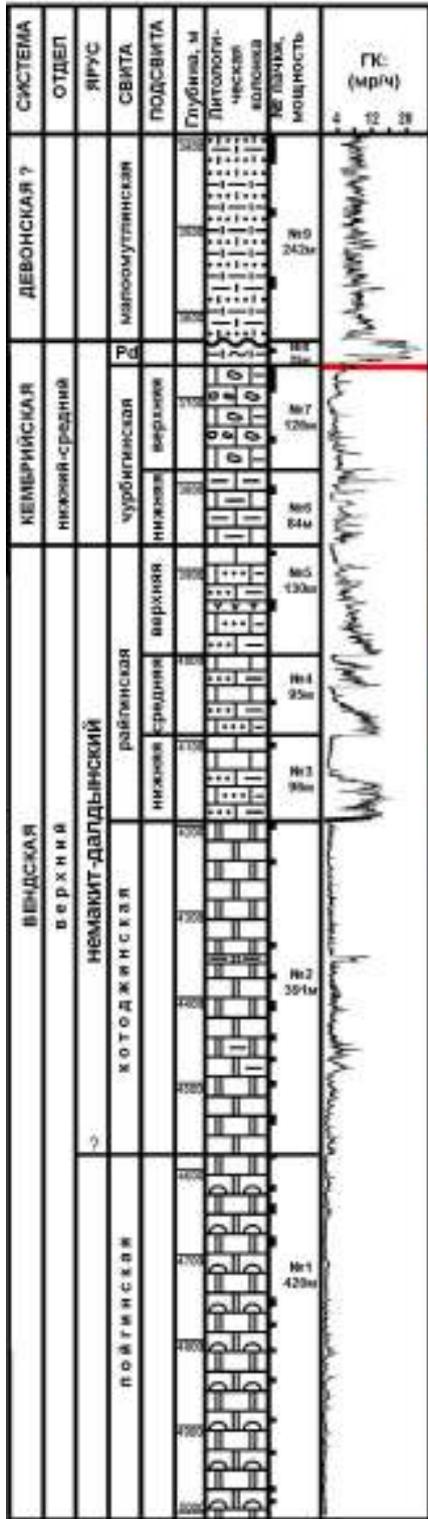
В Вездеходном структурно-фациальном районе в разрезах скважин Восток-3 (инт. 3870,0 – 3660,0 м) (стратотип) и в Восток-1 (инт. 5010,0 – 4945,0 м) выделяется **чурбигинская** свита (см. Рисунок 1.4) [Конторович и др., 2008б]. Название происходит по речке Чурбига, правому притоку реки Орловка. По литологии, данным ГИС и ВСП свита в разрезе скв.Восток-3 подразделяется на две подсвиты. Границы свиты и подсвит условно согласные.

Нижнечурбигинская подсвита (3870,0 – 3786,0 м) представлена переслаиванием зернистых известняков и пиритсодержащих глинисто-карбонатных пород с прослоями аргиллитов. Подсвита характеризуется появлением раннекембрийской фауны. Широко развиты известковые спикулы губок отряда *Calcareia*.

Верхнечурбигинская подсвита (3786,0 – 3660,0 м) сложена своеобразным чередованием известняков и карбонатно-глинистых пород.

Бедность палеонтологических остатков и плохая сохранность не позволяют уверенно установить возраст значительной части отложений чурбигинской свиты. На отдельных участках

Pd - пайдугинская свита
Chr - чурбигинская свита



- ИЗВЕСТНЯКИ
- ИЗВЕСТНЯКИ глинистые
- ИЗВЕСТНЯКИ песчанистые
- ИЗВЕСТНЯКИ песчано-алевритистые
- ДОЛОМИТЫ
- ДОЛОМИТЫ строматолитовые
- ДОЛОМИТЫ глинистые
- ДОЛОМИТЫ песчанистые
- ИЗВЕСТЬКО-ДОЛОМИТОВЫЕ породы
- АРГИЛЛИТЫ, алевро-аргиллиты известковистые
- АРГИЛЛИТЫ, алевро-аргиллиты доломитистые
- ПЕСЧАНИКИ доломитистые
- СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ будиная, брекчирование
- ДОЛЕРИТЫ
- АНГИДРИТ
- ООЛИТЫ
- РАКОВИННЫЙ детрит
- ИНТРАКЛАСТЫ
- ВЫНОС КЕРНА

Рисунок 1.4 - Литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов скв.Восток-3 и скв.Восток-1 [Бурение...,2006а,б(Ф), Конторович и др., 2008 б,в]

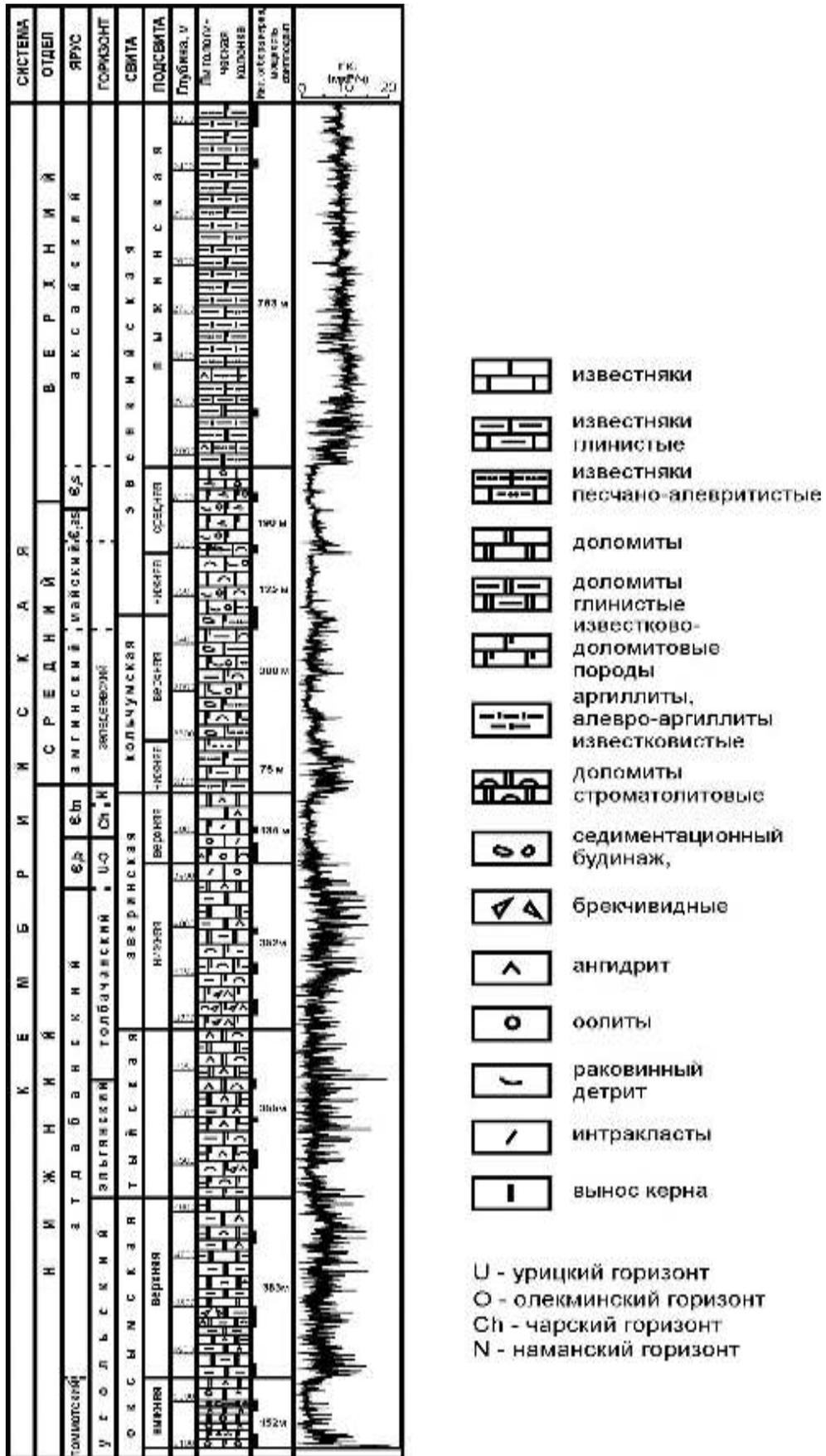


Рисунок 1.5 - Литолого-стратиграфическое расчленение разреза скв.Восток-4
 [Завершение..., 2009(Ф), Конторович и др., 2012, с изменениями]

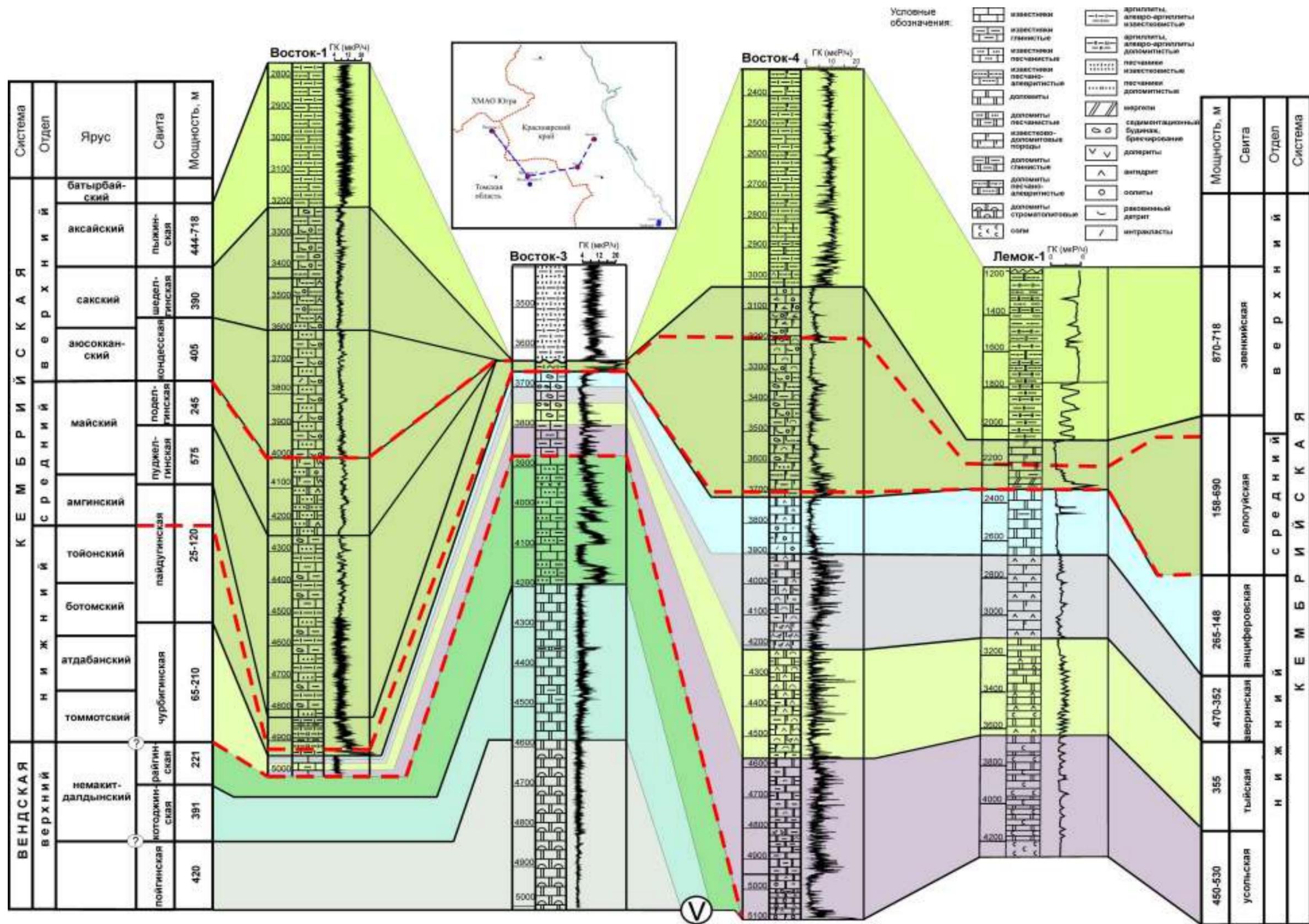


Рисунок 1.6 - Схема корреляции венд-кембрийских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (скв. Восток-1, Восток-3, Восток-4 и Лемок-1)

[по А.Э. Конторовичу и др., 2001, 2008, 2009 и др., с дополнениями автора]

палеонтологические находки представлены многочисленными перекристаллизованными остатками известковых спикул, которые были определены как раннекембрийские.

Наиболее уверенно устанавливается возраст самой верхней части свиты (инт. 3693,0 – 3660,0 м), где встречены фрагменты панцирей трилобитов и кальцитовых раковин брахиопод *Obolella sp.*, которые позволяют предположить возраст отложений от верхней части атдабанского яруса до нижней части ботомского яруса нижнего кембрия.

Вышележащая **пайдугинская** свита выделяется в скв. Восток-3 в инт. 3660,0 – 3635,0 м и скв. Восток-1 в интервале 4945,0 – 4825,0 м (см. Рисунок 1.4) [Бурение..., 2006а,б(Ф), Конторович и др., 2008б,в]. Название свиты происходит от реки Пайдугина. Свита представлена темно-серыми, черными углеродсодержащими пиритиносными породами карбонатно-глинистого-кремнистого состава и отчетливо выделяется по гамма-каротажным диаграммам, которым свойственны очень высокие показания до 20-40 мр/ч. Из органических остатков в отложениях верхней части свиты обнаружены трилобиты *Tomagnostus sibiricus*, *Triplagnostus contortus*, *Triplagnostus gibbus* и брахиоподы семейства *Acrotretidae*, характерные для зоны *Tomagnostus fissus* - *Paradoxides sacheri* амгинского яруса среднего кембрия. В нижней половине свиты найдены трилобиты *Triplagnostus praecurrens*, характерные для зоны *Kounamkites* амгинского яруса среднего кембрия. Самые низы свиты керном не представлены, эта часть свиты условно отнесена к нижнему кембрию. На основании определений трилобитов, а также по аналогии с иниканской, шумнинской и куонамской свитами Сибирской платформы, с которыми пайдугинская свита сопоставляется, для нее принят ниже-среднекембрийский (ботомско-тойонско-амгинский) возраст [Варламов и др., 2008].

Также на Вездеходной разведочной площади, в пределах рассматриваемого стратиграфического интервала, выделяется **лисицынская** толща [Елкин и др., 2001]. Ее название происходит от речки Лисица, правого притока р. Кеть в Томской области. За стратотип принят инт. 4824,0-3541,5 м скв. Вездеходная-4 (Рисунок 1.7). Этот разрез сложен переслаиванием пачек терригенных (алевролиты, песчаники, туффиты) и вулканогенных (долериты) пород зелено-серого, реже вишневого цвета. В его основании залегают базальные конгломераты с галькой подстилающих гранодиоритов. С учетом вариации элементов залегания слоев, общая мощность *лисицынской* толщи составляет 890 м. По образцам из ее верхней части Ar-Ar методом определен абсолютный возраст в 520 ± 10 млн. лет [Конторович и др., 1999]. Это означает, что по своему объему рассматриваемая толща отвечает всему кембрию. Однако необходимо отметить, что относительно возраста данной толщи существует иное мнение. Некоторые исследователи датируют данные отложения рифей-вендом и объединяют, несмотря на наличие резкого азимутального и структурного несогласия, в единый комплекс совместно с *лисицынской* и вышележащую *вездеходную* (V-C_{1v2}) толщу (Рисунок 1.8)

[Решение..., 1999; Исаев и др., 2003]. Кроме того, по данным полученным в результате проведения палеомагнитных исследований, отложения имеют возраст 470-560 млн. лет [Конторович и др., 2006].

Вездеходная толща установлена по керну скв. Вездеходная-3 на глубине 3865,0 – 3085,0 м и представлена светло-серыми, белыми массивными доломитами, участками строматолитовыми, микрофитолитовыми, а также доломитистыми аргиллитами с линзами туфов, спилитов, дайками спессартитов и габбро-диабазов. Мощность толщи не менее 780 м. В типовом разрезе залегает согласно на красноцветных алевро-аргиллитах, возраст которых не установлен. Стратиграфическое положение вездеходной толщи обосновывается водорослями и строматолитами (венд - нижний кембрий). Толща вскрывается всеми скважинами на Вездеходной площади, кроме того обнажается скважинами 430 и 431 на Мартовской площади, а также в Ярской скв. №2 (в инт. 3174,0 - 2976,0 м) [Исаев и др., 2003].

Всего скважиной с отбором керна пройдено 316 м, вынос керна составил 81,2 м (25,6%). В интервале 3902,0 - 3085,0 м скважина вскрыла достаточно однородную существенно доломитовую толщу, местами мраморизованную. На ряде уровней (3438,0; 3478,0; 3540,0; 3600,0; 3852,0; 3868,0 и 3910,0 м) прослеживаются маломощные прослои пироксен-оливиновых порфирированных спессартитов, часто метаморфизованных. Датирование этих пород разные специалисты проводили в широком возрастном диапазоне от венда по девон включительно [Детальное ..., 1997(Ф)]. Заключение о докембрийском, вендском возрасте доломитов базируются на списке форм, рассматриваемых А.Г. Пospelовым как водоросли: *Stromatactis ex gr. palaeozoicus Pospelov*, *Algotactis kabirsaensis Pospelov* и *Spongiostroma cf. kowzasensis (Pospelov)*. Эти формы были встречены в скв. Вездеходная-3 в интервале 3319,0 - 3478,0 м [Биджаков и др., 1980]. М.А. Степанова и В.А. Шипицин пришли к такому же выводу о возрасте этих пород. М.А. Степанова домезозойский интервал разреза скв. Вездеходная-3 до глубины 3500,0 м отнесла к кембрию, а ниже - к венду. В.А. Шипицин в интервалах 3355,0 - 3563,0 м и 3777,0 - 3787,0 м обнаружил водоросли, указывающие, по его мнению, на нижний и средний палеозой [Биджаков и др., 1980].

По данным определения в скв. Вездеходная-4 водорослей В.А. Лучининой (*Rothpletzella sp.*, *Rectan-gulina sp.*) и фораминифер О.И. Богуш и С.А. Анастасиевой (*Petchorina schezhimovensis Reitlinger*, *Uslonia permira Antropov*, *Caligella aff. borovkensis Antropov*, *C. aff. antropovi (Lipina)*) вездеходная толща имеет позднедевонский (франский) возраст [Елкин и др., 2001].

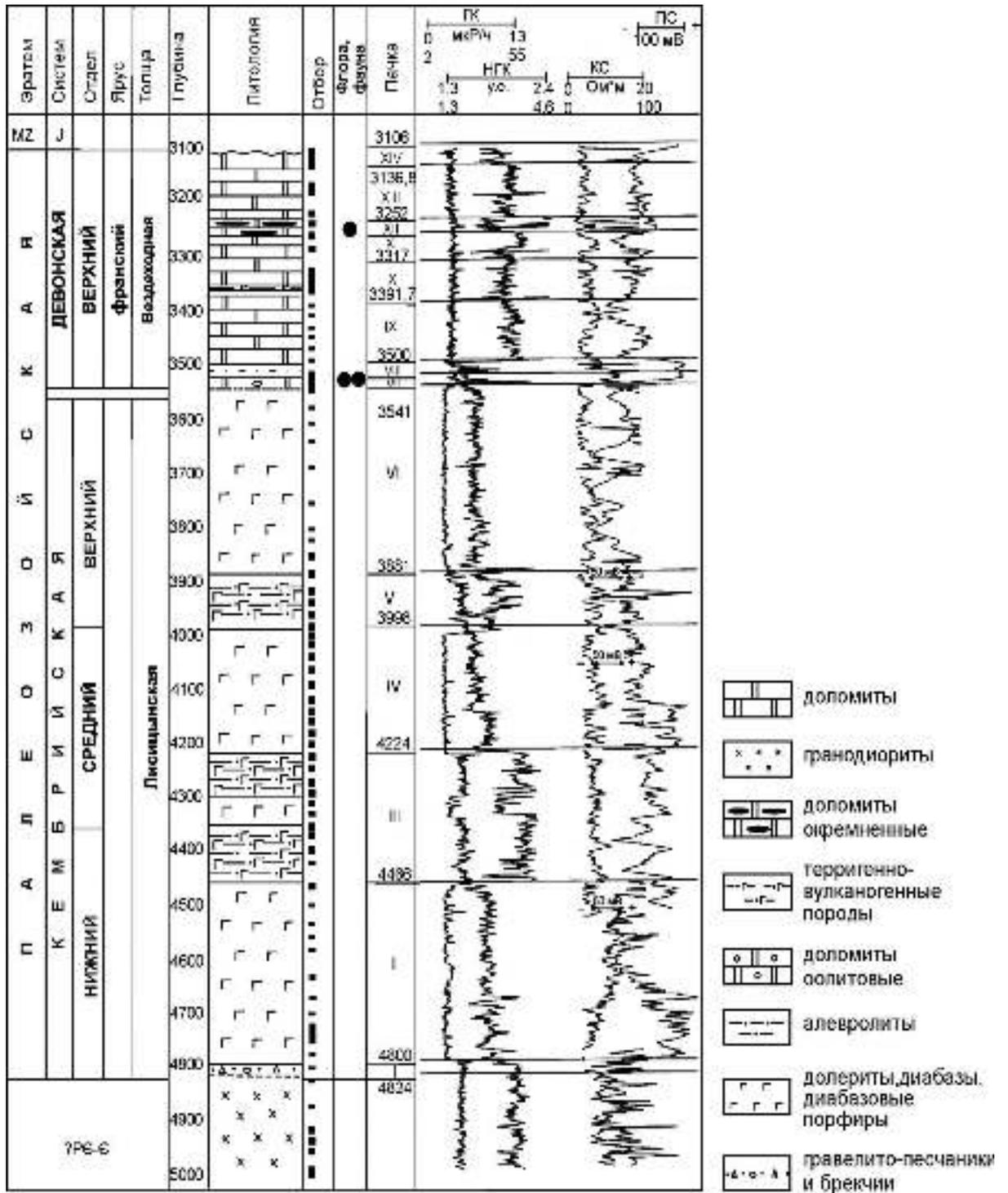


Рисунок 1.7 - Разрез отложений, вскрытый в Вездеходном структурно-фациальном районе параметрической скважиной Вездеходная-4 [Елкин и др., 2001, с изменениями]

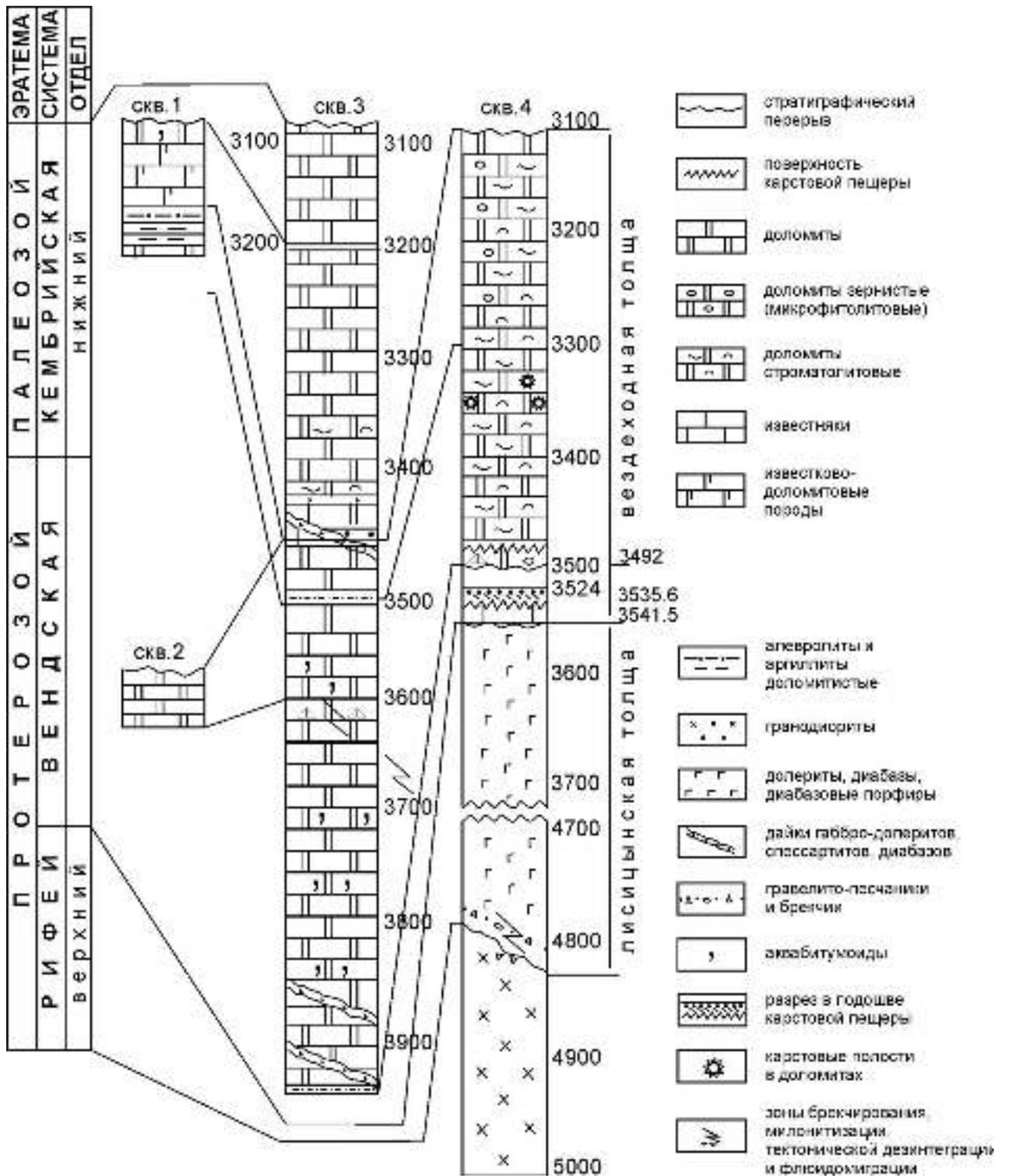


Рисунок 1.8 - Схема сопоставления разрезов палеозоя и докембрия Вездеходной площади [Исаев и др., 2003, с изменениями]

В южной половине Сибирской платформы, в пределах рассматриваемого стратиграфического интервала, широко развита **усольская** свита, установленная Я.К. Писарчиком (1955). Свита представлена сульфатно-карбонатно-галогенными породами, в которых обнаружены археоциты, указывающие на нижний кембрий (томмотский ярус). На ее основе установлен усольский горизонт [Елкин и др., 2001].

В приенисейской полосе Западно-Сибирской геосинеклизы *усольская* свита наиболее полно представлена в Тыйском структурно-фациальном районе в разрезе скважины Лемок-1 в интервале 4298,0 - 3665,0 м (Рисунок 1.9). Свита, сложена переслаиванием солей, доломитов и ангидритов [Елкин и др., 2001]. Мощность свиты (с учетом угла наклона слоев к оси керна в 45°) составляет 450 м. Также отложения свиты вскрывает скважина Аверинская-150 (см. Рисунок 1.2). Подошва определена на глубине 4429,0 м. Положение кровли менее определено. В разрезе, на глубине 3957,0 м обнаружен комплекс окаменелостей, среди которых определена *Egdetheca aldanica* (Miss), позволяющая датировать положение этой части разреза не ниже томмотского яруса, а в интервалах 2411,0 - 2404,0 и 2644,0 - 2637,0 м обнаружены остатки *Dokidocyathus lenaicus*, свидетельствующие о том, что эти отложения находятся не ниже верхней части томмотского яруса. Такое заключение позволяет в известной мере условно отнести эти отложения к верхней части разреза - атдабанскому ярусу, в который входят верхняя часть *усольской* и *бельская* свита. По аналогии с западными районами Сибирской платформы подошва *бельской* свиты в разрезе скважины Аверинская-150 проведена по подошве наиболее мощного карбонатного слоя на глубине 2825,0 м. Таким образом, в домезозойском соленосно-карбонатном разрезе *усольская* свита нижнего кембрия выделяется в интервале 4429,0 - 2825,0 м, мощностью 996 м. *Бельская* свита выделяется в интервале 2825,0 - 1950,0 м, неполная мощность составляет 609 м. Здесь, также необходимо отметить, скважина, предположительно, вскрыла дизъюнктивное нарушение, что привело к сдвоению разреза. В результате считается, что наддизъюнктивная толща охватывает бессолевыми аналогами *бельской*, *булайской*, *ангарской* и *литвинцевской* свит, частично дублируя, а в основном наращивая поддизъюнктивный разрез. По аналогии с западной частью Сибирской платформы, в нижнеангарской литофациальной зоне этому возрастному интервалу соответствует *климинская*, *агалеевская* и *зеледеевская* свиты, являющиеся бессолевыми аналогами *бельской*, *ангарской* и *литвинцевской* свит (см. Рисунок 1.2) [Сараев, 2004].

Усольская свита разреза скважины Лемок-1 коррелируется с **оксымской** свитой (толщей) скважины Восток-4 (см. Рисунок 1.6).

Оксымская свита впервые выделена в разрезе скв. Восток-4, разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты, общая мощность составляет 535 м (см. Рисунок 1.5). В свите встречены пластовые строматолиты *Irregularia sp.* и столбчатые строматолиты *Collumnacollenia (?) sp.*

Также для этого разреза характерно присутствие остатков водорослей *Renalcis polymorphus Masl.* В забойной части скважины, в интервале 5100,0 - 5000,4 м в шлифах обнаружены многочисленные остатки водорослей *Renalcis polymorphus Masl.*, *Korilophyton sp.*, *Renalcis granosum Vologd.*, *Proaulopora glabra Vologd* [Завершение..., 2009(Ф); Конторович и др., 2012]. Отсутствие солей в карбонатно-сульфатных отложениях *оксымской* свиты Восток-4, сопоставляемых с соленосными отложениями *усольской* свиты Лемок-1, объясняется зональностью солеродных бассейнов. Таким образом, с востока (от р. Енисей на запад) солевой разрез кембрия сменяется бессолевым [Конторович и др., 2008б]. На западе территории, в разрезе скв. Восток-1 мощность близко одновозрастных этим свитам бассейновых отложений, представленных нижней частью *чурбигинской* свиты, резко сокращаются.

Тыйская свита, залегающая выше в разрезе скважины Лемок-1, выделена специалистами Института геологии нефти и газа СО РАН в инт. 3665,0 - 3145,0 м в качестве стратотипа [Елкин и др., 2001]. Название свиты происходит от речки Тья, левого притока р. Кемь, впадающей в р. Енисей. В строении ее типового разреза принимают участие в основном доломиты темно-серого и серого цвета, обломочные, с разной размерностью зерен - от пелитовой до гравийно-галечной. Угол наклона слоев равен 45°. С учетом интервала проходки в 520 м и угла наклона слоев истинная мощность свиты составляет 368 м.

На основании палеонтологических данных, разрез свиты в скв. Лемок-1 сопоставляют с верхами *усольской* и нижней частью *бельской* свиты Сибирской платформы, а также с полным домезозойским разрезом, вскрытым скв. Тыйская-1. В последнем, помимо раннекембрийских акритарх, обнаружен трилобит *Bulaiaspis sp.* [Каштанов и др., 1995]. На основании его находки, а также по результатам сопоставления разрезов скважин Лемок-1 и Тыйская-1, свиту коррелируют с толбачанским горизонтом Сибирской платформы и датируют концом атдабанского века раннего кембрия [Елкин и др., 2001] (Рисунок 1.9). В разрезе скв. Восток-4 свита выделена в объеме 355 м. Здесь в отложениях обнаружены находки пластовых строматолитов *Irregularia sp.* и *Stratiftra sp.*, строматолитов *Collumnacollenia (?) sp.*, водорослей *Renalcis granosum Vologd.*, *Renalcis polymorphus Masl.*, *Proaulopora glabra Vologd.*, *Gemma sp.*, *Subtifloria sp.*, остатков проблематики *Ungutia sp.* В скважинах Восток-1,3 в стратиграфическом отношении отложениям *тыйской* свиты соответствуют глинисто-карбонатные породы *чурбигинской* свиты (см. Рисунок 1.6).

Вышележащая **аверинская** свита выделена в интервале 3145,0 - 2700,0 м в разрезе скважины Лемок-1 (стратотип) [Елкин и др., 2001]. Мощность в скважине Лемок-1 - 352 м, а в скв. Восток-4 - 503 м. Название дано по речке Аверинной, левого притока р. Енисей выше устья р. Большой Пит. Свита сложена чередованием ангидритов и известняков.

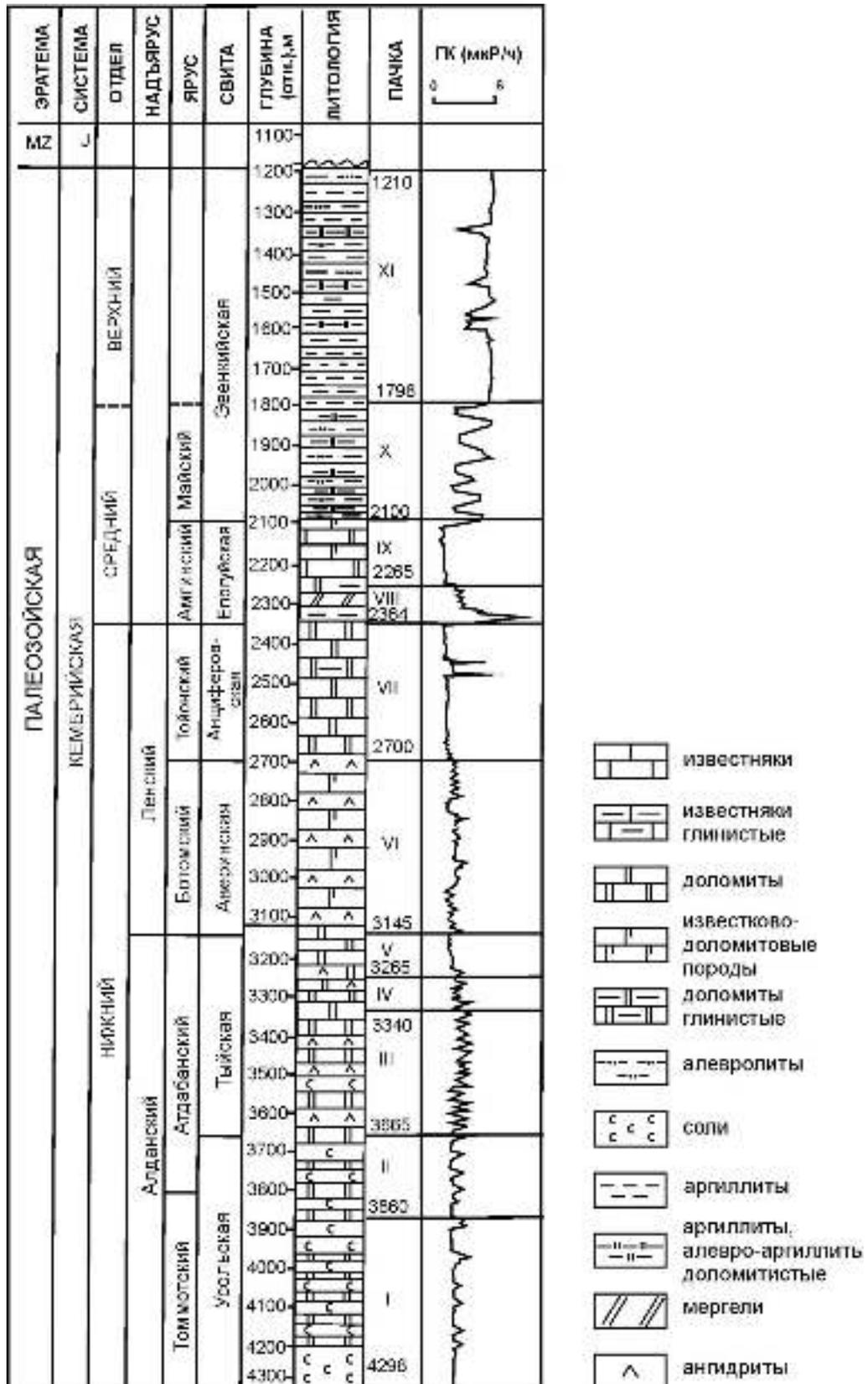


Рисунок 1.9 - Разрез кембрийских отложений, вскрытый в Тыйском структурно-фациальном районе параметрической скважиной Лемок-1 [Елкин и др., 2001, с изменениями]

Ангидриты тонкослоистые, зачастую обогащены глинистым материалом. Известняки доломитовые, органогенно-обломочные, местами с обильным раковинным детритом, срезами целых раковин и панцирей трилобитов. В верхней части разреза свиты обнаружены трилобиты - *Binodaspis cf. paula Suvorova* и *Bonnaria sp.*, указывающие на ботомский ярус раннего кембрия. Интервал разреза скв. Лемок-1, составляющий *аверинскую* свиту, является аналогом *булайской* и отчасти *бельской* свиты Сибирской платформы, а В.А. Кринин считает ее еще аналогом и *климинской* свиты [Кринин, 1998; Елкин и др., 2001].

В скв. Восток-4 свита подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Для нижней части характерны карстовые ангидрит-известняково-доломитовые брекчии, пакеты переслаивания тонко-, мелкообломочных доломитов, ангидритовых доломитов, глинистых, ангидритовых градационно-слоистых доломитов. Для верхней - темно-серые, коричневые биотурбированные доломиты, широко распространены зернистые известняки с раковинным детритом и фрагментами панцирей трилобитов. В нижней части найдены трилобиты *Bulaiaspis cf. sajanica*, многочисленные остатки водорослей рода *Renalcis*, мелкораквинной фауны (*Cambroclavus sp.*), редкие археоциаты *Rotundocyathus sp.* Находки фауны указывают на раннекембрийский возраст пород. Вероятнее всего, этот интервал разреза соответствует атдабанскому ярусу [Конторович и др., 2012]. В верхней подсвите встречены трилобиты *Micmacopsis? sp.*, *Bathyriscelius sp.*, *Astenaspis cf. tenuis*, *Binodaspis sp.*, *Termierella sp.*, *Tungusella manica* и неопределимые обломки брахиопод. Описанный комплекс трилобитов соответствует ботомскому ярусу нижнего кембрия (урицкий и олекминский горизонты). На западе Сибирской платформы эти трилобиты свойственны низам ботомского яруса.

Аверинская свита далее на запад резко сокращается в мощности и в возрастном отношении, также как и нижележащие, соответствует части бассейновых глинисто-карбонатных отложений *чурбигинской* свиты (см. Рисунок 1.6).

Анциферовская свита соответствует интервалу 2700,0 - 2364,0 м скв. Лемок-1, обозначенному в 1998 г. специалистами Института геологии нефти и газа, как *анциферовская* пачка [Елкин и др., 2001]. Название ее образовано от речки Анциферовка, впадающей в р.Енисей слева, примерно в 100 км ниже г. Енисейска. Керн из стратотипического разреза свиты не был поднят. Судя по разным видам каротажа, разрез слагают преимущественно однородные карбонатные породы с подчиненными прослоями аргиллитов. С учетом возможных углов наклона слоев мощность свиты принята в 265 м. По положению в разрезе, между палеонтологически охарактеризованными *аверинской* и *елогуйской* свитами, она датируется тойонским веком раннего кембрия.

Елогуйская свита впервые выделена на территории Тыйского структурно-фациального района в разрезе скв. Лемок-1 (инт. 2364,0 - 2100,0 м) [Решение..., 1999], она надстраивает последовательность описанных выше нижнекембрийских свит скв. Лемок-1. Типовой разрез свиты расположен в Елогуйской опорной скважине в инт. 1791,0 - 1803,0 м на территории Ермаковского структурно-фациального района [Решение..., 1999]. Разрез представлен доломитизированными известняками серого цвета, имеющими местами зеленоватый, желтоватый и красноватый оттенки. В скв. Лемок-1 мощность отложений составляет 264 м. Нижняя часть свиты, сильно обогащена глинистым веществом и имеет более высокое, по сравнению с перекрывающими и подстилающими отложениями, содержание углеродистого вещества. На запад в Вездеходном структурно-фациальном районе в разрезе скважины Восток-1 близкие по возрасту аналоги *елогуйской* свиты приобретают большую мощность отложений. Здесь свите соответствуют отложения общей мощностью 1735 м *пайдугинской*, *пуджелгинской*, *поделгинской* свит нижнего-среднего кембрий и *кондесской*, *шеделгинской* – верхнего кембрия [Завершение..., 2009(Ф)] (см. Рисунок 1.6). Фациальным аналогом *елогуйской* свиты на западе Сибирской платформы является *таначинская* свита Тунгусского района [Решения..., 1989].

Кольчумская свита выделяется впервые в разрезе скв. Восток-4 в интервале 3715,0 – 3360,0 м. Свита названа по р. Кольчум, правому притоку р. Сым. Она подразделяется на две подсвиты (см. Рисунок 1.5). *Нижняя подсвита* имеет резко повышенные значения гамма-активности по сравнению с подстилающими и перекрывающими породами. Находки органических остатков в свите редки. Неопределимые обломки трилобитов встречены на глубине 3369 м. Нижняя подсвита керном не охарактеризована. Судя по составу шлама и материалам ГИС, она представлена переслаивающимися известняками, доломитовыми известняками и известковыми доломитами, карбонатно-глинистыми породами. *Верхнекольчумская* подсвита охарактеризована керном в самой верхней части – инт. 3371,0 - 3360,0 м. Подсвита сложена известково-доломитовыми отложениями, представленными тонкопереслаивающимися карбонатными породами и темно-серыми глинистыми известняками и доломитами. Общая мощность свиты составляет 355 м [Конторович и др., 2012].

Пуджелгинская свита выделяется в интервале 4825,0 - 4250,0 м в разрезе скважины Восток-1 [Конторович и др., 2008б]. Мощность свиты - 575 м. Название дано по ручью Пуджелга, правому притоку р. Тым. Свита представлена чередованием известняков, зеленовато-серых карбонатно-глинистых, алевроито-глинистых пород, сильно известковых литокластито-кварцево-полевошпатовых песчаников. Неизвестковые обломки в песчаниках представлены кислыми эффузивами, базальтами, силицитами, туфами. Нижняя и верхняя границы свиты условно согласные, отчетливо выражены по данным ВСП и комплексу ГИС. Из органических остатков, кроме редких следов илоедов, в основании свиты найден пигидий трилобита *Kootenia*

amgensis. Вид распространен повсеместно на Сибирской платформе в амгинском и низах майского яруса среднего кембрия. На этом основании и с учетом стратиграфического положения возраст свиты принят среднекембрийским (амгинским – майским).

Поделгинская свита выделена в интервале 4250,0 - 4005,0 м разреза скв. Восток-1. Название свиты происходит от ручья Поделга, правого притока р. Тым [Конторович и др., 2008б]. Для нее характерен существенно доломитовый, ангидрит-доломитовый состав, отличающий её от других свит в разрезе. Мощность свиты - 245 м. Органическими остатками свита не охарактеризована, среднекембрийский возраст принят по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованной среднекембрийской *пуджелгинской* и верхнекембрийской *кондесской* свитами. Свита подразделяется на две подсвиты (см. Рисунок 1.4).

Нижняя подсвита представлена переслаивающимися зернистыми доломитами с примесью силикокластики, известково-доломитовыми полевошпатово-кварцево-литокластитовыми песчаниками и редкими прослоями интракластовых брекчий и микритовых доломитов. В обломочной части песчаников широко распространены силициты, кислые эффузивы, туфы, измененные базальты и трахитоиды. Верхняя подсвита сложена переслаиванием темно-серых, ангидритистых слабо глинистых доломитов, ангидритистых доломитов с прослоями оолитовых известняков, кварцево-полевошпатово-литокластитовых песчаников с преобладанием в последних обломков базальтов и плагиоклаза.

Также в Вездеходном структурно-фациальном районе к данному возрастному интервалу условно относится **жигаловская** толща. Толща вскрыта скважиной Няргинская 1 в инт. 2950,0-3015,0 м и датируется средним-верхним кембрием [Решение..., 1999; Исаев и др., 2003]. Название происходит по одноименному ручью. Породы представлены красноцветными гравелитами, алевролитами и аргиллитами, а также темно-серыми глинистыми сланцами. Неполная ее мощность в типовом разрезе не менее 65 м. Возрастной аналог толщи в Тыйском районе – *елогуйская* толща. Возраст определен на основе изучения трилобитов и брахиопод (*Pseudonomocarina* (?) *sp.*, *Chondranomocare* *sp.*, *Acanthous* *sp.*, *Peronopsis fallax* (Linors), *Acrothella* *sp.*, *Linnarsonia* (?) *sp.*, *Micromitzia* *sp.*) как средний–поздний кембрий. Толща прослежена в скв. Тыйская-1, Лемок-1 [Решение..., 1999].

По другим данным ставится под сомнение кембрийский возраст отложений и предлагается датировать породы *жигаловской* толщи, как и *вездеходной*, поздним девоном, франом [Елкин и др., 2001].

Кондесская свита выделена в Вездеходном районе в интервале 4005,0 - 3600,0 м разреза скв. Восток-1 [Конторович и др., 2008б]. Название дано по озеру Кондесское. Свита имеет условно согласные нижнюю и верхнюю границы, отчетливо выраженные по комплексу ГИС и

данным ВСП. Мощность - 405 м. В целом свита имеет обломочно-известковый состав с менее распространенными тонкообломочными прослоями, обогащенными глинистым веществом, доломитом и, в незначительной степени, ангидритом. Слои средnezернистых доломитов неравномерно обогащены силикокластическим материалом. Общая окраска отложений пестрая, варьирует от темно-серой, коричнево-серой (битумный пигмент) и серой до светло-серой, зелено-серой, вишнево-серой и вишневой.

В нижней половине свиты обнаружен комплекс трилобитов нганасанского горизонта верхнего кембрия: *Bolaspidina insignis*, *Parakoldinia sp.*, *Kuraspis similes*. В верхней половине свиты найдены трилобиты - *Kuraspis obscura*, *K. similes*, *K. spinata*, *K. similes ex gr. vera*, *K. similes ex gr. deflexa*, *Letniites sp.*, брахиопода *Lingulella sp.* и замковые брахиоподы. Весь комплекс соответствует тавгийскому горизонту верхнего кембрия северо-запада Сибирской платформы [Решения..., 1989]. Таким образом, в целом возраст *кондесской* свиты принят позднекембрийским (нганасанско-тавгийским).

Вышележащая **шеделгинская** свита выделена в интервале 3600,0 - 3210,0 м скважины Восток-1 и представлена преимущественно обломочными известковыми слоистыми породами (см. Рисунок 1.4). Терригенный силикатный материал, присутствующий в разрезе скважины в виде прослоев существенно глинистого состава и песчаной примеси в зернистых доломитах, значительно уступает в объемах карбонатному. По составу отложений, их строению и характеру переслаивания свита подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (3600,0-3438,0 м) мощностью 162 м сложена переслаиванием светло-вишневых, серых, зеленовато-серых зернистых известняков, известняков с примесью силикокластики и интракластовых известняковых брекчий. Из органических остатков в отложениях подсвиты обнаружены трилобиты: *Idahoia cf. composita*, *Raashellina paula*, *Bolaspidina sp.*, *Pesaiella sp.*, *Saonella cf. saonica*, *Ammagnostus simplexiformis*, *Bolaspidina cf. insignis*, *Schoriecare sp.*, *Parakoldinia sp.*, *Komaspidella rara*, *Nordia aff. lepida*, *Verkholenoides sp.*, *Parakoldinia striata*, брахиоподы: *Eoorthis sp.*, *Billingsella sp.*, *Billingsella ex gr. kulumbensis*. Весь комплекс характерен для мадуйского горизонта верхнего кембрия северо-западной части Сибирской платформы, на основании чего и возраст подсвиты, принят позднекембрийским (мадуйским) [Решения..., 1989].

Верхняя подсвита (3438,0 - 3210,0 м), мощностью 228 м сложена, главным образом, переслаивающимися иловыми известняками и карбонатно-алеврито-глинистыми породами. Отмечаются прослои зернистых известняков с примесью силикокластики. В нижней части подсвиты появляется примесь основного плагиоклаза, базальтов и ожелезненного, пелитизированного вулканического стекла. Из органических остатков в отложениях подсвиты

обнаружены трилобиты *Parakoldinia salairica*, *Pseudagnostus sp.*, *Parakoldinia striata*, *Koldinia pusilla*, *Komaspidella rara*, *Hadragnostus sp.*, *Homagnostus sp.*, *Bolaspidellus sp.*, *Parakoldinia kureiskaya.*, *Plethopeltoides lepidus*, *Amorphella sp.*, *Pesaiella sp.*, брахиоподы: *Billingsella sp.*, *Eoorthis sp.*, *Lingulella sp.*

Данный комплекс имеет много общих форм с комплексами трилобитов Игарского района Сибирской платформы и характерен для энцийского горизонта верхнего кембрия [Решения..., 1989]. На основании вышеизложенного возраст *верхнешеделгинской* подсвиты принят позднекембрийским (энцийским) [Конторович и др., 2008б].

Выше по разрезу в скв. Восток-1 выделена **пыжинская** свита [Конторович и др., 2008б] в интервале 3210,0 - 2766,0 м (стратотип). В разрезе скважины Восток-4 она имеет ранг верхней подсвиты *эвенкийской* свиты и выделяется в интервале 3025,0 – 2262,0 м [Конторович и др., 2012]. Мощность свиты составляет 763 м. Название происходит по ручью Пыжина, правому притоку р. Обь. По комплексу ГИС и данным ВСП свита имеет резкие нижнюю и верхнюю границы. Она обладает смешанным терригенно-известковым составом и характеризуется ярко выраженной пестроцветностью, обусловленной контрастным сочетанием вишневых, зеленых, серых тонов окраски. Также для свиты характерно, в целом, более высокое содержание, по сравнению с подстилающим общим разрезом, глинистого, алевро-глинистого вещества.

Из органических остатков в отложениях свиты обнаружены трилобиты, брахиоподы, водоросли, примитивные фораминиферы и др. Однозначное определение возраста свиты остается под вопросом. По данным А.В. Тимохина, Ю.Я. Шабанова и И.В. Коровникова свита относится к кетыйскому горизонту верхнего кембрия [Конторович и др., 2008б].

Эвенкийская свита установлена Г.И. Кириченко (1950) в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и на Енисейском кряже [Елкин и др., 2001]. В приенисейской полосе Западно-Сибирской плиты в Тыйском районе она вскрыта скв. Лемок-1 в инт. 2100,0 - 1210,0 м. Свита представлена характерными пестроцветными мергелями, глинистыми известняками и доломитами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Мощность составляет 667 м. Органические остатки в керне не обнаружены. Средне-позднекембрийский возраст пестроцветных пород, вскрытых на левобережье Енисея, определен положением их в разрезе скважины и сходством с отложениями *эвенкийской* свиты в типовых ее выходах на западе Сибирской платформы [Решения..., 1989].

В разрезе скв. Восток-4 свита устанавливается в интервале 3360,0 – 2262,0 м и подразделяется на три подсвиты (см. Рисунок 1.5). *Нижняя подсвита* выделена в интервале 3360,0 – 3215,0 м и представлена коричнево-серыми, иногда светлоокрашенными комковатыми известняками, которые участками обладают признаками пластово-строматолитового строения. Мощность подсвиты составляет 125 м. На глубине 3330,0 м в шлифах определены водоросли

Bija sibirica Vologd. Ниже по разрезу (3352,5 - 3352,3 м) встречены единичные элементы панцирей трилобитов плохой сохранности и напоминающие *Deltocephalus? sp.* Находки представителей этого рода приурочены к амгинскому и майскому ярусам среднего кембрия. По положению в разрезе и находкам фауны нижняя подсвита *эвенкийской* свиты сопоставляется с майским ярусом среднего кембрия.

Средняя подсвита выделена в интервале 3215,0 – 3025,0 м. Подсвита представлена чередованием преобладающих пакетов седиментационно нарушенного переслаивания доломитистых, доломитовых известняков, доломито-глинистых пород и редких слоев зернистых, а также пластово-строматолитовых известняков, часто доломитизированных светло-серых, коричнево-серых. Мощность подсвиты составляет 190 м. Здесь найдены трилобиты, брахиоподы, а также сферические проблематичные образования. На глубинах 3094,8 и 3095,3 м встречены неопределимые обломки трилобитов. На уровнях 3098,7 и 3099,3 м обнаружены брахиоподы *Billingsella sp.* Также на глубинах 3101,6 и 3102,4 м найдены кранидии, принадлежащие трилобитам семейств *Proasaphiscidae* (под *Pseudanomocarina*). Таким образом, на основании этих находок, интервал от 3094,5 до 3102,4 м, сопоставляется с верхами майского яруса среднего кембрия.

Верхняя подсвита выделена в интервале 3025,0 – 2262,0 м. В разрезе скв. Восток-1 (3210,0 – 2766,0 м) ей соответствует *пыжинская* свита, сопоставленная с верхним кембрием (аксайский ярус и выше). В разрезе скв. Восток-4 мощность подсвиты составляет 763 м. Органические остатки в подсвите встречены лишь в самых верхах в маломощном прослое известняка. На глубине 2304,5 м отмечаются неопределимые обломки трилобитов, представленные частями плевральных сегментов торакса. Подсвита сложена красно- и пестроцветными, вишневыми алеврито-ангидрит-глинисто-доломитовыми, доломито-глинистыми смешанного состава породами с частыми прослоями микритовых доломитов, ангидритовых доломитов, интракластовых брекчий и пакетов тонкого переслаивания этих пород. Для отложений характерна примесь рассеянной обломочной слюды и «облаковидные» скопления силикокластики, отмечается седиментационная нарушенность. В виде единичных тонких прослоев встречаются строматолитовые известняки, полевошпат-кварц-лититовые песчаники с примесью кислой вулканокластики [Конторович и др., 2012].

Таким образом, обобщая существующие на сегодняшний момент данные по стратиграфии района исследования, отметим, что многие вопросы остаются открытыми, а единой утвержденной стратиграфической схемы для данной территории не существует. На Рисунке 1.10 автором предпринята попытка сопоставить имеющуюся информацию и составить корреляционную схему вендских и кембрийских стратиграфических подразделений левобережья р. Енисей и юго-западных районов Сибирской платформы.

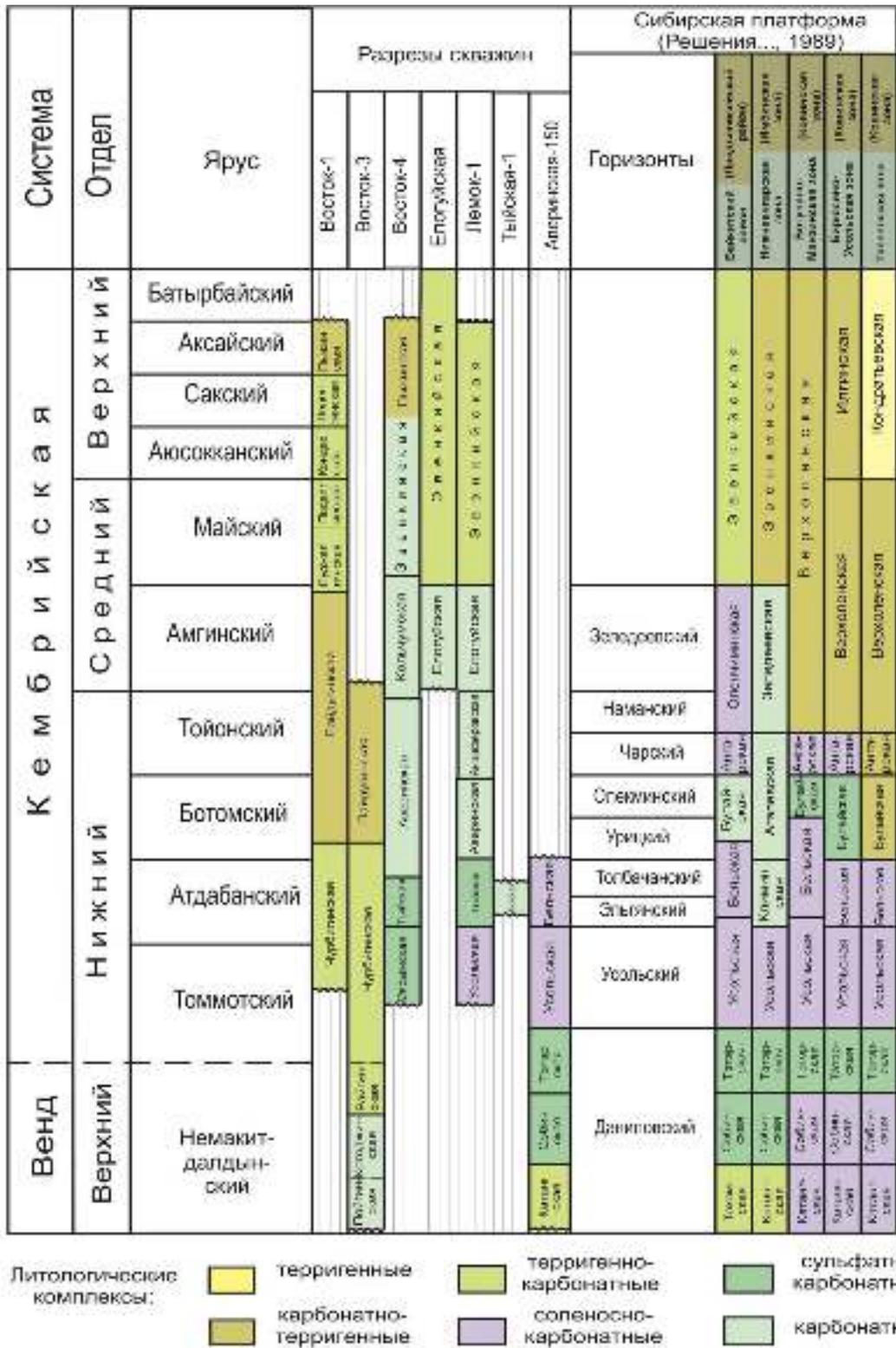


Рисунок 1.10 - Корреляционная схема вендских и кембрийских стратиграфических подразделений левобережья р. Енисей и юго-западных районов Сибирской платформы, в скобках указаны названия районов и зон согласно схеме фациального районирования венда Сибирской платформы [Завершение...,2009(Ф); Мельников, 2009; Решения..., 1989]

СИЛУР

В Вездеходном структурно-фациальном районе отложения нижнего силура и лудловского яруса выделяются в объеме **лымбельской** толщи, сложенной темно-серыми и вишнево-красными аргиллитами, мергелями и глинистыми известняками (150 м). Границы с нижележащей *няргинской* и вышележащей *дунаевской* толщами условные. Свита названа по р. Лымбелька, правому притоку р. Томь в Томской области. Стратотип определен по керну скв. Северо-Лымбельская-1 (инт. 2970,0 - 2820,0 м). Свита прослежена в пределах Малохетской, Северо-Лымбельской и Няргинской разведочных площадей [Решение..., 1999].

По другим данным, отложения ордовикской и силурийской системы в разрезах скважин, находящихся в Тыйском и Вездеходном структурно-фациальных районах, не выделены [Елкин и др., 2001].

ДЕВОН

Как неоднократно отмечалось выше, существует проблема определения возраста **вездеходной** и **жигаловской** свит. Среди исследователей есть самые различные точки зрения на этот счет: от венда-кембрия до ордовика и силура-девона и, наконец, до франского яруса – верхнего девона [Решение..., 1999; Елкин и др., 2001; Исаев и др., 2003]. Автор придерживается мнения о венд-кембрийском возрасте данных отложений, поэтому характеристика этих свит дана выше, в соответствующем подразделе.

В Вездеходном структурно-фациальном районе в нижнем девоне установлена **дунаевская** толща (по руч. Дунаеву – правому притоку р. Елтырева в Томской области). Типовой разрез прослежен по керну скв. Няргинская-1 (инт. 2720,0 - 2667,0 м). Толща представлена эффузивно-осадочными образованиями – диабазами, базальтовыми порфиритами, туфами, туффитами (468,3 м). Граница с нижележащей *лымбельской* толщей неясная. Верхняя граница не изучена. Предполагается, что на образования *дунаевской* толщи налегают осадочно-эффузивные породы **касской** толщи, выделенной в качестве стратиграфического аналога в Тыйском структурно-фациальном районе. Толща условно отнесена к девону. В [Решение... 1999, с. 51] отмечается, что она была предложена В.С. Бочкаревым на Тюменском совещании 1990 г. Название толщи происходит от одноименной разведочной площади, расположенной на территории приенисейской части Западно-Сибирской плиты. Стратотип ее установлен в разрезе скв. Каская-1 как инт. 2300,0 - 1665,0 м. Он сложен пестроцветными аргиллитами, песчаниками и конгломератами мощностью до 1000 м [Решение..., 1999]. Эмский возраст *касской* толщи определен условно, по аналогии с красноцветными отложениями Минусинской

впадины и запада Сибирской платформы. Не исключено, что она соответствует границе силура и девона.

Касская толща по составу резко отличается от *дунаевской*: она представлена пестроцветными аргиллитами, песчаниками и конгломератами, в нижней части разреза с базальтами, андезито-базальтами и туфами.

Также в данном районе выявлены отложения **ванжильской** толщи, названные по разведочной площади в Томской области. Стратотип установлен по керну скв. Ванжильская-1 (инт. 3100,0 - 2144,0 м). Сложена толща тонким чередованием темно-серых алевролитов, песчаников, серых неяснослоистых сгустковых и оолитовых известняков (960 м). Границы условные [Решение..., 1999].

В разрезе скважины Восток-3 условно к девону отнесена **малоомутлинская** толща, залегающая, по-видимому, с перерывом в осадконакоплении на нижне-среднекембрийских отложениях (см. Рисунок 1.3) [Бурение..., 2006а(Ф)]. Выделяется толща в инт. 3635,0 – 3393,0 м (стратотип). Название происходит от озера Малые Омутли. Толща сложена переслаивающимися серыми кварцево-литокластитовыми песчаниками и черными аргиллитами, глинистыми, известковистыми и известковыми алевролитами. Определимых палеонтологических остатков в отложениях толщи не выявлено. Обнаружены остракоды, фораминиферы, водоросли, которые не дали однозначного ответа о возрасте вмещающих пород. Относительно возраста данных отложений существует две точки зрения. Мнение о девонском или каменноугольном возрасте отложений высказывалось А.Н. Фоминым по определениям высшей флоры в аншлифах. Однако, существуют косвенные свидетельства принадлежности *малоомутлинской* толщи к более древнему подстилающему кембрийскому комплексу. Это отсутствие хорошей отражательной сейсмической границы вблизи подошвы, которая должна быть при большом разрыве в возрасте, и наличие в составе обломков в песчаниках и алевролитах *малоомутлинской* толщи большого количества высокоуглеродистых пород, которые очень характерны для непосредственно подстилающих отложений. С учетом всего вышеизложенного, *малоомутлинская* толща рассматривается в ранге толщи, а ее возраст принят условно девонским [Бурение ..., 2006а(Ф)].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

В Вездеходном структурно-фациальном районе нижний и средний карбон выделен условно в объеме турнейского–московского ярусов и представлен **батуринской** толщей, названной по с. Батурино в Томской области. Толща представлена чередующимися серыми известняками, бурыми песчаниками, туфами, гравелитами, конгломератами (около 204 м) с чешуями рыб *Paleoniscidae*, *Caretropteris sp.* и фораминиферами *Bisphaera malevkensis Bir.*

Нижняя и верхняя границы условны. Стратотип определен по керну скв. Ванжильская-1 (инт. 2144,0 - 1945,0 м) [Решение..., 1999].

1.2 Тектоника

Анализ материалов региональных сейсморазведочных работ, выполненных на востоке Западно-Сибирской геосинеклизы, на западе Красноярского края и в восточных районах Томской области, ХМАО и ЯНАО, показал, что в домезозойской части разреза на территории Предъенисейской области уверенно прослеживается серия регионально-выдержанных отражающих сейсмических горизонтов [Жеро, 1981; Сурков и др., 1981, 1984; Конторович и др., 2003, 2006; и др.].

Исследователями ИНГГ СО РАН было выделено 6 сейсмокомплексов, формирующих два структурных этажа. Нижний представлен верхнедокембрийско-палеозойскими толщами, которые являются фундаментом молодой Западно-Сибирской геосинеклизы. Верхний структурный этаж мезозойско-кайнозойский - соответствует ее чехлу (Рисунок 1.11) [Конторович и др., 2006].

В данной работе особое внимание уделяется нижнему структурному этажу. Вследствие этого характеристика тектонического строения района приводится на основании карты тектонического районирования по кровле вендских отложений (отражающий горизонт KV), а также карты, построенной по подошве платформенных позднедокембрийско-палеозойских образований (отражающий горизонт Ф) (Рисунок 1.12, 1.13). Анализ проведен по обобщающим материалам ИНГГ СО РАН [Бурение..., 2006а(Ф)].

