

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

ЛЕМЕШКО МАРИЯ НИКОЛАЕВНА

**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ
КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ УСТЬ-КУТСКОГО НЕФТЕНОСНОГО
ГОРИЗОНТА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ
АНТЕКЛИЗЫ**

Специальность 25.00.16 – «Горнопромышленная и нефтегазопромысловая
геология, геофизика, маркшейдерское дело и геометрия недр»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель –
доктор геолого-минералогических
наук, профессор А.А. Поцелуев

Томск – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Обзор исследования древних карбонатных пород.....	11
1.1. Классификация карбонатных пород.....	22
Глава 2. Геологическое строение района исследований.....	30
2.1. Стратиграфия.....	32
2.2. Тектоника.....	41
2.3. Нефтегазоносность.....	46
Глава 3. Методика исследований.....	51
Глава 4. Литологическая характеристика карбонатных отложений усть-кутского горизонта.....	65
4.1. Общая характеристика разреза.....	66
4.2. Литогенетическая типизация пород.....	74
4.3. Литологические критерии реконструкции условий формирования и локализации коллекторов.....	85
Глава 5. Особенности пустотного пространства, постседиментационные процессы и нефтенасыщенность отложений усть-кутского горизонта.....	89
5.1. Пористость и проницаемость литогенетических типов.....	89
5.1.1. Характеристика пустотного пространства.....	92
5.2. Постседиментационные процессы.....	101
5.2.1. Доломитизация и перекристаллизация.....	103
5.2.2. Выщелачивание.....	104
5.2.3. Окремнение.....	107
5.2.4. Сульфатизация.....	108
5.2.5. Трещиноватость.....	109
5.2.6. Засолонение.....	109
5.3. Нефтенасыщенность пород.....	113
Глава 6. Геохимические критерии условий формирования карбонатных коллекторов усть-кутского горизонта.....	123

6.1. Характеристика и анализ обстановок осадконакопления.....	128
6.1.1. Климат, соленость.....	133
6.1.2. Окислительно-восстановительные условия.....	135
Глава 7. Критерии локального прогноза пород-коллекторов в карбонатных отложениях усть-кутского горизонта.....	141
Заключение.....	147
Литература.....	149

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования являются карбонатные отложения усть-кутского продуктивного горизонта тэтэрской свиты центральных районов Непско-Ботуобинской антеклизы.

Актуальность темы. Непско-Ботуобинская нефтегазоносная область по уровню освоения и перспективам открытия залежей углеводородов является ведущей как в пределах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, так и в целом в Восточной Сибири. ОАО «НК «Роснефть», которая располагает здесь значительным количеством лицензионных участков, рассматривает этот регион в качестве одного из ключевых с позиции перспектив наращивания запасов углеводородного сырья.

Основные перспективы открытия новых месторождений углеводородов в Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области связаны с карбонатными венд-кембрийскими отложениями осинского, усть-кутского, преображенского горизонтов, которые изучены скважинами по многим перспективным площадям. Однако их изученность носит неполный характер и далеко не все перспективные площади охвачены комплексом детальных исследований.

Исследованиями литологических особенностей, минерального состава, распределения пород-коллекторов, условий образования венд-кембрийских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы занимались Н.М. Скобелева, Л.С. Чернова, Т.И. Гурова, И.А. Бурова, О.В. Постникова, Г.Г. Шемин, С.Г. Шашин, А.И. Ларичев, Ю.Л. Брылкин, Н.Е. Гущина, В.С. Воробьев, А.П. Вилесов, Е.М. Хабаров, И.В. Вараксина, Е.А. Губина и другие. Более подробно усть-кутский продуктивный горизонт рассмотрен в работах И.А. Буровой, Л.С. Черновой, Т.И. Гуровой, на современном этапе Е.А. Губиной, где он изучен в скважинах Верхнечонского, Даниловского месторождений, Вилуйско-Джербинской, Верхневилучанской площадях и др. В публикациях этих авторов выделены различные литологические типы, описаны основные вторичные изменения, рассмотрены коллекторские свойства и условия образования отложений горизонта.

Автором был выбран усть-кутский продуктивный горизонт, вскрытый скважинами в 2009-2012 гг. Особенностью горизонта является весьма низкая проницаемость нефтеносных отложений и широкое распространение постседиментационных процессов, которые привнесли неоднородность фильтрационно-емкостных свойств, как по площади, так и по разрезу. Применение стандартных методов изучения слабопроницаемых карбонатных отложений не позволяет локализовать участки, дающие существенные притоки нефти из пластов. Повышение притоков нефти часто достигается с помощью методов интенсификации, что требует знание литологии и структуры пустотного пространства. В связи с этим возникла необходимость всесторонне изучить литологические особенности, фильтрационные и емкостные свойства, фациальные и геохимические условия образования отложений горизонта, разработать критерии выделения коллекторов. С целью эффективного прогнозирования зон с улучшенными коллекторскими свойствами, выбора оптимального режима освоения и определения районов поисков новых залежей нефти.