В Предъенисейской зоне доплатформенный структурный этаж (складчатый комплекс основания добайкальского возраста) залегает на глубинах 8-12 км. Глубины залегания, а также отсутствие выходов отложений на дневную поверхность не позволяют конкретизировать особенности прослеживаемых структур. В вышележащих горизонтах структуры определяются существенно лучше в волновой картине большинства сейсмопрофилей. Здесь прослеживается блоковое строение этажа, значительная роль в формировании современной структуры которых, принадлежит интрузивным образованиям и дизъюнктивным нарушениям. Породный состав комплекса основания аналогичен таковому в прилегающих районах Енисейского края. Для блоков также характерна преимущественно субмеридиональная ориентировка в плане, которой подчинены и основные разломы [Филиппов, 2001].

Вышележащие отложения (байкальские и нижнепалеозойские) имеют единый региональный структурный план, для которого характерны небольшой градиент мощности и субгоризонтальное моноклиналиное залегание толщ, осложненное рядом узких и протяженных валообразных поднятий северо-западного и широтного простирания [Конторович А.Э. и др., 2003].

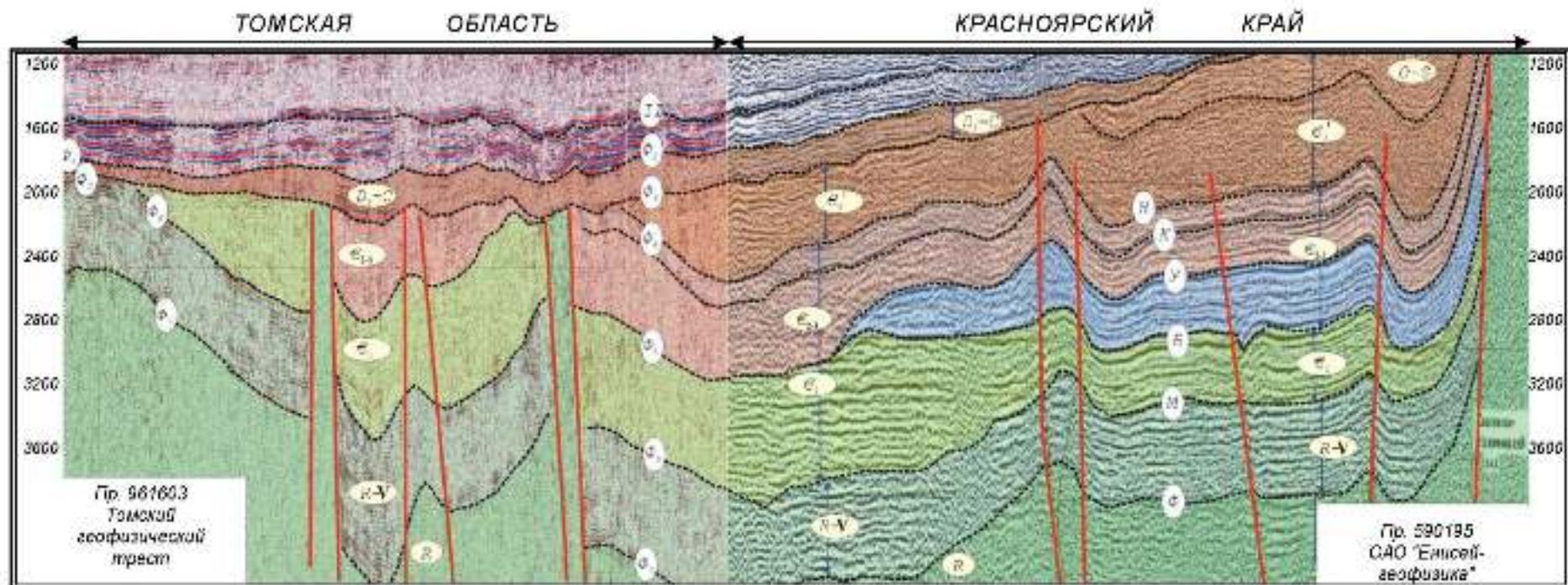


Рисунок 1.11 - Сеймостратиграфическая характеристика верхнепротерозойско-палеозойских отложений Предьенисейской субпровинции [Конторович А.Э. и др., 2008г]

Список структур

Надпорядковые структуры и 0 порядка

- I Тим-Вохская мегаантиклизис
- II Ангаро-Елоуйская мегаоклиза (ступень)
- III Пировская наклонная градь
- IV Преддвинскойская мегасинеклиза
- V Елоуй-Туруханская мегатектоническая
- VI Яросл-Сочурская наклонная градь
- I Каско-Сыктская синеклиза
- II Кель-Тымская синеклиза

Первого порядка

- 1 Елоуйский структурный мегаблок
- 2 Пурноский сад
- 3 Тымская мезоседловина
- 4 Райпинский мегавыступ
- 5 Северо-Катский сад
- 6 Ярославский сад

Второго порядка

- 1 Сугмутунская мезовпадина
- 2 Тундровый мезовыступ
- 3 Дубинский мезоригиб
- 4 Тогульеский мезовал
- 5 Ирэнчимская мезовпадина
- 6 Пурноско-Северо-Катская мезоседловина
- 7 Нижнесыктская мезовпадина
- 8 Большекасская мезовпадина
- 9 Южно-Катский мезовыступ
- 10 Верхнекасский мезовыступ
- 11 Верхнеочурский мезовыступ

Третьего порядка

- 1 Верхнеочурское куполовидное поднятие
- 2 Кельинская впадина
- 3 Тымское куполовидное поднятие
- 4 Каменодубинская впадина
- 5 Верхнесыктская впадина
- 6 Тогульеское куполовидное поднятие
- 7 Водораздельная впадина
- 8 Алсымское куполовидное поднятие
- 9 Восточно-Ирэнчимская впадина
- 10 Нижнедубинская впадина
- 11 Валвилльская впадина
- 12 Кельинское куполовидное поднятие
- 13 Нижнекуканское куполовидное поднятие
- 14 Западно-Кукачанская впадина
- 15 Верхнекуканское куполовидное поднятие
- 16 Усть-Ирэнчимская впадина
- 17 Пурноское куполовидное поднятие
- 18 Киденская впадина
- 19 Мокроточеская впадина
- 20 Северо-Иштиская впадина
- 21 Хайбинское куполовидное поднятие
- 22 Иштиский выступ
- 23 Кинельеская впадина
- 24 Усть-Сыктский вал
- 25 Северо-Райинская впадина
- 26 Нижнесыктский прогиб
- 27 Северо-Копьинская впадина
- 28 Северо-Касская впадина
- 29 Каский вал
- 30 Нижнекасский вал
- 31 Каская впадина
- 32 Еланская впадина
- 33 Усть-Нарчинская впадина

- 34 Журалевская впадина
- 35 Рассомахиное куполовидное поднятие
- 36 Верхнерассомахиная впадина
- 37 Северо-Владимировское куполовидное поднятие
- 38 Владимировское куполовидное поднятие
- 39 Западно-Рассомахиная впадина
- 40 Нижнерассомахиная впадина
- 41 Белогорское куполовидное поднятие
- 42 Восточно-Орловское поднятие
- 43 Западно-Орловская впадина
- 44 Среднеорловская впадина
- 45 Верхнепомозятая впадина
- 46 Южно-Каское куполовидное поднятие
- 47 Западно-Верхнекасское куполовидное поднятие
- 48 Восточно-Верхнекасское куполовидное поднятие
- 49 Восточно-Кельинская впадина
- 50 Сочурский выступ
- 51 Сочурская впадина
- 52 Северо-Сочурская впадина
- 53 Анцферовское куполовидное поднятие
- 54 Верхнеочурское куполовидное поднятие
- 55 Восточно-Сочурская впадина
- 56 Верхнеанцферовское куполовидное поднятие

- 57 Нижнекасское куполовидное поднятие
- 58 Северо-Тымская впадина
- 59 Верхнекетское куполовидное поднятие
- 60 Ярославское куполовидное поднятие

Продолжение рисунка 1.12 – Карта тектонического районирования по кровле вендских отложений (по отражающему горизонту KV)

[Завершение ...,2009 (Ф)]

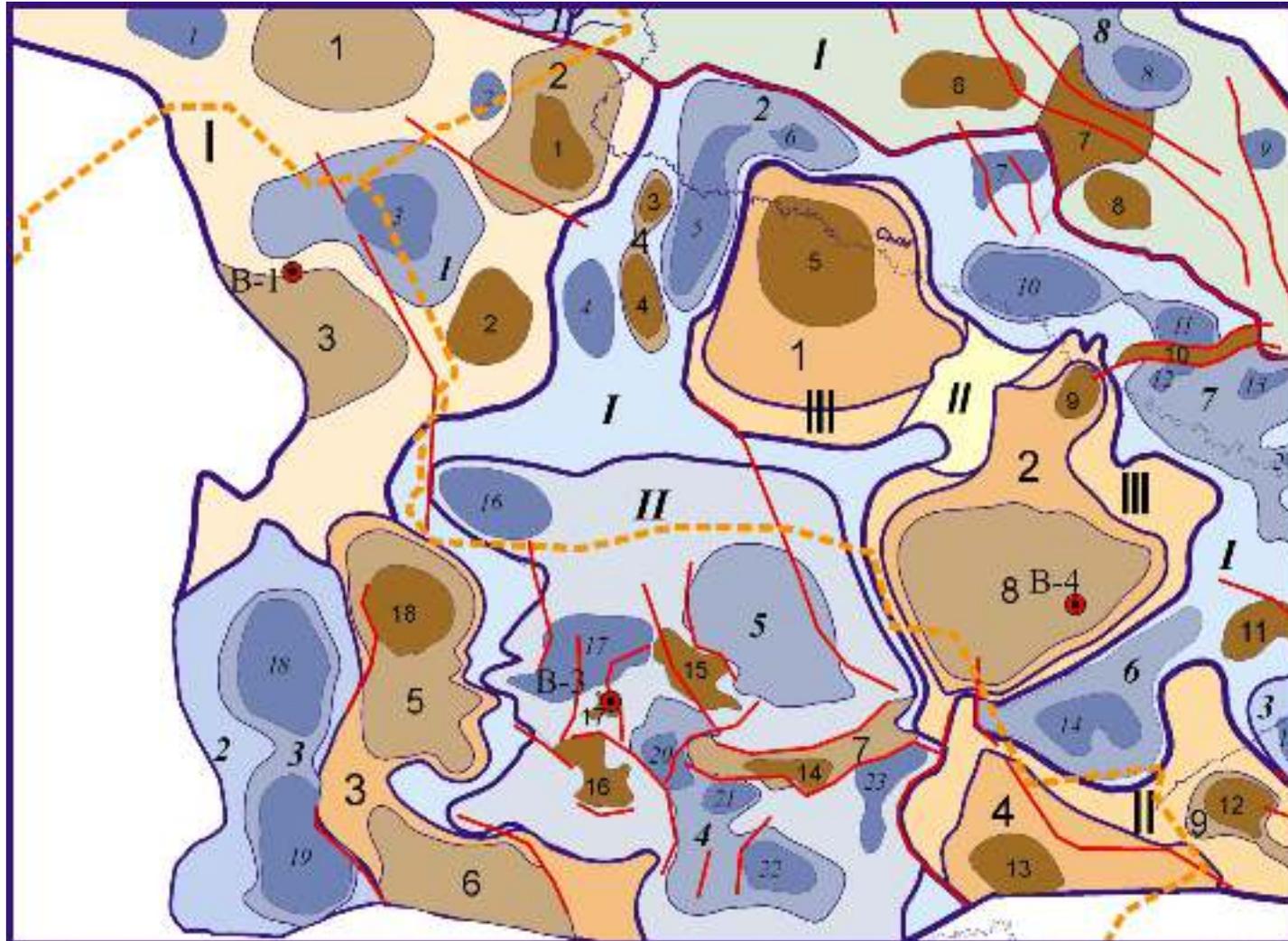
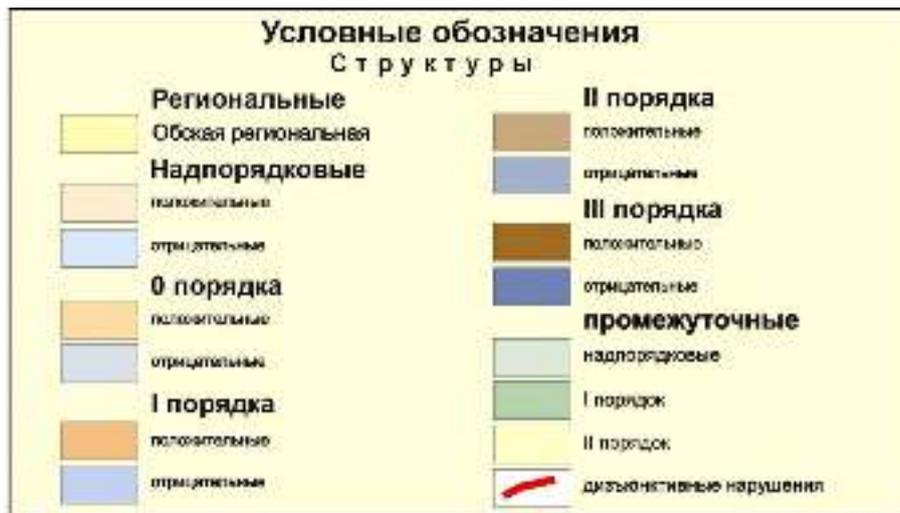


Рисунок 1.13 - Карта тектонического районирования по подошве платформенных позднекембрийско-палеозойских образований (отражающий горизонт Ф) [Завершение ...,2009 (Ф)]

**Список структур****Надпорядковые и 0 порядка****положительные**

- I Тым-Важская мегатемаинтеклиза
- II Ярко-Солумская наклонная града
- III Пуреско-Кетская антеклиза

отрицательные

- I Предъенисейская метасинеклиза
- II Каты-Тымская синеклиза

I порядка**положительные**

- 1 Пуреский свод
- 2 Северо-Кетский свод
- 3 Райгинский мезовыступ
- 4 Ярский свод

отрицательные

- 1 Верхневахский мегарез
- 2 Восточно-Пайдулинская мезовпадина
- 3 Касская мезовпадина

II порядка**положительные**

- 1 Ассельганское куполовидное мезоподняtie
- 2 Альпийское куполовидное мезоподняtie
- 3 Корбыльское куполовидное мезоподняtie
- 4 Кулачанский мезовал
- 5 Райгинское куполовидное мезоподняtie
- 6 Мартовское куполовидное мезоподняtie
- 7 Белоноговский мезовыступ
- 8 Северо-Кетское куполовидное мезоподняtie
- 9 Верхнекассский мезовал

отрицательные

- 1 Ванкильская мезовпадина
- 2 Ирагчимская мезовпадина
- 3 Западно-Еланский мезопрогиб
- 4 Орловская мезовпадина
- 5 Верхнерассомахинская мезовпадина
- 6 Верхнепомоватая мезовпадина
- 7 Сымский мезопрогиб
- 8 Северо-Салымская мезовпадина
- 9 Дубчесская мезовпадина

III порядка**положительные**

- 1 Альпийское куполовидное поднятие
- 2 Калкасское куполовидное поднятие
- 3 Нижнекулачанское куполовидное поднятие
- 4 Верхнекулачанское куполовидное поднятие
- 5 Пуреское куполовидное поднятие
- 6 Тогулынасское куполовидное поднятие
- 7 Западно-Дубчесское куполовидное поднятие
- 8 Торчесское куполовидное поднятие
- 9 Усть-Сысыйское куполовидное поднятие
- 10 Иштыкский выступ
- 11 Касский вал
- 12 Безыменкинское куполовидное поднятие
- 13 Яркое куполовидное поднятие
- 14 Белоноговский вал
- 15 Рассомахинское куполовидное поднятие
- 18 Владимирское куполовидное поднятие
- 17 Северо-Владимировское поднятие
- 18 Райгинское куполовидное поднятие

отрицательные

- 1 Комоестьганская впадина
- 2 Водораздельная впадина
- 3 Средневахжильская впадина
- 4 Западно-Кулачанская впадина
- 5 Усть-Ирагчимский прогиб
- 6 Восточно-Ирагчимская впадина
- 7 Верхнекиденесская впадина
- 8 Дубчесская впадина
- 9 Нижнедубчесская впадина
- 10 Киденесская впадина
- 11 Северо-Иштыкская впадина
- 12 Кинельчесская впадина
- 13 Верхнетугупанская впадина
- 14 Верхнепомоватая впадина
- 15 Большекасская впадина
- 16 Северо-Райгинская впадина
- 17 Журавлевская впадина
- 18 Еланская впадина
- 19 Усть-Няринская впадина
- 20 Западно-Рассомахинская впадина
- 21 Нижнерассомахинская впадина
- 22 Среднеорловская впадина
- 23 Восточно-Орловский прогиб
- 24 Нижнесымская впадина

промежуточные

- I Ангаро-Енисейская мегамоноклиза (ступень)
- II Пуреско-Северо-Кетская мезоседловина

Продолжение рисунка 1.13 - Карта тектонического районирования по подошве платформенных позднедокембрийско-палеозойских образований (отражающий горизонт Ф)

[Завершение ..., 2009 (Ф)]

Для верхнедокембрийских толщ характерно присутствие малоамплитудных сбросов, взбросов и антиклинальных складок с амплитудой, не превышающей 2 км, сформированных над ослабленными межблоковыми зонами деструкции в комплексе основания. Для нижнекембрийских соленосных отложений не характерны дизъюнктивные дислокации. Структуры представляют собой высокоамплитудные антиклинали (3-4 км), которые имеют форму узких и вытянутых валов в плане, с заметным «раздутием» соляных пластов в ядрах до 3-4-х раз. Равномерное воздымание верхнерифейских отложений и выход горизонтов в подошву венда отмечается в районах верхнего течения р. Кольчум. Здесь глубина залегания данных толщ составляет около 4-5 км [Филиппов, 2001].

В восточных районах, прилегающих к Енисейскому кряжу, в основании нижнекембрийских толщ выделяются соленосные отложения, которые являются аналогами усольской свиты Сибирской платформы. Развитие подобных соляных структур отмечается в юго-западных районах Сибирской платформы (Марково-Ичерская, Киренгская, Непская зоны Непско-Ботуобинской антеклизы, Литвинцевский и Жигаловский валы, Ахинская антиклиналь Илим-Орленгской зоны, Троицко-Михайловский вал на западном крыле Присяно-Енисейской синеклизы, центральные районы Вельминской впадины и др.) [Соляная тектоника..., 1973; Филиппов, 2001 и др.].

В западном направлении от этой зоны роль солей в нижнекембрийском разрезе постепенно ослабевает до полного их исчезновения. Также для западной части характерно усложнение структурного плана, в разрезе появляется значительная раздробленность и насыщение магматическими образованиями в виде силлов, даек и эффузивных покровов. Вышележащие сульфатно-карбонатные комплексы нижнего и среднего кембрия и преимущественно терригенно-карбонатные – верхнего кембрия согласно залегают на подстилающих отложениях и полностью повторяют их морфологию.

Структурный план вышележащих палеозойских отложений повторяет таковой для вендских и нижнепалеозойских пород. В целом для всего этажа характерна брахиформная складчатость, наличие крупных депрессионных структур и разделяющих их валов. Структурообразующим элементом отмечаемой складчатости являются межблоковые движения и связанные с ними разломы и деформации подстилающего комплекса основания.

Для всей территории левобережной части Красноярского края, в северо-западном направлении, вдоль оси бассейна, не отмечается ни структурной, ни вещественной заметной дифференциации выделяемых толщ [Филиппов, 2001].

Дизъюнктивные дислокации в центральной части района исследования развиты слабо. Иная ситуация наблюдается в более отдаленных, краевых зонах, прилегающих к складчатым областям (Томь-Колыванская на западе, Алтае-Саянская на юге, Енисейский кряж на востоке),

где их роль возрастает. Большое количество выделяемых в районе разломов носит взбросо-надвиговый характер с относительно небольшой амплитудой и глубиной заложения. Отмечается, что с глубиной линии разломов выполаживаются и приобретают более надвиговый характер с углами падения до 45°. В кровле нижнепалеозойского комплекса они становятся, наоборот, субвертикальными. На остальной части территории разломы устанавливаются лишь в присводовых частях валообразных структур, охватывая в основном нижние верхнедокембрийские уровни, где они являются структурообразующими [Филиппов, 2001].

Кратко охарактеризуем обрамляющие структуры района исследования. Территория с запада граничит с Томь-Колыванской складчатой областью, на востоке – со структурами Енисейского кряжа, а на юге – с Мартайгинской фациальной зоной Алтае-Саянской складчатой области.

Томь-Колыванская область достаточно полно охарактеризована в геологической литературе [Запивалов, 1974; Иванов и др., 1975 и др.]. В среднем палеозое территория в палеоландшафтном отношении представляла собой подвижный троговый прогиб, который отделял мелководное море западной периферии Сибирской платформы от эпиконтинентальных бассейнов центральной части Западной Сибири. В среднем девоне и карбоне здесь происходило осадконакопление флишевого комплекса. В тектоническом плане для Томь-Колыванской области характерны линейно-складчатые структуры, осложненные дизъюнктивными нарушениями и более мелкой складчатостью. Гранитоидные интрузии и диабазовые дайки в основном посткарбонового возраста. Большинство пород испытало региональный метаморфизм.

На юге территория исследования граничит со структурами Алтае-Саянской складчатой области. Формирование отложений рифея, венда и раннего кембрия здесь происходило в обширном морском бассейне, с обильным накоплением карбонатов, который простирался далеко на юг. Для раннего кембрия, отложений *усинской* свиты, характерны прослойки туфов, кремнистых сланцев, а также марганцевых руд. В начале среднего палеозоя на территорию отмечается наступления моря (регрессия). В отложениях фиксируется резкое угловое несогласие красноцветных терригенных пород с раннекембрийскими отложениями. Вся область прошла каледонский складчатый этап развития, в результате чего докембрийские и раннепалеозойские отложения собраны в линейные складки, разбиты разломами на блоки, насыщены разнообразными интрузивными телами и в значительной степени метаморфизованы [Филиппов, 2001]. Структуры Алтае-Саянской складчатой области прослеживаются, по грубым оценкам, до течения р. Кеть [Конторович и др., 1996 и др.].

На востоке домезозойские комплексы граничат со структурами Енисейского тектонического пояса. Здесь на эрозионную поверхность выходит верхнерифейская

(байкальская) покровно-складчатая система, в составе которой особое место занимает офиолитово-метавулканогенный аллохтон - Исаковская покровно-складчатая зона. Отложения рифея на территории Енисейского кряжа представлены мощным комплексом (до 10-12 км) карбонатных и вулканогенно-осадочных пород [Конторович и др., 1996, Филиппов, 2001 и др.].

Складчатые структуры Енисейского тектонического пояса хорошо прослеживаются по геофизическим данным и под мезозойским осадочным чехлом в левобережной части р. Енисей. В районах, непосредственно прилегающих к кряжу с запада, отчетливо выделяется ступенчатое погружение рифейских комплексов (Ангаро-Елогуйская ступень), осложненных серией разломов северо-западного простирания и перекрытых более молодыми платформенными осадочными комплексами позднедокембрийско-раннепалеозойского возраста.

В целом на территории исследования по карте кровли вендских отложений выделено: 8 надпорядковых структур и 0 порядка, 6 структур первого порядка, 11 второго порядка и 60 структур третьего порядка. Происхождение надпорядковых структур, вероятно, связано с нижележащими более древними покровно-складчатыми сооружениями. Здесь выделяются:

Ангаро-Елогуйская мегамоноклиза. Структура тянется вдоль левобережья Енисея, ширина колеблется: на юге, в районе реки Кеть, она составляет несколько десятков километров, на севере - расширяется. К северу, за пределами территории исследования, моноклираль расширяется и превращается в широкую пологую синклинорную структуру – Елогуй-Туруханскую мегаемисинеклизу, раскрывающуюся на север. В южной же части мегамоноклиза – это узкая, протяженная параллельно Енисею структура, явно погруженная часть складчатых сооружений Енисейского кряжа. Мегамоноклиза отделена от остальной территории разрывным нарушением (или целой серией нарушений) достаточно большой амплитуды; иногда до нескольких сотен метров. Вся моноклиральная полоса нарушена разрывными нарушениями преимущественно северо-западного простирания. Нередко приразломные возвышенные блоки создают положительные структуры преимущественно III порядка, с одной или с обеих сторон ограниченные протяженными разломами.

На юге мегамоноклизы выделяется Нижнекемское куполовидное поднятие. В кровле вендских отложений оно имеет округлые очертания, разлом проходит через его центральную часть, не нарушая существенно структуры, поднятие оконтурено по изолинии минус 3200 м, амплитуда не превышает 300 м при площади не более 50 км².

Следующая структура – Анциферовское куполовидное поднятие. В кровле вендских образований площадь куполовидного поднятия составляет около 350 км², оно оконтуривается на глубине 2800 м, амплитуда составляет около 900 м. Южнее, на территории с относительно пологим рельефом расположена еще одна замкнутая положительная структура III порядка –

Верхнеанциферовское куполовидное поднятие амплитудой около 800 м, замкнутое по изолинии минус 2800 м и охватывающее площадь около 150 км².

Далее на северо-запад, до самого течения р.Кас, фиксируется надпорядковая структура, не осложненная более мелкими структурными элементами, которая представляет собой круто наклоненный на юго-запад от Енисея моноклиальный склон.

В нижнем течении р. Кас, в кровле вендских отложений на глубине 3000 м оконтуривается вытянутый в северо-западном направлении структурный элемент III порядка – Нижнекасский вал. Он занимает площадь около 300 км², при амплитуде 1300 м. Севернее устья р. Сым надпорядковая структура продолжает тянуться довольно узкой полосой, отделяясь от остальной территории серией узких линейных отрицательных структур. Лишь на крайнем севере в состав мегамоноклизы включен крупный структурный положительный полузамкнутый элемент I порядка – Елогуйский структурный мегамыс. Мегамыс с востока ограничен площадью распространения платформенных отложений. На юге граничит с Предъенисейской мегасинеклизой, далее на север граница мегамыса сечет изолинии рельефа, а еще севернее, по разломному нарушению, мегамыс отделяется от Елогуй-Туруханской мегасинеклизы.

В рельефе кровли вендского комплекса севернее Нижнекасского вала выделяется цепочка более мелких (III порядка) положительных и отрицательных структур. Это – Усть-Сымский вал (площадь – 250 км², оконтурен по изолинии минус 3000 м, амплитуда – 1300 м); мелкое (около 50 км²) Хойбинское куполовидное поднятие, ограниченное на глубине 3400 м и имеющее амплитуду 100 м. Крайней северной в этой цепочке тектонических элементов является Нижнедубчесская впадина, вытянутая в северо-западном направлении, ограниченная по изолинии минус 5200 м, охватывающая площадь около 200 км² и имеющая амплитуду 300 м.

На юге территории обнажена лишь небольшая часть Пировской наклонной гряды. Это часть моноклиальной структуры, здесь не осложнена более мелкими тектоническими элементами. Северная часть блока Пировской наклонной гряды опущена и в южном направлении отметки рельефа по кровле вендских отложений растут от 4200 до 2200 м. Амплитуда перемещения по кровле вендских образований по разлому превышает 500 м. В пределах структуры пробурена скв. Аверинская-150.

С юго-запада центральная надпорядковая отрицательная структура граничит с положительной Ярско-Сочурской наклонной грядой, которая является положительной линейной незамкнутой структурой. Гряда осложнена многочисленными блоковыми и пликативными положительными и отрицательными структурами разного порядка. В самой южной ее части в рельефе кровли вендских образований расположен приподнятый блок, который отнесен к положительной структуре II порядка, осложненной к тому же замкнутой положительной структурой III порядка - Верхнесочурским мезовыступом. Он полностью

ограниченный разрывными нарушениями, за исключением небольшого участка на западе, где оконтурен на абсолютной глубине 5500 м. В южной части мезовыступа, почти на границе распространения позднепротерозойско-палеозойских платформенных образований по изолинии минус 3400 м выделено Верхнесочурское куполовидное поднятие, в целом округлой формы, и лишь его западная граница нарушена разломом. Площадь куполовидного поднятия около 150 км², оно имеет амплитуду 400 м и симметричное строение. В центральной части наклонной гряды выделяется положительная структура III порядка – Сочурский выступ. Структура с севера и с юга ограничена разломами, имеет удлиненную в северо-западном направлении форму, площадь – около 650 км² при амплитуде менее 800 м. Необходимо заметить, что на участках границы, не осложненных разрывными нарушениями, выступ ограничен по изолинии минус 6000 м. Далее на северо-запад в рельефе кровли вендских отложений выделяется отрицательная структура III порядка, а далее – две положительные III порядка, объединяющиеся в почти замкнутый тектонический элемент II порядка.

Ярская часть наклонной гряды оконтурена по изолинии минус 6000 м. В центре этой части выделен Ярский свод, оконтуренный по изолинии минус 5600 м, имеющий площадь приблизительно 2000 м². На значительных участках граница и Ярской части Ярко-Сочурской наклонной гряды, и Ярского свода осложнена или оборвана разломными нарушениями. Цепочка положительных структур, уходящая на север от свода в целом продолжается, и отделяется мощной разломной зоной.

К Тым-Вахской мегагемиантеклизе отнесена широкая полоса территории западнее Елогуй-Туруханской мегагемисинеклизы, включая крупные мезовыступы и крупные замкнутые положительные структуры II порядка. В северной части мегагемиантеклизы выделена структура II порядка – Северо-Вахский мезовыступ. В западной части мегагемиантеклизы расположена отрицательная структура II порядка – Сугмутинская мезовпадина. Мезовпадина оконтурена по изолинии минус 6200 м, занимает площадь около 2000 км², имея при этом амплитуду чуть более 1100 м.

Юго-восточнее описанных структур выделяются еще две крупные замкнутые положительные структуры. Прежде всего, это Тогульчесский мезовал, структурный элемент II порядка. В его центральной части выделяется замкнутая положительная структура III порядка – Тогульчесское куполовидное поднятие, которое оконтурено по изолинии минус 4400 м и охватывает площадь более 200 км² при амплитуде 100 м. Мезовал ограничен на абсолютной глубине минус 4800 м, имеет амплитуду 300 м и занимает площадь более 2000 км². Северная его часть нарушена незначительным разрывным нарушением. Восточная часть пересекается парой сопряженных разломов, также не нарушающих существенно структуру мезовала.

На западе Тым-Вахской мегагемиантекклизы выделяются одна отрицательная структура I порядка, две положительные и две отрицательные структуры III порядка. В рельефе кровли вендских отложений на этой территории выделяется Капкосское куполовидное поднятие. Поднятие ограничено на абсолютной глубине минус 4800 м, охватывает площадь около 500 км², при этом имеет амплитуду 500 м. Северо-западнее Капкосского куполовидного поднятия расположена депрессия III порядка – Ванжильская впадина, она ограничивается на абсолютной глубине минус 5400 м, занимает площадь около 800 км² при амплитуде 800 м. Севернее выделяются две структуры. Мелкая - Водораздельная впадина ориентирована меридионально, ограничена на абсолютной глубине 4800 м. Площадь, охватываемая депрессией, составляет 120 км², при амплитуде 500 м. Восточнее выделяется тектонический элемент III порядка – Алсымское куполовидное поднятие. На карте тектонического районирования по кровле вендских образований это поднятие охватывает площадь – около 600 км², а в сводовой части, отражающий горизонт по кровле венда отсутствует.

В юго-западной части Тым-Вахской мегагемиантекклизы выделена положительная структура I порядка – Райгинский мегавыступ. Мегавыступ осложнен более мелкими структурами. На карте тектонического районирования кровли вендских отложений расположены две мелкие замкнутые отрицательные структуры III порядка. На севере выделена Еланская впадина, ограниченная на глубине минус 5200 м, охватывающая площадь около 200 км² при амплитуде 200 м. На юге, оконтуренная на глубине минус 6000 м Усть-Няргинская впадина, занимающая площадь почти 500 км² при амплитуде 900 м. На карте, построенной по подошве платформенных позднедокембрийско-палеозойских образований, в северной части мегавыступа, оконтуривается Корбыльское куполовидное мезоподнятия. Его площадь достигает почти 1500 км². На склоне этого куполовидного мезоподнятия пробурена скважина Восток-1.

Центральная часть территории исследования представляет собой сложно устроенную надпорядковую депрессию – Предъенисейскую мегасинеклизу. В рельефе кровли вендских отложений мегасинеклиза ограничена по изолинии минус 5400 м. Площадь, занимаемая мегасинеклизой составляет около 50000 км². На территории депрессии выделены две отрицательных структуры 0 порядка по кровле вендских образований.

Южную часть Предъенисейской мегасинеклизы занимает Кеть-Тымская синеклиза. В рельефе кровли вендских пород она оконтурена на абсолютной глубине минус 6000 м и представляет собой крупную депрессию, осложненную большим количеством замкнутых и полузамкнутых тектонических элементов разного порядка. Площадь, занимаемая структурой по кровле венда составляет около 12000 км². Максимальный перепад высот рельефа – менее 2000 м.

В рельефе кровли вендских отложений центральная часть Кеть-Тымской синеклизы представляет собой серию более мелких депрессий (I и 0 порядка), кольцом окружающих широтно вдающийся в синеклизу с востока узкий длинный выступ. Наиболее крупная в пределах синеклизы депрессия III порядка расположена в ее северо-восточной части – Верхнерассомахинская впадина. Она оконтурена на абсолютной глубине 7400 м, и амплитуда ее составляет 900 м при площади около 1000 км². Западный борт впадины осложнен разрывным нарушением.

В южной половине Кеть-Тымской синеклизы выделены 4 самостоятельных впадины III порядка: Западно-Рассомахинская, Нижнерассомахинская, Западно-Орловская и Среднеорловская. Серия этих мелких депрессий на севере (в центральной части синеклизы) ограничена положительными формами рельефа. Здесь выделено Белоноговское куполовидное поднятие треугольной формы. В центральной его части кровля вендских образований размыта. Куполовидное поднятие оконтурено по изолинии минус 5600 м и имеет площадь около 300 км² при амплитуде 900 м. С востока к поднятию примыкает меридионально ориентированная депрессия III порядка Восточно-Орловский прогиб. По кровле вендских отложений он ограничен по изолинии минус 7000 м. Площадь его составляет около 400 км² при амплитуде 700 м. Следующая положительная структура III порядка, расположенная юго-западнее Верхнерассомахинской впадины и с северо-востока и юго-запада ограниченная разломными нарушениями – Рассомахинское куполовидное поднятие. Структура ограничена на глубине минус 6800 м и охватывает площадь около 230 км² при амплитуде 600 м.

К описанному куполовидному поднятию в рельефе кровли вендского комплекса с запада примыкает депрессия III порядка – Журавлевская впадина. Амплитуда впадины составляет около 1200 м, она охватывает площадь 700 км² и ограничена на абсолютной глубине минус 7400 м.

Южнее описанной депрессии выделено Северо-Владимировское куполовидное поднятие. Оно ограничено в рельефе кровли вендских образований по изолинии минус 6400 м. Поднятие имеет сложную, извилистую форму, с востока осложнено разломным нарушением. Необходимо отметить, что в пределах данного поднятия пробурена скважина Восток-3.

Южнее расположено Владимировское куполовидное поднятие. В рельефе кровли вендских образований контуры куполовидного поднятия округлые, разломные ограничения подчеркивают только его северную границу, остальная часть территории ограничена по изолинии минус 5600 м. Площадь куполовидного поднятия составляет почти 500 км² при амплитуде 900 м. На территории поднятия пробурены Вездеходные скважины.

Северо-западнее в пределах Предъенисейской мегасинеклизы выделена еще одна замкнутая депрессия III порядка – Северо-Райгинская впадина, ограниченная на абсолютной

глубине 6700 м, охватывающая площадь около 550 км² при амплитуде 200 м. Впадина имеет округлую форму и симметричное строение. При этом ее западная часть отсечена вертикальным разломом меридионального простирания.

Север центральной части Предъенисейской мегасинеклизы в рельефе кровли вендских отложений приподнят, занят положительными структурами I порядка, разделенными и окруженными седловинами. Поднятия соединяются гораздо более узкой перемычкой. Эта перемычка обладает выравненностью в рельефе, что и дает основание выделить ее в качестве мезоседловины – промежуточной структуры II порядка – Пурческо-Северо-Кетской мезоседловины.

Группа положительных структур центральной части мегасинеклизы окружена кольцом отрицательных структур разного ранга. Северо-восточнее этой группы поднятий выделяются два самостоятельных куполовидных поднятия, ограниченных на глубинах минус 6000 м и имеющих площади 100 и 200 км². На севере это Нижнекукачанское, а на юге – Верхнекукачанское куполовидное поднятие. Западнее расположена Западно-Кукачанская впадина, охватывающая площадь почти 1000 км² и имеющая амплитуду около 1300 м. Восточнее расположена Ирапчимская мезовпадина. Коленообразно изогнутая структура охватывает площадь около 2500 м² при перепаде высот 1800 м. В южной части мезоструктуры выделен Усть-Ирапчимский прогиб. При амплитуде 1200 м, он охватывает площадь около 600 км². В северной части также выделена депрессия III порядка – Восточно-Ирапчимская впадина. Охватывающая площадь около 100 км², она имеет амплитуду 100 м.

В центральной части Предъенисейской мегасинеклизы расположен Пурческий свод, ограниченный на глубине 5600 м и занимающий площадь почти 4000 км², при перепаде высот около 2000 м. В центральной части свода на абсолютной глубине 4600 м выделено Пурческое куполовидное поднятие, при амплитуде 900 м занимающее площадь почти 700 км².

Южнее Пурческого свода расположен Северо-Кетский свод. В его центральной части верхняя часть разреза венда размыта. Свод оконтурен на глубине минус 5800 м, занимает площадь более 4000 км² и имеет простое строение. Необходимо отметить, что на территории свода в восточной части пробурена скважина Восток-4.

Тымская мегаседловина соединяет Пурческий свод с Райгинским мегавыступом. Структура имеет площадь около 4000 км², перепад высот на ее территории около 200 м.

Восточный борт Предъенисейской мегасинеклизы представлен в виде полосы, осложненной многочисленными положительными и отрицательными структурами разных порядков, и находящимися в пределах единой отрицательной структуры 0 порядка – Касско-Сымской синеклизы. На срезе по кровле вендских образований синеклиза оконтурена на глубине минус 6600 м, занимает площадь свыше 23000 км², перепад высот на ее территории

составляет около 5000 м. Самой южной осложняющей структурой синеклизы является Северо-Тыйская впадина. Оконтуренная на глубине минус 5400 м, охватывает площадь почти 1000 км², перепад высот рельефа 800 м. Севернее, зажата между меридиональными разломами, выделена Восточно-Сочурская впадина, ограниченная на глубине минус 5800 м и имеющая площадь около 250 км² при амплитуде 1100 м. Севернее оконтурена Северо-Сочурская впадина, ограниченная на глубине минус 3400 м, при амплитуде 400 м имеющая площадь около 150 км². Впадина ориентирована субширотно и имеет довольно простое строение.

Северо-западнее выделяется Южно-Касский мезовыступ, который охватывает площадь около 500 км², в его центральной части выделяется положительная замкнутая структура III порядка – Южно-Касское куполовидное поднятие. Мезовыступ ограничен на глубине минус 6800 м, имеет общий перепад высот почти 2000 м. Западнее мезовыступа выделена депрессия II порядка – Большекасская мезовпадина. Севернее разлома, ограничивающего с севера Южно-Касский мезовыступ, выделена еще одна депрессия III порядка. Большекасская мезовпадина оконтурена на глубине минус 6800 м, охватывает площадь около 1500 км² при перепаде высот на ее территории 1000 м. Касская впадина расположена северо-восточнее, отделена от мезовпадины зоной разломов, оконтурена на глубине минус 6600 м, площадь, занимаемая ею – около 600 км² при амплитуде 400 м. На одной широте с Большекасской мезовпадиной, западнее, расположена Верхнеломоватая впадина ограниченная на глубине минус 7800 м, занимающая площадь около 900 км² и имеющая амплитуду 500 м. Севернее Большекасской мезовпадины, выделена замкнутая положительная структура III порядка – Касский вал. Вал имеет сложную форму, извилистые границы, в центральной части нарушен разломом северо-западного простирания. Вал ограничен на глубине 6800 м, площадь около 200 км², амплитуда 400 м.

Северо-восточнее вала расположена цепочка из двух депрессий III порядка. С юга на север это – Северо-Касская впадина, оконтуренная на абсолютной глубине минус 7400 м, охватывающая площадь 200 км² при амплитуде 100 м. Северо-западнее расположена Северо-Кольчумская впадина. Ограничена она по изолинии минус 7000 м, охватывает площадь около 150 км² при амплитуде 100 м.

Севернее выделена крупная Нижнесымская мезовпадина. Она ограничивается на глубине минус 7200 м и охватывает площадь около 2000 км², имеет амплитуду 500 м. Мезовпадина характеризуется изометричной формой, хотя в целом ориентирована с юго-востока на северо-запад и осложнена двумя отрицательными замкнутыми структурами III порядка. В южной части мезовпадины расположен ограниченный на глубине минус 7400 м субмеридионально ориентированный Нижнесымский прогиб. Площадь составляет 250 км² при перепаде высот рельефа 400 м. Севернее на территории мезовпадины расположена

изометричной формы Кинельчесская впадина. Впадина охватывает площадь около 600 км² при амплитуде 300 м.

С севера Нижнесымская мезовпадина ограничена Иштыкским выступом. Выступ ограничен с севера и юга разломами, имеет широтное простирание. Охватываемая выступом площадь – около 100 км², а перепад высот на его территории достигает 800 м. На территории выступа пробурена скважина Лемок-1.

В северной части Касско-Сымской синеклизы выделены три депрессии III порядка. Самая крупная из них – Киденчесская впадина (площадь почти 1000 км² при амплитуде 1000 м). Более мелкая депрессия – Мокроточесская впадина (ограничена на глубине 6600 м, имеет площадь 200 км² при амплитуде 500 м). Другая депрессия – Северо-Иштыкская впадина, ограниченная на абсолютной глубине 7400 м, охватывает площадь более 100 км² при перепаде высот рельефа на ее территории 500 м.

На севере Предъенисейской мегасинеклизы располагается крупная, вытянутая с юго-востока на северо-запад замкнутая структура – Дубчесский мезопрогиб. Мезопрогиб оконтурен на глубине минус 5800 м, имеет общую площадь 2500 км² при перепаде высот 1900 м. Форма мезопроггиба клиновидная, он имеет узкую южную и широкую северную части. В северной широкой части выделена крупная (площадь 1500 км²) депрессия III порядка – Каменнодубчесская впадина. Впадина ограничена на абсолютной глубине минус 6200 м, при амплитуде 1600 м. В целом, форма впадины довольно простая, хотя асимметричная: северо-восточный борт ее, прилегающий к Енисейскому кряжу, более крутой, чем юго-западный.

Как отмечают специалисты, в основном структуры Предъенисейской зоны сформированы в результате добайкальской складчатости, а, начиная с байкальского времени, в левобережной части Енисея, так же, как и на прилегающей территории Сибирской платформы, накапливался платформенный чехол. Байкальские движения, сформировавшие покровно-складчатую структуру Енисейского кряжа, слабо затронули добайкальские (чехольные) образования территории исследования. Кардинальных перестроек структурного плана внутри обоих структурных этажей, а также на рубеже между палеозоем и мезозоем не происходило [Завершение..., 2009 (Ф); Конторович и др., 2003].

1.3 Нефтегазоносность

Проблема нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирского бассейна обсуждалась в научной литературе с начала тридцатых годов прошлого века. Результаты исследований изложены в обобщающих монографиях по геологии и нефтегазоносности Западной Сибири [Гурари и др., 1963; Конторович и др., 1975; Геология ..., 2000 и др.]. Главным в этой проблеме является вопрос возможности концентрации и сохранения нефти и газа в залежах, которые имели бы промышленное значение, внутри палеозойского комплекса.

Согласно нефтегазогеологическому районированию Западно-Сибирской провинции исследуемая территория относится к Предъенисейской нефтегазоносной области (НГО) (Рисунок 1.14) [Конторович и др., 2003]. Общий объем осадочного выполнения данной территории составляет свыше 2,2 млн. км³. В настоящее время на данной территории не открыто ни одного месторождения, как в пределах венд-кембрийского фундамента, так и в мезозойско-кайнозойском чехле. Однако, существуют перспективы, связанные в первую очередь с венд-палеозойскими отложениями.

Проведенные геохимические исследования по материалам скважины Лемок-1 специалистами ИНГГ СО РАН под руководством академика А.Э. Конторовича проявлений нафтидов в отложениях и в пластовых водах подтверждают, что на данной территории в палеозое происходили процессы миграции и аккумуляции углеводородов, в первую очередь нефти. Наряду с явными свидетельствами генетической связи нафтидов с морскими высокоуглеродистыми толщами результаты их химического анализа указывают на позднекембрийский возраст нефтепроизводящих отложений [Конторович и др., 2006]. Кроме того, по результатам анализа сейсмической информации установлена идентичность волновых картин разрезов левобережья р. Енисей и западных районов Сибирской платформы, что в свою очередь позволяет предположить в районе исследования широкое развитие платформенных отложений, аналогичных Енисейскому кряжу и прилегающих районов Сибирской платформы, которые обладают значительным нефтегенерационным потенциалом.

Также, такие факторы, как большая мощность отложений (4-5 км) и невысокий температурный градиент, связанный с наличием консолидированного древнего фундамента (около 2°C/100м) указывают на то, что нефтематеринские толщи могли оказаться в оптимальных условиях для генерации нефти (главной фазе нефтеобразования), а наличие в разрезе хороших флюидоупоров, в свою очередь, могло способствовать сохранности сгенерированных углеводородов [Конторович и др., 2006].

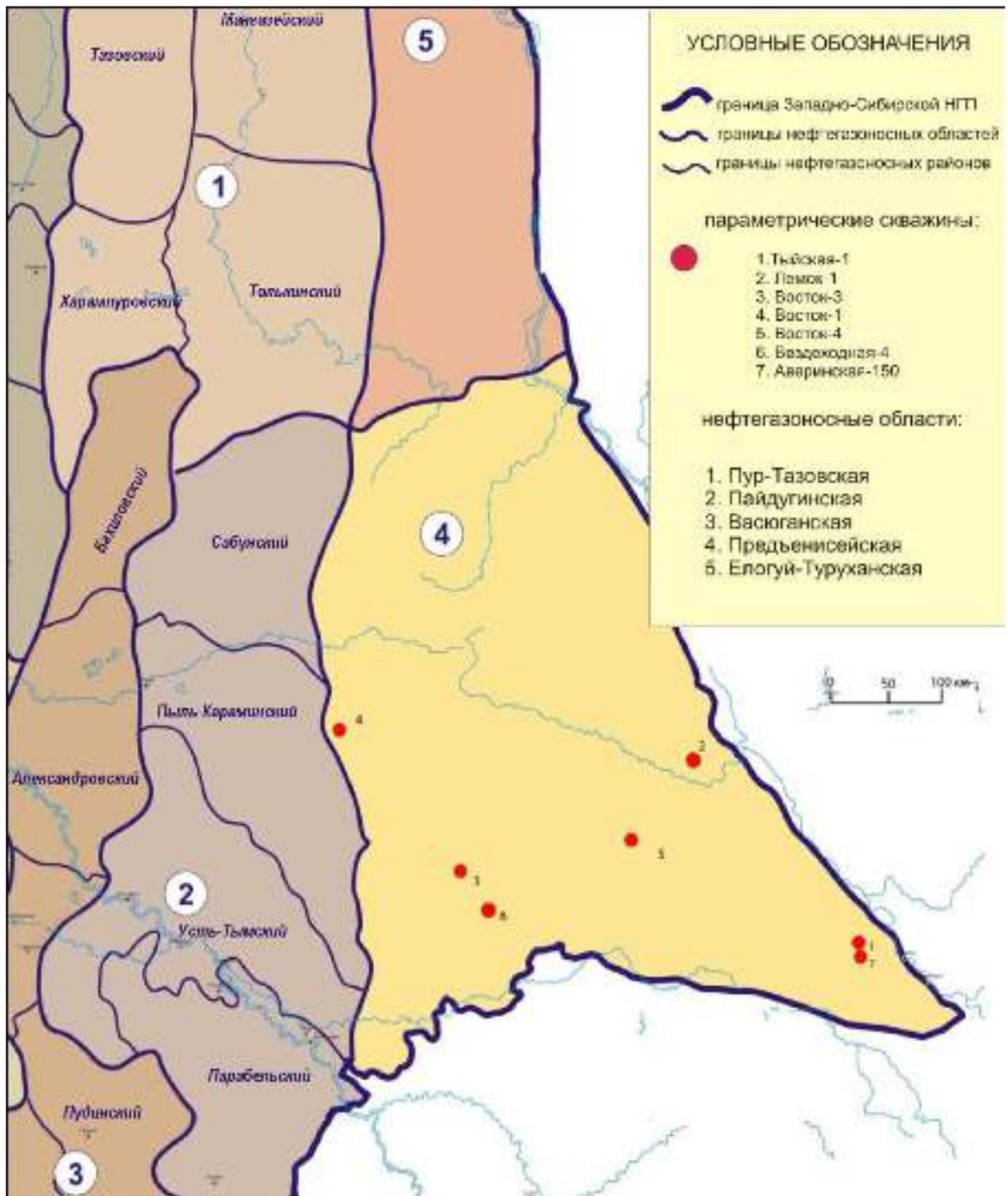


Рисунок 1.14 - Фрагмент схемы нефтегазогеологического районирования Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [Конторович и др., 2003].

Материалы, полученные в результате бурения скважин Восток-1,3 и 4, в целом подтверждают данные предположения. Специалистами ИНГГ СО РАН было проведено исследование геохимии рассеянного органического вещества (РОВ) в отложениях венда и кембрия. Элементный анализ керогенов показал высокий уровень преобразованности ОВ: содержание углерода в керогенах достигает 95 %, водорода - не превышает 3 %, отношение $H/C_{ат}$ меньше 0,4. Подобный состав керогена характерен для зоны апокатагенеза. Определение отражательной способности альгинита и битуминита также подтвердило, что катагенез органического вещества достиг градаций MK^2_3 -АК. Кроме этого, были определены максимальные концентрации органического углерода, наибольшие значения, от 0,7 до 2,2 % (на породу), установлены в отложениях кембрия в пайдугинской свите. Нефтегенерационный потенциал свиты, по пиролитическим данным, к настоящему времени почти полностью исчерпан и не превышает 30-35 мг УВ/г $C_{орг}$. В результате, исследования керогенов показало, что венд-кембрийские отложения в изученных разрезах полностью реализовали свой нефтегазогенерационный потенциал [Конторович и др., 2008г, 2011а,б]. На основании проведенных аналитических исследований *пайдугинская* свита определена в качестве возрастного и фациального аналога углеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистого *куонамского* комплекса, развитого на востоке Сибирской платформы, который здесь является главным генератором нефти в кембрийское время.

Таким образом, исходный тип и концентрации органического вещества в отложениях кембрия и венда Предъенисейского бассейна показывают, что в главной зоне нефтеобразования оно, несомненно, генерировало значительные массы углеводородов. Присутствие аллохтонных битумоидов в скважине Лемок-1, в свою очередь, подтверждают миграцию УВ.

Однако современный очень высокий уровень катагенеза органического вещества в кембрии и венде и низкий уровень зрелости органического вещества в основании мезозойского разреза показывают, что генерация нефти в этих отложениях закончилась еще в палеозое. В ходе последующей геологической истории нефтегазопроизводящие породы пережили главную фазу газообразования. Ранее образовавшиеся нефти также должны были подвергнуться катагенетическим преобразованиям. На основании вышеизложенного, в кембрийских и вендских отложениях могут быть встречены скопления углеводородов трех типов. Первый тип — скопления легких нефтей и конденсатного газа. Второй тип — скопления остаточных тяжелых нефтей. Третий тип — скопления сухого, изотопно-тяжелого по углероду газа [Конторович и др., 2008г].

На сегодняшний момент, по данным количественной оценки верхнепротерозойско-палеозойских отложений Предъенисейской субпровинции, выполненной в ИНГГ СО РАН, геологические ресурсы по категории D_2 при уровне доверительной вероятности 0,95 составляют

3,2-36,1 млрд.т УУВ, в том числе нефти 2,1-23,3 млрд. т, растворенного в нефти газа - 0,3-3,5 трлн. м³, свободного газа - 0,8-9,1 трлн. м³, конденсата - 9,1-91,5 млн. т. [Конторович и др., 2008а].

Глава 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД

2.1 Методика исследования

В процессе исследования были использованы следующие методы и методические приемы:

- 1). Макроскопические и микроскопические исследования пород в образцах керна и шлифах под поляризационным микроскопом;
- 2). Расчленение, восстановление и корреляция геологических разрезов на основе литологических, палеонтологических и геофизических данных;
- 3). Генетический анализ основных литологических типов пород и построение седиментационной модели;
- 4). Оценка влияния седиментационных и постседиментационных факторов на формирование коллекторских свойств различных типов пород.

Рассмотрим их более подробно:

1) При макроскопическом изучении керна предварительно определялись типы пород, описывались их текстурно-структурные особенности, различные включения, устанавливались взаимоотношения между слоями. Микроскопические исследования заключались в изучении пород в шлифах под поляризационным и бинокулярным микроскопом. В результате была получена подробная информация о структуре пород, минеральном составе, пористости, а также истории формирования и преобразования породы.

Отложения в рассматриваемых разрезах скважин весьма разнообразны по вещественному составу, структуре, происхождению и включают довольно обширный набор карбонатных, эвапоритовых и, в меньшей степени, терригенных пород. Литологическое описание карбонатных пород велось на основе классификации Р.Дж. Данхэма (1962) с изменениями и дополнениями Е.М. Хабарова (1985). Для смешанных терригенно-карбонатных пород учитывалась схема И.В. Хворовой (1958), для известково-доломитовых пород схема С.Г. Вишнякова (1933). Для характеристики песчано-алевритовых пород использовалась схема, разработанная Ю.П. Казанским [Осадочные ..., 1987]. При изучении гранулометрического состава песчано-алевритовых отложений учитывалась десятичная классификация гранулометрического состава пород [Логвиненко, 1962]. Степень окатанности обломочных компонентов описывалась на основании классификация А.Б. Рухина (1961). При описании морфологии различных типов цемента учитывалась классификация В.Н. Шванова (1987). При рассмотрении и характеристике

эвапоритовых пород автор пользовался теоретическими разработками Н.М. Страхова (1960-1962), А.Л. Яншина, М.А. Жаркова (1981) и Х. Рединга (1990).

2) Как известно, расчленение разреза на разные стратиграфические уровни проводится на основе литологических, геофизических и палеонтологических данных. Геологические тела выделяются по совокупности развитых отложений, которые отличаются от выше- и нижележащих специфическим вещественным составом и органическими остатками. Границы отбиваются по сейсмическим данным и данным геофизических исследований скважин (ГИС). Определения относительного возраста пород, их биофациальная принадлежность, а также уточнение границ геологических тел осуществляется на основании присутствия органических макроостатков и микрофаунистическому исследованию в образцах пород. Стратиграфическая основа, принятая в работе, разработана специалистами ИНГГ СО РАН (Д.В. Гражданкин, А.Г. Клец, И.В. Коровников, А.А. Постников, С.В. Сараев, А.А. Терлеев, Ю.Ф. Филиппов и др.) при участии специалистов СНИИГГиМС (Н.В. Мельников, Ю.Я. Шабанов) и ВНИГНИ (А.И. Варламов).

При литологическом расчленении геологических разрезов и построении литологических колонок автором использовались результаты изучения кернового материала и микроскопических исследований шлифов, кроме того, для восстановления интервалов, пройденных без отбора керна, привлекались данные ГИС, а точнее каротажные диаграммы. При этом учитывалась применимость и информативность каротажа в зависимости от того, какой физический или химический параметр изучается в разрезе скважины. Так как существует связь между радиоактивностью пород и их составом, то для выделения в разрезе скважины карбонатных и глинистых интервалов наиболее эффективно использовались различных виды радиоактивного каротажа, основанного на измерении вдоль ствола скважины интенсивности естественного гамма-излучения, возникающего в результате самопроизвольного распада радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах [Словарь ..., 1988]. Эффективность электрического каротажа, основанного на изучении электрического поля, самопроизвольно возникающего в скважинах в результате электрохимической активности горных пород, в сульфатно-карбонатном разрезе снижается, что обусловлено высоким удельным сопротивлением данных пород. Таким образом, основное внимание при восстановлении разрезов, сложенных преимущественно карбонатными и сульфатно-карбонатными породами, уделялось данным гамма-каротажа (ГК) и нейтронного гамма-каротажа (НГК).

3) При проведении генетического анализа пород, реконструкций палеообстановок седиментогенеза, выполнении анализа литологических аспектов процессов формирования пустотного пространства и постседиментационных изменений использовались существующие на сегодняшний день теоретические разработки в области изучения карбонатного

осадконакопления [Уилсон, 1980; Селли, 1981; Осадочные..., 1990 и др.], седиментологического моделирования [Седиментологическое ..., 2000; Жемчугова, 2000; Беляева, 2000; Хабаров, 2011] и постседиментационных изменений [Кузнецов, 1992; Логвиненко и др., 1987; Япаскурт, 1995].

Общая теория карбонатной седиментации на шельфах была разработана М.Л. Ирвином [Irwin, 1965]. В дальнейшем были предложены более расширенные седиментационные схемы и модели, согласно которым на карбонатном шельфе выделяются три главных зоны осадконакопления (бассейн, внешний и внутренний шельф) и до девяти различных обстановок седиментации [Sedimentation..., 1977; James, 1977, 1984; Hardie, 1986; Уилсон, 1980; Селли, 1981 и др.]

Отложения бассейна в большинстве случаев представлены переслаиванием тонко горизонтально-слоистых карбонатных и глинистых осадков. Основная часть внешнего шельфа находится ниже штормового базиса, где глинисто-карбонатные тонкослоистые илы чередуются с турбидитами и обломками рифа.

Внутренний и внешний шельфы, в большинстве случаев, разделяет барьер высокой волновой активности, на котором образуются рифы (каркасные и бескаркасные) и/или формируются зернистые карбонатные отложения, которые образуют подводные валы, отмели, приливные бары и др. Передовой склон шельфа сложен обломками краевой части карбонатной платформы и характеризуется широким распространением оползневых текстур. На краю платформы развиваются органогенные постройки, морфология которых зависит от крутизны склона, энергии вод, продуктивности биоты и т.д. Среди них выделяются: иловые холмы, бугристые рифы и различные каркасные постройки [Уилсон, 1980, Кузнецов, 1996 и др.].

Внутренний шельф состоит из трех батиметрических зон: подприливной или сублиторальной, расположенной ниже уровня самого низкого отлива; межприливной или литоральной, находящейся в зоне действия средних приливов; и, наконец, надприливной или супралиторальной, которая затапливается только в результате сильных приливов и штормов.

В пределах сублиторальной обстановки выделяются лагуны (внутришельфовые депрессии) с различным водообменом, который варьирует от свободного до целиком ограниченного. Глубина воды здесь незначительна и составляет первые метры и изредка достигает десяти метров [Седиментология, 1980 и др.]. Отложения разнообразны по своим структурно-текстурным особенностям и характеризуются большим количеством карбонатного ила в составе. В лагунах со свободным водообменом отмечается переслаивание штормовых интракластиков и микритов с прослоями терригенных осадков. В центральные части во время сильных штормов могут выноситься осадки с отмелей. Во время приливов обычно формируются карбонатные пески. В результате замедления приливного течения на входе в лагуну, принесенный материал образует обращенную к берегу приливную дельту. Часто для открытых

лагун характерно наличие изолированных строматолитовых биогермов и биостромов, а в более мелководных зонах - водорослевых матов. В мелководных замкнутых и отшнурованных водоемах с ограниченным водообменом доминируют карбонатные и эвапоритовые осадки.

Литоральная зона состоит из нескольких субобстановок и включает приливно-отливные равнины, каналы, «пруды», намывные и береговые валы [Лидер, 1986; Обстановки..., 1990 и др.].

На межприливных равнинах отлагается карбонатный ил и формируются водорослевые маты. В приливно-отливных каналах накапливаются зернистые карбонатные осадки с интракластами, оолитами и т.д. На отложениях намывных валов периодически развиваются водорослевые маты, в результате чего в разрезе наблюдается чередование строматолитовых и зернистых карбонатных пород. Расположенные между каналами «пруды», которые регулярно затапливаются во время приливов, характеризуются переслаиванием илистых осадков и водорослевых ламинитов. Хорошо сортированные карбонатные пески формируют береговые валы.

Распознавание субобстановок межприливной зоны в карбонатных разрезах часто затруднительно. В большинстве случаев их рассматривают, как комплекс приливно-отливных отложений. Существует ряд признаков, указывающих на литоральный генезис осадков. В первую очередь, к ним относят присутствие водорослевых матов с широко развитыми в них системами пор, которые известны под названием «фенестры» или текстуры «птичий глаз». Образование фенестральных текстур связывается с выполнением первично-седиментационных пор карбонатным цементом шпатовидного типа. Фиброзные структуры, характерные для водорослевых ламинитов и трещины усыхания также свидетельствуют о периодическом осушении. Фиброзно-волокнистое строение, присущее первичному арагониту, указывает на сингенетическую литификацию осадка в мелководно-морских условиях. Вместе с водорослевыми матами в литоральной зоне накапливаются и интракластические осадки, которые формируются в результате процессов цементации, эрозии, усыхания и растрескивания осадка [Dunham, 1962].

В надприливной зоне накапливаются осадки, в основном аналогичные литоральным, но с более выраженными признаками выхода на поверхность. Здесь широко распространены трещины усыхания, фенестры, палеокарстовые поверхности. Кроме того, наблюдается образование эвапоритовых минералов и вадозных пизолитов, которые формируются в субповерхностной зоне брекчирования за счет отложения вокруг карбонатных зерен микритового кальцита и часто имеют сталактитоподобные наросты [Dunham, 1962; Обстановки..., 1990; Calcareous..., 1991].

В зарубежной литературе мелководные обстановки внутреннего шельфа обозначаются термином «peritidal» (перитидаль), который был введен Р.Л. Фолком как общее название

обстановок седиментации, расположенных недалеко от берега. Перитидаль объединяет самую верхнюю часть сублиторали, литораль и супралитораль. Более глубоководная часть внутреннего шельфа обозначается термином «субтидаль» [Folk, 1959].

Отложения прибрежных лагун формируются в отгороженных от моря водоемах в областях с засушливым климатом, при ограниченном поступлении терригенного материала с суши. К этим отложениям относятся выдержанные по простираанию пласты гипса (ангидрита), доломитов, реже известняков и солей, мощностью от 0,1 до 10 м. Часто они чередуются в разрезах с карбонатами приливно-отливного типа. От отложений приливных равнин лагунные отличаются более крупной и упорядоченной слоистостью, развитием комплексов морской фауны, отсутствием строматолитов, наличием выдержанных прослоев гипса, ангидрита и каменной соли [Фортунова и др., 2000; Обстановки..., 1990 и др.]. Данные отложения находятся в сложных пространственно-временных отношениях, обусловленных периодическим изменением положения береговой линии. Особенно это характерно для платформенных территорий, где прибрежные и мелководные шельфовые карбонаты занимают большие территории.

В процессе генетического анализа пород особое внимание уделялось осадочным текстурам, которые были разделены на биогенные и абиогенные, а также первично-седиментационные и постседиментационные [Осадочные..., 1990 и др.].

Седиментационные текстуры возникают во время формирования осадка и подразделяются на поверхностные (следы размывов, знаки ряби и др.) и внутренние текстуры (тип слоистости). Постседиментационные текстуры возникают после образования слоя или связаны с кратковременным перерывом в осадконакоплении (оползневые текстуры, текстуры внедрения, трещины усыхания, синерезиса и др.) и текстуры, образовавшиеся внутри слоя на более поздних этапах преобразования осадочных пород (сутуры и стилолиты).

4) На следующем этапе исследования определялись основные постседиментационные изменения и степень их проявления в выявленных отложениях. Особая значимость исследования постседиментационных изменений карбонатных пород определяется тем, что интенсивные вторичные преобразования часто затушевывают первичный облик осадков, и без определения седиментационных и постседиментационных особенностей пород невозможно адекватно реконструировать условия осадконакопления, а также проводить фациально-палеогеографические и палеотектонические реконструкции. Также в комплексе исследований карбонатных отложений постседиментационным изменениям отводится решающая роль при оценке и анализе их коллекторского потенциала.