Актуальность темы обусловлена слабой изученностью отложений усть-кутского горизонта, сложностью строения и специфичностью состава нефтеносных толщ.

Район исследований находится на западе, северо-западе Непского свода в центральной части Непско-Ботубинской нефтегазоносной области, приуроченной к одноименной антеклизе. В работе детально изучены отложения усть-кутского горизонта, вскрытые скважинами в пределах четырех лицензионных участков (ЛУ) – Восточно-Сугдинского, Могдинского, Санарского, Преображенского.

Цель работы – выделить литогенетические типы карбонатных отложений усть-кутского горизонта, установить их пространственное положение в осадочном бассейне, оценить их нефтеносность, коллекторские свойства и проанализировать геохимические условия обстановок осадконакопления отложений, разработать критерии локального прогноза коллекторов.

Основные задачи исследования:

- составление общей характеристики разреза по керновым данным;
- выделение в разрезе и описание основных литогенетических типов пород;
- составление обобщенной схемы-модели формирования литогенетических типов в осадочном бассейне;
- анализ фильтрационно-емкостных свойств и структуры пустотного пространства;
- оценка влияния постседиментационных процессов на коллекторские свойства пород;
- выявление зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами и характеристика нефтенасыщенности пород-коллекторов;
- установление связи нефтенасыщения с постседиментационными процессами;
- реконструкция и анализ условий осадконакопления по рассчитанным геохимическим показателям;
- разработка комплекса критериев локального прогноза коллекторов для постановки первой очереди разведочно-эксплуатационных работ.

Фактический материал и методы исследования. Литолого-седиментологические, петрофизические и геохимические исследования были выполнены на базе ОАО ТомскНИПИнефть, ОАО НПЦ «Тверьгеофизика», ИНГГ СО РАН в рамках договорных работ с ООО «РН-Эксплорейшн».

Анализы были выполнены сотрудниками лаборатории седиментологии, физики пласта, геохимии ОАО ТомскНИПИнефть (М.Н. Лемешко, Я.Н. Рощина, Е.Д. Полумогина, Ю.М. Лопушняк, Н.В. Обласов, Р.С. Кашапов, Е.Г. Ачкасова и др.), ИНГГ СО РАН (И.В. Вараксина, Е.М. Хабаров и др.), ОАО НПЦ «Тверьгеофизика» (А.Н. Никитин, Н.В. Конюхова и др.), ФГУП «ВНИГНИ» (Г.В. Агафонова).

Автором изучено 9 разрезов скважин, представленных 542 метрами керна материала. Исследовано 419 шлифов, по которым был изучен вещественный состав, постседиментационные изменения и особенности

пустотного пространства пород. Детальная характеристика структуры пустотного пространства была получена в ходе обработки около 150 снимков растровой электронной микроскопии. Количественное соотношение содержания минералов в породе установлено по результатам РФА (506 образцов). Характеристика коллекторских свойств пород получена в результате обработки 1323 определений пористости и проницаемости. Состав и распределение битумоидов в породах изучен люминесцентно-микроскопическим методом в 500 образцах. Геохимическая характеристика условий осадконакопления основывалась на данных ICP-MS анализа (11 образцов).

Защищаемые положения.

1. В строении усть-кутского горизонта центральной части Непско-Ботубинской антеклизы выделено 4 литогенетических типа отложений, занимающие определенное пространственное положение в осадочном бассейне (зернистые доломиты, включая интракластовые и перекристаллизованные; микритовые (кристаллические) доломиты в разной степени перекристаллизованные; доломит-ангидритовые породы с содержанием ангидрита выше 30 %, строматолитовые доломиты). Наиболее перспективным, с позиции формирования коллекторов является первый тип.

2. Формирование пустотного пространства пород усть-кутского горизонта произошло на постседиментационной стадии эволюции бассейна (позднего диагенеза). При этом процессы перекристаллизации и выщелачивания наиболее положительно повлияли на коллекторские свойства пород-коллекторов. В изученном разрезе лучшими фильтрационно-емкостными свойствами и высоким нефтенасыщением обладают породы верхнего усть-кутского пласта (Б₃₋₄), содержащие смолистые битумоиды.

3. Разработан комплекс критериев локального прогноза коллекторов для постановки первой очереди разведочно-эксплуатационных работ, включающий фациальные, геохимические (V/Cr , Mo/Mn , Sr/Ba , $\sum Ce/\sum Y$, $LREE/HREE$) и литологические критерии.

Научная новизна. Личный вклад.

1. Впервые проведена литогенетическая типизация пород усть-кутского горизонта центральной части Непско-Ботубинской антеклизы, составлена обобщенная схема-модель их формирования. Выделен литогенетический тип пород (зернистые доломиты) как наиболее перспективный на выявление зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами.

2. Охарактеризована структура пустотного пространства пород усть-кутского горизонта. Впервые проведена количественная оценка пор и каверн, наличия в них солей и установлена корреляционная зависимость между этими параметрами и фильтрационно-емкостными свойствами пород.

3. Показана связь нефтенасыщения пород усть-кутского горизонта с фильтрационно-емкостными свойствами и постседиментационными процессами.

4. Нефтенасыщение карбонатных пород усть-кутского горизонта впервые оценено люминесцентно-микроскопическим экспресс-методом, результаты которого уверенно согласуются с пиролитическим анализом.

5. Условия формирования отложений усть-кутского горизонта впервые реконструированы и проанализированы с использованием геохимических показателей по элементам-примесям.

6. Определены критерии локального прогноза карбонатных коллекторов с улучшенными коллекторскими свойствами.

Практическая значимость. Практическая значимость работы и реализация результатов заключается в возможности использования выявленных закономерностей в совокупности с литологическими, фациальными и геохимическими критериями локального прогноза коллекторов для постановки первой очереди разведочно-эксплуатационных работ. Проведенная литогенетическая типизация, анализ фильтрационно-емкостных свойств и условий осадконакопления отложений усть-кутского продуктивного горизонта являются неотъемлемой частью исследований, необходимых для эффективного промышленного освоения месторождений.

Предложенный в работе методический подход исследований может быть использован для локального прогноза зон улучшенных коллекторских свойств карбонатных отложений со схожими условиями образования слабопроницаемых коллекторов.

Полученные результаты также планируется использовать для расчета и выбора технологических операций по воздействию на пласт для составления схем разработки и добычи углеводородов.

Публикации и апробация работы. По теме диссертационной работы опубликовано 10 научных статей, из которых 3 статьи опубликованы в журналах, рекомендуемых ВАК РФ.

Полученные в ходе работы выводы и обобщения представлялись на научно-практических конференциях: молодых специалистов ОАО «ТомскНИПИнефть» (г. Томск, 2011, 2012 г.); «Современные вызовы при разработке и обустройстве месторождений нефти и газа Сибири» (г. Томск, 2011 г.); научной конференции молодых ученых, аспирантов и студентов «Трофимуковские чтения-2011» (г. Новосибирск, 2011 г.); XV и XVII международном научном симпозиуме студентов, аспирантов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2011, 2013 г.); II Регионального совещания, посвященного 100-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук Л.Н. Ботвинкиной (г. Томск, 2012 г.).

Структура и объем диссертации. Диссертация включает введение, семь глав, заключение, список цитируемой литературы. Полный объем диссертации составляет 156 страниц, в том числе 67 рисунков и 16 таблиц. Список литературы содержит 118 наименований.

Диссертация выполнена в институте «ТомскНИПИнефть» и Национальном исследовательском Томском политехническом университете под научным руководством профессора, доктора геолого-минералогических наук Поцелуева Анатолия Алексеевича, которому автор выражает признательность и глубокую благодарность. Автор выражает особую благодарность Шалдыбину Михаилу

Викторовичу и Жуковской Елене Анатольевне за научное консультирование и ценные советы на всех этапах подготовки работы.

Также автор признателен за неоценимую поддержку и советы Лемешко Д.И., Парначеву С.В., Шаминовой М.И., Полумогиной Е.Д., Мурзиной Н.С., Рощиной Я.Н., Гайдуку А.В., Каячеву Н.Ф., Обласову Н.В., коллективу лаборатории седиментологии, геохимии и физики пласта ДЛИ ОАО «ТомскНИПИнефть».