Изучение вторичных изменений карбонатных пород имеет свои особенности, которые, прежде всего, определяются метастабильностью карбонатных минералов. Карбонатное

равновесие является чрезвычайно подвижной системой, на которую воздействует не только парциальное давление углекислоты, но и наличие и концентрация других анионов и катионов. Динамическое равновесие, которое устанавливается между карбонатными породами и насыщающими их пластовыми водами, легко нарушается при изменении температуры, давления, гидрохимического типа вод и т.д. В результате происходит растворение и новообразование карбонатных минералов, что проявляется прежде всего в перекристаллизации, доломитизации, раздоломичивании и т.д. Происходящие при этом изменения рН среды ведут к изменению растворимости и других компонентов, например кремнезема, что в свою очередь определяет изменение минералогии этих компонентов и их форм выделения. К наиболее распространенным постседиментационным процессам относятся: уплотнение, перекристаллизация, аутигенное минералообразование, доломитизация, сульфатизация, кальцитизация, окремнение, засоление, стилолитизация, трещиноватость и выщелачивание [Япаскерт, 1995; Кузнецов, 2007 и др.].

При анализе постседиментационных преобразований необходимо учитывать, что каждый из перечисленных вторичных процессов оказывает неоднозначное влияние на формирование структуры пустотного пространства на различных этапах литогенеза и интенсивность их проявления в различных по структуре карбонатных породах, находящихся в неодинаковых геотектонических условиях, оказывается различной.

На заключительном этапе исследований на основании анализа структурно-текстурных особенностей пород, обстановок седиментации и постседиментационных преобразований отложений, а также результатов интерпретации данных ГИС и лабораторных исследований кернового материала (определение пористости и проницаемости, в поверхностных и пластовых условиях) были выявлены уровни с потенциально перспективными коллекторами в разрезах скважин.

2.2 Классификация и петрографические типы венд-кембрийских пород

Обзор основных материалов по карбонатным породам позднего докембрия и фанерозоя показывает насколько сложными и многообразными могут быть процессы, которые формируют структуру карбонатного осадка еще на стадии седиментогенеза. В результате постседиментационных изменений первичная структура может быть значительно усложнена или же, наоборот, порода преобразуется в структурно однообразный яснокристаллический кальцит (или доломит) или же микрит (долмикрит) с полной утратой первичных структурных признаков. Все это препятствует созданию непротиворечивой классификации карбонатных пород.

Большинство классификационных схем пород построено на структурно-вещественных или генетических признаках [Заварицкий, 1932; Теодорович, 1958; Швецов, 1958, 1968; Хворова, 1958; Dunham, 1962; Атлас..., 1969; Карбонатные породы, 1970; Киркинская, Смехов, 1981; Рифейские ..., 1973; Марьенко, 1978; Казанский, 1987; Осадочные ..., 1987 и др.].

Карбонатные породы, как и терригенные, включают в себя основные компоненты, среди которых выделяются зерна, карбонатный ил или матрикс, цемент [Folk, 1959; Dunham, 1962; Карбонатные породы, 1970 и др.]. В карбонатных породах, претерпевших процессы катагенеза, затруднительно различать матрикс и цемент, так как они подверглись неоднократной перекристаллизации. Тем не менее, при макро- и микроскопическом исследовании в них достаточно уверенно можно выделить разнообразные по размерам и структуре форменные компоненты (карбонатные зерна) и вмещающую кристаллическую (или микритовую) массу. При классификациях карбонатных пород большинство исследователей используют соотношение между этими компонентами [Folk, 1959; Dunham, 1962; Марьенко, 1978; Хабаров, 1985; Кузнецов, 1992 и др.].

В настоящей работе при микроскопическом изучении карбонатных пород в основном используется классификационная схема, разработанная Р.Дж. Данхэмом [Dunham, 1962] и измененная Е.М. Хабаровым [Хабаров, 1985] (Таблица 2.1).

Согласно классификации среди карбонатных пород устанавливаются 4 группы. Первая представлена биоморфными (биолититовыми, биогермными, автохтонными) карбонатными породами. Эти образования выделяются во всех классификациях. В частности, термин Р.Л.Фолка «биолитит» равносителен термину Р. Дж. Данхэма «баундстоун» и определяет породы, образованные *in situ* путем биогенного или биохемогенного осаждения материала [Folk, 1959; Dunham, 1962].

Таблица 2.1 - Структурно-вещественная классификация карбонатных пород
 [Р.Дж. Данхэм, 1962, с изменениями и дополнениями согласно классификации Е.М.
 Хабарова, 1985]

первично-осадочная структура распознаваема				первичная структура нераспознаваема
первичные компоненты не были скреплены во время отложения			первичные компоненты были скреплены во время отложения	яснокристаллические породы, разделяются по размерам кристаллов:
зерен < 10%	зерен 10-50%	зерен >50%		мелкокристаллические (0,05-0,25мм)
Микрито- вые известняки (доломиты)	Микритово- зернистые известняки (доломиты): с оолитами с пизолитами с комками с интракластами с биокластами	Зернистые известняки (доломиты): оолитовые пизолитовые комковатые интракластические биокластические	Биоморфные известняки (доломиты): стромато- литовые, коралловые, мшанковые, строматопоро- вые и т.д.	среднекристаллические (0,25-0,5мм)
Мадстоун	Вакстоун	Пакстоун, Грейнстоун	Баундстоун	крупнокристаллические (0,5-1,0мм)
				грубокристаллические (>1 мм)

Другие типы подразделяются по соотношению кристаллической массы и количества зерен. Первоначально кристаллическая масса представляет собой известковый ил, преобразованный в результате постседиментационных процессов в кристаллический агрегат, который обозначается во многих классификациях как «микрит». Изначально термин был введен Р.Л. Фолком для обозначения «карбонатных частиц глинистой размерности» (< 0,005 мм) [Folk, 1959]. Позднее к микритам стали относить породы, сложенные более крупными частицами. Максимально размеры частиц достигают до 0,05 мм. В принятой классификации породы, сложенные кристаллами меньше 0,05 мм, относятся к неяснокристаллическим, а с размером кристаллов >0,05 мм – к яснокристаллическим. Неяснокристаллические карбонатные породы

(микриты) подразделяются на микрокристаллические (<0,01 мм) и тонкокристаллические (0,01-0,05 мм).

К зернистым карбонатным породам относятся породы с содержанием зерен более 50%; к микриво-зернистым – с содержанием зерен 10-50%; к микривым – породы, в которых зерен меньше чем 10%.

Среди зернистых и микриво-зернистых выделяются разновидности: 1) с оолитами; 2) с пизолитами; 3) со сгустками и комками; 4) с интракластами. Каркас зернистых пород может быть сцементирован более поздним яснокристаллическим карбонатом или находиться в микривом матриксе.

Яснокристаллические породы в принятой классификации рассматриваются отдельно. Они представляют собой сильно перекристаллизованные разные типы карбонатных отложений: биоморфных, зернистых, микриво-зернистых, микривых. Первичная структура пород утрачивается или сохраняется в виде «теневых реликтов». По степени кристалличности они подразделяются на мелкокристаллические (размер кристаллов 0,05-0,25 мм), среднекристаллические (0,25-0,5 мм), крупнокристаллические (0,5-1 мм), грубокристаллические (> 1 мм) [Логвиненко, 1962]. Зачастую перекристаллизация протекает неравномерно и в породе могут присутствовать частицы различной размерности, образуя разнокристаллические разновидности.

Согласно классификации Р.Дж. Данхэма выделяется несколько типов пород, отражающих соотношение микрита и зерен: мадстоун (зерен менее 10%), вакстоун (зерен более 10%, но преобладает микрит), пакстоун (зерен больше микрита и они опираются друг на друга), грейнстоун (седиментационный микрит отсутствует). Биоморфные породы называются баундстоунами. В том случае, если в породе более 10 % компонентов более 2 мм, то они относятся к флаутстоунам (опорой служит основная масса) и рудстоунам (опорой служат зерна более 2 мм). В группу зернистых пород согласно классификационной схеме по Е.М. Хабарову входят грейнстоуны и пакстоуны, микриво-зернистых - вакстоуны, а в группу микривых – мадстоуны (см. Таблица 2.1).

При определении смешанных терригенно-карбонатных пород использовалась схема И.В. Хворовой (1958) (Таблица 2.2), а для известково-доломитовых пород схема С.Г. Вишнякова (1933) (Таблица 2.3). На наличие второстепенных компонентов в породе указывают сложные прилагательные с общепринятыми суффиксами.

Таблица 2.2 - Известняки (доломиты) с примесью терригенного материала
[И.В. Хворова, 1958]

Порода	Содержание, %	
	Карбонаты	Терригенная часть
Известняк (доломит)	95-100	0-5
Алевритистый (песчанистый) известняк (доломит) или известняк с гравием	75-95	5-25
Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный) известняк (доломит)	50-75	25-50
Известковый (доломитовый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25-50	50-75
Известковистый (доломитистый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5-25	75-95
Алевролит (песчаник)	0-5	95-100

Таблица 2.3 - Классификация известково-доломитовых пород [С.Г. Вишняков, 1933]

Порода	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
	%	%
Известняк	95-100	5-0
Доломитистый известняк	75-95	25-5
Доломитовый известняк	50-75	50-25
Известковый доломит	25-50	75-50
Известковистый доломит	5-25	95-75
Доломит	0-5	100-95

При описании терригенного материала использовалась классификация песчано-алевритовых пород по составу обломочного материала, предложенная Ю.П. Казанским [Осадочные..., 1987] с некоторыми дополнениями (Диаграмма 2.1 и Таблица 2.4).

При изучении гранулометрического состава песчано-алевритовых отложений использовалась десятичная классификация гранулометрического состава пород [Логвиненко, 1962] (Таблица 2.5).

Количественная классификация песчаников представляет собой треугольную диаграмму. В качестве породообразующих компонентов рассматриваются кварц, полевые шпаты и обломки пород (литокластиты). Считается пределом, выше которого компонент становится породообразующим - 12,5%-ное его содержание.

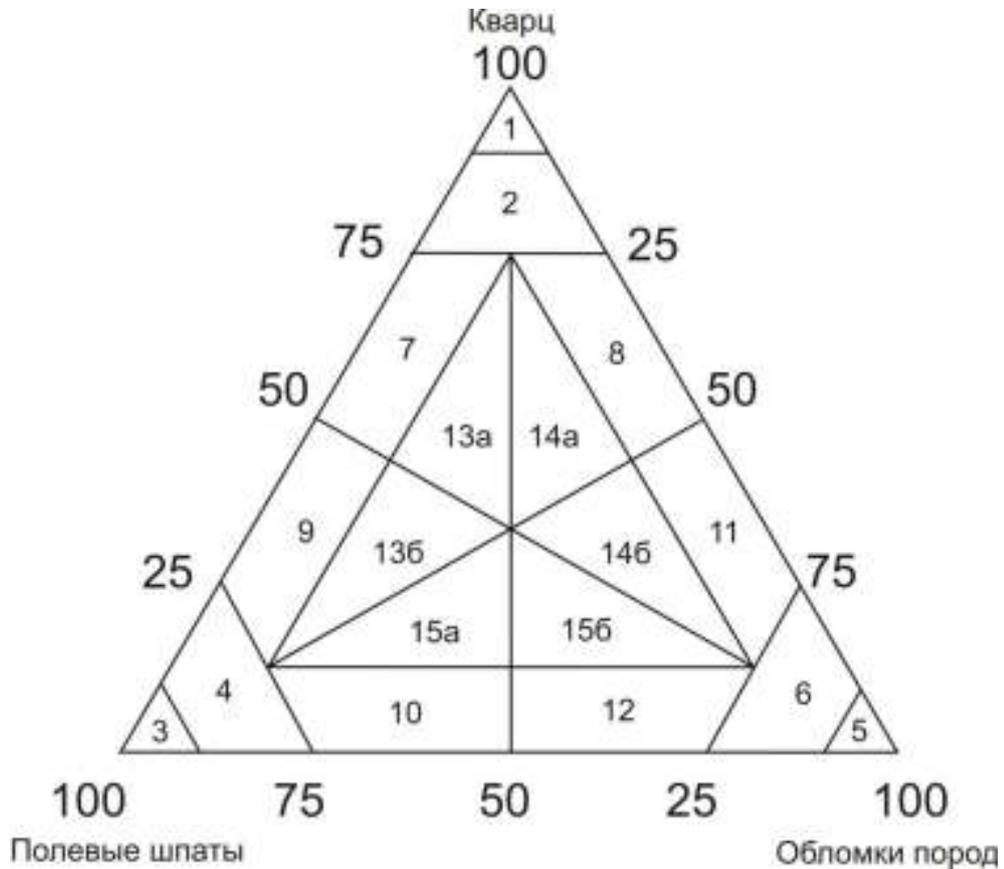


Диаграмма 2.1 - Схема классификации песчано-алевритовых пород по составу обломочного материала [по Ю.П. Казанскому, 1987 с изменениями]:

1 - кварцевые; 2 - олигомиктово-кварцевые; 3 - полевошпатовые; 4 - олигомиктово-полевошпатовые; 5 - литокластитовые; 6 - олигомиктово-литокластитовые; 7 - полевошпатово-кварцевые; 8 - литокластито-кварцевые; 9 - кварцево-полевошпатовые; 10 - литокластито-полевошпатовые; 11 - кварцево-литокластитовые; 12 - полевошпатово-литокластитовые; 13а - литокластито-полевошпатово-кварцевые; 13б - литокластито-кварцево-полевошпатовые; 14а - полевошпатово-литокластито-кварцевые; 14б - полевошпатово-кварцево-литокластитовые; 15а - кварцево-литокластито-полевошпатовые; 15б - кварцево-полевошпатово-литокластитовые.

Таблица 2.4 - Схема классификации песчано-алевритовых пород по составу обломочного материала [по Ю.П. Казанскому, 1987 с изменениями]

	Название пород	Компоненты, %		
		Q	F	L
1	Кварцевые	>90	0-10	0-10
2	Олигомиктово-кварцевые	75-90	0-25	0-25
3	Полевошпатовые	0-10	>90	0-10
4	Олигомиктово-полевошпатовые	0-25	75-90	0-25
5	Литокластитовые	0-10	0-10	>90
6	Олигомиктово-литокластитовые	0-25	0-25	75-90
7	Полевошпатово-кварцевые	43.8-75	12.5-50	<12.5
8	Литокластито-кварцевые	43.8-75	<12.5	12.5-50
9	Кварцево-полевошпатовые	12.5-50	43.8-75	<12.5
10	Литокластито-полевошпатовые	<12.5	43.8-75	12.5-50
11	Кварцево-литокластитовые	12.5-50	<12.5	43.8-75
12	Полевошпатово-литокластитовые	<12.5	12.5-50	43.8-75
13а	Литокластито-полевошпато-кварцевые	33.3-75	12.5-43.8	12.5-33.3
13б	Литокластито-кварцево-полевошпатовые	12.5-43.8	33.3-75	12.5-33.3
14а	Полевошпатово-литокластито-кварцевые	33.3-75	12.5-33.3	12.5-43.8
14б	Полевошпатово-кварцево-литокластитовые	12.5-43.8	12.5-33.3	33.3-75
15а	Кварцево-литокластито-полевошпатовые	12.5-33.3	33.3-75	12.5-43.8
15б	Кварцево-полевошпатово-литокластитовые	12.5-33.3	12.5-43.8	33.3-75

По типу смешанности классификация сводится к подразделению смеси на виды по трем породообразующим компонентам. Принципы такого подразделения были рассмотрены А.К. Болдыревым, Ю.А. Билибиным, а также Е.П. Шаталовым. На треугольной диаграмме выделяются три поля мономиктовых песчаников, три поля олигомиктовых и центральное поле полимиктовых.

Для обломочной (литокластитовой) составляющей выделены каркасные и пластичные компоненты. К каркасным компонентам отнесены кварц, полевые шпаты, а также обломки кремнистых пород, кварцитов, кислых эффузивов и гранитоидов. Пластичные представлены обломками глинистых, алевритовых, сильно серицитизированных пород и сланцев. Термин «литокластитовый» обозначает обломочный и по смыслу аналогичен терминам, применявшимся в классификациях советских исследователей: всей совокупности наименований песчаников, выделяемых М.К. Калинко как «бикластиты», «хемо-, кремне- и метакластиты», или «лититам» по Н.М. Страхову.

Таблица 2.5 - Десятичная классификация по гранулометрическому составу пород

Сцементированные		Размер	Рыхлые
Порода		мм	Осадок
Валунный конгломерат		100-500	Валун
Конгломерат		>10	Галька
Гравелиты		>1	Гравий
Песчаники	крупнозернистые	0,5-1	Песок
	среднезернистые	0,25-0,5	
	мелкозернистые	0,1-0,25	
Алевролиты	крупнозернистые	0,05-0,1	Алеврит
	мелкозернистые	0,01-0,05	
Аргиллиты		<0,01	Глина

Сотрудниками лаборатории седиментологии ИНГГ СО РАН в классификационную схему Ю.П. Казанского были введены дополнения, которые заключаются в том, что из стандартной классификации исключены термины такие как: аркозовые и граувакковые песчаники, а также выделены более дробные подразделения (а,б) в поле полимиктовых песчаников, уточняющие названия пород на основании замены неподходящих терминов. По мнению Ю.К. Советова аркозовые песчаники следует заменить полевошпатовыми из-за сложного классификационного положения и запутанности в номенклатуре первых [Советов, 1977]. От термина «граувакка» следует отказаться из-за отсутствия четких петрографических критериев и смыслового многообразия этого понятия. Согласно определению, «граувакка» использовался для обозначения группы полимиктовых песчаников, главным составляющим компонентом которых являются обломки пород. Вместо «граувакковые песчаники» исследователи предложили использовать термин «литокластитовые песчаники».

При изучении карбонатных отложений, вскрытых скважинами на территории исследования можно выделить следующие структурно-генетические типы пород:

Биоморфные (биолититовые, биогермные) структурно-генетические типы представлены в большинстве случаев строматолитовыми разностями.

Вопросы, связанные с генезисом и классификацией строматолитов освещались в многочисленных публикациях [Маслов, 1960; Серебряков, 1975; Уилсон, 1980; Calcareous ..., 1991; Кузнецов, 1996; Flügel, 2010 и др.].

Возникновение строматолитовых текстур связано с жизнедеятельностью сине-зеленых водорослей и микробиальных сообществ. В строматолитовых карбонатных породах обнаружены

многочисленные остатки нитчатых и одноклеточных водорослей. С.Л. Монти впервые в строматолитах супралиторальной зоны выявил наличие магниевого кальцита внутри пленок отдельных клеток и нитей, а также в наружной слизистой оболочке сине-зеленых водорослей [Monty, 1967]. На сегодняшний день считается, что кальцитизация водорослевых ламинитов происходит в период активной деятельности сообществ на поверхности мата и ниже, за счет повышения рН среды и фотосинтеза, а также, вероятно, при внутриклеточных реакциях в процессе разложения бикарбоната кальция. Таким образом, кальцитизация микробиальных сообществ способствовала формированию твердых, последовательно наслаивающихся слоев, которые создавали строматолитовые постройки, устойчивые по отношению к приливно-отливным течениям и штормам [Flügel, 2010].

Современные строматолиты наиболее широко распространены на илистых равнинах литоральной зоны, наружном крае супралиторальной зоны и мелководной части сублиторальной зоны. Хотя, известны строматолитовые образования и на глубине от 0,1-10 м и более. Миграцию строматолитов в очень мелководные условия связывают с появлением организмов в фанерозое, поедавших водоросли и разрушавших их постройки [Серебряков, 1975 и др.].

Возможно, в докембрии строматолиты занимали более широкий экологический спектр в бассейне и их размещение было неравномерным. На их морфологию влияли экологические (качество субстрата, количество поступающего обломочного материала и т.д.) и биологические факторы (состав, способ разложения и развития строматолитообразователей). При характеристике строматолитовых пород необходимо учитывать все возможные данные: морфологию построек, микроструктуру, тип заполнителя межстолбикового пространства, степень эрозии строматолитовых ламин и т.д.

Среди строматолитов, встречаемых в керновом материале исследуемых скважин, можно выделить несколько морфотипов: пластово-строматолитовые породы (ламиниты); столбчатые и столбчато-ветвящиеся строматолиты (Рисунок 2.1).

Пластовые строматолиты достаточно часто встречаются в венд-кембрийских отложениях, но наиболее широкое распространение они получили в вендских отложениях пойгинской свиты скважины Восток-3. Характерным структурно-текстурным признаком данных пород является закономерная микрослоистость, обусловленная чередованием слоев темного и светлого карбонатного материала.

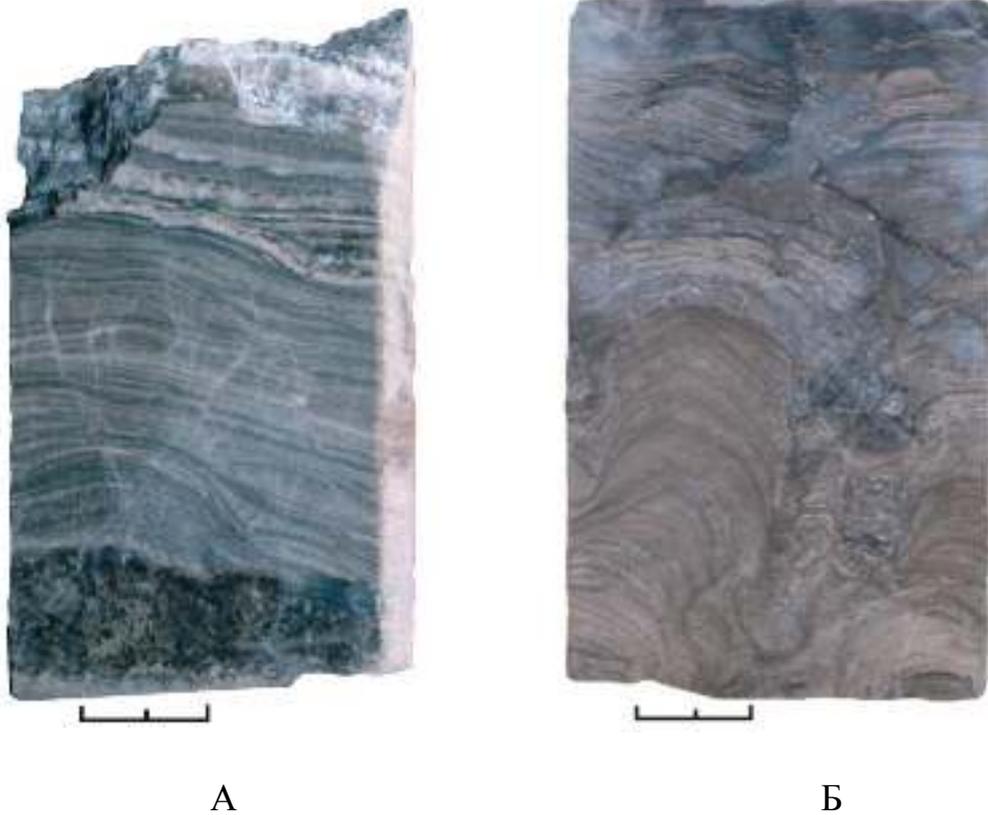


Рисунок 2.1 - Строматолиты: А - пластовые; Б – столбчатые (тыйская свита, скв. Восток-4)

Взаимоотношение слоев проявляется в нескольких вариациях. Это может быть четкое горизонтальное или линзовидное чередование темных прослоев, либо нечеткое волнисто-линзовидно-пятнистое послойное распределение карбонатного материала, обусловленное скоплениями и линзами темного микрита на более светлом фоне (Рисунок 2.2). Также отмечается, особенно в нижнекембрийском разрезе, слоисто-сгустковатое распределение прослоев. Темные микрослои могут быть в виде слоев и микролинз неясносгустковатого микрит-микробиального строения или в виде четких комковато-сгустковых слоев. Зачастую наблюдается концентрация комков в нижней части слоев, а размеры их достигают 0,02-0,1 мм. В верхних частях – микритовые сгустки и комки отсутствуют. Толщина светлых микрослоев, сложенных тонкокристаллическим доломитом со скоплениями сгустков микрита варьирует от 0,05 до 0,5 мм.

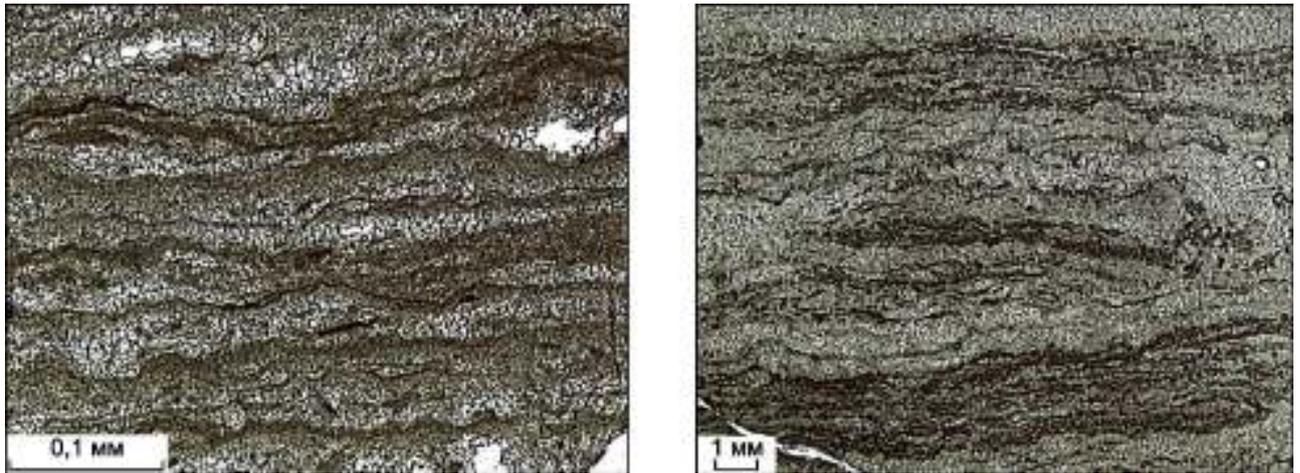


Рисунок 2.2 - Доломиты строматолитовые с характерным тонкогоризонтальнослоистым чередованием микрослоев темного и светлого карбоната (пойгинская свита, скв. Восток-3)

Также для пластово-строматолитовых пород характерны уплощенные фенестры, длиной до 3 см и мощностью до 0,5 см, которые развиваются параллельно слоистости. По периферии наиболее крупных пустот развивается друзовый доломит, а центральные части выполнены яснокристаллическим карбонатом или кварцем. В большинстве случаев мелкие поры полностью заполнены яснокристаллическими агрегатами (Рисунок 2.3).

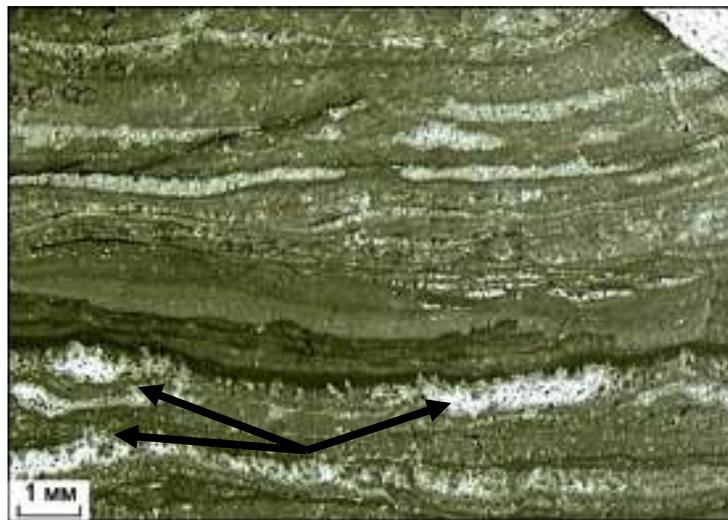


Рисунок 2.3 -Послойные фенестральные структуры (стрелки), типа строматактис, в строматолитовом доломите (пойгинская свита, скв. Восток-3)

Строматолитовые ламиниты редко формируют самостоятельные тела мощностью в несколько метров. Как правило, они встречаются в ассоциации с зернистыми (интракластическими, комковатыми, комковато-интракластическими и др.) породами, образованными в результате штормовых, гипергенных процессов, процессов карстообразования, локальной сульфатной тектоники и т.д. Зачастую мощность переслаивания изменяется от первых миллиметров до первых десятков сантиметров. Также с воздействиями этих процессов связаны и текстуры взламывания, срезание поверхностей ламин. Перечисленные выше признаки являются доказательством мелководного генезиса строматолитовых ламинитов в обстановках приливно-отливных и надприливных зон с умеренной гидродинамикой.

Столбчатые и столбчато-ветвящиеся строматолиты встречаются гораздо реже пластовых морфотипов. Они отмечаются в отложениях окымской (верхняя подсвита), тыйской и аверинской свит (см. Рисунок 2.1). Для этих строматолитов характерны относительно крупные прямые субвертикальные субцилиндрические столбики с ровными боковыми поверхностями, на которых иногда фиксируются выступы, пережимы и, крайне редко, карнизы. Микроструктура чаще всего сгустково-слоистая, за счет того, что микрокристаллический карбонат концентрируется в виде линзовидно-прерывистых слойков и сгустков (0,02-0,15 мм). Отдельные сгустки и их скопления распределяются неравномерно в виде нечётко обособленных прослоев, обуславливающих неясную микрослоистость. На некоторых участках сгустки микрита концентрируются в отчётливые слойки. Пространство между сгустками выполнено светлым яснокристаллическим карбонатом. В межстолбиковом пространстве наблюдаются интракластические, оолито-интракластические, комковато-интракластические и т.п. разновидности. Строматокласты часто преобладают, а в отдельных случаях занимают всю массу зернистой части заполнения. Наряду с карбонатными зёрнами в межстолбиковом пространстве изредка встречаются слойки с примесью кварцевых обломков. Иногда по продолжению этих слойков в строматолитовом столбике можно определить величину его возвышения над уровнем синхронного осадка. Высота столбиков в среднем 8-15 см. Иногда линзовидные обособления консолидируются по одной линии в виде четких слойков, но чаще они разобщены (см. Рисунок 2.1.). Изучение микроструктуры темных прослоев показало, что они сложены мелкими ($\leq 0,01$ мм) округлыми сгустками микрита. Светлые микрослои сложены тонко-мелкокристаллическим доломитом, в котором изредка фиксируются отдельные микросгустки.

Столбчатые строматолиты развивались в относительно более глубоководных условиях в пределах верхней сублиторали. Ассоциация строматолитов с хорошо и умеренно сортированными комковато-интракластическими породами указывает на активную гидродинамическую среду в пределах карбонатной платформы без привноса заметного количества терригенного материала, что благоприятствовало росту построек.

К биоморфным типам карбонатных пород, с определенной долей условности, можно отнести известковые водоросли, которые представлены в основном колониальными формами сине-зеленых водорослей и их остатками (*Epiphyton*, *Korilophyton*, *Renalcis*, *Proaulopora* и т.д., см. Гл. 1.1) (Рисунок 2.4). Однако, зачастую при описании шлифов обнаруживается только наличие водорослей, а перекристаллизация и замещенный материал не позволяет дать уверенное заключение. Массовое появление известковых водорослей в рассматриваемом разрезе приурочено к переходным отложениям от докембрия к кембрию. Природа раннепалеозойских известковых водорослей до некоторого времени являлась острым предметом дискуссий, в настоящее время все больше специалистов относит их к *Cyanophyta* [Маслов, 1960; Воронова, Радионова, 1976 и др.]. Оригинальным объяснением природы наиболее распространенных в раннем кембрии родов *Epiphyton* и *Renalcis* является взгляд Б.Прата. Он предлагает считать *Epiphyton* и *Renalcis* диагенетическими таксонами, образованными коккоидными сине-зелеными водорослями, и причислять их к органоседиментационным структурам (таким, как строматолиты).

Сине-зеленые водоросли характеризуются отсутствием оформленного клеточного ядра и относятся к прокариотам. Колонии представляют собой объединение разрозненных «клеток» посредством слизи в одно целое тело водоросли - слоевища. Слоевище может состоять из отдельных нитей или их скоплений. Форма слоевищ бывает округлой и лепешкообразной, в виде клубков, пучков и т.д. Морфология слоевища определяется формой и строением нитей, наличием пограничных клеток, формой и структурой окружающей клетки и нити слизи, ветвлением нитей. В ископаемом состоянии сохраняются известковые оболочки, образовавшиеся вокруг водорослей при их жизни и повторившие форму нитей и колоний. Появление оболочек связано со способностью водорослей отлагать известь, которая у разных форм сине-зеленых водорослей неодинакова. Одни физиологическим способом отлагают вокруг своих нитей (за пределами клеток и слизистой оболочки) определенной толщины известковый чехол, покрывающий их полностью, а другие биохимическим способом накапливают сгустки карбоната в слизи между нитями. При этом полости в известковом футляре, занятые водорослью при ее жизни, обычно заполняются янокристаллическим кальцитом.

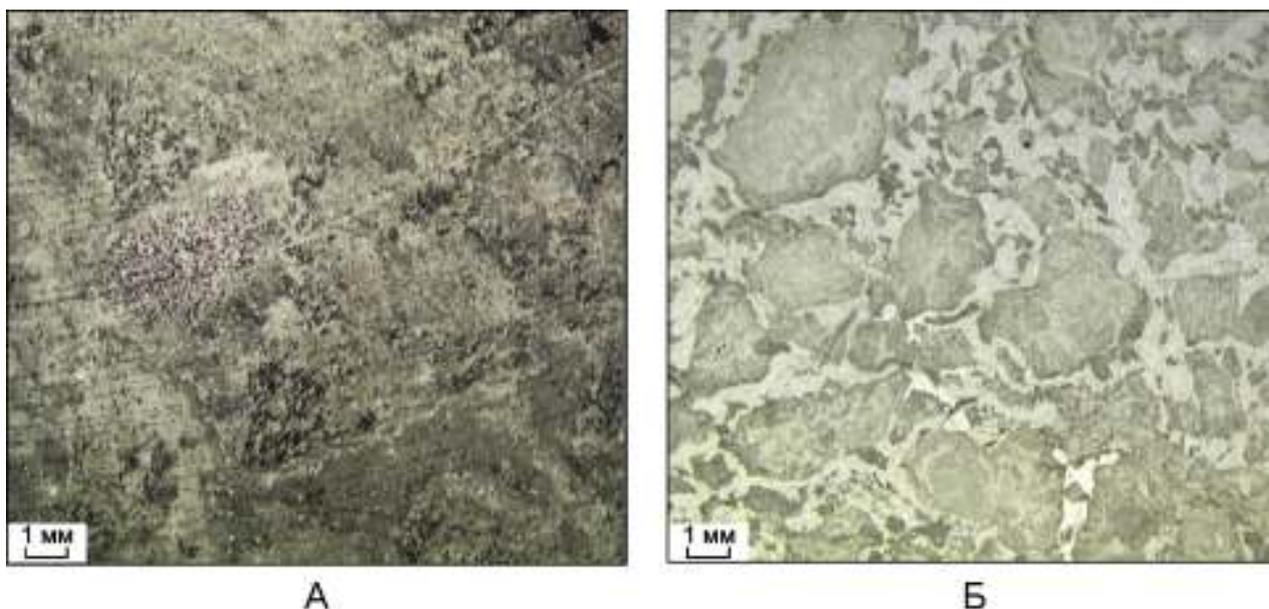


Рисунок 2.4 - Водорослевые известковые доломиты: А – сине-зеленные водоросли *Epiphyton* пуджелгинской свиты, скв. Восток-1; Б - коккоидные формы сине-зеленных водорослей оксымкой свиты, скв. Восток-4

Зернистые карбонатные породы являются еще одним широко распространенным структурно-генетическим типом в изучаемых отложениях. Здесь встречаются все возможные разновидности карбонатных зерен, выделяются: оолиты, онколиты, микрофитолиты, пизолиты, интракласты, биокласты, различные микробиальные сгустки и комки. Зернистые типы встречаются практически во всех толщах, находясь в переслаивании с другими типами, и часто преобладают, образуют мощные (в несколько метров) пачки. Также, они нередко заполняют межстолбиковое и межбиогермное пространство в строматолитовых породах.

Оолиты - зерна в большинстве случаев округлой формы, обладающие концентрически-слоистой оболочкой и размером меньше 2 мм (Рисунок 2.5). Концентрическая микроструктура характеризуется переслаиванием темных и светлых микрослоев (толщиной от 0,001 до 0,5 мм). В процессе диагенеза оолиты приобретают радиальную микроструктуру, при этом кристаллы часто проникают через несколько слоев и достигают поверхности оолита. В центре оолитов зачастую отмечаются присутствие других типов зерен (сгустков микрита или интракластов, зерен кварца и т.п.), которые являются ядром, вокруг которого происходил дальнейший рост оолита.

Зачаточными (примитивными) оолитами называют структуры, имеющие только однослойную оторочку с концентрическим или радиально-лучистым строением. Такие оолиты характерны для плохо сортированных пород. В хорошо сортированных породах обычно оолиты имеют две или более подобных оторочек.

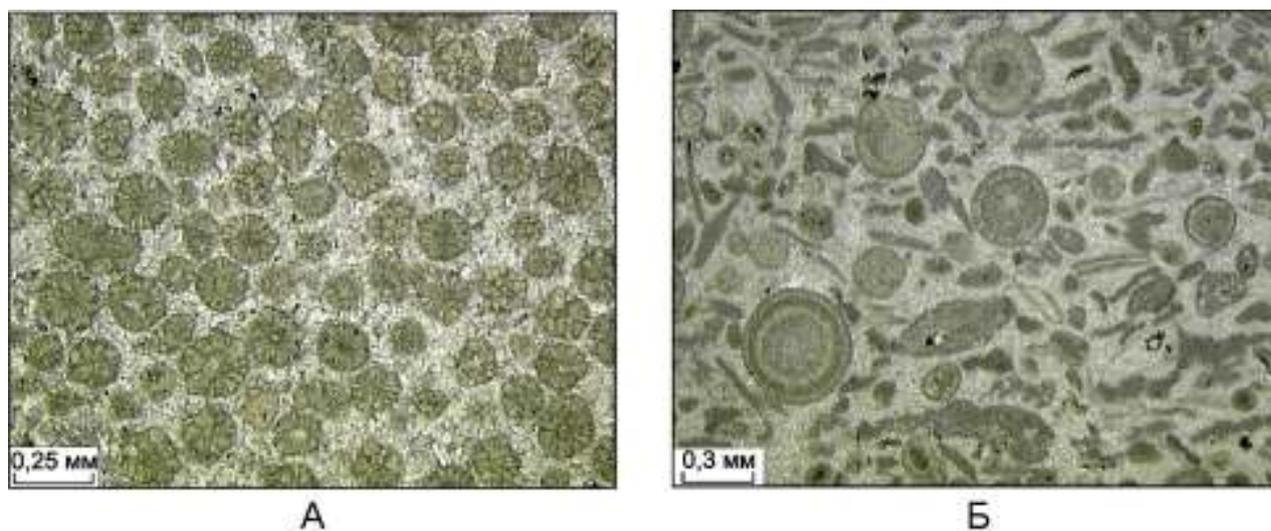


Рисунок 2.5 - Зернистые карбонатные породы: А – оолиты с радиально-сферолитовым строением; Б – оолиты с концентрическим и радиально-лучистым строением (шеделгинская свита, скв. Восток-1)

Оолиты, обладающие радиальным строением, но в которых отсутствует ядро, носят названия сферолиты и считаются измененными оолитами.

Существуют различные гипотезы, объясняющие происхождения оолитов. По одной из них оолиты образуются в результате прямого химического осаждения из водного раствора вокруг ядра [Петтиджон, 1981 и др.]. По другим, в их образовании непосредственно участвуют водоросли. Зачастую хемогенные образования – ооиды/оолиты противопоставляются биогенным формам – онкоидам/онколитами, где слоистая текстура имеет исключительно водорослевое происхождение [Маслов, 1960; Седиментология, 1980; Петтиджон, 1981].

Данные по современным оолитам свидетельствуют о том, что их концентрические оболочки состоят из тонкодисперсного высокомагнезиального кальцита или арагонита, с присутствием большого количества водорослевых слоев, что позволяет рассматривать эти образования как биохемогенные [Лидер, 1986 и др.]. Принято считать, что оолиты образуются в мелководных (менее 5 м) турбулентных водах, пересыщенных CaCO_3 , путем аккреции при постоянном вращении зерен [Dunham, 1962; Folk, 1959; Обстановки..., 1990].

Для оолитов нередко характерна перекристаллизация внутри зерен, микритизация (грануляция), частичное или полное растворение, в результате чего могут образовываться пустоты, которые впоследствии заполняются яснокристаллическим карбонатом, также оолиты могут подвергаться окремнению (Рисунок 2.6).

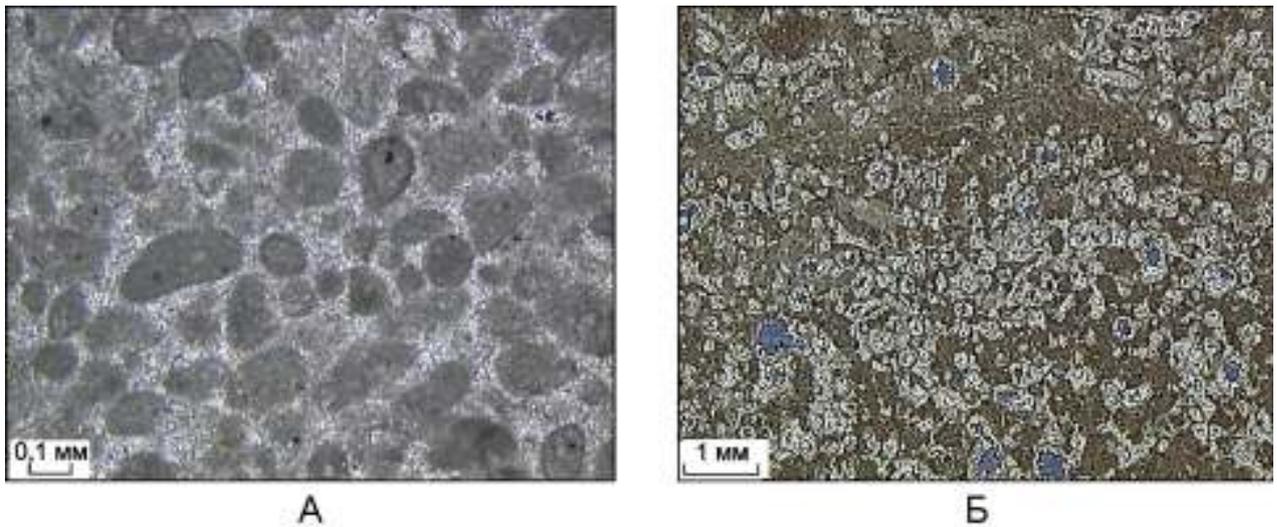


Рисунок 2.6 - Зернистые карбонатные породы: А - микритизация оолитов; Б – выщелачивание центральных частей оолитов (пустоты – синее) (пойгинская свита, скв. Восток-3)

Онколиты - это округлые или овальные карбонатные образования, которые являются продуктом жизнедеятельности сине-зеленных водорослей (цианобактерий), оплетающих карбонатные зерна различного происхождения при их свободном движении (перекатывании) по дну. Размер обычно изменяется от долей миллиметра до нескольких миллиметров, но бывает и значительно больше (Рисунок 2.7).

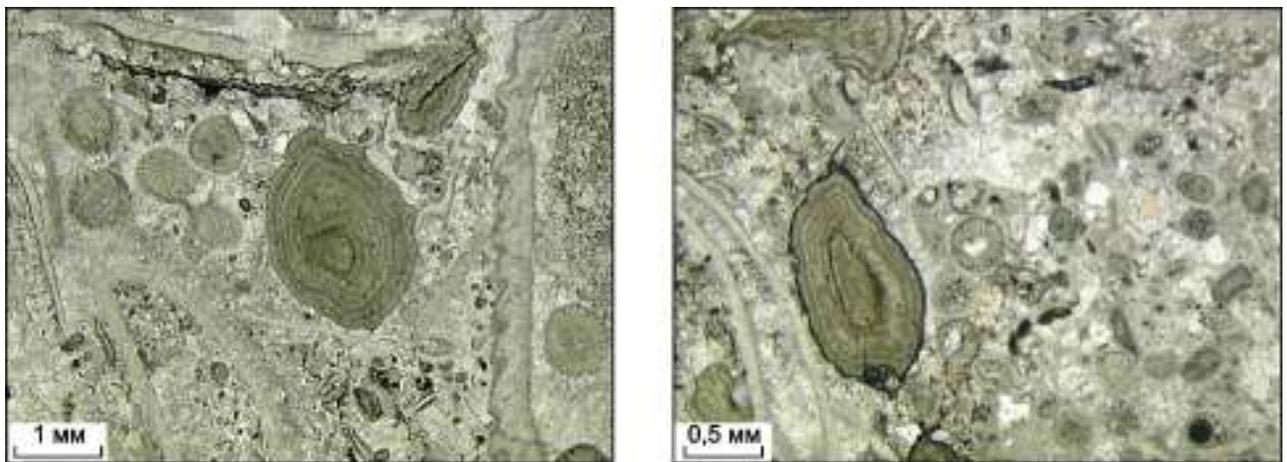


Рисунок 2.7 - Зернистые карбонатные породы: онколиты округлой формы с отчетливо выраженным concentрическим строением (кондесская свита, скв. Восток-1)

Основным процессом образования данных структур является процесс биохимического осаждения извести сине-зелеными водорослями на поверхности карбонатных зерен в условиях повышенной гидродинамической активности. При неоднократном нарушении и возобновлении развития, вызванных резкими изменениями гидродинамической обстановки, онколиты приобретают сложную форму и внутреннее строение. Кроме того, на морфологию влияет и

форма зерна, заключенного внутри образования. В центре могут находиться раковина, обломок раковины или онколита.

Онколиты по внутреннему строению сходны со строматолитами, но отличаются от них по морфологии, так как не образуют органогенных построек. Округлая форма и концентрически-слоистое строение сближает их с биогенными желваками; однако, в отличие от последних, никакие организмы, кроме сине-зеленых водорослей, не принимают участие в их строении.

Микрофитолиты – карбонатные стяжения, связанные с жизнедеятельностью сине-зеленых водорослей [Воронова, Радионова, 1976]. Считается, что по своему происхождению они близки к строматолитам, но, в отличие от них, были неприкрепленными, не связанными с субстратом образования.

Данные образования были отмечены в вендских отложениях скважины Восток-3. При изучении шлифов были замечены стяжения неправильной формы, различной величины, имеющие как бы пузырчатое строение. На основании проведенного анализа данные образования были отнесены к типу *Gatagraphia Maslov* к группе *Vesicularites* [Журавлева, 1964], что в дальнейшем было подтверждено результатами палеонтологических исследований (Рисунок 2.8).

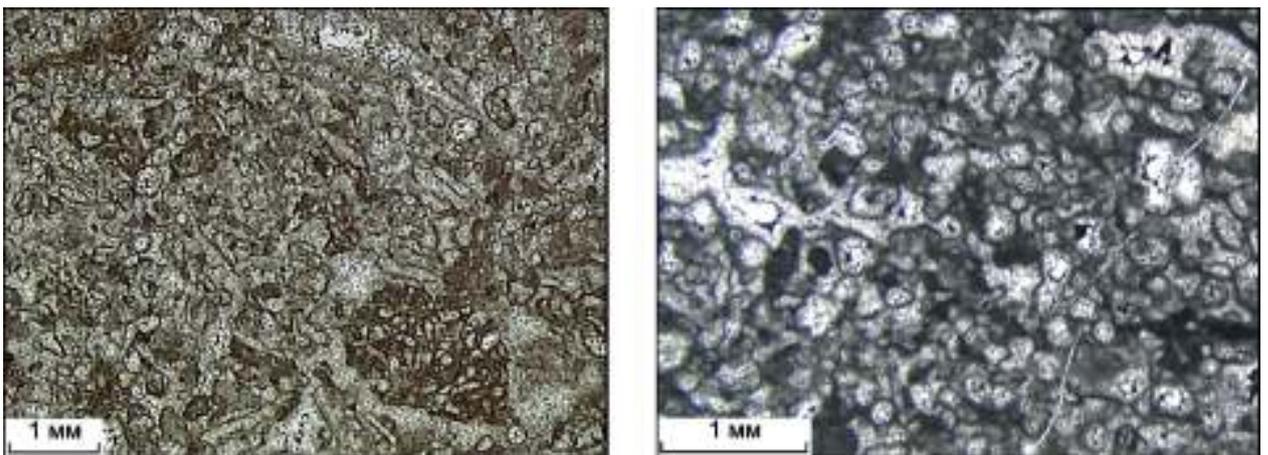


Рисунок 2.8 - Зернистые карбонатные породы: оолитово-комковатые доломиты, содержащие округлые образования с микритовыми оболочками водорослевого происхождения, *Vesicularites* (пойгинской свита, скв. Восток-3)

Зачастую неясность форм выделения и интенсивная перекристаллизация внешне схожих структур, заставила автора аккуратно относиться к термину «микрофитолиты», несущего определенную генетическую нагрузку и использовать для подобных структур более общий термин – микробиальные образования (микрит-микробиальные доломиты, известняки). Микробиальные образования (микробиальные желвачки, микросгустки, микрокомочки, микробиальные иловые холмы и проч.) образованы в результате жизнедеятельности водорослей,

цианобактерий и кальцимикробов, которые могли непосредственно обызвестляться, вызывать кальцитизацию, либо улавливать и связывать карбонатный осадок [Burne, Moore, 1987].

Пизолиты - зерна менее правильной формы, чем оолиты и больших размеров (> 2 мм). Часто образования сложены несколькими зернами, которые окружены единой слоистой водорослевой каймой. Внутри мелкие зерна могут быть представлены сферолитами, оолитами, комками, интракластами и т.д. (Рисунок 2.9).

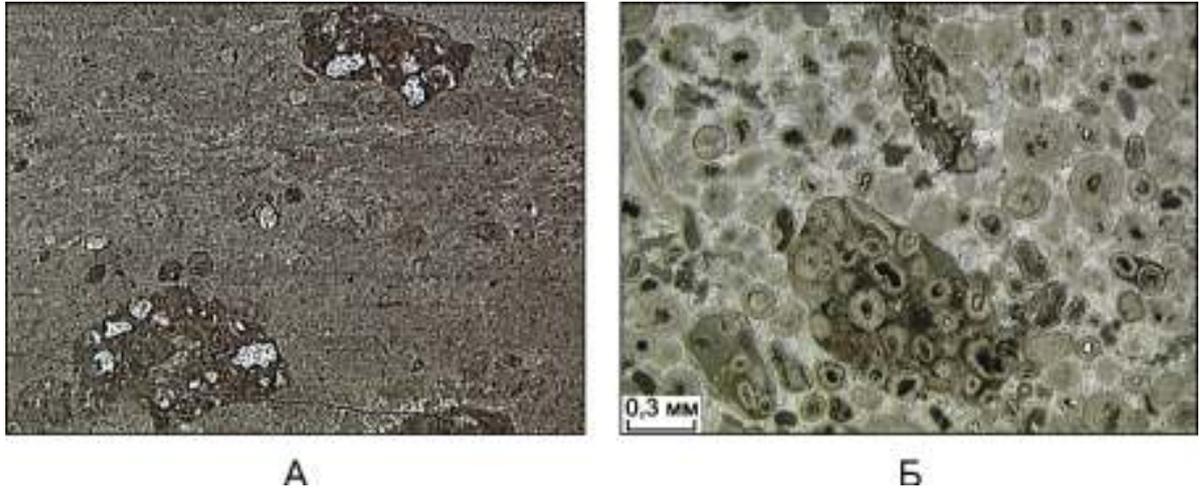


Рисунок 2.9 - Зернистые карбонатные породы: А - пизолиты в виде гроздьевидных агрегатов в микритовом доломите (пойгинской свита, скв. Восток-3); Б – пизолиты в виде гроздьевидных агрегатов в пизолитово-оолитовом известняке (шеделгинская свита, скв. Восток-1)

Считается, что возникновение пизолитов связано с жизнедеятельностью микробиальных сообществ, в результате которой различные зерна «склеиваются» и образуют единую оболочку [Седиментология, 1980 и др.]. Внутренние части зерен пизолитов, как правило, микритизированы. В более редких случаях в процессе перекристаллизации зерна могут быть преобразованы до яснокристаллических разностей с полной утратой концентрически-слоистой оболочки, от которой в таких случаях остаются лишь реликты [Вараксина, 2001]. Пизолиты в большинстве случаев образуются в тыловых частях оолитовых отмелей, где волновая энергия снижена. Однако, они могут выноситься в другие обстановки во время сильных приливно-отливных течений и штормов.

Различные сгустки и комки представляют собой округлые и удлиненно-округлые зерна без какой-либо внутренней структуры и обычно сложены микрокристаллическим карбонатным материалом, размером 0,02-0,1 мм (Рисунок 2.10). Эти структуры наиболее распространены в пределах водорослевых покровов супралиторальной зоны и связаны с осаждением карбоната кальция в слизистом веществе, обволакивающем нити и клетки водорослей [Седиментология, 1980]. Также комки могут образовываться за счет неравномерной перекристаллизации первично однородного микрокристаллического карбонатного материала. В таких случаях комковатые

агрегаты могут иметь беспорядочные формы и расплывчатые контуры. Более того комки могут возникать в результате микритизации других зерен (оолитов, пизолитов, интракластов и т.д.) [Вараксина, 2001].

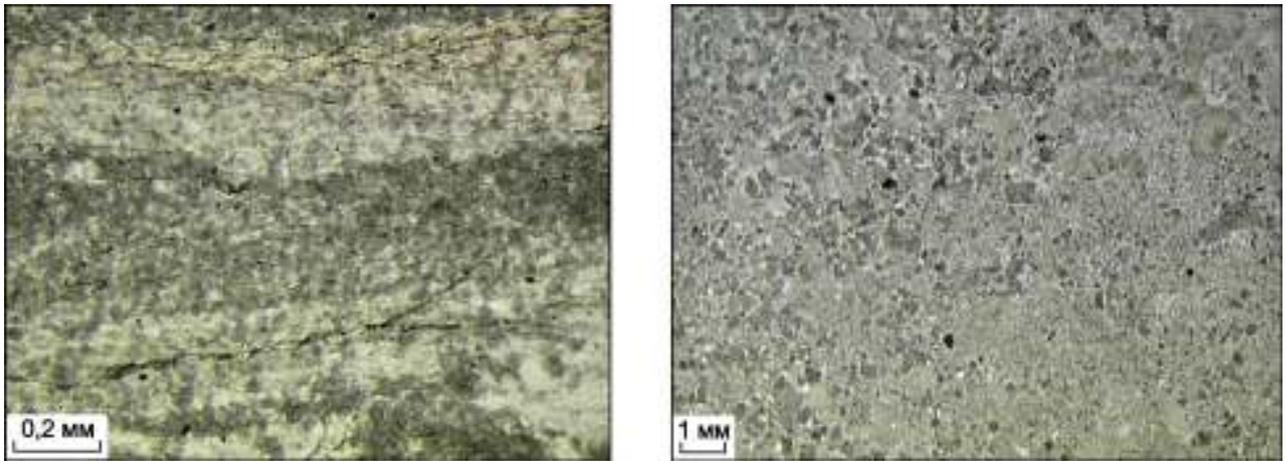


Рисунок 2.10 - Зернистые карбонатные породы: микрит-микробинальные сгустки, желваки и комки (оксымская свита, скв. Восток-4)

Интракласты представляют собой обломки ранее отложившихся в бассейне осадков. «Интра-» обозначает, что процессы взламывания и переотложения должны происходить в пределах одной литостратиграфической единицы единого седиментационного бассейна [Folk, 1959]. Форма и размеры интракластов (от 0,1 мм до 5 и более см) зависят от степени литификации осадков, интенсивности эрозии и переотложения. Среди интракластов часто встречаются фрагменты строматолитовых, оолитовых, сферолитовых и комковатых пород (Рисунок 2.11).

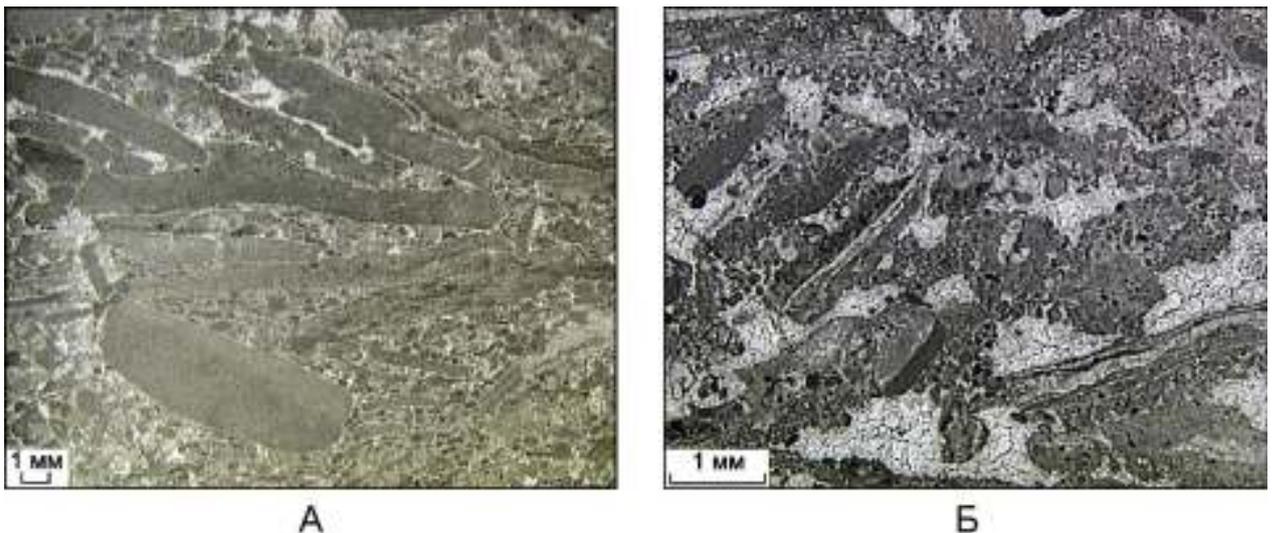


Рисунок 2.11 - Зернистые карбонатные породы: комковато-оолито- интракластические доломиты (крупные удлиненные фрагменты - обломки строматолитовых ламин), А - аверинская свита, скв. Восток-4; Б – пойгинская свита, скв. Восток-3

Вмещающая обломки микритовая масса, часто перекристаллизована, за счет чего границы интракластов становятся нечеткими и от структур остаются лишь их «теневые реликты». Также широко развиты и процессы микритизации, которые захватывают в большинстве случаев только обломки.

Частичная литификация осадков способствует быстрому формированию интракластов. В случае слабой консолидации эродируемых отложений интракласты испытывают пластические деформации, а если осадок достаточно плотен, то они могут быть довольно хорошо окатанными [Вараксина, 2001].

Обычно зернистые интракластические породы образуются в пределах перитидального шельфа, а затем выносятся в более глубоководные зоны.

Биокласты – зерна, представляющие собой обломки органических остатков, панцирей, раковин или скелетов.

В отличие от рассматриваемых вендских отложений, которые являются в фаунистическом отношении практически немymi, в кембрийской части исследуемого разреза наблюдается обилие органических остатков и детрита. На основании палеонтологических исследований установлено, что все они имеют кембрийский возраст (от томмотского яруса нижнего кембрия и до верхов аксайского яруса верхнего кембрия) (см. Гл. 1.1). Органические остатки представлены в шлифах сечениями трилобитов, археоциат, брахиопод, спикул губок, хиолитов и неопределимых остатков скелетной фауны. При исследовании кембрийских отложений скважин отмечались целостные органические остатки, обладающие достаточно хорошей сохранностью, которая позволяла рассмотреть детали их строения. В большинстве случаев остатки представлены детритом, а также подвергаются грануляции, раковины замещаются скрытозернистой массой, происходит образование однородных по структуре комков или сгустков (Рисунок 2.12).

Грануляции органических остатков может осуществляться посредством нескольких процессов: биотурбацией организмами-иллоедами, замещением мягких тканей организмов карбонатом кальция или разложением нитчатými сине-зелеными водорослями [Морозов, 2009]. Помимо состава органических остатков биокластовые известняки между собой различаются также типом заполнителя межформенного пространства, т.е. количественным соотношением в породе биокластов и цемента, и структурой последнего [Лидер, 1986; Седиментологическое ..., 2000].

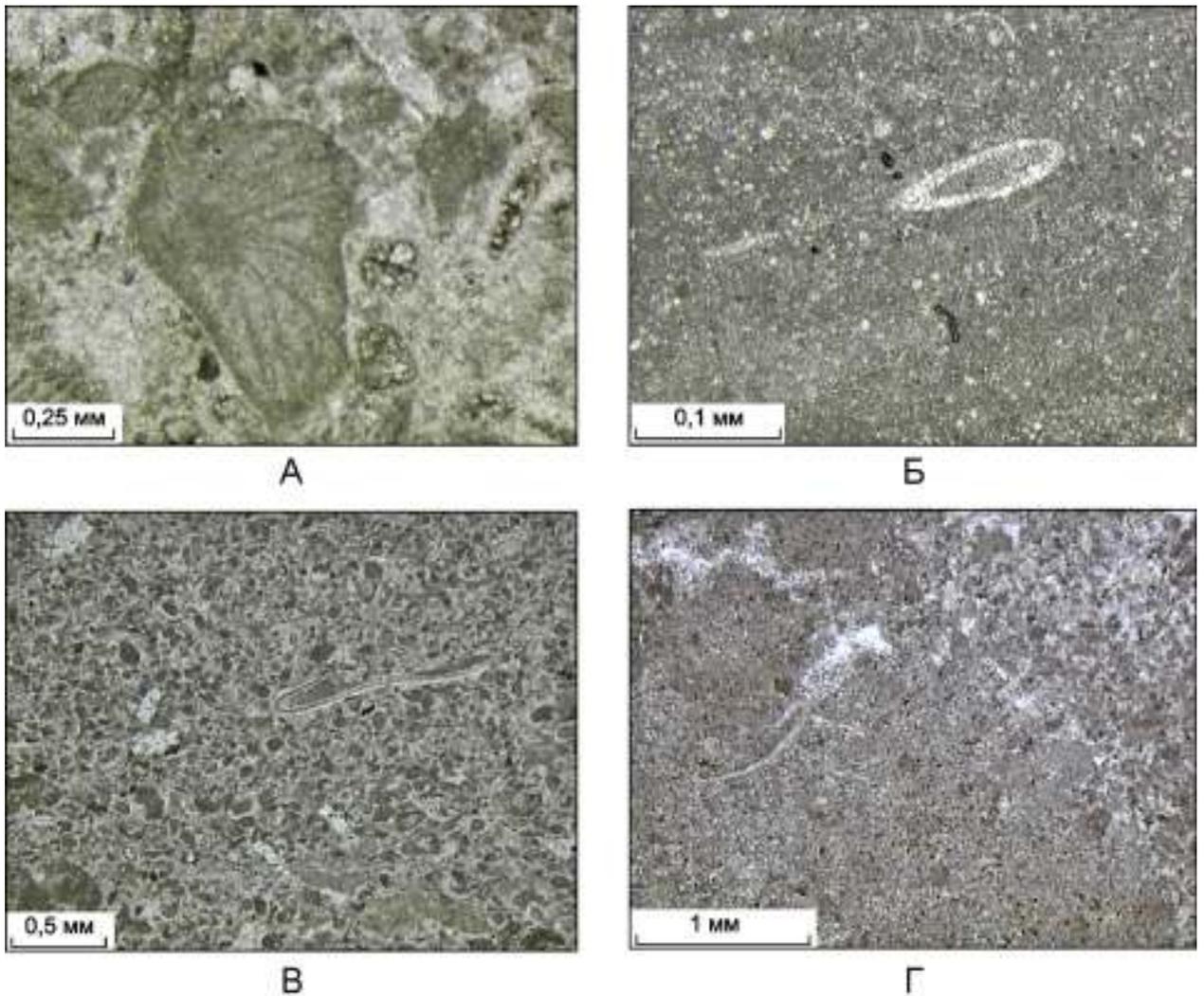


Рисунок 2.12 - Зернистые карбонатные породы: А – фрагменты замковых брахиопод в разнозернистых биокластовых комковато-оолито-интракластических известняках кондесской свиты скв. Восток-1; Б – микритово-зернистые известняки с фрагментами тонкостенных раковин и остатками известковых спикул в чурбигинской свите скв. Восток-3; В - фрагменты трилобитов в комковато-оолито-интракластических известняках анциферовской свиты скв.Восток-4; Г - фрагменты трилобитов и обломки скелетной фауны в комковато-интракластических известняках булайской свиты скв. Аверинская-150

Микриво-зернистые структурно-генетические типы карбонатных пород аналогичны вышеописанным зернистым, только отличаются меньшим количеством зерен (Рисунок 2.13).



Рисунок 2.13 - Контакт микривого и зернистого доломита: пойгинская свита, скв. Восток-3

Перечисленные выше структурные компоненты зернистых пород в исследуемом венд-кембрийском разрезе наблюдаются повсеместно, но практически всегда присутствуют в различных комбинациях. Наиболее широко распространены породы, в которых присутствуют комковато-интракластические, оолитово-комковато-интракластические, оолитово-комковато-пизолитовые, комковато-пизолитово-интракластические, биокластово-интракластические и др.