Глава 1. Обзор исследований древних карбонатных пород

В формировании представлений о вероятной нефтегазоносности отложений докембрия Земли выдающаяся роль принадлежит советской и российской геологической науке. Еще в 1929 г. в статье «Где и как искать нефтеносные провинции СССР» А.Д. Архангельский обратил внимание на большие перспективы нефтегазоносности карбонатных комплексов кембрия Сибирской платформы, в которых известны многочисленные нефте- и битумопроявления на склонах Анабарской и Алданской антеклиз. Как оказалось позже, согласно современным стратиграфическим схемам, эти отложения имеют в основном докембрийский, вендский возраст. Первые упоминания о вероятной нефтеносности докембрия в Сибири имеются в ряде работ М.А. Усова, опубликованных во второй половине 30-х годов нашего столетия.

А.А. Трофимук в первой половине 60-х годов впервые обосновал необходимость целенаправленных поисков месторождений нефти и газа в отложениях докембрия Сибирской платформы (Конторович, Трофимук, 1996). В 1964 г. А.А. Трофимук писал, что в пределах Сибирской платформы в допалеозойских осадочных толщах представляется возможным впервые на Земле обнаружить древнейшие залежи нефти (Трофимук, 1964). С этого времени А.А. Трофимук взял «шефство» над Сибирским регионом, стал одним из главных редакторов всех периодически выходящих карт перспектив нефтегазоносности, разрабатывал направления методики и поисков месторождений нефти и газа в этом регионе.

В России наиболее крупный вклад в познание геологии докембрия, помимо научной школы академика А.А. Трофимука внесли школы академиков Ю.А. Косыгина, М.А. Семихатова, А.В. Сидоренко, В.Е. Хаина. Н.Б. Вассоевич и ряд крупных ученых МГУ им. М.В. Ломоносова (И.В. Высоцкий, Б.А. Соколов, А.Н. Гусева, Ю.А. Корчагина, Е.И. Тараненко) в 70-е годы опубликовали ряд

статей, посвященных проблемам нефтегазоносности докембрия. В них впервые была предпринята попытка рассмотреть глобальные закономерности и геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности докембрия. Н.Б. Вассоевич и его соавторы (Вассоевич, 1970) сделали вывод о возможности открытия скоплений нефти и газа в докембрии, согласились с относительно высоким прогнозом нефтегазоносности рифея и венда Сибирской и Русской платформ.

А.Н. Золотовым в начале 80-х годов проведены работы по обобщению материалов по нефтегазоносности докембрийских и палеозойских осадочных отложений. Он всесторонне проанализировал геологическую историю и критерии нефтегазоносности древних платформ.

Наибольший вклад в изучение геологии докембрия Сибирской платформы, научное обоснование и открытие месторождений нефти и газа в докембрии внесли А.А. Трофимук, В.Е. Бакин, А.Э. Конторович, М.М. Мандельбаум, Б.Л. Рыбьяков, В.В. Самсонов, В.С. Сурков, А.С. Анциферов, Т.К. Баженова, Э.А. Базанов, М.П. Гришин, Д.И. Дробот, А.Н. Золотов, Л.Л. Кузнецов, А.А. Конторович, А.И. Ларичев, Н.В. Мельников, В.С. Старосельцев, А.В. Хоменко, В.В. Хоментовский, Г.Г. Шемин, В.Ю. Шенфиль, М.С. Якшин и др. (Конторович, Трофимук, 1996).

А.Э. Конторович совместно с Н.В. Мельниковым и В.С. Старосельцевым разработал современную схему нефтегазогеологического районирования Сибирской платформы, выделил в ее составе две провинции – Лено-Тунгусскую и Хатангско-Вилуйскую. В последующих работах проведено расчленение геологического разреза провинций на резервуары, описаны месторождения нефти и газа, проанализированы закономерности их размещения и предложены схемы условий их формирования. А.Э. Конторовичу, С.А. Кащенко, В.С. Суркову и А.А. Трофимуку впервые удалось обосновать, что Байкитская, Непско-Ботуобинская антеклизы и Катангская седловина являются областями газонефтеносными и поиски нефти нужно сосредоточить на этих территориях (Мазов, Касаткин, 2009).

Наиболее важными публикациями в вопросе геологии и нефтегазоносности Восточной Сибири являются две монографии: «Геология нефти и газа Восточной

Сибири» под редакцией А.Э. Конторовича, В.С. Суркова и А.А. Трофимука (1981 г.) и «Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР» под той же редакцией (1986 г.) (Геолого-геохимические..., 1989).

Во второй монографии более детально рассматриваются вопросы геологического строения и нефтегазоносности Непско-Ботуобинской антеклизы. Большое внимание уделяется изучению всего многообразия типов резервуаров, ловушек и залежей нефти и газа.