Также довольно часто в данных отложениях встречается терригенная примесь, что характерно для осадков приливно-отливных равнин. Примесь представлена как окатанными зернами кварца песчаной размерности, так и угловатыми алевритовыми обломками кварца, полевых шпатов и слюды.

Микривые известняки (доломиты) – это, в большинстве случаев, плотные массивные породы, часто, в разной степени, обогащенные глинистым веществом.

Существуют различные гипотезы образования карбонатного ила. По результатам экспериментальных исследований было доказано, что чисто химического выделения карбоната кальция из морской воды недостижимо в естественных условиях. Считается, что современные карбонатные илы образуются при прямом или косвенном участии организмов и являются либо чисто биогенными осадками (остатками бентосных водорослей и планктонных организмов), либо продуктами механической деструкции более крупных биогенных частиц. Зачастую

микритовый карбонатный материал осаждается в областях со спокойным гидродинамическим режимом, защищенных рифовым или песчаным барьером, в лагунах либо на мелководье широких плоских шельфов, а также в бассейновых обстановках [Уилсон, 1980; Сергеева, 2005; Flügel 2010 и др.].

Кроме того, микритовые доломиты могут иметь постседиментационное происхождение и образовываться за счет микритизации первичных зернистых и строматолитовых типов карбонатных пород.

Микритовые карбонатные породы распространены в исследуемых отложениях незначительно, хотя и встречаются в большинстве выделенных свит. Наиболее часто они наблюдаются в разрезах скважин «Восток». Зачастую микритовые породы находятся в ассоциации с зернистыми и биоморфными. Также отмечаются микриты в составе штормовых турбидитовых циклов, где они совместно с глинистым материалом фиксируют верхние части градационных прослоев.

Необходимо отметить, что в данной работе для карбонатных микритовых пород со значительным содержанием глинистого материала (от 20 до 50%) автором употребляется термин «глинистые доломиты/известняки».

Яснокристаллические доломиты и известняки в большинстве случаев образовались за счет интенсивной перекристаллизации различных типов карбонатных пород. Перекристаллизация является весьма сложным процессом и может иметь различные виды – собирательная перекристаллизация (термальная перекристаллизация в твердом состоянии), перекристаллизация с уменьшением зерен (рекристаллизация), перекристаллизация с укрупнением зерен, перекристаллизация по принципу Рикке и т.д. Также существует усложненный вид процесса перекристаллизации, при одновременной реализации несколько видов. Зачастую в результате данного процесса порода приобретает яснокристаллическое строение и достоверно определить ее первоначальный облик становится невозможным. Форма кристаллов может быть идиоморфной – ромбоэдрической (доломит), таблитчатой, призматической, волокнистой, игольчатой (известняк) или гипидиоморфной - с отдельными правильными гранями; агрегаты могут быть сложены не только кристаллами, но и ксеноформными зернами.

Процессы перекристаллизации и связанные с ними яснокристаллические агрегаты отмечаются в породах, где доминируют зернистые и биоморфные типы (пойгинская, котоджинская, райгинская, оксымская, аверинская и анциферовская свиты и т.д.).

На основании проведенного литологического анализа карбонатных пород, составляющих венд-кембрийский разрез исследуемой территории, установлено, что вендская часть представлена, в основном, доломитами. Однако проблема доломитообразования до сих пор

окончательно не решена. Исследователи, занимающиеся данным вопросом, отмечают, что формирование доломитовых отложений обеспечивается полистадийно и несколькими природными способами. Отметим только основные из них. Первый способ - «эвапоритовая модель остаточного рассола», объяснен на основе наблюдений процессов доломитизации известковых грунтов обширных надприливных низин. В процессе испарения воды происходит массовое загипсование (ангидритизация) отложений, что способствует увеличению концентрации ионов кальция и магния. При таких условиях арагонит субстрата начинает метасоматически замещаться протодоломитом. Последний в дальнейшем перекристаллизуется в доломит. Вторым способом доломитонакопления реализуется на границах суши с морем – модель смешения грунтовых вод с солеными. Она основана на экспериментальных данных о нелинейности кривых растворимости при смешении разнородных растворов солей. Третий способ – категенетический, соответствует глубинной модели доломитизации. Карбонат Ca-Mg может возникнуть вследствие метасоматической доломитизации известняков, залегающих на глубинах 1-4 км под покровами солей и глин. В этих случаях просачивающиеся в известняки рассолы с высоким содержанием ионов Mg^{2+} , взаимодействуя с кальцитом известняков, превращают его в доломит [Япаскурт, 1995].

Отмеченные особенности при исследовании рассматриваемых карбонатных отложений указывают на индивидуальный характер доломитообразования в породах различного типа, тем самым ставя процесс в зависимость от условий осадконакопления, и позволяют рассматривать большинство доломитов в качестве пород седиментационно-диагенетического происхождения [Сергеева, 2005; Кузнецов, 2007].

Суммируя данные по отмечаемым структурно-генетическим характеристикам отложений венд-кембрийского разреза изучаемой территории, необходимо подчеркнуть, что они образовались в основном при прямом или косвенном воздействии микробиальных сообществ в мелководной морской среде. Разнообразие карбонатных осадков обусловлено различиями в физико-химических и гидродинамических условиях, контролирующих седиментацию на шельфе. Наиболее широко в карбонатных породах представлены биоморфные, зернистые и микритоно-зернистые структурно-генетические типы, которые участвуют в строении различных литологических комплексов и, зачастую, характеризуются благоприятной первичной структурой, которая обеспечивает их потенциально высокие фильтрационные и емкостные свойства.

Глава 3. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВЕНДА И КЕМБРИЯ

Рассмотренные материалы свидетельствуют о значительном структурном и вещественном разнообразии пород, слагающих венд-кембрийский разрез исследуемой территории. Как показывает проведенный анализ, среди отложений преимущественным распространением пользуются карбонатные, нередко подвергнутые вторичным изменениям, и, в меньшей степени, терригенные и эвапоритовые породы. Помимо вещественного состава пород также были проанализированы присущие им структурно-текстурные особенности, обусловленные различными факторами литогенеза. В результате были выделены разномасштабные геологические тела, слагающие части свит (или толщ), со схожими литологическими характеристиками и проведено разбиение всего осадочного заполнения изучаемого разреза на различные породные ассоциации.

Ниже приводится характеристика отложений, участвующих в строении всего венд-кембрийского разреза Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции.

Отложения верхнего венда в скважине Восток-3 выделены в объеме *пойгинской* свиты, в интервале глубин 5002,0 - 4582,0 м, мощностью 420 м (см. Гл.1, Рисунок 1.3). В целом для пород свиты характерен ритмичный характер переслаивания, мощностью от долей см до первых метров, светло-серых биоморфных (строматолитовых), зернистых и микритовых доломитов (Рисунок 3.1). В большинстве случаев преобладают пластово-строматолитовые разновидности, переслаивающиеся с зернистыми, главным образом, микрит-микробиальными и микрофитолитовыми доломитами. Также отмечаются более редкие прослои с преобладанием других типов зерен - оолитов и интракластов (см. Рисунок 2.6, 2.11 Б). Оолиты в основном примитивные, имеют только одну концентрическую оболочку и, как правило, в разной степени микритизированы. Пизолиты достигают 2 мм и более, в основном представлены гроздьевидными агрегатами (см. Рисунок 2.9 А). Среди интракластов доминируют обломки строматолитовых и комковатых пород, в меньшем количестве встречаются фрагменты микритовых доломитов. Микритовые доломиты отмечаются в виде редких маломощных прослоев среди вышеупомянутых породных ассоциаций (см. Рисунок 2.13).

Характерной особенностью пород является присущая им строматактоидная текстура, обусловленная многочисленными пустотами и кавернами выщелачивания, которые зачастую имеют субгоризонтальное, согласно строматолитовым ламинам, и неправильно-полосчатое распределение. Еще одной отличительной особенностью является отсутствие примеси и прослоев терригенного материала.

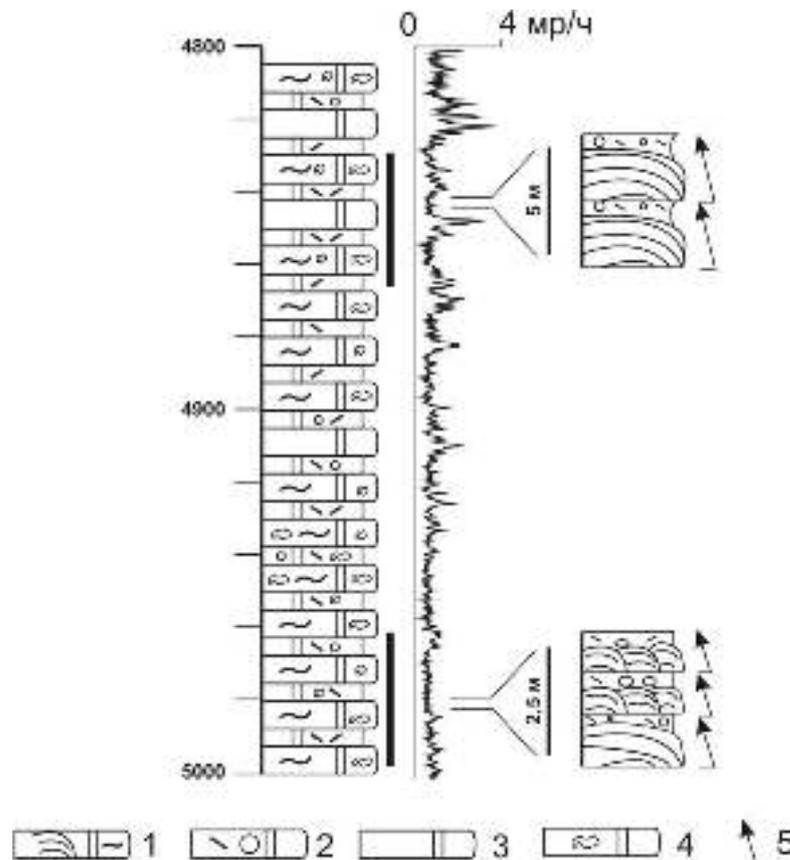


Рисунок 3.1 – Разрез пойгинской свиты скв. Восток-3. Условные обозначения: 1 – строматолитовые доломиты; 2 – зернистые комковато-интракластические доломиты; 3 – микритовые доломиты; 4 – пустоты и каверны выщелачивания; 5 – обмеление

Кроме этого, в *пойгинской* свите, в интервалах глубин 4905,0 - 4892,0 м, присутствуют кристаллические микропористые рыхловатые, выщелоченные породы белого «мучнистого» доломита, который обычно широко распространен в регрессивно измененных карбонатных отложениях и в палеокарстовых пустотах [Гурова и др., 1988; Киркинская, Смехов, 1981; Основные ..., 1981 и др.]. Здесь распространение данных доломитовых пород наблюдается по ламинам строматолитов и в мелких каверновых пустотах.

Далее, выше по разрезу, верхневендские отложения в скважине Восток-3 представлены в объеме *котоджинской* свиты, в интервале 4582,0 - 4191,0 м, суммарной мощностью 391 м (см. Гл.1, Рисунок 1.3). Здесь отложения представлены переслаиванием зернистых, микриво-зернистых и микритовых доломитов. Для свиты характерно постепенное развитие мощности прослоев вышеупомянутых пород вверх по разрезу: внизу - отмечаются микритовые и микриво-зернистые типы, слагающие чередующиеся прослои от долей до первых метров; вверху - мощность интервалов с преобладанием чисто зернистых типов достигает сотен метров (220 м), а подстилающих микритовых и микриво-зернистых - 50-60 м (Рисунок 3.2). Зернистые типы сходны по составу с нижележащими породами *пойгинской* свиты. Среди них,

преобладают оолитово-комковатые, микрит-микробиальные, микрофитолитовые типы, и более широко распространены типы с обломками ламин строматолитовых доломитов.

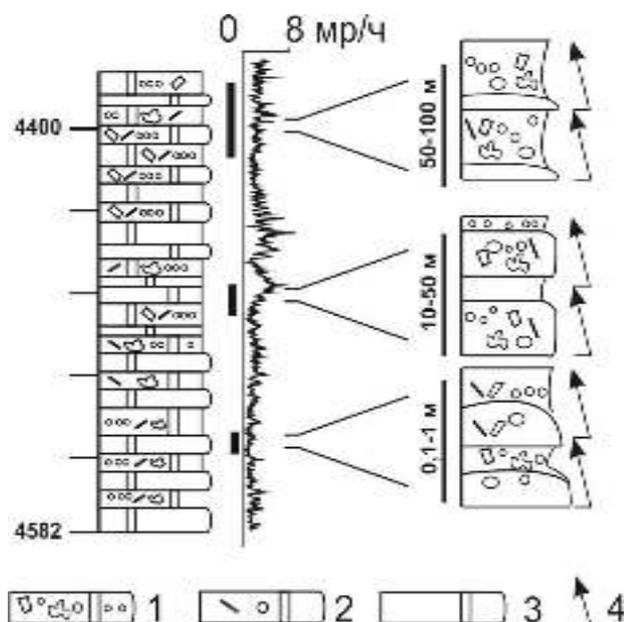


Рисунок 3.2 – Разрез котоджинской свиты скв. Восток-3. Условные обозначения: 1 – зернистые пизолито-интракластические доломиты; 2 – зернистые комковато-мелкоинтракластические доломиты; 3 – микритовые доломиты; 4 – обмеление

Кроме того, судя по «отскокам» гамма-каротажной диаграммы до 12 мр/ч, на фоне 4 мр/ч, в нижней половине свиты присутствуют прослои глинистых доломитов. Для исследуемых пород характерны многочисленные открытые поры и пустоты.

В интервале 4191,0 - 3870,0 м скважины Восток-3 выделяется *райгинская* свита, мощностью 321 м. Здесь отмечается чередование двух породных ассоциаций, смена которых в рамках свиты хорошо отбивается по данным ГИС и выражается в четкой крупномасштабной ритмичности с контрастными границами по ГК, НГК и другим параметрам (см. Гл.1, Рисунок 1.3). Мощность ритмов достигает 50-100 м. Для нижней части каждого ритма (40-50 м) характерна ассоциация перекристаллизованных микритовых и микритово-зернистых известняков, и прослоев по 0,5-10 см полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов, гидрослюдистых аргиллитов с обильной примесью обломочного мусковита (до 20-30%, редко 50%) (Рисунок 3.3). Судя по сохранившимся реликтам и редким слабо измененным прослоям, первично это были микритово-зернистые и зернистые структурно-генетические типы карбонатных пород (см. Гл.2.). В большинстве случаев от форменных элементов остались лишь «тени», а скелетные обломки сохранили четкие контуры при раскристаллизованной внутренней части. Иногда видны контуры оолитов и «пузырчатых» микрит-микробиальных и водорослевых образований.

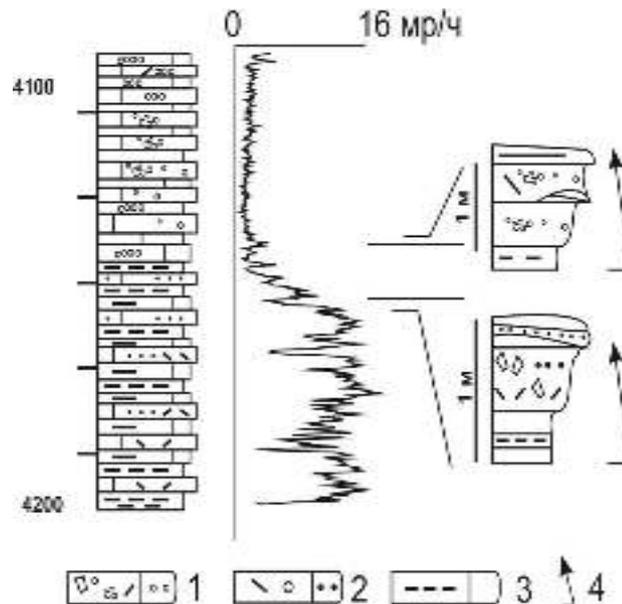


Рисунок 3.3 – Разрез райгинской свиты скв. Восток-3. Условные обозначения: 1 – зернистые ступково-комковатые, микрит-микробильные известняки; 2 – зернистые комковато-мелкоинтракластические известняки песчанистые; 3 – известняки глинистые; 4 - обмеление

Доломит проявляется локально, агрегаты состоят из разобренных ромбоэдров. Песчаники и алевролиты в разной степени известковистые, с примесью обломков слюды (до 5-10%). Песчаный материал, представленный полуокатанными и неокатанными обломками кварца, полевых шпатов, мусковита и реже биотита. Цемент зачастую поровый глинистый. Фиксируются переходные разновидности от алевролитов и песчаников слабо известковистых до известняков песчано-алевритистых. Судя по характеру кривой ГК, аргиллитовая составляющая в приподошвенной части преобладает и породы образуют крупные самостоятельные тела (см. Гл.1, Рисунок 1.3). В отложениях отмечается зачастую параллельная, косая, волнистая, линзовидная слоистость, кроме этого отмечаются участки со спутанной, крупной вихревой и градационная слоистостью.

Верхняя часть ритма (около 50 м) сложена такими же известняками, как и в нижней, но с гораздо меньшим количеством терригенной составляющей, только с редкими прослоями до 1 см известково-глинистого материала, в отдельных слойках с интракластами гравийной размерности черных аргиллитов (см. Рисунок 3.3). Здесь также отмечается перераспределение углеродистого вещества в виде сложных образований, пленок вокруг неясных реликтов зернистых известняков. В породах наблюдаются плохо сохранившиеся остатки известковых спикул. Среди терригенной примеси наиболее распространены кварц, мусковит, полевые шпаты, биотит, количество изменчиво от долей до 20%. В известняках сохранились признаки параллельной, градационной, косой и линзовидной слоистости.

В средней части райгинской свиты в интервале 4095,0 - 4001,0 м по данным ГИС выделяется два ритма мощностью 55 и 38 м (снизу вверх), которые по составу, вероятно, соответствуют вышеописанным.

Верхняя часть свиты (4001,0 - 3870,0 м) также представляет собой крупный ритм, начинающийся (судя по ГИС) известково-алеврито-глинистыми отложениями с большим содержанием обломочной слюды и заканчивающийся вверху «чистыми» известковыми породами. Последние, судя по керновому материалу, распространяется выше по разрезу до отметки 3866,0 м, что стратиграфически соответствует уже нижней части нижнечурбигинской подсвиты.

Кроме этого в рамках райгинской свиты обнаружена еще одна породная ассоциация, которая представляет собой интрузивное силлообразное тело долеритов. Магматическая порода темно-зеленого цвета представлена основным составом, кристаллическая, участками порфирированная, очень плотная, метаморфизованная, трещиноватая. Метаморфизация неравномерная, проявлена в виде хлоритизации и окремнения с мелкой вкрапленностью пирита. Участками наблюдаются порфирированные включения молочно-белого кальцита размерами до 0,3×1,0 см и вишнево-коричневая пятнистость. Породы отмечаются на глубине 4054,0 м мощностью 0,6 м, и полностью выполняют интервал 3947,5 - 3938,2 м [Бурение..., 2006а (Ф)].

Нижнекембрийская *чурбигинская* свита выделена в разрезе скв. Восток-3 в интервале глубин 3870,0 - 3660,0 м. В объеме свиты отмечаются две характерные породные ассоциации (Рисунок 3.4, 3.5).

Первая - в интервале 3866,0 - 3786,0 м, представлена переслаиванием серых микритовых и микритово-зернистых известняков, темно-серых пиритосодержащих глинисто-карбонатных пород с прослоями около 10 см черных пиритосодержащих аргиллитов и линзами кремней. Известняки обладают серой окраской и содержат незначительную алевритовую примесь кварца, полевых шпатов, мусковита. В них встречаются плохой сохранности известковые спиккулы и микропроблематика неясного генезиса (см. Гл.2, Рисунок 2.12 Б). Карбонатная составляющая в основной массе пород представлена как кальцитом, так и доломитом, при этом в разных слоях обычно преобладает один из них. Доломит присутствует чаще всего в виде мелких изолированных друг от друга кристаллов-ромбоэдров. Известковый материал часто слабо перекристаллизован. Микрослоистые глинисто-карбонатные породы обладают темно-серой, черной окраской и отличаются высоким содержанием углеродистого вещества, достигающего в отдельных слоях 25%. В них встречаются линзочки кремней и пирита. В целом для пород характерна субгоризонтальная тонкая, градационная, слабо волнистая и полого-косая слоистость (см. Рисунок 3.5).

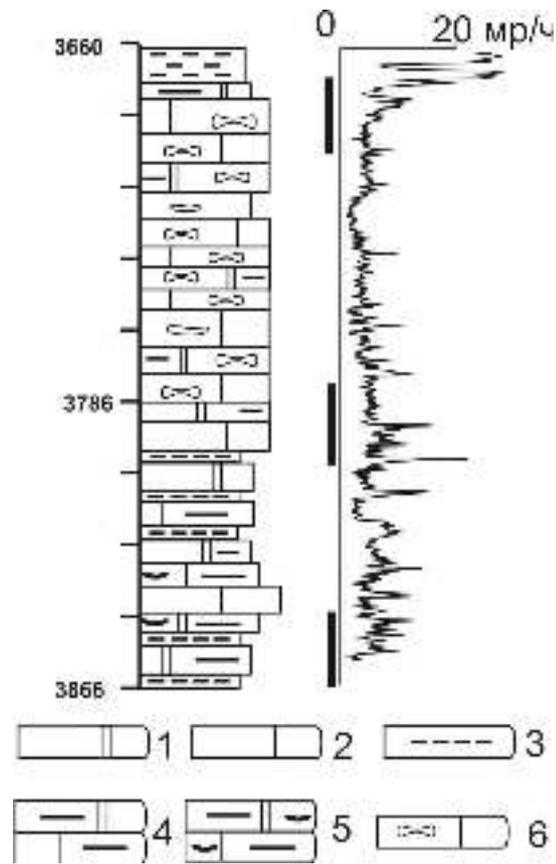


Рисунок 3.4 – Разрез чурбигинской свиты скв. Восток-3. Условные обозначения: 1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – аргиллиты; 4 - доломиты/известняки глинистые; 5 – доломиты/известняки глинистые с линзами кремней; 6 – нодулярные известняки



Рисунок 3.5 – Макротекстуры в керне чурбигинской свиты, скв. Восток-3

Вторая - в интервале 3786,0 - 3660,0 м, сложена своеобразными чередованием известняков и карбонатно-глинистых пород, при этом «чистые» известняки характеризуются нодулярной текстурой (см. Рисунок 3.5). Такая текстура возникает при дифференцированном уплотнении первоначально неоднородно распределенного глинистого и карбонатного вещества [Уилсон, 1980]. Глинистый материал уплотняется постепенно, в то время как карбонатный - цементируется раньше и сопротивляется сжатию (сходно с «текстурой растаскивания»). Однако, существует и другая точка зрения относительно формирования данных пород. Так, Сараев С.В. относит эти отложения к «палеосейсмитам» и связывает их образование с высокой тектонической активностью, вызванной вулканической деятельностью в данном регионе [Сараев, 2012].

Известняки микритовые с остатками известковых спикул часто в большом количестве и хорошей сохранности. Наряду с ними наблюдаются не перемещенные фрагменты тонкостенных раковин и остатки трилобитов. В карбонатно-глинистых прослоях присутствует примесь доломита, кальцита, мелкоалевритового кварца, полевых шпатов, мусковита, биотита. Соотношения перечисленных компонентов изменяются в разных частях разреза. Среди карбонатных компонентов обычно преобладает доломит. В глинистой составляющей преобладает гидрослюда. К верхней части приурочена крупная зона тектонического дробления с образованием тектонических брекчий и милонитов. По всему разрезу подслиты встречаются довольно редкие трещины, открытые и залеченные кальцитом, а в нижней части и пиритом.

Подобные ассоциации пород неоднократно отмечаются в разрезе скв. Восток-1 в составе отложения чурбигинской свиты, что подтверждается керновым материалом. Здесь, в нижней части скважины, в интервале глубин 5010,0 - 4870,7 м, мощность их достигает: для первой темной глинисто-карбонатной ассоциации - 10 м, для второй, нодулярных известняков, до 5 м. Причем для нодулярных пород характерны зелено-серые, коричневато-серые цвета, последние вероятно обусловлены присутствием тонкодисперсного пигментного углеродистого вещества. В призабойной части скважины появляются красно-коричневые оттенки, обусловленные появлением железистоокисного пигмента.

Также, по определениям С.В. Сараева в отложениях на глубинах 4921,7 м и 4922,5 м установлена примесь в составе силикокластического материала кислых эффузивов [Бурение..., 2006б(Ф)].

В разрезе скв. Восток-3, в интервале глубин 3660,0 - 3635,0 м, выделена *пайдугинская* свита, которая достаточно отчетливо «отбивается» по гамма-каротажным диаграммам, с очень высокими показаниями до 20-40 мр/ч. Керном данный участок разреза охарактеризован плохо, вынос составил 0,8 м в интервале 3646,8 - 3645,0 м. Отложения сильно обогащены углеродистым веществом (Рисунок 3.6). В составе преобладают темно-серые, черные

углеродистые карбонатно-глинисто-кремнистые пиритоносные тонкослоистые породы. Слоистость обусловлена неравномерным распределением перечисленных компонентов. В целом, судя по петрографическим данным, кремнистое вещество во многих случаях преобладает над общим количеством компонентов. Отдельные прослои без сомнения могут быть отнесены к углеродистым силицитам. Карбонатная составляющая представлена кальцитом и доломитом и не превышает 15-20% от породы. Кальцит в основном микрокристаллический (микрит), реже перекристаллизованный до тонкокристаллического. Доломит в основном тонко-мелкокристаллический, часто с идиоморфными кристаллами. Биогенные остатки представлены кремнистыми и известковыми спикулами. В качестве акцессорной примеси встречаются мелкие чешуйки мусковита и одиночные зерна алевритового вулканогенного кварца [Бурение..., 2006б (Ф)].



Рисунок 3.6 – Макротекстуры в керне пайдугинской свиты скв. Восток-3

Пирит встречается как в виде мелких вкраплений и конкреций диаметром до 15 мм, так и в виде согласных со слоистостью прослоев толщиной до нескольких мм. Под микроскопом порода обладает неоднородным строением, вследствие обособления в первую очередь

кремнистого вещества в виде мелких линзочек микрокристаллического строения. Углеродистое вещество присутствует либо в виде микролинз совместно с глинистым веществом, либо неравномерно пропитывает породу, окрашивая ее в коричневый (под микроскопом) цвет.

В скважине Восток-1 в интервале глубин 4825,0 - 4250,0 м, мощностью 575 м, выделена *пуджелгинская* свита среднего кембрия. Свита представлена относительно равномерным чередованием циклов 1-1,5 м нодулярных известково-аргиллитовых пород, и 0,5-1 м более однородных зернистых (тонко-, мелко-, средне, крупнозернистых) известняков (Рисунок 3.7). В целом по структурно-текстурным характеристикам отложения подобны породным ассоциациям, отмечаемым в отложениях нижнего кембрия чурбигинской свиты, однако имеют свои характерные вещественные особенности и более частое, мелкомасштабное чередование выделенных ассоциаций.

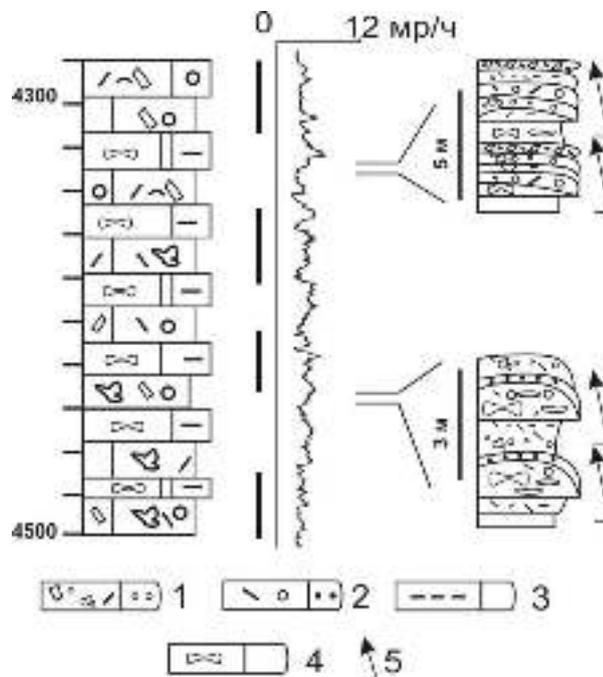


Рисунок 3.7 – Разрез пуджелгинской свиты, скв. Восток-1. Условные обозначения: 1 – зернистые сгустково-комковатые известняки; 2 – зернистые комковато-интракластические известняки песчанистые; 3 – глинистые известняки; 4 – нодулярные известняки; 5 - обмеление

Для нодулярных пород характерна субгоризонтальная разномасштабная слоистость, подчеркнутая светло-коричневато-серыми, розовато-серыми и вишневыми тонами и обусловленная количественным соотношением известковых «нодулей» и карбонатно-глинистых прослоев (Рисунок 3.8). При этом в данных породах глинистый материал имеет, в основном, гидрослюдистый состав (биотит, мусковит) и зачастую играет роль цемента для карбонатных обособлений. Карбонатная составляющая представлена, в основном, известняками микриво-зернистыми и зернистыми, микрит-микробиальными, сгустково-комковатыми, отмечаются участки с достаточно хорошо определяемыми фрагментами колоний *Epiphyton*.

Также в породах наблюдаются редкие обломки крупной фауны и крупные створки раковин, сечения и обломки трилобитов. В породах отмечается неравномерная доломитизация. Доломит, в большинстве случаев, встречается в виде редких новообразованных разобщенных ромбэдров, однако отмечаются интервалы, где он преобладает, и образует пятнообразные участки (от 5 до 20 мм) мелкозернистых хорошо окристаллизованных агрегатов. Характерна постоянная примесь силикокластического материала, который представлен неокатанными, полукатанными полевыми шпатами, кварцем, редкими ожелезненными литокластитами и рудными минералами. Необходимо отметить, что в интервале 4667,5 - 4650,5 м, фиксируется резкое преобладание глинистого компонента над карбонатным материалом, который представлен микритовыми нодулярными обособлениями. Вероятно, такое перераспределение вещества обусловлено углублением данного участка карбонатного шельфа в это время.



Рисунок 3.8 – Макротекстуры в керне пуджелгинской свиты скв. Восток-1.

Второй ассоциацией пород в свите являются разномерные известковые 0,5-1 м прослои, характеризующиеся несколькими текстурными последовательностями - нормально градиционнослоистыми, косослоистыми, волнистослоистыми и т.д. Зернистые карбонатные типы представлены в основном сгустково-комковатыми микрит-микробийными, зачастую водорослевого генезиса, и интракластическими, оолито-пизолитовыми породами. Среди участков, выполненных микрит-микробийными сгустками и комками (0,5-2 мм), зачастую

отмечаются водорослевые колонии *Epiphyton* и их фрагменты. Оолит-интракластические и пизолитовые породы распространены значительно реже. Доломит встречается в виде редких новообразованных разобщенных ромбоэдров. Зачастую наблюдаются фрагменты крупной фауны, створки раковин, обломки гастропод и трилобитов. Кроме того, отмечаются следы биотурбации осадка и ходы илоедов (1-5 мм), заполненные карбонатно-глинистым материалом. Для данной ассоциации характерна значительная примесь силикокластического материала от неокатанных до окатанных зерен представленных кварцем, плагиоклазом, ожелезненными обломками, зернами глауконита, и эффузивными породами кислого состава. В некоторых интервалах - 4752,0 - 4736,0; 4667,5 - 4650,5; 4605,0 - 4589,0; 4392,7 - 4378,7 м, примесь силикокластического материала превышает 60%. Песчаные прослои представлены материалом от тонко-мелкозернистой до крупнозернистой размерности и достигают 0,1-0,3 м по мощности. Обломки зачастую плохо сортированы и представлены известняками, кварцем, полевыми шпатами (плагиоклазы и КПШ), ожелезненными литокластитами, рудными минералами, силицитами, а также кислыми вулканитами [Бурение..., 2006б(Ф)].

Для подобных интервалов характерны коричневые и коричнево-вишневые тона, вероятно, обусловленные окислением примеси трехвалентного железа.

В целом для всей ассоциации данных пород характерна нормальная градационная, тонкая параллельная и косая слоистость, значительно реже наблюдается массивная текстура.

Также необходимо отметить еще одну особенность - для пород характерна периодическая брекчированность. Прослои седиментационных брекчий мощностью от 1 до 4 м отмечаются в интервалах 4821,7 - 4808,7; 4468,2 - 4453,8; 4392,7 - 4378,7 и 4343,5 - 4329,7 м, причем в верхней части свиты частота их появлений и мощность заметно увеличивается относительно нижней. Обломки представлены вышеописанными известняками и не сортированы (от крупнопесчаной до галечной размерности). Матрикс имеет известково-доломит-алевроитоглинистый состав. Нередко здесь отмечается песчаная примесь кварца, биотита, мусковита, плагиоклаза, КПШ, базальтов, и кислых эффузивных пород.

Выше по разрезу в скважине Восток-1, в интервале глубин 4250,0 - 4000,0 м, выделена *поделгинская* свита, которая разбивается на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита достаточно отчетливо выделяется по заниженному тренду гамма-каротажной кривой и характеризуется значениями 4-8 мр/ч. Породы представлены относительно однородными массивными песчаными доломитами, полевошпатово-кварцево-литокластитовыми, с пленочным глинисто-железистым и спаритовым доломитовым цементом, с интракластами полуокатанных, неокатанных глинисто-доломитовых и доломит-железисто-глинистых пород. Карбонатные литокластиты в песчаниках представлены обломками микритовых и микритовозернистых пород. Зачастую карбонатный материал перекристаллизован до мелко-

среднекристаллических агрегатов. Силикокластический материал представлен кварцем, халцедоном, полевыми шпатами, обломками вулканических и ожелезненных пород.

Выше, в интервале 4207,0 - 4100,0 м отмечаются циклы метрового масштаба сложенные: в нижней части - розово-серыми и серыми несортированными полуокатанными мелко-крупнозернистыми полевошпатово-кварцево-литокластитовыми песчаниками с обломками гравийной размерности микритовых доломитов и ангидрит-доломитовых пород, в средней – серыми субгоризонтально-слоистыми и нормально градационно-слоистыми, зачастую с кластическими дайками внедрения, полевошпатово-кварцево-литокластитовыми песчаниками доломитовыми, и в верхней – темно-серыми микро градационно-слоистыми и тонко-горизонтально-слоистыми, зачастую плитчатыми, ангидрит-доломито-глинистыми и аргиллитовыми породами (Рисунок 3.9).

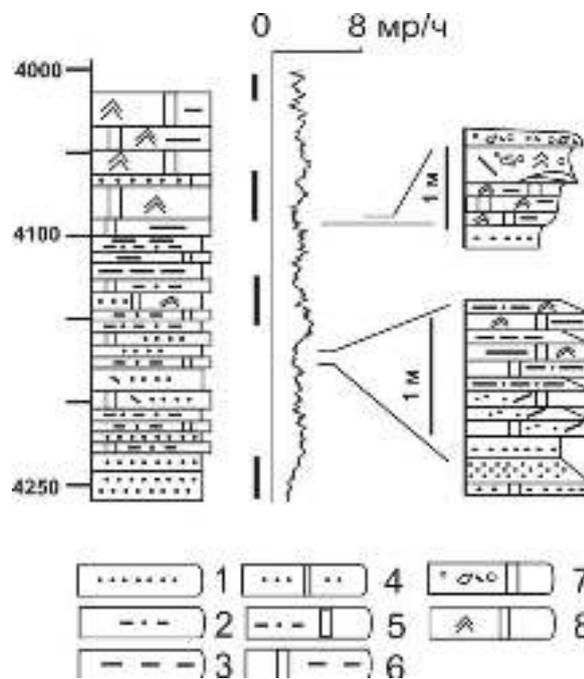


Рисунок 3.9 – Разрез поделгинской свиты скв. Восток-1. Условные обозначения: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 - доломиты песчаные; 5 – доломиты алевролитовые; 6 – доломиты глинистые; 7 – зернистые сгустково-комковатые доломиты; 8 – ангидрит-доломитовые породы

В песчаниках обломки сложены кварцем, халцедоном с характерным концентрическим строением, полевыми шпатами, обломками вулканических пород, микритовых и микриво-зернистых доломитов, и ангидрит-доломитовых пород. Цемент в породах порово-пленочный глинисто доломитовый. Зачастую в межзерновом пространстве развивается черное углеродистое вещество.

В верхней подсвите *поделгинской* свиты (4085,5 - 4071,8 м), породы представлены относительно равномерным чередованием (~1 м) ангидритистых слабо глинистых доломитов,

тонкослоистых, за счет микритовых доломитовых и тонкокристаллических ангидритисто-доломитовых прослоев, и ангидритовых водорослевых, сгустково-комковатых, микрит-микробимальных известковистых доломитов, зачастую неравномерно перекристаллизованных (см. Рисунок 3.9). Также отмечаются периодические прослои песчаников (0,15-0,3 м) тонко-мелкозернистых литокластито-кварцево-полевошпатовых зачастую с ангидритовым глинисто-карбонатным цементом (см. Рисунок 3.9). Обломки полуокатанные и неокатанные, представлены вулканическими породами, кислыми эффузивами, доломитами, ангидритами и аргиллитами.

Для тонкослоистых ангидритистых доломитов характерна неравномерная послойная пропитка черным битуминозным веществом. Его содержание составляет до 25-30%. Тонкокристаллический ангидрит достигает в данных породах до 25 % и распределяется в тонкокристаллической основной доломитовой массе. Слоистость часто нарушена, наблюдаются признаки сульфатной тектоники (следы оползания мягкого осадка, кластические дайки, завихрения слойков). Отмечается алевролитовая примесь кварца, ПШ, единичные чешуйки биотита и мусковита.

Для реликтово-водорослевых микрит-микробимальных, сгустково-комковатых пород отмечаются структуры подобно водорослевым колониальным образованиям *Renalcis*. Характерна неравномерно пятнистая пропитка черным и коричневым битуминозным веществом, которое выполняет межкристаллическое пространство и придает породе сгустково-узловатую текстуру. Ангидрит в данных породах развивается в виде микрокристаллических агрегатов и более крупных кристаллических выделений, зачастую выступает в роли цемента в межводорослевом пространстве. Также наблюдаются более крупные монокристаллические пойкилитовые диагенические образования белого ангидрита. Общее содержание ангидрита, как правило, в этих породах не превышает 25%.

Кроме того, характерна периодическая брекчированность, приуроченная к участкам с нарушенной текстурой. Фрагменты в среднем 1-3 мм×0,5-1,5 см и представлены обломками микритовых слойков, а также интракластами, обогащенными черным углефицированным веществом. В породах встречается алевролитовая примесь (до 1%) кварца и мусковита.

Далее, выше по разрезу скважины Восток-1, выделяется *кондесская* свита в интервалах глубин 4005,0-3600,0 м, мощностью 405 м. В нижней части свиты (4005,0 - 3949,3 м), породы представлены красноцветным тонкослоистым, субгоризонтально-волнистым, параллельным, нормально-градационным переслаиванием песчаных известняков, песчаников известковых с зеленоватым оттенком и алевро-аргиллитов известковистых (Рисунок 3.10).

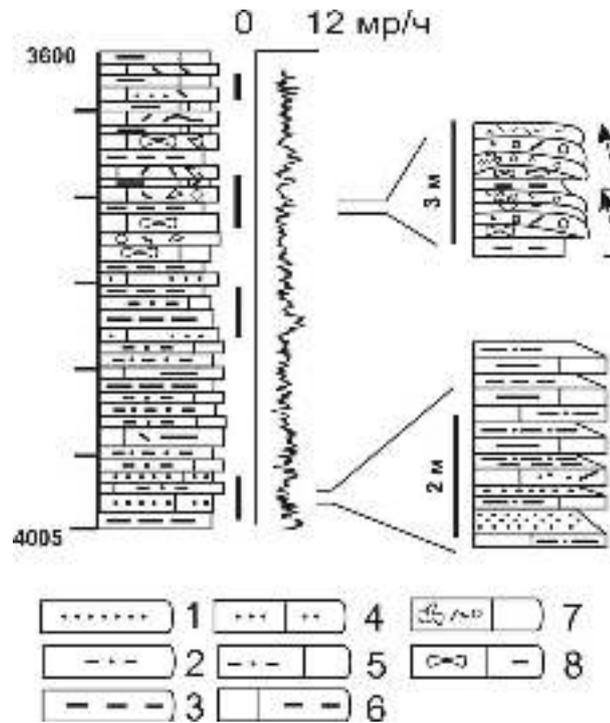


Рисунок 3.10 – Разрез кондесской свиты, скв. Восток-1. Условные обозначения: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – песчаные известняки; 5, 6 – известковистые алевролиты, аргиллиты; 7 – зернистые интракласто-пизолито-оолитовые известняки; 8 – нодулярные известково-аргиллитовые породы

Песчаники кварцево-полевошпатово-литокластитовые мелко-среднезернистые, редко отмечается крупнозернистая фракция, послойно обогащенные интракластами красноцветных железистых аргиллитов. Породы плохо сортированные. В обломочной части преобладают полуокатанные и окатанные зерна ожелезненных известняков, эффузивов, ангидритов, обломков полевых шпатов (плаггиоклазы, КПШ) и кварца. Цемент – пленочный железистый. Карбонатная составляющая данных пород представлена зернистыми комковато-пизолито-оолитовыми известняками, слагающими 0,2-0,3 м прослои. Оолиты достигают 0,1×0,3 мм, с радиально-сферолитовым, концентрическим и радиально-лучистым строением. Здесь также встречаются редкие обломки раковин (0,1×0,3 мм) и трилобитов.

Вверх, до отметки 3600,0 м, разрез сложен ассоциациями пород схожими с ассоциациями, которые были отмечены, ниже, в пуджелгинской свите (см. Рисунок 3.7). Здесь породы представлены относительно равномерным чередованием циклов 0,5-1,5 м зернистых микрит-микробиальных, комковатых, водорослевых известняков, зернистых интракласто-пизолито-оолитовых известняков (0,2-0,5 м), нодулярных известково-аргиллитовых пород (0,5-1 м), и более однородных субгоризонтально-тонкослоистых глинистых известняков (0,5 м) (см. Рисунок 3.10).

Также характерны прослои, песчаных известняков, которые обладают отчетливой косою либо нормально градационной слоистостью. Песчаники литокластито-кварцево-полевошпатовые тонко-мелкозернистые и хорошо сортированные, отмечаются и обломки гравийного размера. Обломки пород представлены полуокатанными зернами известкового состава, эффузивных пород и краноцветных железистых аргиллитов, редко мусковитом, биотитом.

Зернистые интракласто-пизолито-оолитовые известняки в данной свите представлены наиболее ярко во всем описываемом венд-кембрийском разрезе. Здесь отмечаются оолиты (0,35-0,7 мм) с радиально-сферолитовым, концентрическим и радиально-лучистым строением. Также наблюдаются онколиты (0,5-2 мм), которые представлены округлыми или овальными формами с несколькими концентрически-слоистыми водорослевыми оболочками, обогащенными черным органическим веществом. Отмечаются также слоевища и фрагменты сине-зеленых водорослей, состоящие из отдельных нитей или их скоплений. Форма слоевищ - округлая и лепешкообразная. Зачастую сохраняются известковые оболочки, образовавшиеся вокруг водорослей при их жизни и повторившие форму нитей и колоний. Кроме этого, широко распространены пизолиты (0,5-2 мм) состоящие, из нескольких (2-3-х) мелких оолитов окруженных единой слоистой каймой водорослевого происхождения. Широко распространены биокласты, представленные обломками органических остатков, панцирей, раковин и скелетов фауны. Размер обломков колеблется: от 0,1-0,2 мм для изометричных форм и до 2 мм, часто до 10 мм, для удлиненных, неопределимых фаунистических обломков, фрагментов замковых брахиопод, удлиненных фрагментов и панцирей трилобитов, а также остатков скелетной фауны. Зернистые типы, как правило, претерпевают слабую общую перекристаллизацию, на фоне более раскристаллизованного кальцитового цемента.

Часто по микротрещинам и в межкристаллическом пространстве наблюдаются микропленочные, микросгустковые выделения органического вещества, вытесненные сюда очевидно при перекристаллизации. Также наблюдаются многочисленные стилолитовые поверхности с приуроченным к ним органическим веществом.

Нодулярные прослои аналогичны отмечаемым в *пуджелгинской* свите. Однако, здесь, помимо всего прочего, к прослоям карбонатно-глинистого состава приурочены желваковые выделения ангидрита.

Тонко-, субгоризонтально-слоистые, часто, нормально-градационные, темно-серые прослои, представлены аргиллитами доломитистыми, алевролитистыми, с примесью ангидрита. Слоистость обусловлена чередованием карбонатных более светлых и глинистых прослоев от долей см до 5-10 см. Породы зачастую обладают красноватым и зеленоватым оттенком, вероятно, который обусловлен окислами двух- и трехвалентного железа.

В интервале глубины 3600,0 - 3438,0 м в скважине Восток-1 выделена нижняя подсвита *шеделгинской* свиты. Мощность ее составляет 162 м. Подсвита сложена зернистыми известняками с прослоями 0,5-1 до 2,5 м тонкослоистых красноцветных, зачастую с зеленоватым оттенком, ангидрит-карбонатно-глинистых пород (Рисунок 3.11).

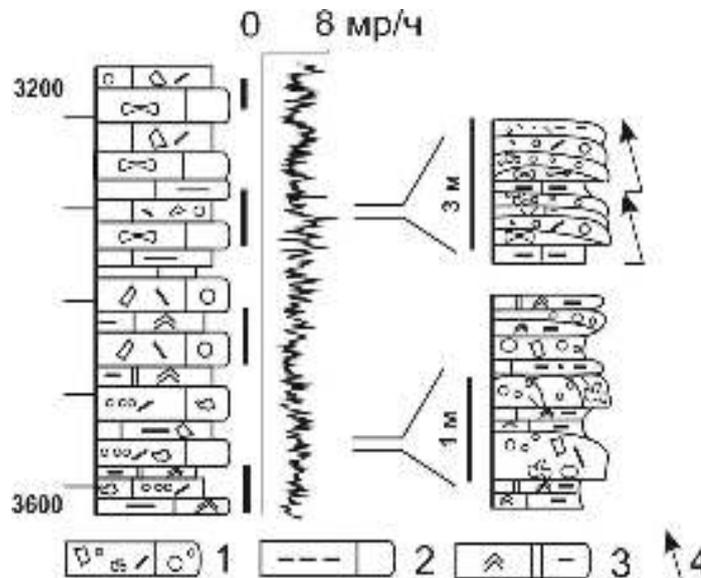


Рисунок 3.11 – Разрез шеделгинской свиты скв. Восток-1. Условные обозначения: 1 – зернистые оолито-пизолито-интракластические, микрит-микробинальные известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – ангидритистые глинисто-доломитовые породы; 4 – обмеление

Среди зерен широко распространены в различной степени перекристаллизованные оолиты, пизолиты, интракласты, микрит-микробинальные сгустки и обломки, представленные фрагментами водорослевых образований и раковин. Для зернистых известняков характерна тонкая миллиметрового масштаба косая, зачастую разнонаправленная, редко субгоризонтальная параллельная и мелкая градационная слоистость. Однако, нередко отмечаются прослои (0,2 м) и участки мощностью до 1 м обладающие массивным строением, для которых характерна хорошая сортировка зерен и крупные разно амплитудные стилолитовые швы, а также стилолитоподобные прослои до 5 мм, выполненные черным битуминизным веществом. Силикокластическая примесь в данных породах в основном составляет 2-3% (в единичных случаях до 20%) и представлена зернами плагиоклазов и кварца. Кроме этого, отмечаются зеленые зерна (<0,1 мм) глауконита (<1%).

Для красноцветных слоистых ангидритистых доломит-алевритово-глинистых и известково-доломит-алевритово-глинистых пород характерна четко выраженная тонкая параллельная, прерывисто-параллельная, линзовидная, волнистая, зачастую седиментационно-нарушенная слоистость, также отмечается седиментационный будинаж и кластические микродайки. Доломит в данных породах зачастую выполняет микритизированные комки и

сгустки, а также развивается, в виде мелких (тонкокристаллических) ромбоэдров. Кальцит присутствует в виде тонкокристаллических агрегатов и микритового цемента. Ангидрит представлен отдельными мелкими игольчато-шестоватыми кристаллами и в виде изометричных выделений до 1-2 мм. Силикокластический материал - слюдой (мусковитом, редко биотитом), полевыми шпатами, кварцем и эффузивными породами.

Зачастую отмечаются брекчированные прослои сложенные обломками слойков непосредственно подстилающих пород, и служащими индикаторами начала нового цикла переслаивания.

Верхняя подсвита *шеделгинской* свиты, выделяемая в интервале 3438,0 - 3210,0 м и имеющая мощность 228 м, сложена породными ассоциациями аналогичными выполняющими кондесскую свиту.

Верхняя часть кембрийского разреза скважины Восток-1 представлена в объеме *пыжинской* свиты, в интервалах глубин 3210,0 - 2766,0 м. Свита имеет мощность 444 м. Особенностью данных отложений является разнопорядковая двух- и трехэлементная цикличность, наиболее отчетливо проявленная в нижней и средней части, где имеет место тонкое, сантиметрового масштаба, субгоризонтальное, переслаивание серых с вишневыми и зелеными оттенками ангидритовых карбонатно-терригенных пород и терригенно-карбонатных прослоев.

Первая ассоциация пород представлена чередованием красноцветных зачастую с зеленым оттенком известково-алеврито-глинистых прослоев мощностью 0,5-2 см и прослоев серых зернистых известняков мощностью 1-5 см. Для пород характерна нормально градационная, параллельная с изменчивой мощностью слойков, линзовидная и косая слоистость. Также отмечаются тонкие (0,5 см) розовые диагенетические прослои ангидрита. Аналогичные породы неоднократно встречаются в кондесской и шеделгинской свитах, в качестве периодических прослоев по 0,5-1 м. Здесь данные породы выполняют пакеты по 1-1,5 м, а затем сменяются второй ассоциацией пород, представленной зернистыми известняками с субгоризонтальной параллельной и косой слабонаклонной слоистостью мощностью по 0,2-0,5 м. В зоне перехода к первой ассоциации, в кровле циклов, отмечается присутствие интракластов известково-глинистых пород, а также текстуры взмучивания осадка, свидетельствующих о размыве нижележащих отложений первой ассоциации. Также данные зоны зачастую рассечены системами трещин, залеченных кальцитом. Зернистые известняки аналогичны наблюдаемым в шеделгинской и кондесской свитах. Зернистые прослои всегда содержат значительную силикокластическую примесь от 20 до 40%, представленную алевролитовой и мелкозернистой песчаной размерностью. Зерна представлены измененными карбонатизированными плагиоклазами, обломками вулканогенных пород, кварцем, а также

глауконитом, мусковитом и биотитом. Часто наблюдаются кристаллические постседиментационные образования ангидрита.

В верхней части пыжинской свиты породы представлены в основном первой ассоциацией.

В скважине Восток-4 в интервале глубин 5105,0 - 4953,0 м выделяется *нижнеоксымская* подсвита нижнего кембрия. Мощность подсвиты составляет 152 метра.

Породы представлены светло-серыми и серыми водорослевыми микрит-микробиальными и микрофитолитовыми доломитами с включениями ангидрита (Рисунок 3.12). Породы сильно перекристаллизованные, часто сильно пористые и кавернозные. В участках наибольшей кавернозности отмечается мелкие сгустковые выделения углеродистого вещества. Также для пород характерно развитие очень частых миллиметрового масштаба субгоризонтальных (полого наклонных) трещин. Возможно, эта текстура связана с процессом сокращения объема. Породы с подобной трещиноватостью описаны Уилсоном под названием «зебровых» доломитов/известняков [Уилсон, 1980]. Ангидрит развивается по трещинам, образуя кристаллические выделения, занимающие как вертикальное, так и согласное со слоистостью залегание. Встречаются крупные (около 10 см) выделения белого крупнокристаллического ангидрита. Наблюдаются кремневые конкреции и многослойные выделения халцедона и кварца, выполняющие каверны. Необходимо отметить, что Сараевым С.В. в призабойной части разреза установлены сильно окремненные и перекристаллизованные пластово-строматолитовые доломиты [Бурение..., 2006б(Ф)].

Также здесь отмечаются прослой (5009,6 - 5000,4 м) сложенные темно-серыми до черных ангидрит-доломитовыми брекчированными породами, которые имеют довольно четкую границу с нижележащими доломитами и отбиваются по данным ГК-диаграммы. Очевидно, брекчирование пород связано с сульфатной тектоникой и ангидритизацией.

Верхняя подсвита *оксымской* свиты, выделена в разрезе скважины Восток-4, в интервале глубин 4953,0 - 4570,0 м, мощностью 383 м. Для большей части отложений характерны серая, светло-серая, коричнево-серая окраски и цикличное строение.

Нижняя часть подсвиты сложена в основном тонкопереслаивающимися ангидрит-доломитовыми породами. Карбонатная составляющая представлена в основном тонко-мелкокристаллическим доломитом, часто с идиоморфными кристаллами. Здесь фиксируются градационные ритмы (от первых см до 10 см) с переходом от микрито-зернистых, зернистых, иногда интракластических, к глинистым доломитам или аргиллитам (штормовых турбидиты). Отмечается мелкие чешуйки мусковита, зерна кварца и пирит в виде мелких вкраплений.

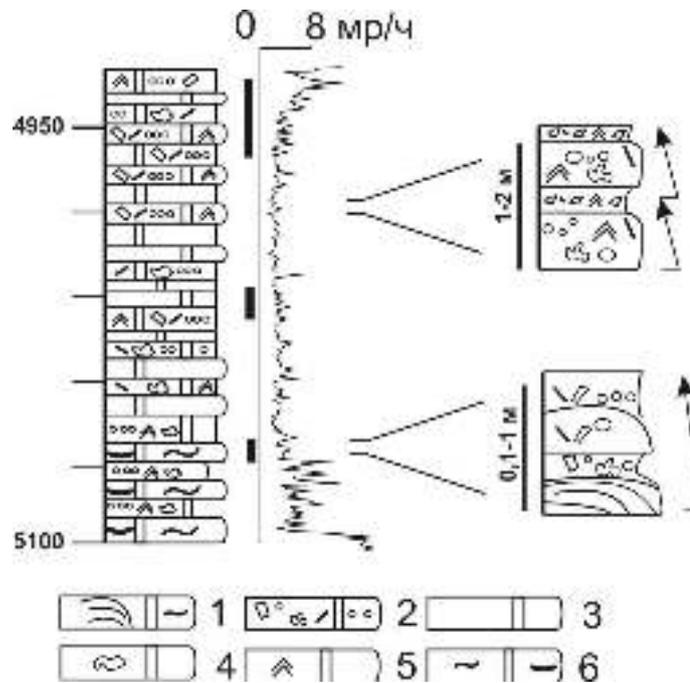


Рисунок 3.12 – Разрез оксымской свиты скв. Восток-4. Условные обозначения: 1 – строматолитовые доломиты; 2 – зернистые микрит-микробильные, комковато-интракластические доломиты; 3 – микритовые доломиты; 4 – пустоты и каверны выщелачивания; 5 - ангидритистые доломиты; 6 - кремневые конкреции в строматолитовых доломитах

Ангидрит в прослоях представлен в виде тонко-, мелкокристаллических удлиненных, игольчатых, агрегатов. Часто ангидритовые прослои со слоями микриво-зернистого, сгустково-комковатого, глинистого доломита и «обрывками» слоев того же состава.

Постепенно вверх по разрезу породы переходят в микрит-микробильные доломиты, сложенные мелкими микривыми комками, изометричной и удлиненной формы водорослевого происхождения. Для них характерна субгоризонтальная слоистость, которая проявляется в изменении размеров и содержания комочков в слоях. Также фиксируются колониальные формы сине-зеленных водорослей со сгустковой микроструктурой. Пространство между колониями сложено яснокристаллическим кальцитом. Здесь, как и в нижележащих породах отмечаются прослои мощностью до 1 м тонко трещиноватых, «збровых» доломитов. Микротрещины, часто заполненные глинистым, глинисто-органическим веществом, кальцитом и ангидритом.

В средней части - отмечается чередование массивных микривых доломитов и тонкослоистых глинистых доломитов с прослоями крупных (до 1 см) интракластов. Широким распространением пользуется ангидрит, который образует прослои в ангидрит-доломитовых породах. В интракластических зернистых типах доминируют обломки комковатых доломитов и ангидрит-доломитовых пород, в меньшем количестве встречаются фрагменты микривых

доломитов. Также широко развиты прослои (до 1 м) трещиноватых доломитов с тонкими редкими слоями слабоглинистых доломитов и ангидритов.

В верхней части подсвиты, начиная с интервала 4668,4 - 4650,0 м отмечаются циклы до 3-х метров сложенные чередованием слоев: тонко переслаивающихся (3-4 см) с нормальной градиционной, параллельной, прерывисто-параллельной, реже линзовидной, и полого-косой слоистостью глинисто-ангидрит-доломитовых микритовых и микрито-зернистых (сгустково-комковатых) известняков (0,5 м); нодулярных известково-аргиллитовых пород (0,2-1 м); зернистых микрит-микробиальных, комковатых, ангидритовых водорослевых известняков, с колониальными структурами сине-зеленных водорослей (типа *Renalcis?*) (0,1-0,2 м); коричнево-серых и темно-коричневых строматолитовых ангидритовых известняков (до 30-50 см), в которых фиксируются реликты строматолитовых столбиков (?), диаметром от 1 до 8 см и высотой от 4 до 10 см. Верхняя часть данных циклов зачастую брекчирована. Брекчии интракластовые ангидрит-доломитовые. Обломки представлены микритовыми доломитами, ангидритами, глинисто-доломитовыми, глинисто-ангидритовыми породами.

В пределах всего разреза *верхнеоксымской* подсвиты, периодически встречаются прослои средней мощностью до 1 м тонкослоистых красноцветных ангидритистых доломит-алевритово-глинистых и известково-доломит-алевритово-глинистых пород с тонкой параллельной, прерывисто-параллельной, зачастую седиментационно-нарушенной слоистостью, с кластическими микродайками внедрения. Данные породы по вещественным и текстурно-структурным характеристикам схожи с прослоями отмечаемыми в кондесской и шеделгинской свитах скважины Восток-1.

Тыйская свита, выделяемая в интервале 4570,0 - 4215,0 м скважины Восток-4, выполнена породными ассоциациями аналогичными верхнеоксымской подсвите, однако здесь не выделяются нодулярные известняки, что указывает на менее глубоководные условия, чем в верхнеоксымское время. Мощность свиты составляет 355 м.

Отложения представлены многочисленными разнопорядковыми циклами, которые нарушаются проявлениями диагенетической «сульфатной» тектоники и прослоями седиментационных брекчий, образовавшимися при штормовом воздействии в результате взмучивании, взламывании осадка и слабо консолидированных отложений (Рисунок 3.13).

В основании свиты отмечаются серые, светло-серые седиментационные ангидритовые, доломит-ангидритовые, известково-ангидритовые брекчии мощностью около 9 м. Размер обломков варьируется от первых мм до 2-3 см. Они представлены: ангидритами, сгустково-комковатыми доломитами и известняками, фрагментами ламин строматолитов, ангидритовых и глинистых доломитов. Наблюдаются многочисленные светло-серые пятнообразные и линзовидные окремненные участки. Матрикс сложен в основном известковистыми

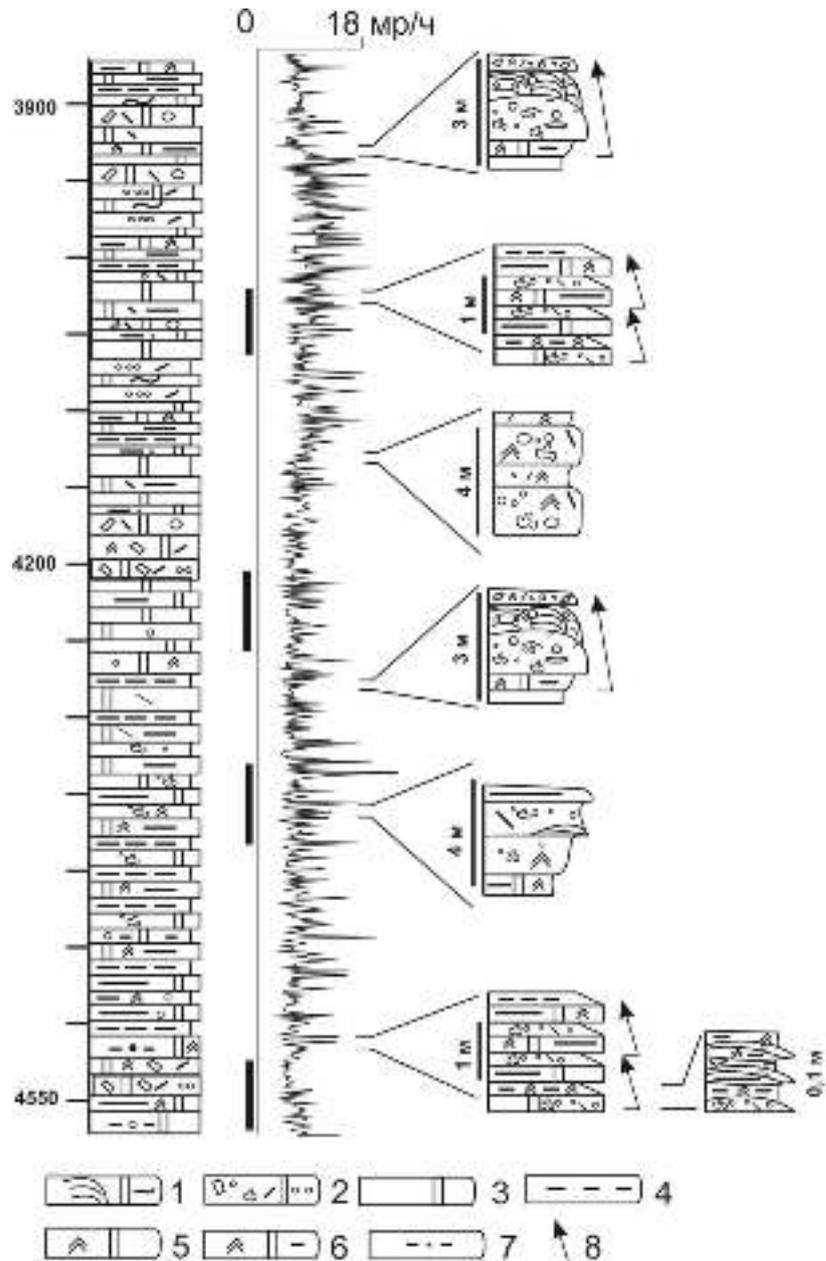


Рисунок 3.13 – Разрез тыйской и аверинской свит, скв. Восток-4. Условные обозначения: 1 – строматолитовые доломиты; 2 – зернистые микрит-микробильные, комковато-интракластические доломиты; 3 – микритовые доломиты; 4 – аргиллиты; 5 - ангидритистые доломиты; 6 - ангидритистые глинисто-доломитовые породы; 7 – алевролиты; 8 – обмеление доломитовыми микритово-зернистыми и зернистыми типами, в которых отмечаются реликты оолитов. Встречаются крупные диагенетические выделения белого крупнокристаллического ангидрита.

Выше по разрезу фиксируется зачастую невыдержанные циклы мощностью в среднем по 2-4 метра, сложенные чередованием серых, с коричневым оттенком, известково-доломитовых, микритово-зернистых пород, субгоризонтально-тонкослоистых глинисто-ангидритовых

доломитов, и темно-серых доломито-ангидритовых пород с «облаковидной» текстурой (см. Рисунок 3.13).

Среди зернистых здесь отмечаются прослой (до 10-20 см) известняков с микрит-микробиальными, водорослевыми структурами. Маломощные (5-10 см) прослой глинисто-карбонатных и ангидритовых пород часто седиментационно-нарушены, отмечается будинаж слоев. Наблюдаются прослой ангидритовых пород мощностью около 1 м с текстурами подобным текстурам оплывания мягкого осадка. Отмечаются прослой до 3-х метров, представленные мелкоинтракластическими брекчиями (обломки ≤ 1 см) и брекчированными породами подобно тем, что слагают нижнюю часть свиты.

Средняя часть свиты сложена в среднем 4-х метровыми циклами, где породы представлены чередованием (от 5 до 20 см) тонкослоистых микрит-микробиальных ангидритовых известняков, более однородных (0,5-1 м), с массивным строением, микритовых и микрито-зернистых доломитов, зачастую с нормально-градационными ритмами (штормовые турбидиты), и темно-серыми, коричневыми микрит-микробиальными известково-доломитовыми породами с нечетким сгустково-комковатым строением (см. Рисунок 3.13). Часто наблюдаются поверхности микроразмыва, кластические дайки и следы жизнедеятельности, обусловленные различием в окраске между заполняющим веществом (более темные) и матриком.

Верхняя часть свиты сложена чередованием циклов (в имеющемся керновом интервале можно выделить 3 цикла, но судя по ГИС, она состоит из множества подобных циклов), нижняя часть которых представлена градационно-слоистыми светло-, темно-серыми доломит-ангидритовыми породами (мощность 1-1,5 м). Местами наблюдаются биотурбационные текстуры, седиментационный будинаж, а также текстуры внедрения, в виде вертикального перераспределения осадочного материала. Средняя часть циклов - известково-доломитовые породы (~2 м), сложенные микробиальными желваками и микросгустками, имеющими горизонтальную ориентировку. Далее фиксируются светло-, серо-коричневые пластово-строматолитовые и значительно реже бугорчатые или желваковые строматолитовые известняки и доломиты, часто окремненные. В строматолитах, в единичных случаях, наблюдаются линзы (3-4 см), сложенные оолитово-интракластическими зернистыми типами (округлые комки диаметром 0,2 – 0,6 мм). В верхней части циклов породы переходят в ангидритовые известняки (см. Рисунок 3.13). Ангидрит часто присутствует в виде коричнево-серых крупных желваков (3-5 см) или образует пятнообразные участки сплошной ангидритизации. Наблюдается развитие ангидрита по отдельным ламинам нижележащих строматолитов. Кроме этого, фиксируются единичные ангидритовые прослой (10-20 см), для которых характерны разномасштабные плейчатые текстуры. В верхней части 3-го ритма наблюдаются прослой (0,5-1 м)

красноцветных доломит-ангидрито-глинистых штормовых турбидитов, послойно обогащенных железисто-глинистым материалом.

Характерной особенностью состава ангидритов является незначительная примесь кварца, биотита и мусковита, которая присутствует и в глинисто-доломит-ангидритовых турбидитах, концентрируясь вместе с обломочным ангидритом в основании градационных слоев. В составе описываемых отложений встречаются редкие фрагменты панцирей трилобитов и мелких трубочек биогенного происхождения.

Породные ассоциации, выполняющие вышележащий разрез нижней подсвиты *аверинской* свиты, выделенной в интервале 4215,0 - 3863,0 м разреза скважины Восток-4, также аналогичны отмечаемым в верхнеоксымской и тыйской свитах. Мощность отложений составляет 352 м.

Нижняя часть (32 м) сложена светло-, темно-коричневыми ангидрит-известково-доломитовыми брекчиями. Наблюдаются участки с многочисленными мелкими зеркалами скольжения. Среди брекчий присутствуют прослои мощностью 1,5 м, сложенные водорослевыми известняками (водоросли рода *Renalcis*) (инт.4168,8 - 4170,3 м).

Выше по разрезу залегают сильно ангидритизированные породы мощностью до 2,5 м с узорчатой структурой, переслаивающиеся с тонкими прослоями ангидритовых аргиллитов и доломитов.

Средняя часть свиты сложена чередованием (от 2 до 10 см) микрит-микробиальных (часто слоистых) и строматолитовых известково-доломитовых пород, мощность циклов достигает 4 м.

Выше по разрезу отмечаются циклы мощностью также до 3-4 м, представленные чередованием градационно-слоистых (циклы от первых см до 15 см) темно-, светло-серых ангидрито-доломитовых и глинисто-доломитовых пород, участками с седиментационной нарушенностью.

В интервале 3863,0 - 3715,0 м скважины Восток-4 выделена верхняя подсвита *аверинской* свиты. Мощность отложений 148 м. Подсвита представлена переслаиванием различных типов пород. В нижней части преобладают разнопорядковые циклы, которые характерны для верхнеоксымской, нижнеаверинской подсвит, а также тыйской свите.

В средней части наблюдается изменение в составе циклов. В основании их залегают нодулярные известняки, которые вверх по разрезу переходят в зернистые комковато-интракласто-оолитовые известняки. Комки имеют овальную, округлую форму. Оолиты с 2-3 сферическими оболочками. В отдельных прослоях широко распространены фрагменты раковин, мелкие обломки фауны, панцирей трилобитов. Среди интракластов доминируют обломки строматолитовых и комковатых пород, в меньшем количестве встречаются фрагменты

микритовых доломитов. Наблюдается увеличения размерности форменных элементов карбонатного состава от преобладания в нижней части подбиты тонко-, мелкозернистых фракций до крупнозернистых (оолитовых) с примесью обломков гравийной размерности в верхней части. В кровле циклов залегают тонкослоистые ангидрит-доломитово-известковые породы.

Верхняя часть подбиты представлена темно-серыми, коричневыми ангидритизированными микритовыми доломитами с пятнисто-комковатой текстурой. Породы неравномерно пятнисто перекристаллизованные. Зачастую к участкам перекристаллизации приурочены каверны, поры, выполненные ангидритом. Преобладает седиментационный (раннедиагенетический) ангидрит, который развивается по всей породе в виде неправильных пятен, мелких желваков коричневатого цвета. Более поздний ангидрит образует крупные выделения (до 1 см) белого цвета.

В вышележащем интервале (3715,0 – 3360,0 м) керна скважины Восток-4 выделяется *кольчумская* свита. Данный интервал разреза имеет отчетливо выраженное ритмичное строение, что хорошо иллюстрируется гамма-каротажной диаграммой - вверх по разрезу неоднократно наблюдаются циклически повторяющиеся «отскоки» ГК (см. Рисунок 1.5). Отложения представлены чередованием ассоциаций пород по 1,5-2 м, которые сложены доломитовыми тонкослоистыми (миллиметрового масштаба) микритовыми, микритово-зернистыми и более темными глинисто-микритовыми слойками.

Для тонкослоистых доломитов характерна параллельная, градационная, субгоризонтально-волнистая слоистость, обусловленная чередованием светлых тонко-кристаллических и микритовых доломитовых прослоев мощностью 0,3-1 см, и более темных микрослойков, обогащенных углеродистым веществом, в большинстве случаев достигающих до 0,3 мм и образующих серии по 0,5-1 см. Часто встречаются седиментационное нарушение текстуры: поверхности микроразмыва, мелкомасштабные взбросово-сбросовыми нарушения, текстуры оползания осадка. В большинстве случаев данные участки сопровождается брекчированием пород. Фрагменты в среднем - 1-3 мм×0,5-1,5 см и представлены фрагментами микритовых слойков, а также интракластами, обогащенными черным углефицированным веществом. Для наиболее раскристаллизованных прослоев характерна алевролитовая примесь (до 1%) кварца и мусковита.

Зернистые известняки представлены микрит-микробильными сгустково-комковатыми, оолитовыми разновидностями и подобны водорослевым микрит-микробильным отложениям нижележащих пород. Форменные элементы 0,1-0,2 мм. Оолиты зачастую микритизированы. Однако отмечаются структуры с концентрическим строением и с 2-3 водорослевыми оболочками. Цемент в основном в данных породах тонкокристаллический. Отмечается слабая

доломитизация. Встречаются перекристаллизованные фрагменты трилобитов и неопределимых фрагментов фауны. Фиксируется до 1% алевритовой примеси кварцевых зерен. Пятнистая и узловато-комковатая текстура данных отложений, вероятно, связана с водорослевым генезисом, колониальными реликтово-водорослевыми структурами, и интенсивной биотурбацией осадка. Отмечаются многочисленные извилистые ходы илоедов мощностью в 0,5-1 см, выполненные относительно светлым материалом на фоне более темной основной породной массы.

Выше по разрезу скважины Восток-4 в интервале глубин 3360,0 – 2262,0 м установлена *эвенкийская* свита, которая разбивается на три подсвиты.

В нижней подсвите, в интервале 3362,0 - 3352,0 м, отмечаются нодулярные известняки, которые по своим вещественным и текстурным характеристикам подобны отмечаемым в чурбигинской, пуджелгинской, кондесской, тыйской и др. свитам в разрезах скважин Восток-1,3,4. Карбонатные «нодулы» выполнены микритовыми и зернистыми (0,1-0,5 мм), микрит-микробиальными, сгустково-комковатыми, редко оолитовыми известняками. Здесь также отмечаются и пятна сплошной доломитизации по реликтам водорослевых структур, представленные только ромбодрама доломита, в большинстве случаев в виде хорошо окристаллизованных агрегатов близкого размера 0,05-0,07 мм. Наблюдаются остатки неопределимых тонкостенных раковин и трилобитов. Более темные прослои сложены глинистыми микритовыми доломитистыми известняками с незначительной примесью алевритового материала (кварц, полевой шпат, мусковит).

Выше, в интервале 3336,5 - 3210,0 м породы представлены известковыми доломитами с красноватым, коричневым, темно-коричневым оттенком, с узловато-пятнисто-комковатой текстурой и явно водорослевым генезисом. Отмечаются сгустки и комки подобны водорослевым колониальным образованиям, размером 0,3-0,5×0,5-1 см, и выполненными доломитовым материалом в основном известковом светло-сером матрикс. Зачастую эти неправильные тела оконтуриваются стилолитоподобными швами и стилолитами. Также здесь отмечаются неправильные извилистые структуры, 0,2-0,5×0,2-1 см, которые подобны фенестрам, выполненные светло-серым с голубым оттенком кристаллическим известковым материалом. Подобные структуры были отмечены в пойгинской свите скважины Восток-3, и характерны, вероятно, для водорослевого биогермного тела. Также здесь наблюдаются и строматолитовые тонкослоистые доломиты.

В средней подсвите, в интервалах 3209,0 - 3201,0 м, отмечается 1-1,5 м чередование известняков зернистых микрит-микробиальных сгустково-комковатых и нодулярных глинисто-карбонатных пород.

Выше, в интервале 3201,0 - 3192,0 м, породы также сложены комковато-водорослевой известково-доломитовой породой с фенестрово-глазковыми структурами (30-40%),

выполненными крупнокристаллическим прозрачным кальцитом. Отмечаются пластово-строматолитовые прослои по 10-20 см. Однако здесь отложения обогащены красноцветным железисто-глинистым веществом, алевритовой примесью кварца и слюды

В верхней части средней подсвиты *эвенкийской* свиты в разрезе скважины Восток-4, в интервалах глубин 3105,0 - 3085,0 породы представлены зернистыми комковато-оолитовыми светло-коричневыми доломитовыми известняками. Присутствуют единичные пизолиты. Наблюдается слабая доломитизация. В породах отмечаются признаки биотурбации осадка. Кроме того, здесь наблюдаются прослои до 0,1 м с остатками раковин (0,3-0,5×1-2 см) и трилобитов. Породы пористо-кавернозные (0,2×0,1-0,2 мм). Еще одной характерной особенностью отложений является отсутствие силикокластической примеси.

В кровельной части средней *эвенкийской* подсвиты в интервале 3085,0-3025,0 м, отложения представлены микрит-микробиальными мелкокомковатыми известняками, пятнисто-доломитизированными, с характерной узловато-комковато-водорослевой текстурой, обусловленной водорослевыми колониальными структурами. При этом породы сильно перекристаллизованы. Характерны, многочисленные стилолитоподобные битуминизированные слои, которые зачастую оконтуривают водорослевые структуры. Встречаются также протяжённые трещины с плёнками углеродистого вещества.

Породные ассоциации, выполняющие верхнюю часть *эвенкийской* свиты в скважине Восток-4, выделены в объеме *пыжинской* свиты и аналогичны отложениям одноименной свиты в скважине Восток-1. В скважине Восток-4 свите соответствует интервал 3025,0-2262,0 м, мощностью 763 м.

На основании анализа и обобщения существующих материалов по скважинам Вездеходная-3,4, Лемок-1, Аверинская-150 и Тыйская-1 [Детальное..., 1997 (Ф); Параметрическая ..., 1999 (Ф); Научный ..., 2001 (Ф); Каштанов и др., 1995], а также исследования шлифов по скважинам: Вездеходная-4 в количестве 94, Вездеходная-3 - 41, Лемок-1 - 39 и Аверинской-150 - 40 штук, в рассматриваемом разрезе установлены следующие ассоциации пород.

В скважинах Вездеходная-3 и 4, расположенных на территории Владимировского куполовидного поднятия, в карбонатном разрезе в интервалах глубин - 3865,0 - 3085,0 м и 3541,5 - 3100,0 м, что стратиграфически соответствует вездеходной толще, выделяются аналогичные породные ассоциации, которые выполняют *пойгинскую* и *котоджинскую* свиты скважины Восток-3. Однако здесь наиболее интенсивно проявлено влияние вторичных процессов, доломитизации, перекристаллизации, выщелачивания и растворения, за счет чего, породы зачастую утрачивают первичные седиментационные текстурно-структурные особенности. Проведенный анализ, с учетом исключения нагрузки вторичных изменений,

позволил среди данных отложений определить зернистые (оолитовые, микрит-микробиальные) и биоморфные (строматолитовые) типы карбонатных пород.

В основной массе, карбонатные породы из-за интенсивной перекристаллизации представлены яснокристаллическими типами. При изучении было установлено, что вся карбонатная толща в минералогическом отношении представлена очень «чистыми» доломитами, примесь силикокластического материала практически отсутствует. Также при исследовании практически постоянно обнаруживаются «тени» и реликты микрит-микробиальных сгустков и комочков, что указывает на явно водорослевое происхождение пород. При исследовании данных кристаллических пород были выделены следующие разновидности.

Доломиты однородные с едва заметными тонкими неправильными прослойками более светлого доломитового материала, тонко-мелкокристаллические неясно комковато-сгустковые. К более перекристаллизованным участкам (размер кристаллов до 0,2 мм), часто приурочены поры. Кроме этого, наблюдаются редкие открытые волосовидные трещинки. Также в породах отмечаются микритовые сгустки с расплывчатыми границами, размер которых достигает 0,1 мм. Иногда проявляются достаточно яркие прерывистые волнистые слойки, сложенные микрокристаллическим доломитом. Данные структуры представляют собой явно реликты водорослей. Породы этого типа наиболее характерны для верхней части разреза - 3136,8 - 3106,4 м и 3252,0 - 3136,8 м, где отмечаются в виде небольших (1-5 см, реже более) прослоев. В средней и нижней частях *доломитовой толщи* они могут отмечаться лишь в виде тонких и довольно редких прослоев.

Доломиты яснокристаллические серые и светло-серые, сильно пористые, тонко-неправильно-прерывистослоистые и неправильно-слоистые со строматактоидными текстурами. Также, как и в вышеупомянутых породах, в основной кристаллической массе часто просматриваются неясные сгустки различной формы и размеров водорослевого происхождения. Породы этого типа наиболее характерны для интервалов 3500,0 - 3391,7 м, 3391,7 - 3317,0 м, 3317,0 - 3265,0 м и 3252,0 - 3136,8 *доломитовой толщи* (мощностью по ГИС - 100, 70, 50 и 19 м, соответственно), где чередуются с более однородными вышеописанными доломитами. Участками породы переходят в доломиты пятнисто-кавернозные, с разнообразными мелкими, обычно удлиненными, и часто причудливой формы кавернами, заполненными шестоватым или зонально-концентрическими корочками доломита.

Там, где вторичные процессы протекали еще более интенсивно (инт. 3391,7 - 3317,0 м), данные пористо-кавернозные породы разрушались и тем самым образовывали брекчированные прослои. Породы представлены ксеноморфными агрегатами разнокристаллического доломита,

в котором часто отмечаются обломки (до 0,5 мм в длину) с ритмично-зональными сферолитовыми корочками.

Следующая разновидность - доломиты субгоризонтально-слоистые, за счет тонкого (доли мм и первые мм) чередования слоев белого, светло-серого и серого с коричневатым оттенком кристаллических агрегатов. Порода сложена плотно прилегающими кристаллами доломита. Отмечаются четко проявленные «тени» водорослевых комочков или сгустков, размером 0,055-0,1 мм, иногда больше, которые могут занимать до 50% площади шлифа, иногда образуя почти сплошные скопления. Слоистость подчеркивается послойной перекристаллизацией и приуроченными плоскими параллельными пустотами. Размер кристаллов здесь достигает 0,55 мм. Некоторые наиболее крупные полости инкрустированы зонально-концентрической корочкой. Открытые поры - удлиненные, мощностью до 0,1 мм, некоторые заполнены бутуминозным веществом. Породы этого типа отмечены в интервале 3427,0 - 3432,0 м в виде отдельных прослоев.

Еще одной отмечаемой разновидностью являются доломиты известковые и известковистые с очень тонкой (ламинитовой) слоистостью, напоминающей пластовые строматолиты, выполненные микро- и скрытокристаллическим доломитом, который образует сгустки и комочки размером до 0,1 мм с неясно-выраженными границами и очертаниями, которые группируются в линзочки и слойки, характерные для строматолитовых текстур. Другая часть доломита представлена чаще идиоморфными кристаллами размером до 0,02-0,06 мм, и чаще приурочены к слойкам, обогащенным кристаллами кальцита, образующего в таких слойках нередко цемент пойкилитового типа. Породы этого типа широко распространены в верхней части карбонатного разреза в интервале 3541,5 - 3535,5 м. В нижней части данного интервала в доломитах отмечаются «плавающие» зерна оолитов с ярко выраженной концентрической оболочкой, здесь же отмечаются следы брекчирования. Залегания пород для данного участка разреза под углом $70-75^{\circ}$ к оси керна.

Также, в интервале глубин 3265,0 - 3252,0 м, отмечаются аналогичные кристаллические микропористые «легкие» и рыхловатые выщелоченные породы, которые наблюдаются в интервалах 4905,0 - 4892,0 м в скв. Восток-3. Здесь в шлифах они представляют собой доломиты мелкокристаллические сильно пористые. Породы сложены плотно прилегающими друг к другу кристаллами, размером около 0,05-0,15 мм, которые «загрязнены» тонким материалом, наиболее сильно в центральных частях. Возможно это реликты первоначальной комковатой структуры. Здесь же отмечаются, в средней части пачки, прослой 1 м, сложенный окварцованными кристаллическими доломитами.

Остальная часть разреза, вскрытая на территории Вездеходной площади, скважиной Вездеходная-4, подстилающая карбонатные отложения и выделяемая в объеме *лисицынской* толщи, представлена массивом гранодиоритов и терригенно-вулканогенной толщей.

Гранодиориты представлены среднезернистыми массивными гипергенноизмененными породами. Зачастую содержат ксенолиты мелкозернистых темно-серых эффузивов основного состава. Породы выделяются в интервале глубин - 5005,0 - 4824,0 м.

Выше, чередуясь в разрезе, в интервалах: 4824,0 - 4800,0; 4800,0 - 4466,0; 4466,0 - 4224,0; 4224,0 - 3998,0; 3998,0 - 3881,0 м, породы представлены гематитизированными гравелито-песчаниками кварц-полевошпатовыми, катаклазированными и милонитизированными, тонкопереслаивающимися градационнослоистыми песчанистыми туфогенными алевролитами со слоями силицитов и измененными, хлоритизированными, актинолитизированными, эпидотизированными, с пластообразными телами спилитов, долеритами [Детальное..., 1997 (Ф)].

Выше по разрезу, в интервале 3881,0 - 3541,5 м, преобладают с пятнистой вишневой и серо-зеленой окраской, частично гематитизированные спилиты.

В интервале 3535,6 - 3500,0 м породы представлены грубозернистыми песчаниками кварц-полевошпатовыми кирпично-красными в различной степени ожелезненными неяснослоистыми. Обломочная часть представлена сильно измененными полевыми шпатами, кварцем и обломками осадочных пород. По всей породе отмечается кальцитизация, которая затрагивает и трещиноватые обломки кварца. Непосредственно на песчанике (гравелите) залегают зернистые оолитовые доломиты, мощностью 1,3 м, с примесью обломков кварца и измененных глинистых пород. Часто отмечается раковинный детрит. Выше залегают терригенные отложения, представленные аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников, мощностью 10-20 см. Аргиллиты гидрослюдистые ожелезненные гомогенные и слоистые. Толща уверенно выделяется по данным ГИС. Судя по характеру напластования и слоистости, залегание пород горизонтальное. Мощность пачки по данным ГИС около 35 м [Детальное..., 1997 (Ф)].

Аверинскую скважину № 150 изначально предполагалось заложить в своде структуры на Аверинской площади, однако скважина оказалось смещенной на крыло, из-за этого углы падения пород в верхней и средней части разреза достигают 40-65°. Скважина имеет глубину забоя 4772,0 м, выход керна составляет 7%. По всему стволу выполнен ГК, по большей части ствола выполнены БКЗ, НГК, КВ, АК, ПК. Также необходимо отметить, что скважина, предположительно, вскрыла дизъюнктивное нарушение, что привело к сдвоению разреза. В результате оказался вскрыт диапазон от середины нижнего кембрия до верхнего венда. В разрезе выделяются снизу вверх: верхневендские отложения, *усольская* и *бельская* свиты

нижнего кембрия, и их бессолевы аналоги – *климинская, агалевская и зелеевская* свиты (см. Гл.1) [Сараев, 2004].

В нижней части скважины Аверинская-150 в интервалах глубин 4759,3 - 4428,0 м, что стратиграфически соответствует здесь *катангской* и *собинской* свитам, отмечаются породные ассоциации аналогичные наблюдаемым в скважине Восток-4 в *верхнекосымской* подсвите, *тыйской* свите и *нижнеаверинской* подсвите. По геофизическим данным этот участок разреза сравнительно однородный [Научный ..., 2001 (Ф)].

Отложения сложены чередованием преобладающих коричнево-серых зернистых доломитов и тонкослоистых пакетов, состоящих из слоек серых, коричнево-серых ангидрит-доломитовых, доломит-ангидритовых, ангидритовых и алеврито-доломито-ангидритовых пород.

Доломиты представлены в основном зернистыми типами, микрит-микробиальными и сгустково-комковатыми разновидностями. Зачастую процессы общей фоновой перекристаллизации затушевывают структурно-текстурные особенности данных пород. Отложения обладают коричнево-серой окраской вследствие пигментации их тонкодисперсным битуминозным веществом. Форменные элементы обычно представлены микритовыми комками. Отмечаются реликты явно водорослевых образований, оолитовых зерен, часто несовершенного строения (одна-две оболочки). В редких случаях оолитовые зерна преобладают над другими форменными элементами.

Также среди доломитовых пород отмечаются неясно тонко-, микрослоистые биоморфные пластово-строматолитовые типы. Пластовые строматолиты представлены тонкокристаллическими слабо перекристаллизованными породами с признаками тонко-, микрослоистого строения. В некоторых случаях, по данным слоям наблюдается окремнение.

Примесь алевритового и тонкопесчаного силикокластического материала не превышает первых %, однако содержание ее изменчиво по разрезу. В основном она представлена кварцем и обломочными слюдами.

Глинисто-алеврито-доломито-ангидритовые породы обладает ярко выраженной микрослоистостью, а также широко развитой нормальной градационной слоистостью, обусловленной количественным изменением соотношения вышеперечисленных компонентов. Мощность слоев колеблется от долей и первых мм до первых см. Ангидритовые слои обладают обломочным строением, и обычно приобретают в результате перекристаллизации тонко-, мелкокристаллическое выполнение, что обусловлено большей способностью чистых ангидритов к перекристаллизации. Часто достоверно устанавливается обломочное происхождение благодаря более крупным обломкам (гравийной размерности), отмечаются

переходы между истинными обломками и выделениями ангидрита желвакового типа. Также, ангидрит встречается в виде пластинчатых порфиробластов.

Глинистое вещество накапливается в самой верхней части нормальных градационных ритмов совместно с микритовым материалом доломитового и ангидритового состава. Примесь алевритового силикокластического материала также подчиняется нормальной градационной сортировке. Зачастую в основании градационных слойков фиксируются признаки размыва и взмучивания подстилающих слойков, проявляющиеся в виде микроэрозионных поверхностей и переотложенных их фрагментов. В целом описываемые отложения характеризуются плотным строением, они практически лишены трещиноватости и любых типов пористости. Нередко в породах отмечаются брекчированные прослои, со смешанным составом обломков и матрикса, в виде единичных маломощных прослоев (не более 5 см) среди тонкослоистых пород смешанного состава.

Для верхней части (4675,0 - 4428,0 м) характерно пестрое строение, выражающееся изменчивостью состава и разнообразием структурно-текстурного облика пород. Описываемый участок разреза представляет собой чередование слоев, мощностью от первых метров и максимально - не более 6-8 м, преобладающих доломитов и пород смешанного глинисто-алеврит-ангидрит-доломитового состава.

Наряду с довольно «чистыми» прослоями микритово-зернистых доломитов здесь также распространены их прослои с терригенной примесью, в виде нескольких маломощных слойков (не более 10 см), обогащенных алевритовым силикокластическим материалом. Терригенные зерна по размерности обычно соответствуют размерности доломитовых зерен, в редких случаях наблюдается примесь мелкозернистой песчаной фракции, достигающей в отдельных случаях 30-40%. Обычно терригенный материал концентрируется в нижних частях градационных ритмов. Он представлен кварцем, биотитом, мусковитом, калиевыми полевыми шпатами, изредка встречается циркон. В качестве обломков наряду с зернами доломита наблюдается и ангидрит.

Также здесь отмечается появление засоленных прослоев, что связано, по-видимому, с диагенетическими и постседиментационными преобразованиями пород. Тонкодисперсная примесь галита заполняет межзерновые и межкристаллические поры.

В интервале 4464,0 - 4430,8 м породы сложены тонкокристаллическим доломитом, пятнистыми агрегатами халцедона и ангидритом. Окраска пород светло-коричнево-серая. Характерны обломочно-крустификационные структуры и почковидные бугорчатые прерывисто-тонкослоистые текстуры. Толщина таких стратифицированных образований не превышает 15 см. Многочисленные каверны и крупные поры заполнены галитом. Галит часто занимает центральную часть каверн, а периферийную - халцедон. Постоянно встречаются

пленки битумов, приуроченные к уплощенным стилолитам. Также развиваются тонкокристаллические ангидрит-доломито-кремнистые породы неясно пятнистой текстуры, содержащие каверны. Наряду с обломками вмещающих пород наблюдаются агрегаты доломитовой «муки», выполняющие полости сложной формы.

Выше по разрезу скважины Аверинская-150 в интервалах глубин 4428,0 - 2824,0 м выделена *усольская* свита нижнего кембрия. По породному наполнению и текстурно-структурным характеристикам отложения свиты аналогичны породным ассоциациям *тыйской* свиты и *нижнеаверинской* подсвиты скважины Восток-4. Однако здесь, помимо всего прочего, в отложениях присутствуют прослой и постоянная примесь галита. Свита сложена крупно-, средне-, мелкослоистым чередованием каменной соли, и межсолевыми циклическими прослоями (5-40 м) засоленных доломитов с примесью ангидрита, доломитовых микритово-зернистых известняков, красноцветных пород смешанного глинисто-алеврито-ангидрито-карбонатного состава и ангидрита. Отложения обладают пестрым набором текстурных признаков.

Каменная соль в пределах вышеуказанных керновых интервалов может слагать прослой 0,32-3,06 м. Однако судя по данным ГИС прослой могут достигать до 80-90 м. Соль прозрачная, слабо окрашенная в светло-коричневые тона, имеет крупно- и грубокристаллическое строение (отдельные кристаллы достигают 1,0-1,5 см). Местами кристаллические агрегаты испытывают пластическое течение, что нашло отражение в некоторой удлиненности кристаллических агрегатов. Отмечаются интервалы соли, лишенные каких-либо включений и участки, переполненные включениями фрагментов слоек глинисто-сульфатно-доломитовых и сульфатных пород. Часто эти слои имеют тонко-, микрослоистое строение, и по составу и по текстуре отвечают вмещающим породам.

Форменные элементы в карбонатных зернистых ассоциациях представлены интракластами микритовых пород - изометричными и вытянутыми окатанными и полуокатанными обломками (0,5-3,0 мм), комками микритовых пород (0,1-0,8 мм), оолитовыми (0,2-0,5 мм) и онколитовыми зернами (0,5-1 мм), фрагментами водорослевых образований, раковинным детритом (до 2 мм), округлыми обломками ангидрита. Зернистые типы практически всегда содержат галит (от 5 до 25 %). Многие зерна оолитов имеют выщелоченную и заполненную галитом центральную часть.

Прослой засоленных строматолитовых известняков отмечаются в интервалах - 3274,4 - 3269,4 м и 2873,5 - 2871,5 м. На поверхности микрослоистого пластового строматолита наблюдаются бугорчатые выступы высотой до 2-2,5 см, так же обладающие микрослоистым строением. Прослой залегают среди засоленных зернистых типов [Научный ..., 2001 (Ф)].

Красноцветные породы смешанного состава встречены в верхней части керна 3503-3498 м. Они залегают непосредственно на прослях каменной соли. Окраска их вишневая, сургучная. Отдельные прослои в пакете сложного переслаивания имеют глинисто-ангидрито-алевритовый состав. Силикокластический материал представлен кварцем, мусковитом, биотитом (ожелезненным), полевыми шпатами, обломками кислых эффузивов (?). Ангидрит имеет отчетливо выраженную обломочную природу. Для описываемых пород характерны отчетливо проявленные градационная, параллельная, косая и мелковолнистая слоистость. Градационные ритмы имеют мощность от 2-3 мм до 15 мм. В нижней части их концентрируется алевритовый материал. Количество глинистого материала резко увеличивается к кровле ритма [Научный ..., 2001 (Ф)].

Ангидрит редко образует достаточно крупные (более 1 см) прослои и линзочки. Для него характерны коричнево-серая окраска, тонкокристаллическое строение и примесь равномерно рассеянных кристаллов доломита.

Доломитовые брекчии образуют незначительные по мощности прослои (не более 10 см). Светлоокрашенные обломки полуокатанные, угловатые и окатанные, часто уплощенной, лепешкообразной формы, размером от первых мм до 30 мм, сложены микритовыми доломитовыми и ангидрит-доломитовыми породами. Матрикс близкого к обломкам состава, но более мелкозернистый, обычно пропитан битуминозным веществом и имеет темную окраску. Породы засоленные, содержат примесь тонкодисперсного галита. Иногда появляется сыпь тонкого пирита.

Выше по разрезу Аверинской скважины № 150 в интервале глубин 2824,0 - 1930,0 м выделена *бельская* свита. Кровля свиты оборвана крупным дизъюнктивным нарушением [Сараев, 2004].

Нижняя часть свиты в интервале 2824,0 - 2464,0 м представлена чередованием слоев с преобладанием известняков с примесью доломита, ангидрита и алеврито-глинистого вещества, несколько меньшей распространенностью пользуются доломиты с примесью кальцита, ангидрита, глинистого вещества и алевритовой терригенной примеси. Отмечаемые породные ассоциации аналогичны таковым в *верхнеоксымской* подсвите скважины Восток-4. Здесь встречаются: тонко переслаивающиеся (0,2-5 см) с нормальной градационной, параллельной, прерывисто-параллельной, реже линзовидной, и полого-косой слоистостью глинисто-ангидрито-доломитовые микритовые и микритово-зернистые (сгустково-комковатые) известняки; нодулярные известково-аргиллитовые породы; зернистые микрит-микробиальные, комковатые, ангидритистые водорослевые известняки, с колониальными структурами сине-зеленных водорослей (типа *Renalcis*); коричнево-серые и темно-коричневые строматолитовые известняки.

Выше по разрезу, в интервале глубин 2464,0 - 1930,0 м отмечаются аналогичные породы. Однако здесь наблюдаются крупно слоистое чередование каменной соли, доломитов и известняков, часто сильно засоленных, а также пород смешанного ангидрит-доломитового, ангидрит-глинисто-доломитового и сульфатно-карбонатно-алеврито-глинистого состава.

Климминская свита выделяется в интервале 1882,0 - 1556,0 м. Породные ассоциации, выполняющие данный участок разреза подобны отмечаемым в *тыйской* свите скважины Восток-4. Кроме этого, в верхней части интервала 1561,2 - 1551,1 м в карбонатных породах появляются признаки регрессивного катагенетического преобразования, которые наблюдаются в пойгинской свите скважины Восток-3: участки развития доломитовой «муки», карстово-обломочного строения (обломки с неясными границами среди массивных пород), метасоматического окремнения, характерного для этой стадии, карстовой остаточной глинки.

Вышележащая часть разреза в интервале глубин 1556,0 - 1393,0 м сложена главным образом подземными карстовыми брекчиями обрушения и продуктами частичного перемыва. Породы обладают пестрой окраской с преобладанием в целом кирпично-красных и кирпично-коричневых тонов. Состав обломков брекчии довольно пестрый. Преобладают коричнево-серые, желтовато-серые, серые, кирпично-коричневые доломиты, глинистые, алевритистые доломиты, ангидрит-доломитовые, глинисто-ангидрито-доломитовые породы, ангидриты, глинистые ангидриты. Реже встречаются светло-серые и коричнево-серые тонкослоистые кремнисто-ангидрито-доломитовые, неслоистые кремнистые и существенно алеврито-глинистые породы кирпично-красной окраски [Научный ..., 2001 (Ф)].

Мощные прослои брекчий аналогичны таковым в разрезе нижней подсвиты *аверинской* свиты, выделенной в интервале 4215,0 - 3863,0 м разреза скважины Восток-4, где нижняя часть, мощностью 32 м (по керну), сложена светло-, темно-коричневыми ангидрит-известково-доломитовыми брекчиями.

Вышележащий разрез в рассматриваемой скважине в стратиграфическом отношении относится к верхней части *климинской* и *агалеевской* свите. Породы представлены светло-серыми, коричнево-серыми слабо алеврито-глинистыми и слабо ангидритистыми доломитами, для которых характерна неясно выраженная градационная, линзовидно-волнистая слоистость. Она обусловлена неравномерным распределением битумного пигмента и неоднородностью гранулометрического состава карбонатных обломков. Мощность градационных ритмов не превышает 2 см. Нижние их части сложены алевритистыми микритово-зернистыми доломитами, верхние - глинистыми доломитами. В нижней половине ритма отмечаются обломки (3-5 мм) глинистых пород. К более редким текстурным особенностям отложений относятся признаки биотурбации (ходы илоедов), поверхности микроразмыва и обычно

связанные с ними брекчии штормового взмучивания. Последние сложены уплощенными угловатыми фрагментами слоек (доли см и первые см).

Микритово-зернистые доломиты характеризуются сгустковой и комковатой структурой. Разрозненные комочки достигают 0,1-0,2 мм (редко до 1 мм). Также встречаются мелкие неопределимые фрагменты тонкостенной фауны (обломки мелких раковин). В них в качестве второстепенной примеси присутствует обломочный и перекристаллизованный новообразованный ангидрит (до 15 %), глинистое вещество (первые %), алевритовый кварц (от первых до 10 %). В составе силикокластического материала встречаются редкие зерна обломочных полевых шпатов, турмалина. Концентрация глинистого вещества, алевритовой примеси и ангидрита в редких случаях может приводить к возникновению мелких слоек и микрослоек доломитовых ангидритов, аргиллитов и алевролитов.

Выше, в интервале пород 1018,0 - 880,0 м, преобладают микритовые известняки пятнисто доломитизированные, содержащие многочисленные фрагменты мелких раковин и трилобитов. Меньшей распространенностью пользуются доломитизированные зернистые и микритово-зернистые известняки, среди обломочных фракций которых также устанавливаются удлиненные фрагменты фауны, длиной более 1 мм и толщиной около 0,1 мм.

В вышележащем разрезе скважины, в интервале 880,0 - 778,0 м, отмечаются микритово-зернистые, микрит-микробиальные, неясно сгустково-комковатые доломиты, среди которых нередко отмечаются алевритовые и песчаные разности с примесью обломочных кварца и слюд. Для пород характерна неясно выраженная тонкая параллельная слоистость, иногда в слоях отмечается градиционное распределение карбонатного материала и терригенной примеси. Также наблюдаются признаки биотурбации пород, неотчетливые ходы илоедов, которые имеют диаметр от 0,5 до 1 см. Структурные компоненты представлены реликтовыми карбонатными обломками и сгустковыми комочками размером 0,2-1 мм округлой и пластинчатой формы. Кроме этого, обнаружены многочисленные фрагменты мелких раковин и трилобитов (длина 0,5-1,5 мм, ширина 0,01-0,02 мм). Силикокластический материал представлен кварцем, мусковитом, биотитом, редко полевым шпатом алевритовой, редко песчаной размерностями. Среди обломочных слюд преобладает мусковит.

Породные ассоциации и положение вышеописанных пород, в интервале 1393,0 - 778,0 м, в среднекембрийском разрезе территории исследования, позволяют их сопоставить с разрезом *кольчумской* свиты и с нижней, средней подсвитами *эвенкийской* свиты, которые выделены в скважине Восток-4.

Параметрическая скважина Лемок-1 для рассматриваемого уровня, расположена в пределах крыла Иштыкской соляной антиклинали, из-за этого углы наклона слоев к оси керна в

большинстве случаев составляют 30 - 50°. Глубина скважины - 4200 м. Всего с разреза было поднято около 100 м керна, что составляет - 2,5 % от общей глубины скважины.

В нижней части разреза в интервале глубин 4200,0 – 3665,0 метров, выделяется *усольская* свита. Породы охарактеризованы керном в интервалах 4175,6 - 4174,6 и 4122,1 - 4119,8 м, где представлены только крупнокристаллической прозрачной каменной солью. Комплекс хорошо опознается по всем видам каротажа, в особенности по ГК, НГК, КВ и БК, на основании чего *усольская* свита здесь разбивается на 2 пачки. С учетом данных ГИС и по аналогии с приенисейской полосой Восточной Сибири установлено, что данный участок разреза сложен переслаивающимися солями и доломитами. Мощность отдельных слоев солей достигает 40 - 45 м, а доломитов - до 10 метров.

В интервале глубин 3665,0 – 3161,4 м в скважине Лемок-1 выделена *тыйская* свита. Мощность ее составляет 230 м. По показаниям каротажа она характеризуется резкой дифференцированностью кривой ГК и НГК, однородными высокими акустическими скоростями, низкими равномерными значениями КВ, средними, слабо дифференцированными показаниями КС и сильно дифференцированной кривой БК. На основании чего данный участок разреза разбивается на 3 части. Верхняя и нижняя - сложены сульфатно-карбонатными, а средняя - соленосно-сульфатно-карбонатными породами [Параметрическая ..., 1999].

Выделения галита обычно встречаются в виде отдельных кристаллов кубической формы, превышающих по размеру окружающие агрегаты, что указывает на раннедиагенетическую их природу. Кроме этого, галит образует сложные кристаллические выделения, достигающие до 2-5 см. Прослой каменной соли выполняют единичные участки керна. Вероятно, кристаллизация галита происходила из концентрированных иловых растворов [Параметрическая ..., 1999].

Породные ассоциации, выполняющие вышележащий разрез, скважины Лемок-1, соответствующий в стратиграфическом отношении *аверинской* свите, аналогичны отмечаемым в *тыйской* и *аверинской* свитах скважины Восток-4, *климинской* свите скважины Аверинская-150. В интервале 2810,0 - 2803,5 м, относящемуся к средней части свиты, ассоциации пород подобны выполняющим *верхнеаверинскую* подсвиту в скважине Восток-4.

Вышележащий разрез скважины вплоть до глубины 2265 м керном не охарактеризован. Однако на основании материалов ГИС здесь выделяются: в интервале 2710,0 - 2364,0 м преимущественно однородные карбонатные породы с небольшим по мощности интервалом (2400,0 - 2450,0 м), представленным, вероятно, глинистыми карбонатами, и, судя по показаниям ГИС, глинисто-карбонатными породами, распространенными в интервале 2364,0 - 2265,0 м [Параметрическая ..., 1999]. В стратиграфическом плане данный участок разреза относится к *анцифировской* свите и нижней части *елогуйской* свиты скв. Лемок-1 (см. Гл.1, Рисунок 1.9).

На основании анализа материалов ГИС и наблюдаемых аналогий рассматриваемого участка разреза с разрезом скважины Восток-4, здесь, в интервалах глубин 2780,0 - 2137,0 м, отмечаются породные ассоциации аналогичные наблюдаемым в *кольчумской* свите, а в инт. 2137,0 - 2100,0 м – *среднеэвенкийской* подсвите в разрезе скважины Восток-4. Породы представлены зернистыми пористыми, на многих участках кавернозными, сильно насыщенными битумом доломитами. К данному участку в разрезе скважины Лемок-1 приурочено проявление нефти (2198,1 - 2190,0 м) [Параметрическая ..., 1999].

Вышележащие отложения в разрезе скважины Лемок-1 сложены породными ассоциациями аналогичными, что выполняют *пыжинскую* свиту в скважинах Восток-1 и Восток-4.

В 1992 году в 30 км юго-западнее г.Енисейска была пробурена скважина Тыйская-1, на тот момент впервые в левобережье Енисея вскрывшая палеонтологически достоверно охарактеризованный разрез кембрия [Каштанов и др., 1995].

Породные ассоциации, выполняющие нижнекембрийский разрез скважины, вероятно, аналогичны подобным в составе *кольчумской* свиты скважин Восток-4 и Лемок-1.

В разрезе скв. Тыйская-1 породы относятся к *бельской* и *булайской* свитам.

Нижняя часть разреза (нижняя *бельская* подсвита) в интервале глубин 1286,5 - 970,0 м сложена чередующимися известняками и доломитами, в которых отмечаются редкие и тонкие прослои алевроаргиллитов. Породы периодически брекчированы.

Верхняя подсвита (970,0 - 770,0 м) залегает на нижней согласно, с постепенным переходом и также представлена доломитами с тонкими прослоями алевро-аргиллитов. Доломиты, выполняют слои толщиной от 0,2 до 5 м. Встречаются зеленовато-серые, серые глинистые доломиты. Текстуры параллельно-полосчатые, линзовидно-, волнисто-слоистые, ленточные. Алевроаргиллиты слагают слои от 0,003 до 0,05 м. По всему разрезу встречаются - кремни, прожилки кальцита, выщелоченные породы и брекчий [Каштанов и др., 1995].

Булайская свита (770,0 - 697,0 м) представлена переслаиванием доломитов кремново-серых, пористых (слои до 3 м) и серых, глинистых (слои от 0,015 до 0,5м), а также зеленовато-серых алевро-аргиллитов (слои от 0,008 до 0,3 м). Вверх по разрезу количество и мощность прослоев алевро-аргиллитов возрастает [Каштанов и др., 1995].

Таким образом, на территории Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции в изученных венд-кембрийских отложениях, вскрытых параметрическими скважинами (Восток-1,3,4, Лемок-1, Аверинская-150, Тыйская-1 и скважинами на Вездеходной площади), доминируют карбонатные и карбонатно-сульфатные породы. Терригенно-карбонатные, терригенные и сульфатно-галогенные породы распространены в меньшей степени. Среди карбонатных наибольшее распространение получили доломитовые и доломитово-известковые

породы, в которых установлены следующие структурно-генетические типы: биоморфные (строматолитовые), зернистые (микрофитолитовые, оолитовые, пизолитовые, комковатые, интракластические), микриво-зернистые и микривые [Тумашов, 2011,2013а,б].

На основании проведенного исследования установлено, что строение нижней части вендского разреза (*пойгинская* и *котоджинская* свиты в скв. Восток-3, и вездеходная толща в скв. Вездеходная-3,4) достаточно однородное, а верхней части - *райгинская* свита (скв. Восток-3) – цикличное. В нижнекембрийском разрезе скважин Восток-1,3, в *чурбигинской* и *пайдугинской* свитах, наблюдается неравномерное чередование карбонатных, карбонатно-глинистых и углеродистых карбонатно-глинисто-кремнистых пород. В кембрийском разрезе скважин Восток-1,4, Лемок-1, Аверинская-150 и Тыйская-1 наиболее распространены смешанные сульфатно-карбонатные породы, которые находятся в сложных взаимоотношениях, что обусловило неоднородное строение этой части разреза.

Глава 4. ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ И ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕНД-КЕМБРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ

Для понимания специфики коллектора необходимо изучение всех факторов его формирования. Длительный процесс геологической истории определяет интенсивность развития трещинной, поровой проницаемости, химический состав подземных вод, возможность циркуляции и ее скорость, а, следовательно, создание в карбонатных породах различного пустотного пространства. Совершенно очевидно, что генетические различия карбонатных пород имеют при этом первостепенное значение, проявляясь как в изменении емкостных, так и фильтрационных свойствах [Фортунова и др., 2005].

В данном разделе при интерпретации обстановок осадконакопления венд-палеозойских отложений разрезов скважин Восток-1,3,4, Аверинская-150, Лемок-1, Тыйская-1 и скважин Вездеходной площади была предпринята попытка комплексного литолого-седиментологического подхода к изучению карбонатных, карбонатно-терригенных и карбонатно-эвапоритовых образований. Под обстановкой осадконакопления в данной работе автор понимает комплекс физических, химических и биологических переменных, отвечающих геоморфологической единице, имеющей определенные размеры и форму [Петтиджон, 1981]. При литологическом описании свит в их составе выделялись различные по распространенности ассоциации пород, характеризующиеся определенным вещественным составом, а также набором свойственных им текстурных особенностей, которые являются одним из важнейших индикаторов среды седиментации. Анализ этих данных в вертикальной последовательности позволяет выделить генетические типы отложений и в самых общих чертах реконструировать обстановки осадконакопления и их изменение в стратиграфической последовательности.

ВЕНД

Пойгинская свита (скв. Восток-3) сложена преобладающими пластово-строматолитовыми доломитами, переслаивающимися с зернистыми (главным образом, микрофитолитовыми) доломитами. Отмечаются более редкие прослои с преобладанием оолитов, пизолитов и интракластов. Оолиты в доломитах данной свиты в основном примитивные, в разной степени микритизированы. Пизолиты представлены гроздьевидными агрегатами без четко выраженной водорослевой оболочки (грейпстоуны). Среди интракластов доминируют обломки строматолитовых и комковатых пород. Микритовые породы встречаются в виде редких

маломощных прослоев. Отличительной чертой доломитов пойгинской свиты является полная стерильность их в отношении примеси силикокластического материала и глинистого вещества. Строматолитовые ламиниты и микрофитолитовые (*Vesicularites*) образования, как упоминалось ранее, являются продуктами жизнедеятельности водорослей и формируются в мелководных обстановках. Присутствие обильных фенестральных структур, следы взламывания ламин указывают на периодическое осушение данного участка. Широкое развитие водорослевых матов, отсутствие хорошо развитых оолитовых зерен и терригенной примеси, присутствие грейпстоунов и микритовых прослоев свидетельствуют о господстве умеренного гидродинамического режима. В периоды активизации волновой деятельности, связанной, вероятно, с сильными приливно-отливными течениями формировались микрофитолитовые породы. При штормовом волнении происходила интенсивная деструкция водорослевых образований и шло накопление комковато-интракластических осадков [Тумашов и др., 2009, 2013а, 2014]. Все выше сказанное позволяет предположить формирование доломитов пойгинской свиты в пределах перитидального шельфа (самая верхняя часть сублиторали, литораль и супралитораль) (Рисунок 4.1).

Котоджинская свита (скв. Восток-3) в отличие от подстилающей, по-видимому, полностью лишена ламинитовых водорослевых образований. Она представлена переслаиванием зернистых, микритово-зернистых и микритовых доломитов. Среди зернистых, как и в пойгинской свите, преобладают оолито-микрофитолитовые типы, изредка встречаются маломощные прослои комковато-интракластических и интракластических доломитов. Мощность чередующихся слоев разных типов составляет первые метры и, вероятно, доли метров. В нижней половине свиты присутствуют прослои глинистых доломитов [Тумашов и др., 2009, 2013а, 2014]. В породах котоджинской свиты оолиты имеют неправильные формы зерен и нечетко выраженные концентрические слои, что характерно для защищенных от волнового воздействия районов [Седиментология, 1980; Лидер, 1986 и др.]. Ассоциация глинисто-микритовых и микритово-зернистых пород свиты с мелководными зернистыми (микрофитолитовыми) доломитами, а так же отсутствие слоистости и оползневых структур, позволяет предположить их формирование в пределах мелководной внутришельфовой депрессии, защищенной от открытого моря баровой системой. Горизонты среднесортированных зернистых пород соответствуют тыловым частям этих баров (см. Рисунок 4.1) [Тумашов, 2013а].

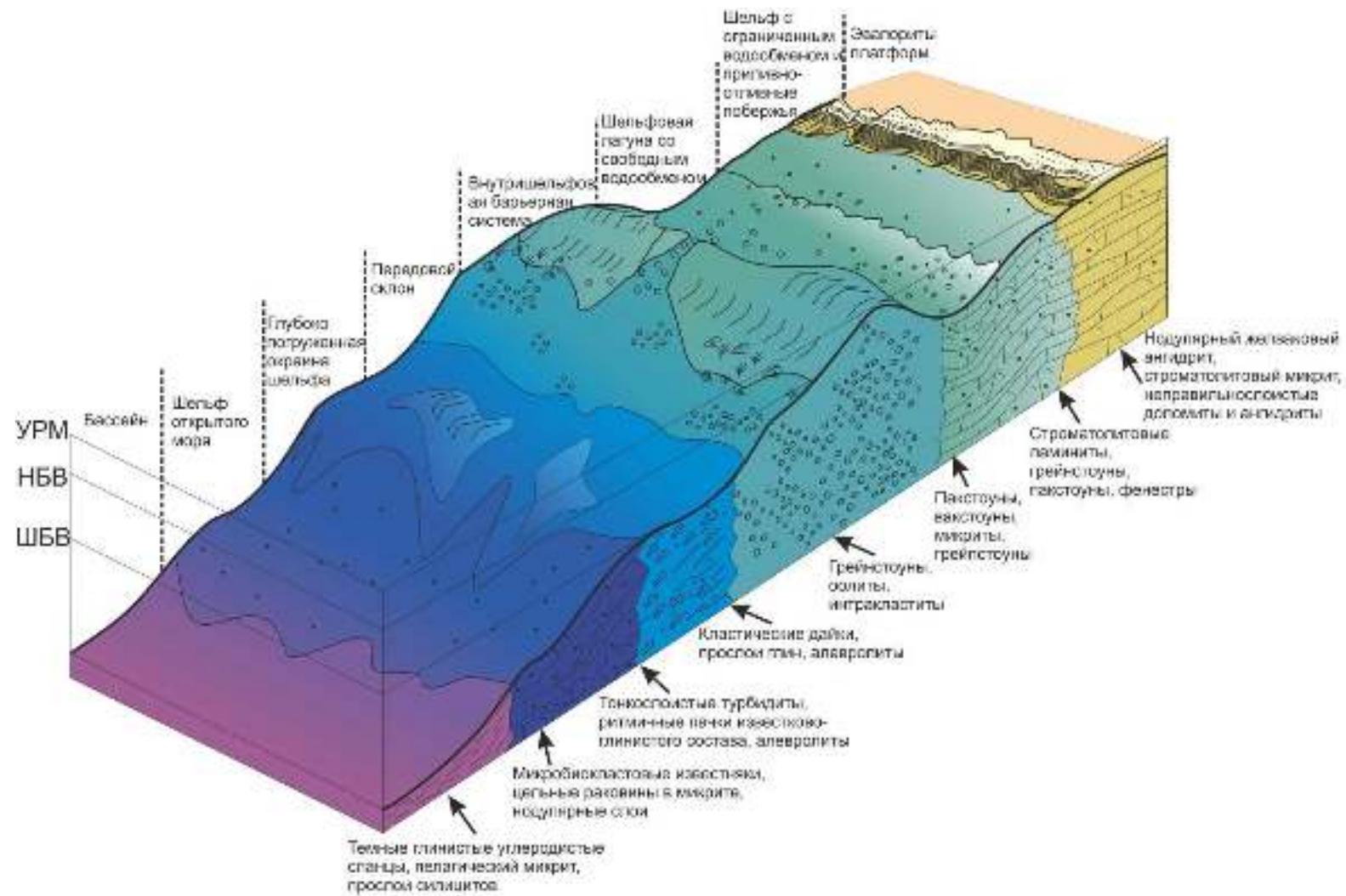


Рисунок 4.1 - Обобщенная модель осадконакопления морских карбонатов

Райгинская свита (скв. Восток-3) по данным ГИС характеризуется сложным ритмичным строением. Свита состоит из 4 крупных ритмов (см. Гл.3). Нижние части ритмов характеризуются высокими значениями ГК, а верхние – низкими. Основание ритмов представлено переслаиванием известняков с примесью силикокластического материала. Песчаники и алевролиты в разной степени известковистые, плохо и среднесортированные. Вверх по разрезу каждого ритма количество терригенных прослоев постепенно уменьшается, выше терригенный материал присутствует уже только в качестве примеси в известняках, а самые верхние части ритмов сложены уже только карбонатными породами. Известняки райгинской свиты сильно перекристаллизованы и доломитизированы. В терригенно-карбонатных породах райгинской свиты наблюдается полого волнистая, полого косая и градационная (прямая и обратная) слоистости. Толщина градационных ритмов от первых мм до 20 см. Более глинистые разновидности характеризуются тонкой параллельной и массивной слоистостью. Встречаются кластические дайки и прослои известняков с обломочно-оползневым строением [Тумашов и др., 2009, 2013а]. Наличие данных текстур позволяет интерпретировать эти отложения как склоновые (передовой склон карбонатного шельфа) (см. Рисунок 4.1). Таким образом, в райгинское время происходит резкое изменение обстановок седиментации. С одной стороны наблюдается активизация источника терригенного сноса, что приводит к поступлению значительного количества силикокластического материала. С другой стороны отмечается углубление данного участка шельфа. И то и другое, вероятно, обусловлено тектоническим фактором. Циклическое строение свиты отражает колебания уровня моря. Широкое развитие в верхних частях циклов известняков с реликтами оолитов и микрофитоцитов указывает на близость барово-отмельных систем [Тумашов, 2013а].

Как было показано выше, карбонатные породы, вскрытые скв.4 Вездеходной площади в интервале 3541,5 - 3107,1 м, мощностью около 430 м претерпели значительные постседиментационные преобразования: доломитизацию, перекристаллизацию, растворение и выщелачивание. (см. Гл.3). Данные процессы в значительной степени затушевывают первичные седиментационные признаки, позволяющие однозначно выяснить генезис карбонатных пород и установить обстановки седиментации в осадочном бассейне. Тем не менее сохранившиеся реликты первичных текстур, в целом, позволяют достаточно однозначно говорить об обстановках их формирования.

В основании доломитового комплекса в интервале 3541,5 - 3535,8 м вскрыты известковистые доломиты, мощностью около 5,7 м. Взаимоотношения с подстилающими вулканогенно-осадочными породами в разрезе скв. Вездеходная 4 не совсем ясное. Доломиты имеют ламинитовую слоистость подобную пластам строматолитам. Также устанавливается

структуры водорослевого происхождения и оолиты, которые свидетельствуют о более высоких гидродинамических условиях образования осадка.

Таким образом, присутствие строматолитовых и оолитовых пород в этой ассоциации пород свидетельствуют о формировании в достаточно мелководных шельфовых условиях в спокойной гидродинамической обстановке, которые иногда сменялись более активной средой с образованием оолитовых доломитов. Относительная территориальная близость Вездеходной площади к скважине Восток-3, где отмечается для данного стратиграфического уровня аналогичные условия осадконакопления, подтверждают сделанный вывод.

Также необходимо отметить, юго-восточнее, в скважине Вездеходная-3 вскрыта толща доломитов мощностью до 320 м, которая сопоставляется с выше охарактеризованными породами скв. Вездеходная 4 (см. Гл.1). Породы аналогичны по своим текстурно-структурным особенностям. Различие в мощностях связывается со значительным перерывом в осадконакоплении, предшествовавшему образованию терригенных пород, либо тектоническому нарушению в основании, на контакте с вулканогенно-осадочным комплексом [Детальное..., 1997 (Ф)].

Известковистые доломиты интервала 3541,5 - 3535,6 м, в скв. Вездеходная-4, с размывом перекрываются красноцветными терригенными отложениями. В основании интервала залегает базальный горизонт крупнозернистых песчаников. Выше залегает 35-ти метровая пачка алевро-аргиллитов с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Текстурно-структурные особенности этих пород свидетельствуют о том, что формирование их происходило в достаточно спокойных относительно мелководных прибрежно-морских обстановках.

Выше (инт.3500,0 - 3107,1 м) в разрезе скв. Вездеходная 4 вскрыт мощный доломитовый комплекс пород сильно измененных в результате постседиментационных процессов. Нижняя часть представлена перекристаллизованными доломитами, пористыми и кавернозными с многочисленными текстурами типа строматактис, в которых ярко проявлено концентрически-зональное выполнение корочками внутренних пустот, образовавшихся в различные стадии диагенеза и катагенеза (см. выше). Такие текстуры характерны для различного рода водорослевых биогермов [Петтиджон, 1981; Маслов,1960; Flügel, 2010]. Породы представлены микро- и тонкокристаллическим доломитом, в котором часто отмечаются сгустки явно водорослевого происхождения. Полосчатый характер распределения разнокристаллического доломита и отсутствие каких-либо других седиментационных признаков отложения карбонатного материала, позволяют достаточно уверенно считать, что первоначально это были карбонатные известковые илы, описанные в литературе как рифы или рифовые холмы. В настоящее время для подобных образований наиболее распространен термин «иловые холмы» (купола) [Уилсон, 1980; Кузнецов, 1996]. По данным исследователей подобные образования

описаны во всем разрезе фанерозоя, с максимальным их развитием в силуре-перми. Дж. Уилсон связывает пик их распространения с нижним карбоном, фаменом-нижним карбоном. Размеры иловых построек изменяются от десятков метров до нескольких километров в диаметре и морфологически разделяются на симметричные в поперечном сечении куполовидные или уплощенно-линзовидные образования и асимметричные. Первые развиваются как в пределах мелководья и обладают незначительными мощностями (метры и десятки метров), так и в относительно глубоководных обстановках, где мощности их достигают сотен метров. Асимметричные постройки формируются на склонах-перегибах от мелководных участков моря к более глубоководным, при этом может происходить их смещение во времени в сторону мелководья или в глубоководную часть моря. Морфология подобных построек аналогична каркасным рифам и отличие их заключается в литологии и биотических сообществах [Кузнецов, 1996].

Таким образом, текстурно-структурные характеристики доломитов, вскрытых на Вездеходной площади, отличаются однородностью, массивностью, но чаще неясной слоистостью, явно унаследованной от седиментационной. Обилие строматактисовых текстур, особенно в нижней части карбонатного разреза, многочисленные фенестральные или текстуры типа «птичий глаз» наиболее широко развитые в верхней части разреза, свидетельствуют о том, что описываемые отложения с уверенностью можно отнести к бескаркасным рифам. В скв. Вездеходная-3 комплекс доломитовых пород характеризующийся аналогичным составом и текстурно-структурными характеристиками.

Таким образом, значительная мощность разреза (около 800 м) и наличие строматактисов, которые наиболее характерны для ядра рифовых построек, свидетельствует о том, что в пределах Вездеходной площади скважинами вскрыт комплекс карбонатных пород, который можно отнести к бескаркасным рифам.

Породные ассоциации и текстурно-структурные характеристики, отмечаемые в пойгинской свите в скв. Восток-3, свидетельствуют, что в северо-восточном направлении происходит довольно быстрое выклинивание данного бескаркасного рифового массива, в сторону относительно глубоководной части карбонатного шельфа.

В скважине Аверинская-150, расположенной в юго-восточной части исследуемого бассейна, верхневендский разрез сложен отложениями в стратиграфическом отношении соответствующими катангской и собинской свитам (см. Гл.1). Отложения сложены чередованием преобладающих зернистых доломитов и тонкослоистых пакетов, состоящих из слоев ангидрит-доломитовых, доломит-ангидритовых, ангидритовых и алевроито-доломито-ангидритовых пород. Среди карбонатных пород отмечаются реликты явно водорослевых образований, оолитовых зерен, в некоторых случаях оолитовые зерна преобладают над

остальными форменными элементами. Здесь также отмечаются биоморфные пластово-строматолитовые типы. Глинисто-алевроито-доломито-ангидритовые породы характеризуются выраженной микрослоистостью и нормальной градационной слоистостью. Отмечается, что глинистое вещество накапливается в самой верхней части нормальных градационных ритмов совместно с микритовым материалом доломитового и ангидритового состава. Примесь алевроитовой силикокластики также подчиняется нормальной градационной сортировке. Часто в основании градационных слоев фиксируются признаки размыва и взмучивания подстилающих слоев. Ангидритовые слои обладают обломочным строением, и обычно приобретают в результате перекристаллизации тонко- и мелкокристаллическое выполнение. Периодически среди прослоев микритово-зернистых доломитов распространены слои с терригенной примесью (не более 5-10 см), обогащенных алевроитовым силикокластическим материалом. В интервале переходного разреза от верхнего венда к венд-кембрию (4464,0 - 4430,8 м), отмечаются многочисленные каверны и крупные поры выполненные галитом. Здесь, также развиваются кавернозные кристаллические ангидрит-доломит-кремнистые породы (см.Гл.3).

Вышеописанные породные ассоциации и присущие им структурно-текстурные характеристики позволяют предположить накопление данных отложений для рассматриваемого временного интервала в разрезе скважины в сравнительно мелководном бассейне в пределах карбонатного шельфа, с преобладанием процессов штормовой седиментации. В целом, о высокой гидродинамики среды свидетельствует преобладание карбонатных зернистых структурно-генетических типов в разрезе. Высокоэнергетическая зона вероятнее всего развивалась вблизи береговой линии, что подтверждается периодическим появлением в разрезе биоморфных пластово-строматолитовых типов, которые накапливаются в относительно спокойных и мелководных условиях. Также об этом свидетельствуют признаки, указывающие на периодическое осушение данного участка шельфа, особенно в верхней части разреза: многочисленные каверны и пустоты, впоследствии залеченные галитом, и проявления доломитовой «муки», что является свидетельством о регрессивном изменении в карбонатных отложениях [Киркинская и др., 1981]. Чередование мелких градационных слоев глинисто-алевроито-доломито-ангидритовых пород указывает на периодическое проявление мощных ураганов и сильных волн. Данные отложения можно причислить к темпеститам или штормовым прослоям. Также это подтверждается и появлением среди относительно «чистого» карбонатного материала, терригенных глинистых, алевроитовых и мелкопесчаных прослоев, принесенных с подводного склона и смешанных с карбонатным веществом или выполняющих пустоты в нем.

КЕМБРИЙ

Чурбигинская свита нижнего кембрия в скв. Восток-3 подразделяется на две подсвиты. Нижнечурбигинская подсвита представлена переслаиванием микритовых известняков, темных пиритсодержащих глинисто-карбонатных пород с прослоями черных пиритоносных аргиллитов и линзами кремней (Рисунок 4.2). Известняки содержат незначительную алевритовую примесь кварца, полевых шпатов и мусковита [Тумашов и др., 2009, 2013а].



Рисунок 4.2 - Текстурные особенности нижнечурбигинской подсвиты

Микрослоистые глинисто-карбонатные породы отличаются высоким содержанием углеродистого вещества, достигающего в отдельных слойках 25%. Карбонатная составляющая в них представлена как кальцитом, так и доломитом. Облик исходных осадков подсвиты указывает на формирование их в обстановке подножия карбонатного склона и граничащей с ним впадины (см. Рисунок 4.1). Эпизодически возникали условия с низкой насыщенностью придонных вод кислородом, приближающиеся к эксинскому типу обстановок, что в свою очередь, некоторые исследователи рассматривают как оптимальный вариант для формирования нефтематеринских пород, так как накопление осадка в условиях бескислородной среды способствует сохранению ОВ [Вассоевич, 1986; Теодорович, 1958; Уилсон, 1980; Обстановки ..., 1990].

Верхняя подсвита сложена чередованием известняков с нодулярной текстурой и карбонатно-глинистых пород (Рисунок 4.3). В разделе, посвященном строению и составу

данных отложений достаточно подробно описан этот тип известняков и предложен вероятный механизм их образования.

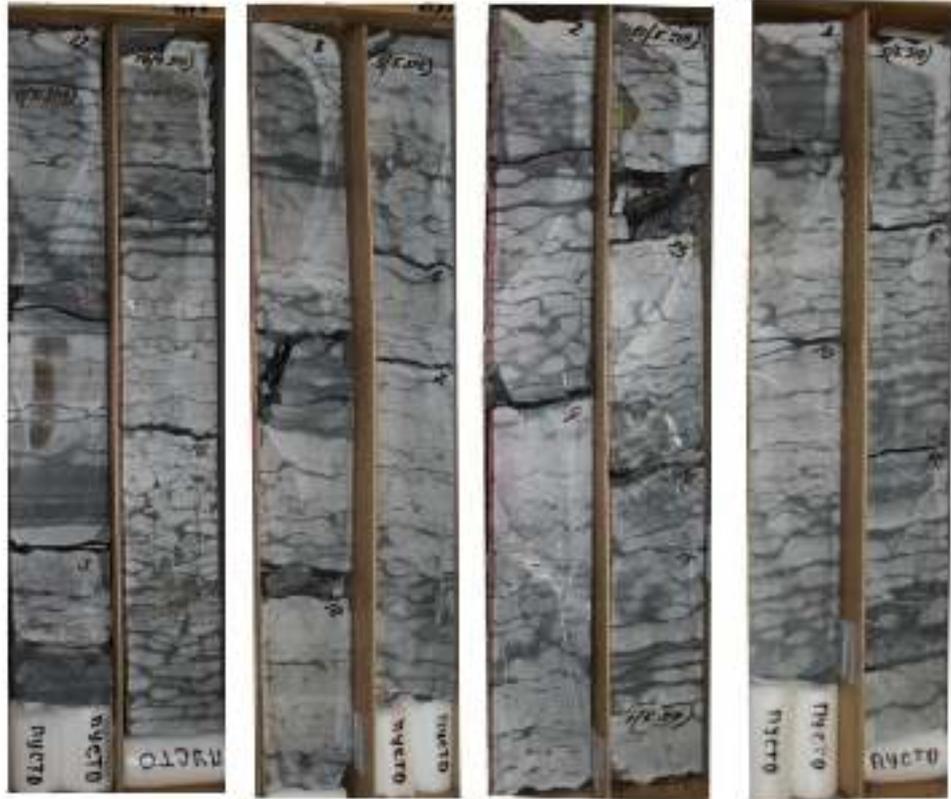


Рисунок 4.3- Текстуры особенности верхнечурбигинской подсвиты

В карбонатно-глинистых прослоях присутствует примесь доломита, кальцита, мелкоалевритового кварца, полевых шпатов, мусковита, биотита. Доломит обычно преобладает среди карбонатных компонентов, в то время как в глинистых прослоях преобладает гидрослюда. Отмечается кремнистое вещество и выделения пирита в виде мелких линз и желваков. К верхней части подсвиты приурочена крупная зона тектонического дробления с образованием тектонических брекчий и милонитов.

Все вышесказанное, а также отсутствие крупномасштабных оползневых текстур свидетельствует о залегании осадков на ровном относительно плоском дне шельфа открытого моря (см. Рисунок 4.1).

Пайдугинская свита сложена преобладающими углеродистыми карбонатно-глинисто-кремнистыми пиритизированными породами (Рисунок 4.4). Кремнистое вещество доминирует над общим количеством компонентов. Отдельные прослои относятся к углеродистым силицитам. Биогенные остатки представлены кремнистыми, известковыми спикулами и неопределимыми остатками сферической формы. Некоторые форменные элементы породы

могут быть отнесены к сильно деформированным остаткам радиолярий, что часто встречается в районах с широким развитием отложений подобных доманикитам.

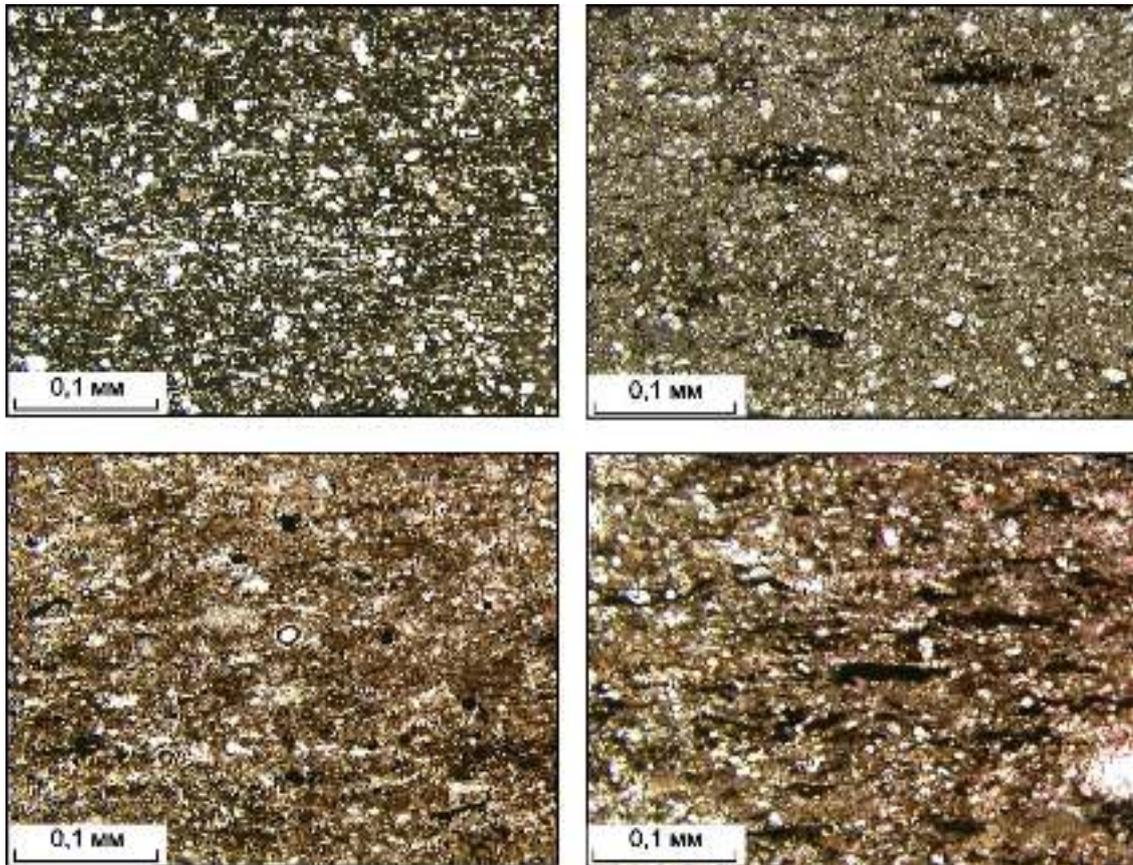


Рисунок 4.4 - Карбонатно-глинисто-кремнистая порода пайдугинской свиты, с микролинзочками повышенной концентрации углеродистого вещества

Под «домаником» следует понимать переслаивающиеся битуминозно-карбонатные породы с прослоями горючих сланцев и специфическим комплексом фауны. В настоящее время понятия «доманик» и «доманикит» обозначают не только отложения доманиковой свиты франского яруса, но и разновозрастные породы «доманикового» облика с содержанием C_{org} от 2,5 до 10-40 %. Классический разрез «доманика» представляет собой переслаивание черных битуминозных пород, совершенно лишенные каких-либо организмов, и обогащенных C_{org} , и слоев, переполненных различными скелетными остатками. Это могут быть как прослойки органогенного известняка, так и прижизненные остатки организмов или их отпечатков по поверхности кремней, кремнистых сланцев или силицитов, не содержащих фауны, которая, возможно, или не сохранилась в них (?), или внезапно погибла именно в моменты их формирования [Вассоевич, 1986]. Также интересным и имеющим принципиальное значение для оценки палеоэкологической обстановки доманикового моря является присутствие в осадках спикул губок.

Максимальные концентрации органического углерода, установленные в отложениях кембрия в *пайдугинской* свите, составили 0,7-2,2 %. Проведенные аналитические исследования позволили специалистам определить ее в качестве возрастного и фациального аналога углеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистого *куонамского* комплекса (см. Гл. 1)

Перечисленные факты позволяют предположить, что накопление отложений в *пайдугинское* время происходило в наиболее глубоководной части карбонатного шельфа (см. Рисунок 4.1).

Нижнекембрийский разрез скважины Восток-1 представлен породными ассоциациями характерными для *чурбигинской* и *пайдугинской* свит (см. Гл.1 и Гл.3). Это позволяет предположить, что в западной части Предъенисейского бассейна в нижнекембрийское время установились обстановки, характерные для глубоко погруженной окраины шельфа, шельфа открытого моря и бассейна.

Среднекембрийские отложения в западной части бассейна начинаются с *пуджелгинской* свиты, выделенной в разрезе скважины Восток-1, и представлены относительно равномерным чередованием циклов 1-1,5 м нодулярных известково-аргиллитовых пород, и 0,5-1 м более однородных разнозернистых известняков. В целом, как было отмечено ранее, по структурно-текстурным характеристикам отложения подобны породным ассоциациям, отмечаемым в отложениях нижнего кембрия *чурбигинской* свиты (см. Гл. 3). Присутствие нодулярных прослоев, для которых характерна субгоризонтальная разномасштабная слоистость, подчеркнутая светло-коричневато-серыми тонами и обусловленная количественным соотношением известковых «нодулей» и карбонатно-глинистых прослоев позволяет отнести данные отложения к глубоко погруженной окраине шельфа. С другой стороны присутствие в отложениях разнозернистых известковых прослоев, для которых характерны, нормально градационно-слоистые, косослоистые, волнисто-слоистые последовательности напластования, а также значительной примеси силикокластического материала и периодической брекчированности отложений указывают на тенденцию к обмелению данного участка шельфа и влиянию штормовой активности вод.

Породы среднего кембрия *поделгинской* свиты представлены относительно однородными массивными песчаными доломитами и полевошпатово-кварцеволитокластитовыми песчаниками. Карбонатные литокластиты в песчаниках представлены обломками микритовых и микритово-зернистых пород. Здесь также среди отложений отмечаются циклы метрового масштаба сложенные разнозернистыми полевошпатово-кварцеволитокластитовыми песчаниками, более тонкими слоистыми полевошпатово-кварцеволитокластитовыми песчаниками доломитовыми, и микроградационно-слоистыми ангидрит-доломито-глинистыми и аргиллитовыми породами. В верхней части свиты породы

представлены относительно равномерным чередованием (~1 м) ангидритистых слабоглинистых доломитов, тонкослоистых, за счет микритовых доломитовых и тонкокристаллических ангидритисто-доломитовых прослоев, и ангидритовых водорослевых, сгустково-комковатых, микрит-микробиальных известковистых доломитов (см. Гл.3). Таким образом, характер отложений свиты свидетельствует о продолжении обмеления бассейна и позволяет предположить, что накопление отложений происходило под влиянием штормовой деятельности в обстановках, относимых к глубоководной шельфовой лагуне. Присутствие в отложениях зернистых карбонатных типов пород и ангидрита, объясняется привнесом их с более мелководной части шельфа.

Нижняя часть *кондесской* свиты верхнего кембрия скв. Восток-1 накапливалась в аналогичных условиях, которые были отмечены для поделгинской свиты. В верхней части, вплоть до отметки 3600,0 м, разрез сложен ассоциациями пород схожими с таковыми, которые были отмечены, ниже, в пуджелгинской свите. Здесь породы представлены относительно равномерным чередованием циклов 0,5-1,5 м зернистых микрит-микробиальных, комковатых, водорослевых известняков, зернистых интракласто-пизолито-оолитовых известняков, нодулярных известково-аргиллитовых пород, и более однородных субгоризонтально-тонкослоистых глинистых известняков (см. Гл.3).

Шеделгинская свита в своей нижней части сложена зернистыми известняками с прослоями 0,5-1 до 2,5 м тонкослоистых красноцветных, с зеленоватым оттенком, ангидрит-карбонатно-глинистых пород. Среди зерен широко распространены оолиты, пизолиты, интракласты, микрит-микробиальные сгустки и обломки, представленные фрагментами водорослевых образований и раковин. Часто отмечаются прослой мощностью до 1 м обладающие массивным строением, для которых характерна хорошая сортировка зерен. Вероятней всего, данные отложения были сформированы в пределах внутришельфовой барьерной системы (см. Рисунок 4.1). Красноцветные ангидритистые доломит-алевритово-глинистые и известково-доломито-алевритово-глинистые породы, для которых характерна четко выраженная тонкая параллельная, градационная, линзовидная и волнистая слоистость сформировались благодаря влиянию штормовой деятельности и, по-видимому, сходны со штормовыми турбидитами, что подтверждается частым присутствием в разрезе брекчированных прослоев, выполненных обломками слойков непосредственно подстилающих пород, и служащими индикаторами начала нового цикла переслаивания.

Верхняя подсвита *шеделгинской* свиты сложена породными ассоциациями аналогичными, что были отмечены в *кондесской* и *пуджелгинской* свитах, что свидетельствует об очередном повышении уровня моря и углублении данного участка шельфа.

Завершает кембрийский разрез в рассматриваемой, западной части Предъенисейского осадочного бассейна, *пыжинская* свита. Породы характеризуются разнопорядковой цикличностью, выраженной в тонком переслаивании серых с вишневыми и зелеными оттенками ангидритовых карбонатно-терригенных пород и терригенно-карбонатных прослоев. Среди карбонатных пород отмечается преобладание зернистых типов. Зернистые известняки аналогичны наблюдаемым в шеделгинской и кондесской свитах и всегда содержат значительную силикокластическую примесь от 20 до 40%, представленную алевролитовой и мелкозернистой песчаной размерностью. Для пород характерна нормально градационная, параллельная с изменчивой мощностью слоев, линзовидная и косая слоистость. Также отмечаются тонкие диагенетические прослои ангидрита. Часто в кровле циклов, отмечается присутствие интакластов известково-глинистых пород, а также текстуры взмучивания осадка (см. Гл.3). Вероятней всего, формирование отложений свиты шло при одновременном существовании двух потоков обломочного вещества - преобладающего известкового и терригенного. В бассейне седиментации происходило отложение смешанных осадков не по признакам вещественного состава, а согласно гидравлическим законам обломочно-водных смесей с появлением разнообразных текстур [Бурение..., 2006б(Ф)]. Судя по приведенному составу отложений и текстурной характеристике, в время их формирования в пределах обстановок эвапоритовых платформ и приливно-отливных равнин преобладала штормовая седиментация, а в составе осадков – типичные штормовые турбидиты с прослоями штормовых интракластовых брекчий.

Нижнекембрийские отложения в восточной части бассейна представлены в разрезе скважин Восток-4, Аверинская-150, Лемок-1 и Тыйская-1.

Оксымская свита в скважине Восток-4 подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнеоксымская подсвита сложена доломитами микритовыми, с включениями ангидрита, и микрофитолитовыми, часто кавернозно-пористыми. Наблюдаются кремневые конкреции, многослойные выделения халцедона и кварца, выполняющие каверны. Конкреции, вероятно, образуются в результате действия процессов растворения и диагенетического перераспределения вещества, вызванного неоднородностями физико-химической среды в осадке [Фортунова и др., 2005]. Вверх по разрезу, микрофитолитовые породы сменяются трещиноватыми («збровыми») известковыми доломитами (Рисунок 4.5 А). Подобные породы образуются в эвапоритовой надприливной зоне (стандартные фациальные пояса 8 и 9 в сильно засушливом климате по Дж.Л. Уилсону, 1980). Частые горизонтальные трещины, параллельные слоистости, могут возникать за счет уменьшения объема осадка, в результате высыхания или обезвоживания в субаквальных условиях при изменении концентрации рассолов.

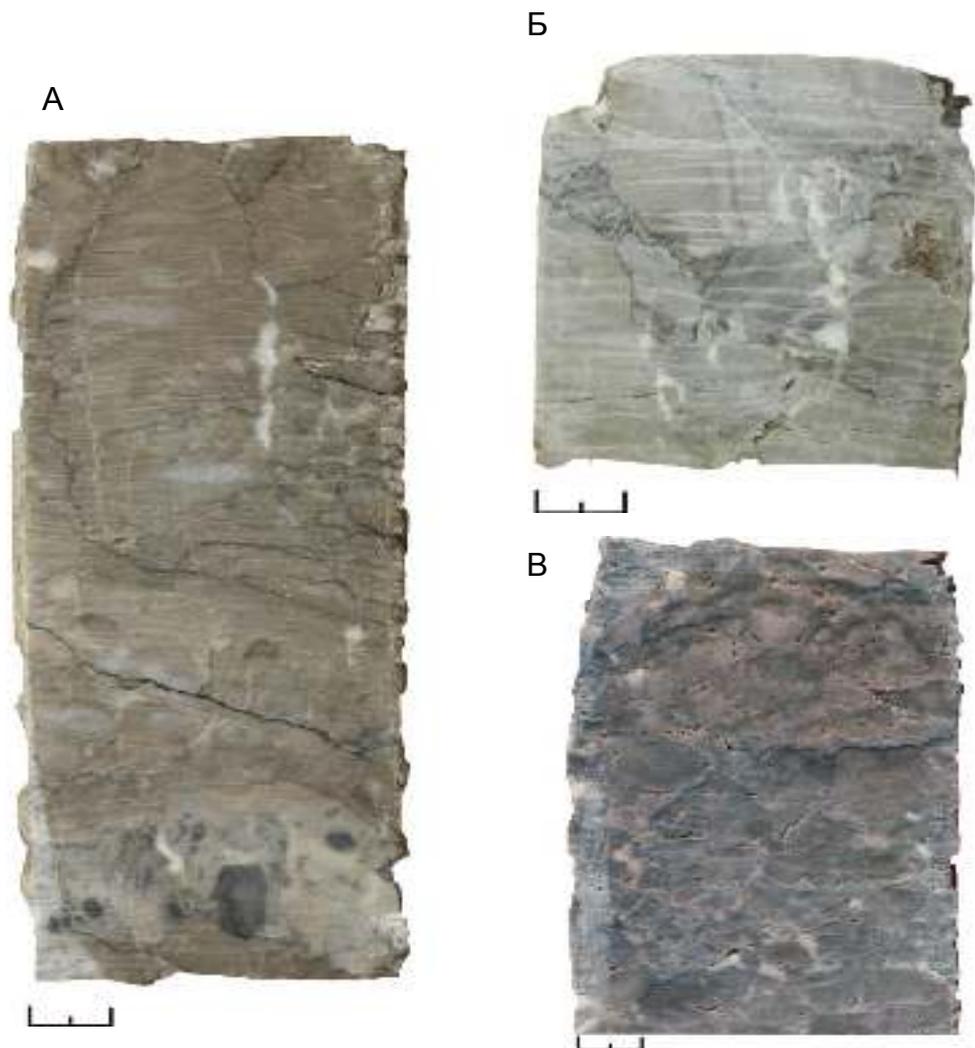


Рисунок 4.5 - Текстуальные особенности оксымской свиты: А - известковый доломит с субгоризонтальными трещинами; Б - кристаллические выделения ангидрита по трещинам в ангидритовом доломите; В - каверны, выполненные ангидритом

Также трещиноватость пород может быть связана с окремнением. Появление трещиноватости в зоне окремненных карбонатных пород можно объяснить их большей хрупкостью по сравнению с неокремненными породами, более чистыми известняками и доломитами [Кузнецов, 2007]. Более редки вертикальные трещины. Вдоль трещин различного направления развиваются мелкие удлиненные полости выщелачивания. Повсеместно наблюдается выделение белого крупнокристаллического ангидрита (см. Рисунок 4.5 Б). Мелкие кристаллические выделения ангидрита – наиболее ранние, часто полностью запечатывают каверны и поры (см. Рисунок 4.5 В). Вверх по разрезу вышеописанные доломиты сменяются темно-серыми до черных ангидрит-доломитовыми брекчированными породами. Подобные породы образуются при обрушении

карбонатных пластов в результате растворения прослоев ангидрита [Уилсон, 1980]. Для подsvиты характерно практически полное отсутствие силикокластической примеси.

Перечисленные отложения составляют единый карбонатно-эвапоритовый цикл с обмелением вверх по разрезу, состоящий из микритовых осадков, представляющих отложения замкнутых бассейнов, которые вверх по разрезу сменяются слоистыми эвапоритами себхи [Уилсон, 1980].

Таким образом, осадконакопление происходило, по-видимому, в мелководном водоеме с ограниченной циркуляцией вод (отшнурованный бассейн или лагуна). Постепенное обмеление по мере заполнения осадками приводило к образованию приливной равнины и эвапоритовой себхи (Рисунок 4.6).

Верхнеоксымская подsvита в основном представлена чередованием массивных микритовых доломитов и тонкослоистых глинистых доломитов. Часто фиксируются градационные ритмы от микритовых и микритово-зернистых к глинистым доломитам или аргиллитам. Такие слои образуются во время крупных штормов, взмучивающих ил на дне мелководных заливов, с последующим осаждением илового осадка в области отмелей. В качестве аксессуарной примеси отмечается мелкие чешуйки мусковита и одиночные зерна алевритового кварца. Наблюдаются микрит-микробиальные доломиты с характерной субгоризонтальной слоистостью. Широким распространением пользуется ангидрит. Также фиксируются прослои нодулярных известняков. Породы подвержены окремнению. В пределах всего разреза толщи, периодически встречаются тонкослоистые красноцветные карбонатные породы, цвет которых видимо, обусловлен содержанием железисто-глинистого вещества. Изредка отмечаются прослои строматолитовых ангидрит-доломитов и известняков, в которых фиксируются реликты строматолитовых столбиков, возможно, происходило прорастание водорослевых строматолитов кристаллами гипса [Обстановки..., 1990]. Вверх по разрезу, породы сменяются интракластовыми ангидрит-доломитовыми брекчиями.

По сравнению с нижней подsvитой формирование сульфатно-карбонатных отложений верхней подsvиты происходило при некотором углублении бассейна и незначительном поступлении силикокластического материала. Присутствие строматолитовых образований указывают на формирование в условиях литорали и сублиторали, в основном в пределах приливно-отливных зон лагун и заливов, защищенных от влияния волн и течений открытого моря и характеризующихся переменной соленостью. При этом преобладала штормовая седиментация с господством штормовых турбидитов глинисто-ангидрит-доломитового состава (см. Рисунок 4.6).

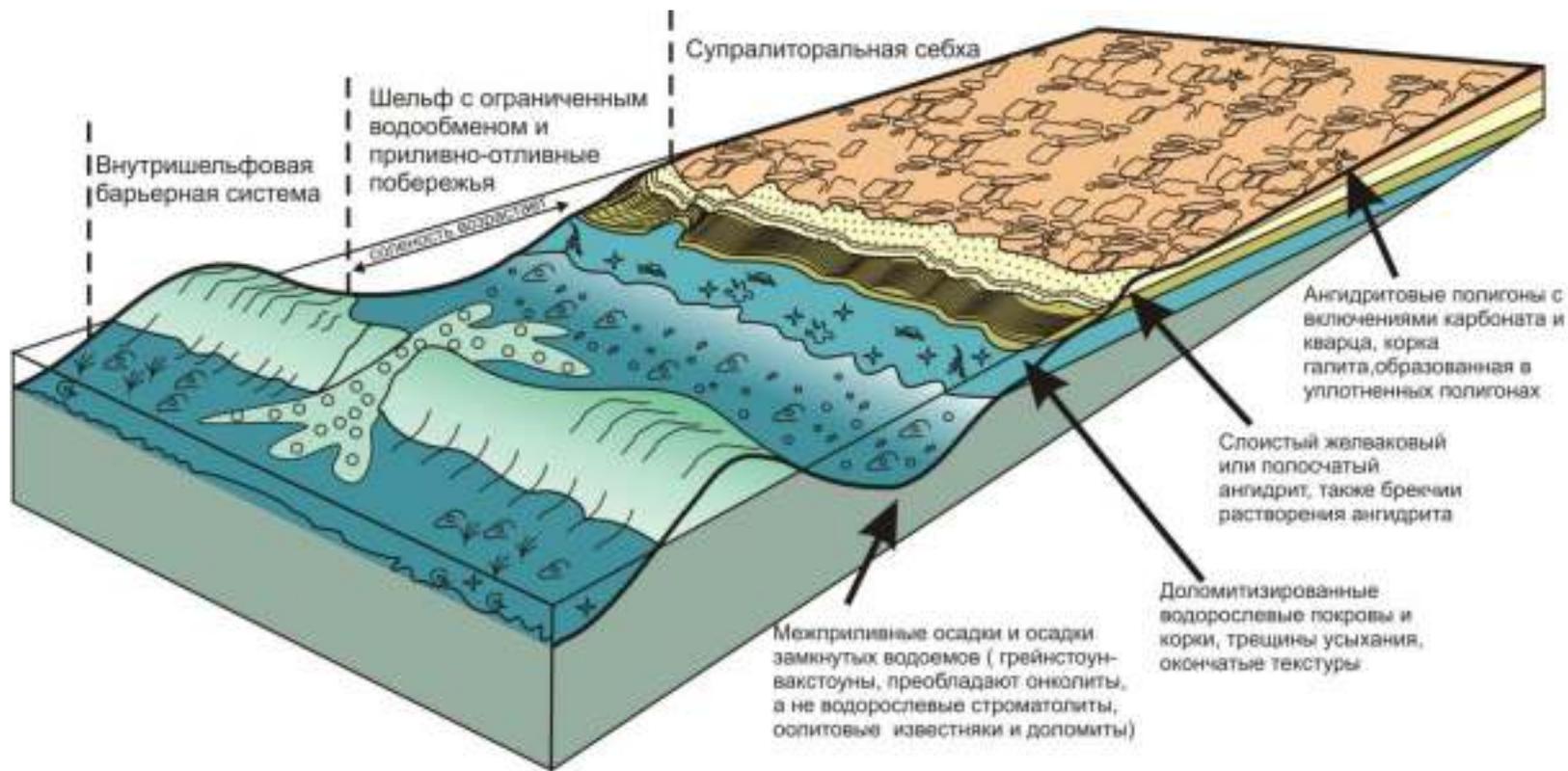


Рисунок 4.6 - Обобщенная модель накопления морских эвапоритов

Тыйская свита в скв. Восток-4 обладает пёстрым литологическим составом. Свита сложена строматолитовыми известковыми доломитами, эвапоритовыми тонкокристаллическими и мелкообломочными ангидритами, ангидрит-доломито-известковыми интракластическими штормовыми брекчиями, тонкослоистыми штормовыми турбидитами глинисто-ангидрито-карбонатного состава, также наблюдаются прослои микритово-зернистых пород.

В отличие от подстилающей верхней подсвиты *оксымской* свиты строматолитовые образования в *тыйской* свите пользуются широким распространением. Наиболее распространены пластовые разновидности, реже встречаются бугорчатые. Частая встречаемость строматолитовых образований в разрезе свиты свидетельствует, в целом, о мелководности бассейна в *тыйское* время. На мелководность обстановок указывает также широкое развитие ангидрит-доломит-известняковых штормовых брекчий. Наиболее часто их прослои встречаются в нижней части свиты. Мощность слоев штормовых брекчий и разнообразие состава обломков зависит, по-видимому, от глубины штормовой эрозии и взмучивания отложений. Границы и форма обломков часто свидетельствуют о том, что размыту подвергались слабо консолидированные исходные илы. Как и в подстилающей, верхнеоксымской подсвите, здесь встречаются тонкослоистые пакеты переслаивающихся штормовых турбидитов доломит-ангидрито-известково-глинистого состава. Наряду с прослоями тонко-, мелкообломочных известняков и доломитов, обладающих отчётливо выраженным обломочным, мелкокомковатым строением, присутствуют прослои мелкокристаллических карбонатных пород с примесью кристаллического ангидрита, рассматриваемые как эвапоритовые образования. Фиксируются ангидритовые прослои, для которых характерны разномасштабные плейчатые текстуры. Плейчатость возникает в зоне гипергенеза, когда происходит гидратация ангидрита, что ведет к значительному увеличению объема и слои гипса (ангидрита) деформируются в мелкие гофрированные складочки. Иногда такую текстуру называют энтерлитовой складчатостью [Петтиджон, 1982]. Присутствие линз микритово-зернистых доломитов (оолитово-интракластические грейнстоуны и пакстоуны) в строматолитах, свидетельствует, что в периоды активизации волновой деятельности, штормовом волнении, происходила интенсивная деструкция водорослевых образований и шло накопление комковато-интракластических осадков [Тумашов, 2013б].

Таким образом, *тыйская* свита включает осадки, накапливаемые в прудах, лагунах и на приливно-отливных низинах, что характерно для фации замкнутой платформы. Сильная изменчивость условий в комбинации с плохой циркуляцией воды создает неблагоприятную обстановку, что приводит к низкому разнообразию фаунистических сообществ. Замыкание водоемов и периодическое их высыхание благоприятствуют сохранению строматолитов и

образованию полостей усыхания. Корка отложений, возникающая при ранней цементации или доломитизации, поставляет интракласты в осадок при воздействии штормов.

Характерная особенность *аверинской* свиты в разрезе скважины Восток-4 - нижняя часть сложена ангидрит-известняково-доломитовыми брекчиями, мощностью 32 м. Обломки представлены ангидрит-доломитовыми породами, ламинами строматолитовых известняков и доломитов, кремнисто-ангидрито-доломитовыми породами. Матрикс сложен несортированным обломочным материалом, по составу, отвечающий породам крупных обломков. Наблюдаются участки с многочисленными зеркалами скольжения, с характерными гладкими поверхностями на сколах пород, возникающими в результате пришлифования трением пород обычно при тектонических перемещениях, образовании надвигов, сбросов, иногда при оползнях и других разрывных дислокациях. Все перечисленные разновидности пород формировались в мелководном морском бассейне непосредственно перед этим событием. Возможно, образование данных литологических брекчий ангидрит-известняково-доломитового состава связано с карстовыми процессами [Завершение..., 2009 (Ф)]. Средняя часть свиты, сложена чередованием микрит-микробиальных и строматолитовых известково-доломитовых пород. Верхняя часть сложена пакетами переслаивания тонкослоистых доломитов, микритовых, микритово-зернистых, сильно ангидритизированных известковых доломитов. В зернистых породах наиболее распространены оолитово-комковатые доломиты, содержащие округлые образования с микритовыми оболочками водорослевого происхождения. Оолиты в доломитах данной свиты в основном примитивные. Среди интракластов присутствуют обломки строматолитовых и сгустково-комковатых пород, а также встречаются фрагменты микритовых доломитов. Примесь силикокластики незначительна и встречается не во всех прослоях. Она представлена кварцем, мусковитом и биотитом.

Все перечисленные породы характерны для лагун и приливо-отливных низин в пределах карбонатного шельфа.

Верхняя подсвита *аверинской* свиты представлена чередованием известковых микритовых с тонкими прослоями глинистых известняков и зернистых, микрит-микробиальных доломитовых известняков. Местами фиксируются участки с переходом пород, вверх по разрезу, в ангидрит-строматолитовые известняки. Ангидрит часто в виде коричнево-серых крупных желваков, развивается по отдельным ламинам строматолитов. Подобная ассоциация отложений отмечается в замкнутых водоемах, заполненных водой плоских пространств, замкнутых лагунах, в которых водорослевые строматолиты аккумулируют неправильные жилы и линзы мелководного гипса и/или ангидрита. Водорослевые маты постепенно разрушаются благодаря росту и аккумуляции кристаллов гипса [Рединг, 1990; Тумашов, 2013б и др.]. Встречаются остатки панцирей трилобитов. Наблюдаются ходы илоедов диаметром 2-5 мм, большая их часть

имеет горизонтальную и слабо наклонную направленность, вероятно ходы питания. В средней части свиты наблюдается нодулярные известняки, которые вверх по разрезу переходят в зернистые известняки. Для пород характерны параллельная, градационная, реже косая и линзовидная типы слоистости. Присутствие известняков с узловатой отдельностью и текстуры пластичного течения указывают на углубление данного участка шельфа. В отдельных прослоях широко распространены вымытые из первичных илов фрагменты раковин, мелкие обломки фауны, панцирей трилобитов. Примесь кварца и обломочных слюд практически отсутствует. Оолиты в зернистых доломитах имеют неправильные формы зерен и нечетко выраженные концентрические слои, что характерно для районов с умеренной гидродинамикой среды [Седиментология, 1980; Лидер, 1986]. Верхняя часть подсвиты представлена темно-серыми, коричневыми ангидритизированными микритовыми доломитами (мадстоунами), сильно биотурбированными с ходами илоедов. Ангидрит развивается по всей породе в виде неправильных пятен, мелких желваков коричневатого цвета. Более поздний ангидрит образует крупные выделения (до 1 см) белого цвета. Вероятно, ангидрит в большей своей части, но не полностью, является диагенетическим. Обычно трудно провести различие между, несомненно, первичными и вторичными компонентами. Границы между ними часто замаскированы конседиментационным диагенезом за счет больших флуктуаций температуры, уровня вод, ионной активности, органических примесей. Переработанные фрагменты гипса вымываются из замкнутых лагун и смешиваются с гипсом, образованным *in situ*, поэтому нельзя уверенно установить его действительное происхождение. Эти отложения гипса спорадически превращаются в ангидрит, теряя свою морфологию. Переход сульфата из одной формы в другую затемняет его происхождение, и в результате в породах присутствует аморфный желваковый ангидрит [Рединг, 1990; Тумашов, 2013б и др.].

Таким образом, было установлено, что седиментация отложений верхнеаверинской подсвиты происходила преимущественно в лагунно-заливных обстановках (верхняя часть сублиторали) с периодическим углублением данного участка шельфа.

Нижнекембрийские отложения, отмечаемые в разрезах скважин Аверинская-150 и Лемок-1, в объеме *усольской*, *бельской* и *тыйской* свит по породному наполнению и текстурно-структурным характеристикам аналогичны отложениям оксымской подсвиты, тыйской свиты и нижнеаверинской подсвиты скважины Восток-4. Однако здесь, помимо всего прочего, в отложениях присутствуют прослой или постоянная примесь галита, что свидетельствует о развитии в этой части территории в рассматриваемое время солеродного бассейна. Таким образом, накопление каменной соли, ангидритов и карбонатов в нижнекембрийское время в этой части бассейна происходило в обстановках супралиторальной себхи и соленых

изолированных лагун, чередуясь с образованием штормовых карбонатных и сульфатных турбидитов.

Породные ассоциации, выполняющие вышележащий разрез нижнего кембрия, который соответствует в стратиграфическом отношении *аверинской* свите в скважине Лемок-1, *климинской* и частично *агалевской* свитам в Аверинской скважине, аналогичны отмечаемым в *тыйской* и *аверинской* свитах скв. Восток-4. Отложения представляют собой крупнослоево-переслаивание - штормовых турбидитов ангидритового, глинисто-ангидритового состава и микритовых, микритово-зернистых известняков, накапливающихся в лагунно-заливных обстановках, в верхней части сублиторали.

Среднекембрийские отложения в данной части бассейна представлены породами *кольчумской* свиты и *нижнеэвенкийской* подсвиты. Необходимо отметить, что данный интервал разреза имеет отчетливо выраженное ритмичное строение, что хорошо иллюстрируется показаниями каротажных диаграмм. Отложения представлены чередованием ассоциаций пород, которые сложены известково-доломитовыми тонкослоистыми микритовыми, глинисто-микритовыми, нодулярными глинисто-карбонатными породами, зернистыми микрит-микробиальными сгустково-комковатыми известняками. В целом, породные ассоциации, состав и масштаб циклов аналогичны отмечаемым для среднекембрийских отложений в западной части бассейна в разрезе скв. Восток-1, что позволяет предположить, что исследуемая территория в данный временной интервал представляла собой обширный шельфовый бассейн.

Средняя подсвита *эвенкийской* свиты в верхнекембрийском разрезе скважины Восток-4 сложена чередованием известняков зернистых микрит-микробиальных сгустково-комковатых и нодулярных глинисто-карбонатных пород. В верхней части подсвиты наибольшее развитие получили зернистые комковато-оолитовыми доломитовые известняки с полным отсутствием силикокластической примеси. Вероятно, данные отложения были сформированы в пределах внутришельфовой барьерной системы карбонатного шельфа (см. Рисунок 4.1).

Породные ассоциации, выполняющие верхнюю часть *эвенкийской* свиты в скважине Восток-4, выделены в объеме *пыжинской* свиты и аналогичны отложениям одноименной свиты в скважине Восток-1. Верхнекембрийский разрез *эвенкийской* свиты в скважине Лемок-1 также сложен отложениями аналогичными, что выполняют *пыжинскую* свиту в скважинах Восток-1 и Восток-4.

Таким образом, как показал анализ, осадконакопление в западной части Предъенисейского бассейна в венде-раннем кембрии на территории расположения скважин Вездеходной площади и Восток-1,3 происходило в широком диапазоне от приливно-отливных обстановок до обстановок глубокого погруженной части шельфа (Рисунок 4.7).

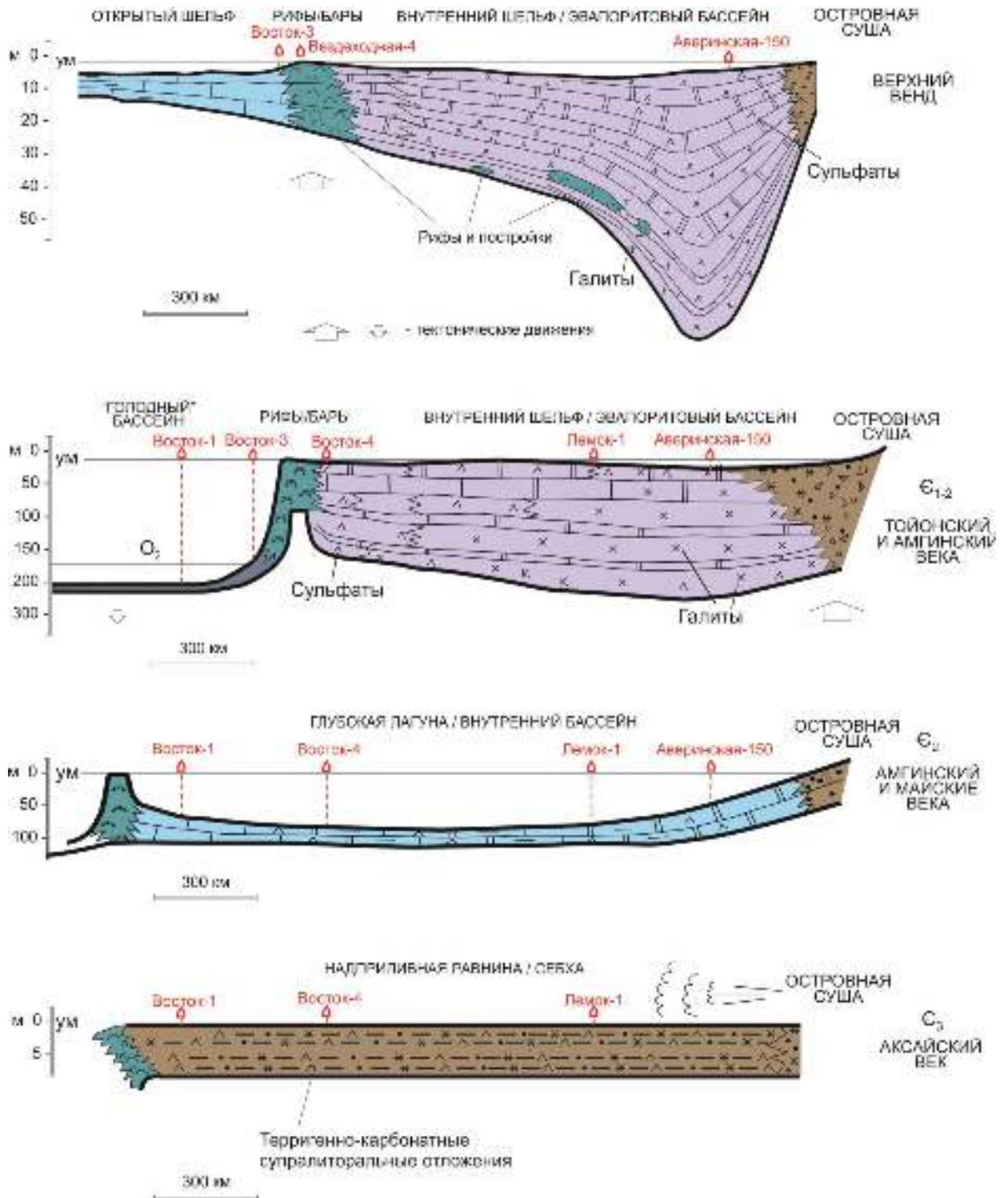


Рисунок 4.7 - Обстановки седиментации и эволюция карбонатакпления в венд-кембрийском бассейне Предъенисейской субпровинции

В венде осадконакопление происходило в достаточно спокойном относительно мелководном бассейне с широким развитием водорослевых матов и водорослевых биогермов на возвышенных формах рельефа.

Постепенное углубление дна бассейна, начавшееся с формирования *котоджинской* свиты верхнего венда, достигло своего максимума в *пайдугинское* время нижнего кембрия. В восточной части бассейна в данное время седиментация проходила в крайне мелководных обстановках (от супралиторали до верхней части сублиторали) с влиянием приливо-отливной и штормовой деятельности. Восточнее, в районах, прилегающих к Енисейскому краю, в раннем кембрии, накапливаются отложения прибрежных лагун, которые характеризуются более выдержанными по простиранию пластами ангидритов, доломитов и солей (см. Рисунок 4.7).

Среднекембрийские отложения в разрезах всех скважин имеют отчетливо выраженное ритмичное строение. Отложения представлены чередованием породных ассоциаций карбонатного шельфа от эвапоритов супралиторальных себх до глинисто-карбонатных отложений глубоководной его части. Широкое распространение сходных литологических ассоциаций среднего кембрия свидетельствуют, что осадконакопление происходило в обширном шельфовом бассейне (см. Рисунок 4.7).

В позднем кембрии отложения формируются в обстановках эвапоритовых платформ, надприливных и приливо-отливных равнин. В это же время происходит обильное поступление терригенного материала с суши (см. Рисунок 4.7).

Глава 5. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЗЕРВУАРОВ, КОЛЛЕКТОРОВ И ФЛЮИДУПОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ

Основные предпосылки к образованию коллекторов в карбонатных породах закладываются в стадию седиментогенеза и определяются их минералогическим составом и структурно-текстурными особенностями, а окончательное формирование ФЕС происходит в результате постседиментационных процессов [Багринцева,1977]. Исходя из этого, обычно выделяют «первичную» пористость, которая включает в себя пустоты, образующиеся во время седиментации и «вторичную» пористость, возникшую в результате постседиментационных изменений. Однако, дифференцировать эти типы пустот в карбонатных породах, подвергшихся интенсивному преобразованию, достаточно сложно. Постседиментационные преобразования протекают унаследовано и могут либо увеличивать первичное пустотное пространство, либо приводить к полному «залечиванию» седиментационных пор.

Детальное исследование кернового материала позволило оценить влияние литологических факторов (седиментационных и постседиментационных) на формирование пористости и показало, что каждому выделенному типу пород свойственна своя структура пустотного пространства.

5.1 Влияние условий осадконакопления на формирования коллекторских свойств пород

Наиболее важным первичным седиментационным фактором, влияющим на развитие пустот в осадке, является его способность к образованию первичной пористости. При седиментогенезе формирование пустотного пространства зависит от плотности упаковки осадка и от способности осадка к уплотнению, что, в свою очередь, определяется природой осаждающегося материала и скоростью его литификации. Кроме того, в стадию седиментогенеза создаются предпосылки и для развития трещин в породах, зависящие от их пластичности. Наиболее хрупкими подверженными к развитию трещиноватости являются химически более чистые породы. Обилие глинистого материала делает породы более пластичными. Крайне важным свойством карбонатного пород, влияющим на формирование коллекторов, является их способность к растворению и последующему выносу материала (выщелачиванию) из плотной матрицы осадка, что также в первую очередь зависит от структурно-вещественных свойств осадка. В результате, каждому типу пород свойственна своя структура пустотного пространства.

В венд-кембрийском разрезе, вскрытом изучаемыми скважинами, преобладают карбонатные и карбонатно-сульфатные породы, а терригенные, терригенно-карбонатные и терригенно-эвапоритовые породы менее распространены. Среди карбонатных пород наибольшее распространение получили биоморфные, зернистые, микритово-зернистые и микритовые структурно-генетические типы (см. Гл.3).

Среди биоморфных пород наиболее распространены строматолитовые ламинитовые (из пластовых строматолитов) доломиты (*вездеходная, пойгинская, оксымская, тыйская, аверинская* свиты, нижняя и средняя подсвиты *эвенкийской* свиты). Несмотря на то, что в породах довольно много первичного микритового материала, ухудшающего ФЕС, они могут быть весьма перспективными для формирования коллекторов. Образование на ранней стадии диагенеза фенестральных структур, за счет разложения органического вещества в составе водорослей и водорослевых матов, предопределяет дальнейшее интенсивное выщелачивания и формирования каверн.

Среди строматолитовых пород также встречаются и столбчатые (бугорчатые) разновидности (*оксымская, тыйская* свиты) В строматолитах межстолбиковое пространство заполнено в большинстве случаев зернистым, комковато-интракластическим и интракластическим, материалом, в результате чего, первичная пористость данных пород достаточно высокая. Хотя они практически не образуют относительно крупных самостоятельных тел.

Зернистые доломиты отличаются достаточно хорошей сортировкой форменных компонентов за счет этого возникает система равномерно распределенных межзерновых пустот, и породы характеризуются высокими первичными ФЕС.

Для пород с неодинаковой сортировкой зерен (сгустковые, комковатые, микрит-микробиальные) и большим количеством микритового материала (от 10-50%) поровое пространство более изменчиво. Это в свою очередь, затрудняет дальнейшую фильтрацию флюидов.

Микритовые и микритово-зернистые часто глинистые доломиты характеризуются очень низкой первичной пористостью и очень слабой проницаемостью.

Проведенный анализ позволил оценить на качественном уровне первично-седиментационные фильтрационно-емкостные свойства пород и разделить их по этому признаку на четыре группы.

Таким образом, в первую группу вошли породы с потенциально очень хорошими первичными фильтрационно-емкостными свойствами, представленные биоморфными типами, выполняющими *пойгинскую* свиту в скв. Восток-3, *нижнеоксымскую* подсвиту в скв. Восток-4 и *вездеходную* толщу в скв. Вездеходная-3 и 4. Обилие строматактисовых текстур и

многочисленных фенестральных пустот в строматолитовых разновидностях благоприятствовало созданию пустотного пространства и фильтрации флюидов [Тумашов, 2014].

Во вторую группу отнесены породы с потенциально хорошими первичными коллекторскими свойствами. Это одна из наиболее многочисленных по количеству их типов группа. В первую очередь к ним относятся породы с преобладанием зернистых типов в их формировании. Это зернистые микрофитолитовые доломиты *пойгинской* и *котоджинской* свит (скв. Восток-3), комковато-пизолитово-интракластические известняки с прослоями хорошо сортированных зерен *шеделгинской* свиты (скв. Восток-1), и, наконец, комплекс зернистых комковато-интракласто-оолитовых известняков с прослоями микрит-микробиальных сгустково-комковатых пород в *верхнеаверинской*, *верхнекольчумской*, *елогуйской* и *среднеэвенкийской* свитах (скв. Восток-4, Лемок-1, Аверинская-150). Часто плохая сортированность форменных компонентов, присутствие мелких зерен, присутствие тонкослоистых ангидрит-доломитово-известковых пород (влияние штормовых процессов) являются факторами, ухудшающими фильтрационные свойства этих пород. С другой стороны, минимальное содержание микритового материала, присутствие слоев с хорошей сортировкой зерен, наличие фенестральных структур и каверн в строматолитовых прослоях благоприятствуют развитию хорошего пустотного пространства и дальнейшей фильтрации флюидов. Осадконакопление рассматриваемых пород происходило в основном в мелководном бассейне с умеренной гидродинамикой вод. Перечисленные типы пород в целом близки к первой группе, однако обладают более низкими ФЕС, за счет чередования пород с неоднородным по структуре пустотным пространством.

В третью группу отнесены породы с потенциально средними первичными коллекторскими свойствами. Среди них отмечаются однородные массивные песчаные доломиты и несортированные, мелко-крупнозернистые полевошпатово-кварцеволитокластитовые песчаники *поделгинской* свиты, интракласто-пизолито-оолитовые известняки с прослоями и пакетами микритовых, глинистых известняков и/или аргиллитов *кондесской* и *пуджелгинской* свит (скв. Восток-1), ангидрит-доломито-известковые породы *тыйской* свиты (скв. Восток-4 и Лемок-1), и ангидрит-известково-доломитовые брекчии *нижнеаверинской* свиты (скв. Восток-4).

Эти отложения формировались на мелководном шельфе в условиях ограниченной циркуляции вод или в относительно глубоководных обстановках, которые возникали в раннее и среднее кембрийское время. Исключение составляют отложения *нижнеаверинской* подсвиты, связанные, вероятно, с процессами карстообразования (см. Гл.3 и 4).

В группу, характеризующуюся плохими первичными коллекторскими свойствами, включены породы, сложенные преимущественно глинистыми доломитами и /или аргиллитами, сульфатами и солями (*чурбигинская, пайдугинская, пуджелгинская, верхнеоксымская, эвенкийская (пыжинская) и усольская* свиты). Карбонатные породы этих комплексов характеризуются повышенным содержанием «засоряющего» компонента - микрита, ангидрита и солей, что обуславливает неоднородность строения первичного порового пространства. Наличие аргиллитов и эвапоритов в составе отложений делает их абсолютно непригодными для фильтрации флюидов, благодаря чему они могут выступать в качестве покрышек [Тумашов, 2014].

5.2 Постседиментационные изменения и их влияние на формирование коллекторских свойств пород

Формирование первичной емкости карбонатных пород зависит от условий осадконакопления, однако, окончательное оформление их коллекторских свойств происходит в результате постседиментационных процессов [Белозерова, 1982; Гурова и др., 1988 и др.]. В связи с этим при выявлении карбонатных коллекторов необходимо установить закономерности изменения структуры первичного пустотного пространства под влиянием вторичных процессов в различных структурно-генетических типах.

К наиболее известным постседиментационным процессам, формы проявления которых в карбонатных породах-коллекторах хорошо изучены, относятся доломитизация, кальцитизация, перекристаллизация с укрупнением зерен, выщелачивание, трещинообразования, стилолитизация, окремнение, галитизация, сульфатизация (замещение карбонатов гипсом и ангидритом), пиритизация и др. [Атлас ..., 2003; Багринцева и др., 1977; Киркинская и др., 1981; Кузнецов, 1992; Варакина, 2001 и др.].

ВЕНД

Породы венда достаточно сильно переработаны постседиментационными процессами, к наиболее важным из которых относятся перекристаллизация, выщелачивание, стилолито- и трещинообразование.

В *пойгинской* свите перекристаллизация наиболее интенсивно проявилась в строматолитовых ламинитах. Для них в основном характерна унаследованная послойная перекристаллизация, когда первичная текстура определяется различными размерами кристаллов в отдельных микрослойках. На этом фоне часто появляются удлиненные пятна более крупнокристаллических агрегатов перекристаллизации более позднего этапа (Рисунок 5.1

А). В некоторых случаях породы практически утратили первичную структуру и представлены яснокристаллическими разновидностями, в которых от микритовых слоев остались лишь реликты в виде тонких «штрихов» (Рисунок 5.1 Б). Для комковатых (микрофитолитовых) доломитов характерна неоднородная перекристаллизация цемента и зерен, которая носит избирательный характер. В итоге порода в шлифе приобретает кружевную структуру. Узоры образованы реликтами микритовых оболочек форменных элементов на фоне прозрачного тоннокристаллического новообразованного доломита. Оолиты часто перекристаллизованы. Перекристаллизация внутри зерен развивается обычно от центра к периферии, поэтому чаще всего отмечается замещение спаритом центральных частей оолитов (Рисунок 5.1 В). Кроме перекристаллизации в некоторых образцах наблюдается микритизация (грануляция) оолитов (Рисунок 5.1 Г) [Тумашов, 2013а].

Микритизация может проходить в зернах неравномерно, в результате в более светлых слоях оболочки оолита наблюдаются разрозненные темные пятна. Однако, чаще всего микритизация захватывает всю концентрическую оболочку, образуя единый микритовый слой. При общей микритизации, захватывающей и ядро, слоистость «стирается» и оолит превращается в комок из плотного микрокристаллического карбоната и полностью теряет концентрическое строение. В большинстве случаев наблюдается отставание перекристаллизации форменных компонентов от матрикса.

Микритовые доломиты сравнительно с другими породами разреза свиты в меньшей степени затронуты процессом перекристаллизации. Это хорошо заметно в пакетах переслаивания их с зернистыми доломитами и ламинитовыми строматолитами. В микритовых доломитах появляется микроглазковая и пятнисто-прожилковая перекристаллизация (Рисунок 5.2 А).

Пустоты выщелачивания в доломитах *пойгинской* свиты, вероятно, возникали на ранней стадии диагенеза, когда в осадке благодаря разложению органического вещества генерировалась углекислота, способствовавшая растворению карбонатов [Марьенко, 1978]. В строматолитовых доломитах форма вторичных пустот выщелачивания унаследованная, послойная, как правило, удлиненная, в зернистых – пустоты округло-изометрические. Размеры колеблются от 0,02 до 10 мм и более. Пустоты до 1 мм были отнесены к порам, а более 1 мм - к кавернам.

В строматолитовых и зернистых доломитах часто отмечаются фенестры, образованные в процессе высыхания на затопляемых приливами зонами прибрежных равнин, где чередуются затопление и максимальное осушение [Уилсон, 1980] (см. Рисунок 5.2 Б). В ламинитах фиксируются структуры типа строматактис (см. Рисунок 5.2 В).

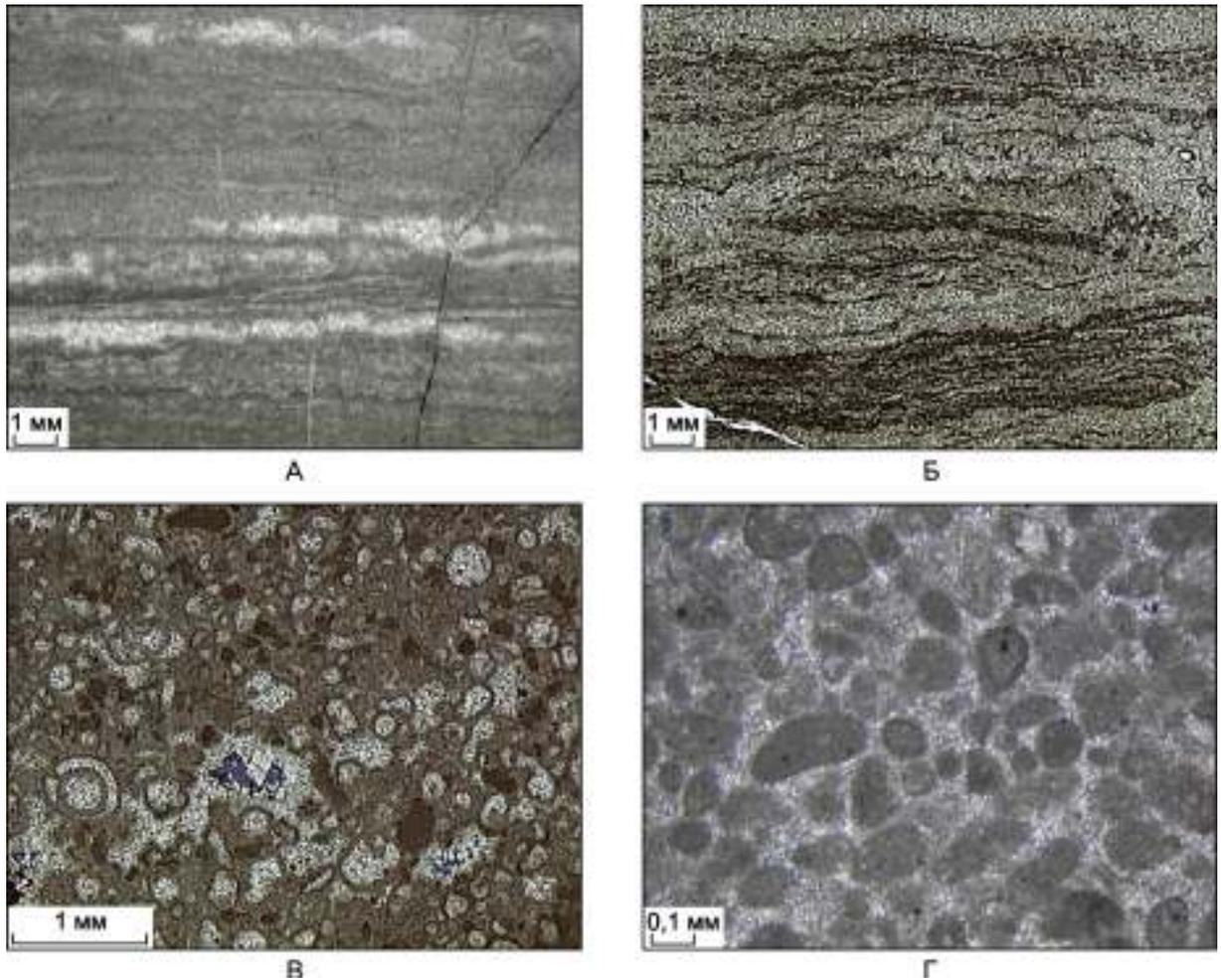


Рисунок 5.1 - Влияние процессов перекристаллизации на отложения пойгинской свиты: А - унаследованная послойная перекристаллизация в строматолитовых ламинитах; Б - реликты микритовых слойков в виде тонких «штрихов»; В - кружевная структура микрофитолитовых доломитов; Г - перекристаллизация центральных частей оолитов, микритизация (грануляция) оолитов

В дальнейшем эти пустоты были заполнены крупнокристаллическим доломитом и именно с ними связаны участки более поздней пятнисто-прожилковой перекристаллизации (см. Рисунок 5.2 Г). В центральных частях перекристаллизованных участков фиксируются межкристаллические поры, размер которых обычно меньше размеров кристаллов. Они соединяются очень тонкими (<10 мкм) межкристаллическими каналами, которые в дальнейшем при благоприятных условиях могли способствовать проникновению в породы флюидов и последующему выщелачиванию.

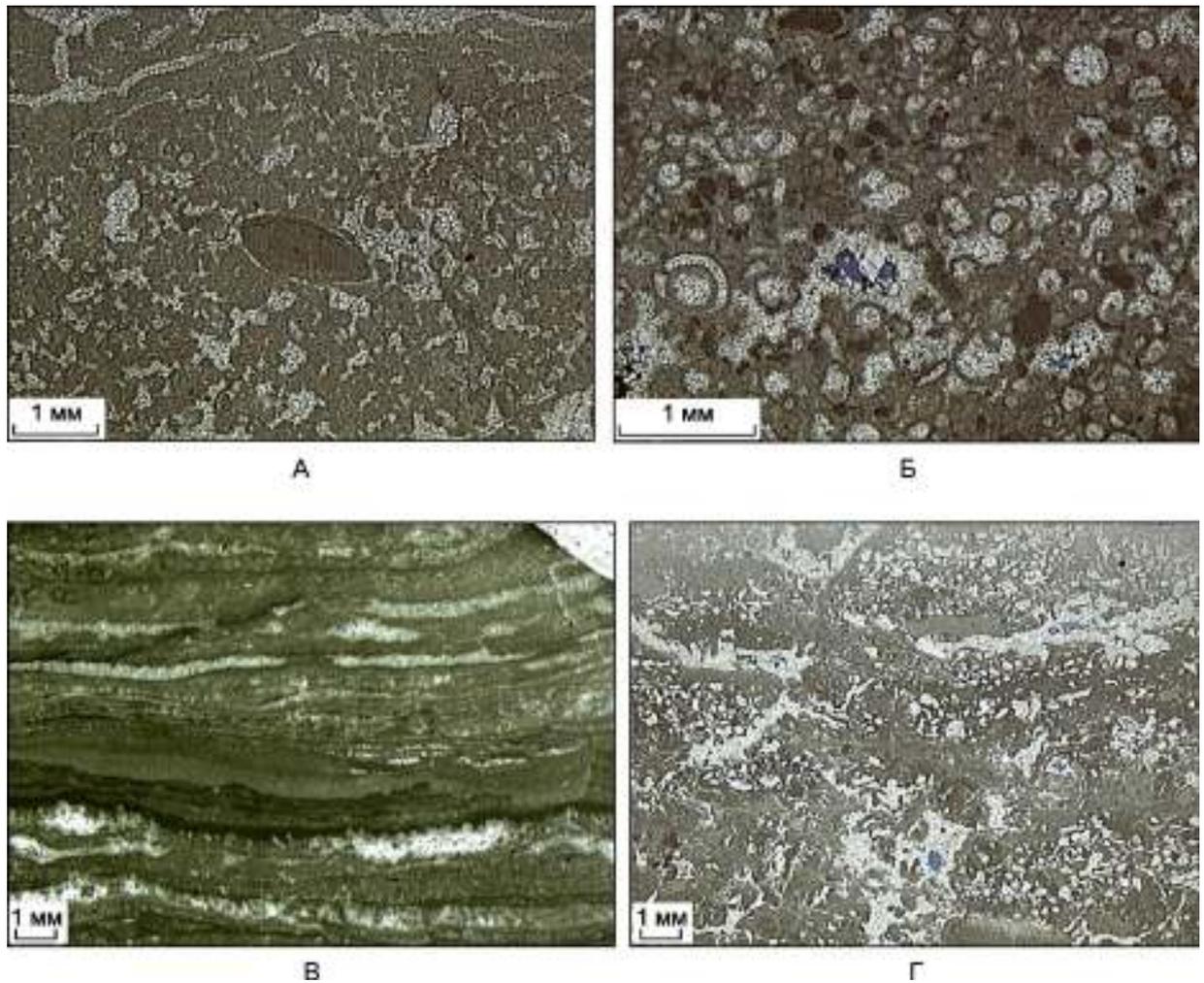


Рисунок 5.2 - Влияние процессов перекристаллизации на отложения пойгинской свиты: А - микроглазковая и пятнисто-прожилковая перекристаллизация в микролитовых доломитах; Б - фенестры в оолитовом доломите; В - структуры типа строматактис в строматолитовом доломите; Г - поздняя пятнисто-прожилковая перекристаллизация связанная с фенестральными пустотами

Вторичные пустоты выщелачивания в породах *пойгинской* свиты носят унаследованный характер и приурочены к центральным частям фенестральных структур и связанных с ними перекристаллизованных участков (Рисунок 5.3).

Сообщение вторичных пустот между собой осуществляется микротрещинами. Кроме того, выщелачиванию подверглись центральные наиболее перекристаллизованные части оолитов (Рисунок 5.4).

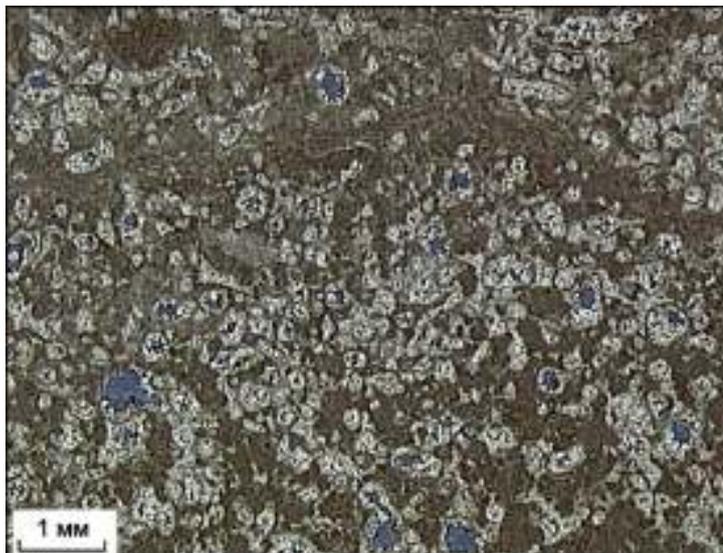


Рисунок 5.3 - Выщелачивание центральных частей оолитов (пустоты – синее)



Рисунок 5.4 - Вторичные пустоты выщелачивания, приуроченные к центральным частям фенестральных структур

Карбонатные породы свиты характеризуются высокой трещиноватостью. Среди трещин отмечаются микро- и макротрещины, закрытые и открытые. Среди трещин, выполненных доломитом, преобладают вертикальные и наклонные, ширина и протяженность которых непостоянны. Иногда во внутренней части наиболее крупных разновидностей фиксируются признаки вторичного раскрытия. Открытые микротрещины, в основном, горизонтальные и наклонные, часто образуют сеть и обеспечивают сообщаемость вертикальных макротрещин. Открытые макротрещины развиты очень широко, о чем можно судить по низкому выходу керна и его сильной фрагментации. Вдоль макро- и микротрещин отмечаются многочисленные пустоты выщелачивания, что приводит к сильному изменению их раскрытости (Рисунок 5.5) [Тумашов, 2013а].

Зернистые доломиты *котоджинской* свиты достаточно интенсивно перекристаллизованы (Рисунок 5.6 А). Особенностью их перекристаллизации является развитие сравнительно равномерно-зернистых тонко-мелкокристаллических агрегатов, стирающих первичные структурные признаки отложений. От форменных элементов в большинстве случаев сохраняются лишь реликты (Рисунок 5.6 Б). В первую очередь в зернистых доломитах перекристаллизовывался матрикс. В нижней части свиты перекристаллизация менее интенсивная, что обусловлено прослоями глинистых пород. Судя по соотношению реликтов форменных элементов к яснокристаллическому вмещающему агрегату, первоначально цемент был базального и базально-порового типов. Микритовые и микритово-зернистые доломиты чаще всего перекристаллизованы слабо с сохранением больших участков, где перекристаллизация отсутствует полностью [Тумашов, 2013а].



Рисунок 5.5 - Пустоты выщелачивания вдоль макро- и микротрещин

В породах свиты почти не отмечается фенестральных структур, характерных для нижележащих отложений, что обусловлено отсутствием строматолитовых типов. Перекристаллизация зернистых доломитов способствовала образованию многочисленных вторичных пор выщелачивания (Рисунок 5.7).

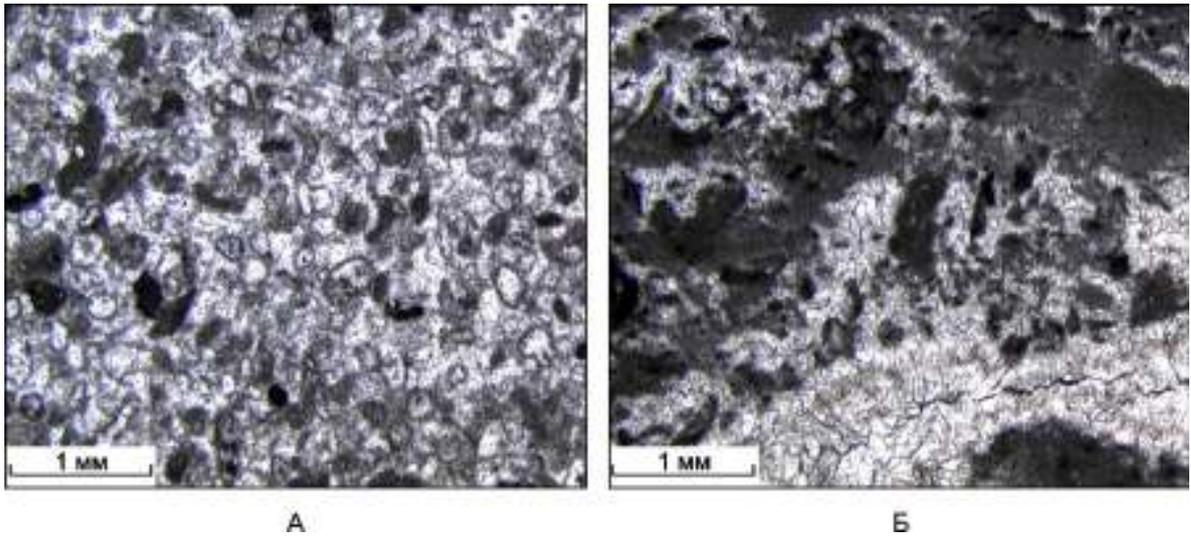


Рисунок 5.6 - Влияние процессов перекристаллизации на отложения котоджинской свиты: А - равномерная перекристаллизация зернистых доломитов; Б - пятнисто-прожилковая перекристаллизация в микритоно-зернистых доломитах

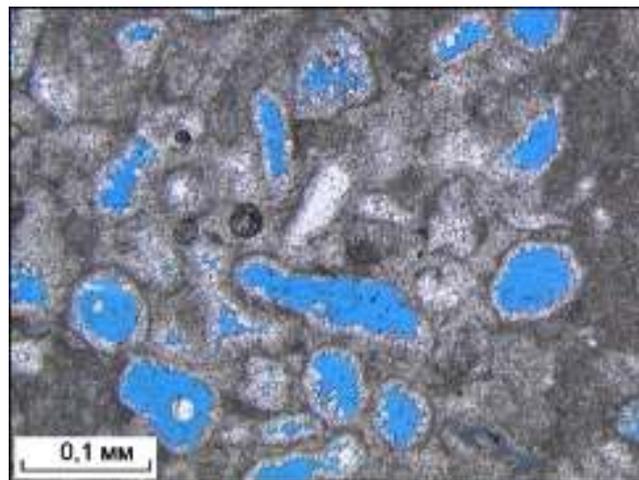


Рисунок 5.7 - Вторичные поры выщелачивания в отложениях котоджинской свиты (окрашены)

В породах широко развита трещиноватость. Судя по более полным выходам керна и меньшей его фрагментации, интенсивность этого процесса относительно пойгинской свиты снижается. Среди закрытых трещин преобладают трещины, выполненные углеродистым веществом, доломитовое заполнение в отличие от пойгинской свиты встречается реже (Рисунок 5.8, 5.9). По трещинам часто развиваются каверны выщелачивания.

Еще одной особенностью постседиментационных изменений *котоджинской* свиты является широкое развитие стилолитизации, практически отсутствующей в пойгинской свите. Встречаются как зубчатые стилолиты, так и уплощенные микростилолиты (Рисунок 5.10).



Рисунок 5.8 - Закрытые трещины, выполненные углеродистым веществом

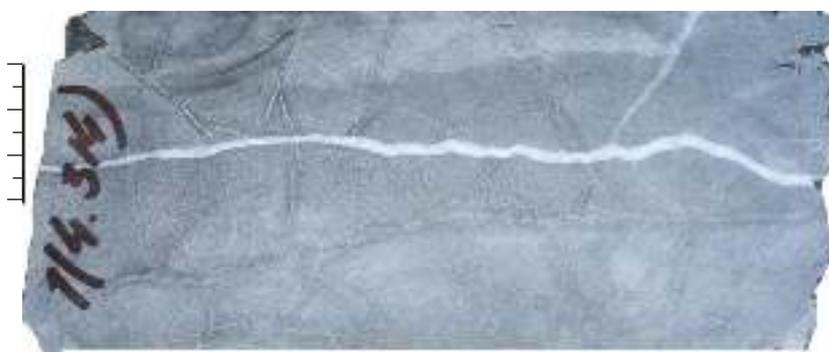


Рисунок 5.9 - Доломитовое заполнение трещин

К стилолитам часто приурочены каверны выщелачивания (Рисунок 5.11). Стилолиты и связанные с ними каверны часто выполнены углеродистым веществом. Общее содержание переотложенного углеродистого вещества по петрографическим данным может достигать в отдельных участках (самая верхняя часть свиты) 3-4%.

Райгинская свита. Из постседиментационных изменений наиболее интенсивно проявилась только перекристаллизация. Сохранность седиментационных и биогенных структур в перекристаллизованных известняках различная, но в целом слабая. Нередко от форменных элементов остаются «тени», скелетные обломки часто сохраняют четкие контуры при раскристаллизованной внутренней части. Размерность карбонатных обломков может быть реконструирована по сопутствующему силикокластическому материалу. Он представлен кварцем, мусковитом, полевым шпатами, биотитом. Содержание изменчивое, в отдельных случаях оно достигает 15-20%. Как уже отмечалось, карбонатные породы нижней, как и средней, подсвиты сильно перекристаллизованы вплоть до полного уничтожения первичной структуры.

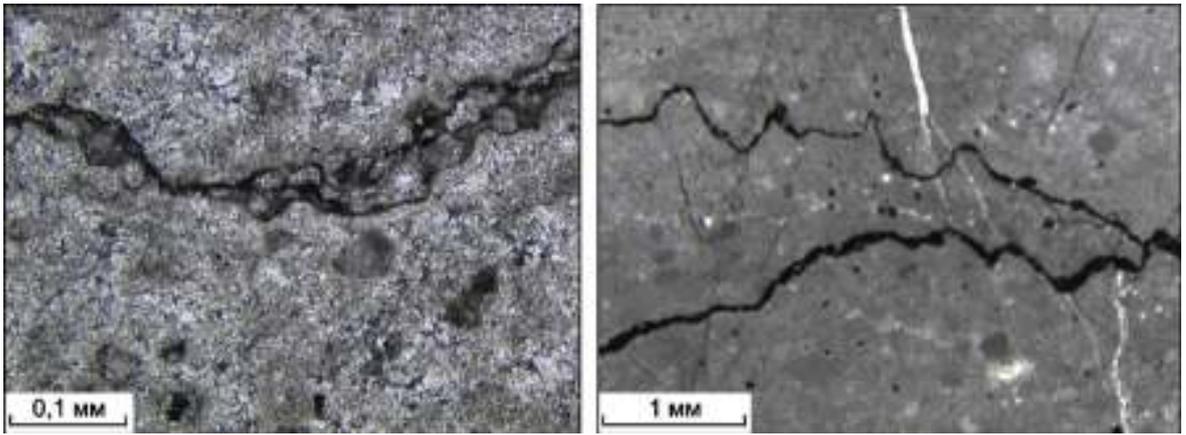


Рисунок 5.10 - Уплощенные и зубчатые стилолиты в отложениях котоджинской свиты

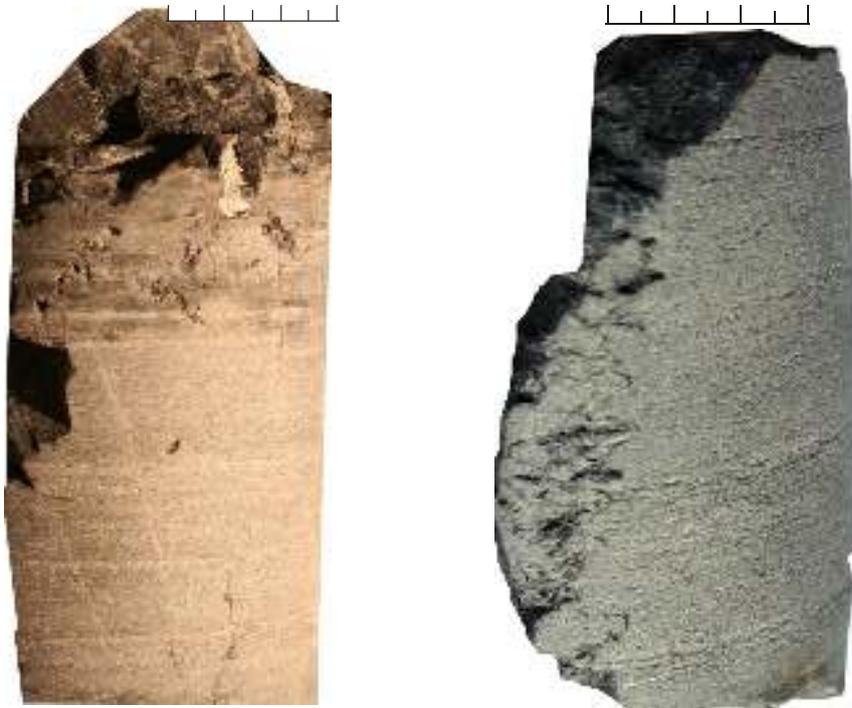


Рисунок 5.11 - Каверны выщелачивания, развивающиеся по трещинам и стилолитам в отложениях котоджинской свиты (цилиндрическая поверхность керна)

При перекристаллизации происходило перераспределение содержавшегося органического вещества. Оно концентрируется в мелких линзочках, в реликтах водорослевых образований, стилолитах и образует агрегаты сложного кружевного строения (Рисунок 5.12).

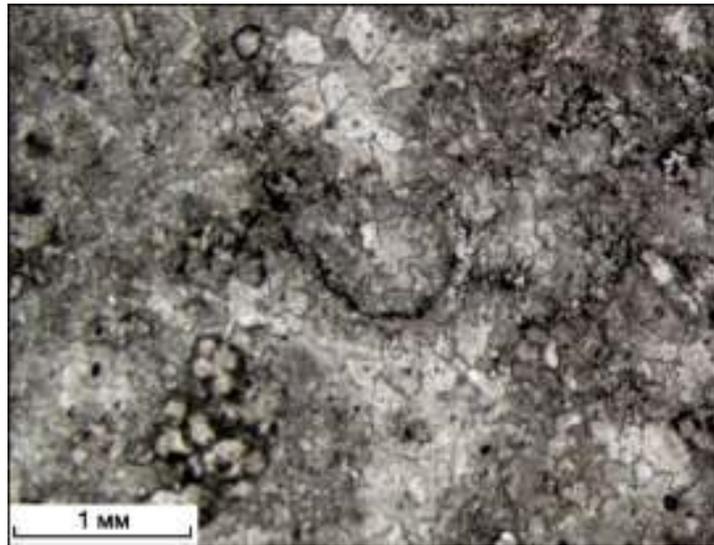


Рисунок 5.12 - Концентрация органического вещества в реликтах водорослевого образования

К участкам, обогащенным глинистым и органическим веществом, вытесненным при перекристаллизации, приурочена доломитизация.

Для средней подсвиты *райгинской* свиты перекристаллизация известняков неоднородная по всему разрезу, с изменением кристалличности от крупных пластинчатых агрегатов до мелкокристаллических. Перекристаллизация бывает настолько сильной, что происходит будинаж или деформация близлежащих мелких слойков алевро-аргиллитов. В результате перекристаллизации в известняках полностью исчезают первичные седиментационные структуры, часто происходит перераспределение углеродистого вещества. Оно концентрируется в виде сложной формы агрегатов (звездчатых, кружевных), заполняет межкристаллическое пространство, концентрируется в зубчатых стилолитах. В менее перекристаллизованных известняках сохраняются признаки градационной, пологоволнистой, тонкой параллельной слоистости, кластических микродаек с внедрением материала как вверх, так и вниз.

Для верхней подсвиты характерна незначительная микропятнистая перекристаллизация и слабая доломитизация.

Доломиты *вездеходной* толщи скв. Вездеходная - 3,4 слагаются плотно прилегающими кристаллами, как правило, неправильной формы и лишь в порах и кавернах они имеют ромбоэдрические очертания. Породы часто характеризуются тонкой, прерывистой слоистостью, обусловленной чередованием в разной степени перекристаллизованного карбонатного материала. Характер перекристаллизации неправильно полосчатый, прерывистый и гнездовидный. Основной объем карбонатного материала представлен неправильными кристаллами доломита размером 0,05-0,1 мм. Более перекристаллизованные участки гнездовидной и слегка вытянутой линейной формы размером до 1,8-2,0 мм сложены мелко-

среднекристаллическим доломитом. Текстуры пород очень сходны с глазковыми фенестральными текстурами или текстурами типа «птичий глаз». Часто центральные части полостей не полностью выполнены цементом, в результате чего остаются открытые поры инкрустированные кристаллами доломита ромбоэдрической формы. Также в породах обнаруживаются текстуры, морфологически напоминающие типичные текстуры типа строматактис (Рисунок 5.13).

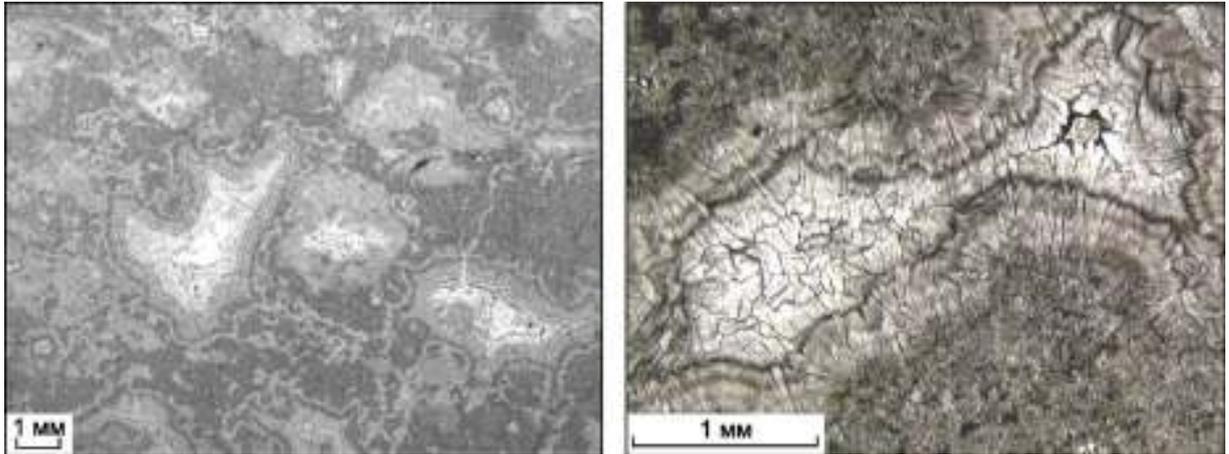


Рисунок 5.13 - Разнокристаллические перекристаллизованные кавернозные доломиты вездеходной толщи скв. Вездеходная-4

Цементация в данных породах, происходящая на начальных стадиях диагенеза, привела к формированию как разнокристаллических агрегатов, так и монокристаллов, при этом вначале выделялись агрегаты волокнистых кристаллов, в виде крустификационного цемента, после этого развиваются призматические и друзовые агрегаты, образующие каемки инкрустации, и, наконец, остаточное пустотное пространство залечивается мозаичным средне-мелкокристаллическими таблитчатыми агрегатами или монокристаллами, а также нередко остается открытым. Монокристаллы в одних случаях возникают как следствие простого выпадения вещества из поровых растворов, а в других - в результате разрастания в пустоте монокристаллов. Вероятно, на следующих стадиях диагенеза и в эпигенезе в процессе перекристаллизации произошло укрупнение кристаллов, благодаря чему тонко- или среднекристаллические агрегаты, состоящие из хорошо и частично ограненных кристаллов, заместились более крупными ксеноморфными и гипидиоморфными. При этом, зачастую, сохраняются первоначальные структуры и текстурные особенности породы, что, в свою очередь, указывает на процессы ранней доломитизации, где агрегаты доломита наследуют и подчеркивают первоначальные структурно-текстурные характеристики отложений, реликты явно водорослевой структуры. Текстуры типа строматактис широко распространены в породах, как в верхней, так и в нижней половине доломитовой толщи. Вторичные пустоты

выщелачивания носят унаследованный характер и приурочены к центральным частям этих структур. Поры и каверны, выполненные изопахитовыми (агатопоподобными) корочками, могут занимать до 30-40% объема породы и иметь размер от долей мм до 1,0-1,5 мм в длину, наиболее крупные пустоты могут достигать 2,0-3,0 мм и более. По напластованию они часто соединяются между собой тонкими подводщими каналцами, что нередко очень хорошо видно при изучении шлифов.

Отложения, выполняющие вендский разрез в скв. Аверинская-150, сложены чередованием зернистых доломитов и тонкослоистых пакетов, состоящих из слоев ангидрит-доломитовых, доломит-ангидритовых, ангидритовых и алеврито-доломито-ангидритовых пород. Кроме процессов перекристаллизации и стилолитизации, широко проявлены процессы вторичной засоленности, окремнения и ангидритизации.

Доломиты представлены в основном зернистыми типами, микрит-микробиальными и сгустково-комковатыми. Зачастую процессы общей фоновой перекристаллизации затушевывают структурно-текстурные особенности пород. Размер кристаллических агрегатов составляет обычно 0,01-0,05 мм. Процессы перекристаллизации способствовали перераспределению тонкодисперсного битуминозного вещества, в результате породы имеют часто коричневые оттенки. Концентрация битуминозного вещества в виде черных пленок происходит на поверхностях напластования, в микротрещинно-стилолитовых зонах и довольно редко в межкристаллическом пространстве тонкокристаллических новообразованных агрегатов. Среди доломитовых пород, также отмечаются неясно тонко-, микрослоистые биоморфные пластово-строматолитовые типы, которые представлены тонкокристаллическими слабо перекристаллизованными породами с признаками тонко-, микрослоистого строения.

Прослои пород существенно ангидритового состава значительно уступают в своей распространенности доломитам. Постседиментационные преобразования ангидритовых пород сводятся к широко проявленной тонкокристаллической перекристаллизации их наиболее чистых прослоев, а также достаточно редкому появлению пятнистых желваковых сегрегации различного размера (первые мм, редко до первых см) кристаллического ангидрита, халцедона и агрегатов смешанного ангидрит-кремнистого состава. Также в рассматриваемом разрезе отмечается появление засоленных прослоев, что связано, по-видимому, с диагенетическими и постседиментационными преобразованиями. Тонкодисперсная примесь галита заполняет межзерновые и межкристаллические поры в карбонатах. В верхней части вендского разреза, в интервале 4464,0 - 4430,8 м среди доломитовых пород отмечаются пятнистые агрегаты халцедона, для которых характерны обломочно-крустификационные структуры и почковидные бугорчатые прерывисто-тонкослоистые текстуры. Толщина таких стратифицированных образований не превышает 15 см. Здесь же отмечаются многочисленные каверны и крупные

поры выполненные галитом. Причем галит часто занимает центральную часть каверн, а периферийную - халцедон.

КЕМБРИЙ

В отложениях *чурбигинской* свиты, как в скв. Восток-1, так и в Восток-3, процессы перекристаллизации проявлены крайне слабо из-за обогащения глинисто-углеродистым материалом. В породах в результате перекристаллизации происходит перераспределение углеродистого вещества (Рисунок 5.14). Также здесь отмечается процессы вторичной доломитизации. Доломит присутствует чаще всего в виде мелких изолированных друг от друга ромбоэдров. Фиксируются стилолиты, которые выполнены глинисто-органическим веществом.



Рисунок 5.14 - Перераспределение углеродистого вещества в перекристаллизованном известняке

Среди нодулярных известняков развита микропятнистая (глазковая) перекристаллизация, реже прожилково-пятнистая. Редко встречаются мелкие зубчатые стилолиты. Кроме этого, встречаются довольно редкие трещины, открытые и залеченные кальцитом.

Пайдугинская свита характеризуется повышенным содержанием углеродистого вещества, замедляющего, как известно, вторичные преобразования. Карбонатный материал обычно встречается в виде иловой примеси. Иногда наблюдаются мелкие хорошо окристаллизованные ромбоэдры доломита. По остаткам кремнистых организмов развиваются кремнистые микрожелваковые конкреции часто с примесью пирита и кальцита. Углеродистое вещество создает неотчетливые по форме микролинзочки повышенной концентрации, либо неравномерно пропитывает породу, окрашивая ее в коричневый цвет (Рисунок 5.15).

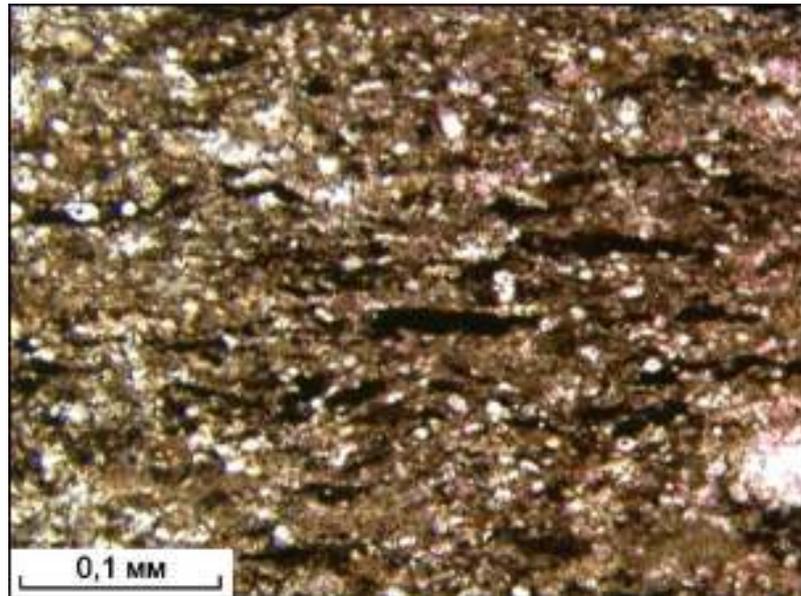


Рисунок 5.15 - Микролинзочки повышенной концентрации углеродистого вещества

Пуджелгинская свита представлена относительно равномерным чередованием нодулярных известково-аргиллитовых пород, и зернистых известняков (см. Гл.3). В целом по структурно-текстурным характеристикам и породным ассоциациям отложения подобны, отмечаемым в чурбигинской свите. Постседиментационные преобразования пород *пуджелгинской* свиты скв. Восток-1 развиты сравнительно слабо. К ним относится появление редких стилолитов, иногда встречающаяся раскристаллизация цемента и более редкая частичная микропятнистая перекристаллизация, не имеющая массового характера. Вторичные преобразования нодулярных известково-аргиллитовых пород связаны с незначительной микропятнистой перекристаллизацией микритовых известняков и появлением окристаллизованных ромбоэдров доломита в прослоях и цементе карбонатно-алевритоглинистых пород. Отмечаются интервалы, где доломит образует пятнообразные участки (от 5 до 20 мм) хорошо окристаллизованных агрегатов. Характерной чертой существенно глинистых прослоев является существование густой сети мелких открытых субгоризонтальных трещин. Здесь также устанавливаются редкие вертикальные трещины, заполненные кристаллическим кальцитом.

Поделгинская свита разбивается на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита сложена относительно однородными массивными песчаными доломитами. Среди вторичных процессов наиболее развиты процессы перекристаллизации карбонатных пород. Зачастую карбонатный материал перекристаллизован до мелко-среднекристаллических агрегатов. В верхней подсвите породы представлены чередованием ангидритистых слабо глинистых доломитов и тонкокристаллических ангидритисто-доломитовых прослоев. Для ангидритистых доломитов характерна неравномерная послойная пропитка черным битуминозным веществом.

Тонкокристаллический ангидрит достигает в данных породах до 25 % и распределяется в тонкокристаллической основной доломитовой массе. Также среди пород наблюдаются признаки сульфатной тектоники - следы оползания мягкого осадка, кластические дайки, завихрения слоев. Для зернистых доломитов отмечаются неоднородная перекристаллизация цемента и форменных элементов. Также характерна неравномерно пятнистая пропитка битуминозным веществом, которое выполняет межкристаллическое пространство и придает породе сгустково-узловатую текстуру. Ангидрит в данных породах развивается в виде микрокристаллических агрегатов и более крупных кристаллических выделений, зачастую выступает в роли цемента в межводорослевом пространстве. В отдельных прослоях наряду с крупными кристаллическими выделениями ангидрита появляются такие же по форме пойкилитовые кристаллы кальцита.

Отложения нижней части *кондесской* свиты представлены тонкослоистым переслаиванием песчаных известняков, песчаников известковых и известковистых алевро-аргиллитов. Верхняя часть свиты сложена ассоциациями пород схожими с ассоциациями, которые были отмечены, ниже, в *пуджелгинской* свите. Породы представлены относительно равномерным чередованием зернистых микрит-микробильных, комковатых, интракlastо-пизолито-оолитовых, водорослевых известняков, нодулярных известково-аргиллитовых пород и более однородных субгоризонтально-тонкослоистых глинистых известняков (см. Гл.3). В зернистых комковато-пизолито-оолитовых известняках процессы перекристаллизации проявились наиболее интенсивно. Постседиментационные преобразования оолитовых пород сводятся к тонкокристаллической перекристаллизации межформенного пространства. В более редких случаях перекристаллизация затрагивает и форменные элементы. Оолиты часто имеют концентрически-сферолитовое строение. В их центральных частях иногда обнаруживаются округлые монокристаллы. Прилегающая часть прозрачного кальцитового цемента часто имеет сферолито-крустификационное строение. Также при перекристаллизации наблюдается переотложение по контурам оолитовых зерен черного углеродистого вещества. Местами появляется ангидрит в виде скелетных кристаллов и изредка пирит. Последний, как и углеродистое вещество нередко подчеркивает реликтовые формы оолитов.

Вторичное изменение зернистых известняков *шеделгинской* свиты носит локальный характер. Среди зерен широко распространены в различной степени перекристаллизованные оолиты, пизолиты, интракlastы, микрит-микробильные сгустки и обломки, представленные фрагментами водорослевых образований и раковин. В породах наблюдается отставание перекристаллизации форменных компонентов от матрикса. Отмечаются редкие макропрожилковые и пятнистые выделения мелкокристаллического доломита на фоне тонкокристаллический кальцитовый основной массы. Зерна зачастую имеют коричневатый

оттенок за счет пропитки тонкодисперсным битумным пигментом. Также отмечаются крупные разно амплитудные стилолитовые швы и стилолитоподобные прослои до 5 мм, выполненные черным битуминизным веществом. К более редким явлениям относятся замещение оолитовых известняков агрегатами ангидрита.

Отложения *пыжинской* свиты характеризуются тонким переслаиванием серых с вишневыми и зелеными оттенками ангидритовых карбонатно-терригенных пород и терригенно-карбонатных прослоев. Зеленая и ярко бордовая, вишневая окраска, имеющая нередко пятнистое распространение, обусловлена локально проявленными процессами окисления и восстановления окисных форм железа (Рисунок 5.16).



Рисунок 5.16 - Пестроцветность пыжинской свиты

Отмечаемые среди пород прослои зернистых известняков наиболее часто по сравнению с другими подвержены постседиментационным изменениям. Наиболее распространенным является перекристаллизация исходного базального цемента в микро-, тонкокристаллические агрегаты прозрачного кальцита. Часто отмечается и перекристаллизация зерен, в результате, порода превращается в тонкокристаллический известняк с просвечивающимися «теньями» оолитов. Также фиксируются тонкие (0,5 см) розовые диагенетические прослои ангидрита.

Породы *оксымской* свиты скв. Восток-4 достаточно сильно переработаны постседиментационными процессами, к наиболее важным из которых относятся перекристаллизация, выщелачивание, ангидритизация, окремнение, стилолито- и трещинообразование.

Перекристаллизация достаточно интенсивная, в большинстве случаев с практически полной утратой первичной структуры, которая угадывается по «теневым» реликтам микритовых комков, вероятно водорослевого генезиса. Процессы перекристаллизации доломитов сопровождалась перераспределением седиментационного и диагенетического ангидрита, в меньшей степени кремнистого вещества.

Поры и каверны в доломитах также приурочены к наиболее перекристаллизованным участкам (Рисунок 5.17).



Рисунок 5.17 - Каверны в перекристаллизованных доломитах оксымской свиты

Каверны, как правило, преобладают по объему над порами. Форма каверн сложная, обычно формируется густая сеть микротрещинок, соединяющих их между собой и обеспечивающая проницаемость пород. Общая пористость и кавернозность в отдельных участках достигает 50% и доломиты приобретают ноздреватый облик. Чаще встречаются породы с кавернозностью и пористостью от первых до 10%. Размер каверн, как правило, составляет от первых мм до 10 мм. Каверны и поры имеют неровную поверхность, обусловленную выступающими крупными кристаллами доломита. В менее распространенных кавернах и порах выщелачивания внутренняя поверхность их более ровная за счет растворения кристаллических агрегатов доломита. Мелкие кристаллические выделения ангидрита, часто полностью запечатывают каверны и часто заполняет поры. В участках наибольшей кавернозности отмечается мелкие сгустковые выделения углеродистого вещества.

В нижней части разреза свиты строматолитовые перекристаллизованные доломиты сильно окремнены. Кремнистое вещество встречается в виде конкреций или замещает строматолитовые слойки (Рисунок 5.18). Наблюдаются кремневые конкреции, многослойные выделения халцедона и кварца, выполняющие каверны, в микрофитолитовых доломитах. Часто по периферии пустот развивается мелкокристаллические агрегаты кварца, а остаточное пустотное пространство выполнено многослойными выделениями халцедона или залечено крупными монокристаллами кальцита.



Рисунок 5.18 - Кремнистое вещество замещает строматолитовые слойки

Ангидрит часто развивается по кавернам и секущим трещинам, образуя крупнокристаллические выделения, занимающие как вертикальное, так и согласное со слоистостью залегание. Встречаются крупные (около 10 см) выделения белого слоистого ангидрита (седиментационного), который в разной степени перекристаллизован.

Для доломитов также характерно проявление специфической трещиноватости, ориентированной параллельно, редко косо к наслению («зевровые» породы по Уилсону, 1980). Более редки вертикальные тектонические трещины. Вдоль трещин различного направления развиваются мелкие удлиненные полости.

Породы часто стилолитизированы. В широко распространенных стилолитах, а также в виде плёнок по трещинам и на поверхности каверн наблюдаются сгустковые выделения черного блестящего полупластичного углеродистого вещества (Рисунок 5.19).



Рисунок 5.19 - Стиллиты, выполненные глинисто-органическим веществом

Верхнеоксымская подсвета. Перекристаллизация наиболее интенсивно проходила в водорослевых (микрофитолитовых и строматолитовых) доломитах. Первичная структура распознаваема по реликтам. Видны гранулированные, перекристаллизованные остатки неопределенных раковин. Фиксируются колонии синезеленных водорослей со сгустковой микроструктурой. Здесь устанавливаются признаки пятнистой, прожилково-пятнистой перекристаллизации и появления более позднего ангидрита. Пространство между колониями сложено яснокристаллическим кальцитом. Микритовые и глинистые доломиты средней части подсветы перекристаллизованы незначительно.

Широким распространением пользуется ангидрит. Часто мелкие кристаллы ангидрита образуют прослои в ангидрит-доломитовой породе. Также фиксируются длиннопризматические эпигенетические кристаллы ангидрита, заполняющие каверны в микритовых доломитах.

Породы подвержены окремнению. Встречается кремневые конкреции с отчетливым концентрическим строением, внутри конкреций заключены частично перекристаллизованные реликты сине-зеленных водорослей. Агатоподобный халцедон, выполняет каверны в тонко-мелкокристаллическом доломите (Рисунок 5.20).

Трещиноватость приурочена к микрофитолитовым разновидностям. Наблюдаются диагенетические и эпигенетические микротрещины, обычно ветвящиеся, с неровными извилистыми стенками, имеют незначительную протяженность и затухают в пределах отдельных слоев (шлифа). Эти трещины проходят между зернами, форменными образованиями и огибают их. Они часто заполнены глинистым, глинисто-органическим веществом, кальцитом, ангидритом. Часто наблюдаются стиллиты выполненные углеродистым веществом.

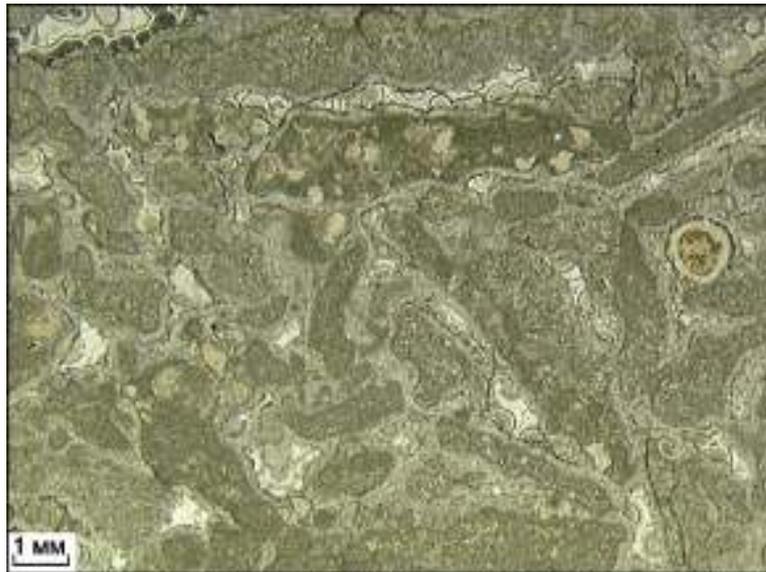


Рисунок 5.20 - Агатоподобный халцедон в тонко-мелкокристаллическом доломите

Наряду с трещиноватостью в породах подсветы появляются участки развития пор и мелких каверн, связанных с перекристаллизацией и процессами выщелачивания. Мелкие полости выщелачивания развиваются и по субпараллельным литогенетическим трещинам.

Постседиментационные преобразования в тыйской свите скв. Восток-4 выражаются в появлении местами в известковых прослоях пятнистой доломитизации, редких линзочек кремней, мелкокристаллического ангидрита.

Доломитизация обычно развивается постепенно с появлением вначале разрозненных ромбоэдров доломита и усилением когда развиваются агрегаты, сложенные «кашей» изолированных ромбоэдров одного размера (Рисунок 5.21).

Ангидрит развивается по субгоризонтальным, согласным со слоистостью залеганием, и секущим трещинам. Встречается крупные выделение белого крупнокристаллического ангидрита (текстура «вигвама») [Уилсон, 1980]. Текстуры, очевидно, обусловлены расширением породы в период гидратации ангидритовых прослоев или ростом кристаллов, а также, возможно, экстремальными колебаниями температуры. Наблюдаются породы существенно ангидритового состава окрашенные в серый, светло-коричневый цвет. Ангидрит часто присутствует в виде коричнево-серых крупных желваков (3-5 см). Кроме этого фиксируются единичные ангидритовые прослои 10-20 см, для которых характерны разномасштабные плейчатые текстуры, возможно, они являются результатом диагенетической «сульфатной тектоники». Вследствие больших глубин залегания (более 4300 м) следов присутствия гипса не обнаружено. На его первичное существование в осадках могут указывать тонкокристаллические агрегаты ангидрита с сильно уплощенными вытянутыми кристаллами.

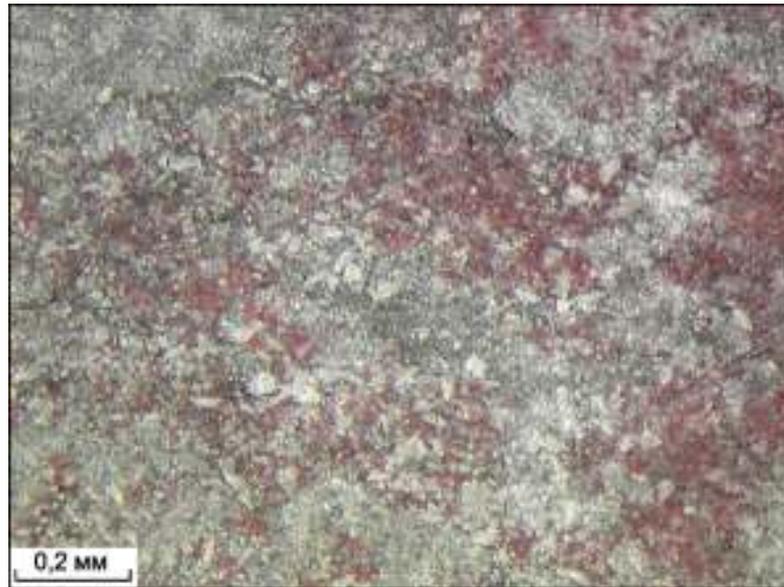


Рисунок 5.21 - Ромбоэдры доломита в известняке

Новообразованные кристаллические агрегаты ангидрита, как правило, имеют светлую до белой окраску и средне-, крупнокристаллические структуры. Кроме пятнистых кристаллических агрегатов ангидрита часто встречаются его прожилки согласного и секущего характера.

В породах наблюдается светло-серые пятнообразные, желваковые и линзовидные окремненные участки. Широко развиты агрегаты кремнистого вещества темно-коричневой или голубовато-светло-серой окраски. Халцедон и микрокристаллический кварц замещают отдельные ламины, либо встречаются в виде лепешковидных, линзовидных конкреционных образований размером в первые см. Кремнистые прослои и линзы могли возникать одновременно с диагнезом гипсосодержащих отложений, а также на более поздних стадиях за счет метасоматического замещения ангидрита и доломита [Тумашов, 2013а].

Стилолиты выполнены глинистым, глинисто-органическим веществом и имеют в основном бугорчато-зубчатую форму (Рисунок 5.22). Большая часть приурочена к интервалам пород, где проявлено брекчирование.

Аверинская свита скв. Восток-4. Наиболее интенсивная перекристаллизация и доломитизация отмечается в микрит-микробиальных и строматолитовых известково-доломитовых породах. При микроскопическом изучении наблюдаются водорослевые комки различной формы и размера в сферово-сгустковых узорчатых известковистых доломитах. Кристаллы доломита (<0,25 мм) гипидиоморфной или ксеноморфной формы развиваются по комкам, сгусткам водорослевого происхождения и по межводорослевому пространству (Рисунок 5.23).



Рисунок 5.22 - Бугорчато-зубчатые стилолиты, выполненные глинисто-углеродистым веществом



Рисунок 5.23 - Гипидиоморфные, ксеноморфные кристаллы доломита, развивающиеся по комкам и сгусткам водорослевого происхождения

Ангидритизация в отложениях проявлена неравномерно. Вверх по разрезу наблюдаются сильно ангидритизированные породы с узорчатой структурой, переслаивающиеся с тонкими прослоями ангидритовых аргиллитов и доломитов. Отмечаются линзовидные выделения темно-коричневого кремнистого вещества.

Трещиноватость наиболее ярко проявилась в ангидрит-известково-доломитовых брекчиях. Местами наблюдаются изменения брекчий, выражающиеся в появлении рыхлой

землистой карбонатно-глинистой массы белесого цвета с реликтами обломков карбонатных пород. Отмечаются ярко проявленные участки тектонической нарушенности отложений с появлением зон милонитизации, дробления, многочисленных мелких зеркал скольжения, тектонических «закатышей» по наиболее устойчивым седиментационным обломкам. Трещины наклонные и субгоризонтальные, часто сообщающиеся между собой. Наблюдаются редкие мелкозубчатые стилолиты с чёрным углеродистым веществом (Рисунок 5.24).

В верхнеаверинской подсвете перекристаллизация в строматолитовых и зернистых карбонатных породах как правило фоновая, редко пятнисто-прожилковая с сохранением первичной структуры.

Ангидрит представлен двумя генерациями. Преобладает седиментационный (раннедиагенетический) ангидрит, который развивается по всей породе в виде неправильных пятен, мелких желваков коричневатого цвета. Более поздний ангидрит образует крупные выделения (до 1 см) белого цвета. Также ангидрит часто развивается по отдельным ламинам строматолитов.



Рисунок 5.24 - Зубчатые стилолиты, выполненные черным углеродистым веществом

По всему разрезу встречаются как субгоризонтальные (зубчатые), так и субвертикальные стилолиты с чёрным углеродистым веществом в шовных зонах.

Отложения *кольчумской* свиты скв. Воск-4 представлены чередованием ассоциаций пород, которые сложены доломитовыми тонкослоистыми микритовыми, микритово-зернистыми и более темными глинисто-микритовыми слойками. Зернистые известняки представлены микрит-микробиальными сгустково-комковатыми, оолитовыми разновидностями и подобны водорослевым микрит-микробиальным отложениям нижележащих комплексов. Для пород характерна пятнистая и узловато-комковатая текстура,

связанная с водорослевым генезисом и колониальными реликтово-водорослевыми структурами. Постседиментационные изменения связаны с доломитизацией, раскристаллизацией микритового базального цемента и выщелачиванием пород. В большинстве случаев цемент раскристаллизован до тонко-мелкокристаллических агрегатов кальцита. На более поздних стадиях получила развитие пятнистая «узорчатая» перекристаллизация со сложными извилистыми контурами «пятен» размером в первые см, которая нередко подчеркивает узловато-комковатую текстуру породы.

Широко распространены в межводорослевом пространстве мелкие каверны и поры, как заполненные кристаллическим кальцитом, так и полые. Их размер изменяется от долей и первых мм до 20 мм. Наиболее крупные пустоты, выполненные кальцитом, практически не отличаются от пятнистых агрегатов перекристаллизации. Характерно присутствие многочисленных зубчатых и уплощенных стилолитов с выделениями углеродистого вещества. Также отмечается появление полосчатых зон (около 1 см) прерывистых микростилолитов и редкие порфиробласты ангидрита.

В отложениях *эвенкийской* свиты скв. Восток-4 из вторичных процессов отмечается широко развитая пятнистая и глазковая перекристаллизация, выщелачивание и развитие стилолитов в прослоях биоморфных доломитистых известняков. Наблюдаются пятна сплошной доломитизации по реликтам водорослевых структур, представленные ромбоэдрами доломита, в большинстве случаев в виде хорошо окристаллизованных агрегатов близкого размера - 0,05-0,07 мм. Также отмечаются неправильные извилистые структуры, которые подобны фенестрам, размером 0,2-0,5×0,2-1 см, выполненные светло-серым с голубым оттенком кристаллическим известковым материалом. Фиксируется характерная инкрустация идиоморфными кристаллами доломита внутренних поверхностей структур, а также ритмично-зональные корочки тонкокристаллического шестоватого доломита. В некоторых структурах центральная часть является открытой, из-за чего порода становится тонкопористой. Подобные структуры были отмечены в пойгинской свите скважины Восток-3, вездеходной толще скв. Вездеходная-3,4 и характерны, вероятно, для водорослевого биогермного тела. В средней подствите *эвенкийской* свиты также отмечаются прослой комковато-водорослевой известково-доломитовой породы с широким развитием фенестрово-глазковых структур, до 30-40% от общего объема, выполненных крупнокристаллическим прозрачным кальцитом. Здесь также отмечаются открытые поры и каверны размером 0,2×0,1-0,2 мм. Встречаются протяженные трещины с пленками углеродистого вещества. Зачастую неправильные водорослевые тела оконтуриваются стилолитоподобными швами. Также для пород характерно присутствие четко выраженных «мощных» (до 1 мм) разно амплитудных стилолитовых швов.

В породах *пыжинской* свиты в скв. Восток-4, как и для аналогичных отложений в разрезе скв. Восток-1, в виде согласных полос и секущих пятен развивается зеленая окраска, обусловленная постседиментационными процессами оглеения. Для зернистых прослоев характерна неравномерная перекристаллизация цемента и форменных элементов. Наряду с раскристаллизованным кальцитовым цементом встречаются реликты микритового исходного цемента. Зерна представлены сгустками, комками, а также оолитами, сложенными микритовой, местами раскристаллизованной массой. В оолитах нередко внешний концентрический слой имеет крустификационное строение. Широким распространением пользуются стилолиты с углеродистым заполнением шовных зон. Также по мелким трещинам развиваются прерывистые микростилолиты. В отложениях отмечается постоянная примесь ангидрита, как в тонкообломочной форме, так и в виде сегрегационных постседиментационных выделений.

В *усольской* свите нижнего кембрия, выделенной на территории исследования в разрезе скв. Аверинская-150 и Лемок-1, наиболее интенсивно проявились процессы ангидритизации и вторичной засоленности. По породному наполнению и текстурно-структурным характеристикам отложения свиты аналогичны породным ассоциациям *тыйской* свиты и *нижнеаверинской* подсвиты скважины Восток-4. Свита сложена чередованием каменной соли, и межсолевыми циклическими прослоями засоленных доломитов с примесью ангидрита, доломитовых микритово-зернистых известняков, пород смешанного глинисто-алеврито-ангидрито-карбонатного состава и ангидрита.

Карбонатные породы слабо подверглись процессам перекристаллизации. В большей степени данные процессы коснулись прослоев ангидритового состава и обломков ангидрита, заключенных в доломитовом матриксе. Наиболее развита микропятнистая и сплошная мелкокристаллическая общая перекристаллизация, нередко сильно затушевывающая первоначально обломочный облик. В наиболее крупнокристаллических агрегатах ангидрита появляется межкристаллическая пористость, обычно заполненная битумом или глинистым материалом. Ангидрит редко образует достаточно крупные (более 1 см) прослои и линзочки.

Появление галита и определенного количества ангидрита произошло в отложениях, по-видимому, еще на стадии диагенеза. Галит, как правило, заполняет седиментационные поры. Размер кристаллов, образующих в породе равномерную вкрапленность, значительно превышает размер окружающих обломков доломита и сульфатов. Вероятно, кристаллизация происходила из концентрированных иловых растворов. Форменные элементы в карбонатных зернистых ассоциациях также практически всегда содержат галит (от 5 до 25 %). Многие зерна оолитов имеют выщелоченную и заполненную галитом центральную часть. Кроме этого,

широко отмечаются в составе свиты и прослой засоленных строматолитовых известняков. [Научный ..., 2001 (Ф)].

Среди постседиментационных преобразований *туйской* свиты скв. Лемок-1 отмечаются процессы перекристаллизации, выщелачивания и стилолитообразование. В целом в карбонатных породах широко развита микропятнистая перекристаллизация, с которой обычно связывается межкристаллическая пористость. Размер пятен перекристаллизации, сложенных прозрачным тонко-мелкокристаллическим доломитом, изменяется от 0,2 до 0,4 мм. Чаще всего последние возникают на месте пятен перекристаллизации, выщелачивая их частично или полностью. Также отмечаются поры и каверны выщелачивания диаметром от 0,2-1 мм и до 1-2,5 мм. Поры имеют округлое, или близкое к этому сечение и удлиненную извилистую форму. Распределение пор выщелачивания неравномерное, часто пятнистое, облаковидное, изменяется от долей до 5-7 %. В целом, поры выщелачивания чаще встречаются в зернистых доломитах. Поры практически всегда открытые. Сравнительно редко встречаются мелкие каверны (2-5 мм) и поры (0,2-1 мм) залеченные ангидритом и доломитом.

Стилолиты широко распространены в отложениях. Они имеют сложную зубчатую форму и толщину до 0,2 мм. Нерастворимый остаток в стилолитах представлен, главным образом, черным углеродистым веществом.

Породные ассоциации *бельской* свиты скв. Аверинская-150 аналогичны таковым в верхнеоксымской подсвите скважины Восток-4. Постседиментационные преобразования карбонатных пород сводятся к слабой фоновой перекристаллизации, появлению микротрещиноватости и стилолитизации, развитию вторичных минералов в виде порфириобласт доломита, ангидрита. В верхней части свиты к постседиментационным преобразованиям зернистых типов карбонатных пород относится заполнение на ранних стадиях литогенеза межзернового пространства галитом, а также более поздние выделения крупнокристаллического галита, развивающегося по ветвящимся прерывистым трещинам и кавернам, появление редких мелкопятнистых агрегатов кальцит-халцедонового состава и редких порфириобластовых выделений ангидрита и доломита. К поверхностям напластования и мелким трещинам иногда приурочены пленки черного битума толщиной до 0,5 мм. В перекристаллизованных породах иногда в межкристаллическом пространстве появляется битуминозное вещество.

Таким образом, в результате исследования было установлено, что определяющую роль при формировании пористости и проницаемости в карбонатных отложениях венда сыграли постседиментационные преобразования, такие как перекристаллизация, выщелачивание, стилолито- и трещинообразование. Формирование результирующих ФЕС в кембрийском разрезе контролировалось, главным образом, окремнением, ангидритизацией, галитизацией,

выщелачиванием и трещинообразованием. Интенсивность этих процессов определялась вещественным составом и структурно-текстурными особенностями пород, связанными с условиями седиментогенеза.

Наибольшее развитие постседиментационные изменения получили в зернистых и биоморфных карбонатных породах, первичные фильтрационно-емкостные свойства которых были достаточно высокими. Широкое развитие вторичных пор и каверн по наиболее перекристаллизованным участкам этих типов пород в совокупности с многочисленными пустотами выщелачивания по трещинам и стилолитам привели к увеличению пустотного пространства и формированию высокопористых и проницаемых интервалов в этих отложениях.

Процессы перекристаллизации, окремнения, ангидритизации и галитизации привели к снижению емкости и проницаемости пород. С другой стороны, породы стали более хрупкими, что способствовало развитию проницаемых трещиноватых зон. Последующее выщелачивание по трещинам в большинстве случаев привело к образованию вторичных пор и каверн [Тумашов, 2013а].

Глава 6. ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ, КОЛЛЕКТОРЫ И ФЛЮИДОУПОРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ

Фильтрационно-емкостные свойства коллекторов, развитие кавернозности и трещиноватости во многом обусловлены структурно-генетическими особенностями пород, их вещественным составом и постседиментационными изменениями. Определенные в лабораторных условиях данные (по суммарной пористости, проницаемости и отчасти по трещинной емкости) характеризуют только плотную часть породы – матрицу. Собственно, каверновая и трещинная пористость пород по керну не определяется. Плотность, акустические и электрические свойства, замеренные в атмосферных условиях, скорее всего, сильно отличны от пластовых за счет образования микротрещин при снятии давления, что выявляется при исследованиях керна [Багринцева, 1977].

Таким образом, вывод о развитии в венд-кембрийском разрезе коллекторов различных типов делается на основании макроописания керна, данных о низком выходе керна, интенсивном поглощении промывочной жидкости и упругих волн в таких участках разреза, расхождений коэффициентов пористости, рассчитанных разными методами по ГИС и керну. Типизация карбонатных коллекторов проведена согласно классификации Багринцевой К.И. (1977, 1989) [Багринцева, 1977; Атлас..., 2003].

В скважине **Восток-3** наибольшее развитие постседиментационные изменения получили в зернистых и строматолитовых (ламинитовых) доломитах *котоджинской* и *пойгинской* свит венда, первичные фильтрационно-емкостные свойства которых были достаточно высокими. Основное влияние на формирование пустотного пространства рассматриваемых отложений оказало развитие вторичных пор и каверн выщелачивания по наиболее перекристаллизованным участкам, а также трещинам и стилолитам (см. Гл. 5). Пористость и проницаемость матрицы по петрофизическим данным в *пойгинской* свите несколько ниже, чем в *котоджинской*. Однако по данным литологического изучения пород на качественном уровне установлено, что содержание пор и каверн в *пойгинской* свите (10-20%) более высокое, чем в *котоджинской* свите (10-15%). Этот факт объясняется тем обстоятельством, что в *котоджинской* свите преобладают поры (Рисунок 6.1), а в *пойгинской* свите большой объем пустотного пространства приходится на каверны (Рисунок 6.2) (при обработке керна крупные каверны, как правило, не сохраняются). В целом же открытая пористость матрицы пород обеих свит незначительна, преобладают значения $\leq 5\%$. Диапазон изменения пористости - от 0,6 до 2,6 %, а проницаемости от $\leq 0,001$ до $0,2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Невысокие фильтрационно-емкостные свойства матрицы обусловлены интенсивной перекристаллизацией и выполнением пустот доломитом, которые значительно

усложнили строение порового пространства карбонатных пород. Трещиноватость развита очень широко в обеих свитах, но, судя по более полным выходам керна и меньшей его фрагментации, ее интенсивность в котоджинской свите снижается. Значения пористости матрицы пород в котоджинской свите изменяются от 0,1 до 2,8 %. Диапазон изменения проницаемости от тысячных долей до $0,7 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Конторович и др., 2011a]. Однако, отмечаются редкие маломощные прослои с пористостью до 16,2 % и проницаемостью до $63,4 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Тумашов, 2014].



Рисунок 6.1 - Поры в породах котоджинской свиты



Рисунок 6.2 - Каверны в породах пойгинской свиты

В процессе испытания интервалов, сложенных породами данных свит были получены многочисленные притоки воды. Всего в скв.Восток-3 было испытано семь объектов, в пяти случаях был получен приток пластовых вод дебитом от 8,9 до 33,9 м³/сут. (Таблица 6.1).

Таблица 6.1 - Данные о притоках в венд-кембрийских отложениях скважин Восток–1 и Восток–3

Скважина/№ объекта	Интервал перфорации	Возраст отложений	Данные о притоке
Восток 1/1	4950,0-4970,0	Є ₁	«Сухой»
Восток 1/2	4932,0-4942,0	Є ₁	«Сухой»
Восток 1/3	4794,0-4802,0	Є ₂	«Сухой»
Восток 1/4	4301,0-4312,0	Є ₂	«Сухой»
Восток 1/5	4228,0-4245,0	Є ₂	«Сухой»
Восток 1/6	3939,0-3945,0	Є ₃	«Сухой»
Восток 1/7	3824,6-3834,6	Є ₃	«Сухой»
Восток 1/8	3239,0-3254,0	Є ₃	«Сухой»
Восток 1/9	2758,0-2762,0; 2776,8-2799,8	Зона контакта	Получен приток пластовой воды 31,2 м ³ /сут на Нсду = 462 м.
Восток 3/1	4956,0-4962,0	V	Получен приток пластовой воды 25,2 м ³ /сут на Нсду 472,5 м
Восток 3/2	4895,2-4902,8	V	Получен приток пластовой воды 17,8 м ³ /сут на Нсду = 810,5 м
Восток 3/3	4720,0-4734,0	V	Получен приток пластовой воды 18 м ³ /сутки при депрессии 79,5 атм.
Восток 3/4	4673,0-4683,0	V	Получен приток пластовой воды 33,9 м ³ /сутки при Нсду 776,5 м
Восток 3/5	4190,4-4200,4	V	Получен приток пластовой воды 8,9 м ³ /сут при ΔP=102,7 атм.
Восток 3/6	3835,0-3850,0	Є ₁	Практически «сухой»
Восток 3/7	3824,6-3834,6	D?	«Сухой»

Таким образом, согласно литологическим и петрофизическим исследованиям, данным о низком выходе керна и интенсивном поглощении промывочной жидкости при прохождении

рассматриваемых интервалов, можно сделать вывод о развитии в пойгинской свите коллекторов преимущественно трещинного и каверново-трещинного типа. А в котоджинской свите - каверново-порово-трещинных и каверново-поровых типов коллекторов.

Проведенные литолого-петрографические исследования отложений, вскрытых скважинами на **Вездеходной** площади, и привлечение результатов петрофизических данных и данных ГИС, также позволили оценить коллекторские свойства венд-нижнекембрийских отложений.

В разрезе скважины Вездеходная-4 выделяются карбонатная и эффузивная толщи, которые заметно различаются по своим литологическим и петрофизическим характеристикам.

Породы, отмечаемые в верхней части разреза, в интервале 3252,0 - 3106,4 м, представлены разнокристаллическими перекристаллизованными, пористыми и кавернозными доломитами. В целом в породах имел место многостадийный процесс выщелачивания и заполнения пор, в результате которого остаточная пустотность отличается сообщаемостью пор и каверн лишь по тонким (0,01-0,02 мм толщиной) микротрещинам. Такая изолированность пустот определяет низкие фильтрационные свойства пород, значения проницаемости в которых $0,02-0,3 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ и крайне редко - 0,6 и $0,9 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Значения пористости матрицы колеблются от 0,9 до 3,7%, в среднем 1,5-2,5%. Лишь в доломитах в интервале 3239,0 - 3235,0 м ее значения относительно более высокие: 3,6-7,2%.

В средней части разреза, в интервале 3265,0 - 3252,0 м, породы представлены перекристаллизованными доломитами более пористыми. Присутствуют разности с высокими значениями пористости – 15–20%, проницаемость матрицы изменяется от 3,3 до $6,6 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Породы в нижней части разреза скважины, в интервале 3500,0 - 3317,0 м, представлены разнокристаллическими пористо-кавернозными доломитами. Породы неяснополосчатые, в них просматривается первоначальная водорослевая текстура. Перекристаллизованные участки сложены мелко-среднекристаллическим доломитом, к которым приурочены поры и каверны, которые занимают от 20 до 40% площади шлифов. Вследствие частичного заполнения пор новообразованным доломитом величина пустотного пространства значительно сократилась, вплоть до полного исчезновения. Маленький диаметр соединительных каналов ухудшил сообщаемость между ними. В связи с этим данные породы характеризуются достаточно низкими коллекторскими свойствами: пористость матрицы составила 1,2-3,1%, проницаемость - $0,01-2,7 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Детальное ..., 1997 (Ф)].

Породы в нижележащем интервале 3535,6 - 3500,0 м сложены аргиллитами и алевро-аргиллитами с прослоями песчаников. Значения пористости матрицы данных отложений небольшие – 0,2-2,9 %, проницаемость равна $0,01 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Детальное ..., 1997 (Ф)].

Породы нижней части карбонатного разреза (3541,5 - 3535,6 м) в скважине сложены кристаллическими, крепкими, плотными доломитовыми известняками, переходящими в известковистые известковистые доломиты. Значения пористости матрицы составило 0,2-2,0%, проницаемости - $0,01-0,03 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. В породах широко развиты трещины до 1,2-5 мм толщиной, а также сеть тонких трещинок и стилолитов, выполненных глинистым веществом и расположенных субпараллельно слоистости. Значения проницаемости матрицы в отложениях в направлении параллельном напластованию достигает $0,4 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Такое увеличение значений более, чем в 10 раз характерно для коллекторов трещинного типа. В породах данной пачки, вероятно, развиты крупные открытые трещины, о наличии которых можно косвенно судить по небольшому выходу керна (около 30%) и по геофизическим данным [Детальное ..., 1997 (Ф)].

Толща эффузивных и вулканогенных пород выявленная в интервале 4427,0 - 3541,5 м сложена сильно измененными разностями, значения пористости и проницаемости матрицы в которых низкие - 0,2-1%, $0,01 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, соответственно.

Райгинская свита в разрезе скв. **Восток-3** характеризуется очень низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Керном представлены преимущественно верхние части ритмов, в которых, несмотря на меньшее количество глинистого материала и обломочной слюды, матрица такая же плотная, как и в породах нижних частей: со значениями пористости в целом не более 0,1 % и проницаемости - $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Конторович и др., 2011а].

Нижнекембрийские отложения, вскрытые скважинами **Восток-3** и **Восток-1**, согласно данным петрофизических исследований, характеризуются преимущественно низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Средние значения пористости матрицы составляют доли %, а проницаемости $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Низкие коллекторские свойства рассматриваемых свит не позволяют рассматривать какую-либо из них в качестве ловушки для углеводородов. Практически непроницаемые *чурбигинская* и *пайдугинская* свиты, могут быть перспективны в качестве флюидоупора для нижележащих доломитов *пойгинской* и *котоджинской* свит, вскрытых скв. **Восток-3**. Низкие коллекторские свойства рассматриваемых толщ обусловлены в первую очередь их неоднородным строением, в котором принимают участие различные типы карбонатных, терригенных, глинистых и смешанных пород, находящихся в разномасштабном переслаивании.

В *чурбигинской* свите, представленной переслаиванием пелитоморфных известняков, известково-глинистых и глинистых пород, фиксируются минимально низкие значения пористости от 0 до 0,3 % и проницаемости, все значения $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Вышележащая *пайдугинская* свита сложена углеродсодержащими тонкослоистыми алеврито-карбонатно-глинистыми породами с крайне низкой емкостью матрицы 0,1-0,2 % и

проницаемостью - $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, за исключением единичного микрит-микробиального образца с чуть более высокими значениями 1% и $0,2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Бурение ..., 2006б(Ф)].

Переслаивающиеся, в разной степени седиментационно нарушенные, карбонатные и алевроито-карбонатно-глинистые породы *пуджелгинской* свиты характеризуются чуть более высокими значениями по сравнению с подстилающими отложениями - от 0,1 до 0,9 % и проницаемости - $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, несмотря на появление в ней прослоев, обогащенных силикокластикой. Несколько более высокие значения проницаемости $0,1-0,7 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ фиксируются в интракластовых известковых брекчиях [Тумашов, 2014].

В разрезе среднекембрийской *поделгинской* свиты отмечаются интервалы с относительно повышенными 0,5-3,4 % показаниями пористости матрицы, приуроченные к прослоям обогащенным силикокластикой. Однако значения проницаемости минимальные. Очевидно, что сульфатизация рассматриваемых отложений отрицательно повлияла на их коллекторские свойства.

Кондесская свита в целом имеет обломочно-известняковый состав с менее распространенными прослоями, обогащенными глинистым веществом, доломитом и в незначительной степени ангидритом, что отразилось на чуть более высоких в среднем (по сравнению с нижележащими толщами) значениях (около 0,5 %) пористости. Показания пористости изменяются в разрезе от 0,1 до 3,1 %, а проницаемости от 0 до $2,4 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ - более высокие значения отмечаются в прослоях зернистых оолитовых известняков [Тумашов, 2014].

В составе *шеделгинской* свиты принимают участие разнообразные типы пород. Свита подразделяется на две подсвиты. В обеих подсвитах преобладают породы со средней емкостью около 0,2-0,5 % и проницаемостью - $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Однако, отмечаются уровни, распространенные, главным образом, в верхней подсвите, с более высокими показаниями пористости - 0,5-1,8 %, проницаемости - $0,2-7,0 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Данные участки приурочены к зернистым известнякам с примесью силикокластического материала или интракластическим брекчиям. В нижней подсвите их практически нет, что связано, по-видимому, с ее сульфатизацией.

Пыжинская свита отличается от подстилающих отложений значительно большей примесью глинистого и алевроитоглинистого вещества, что нашло отражение в невысоких значениях пористости и проницаемости матрицы - 0-1 %, и $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, соответственно. Только в прикровельной части свиты в единичных образцах фиксируется некоторое повышение пористости до 1,7-5,0% и проницаемости до $1,2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, что связано, вероятно, с некоторой дезинтегрированностью пород на границе с мезозойским комплексом [Бурение ..., 2006б (Ф)].

Результаты испытания пластов в скважине **Восток-1** приведены в Таблице 6.1. Всего было испытано девять объектов. Значительный приток пластовой воды в объеме $31,2 \text{ м}^3/\text{сут}$ на

$H_{сду} = 462$ м был получен в интервале 2762,0 - 2758,0 м и 2799,8 - 2776,8 м и приурочен к зоне контакта с мезокайнозойским осадочным чехлом. Остальные объекты оказались «сухими».

В скважине **Восток-4** наилучшими коллекторскими свойствами обладают породы нижней подсвиты *оксымской* свиты в инт. 4953,0 - 5100,0 м. Породы в основном представлены пористыми, кавернозными и трещиноватыми доломитами. На некоторых уровнях трещиноватость проявлена настолько сильно, что керн фрагментирован на обломки 0,5-2 см параллельно наслоению, в результате породы приобретают тонкоплитчатый облик («зебровые» доломиты см. Гл.3). Для биоморфных (строматолитовых) типов доломитов *оксымской* свиты характерны неравномерно развитые пористость и кавернозность. Кавернозность может достигать 10-20 %, в исключительных случаях - до 30-50% от объема породы (инт. 5009,6 - 5015,5 м).

В пределах нижней подсвиты *оксымской* свиты пористость матрицы кавернозных доломитов варьирует от 5,8% до 11,4%, проницаемость изменяется от $1,5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ до $124,5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Завершение..., 2009(Ф)]. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают кавернозные доломиты интервала 5024,0-5009,6 м с максимальными значениями пористости 8,2-11,4% и проницаемости $165,5-240,5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Таким образом, сочетание порово-кавернозного коллектора, фильтрационно-емкостные свойства которого подтверждены количественными лабораторными методами, с трещинным, позволяет рассматривать нижнюю подсвиту *оксымской* свиты как потенциальный коллектор углеводородов – самый перспективный в домезозойской части разреза скв. **Восток-4**. К рассматриваемому коллектору относится, и нижняя пачка верхней подсвиты *оксымской* свиты. Фильтрационно-емкостные свойства образцов верхней подсвиты *оксымской* свиты характеризуются малой пористостью и проницаемостью.

Согласно первоначального «геолого-технического наряда на бурение параметрической скважины **Восток-4**» были запроектированы 9 интервалов испытания пластов и 5 интервалов опробования в эксплуатационной колонне. Однако было испытано только 3 объекта - в интервале 5036,0 - 5028,0 м и 4996,0 - 4993,0 м (сдвоенный), 3532,0 - 3520,0 м и 3503,0 - 3487,0 м (сдвоенный) и 3026,0 - 2048,0 м.

При совместном испытании интервалов 5036,0 - 5028,0 и 4996,0 - 4993,0 м *оксымской* свиты был получен приток пластовой воды плотностью 1,13 – 1,14 г/см³. Максимальный дебит составил 15,2 м³/сут. при СДУ = 1749,5 м и депрессии на пласт 186,6 атм (35%). Общий объем притока с двух интервалов составил 62,6 м³ [Завершение..., 2009(Ф)].

Залегающая выше *тыйская* свита характеризуется неоднородностью состава и разнообразием структурных признаков, что находит отражение в фильтрационно-емкостных свойствах пород. В нижней части свиты преобладают седиментационные ангидритовые и

карбонатно-ангидритовые брекчии, а в верхней - градиционнослоистые глинисто-доломит-ангидритовые породы. Доминирующие значения пористости матрицы пород не превышают 1%. В малой доле образцов значения составляют от 1 до 6,6%. Проницаемость испытанных образцов мала, преобладают значения $<0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Иногда они находятся в пределах $1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, единично достигают $2,5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ и $4,6 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. В целом породы *тыйской* свиты по петрофизическим показателям не представляют интереса как потенциальный коллектор углеводородов. Однако наличие многочисленных пор и каверн выщелачивания в зернистых доломитах, отмечаемых в породах свиты скв. Лемок-1 и Восток-4 в керновом материале указывает на высокую потенциальную возможность формирования коллекторов порового типа. А прослой глинисто-доломит-ангидритовых пород в составе свиты можно рассматривать как неоднородный по качеству и мощности флюидоупор сульфатно-карбонатного, глинисто-карбонатно-сульфатного состава.

Аверинская свита в литологическом отношении состоит из двух существенно различающихся частей, что отчетливо выражено в облике и физических свойствах пород. В нижней части преобладают брекчии ангидрит-известково-доломитового состава. Верхняя часть сложена пакетами переслаивания тонкослоистых глинисто-известковых, микритовых, микриво-зернистых и строматолитовых доломитов. Породы нижней части *аверинской* свиты обладают низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Минимальное значение пористости матрицы составляет 0,24%, максимальное достигает 3,4% и 4,5%. Проницаемость не превышает $1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Однако присутствие брекчий и наличие тектонизированных зон указывает на высокую потенциальную возможность формирования трещинно-кавернозного коллектора углеводородов в нижней части разреза свиты. Верхняя часть свиты, может служить флюидоупором для резервуара. Эта часть разреза характеризуется очень низкими значениями пористости и проницаемости.

Верхнеаверинская подсвита неоднородна по фильтрационно-емкостным свойствам. Для зернистых карбонатных пород преобладающие значения пористости не превышают 1-3%, иногда они составляют 5,8%. Проницаемость образцов по петрофизическим данным мала, подавляющее большинство значений составляют $0,06-0,38 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Максимально высокое значение пористости матрицы зафиксировано в комковато-обломочных доломитах - 9,4-15,9%, что связано с выщелачиванием пород по межзерновому пространству. Здесь значения проницаемости матрицы достигают $1,3 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Значения пористости согласно результатам интерпретации ГИС в этих участках составляют в среднем около 15%, редко достигая 25%. В верхней части толщи в перекристаллизованных биотурбированных доломитах проницаемость пород достигает значений до $3,2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ [Завершение..., 2009(Ф)].

В составе *кольчумской* свиты значения пористости матрицы изменяется в диапазоне 0,3-6,2%, проницаемости – $0,1-3,2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. В составе свиты по данным ГИС в интервале 3450,0 - 3545,0 м выделяется три пласта со средними значениями пористости 15%, 18%, 35-38%, эти же данные свидетельствуют о преимущественно поровом типе коллектора данного резервуара. При испытании пластов в интервале 3520,0 - 3532,0 м и совместном испытании пластов в интервалах 3520,0 - 3532,0 м и 3487,0 - 3503,0 м был получен приток минерализованной воды плотностью $1,05 \text{ г/см}^3$. Максимальный дебит составил $98 \text{ м}^3/\text{сут.}$, при СДУ $\approx 222 \text{ м}$. Общий объем притока с двух интервалов составил 621 м^3 [Завершение..., 2009(Ф)].

В *эвенкийской* свите коллектор сложен оолитово-комковатыми, сгустковыми известняками, претерпевшим доломитизацию. Значения пористости изменяются от 0,8% до 5,4%, составляя в среднем около 3%. Пустотное пространство имеет межзерновую и межкристаллическую природу (см. Гл.5). В известняках неравномерно встречаются округлые фенестры размером до 3 мм прозрачного кристаллического кальцита, в центральных частях которых наблюдается межкристаллическое пустотное пространство. Для пород характерна неравномерная пропитка тонкодисперсным битуминозным веществом. Породы монолитные, трещиноватость для них не характерна, изредка происходит фрагментация керна по поверхностям крупных стилолитов. Значения пористости согласно результатам интерпретации ГИС составляют в среднем около 5–8%. Эти же данные говорят о преимущественно трещинно-каверновом и каверновом типах коллектора пластов резервуара. Испытанию была подвергнута только верхняя половина свиты 3026,0 – 3048,0 м, получен приток минерализованной воды плотностью $1,03-1,04 \text{ г/см}^3$. Максимальный дебит составил $4,5 \text{ м}^3/\text{сут.}$, при СДУ 1496 м [Завершение..., 2009(Ф)].

Выявленные резервуары в кембрийской части разреза имеют литологическую и фациальную выдержанность, что подтверждается по результатам интерпретации геофизических данных, и прослеживаются в разрезах скважин **Лемок-1**, **Аверинская-150** и **Тыйская-1** (см. Гл. 3,4).

В скважине **Лемок-1** пористость пород лежит в пределах 1-20% (основная масса – 1-10%), а проницаемость – от 0,01 до $1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, хотя в отдельных прослоях установлены и значения $10-1000 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. При макроскопическом описании керна также был отмечен и ряд других горизонтов с хорошими коллекторскими свойствами. В основном породы в этих интервалах представлены зернистыми пористыми и кавернозными доломитами. Кроме того, по данным исследователей в разрезе скважины **Лемок-1** на глубинах 2120,0 м и 2190,0 м (низы *эвенкийской* свиты или ее аналогов) в керне была зафиксирована «живая» нефть. В интервалах 2900,0 м (*аверинская* свита) и 3130,0 - 3180,0 м (приграничный уровень *аверинской* и *тыйской* свит) был зафиксирован запах нефти, а хлороформенная экстракция показала достаточно

высокие содержания хлороформенных битумоидов. Пористость матрицы пород в этих участках достигает 12% [Параметрическая..., 1999 (Ф)]. Исследование образцов, нафтидов, выделенных из нефтенасыщенных горизонтов показало, что это нефти. Биодеградации они не подверглись. Флюидоупорами для рассмотренных выше коллекторских горизонтов служат плохо проницаемые сульфатсодержащие породы – аналоги *эвенкийской* свиты и сульфатно-карбонатные породы – аналоги *аверинской* свиты. Все перечисленные отложения сформировались в мелководном морском бассейне, имевшем весьма широкое распространение. Литологическая и фациальная выдержанность разреза на значительных территориях подтверждается и по результатам сейсмических исследований. Поэтому есть все основания считать, что рассмотренные выше резервуары в кембрийском разрезе и охарактеризованные в скв. **Восток-4** имеют широкое распространение. Таким образом, можно говорить о наличии во вскрытом разрезе скв. **Лемок-1** двух достаточно мощных (от 80 до 50 м) горизонтов пород-коллекторов, перекрытых надежными флюидоупорами. Не следует так же сбрасывать со счета и маломощные прослои зернистых типов карбонатных пород внутри соленосной *усольской* толщи. Несмотря на частичное их засоление, они обладают высокой пористостью.

Исследование коллекторских свойств пород скв. **Аверинская-150** показало, что значения пористости матрицы изменяются от 0,3% до 2,7%, проницаемости - $0,06-0,1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Максимальные значения ФЕС приурочены к горизонтам *бельской* свиты (инт.2824,0 - 1930,0 м), здесь они достигают значений - 18,0-19,6%, а проницаемости – $7,1-7,9 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Отмечаемые породные ассоциации аналогичны таковым в верхнеоксымской подсвите скважины **Восток-4**. Прослои представлены зернистыми микрит-микробиальными, комковатыми, водорослевыми известняками, с колониальными структурами сине-зеленных водорослей (типа *Renalcis*) и темно-коричневыми строматолитовыми известняками.

Исследование коллекторских свойств пород скв. **Тыйская-1** показало, что вскрытая 500-метровая кембрийская толща (аналоги *тыйской* и *аверинской* свит) имеет горизонты с удовлетворительными ФЕС. При среднем значении пористости 1-6% в разрезе выделяются интервалы со значениями этого параметра 10-20% и выше.

Таким образом, в рассматриваемой части разреза скв. **Восток-1,3** по петрофизическим и литологическим данным можно выделить один потенциальный резервуар. В качестве коллектора в нем выступают доломиты *пойгинской* и *котоджинской* свит верхнего венда, а карбонатно-глинистые нижнекембрийские породы *райгинской*, *чурбигинской*, *пайдугинской* свит могут выступать в качестве флюидоупора (Рисунок 6.3).

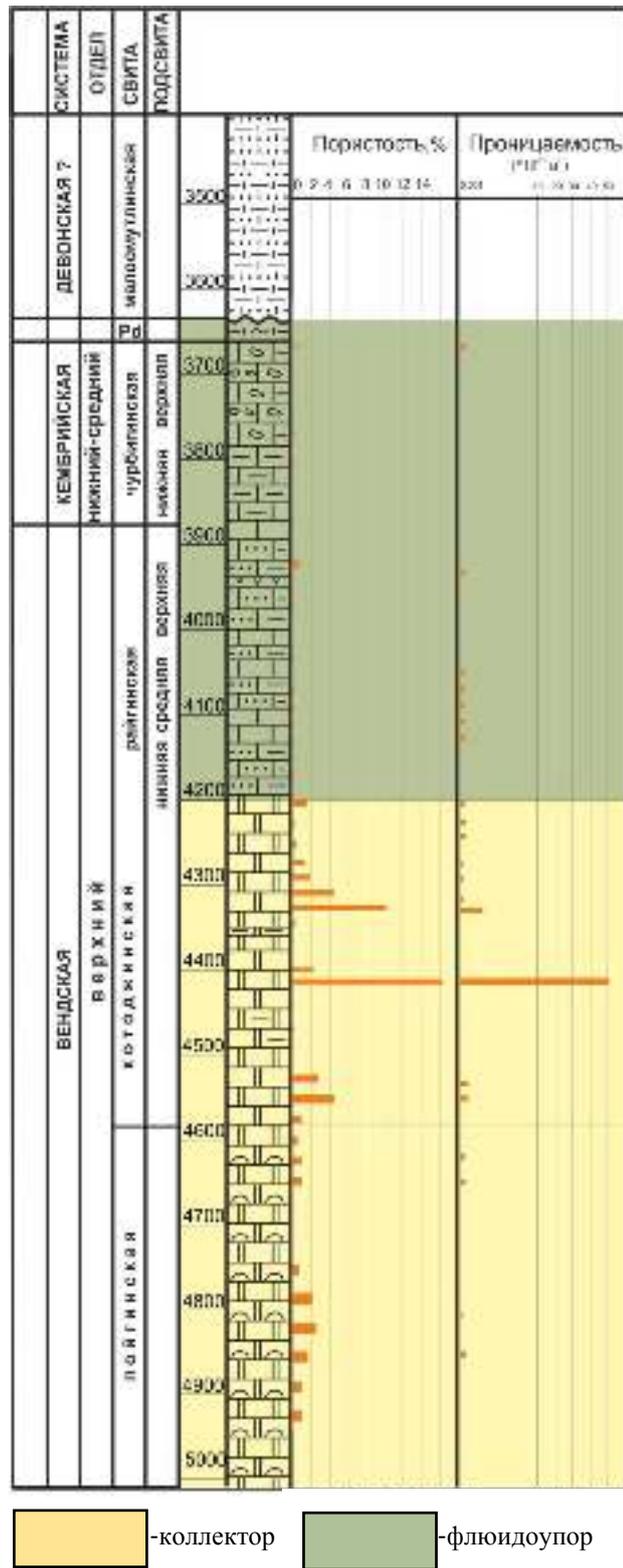


Рисунок 6.3 - Резервуары в разрезе скв. Восток-3

В кембрийской части разреза скважины Восток-1 выделяется один сложный резервуар, разделенный многочисленными непроницаемыми пластами карбонатно-терригенных и карбонатно-эвапоритовых пород. В качестве коллекторов выступают прослои зернистых карбонатных типов в составе *поделгинской*, *кондесской* и *шеделгинской* свит. Общим

региональным флюидоупором для всех выделенных резервуаров служат отложения *пыжинской* свиты, в этой части бассейна ее мощность достигает 600 м (Рисунок 6.4).

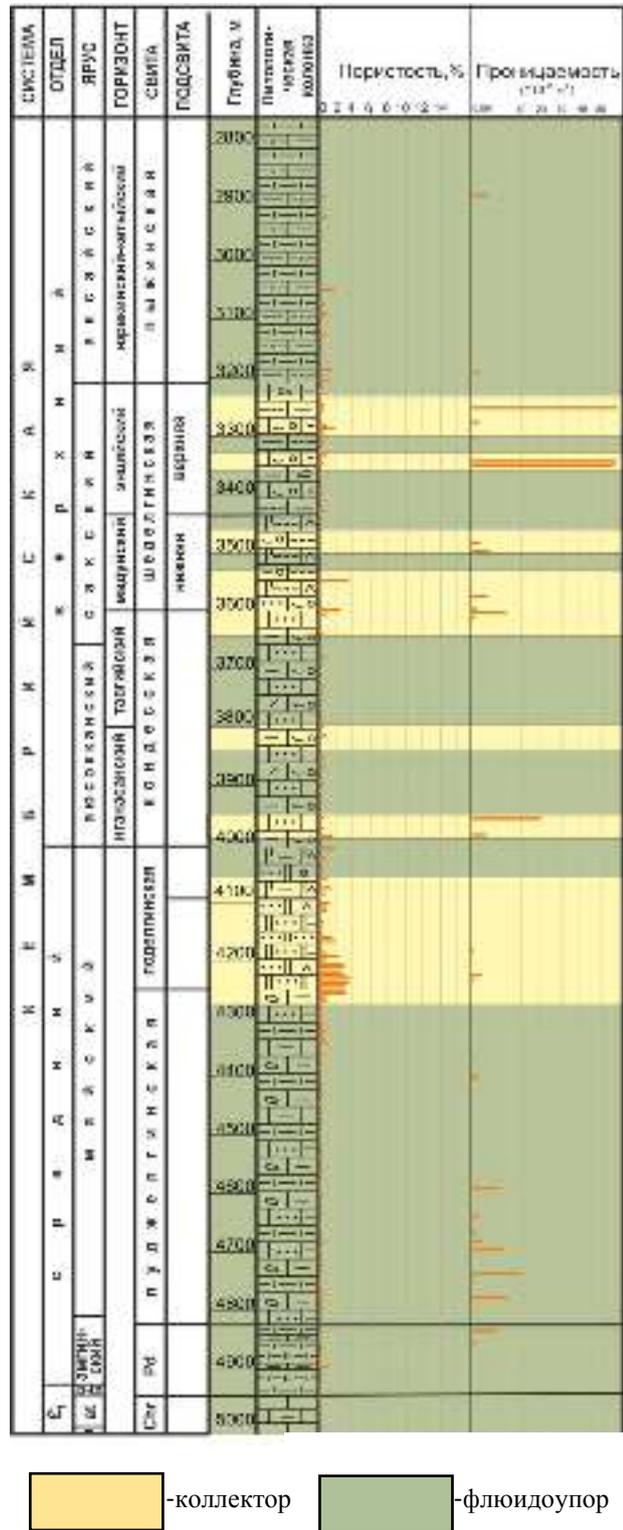


Рисунок 6.4 - Резервуары в разрезе скв. Восток-1

На основании результатов исследования в скважине **Восток-4** выделяются 3 потенциальных резервуара, разделенных флюидоупорами: *нижнеоксымский резервуар* выделенный в призабойной части скважины, наиболее перспективных в домезозойской части

разреза скв. **Восток-4**, флюидоупором для резервуара служат отложения *верхнеоксымской* и *тыйской* свит, общей мощностью около 800 м; *нижнеаверинский* резервуар выделен в нижней части *аверинской* свиты, флюидоупором для резервуара служат отложения верхней части *аверинской* свиты. В составе *верхнекольчумской* и *нижне-среднеэвенкийских* подсвит выделяется 5 резервуар, коллектор которого сложен оолитово-комковатыми, сгустковыми известняками, флюидоупором для всех выделенных резервуаров служат отложения *пыжинской* свиты, в этой части бассейна ее мощность достигает 800 м (Рисунок 6.5).

Судя по литологическим, петрофизическим исследованиям и данным ГИС скважин **Восток-1,4** и **Лемок-1** флюидоупорные свойства пород довольно стабильны по всей мощности *пыжинской* толщи в пределах этой части бассейна. Учитывая все эти факторы, породы *пыжинской* свиты можно рассматривать в качестве регионального флюидоупора.

Таким образом, проведенный анализ полученных результатов показал, что:

1) Наилучшие ФЕС наблюдаются в биоморфных и зернистых карбонатных породах (*пойгинской, котоджинской, нижнеоксымской, шеделгинской, кольчумской и эвенкийской свит*), сформированных в обстановках отмелей и слабо выраженных межбаровых депрессий в рамках карбонатного шельфа.

2) Пустотное пространство потенциальных коллекторов отличается сложностью и неравномерностью распространения пор, каверн и трещин. Интенсивно проявившиеся вторичные процессы запечатывания первичных пустот доломитом, галитом и ангидритом привели к тому, что первично высокопористые породы частично утратили свою емкость. Процессы перекристаллизации, выщелачивания и стилолитизации обеспечили развитие дополнительных видов пустот. Характер проявления постседиментационных процессов в вендских отложениях предопределил преимущественное развитие каверново-порового и каверново-порово-трещинных типов коллекторов; в кембрийских отложениях - коллекторов порового, порово-каверново-трещинного и трещинно-порового типов.

3) В разрезах скважин на основании геофизических, петрофизических и литологических данных достаточно обосновано выделяются пять резервуаров. Литологическая и фациальная выдержанность рассматриваемого разреза позволяет считать, что они имеют широкое распространение на всей территории исследования (Рисунок 6.6) [Тумашов, 2014].

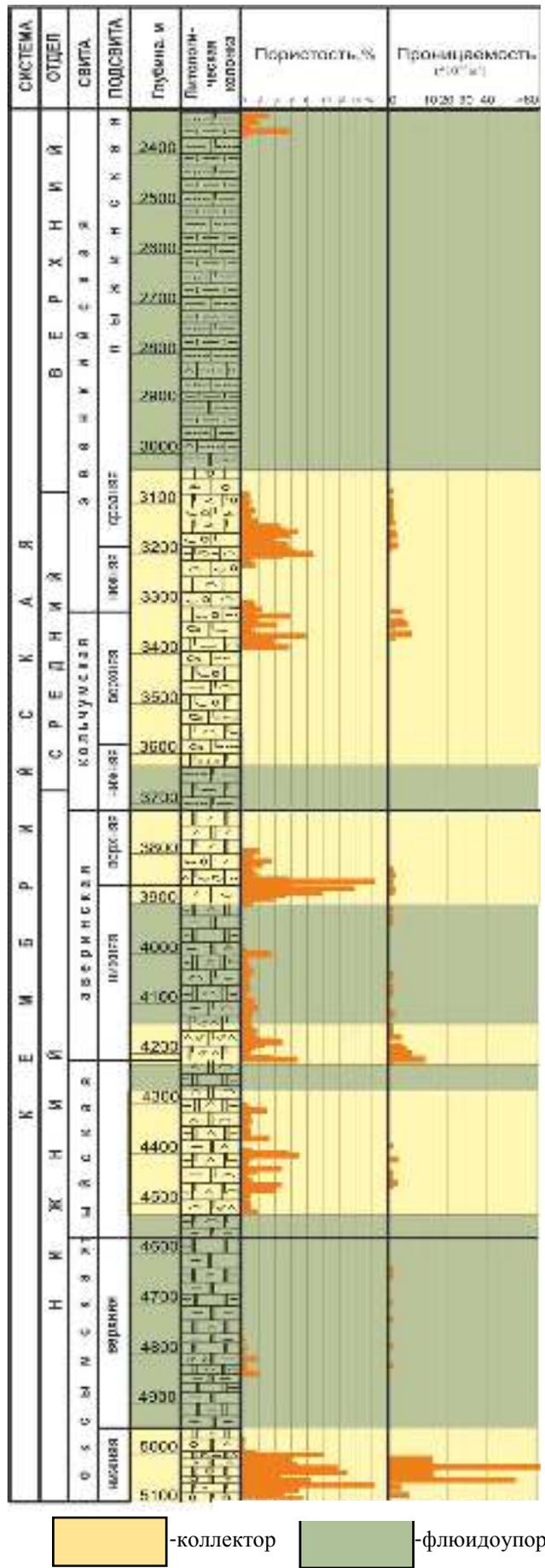
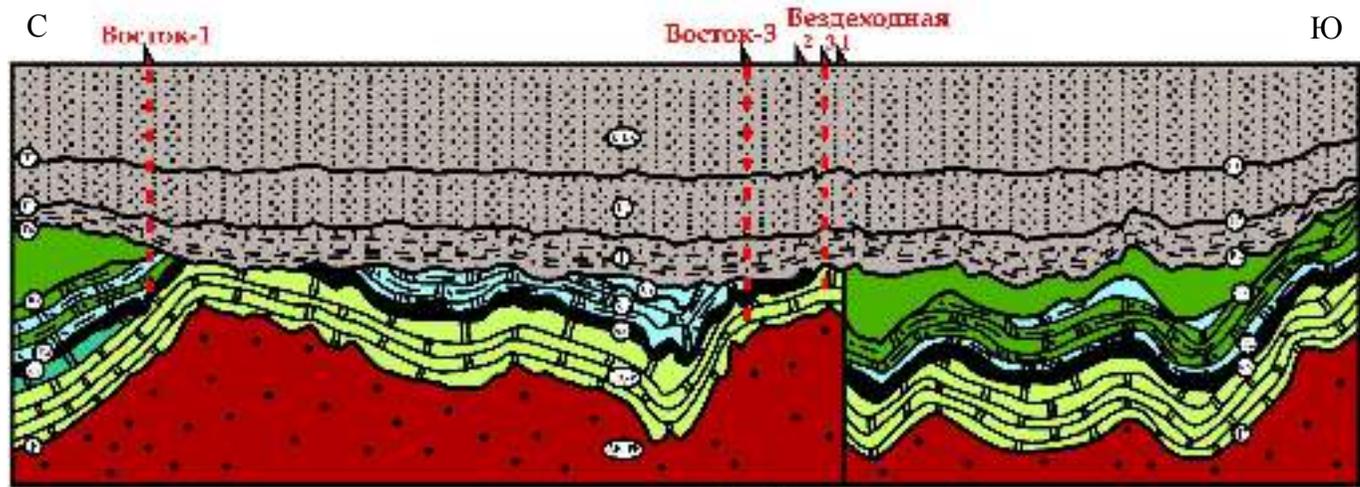
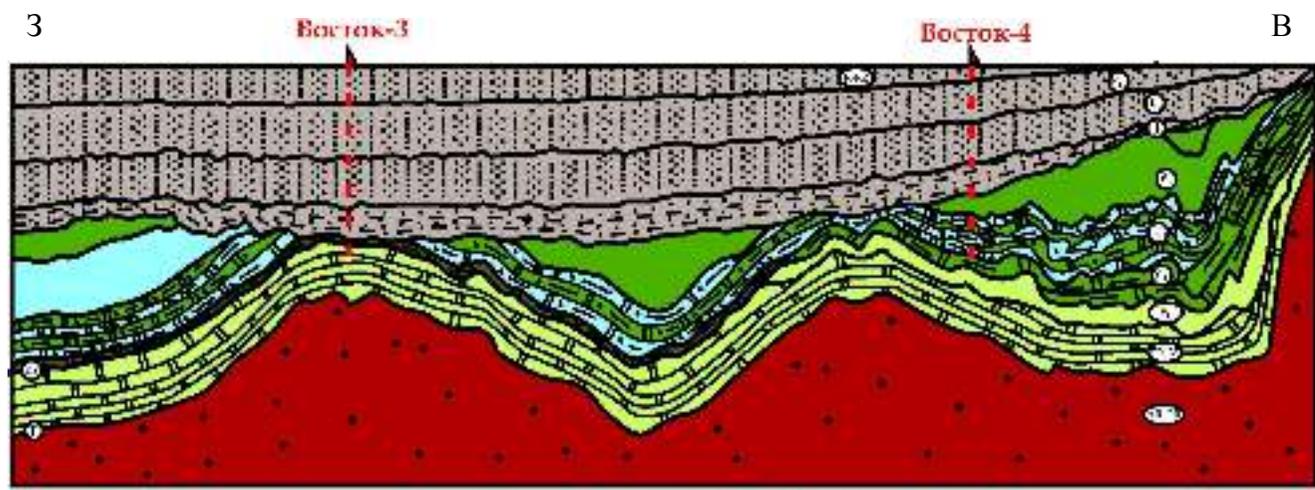


Рисунок 6.5 - Резервуары в разрезе скв. Восток-4



конгломераты, гравелиты	доломиты	границы: а) согласные, б) разрывные	породы со средними коллекторскими свойствами (5-10%)
песчаники	доломиты глинистые	породы с хорошими коллекторскими свойствами (10-15%)	нефтематеринские породы
алевролиты	доломиты песчаные и алевроитовые	непроницаемые породы	породы фундамента
аргиллиты	сульфаты		

Рисунок 6.6 - Разрез потенциально нефтегазоносных венд-кембрийских отложений Предъенисейского бассейна

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследования венд-кембрийских отложений, вскрытых параметрическими скважинами на территории южной части Предъенисейской нефтегазонасной субпровинции сводятся к следующему:

1. Выяснено, что в их составе доминируют карбонатные породы, среди которых установлены основные структурно-генетические типы: биоморфные, зернистые, микритово-зернистые и микритовые. Смешанные терригенные, терригенно-карбонатные и терригенно-эвапоритовые породы распространены в меньшей степени. Анализ распространения различных типов пород позволил провести распределение всего осадочного заполнения исследуемого венд-кембрийского разреза в различные породные ассоциации и проследить их пространственно-временные взаимоотношения. Выделенные породные ассоциации свидетельствуют о том, что осадконакопление на исследуемой территории происходило, главным образом, в обстановках карбонатного шельфа: от супралиторали до глубоко погруженной его части.

2. Выполнена качественная оценка первично-седиментационных коллекторских свойств отложений, сформированных в различных обстановках седиментации, которая показала, что хорошими первичными характеристиками обладали отложения отмелей, а также слабо выраженных межбаровых депрессий с активным накоплением биоморфных и зернистых карбонатных пород.

3. Проведен анализ влияния постседиментационных преобразований на фильтрационно-емкостные свойства пород. Установлено, что определяющую роль в формировании коллекторских свойств карбонатных отложений верхнего венда сыграли постседиментационные преобразования, такие как перекристаллизация, выщелачивание, стилолиты- и трещинообразование. Формирование коллекторов в кембрийском разрезе контролировалось, главным образом, окремнением, ангидритизацией, галитизацией, выщелачиванием и трещинообразованием. Степень интенсивности этих процессов определялась вещественным составом и структурно-текстурными особенностями пород, связанными с условиями седиментогенеза.

4. По петрофизическим, геофизическим и литологическим данным в венд-кембрийском разрезе выделено пять резервуаров. Литологическая и фациальная выдержанность рассматриваемого разреза позволяет считать, что они имеют широкое распространение на всей территории исследования.

В венд-нижнекембрийском резервуаре в коллекторах пойгинской, котоджинской свит (скв. Восток-3) и вездеходной толщи (скв. Вездеходная-3,4) пористость матрицы варьирует от 0,6 до 7,5%, а проницаемость – от долей единиц до $6,5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Флюидоупором в резервуаре служат непроницаемые отложения райгинской, чурбигинской и пайдугинской свит.

В средне-верхнекембрийской части разреза скв. Восток-1 в качестве коллекторов выступают пласты зернистых карбонатных пород в составе поделгинской, кондесской и шеделгинской свит, которые разделены непроницаемыми пластами-флюидоупорами. Пористость изменяется от 1 до 5%, а проницаемость – $0,2-7 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

В кембрийской части разреза скв. Восток-4 наилучшими коллекторскими свойствами обладают доломиты оксымской свиты, с максимальными значениями пористости - 8-11,5% и проницаемости – $165-240 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Породы-коллекторы тыйской, аверинской свит, верхней подсвиты кольчумской свиты и нижней, средней подсвит эвенкийской свиты характеризуется значениями пористости от 0,2 до 5%, а проницаемости – $1-2,5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Несмотря на относительно невысокие фильтрационно-емкостные свойства матрицы выделенных коллекторов, во всех резервуарах присутствуют пласты (мощностью от десятков см до десяти метров) пористо-кавернозных карбонатных пород, где значения пористости достигают - 10-20%, проницаемости - $7-60 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Кроме того, повсеместное присутствие брекчированных интервалов и наличие тектонизированных зон позволяют рассматривать эти уровни как потенциальные для накопления углеводородов. Региональным флюидоупором для выделенных резервуаров служат отложения верхнекембрийской пыжинской свиты, характеризующиеся низкими значениями пористости и проницаемости ($0,1 \%$ и $\leq 0,001 \times 10^{-15} \text{ м}^2$).

5. Установлено, что пустотное пространство коллекторов отличается сложностью и неравномерностью распространения пор, каверн и трещин. Интенсивно проявившиеся вторичные процессы запечатывания первичных пустот доломитом, галитом и ангидритом привели к тому, что первично высокопористые породы частично утратили свою емкость. Процессы перекристаллизации, выщелачивания и стилолитизации обеспечили развитие дополнительных видов пустот. Характер проявления постседиментационных процессов в вендских отложениях предопределил преимущественное развитие каверново-порового и каверново-порово-трещинных типов коллекторов; в кембрийских отложениях - коллекторов порового, порово-каверново-трещинного и трещинно-порового типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алескерова, З.Т. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Петропавловского района Западно-Сибирской низменности по данным глубокого бурения / З.Т. Алескерова, С.В. Егоров, Т.И. Осыко, Н.Н. Ростовцева // Материалы ВСЕГЕИ. Вып. № 25. - Л.: Гостоптехиздат, 1959. - 220 с.
2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород / сост. Е.В. Дмитриева, Г.И. Ершова, науч. ред. А. В. Хабаков. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - 578 с.
3. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ / Под ред. К.Багринцевой. - М., 2003. - 264 с.
4. Багринцева, К.И. Карбонатные породы - коллекторы нефти и газа / К.И. Багринцева. - М.: Недра, 1977. - 231 с.
5. Белозерова, Г.Е. Методика оценки первичных условий осадконакопления и их значение для формирования коллекторов в карбонатных породах / Г.Е. Белозерова // Особенности строения и формирования сложных коллекторов. Вып.239. - М.: ВНИГНИ, 1982. - С. 22-37.
6. Беляева, Н.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук: 04.00.21 / Беляева Наталья Викторовна. - М., 2000. - 50 с.
7. Биджаков, В.И. Геологические результаты параметрического бурения по палеозою Томской области / В.И. Биджаков, А.С. Миндигалеев, Н.Е. Некрасов // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. – Новосибирск, 1980. - С. 25-39.
8. Боголепов, К.В. О формах структурной связи Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты / К.В. Боголепов // Тектоника Сибири: Т. 2. Тектоника Красноярского края. - Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. - С. 112-121.
9. Богуш, О.И. К открытию башкирского архедисцидового комплекса фораминифер в центральной части Западно-Сибирской низменности / О.И. Богуш, О.В. Юферев // Докл. АН СССР. - 1962. - Т.146. - №5. - С. 1150-1152.
10. Богуш, О.И. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины / О.И. Богуш, В.С. Бочкарев, О.В. Юферев. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 44 с.
11. Бочкарев, В.С. Стратиграфия досреднеюрских отложений / В.С. Бочкарев, П.К. Куликов, Б.С. Погорелов // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. – Тюмень, 1968. - С. 3-26.

12. Бочкарев, В.С. Новые данные о возрасте складчатого фундамента центральных районов Западно-Сибирской плиты / В.С. Бочкарев, Б.С. Погорелов // Докл. АН СССР. -1968. - Т. 179. - №3. - С. 664-665.
13. Бочкарев, В.С. Некоторые проблемы геологии доюрских образований Западно-Сибирской плиты / В.С. Бочкарев // Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 102. – Тюмень, 1975. - С. 3-37.
14. Булынникова, А.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Западно-Сибирской низменности / А.А. Булынникова, А.Н. Резапов, В.В. Пучкина // Труды СНИИГГИМСа. Вып.41. – Новосибирск, 1968. - 216 с.
15. Булынникова, А.А. Елогуйская и Туруханская опорные скважины (Красноярский край) / А.А. Булынникова, А.Н. Резапов, В.А. Каштанов // Труды ЗапСибНИГНИ. Вып.68. – Тюмень, 1973. - 182 с.
16. Варламов, А.И. Венд приенисейской части Западно-Сибирского мегабассейна: стратиграфия, обстановки осадконакопления (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) / А.И. Варламов, А.Г. Клец, А.Э. Конторович, В.А. Конторович, С.В. Сараев, И.В. Варакина, Д.В. Гражданкин, А.С. Ефимов, Г.А. Карлова, Б.Б. Кочнев, К.Е. Наговицин, А.А. Постников, А.А. Терлеев, Ю.Ф. Филиппов, С.Ю. Беляев // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: сб. материалов. Всерос. научн. конференции с участием иностранных ученых (29 сентября - 2 октября 2008 г., Тюмень-Новосибирск). - Новосибирск, 2008. - С. 41-44.
17. Варакина, И.В. Влияние постседиментационных процессов на формирование коллекторских свойств рифейских карбонатных отложений Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (Восточная Сибирь) / И.В. Варакина // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. - 2000. - №5. - С. 20-24.
18. Варакина, И.В. Состав, структура и обстановки формирования рифейских карбонатных отложений Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления Байкитской антеклизы: автореф. дис. ... к-та. геол.-минералог. наук / И.В. Варакина. - Новосибирск, 2001. - 24 с.
19. Вассоевич, Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти: избр. тр. / Н.Б. Вассоевич; Акад. наук СССР, Отд-ние геологии, геофизики, геохимии и горн. наук. - М.: Наука, 1986. - 367 с.
20. Васильев, В.Г. Проблема нефтеносности Западно-Сибирской низменности / В.Г. Васильев // Нефтяное хозяйство. - 1936. - №6. - С. 63-70.
21. Васильев, В.Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность / В.Г. Васильев. - М., Л.: Гостоптехиздат, 1946. - 152 с.

22. Воронова, Л.Г. Водоросли и микрофитолиты палеозоя / Л.Г. Воронова, Э.П. Радионова // Труды ГИН. Вып.294. - М.: Наука, 1976. - 219 с.
23. Вологдин, А.Г. Нефтеносность Сибири. Сводка данных по нефтеносности и солености нижнего палеозоя Средней Сибири / А.Г. Вологдин, Н.А. Гедройц, Л.П. Смирнов // Труды Нефтяного геолого-разведочного ин-та. Вып. 91. - Л.: Гортопиздат, 1938 - 84 с.
24. Вишняков, С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почвы / С.Г. Вишняков // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. - М., Л, 1933. - С. 3-22.
25. Вышемирский, В.С. О возможной нефтегазонасности палеозоя Западно-Сибирской низменности / В.С. Вышемирский // Проблемы нефтегазонасности Сибири. - Новосибирск: Наука, 1971. - С. 133-139.
26. Геология и нефтегазонасность Западно-Сибирской низменности, новой нефтяной базы СССР / Ф.Г. Гурари, В.П. Казаринов, Ю.К. Миронов и др. - Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. - 201 с.
27. Геология и полезные ископаемые России. В 6-ти т. Т. 2. Западная Сибирь / Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков. - СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – 477 с.
28. Геологическое строение и перспективы нефтегазонасности Западно-Сибирской низменности / Ред. Н.Н. Ростовцев. - М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958. - 391 с.
29. Гурова, Т.И. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы / Сиб. науч.-произв. об-ние по геол.-геофиз. работам; [сост. Т. И. Гурова и др.]; под ред. Т.И. Гуровой, Л.С. Черновой. - М.: Недра, 1988. - 254 с.
30. Дашкевич, Н.Н. Платформенные отложения палеозоя и подсолевые комплексы докембрия левобережья р. Енисей — новый объект нефтегазопроисковочных работ / Н.Н. Дашкевич, В.А. Каштанов // Докл. АН СССР. - 1990. - Т. 315. - №5. - С. 1187-1191.
31. Драгунов, В.И. Нижнепалеозойские отложения в фундаменте восточной части Западно-Сибирской низменности (Елогуйская опорная скважина) / В.И. Драгунов, А.Л. Смирнов, Н.Е. Чернышева // Докл. АН СССР. - 1967. - Т. 172. - №2. - С. 420-422.
32. Евграфов, А.А. Особенности геологического строения доюрских отложений приенисейской части Западно-Сибирской низменности по сейсмическому маршруту: Вездеходная площадь (Томская область) - Сымская площадь (Красноярский край) / А.А. Евграфов, А.С. Ефимов, Л.Д. Чунихина // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. II. Геология и нефтегазонасность. – Красноярск, 1998. - С. 121-129.
33. Елкин, Е.А. Стратиграфия нефтегазонасных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири / Е.А. Елкин, В.И. Краснов, Н.К. Бахарев, Е.В. Белова, В.Н. Дубатовлов, Н.Г. Изох, А.Г.

- Клец, А.Э. Конторович, Л.Г. Перегоедов, Н.В. Сенников, И.Г. Тимохина, В.Г. Хромых. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. - 163 с.
34. Елкин, Е.А. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы / Е.А. Елкин, А.Э. Конторович, Н.К. Бахарев, С.Ю. Беляев, А.И. Варламов, Н.Г. Изох, А.В. Каныгин, В.А. Каштанов, Н.П. Кирда, А.Г. Клец, В.А. Конторович, В.И. Краснов, В.А. Кринин, С.А. Моисеев, О.Т. Обут, С.В. Сараев, Н.В. Сенников, В.М. Тищенко, Ю.Ф. Филиппов, А.В. Хоменко, В.Г. Хромых // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48. - № 6.- С. 633-650.
35. Жемчугова, В.А. Седиментационно-емкостное моделирование в карбонатных разрезах / В.А. Жемчугова. - Ухта: УГТУ, 2000. - 87 с.
36. Жеро, О.Г. Геологическое строение и нефтегазоносность палеозойских отложений Нюрольского бассейна / О.Г. Жеро, Л.В. Смирнов, В.С. Сурков // Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Труды СНИИГГИМСа. Вып.255. – Новосибирск, 1977. - С. 22-31.
37. Журавлева, В.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение / В.А. Журавлева. - М., 1964. - 72 с.
38. Заварицкий, А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород / А.Н. Заварицкий. - М.-Л.: Госнаучтехиздат, 1932. - 78 с.
39. Запивалов, Н.П. Особенности глубинного геологического строения юга Западно-Сибирской плиты и нефтегазоносность юрских и палеозойских отложений / Н.П. Запивалов// Геология и нефтегазоносность Сибири. Труды СНИИГГИМСа. Вып. 194. – Новосибирск, 1974. - С. 69-78.
40. Иванов, И.А. Нефтегазоносность палеозоя Томской области / И.А. Иванов, Г.П. Худорожков, Н.В. Коптяев // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. – Томск, 1975. - С. 46-62.
41. Исаев, Г.Д. Геологическое строение доюрского основания Западно-Сибирской плиты в пределах Кеть-Тымского междуречья / Г.Д. Исаев, С.Н. Макаренко, М.Е. Раабен, В.И. Биджаков, И.И. Коптев. – Новосибирск: НГУ, 2003. - 34 с.
42. Казанский, Ю.П. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / Ю.П. Казанский, А.Ф. Белоусов, В.Г. Петро, А.В. Ван, И.А. Калугин, И.Г. Косухина, Р.С. Родин, Г.И. Таныгин, В.Ф. Шугуров. - Новосибирск: Наука, 1987. - 214 с.
43. Карбонатные породы / Под ред. Дж.Чилингара, Г.Биссела, Р.Фейрбриджа. - М.: Мир, 1970. - Т.1. - 395 с.; 1971. - Т.2. - 267 с.
44. Каштанов, В.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений левобережья р. Енисей (Тыйская параметрическая скважина) / В.А. Каштанов, А.И.

Варламов, В.П. Данилова, Н.Н. Дашкевич, А.С. Ефимов, В.И. Ильина, Е.А. Костырева, В.Н. Меленевский, К.Л. Пак, Ю.Ф. Филиппов, Л.Д. Чунихина. - Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1995. - 52 с.

45. Киркинская, В.Н. Карбонатные породы - коллекторы нефти и газа / В.Н. Киркинская, Е.М. Смехов. - Л.: Недра, 1981. - 250 с.

46. Конторович, А.Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. - М.: Недра, 1975. - 680 с.

47. Конторович, А.Э. Распределение и состав аквабитумоидов в отложениях Тымско-Кетского доюрского осадочного бассейна / А.Э. Конторович, В.П. Данилова, В.Г. Иванов // Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Труды СНИИГГИМСа. Вып. 255. – Новосибирск, 1977. - С. 63-70.

48. Конторович, А.Э. Геодинамическая модель формирования современной структуры Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Э. Конторович, С.Ю. Беляев, А.К. Башарин, Ю.Ф. Филиппов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований, Иркутск, 20-23 октября, 2003. - Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. - С. 120-123.

49. Конторович, А.Э. Предьенисейская нефтегазоносная субпровинция: осадочные комплексы, тектоника, перспективы нефтегазоносности / А.Э. Конторович, А.И. Варламов, А.С. Ефимов, В.А. Конторович, Ю.Ф. Филиппов, С.Ю. Беляев, Л.М. Бурштейн, А.Г. Клец, С.В. Сараев // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: сб. материалов. Всерос. научн. конференции с участием иностранных ученых (29 сентября - 2 октября 2008 г., Тюмень-Новосибирск). - Новосибирск, 2008а. - С. 110-117.

50. Конторович, А.Э. Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) / А.Э. Конторович, А.И. Варламов, В.Г. Емешев, А.С. Ефимов, А.Г. Клец, А.В. Комаров, В.А. Конторович, И.В. Коровников, С.В. Сараев, Ю.Ф. Филиппов, И.В. Вараксина, В.Н. Глинских, В.А. Лучинина, Н.В. Новожилова, Т.В. Петель, Н.В. Сенников, А.В. Тимохин // Геология и геофизика. - 2008б. - Т. 49. - №11. - С. 1119-1128.

51. Конторович, А.Э. Разрез венда восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) / А.Э. Конторович, А.И. Варламов, Д.В. Гражданкин, Г.А. Карлова, А.Г. Клец, В.А. Конторович, С.В. Сараев, А.А. Терлеев, С.Ю. Беляев, И.В. Вараксина, А.С. Ефимов, Б.Б. Кочнев, К.Е. Наговицин, А.А. Постников, Ю.Ф. Филиппов // Геология и геофизика. - 2008в. - Т. 49. - №12. - С. 1238-1247.

52. Конторович, А.Э. Новый тип разреза кембрия в основании домезозойского комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна по результатам бурения параметрической скважины Восток-1 на севере Томской области / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, А.И. Варламов, А.Г. Клец, А.С. Ефимов, И.В. Коровников, С.В. Сараев, Н.В. Сенников, Ю.Ф. Филиппов, И.В. Вараксина, А.В. Тимохин // Доклады Академии Наук. - 2009а. - Т 424. - № 3. - С. 358-362.
53. Конторович, А.Э. Предъенисейская нефтегазоносная область - новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, Ю.Ф. Филиппов, С.Ю. Беляев, В.А. Каштанов, А.В. Хоменко, Л.М. Бурштейн, В.И. Вальчак, А.С. Ефимов, А.А. Конторович, В.Н. Петров // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2006. - № 5-6. - С. 9-23.
54. Конторович, А.Э. Органическая геохимия венда и кембрия Предъенисейской субпровинции (на примере скважин Восток-1,3) / А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, В.Н. Меленевский, А.Н. Фомин // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: сб. материалов. Всерос. научн. конференции с участием иностранных ученых (29 сентября-2 октября 2008 г., Тюмень-Новосибирск). - Новосибирск, 2008г. - С.117-119.
55. Конторович, А.Э. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) / А.Э. Конторович, С.В. Сараев, А.Ю. Казанский, В.А. Каштанов, В.А. Конторович, В.А. Пономарчук, В.М. Тищенко, Ю.Ф. Филиппов // Геология и геофизика. - 1999. - Т.40. - №7. - С. 1022-1031.
56. Конторович, А.Э. Первый разрез венда в комплексе основания Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3 на востоке Томской области) / А.Э. Конторович, Б.С. Соколов, В.А. Конторович, А.И. Варламов, Д.В. Гражданкин, А.С. Ефимов, А.Г. Клец, С.В. Сараев, А.А. Терлеев, С.Ю. Беляев, И.В. Вараксина, Г.А. Карлова, Б.Б. Кочнев, К.Е. Наговицин, А.А. Постников, Ю.Ф. Филиппов // Докл. РАН. - 2009б. - Т. 424. - № 6. - С. 788-791.
57. Конторович, А.Э. Литология и органическая геохимия венда Предъенисейской субпровинции (по результатам бурения скважины Восток-3) / А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, С.В. Сараев, В.Н. Меленевский, А.Н. Фомин // Геология и геофизика. - 2011а. - Т. 52. - № 9. - С. 1213-1221.
58. Конторович, А.Э. Геохимия органического вещества кембрия Предъенисейской субпровинции (по результатам бурения скважин Восток-1 и Восток-3) / А.Э. Конторович,

- Е.А. Костырева, С.В. Сараев, В.Н. Меленевский, А.Н. Фомин // Геология и геофизика. - 2011б. - Т. 52. - № 6. - С. 737-750.
59. Конторович, А.Э. Разрез кембрия в восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-4) / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, И.В. Коровников, С.В. Сараев, Н.В. Сенников, Ю.Ф. Филиппов, А.И. Варламов, А.С. Ефимов, Ю.А. Филипцов, А.А. Постников, А.А. Терлеев, Г.А. Карлова, К.Е. Наговицин, Д.А. Токарев, Т.П. Батурина, И.А. Губин, Б.Б. Кочнев, Н.В. Новожилова, В.А. Лучинина // Геология и геофизика. - 2012. - Т. 53. - № 10. - С. 1273-1284.
60. Конторович, А.Э. Геология нефти и газа Сибирской Платформы / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. - М.: Недра, 1981. - 552 с.
61. Конторович, В.А. Принципы классификации тектонических элементов молодых платформенных областей (на примере Западной Сибири) / В.А. Конторович, С.Ю. Беляев // Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна. - Тюмень, 2000. - С. 10-12.
62. Конторович, В.А. Критерии классификации платформенных структур / В.А. Конторович, С.Ю. Беляев, А.Э. Конторович // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2004. - № 1. - С. 47-59.
63. Коровин, М.К. Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири / М.К. Коровин // Труды ГГИ ЗСФ АН СССР. Вып.15. – Новосибирск, 1956. - 134 с.
64. Кринин, В.А. Геологический разрез юго-восточной части Западно-Сибирской плиты / В.А. Кринин // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. - 1998. - С. 95-97.
65. Кудрявцев, Н.А. К проблеме поисков нефти в Западной Сибири / Н.А. Кудрявцев // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. Вып.3-4. – Новосибирск, 1943. - С. 1-9.
66. Кузнецов, В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений / В.Г. Кузнецов. - М.: Недра, 1992. - 240 с.
67. Кузнецов, В.Г. Бескаркасные рифы - типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 2. Иловые холмы и постройки, сложенные онколитоподобными образованиями. общая характеристика бескаркасных рифов / В.Г. Кузнецов // Литология и полезные ископаемые. - 1996. - № 6. - С. 602-613.
68. Кузнецов, В.Г. Литология: осадочные горные породы и их изучение / В.Г. Кузнецов. - М.: Недра, 2007. - 510 с.
69. Лидер, М. Седиментология / М. Лидер. - М.: Мир, 1986. - 439 с.
70. Логвиненко, Н.В. Основы методики исследования осадочных пород / Н.В. Логвиненко. - Харьков, 1962. - 207 с.

71. Логвиненко, Н.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Н.В. Логвиненко, Л.В. Орлова. - Л.: Недра, 1987. - 237 с.
72. Марьенко, Ю.И. Нефтегазоносность карбонатных пород / Ю.И. Марьенко. - М.: Недра, 1978. - 240 с.
73. Маслов, В.П. Строматолиты / В.П. Маслов. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 187 с.
74. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.С. Суркова. - М.: Недра, 1986. - 149 с.
75. Мельников, Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития) / Н.В. Мельников; Мин-во природ, ресурсов РФ, Сиб. науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. - Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. - 148 с.
76. Мирошников, Л.Д. К геологии доюрского фундамента в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. - 1960. - №4. - С. 33-42.
77. Морозов, В.П. Седиментогенез и постседиментационные изменения палеозойских карбонатных отложений востока Восточно-Европейской платформы : автореф. дис. ... д-ра. геол.-минералог. наук / В.П. Морозов. - Казань, 2009. - 48 с.
78. Обстановки осадконакопления и фации / под ред. Х. Рединга. - М.: Мир, 1990. - Т.2. - 352 с.
79. Накаряков, В.Д. Строение домезозойского фундамента Приенисейской полосы Западно-Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 1961. - №3. - С. 27-34.
80. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др. - Новосибирск: Наука, 1987. - 212 с.
81. Основные проблемы соленакопления / Под ред. А.Л. Яншина, Д.А. Жаркова. - Новосибирск: Наука, 1981. - 205 с.
82. Петтиджон, Ф.Дж. Осадочные породы / Ф.Дж. Петтиджон - М.: Недра, 1981. - 751 с.
83. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. - 64 с.
84. Решение Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. - 80 с.
85. Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений / Под ред. Ю.П. Казанского. - Новосибирск: Наука, 1973. - 208 с.

86. Ростовцев, Н.Н. К вопросу о строении складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности / Н.Н. Ростовцев, Т.Н. Симоненко, Д.Ф. Уманцев // Труды СНИИГГИМСа. Вып. 1. – Новосибирск, 1959. - С. 11-18.
87. Рухин, А.Б. Основы литологии / А.Б. Рухин. - Ленинград: Гостоптехиздат, 1961. - 799 с.
88. Сараев, С.В. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография / С.В. Сараев, А.В. Хоменко, Т.П. Батурина, Г.А. Карлова, В.А. Кринин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2004. - № 1. - С. 7-18.
89. Сараев, С.В. Палеосейсмичность в обстановках карбонатной седиментации / С.В. Сараев // Ленинградская школа литологии: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвящ. 100-летию со дня рожд. Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25-29 сентября 2012 г.). - СПб.: СПбГУ, 2012. - Т. I. - С. 247-249.
90. Седиментология / Р. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. - М.: Недра, 1980. - 640 с.
91. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов / Сост. и общ. ред. Н.К.Фортунатовой. - М.: НИИ-Природа, 2000. - 249 с.
92. Селли, Р.Ч. Введение в седиментологию / Р.Ч. Селли. - М.: Недра, 1981. - 370 с.
93. Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири / С.Н. Серебряков. - М.: Наука, 1975. - 160 с.
94. Сергеева, Э.И. Эпигенез осадочных пород: Учебное пособие для вузов / Э.И. Сергеева. - СПб.: СПбГУ, 2005. - 140 с.
95. Словарь по геологии нефти и газа / Сост. и отв. ред. К.А. Черников. - Л.: Недра, 1988. - 679 с.
96. Смирнов, Л.В. Структурные комплексы фундамента южной части Западно-Сибирской плиты / Л.В. Смирнов // Труды СНИИГГИМСа. Вып. 255. – Новосибирск, 1977. - С. 84-96.
97. Советов, Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы / Ю.К. Советов. - Новосибирск: Наука, 1977. - 228 с.
98. Страхов, Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов - М.: Наука, 1960-1962. - Т.1. - 212 с., Т.2. - 574 с., Т.3. - 550 с.
99. Соляная тектоника Сибирской платформы / Под ред. Косыгина Ю.А. // Труды СО АН СССР ИГиГ. Вып. №65. - Новосибирск: Наука, 1973. - 162 с.
100. Страхов, П.Н. К вопросу о влиянии процессов перекристаллизации на каверново-поровое пространство известняков / П.Н. Страхов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. - 1993. - №9. - С. 11-14.

101. Сурков, В.С. Рельеф поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Д.Ф. Уманцев // Труды СНИИГГИМСа. Вып. 62. – Новосибирск, 1967. - С. 53-62.
102. Сурков, В.С. Палеозойские осадочные бассейны Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности / В.С. Сурков, О.Г. Жеро // Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск, 1977. - С. 5-15.
103. Сурков, В.С. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, О.Г. Жеро. - М.: Недра, 1981. - 143 с.
104. Сурков, В.С. Складчатые системы и структуры доюрского фундамента / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Смирнов Л.В. // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. - 1984. - С. 56-70.
105. Теодорович, Г.И. Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля) / Г.И. Теодорович. - Л., 1958. - 527 с.
106. Трофимук, А.А. Нефть и природный газ Сибири / А.А. Трофимук // Вест. АН СССР. - 1964. - № 6. - С. 37-44.
107. Трофимук, А.А. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты / А.А. Трофимук, В.С. Вышемирский, Н.П. Запивалов // Геология и геофизика. - 1972. - № 7. - С. 3-13.
108. Туаев, Н.П. Перспективы нефтеносности Западно-Сибирской низменности и план развития геологоразведочных работ в третьей пятилетке / Н.П. Туаев // Разведка недр. - 1939. - № 10-11. - С. 21-35.
109. Тумашов, И.В. Влияние условий осадконакопления на формирование коллекторских свойств верхнедокембрийских отложений параметрической скв. Восток-3 (юго-восток Западно-Сибирской плиты) / И.В. Тумашов // «Трофимуковские чтения - 2007». Научная конференция молодых ученых, аспирантов, студентов, 8-14 октября 2007 г.: материалы конференции. - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2007а. - С. 48-50.
110. Тумашов, И.В. Литология верхнедокембрийских карбонатных отложений параметрической скв. Восток-3 (юго-восток Западно-Сибирской плиты) / И.В. Тумашов // «Студент и научно-технический прогресс». Геология: сб. материалов. междунар. научн. конференции «МНСК XLV» (10-12 апреля 2008 г., г. Новосибирск). - Новосибирск: НГУ, 2007б. - С. 91-93.
111. Тумашов, И.В. Литолого-петрофизическая характеристика рифей-палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты / И.В. Тумашов // «Студент и научно-технический прогресс». Геология: сб. материалов. междунар. научн. конференции «МНСК XLVI» (26-30 апреля 2008 г., Новосибирск). - Новосибирск: НГУ, 2008а. - С. 8-10.

112. Тумашов, И.В. Обстановки формирования венд-кембрийских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы / И.В. Тумашов // «Трофимуковские чтения - 2008». Научная конференция молодых ученых, аспирантов, студентов. 5-12 октября 2008 г.: материалы конференции. - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2008б. - Т.П.С. 132-134.
113. Тумашов, И.В. Литолого-петрофизическая характеристика венд-палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты / И.В. Тумашов // Вестник НГУ. - 2008в. - С. 87-93.
114. Тумашов, И.В. Седиментационные факторы формирования коллекторских свойств венд-кембрийских отложений Приенисейской нефтегазоносной субпровинции (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) / И.В. Тумашов, И.В. Варакина // ГЕО-Сибирь-2009. Т. 2. Недропользование. Новые направления технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых : сб. материалов. междунар. научн. конгресса «ГЕО-Сибирь-2009» (20-24 апреля 2009 г., Новосибирск). - Новосибирск : СГГА, 2009. - С. 93-97.
115. Тумашов, И.В. Литология и коллекторские свойства венд-нижнекембрийских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции / И.В. Тумашов // «Концептуальные проблемы литологических исследований в России». VI Всероссийское литолог. совещание: сб. матер. (26-30 сентября 2011 г., Казань). - Казань: Казан. ун-т, 2011. - Т.П. - С. 346-349.
116. Тумашов, И.В. Литология венд-кембрийских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции (по результатам бурения параметрических скважин восток-1,3,4) / И.В. Тумашов // «Фациальный анализ в нефтегазовой литологии». II Региональное совещание, посвященное 100-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук Л.Н. Ботвинкиной. 9-11 апреля 2012 г.: материалы совещания. - Томск: ЦППС НД, 2012.- С. 276-283.
117. Тумашов, И.В. Влияние постседиментационных процессов на формирование коллекторских свойств венд-нижнекембрийских карбонатных отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции [Электронный ресурс] / И.В. Тумашов // Нефтегазовая геология. Теория и практика: электрон, науч. журнал. - 2013а. - Т.8. - №1. - С. 1-21. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/gub/4/1_2013.pdf, свободный.
118. Тумашов, И.В. Литология венд-нижнекембрийских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции (по результатам бурения параметрических скважин Восток-1,3,4) / И.В. Тумашов // Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. - 2013б. - Т. 323. - № 1: Науки о Земле. - С. 99-104.
119. Тумашов, И.В. Резервуары нефти и газа в венде и кембрии Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции / И.В. Тумашов // «Актуальные проблемы геологии нефти и

- газа Сибири». Всероссийская научная конференция молодых ученых и студентов, посвященная 80-летию академика А.Э. Конторовича: сб. матер. (10-15 февраля 2014 г., Новосибирск). - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. - С. 77-80.
120. Уилсон, Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории / Дж.Л. Уилсон. - М.: Недра, 1980. - 463 с.
121. Филиппов, Ю.Ф. Геология и перспективы нефтегазоносности домезозойских отложений левобережья р. Енисей (Кеть-Елогуйское междуречье): автореф. дис. ... к-та. геол.-минералог. наук / Ю.Ф. Филиппов. - Новосибирск, 2001. - 24 с.
122. Филиппов, Ю.Ф. Новый опорный разрез кембрия Предъенисейского осадочного бассейна (по материалам бурения параметрической скважины Восток-4) / Ю.Ф. Филиппов, А.Э. Конторович, В.А. Конторович, Коровников И.В., Сараев С.В. // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Материалы Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых (27-28 апреля 2010 г.), Тюмень-Новосибирск. - Новосибирск, 2010. - С. 183-188.
123. Фортунатова, Н.К. Атлас структурных компонентов карбонатных пород / Н.К. Фортунатова, О.А. Карцева, А.В. Баранова, Г.В. Агафонова, И.П. Офман. - М.: ВНИГНИ, 2005. - 440 с.
124. Хабаров, Е.М. Сравнительная характеристика позднекембрийских рифогенных формаций / Е.М. Хабаров. - Новосибирск: Наука, 1985. - 125 с.
125. Хабаров, Е.М. Карбонатная седиментация в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири и некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии / Е.М. Хабаров // Геология и геофизика. - 2011. - Т. 52. - № 10. - С. 1447-1465.
126. Хворова, И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы / И.В. Хворова. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 171 с.
127. Чарыгин, М.М. Почему нужно искать нефть за Уралом / М.М. Чарыгин // Нефть. - 1933. - №1. - С. 4-6.
128. Шатский, Н.С. Проблемы нефтеносности Сибири / Н.С. Шатский // Нефтяное хозяйство. - 1932. - Т.24. - № 9.- С. 131-140.
129. Шванов, В.Н. Петрография песчаных пород / В.Н. Шванов. - Ленинград: Недра, ленингр. отделение, 1987. - 269 с.
130. Швецов, М.С. Петрография осадочных пород / М.С. Швецов. - М.: Изд-во ГОНТИ, 1958. - 416 с.
131. Швецов, М.С. Основы классификации осадочных пород / М.С. Швецов // Генезис и классификация осадочных пород. - М.: Наука, 1968. - С. 17-23.

132. Япаскурт, О.В. Стадиальный анализ литогенеза / О.В. Япаскурт. - М.: Изд-во МГУ, 1995. - 142 с.
133. Burne, R.V. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities / R.V. Burne, L.S. Moore. - *Palaios*, 1987. - V.2. - P. 241-254.
134. Calcareous algae and stromatolites / Ed. Riding R. - Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. - 571 p.
135. Dunham, R. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / R. Dunham // *Bull. Amer. Petrol.* - 1962. - Mem.1. - P. 108-121.
136. Folk, R.L. Practical petrographic classification of limestone / R.L. Folk // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959. - V.43. - №1. - P. 1-38.
137. Flügel, E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application* / E. Flügel. - Second Edition. Springer. - Verlag Berlin Heidelberg, 2010. - 1006 p.
138. Hardie, L.A. Carbonate depositional environments modern and ancient. Pt.3: Tidal flats / L.A. Hardie, E.A. Shinn // *Quart. Colorado School of Mines.* - 1986. - V.81. - №1. - P. 1-74.
139. James, N.P. Facies models: 7-Introduction to carbonate facies models/ N.P. James // *Geoscience Canada*, 1977. - №4. - P. 123-126.
140. James, N.P. Shallowing-upward sequences in carbonates / N.P. James // *Facies models.* - 1984. - P.213-228.
141. Irwin, M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation / M.L. Irwin // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* - 1965. - V.49. - P. 445-459.
142. Monty, C.L.V. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats. Eastern Andros Island, Bahamas / C.L.V Monty // *Ibid.* - 1967. - T. 90. - N 1/3. - P. 55-100.
143. Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of NW Andros Island, Bahamas / Ed. L.A. Hardie. - Baltimore: Johns Hopkins Press, 1977. - 202 p.

Фондовые работы

144. Бурение параметрической скважины Восток-3 в восточной части Томской области: отчет о НИР (окончательный):151-05 / ИГНГ СОРАН; рук. Конторович А.Э.; исполн.: Клец А.Г. - Новосибирск, 2006а. - 233 с. - Библиогр.: с. 220-229. - № ГР 35-05-31/2. - Инв. № 591 К.
145. Бурение параметрической скважины Восток-1 в северо-восточной части Томской области: отчет о НИР (окончательный): 151-03 / ИГНГ СОРАН; рук. Конторович А.Э.; исполн.: Клец А.Г. - Новосибирск, 2006б. - 265 с. - Библиогр.: с. 220-229. - № ГР 35-05-31/2. - Инв. № 587 К.
146. Завершение бурения скважины Восток-4: отчет о НИР (окончательный): 16-07-98-1 / ИГНГ СОРАН; рук. Конторович А.Э.; исполн.: Филиппов Ю.Ф., Макеев А.В. - Красноярск-Новосибирск, 2009. - 212 с.- Библиогр.: с. 236-257. - № ГР 16-07-98/1. - Инв. № 847 К.

147. Научный анализ геолого-геофизических данных, полученных при бурении скважины Аверинской-150 на Аверинской площади: отчет о НИР (окончательный): 31-2000 (61-99) / ИГНГ СОРАН; рук. Конторович А.Э.; исполн.: Хоменко А.В. - Новосибирск, 2001. - 397 с. - Библиогр.: с. 236-229. - № ГР 35-05-31/2. - Инв. № 323.
148. Параметрическая скважина Лемок-1. Красноярский край: отчет о НИР (окончательный): 101 (16-98) / ИГНГ СОРАН; рук. Конторович А.Э.; исполн.: Хоменко А.В. - Новосибирск, 1999. - 307 с. - Библиогр.: с. 236-229. - № ГР 35-05-31/2. - Инв. № 147.
149. Детальное изучение стратиграфии, геохимии, петрофизики, гидрогеологии и критериев прогноза нефтегазоносности востока Томской области по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади: отчет о НИР (окончательный): 60-95 / ОИГГМ; рук. Конторович А.Э.; исполн.: Каштанов В.А., Филиппов Ю.Ф. - Новосибирск, 1997. - 446 с. - Библиогр.: с. 236-229. - № ГР 35-05-31/2. - Инв. № 91-1.