По стратиграфической и литологической приуроченности залежи нефти и газа, по мнению авторов, могут быть разделены на три основные группы. К первой относятся углеводородные скопления пластов группы Б (преображенский (Б₁₂), усть-кутский I и II (Б₃₋₄ и Б₅), осинский (Б₁) продуктивные горизонты). Тип коллекторов и флюидоупоров в этой группе карбонатный. Вторая группа объединяет залежи с терригенным типом коллектора, и карбонатным либо сульфатно-карбонатным типом флюидоупора. Третья группа залежей приурочена к пластам с терригенным составом коллекторов и флюидоупоров. Отмечено, что залежи карбонатных пластов обладают сложным строением резервуаров и низкими фильтрационно-емкостными свойствами (Непско-Ботуобинская..., 1986).

Сведения по стратиграфии докембрия, полученные за последние десятилетия исследований в процессе нефтегазопроискового бурения на Сибирской платформе, опубликованы в монографии (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005) коллектива авторов ГФУП СНИИГГиМСа (Н.В. Мельников, А.О. Ефимов, Л.И. Килина, Л.Н. Константинова, Б.Г. Краевский, О.Н. Лебедева, П.Н. Мельников, Л.В. Рябкова, А.Б. Федоров, Б.Б. Шишкин), ИГНГ СО РАН (Г.А. Карлова, Б.Б. Кочнев, А.А. Постников, А.А. Терлеев, М.Ш. Файзуллин, М.С. Якшин) и МП КНИИГГиМС (А.Ф. Бабинцев, О.В. Гутина, Н.В. Прицан). Стратиграфия и история развития венд-кембрийского соленосного бассейна Сибирской платформы рассмотрена в одноименной книге Мельникова Н.В. (Венд-кембрийский соленосный..., 2009).

Вопросы стратиграфии, тектоники, литолого-фациального районирования, оценки перспектив нефтегазоносности на уровне продуктивных пластов венда и нижнего кембрия детально освещены в монографии Шемина Г.Г. (Геология и перспективы..., 2007). Она является итогом более чем 30-летней научной деятельности автора по проведению комплексных исследований вендских и нижнекембрийских нефтегазоносных отложений центральных районов Сибирской платформы. В работе изложены методика и результаты детальной корреляции отложений на уровне зональных циклитов, разработаны циклографические схемы венда и нижнего кембрия, приведены предложения по дополнению и уточнению региональной стратиграфической схемы вендских отложений и индексации продуктивных пластов. В монографии подчеркивается, что степень разведанности центральных районов Сибирской платформы достаточно низкая, особенно подсолевого карбонатного венд-нижнекембрийского комплекса, являющегося основным месторождением нефти и газа рассматриваемой территории.

Карбонатным породам посвящены многочисленные сборники научных трудов, монографии, учебные пособия. В решении проблемы изучения карбонатных пород – коллекторов нефти и газа свой вклад внесли В.П. Маслов (1928, 1960), С.Г. Вишняков (1933), А.И. Конюхов (1976), Е.М. Смехов (1974, 1985), Ф.И. Котяхов (1977), К.И. Багринцева (1977, 1982, 1986), Л.П. Гмид (1968, 1970, 1985, 2006), Ю.И. Марьенко (1978, 1986), В.Н. Киркинская (1981), Б.К. Прошляков, В.Г. Кузнецов (1978, 1992, 2003), А.Н. Дмитриевский (1982, 1986, 1993), И.В. Хворова (1958), Дж. Уилсон (1980), Э. Флюгель (1982, 2004) и другие (Багринцева, 1999). Последние два автора уделили большое внимание анализу карбонатных микрофаций.

В 30-е годы начинаются первые более детальные исследования карбонатных пород с систематизацией сведений о них по отдельным районам и регионам. Это работы Н.А. Архангельской (1934) по силурийским карбонатным образованиям Ленинградской области; Е.П. Александровой (1938, 1939) по карбонатным породам западного склона Урала; Н.М. Страхова (1939) по доманиковым фациям

Южного Урала; В.Б. Татарского (1939) по карбонатным породам Средней Азии и многие другие. В эти же годы начались исследования по условиям образования карбонатных пород, в том числе и генезису доломитов (Кротов, 1925, Татарский, 1937, 1939) (Киркинская, Смахов, 1981).

Работами этого периода были заложены основы региональной литологии карбонатных отложений, классификации, их минералогии, описания структурно-текстурных особенностей, выявлены условия образования, установлен характер вторичных изменений. Со второй половины пятидесятых годов началось очень активное изучение современных карбонатных осадков морей и океанов, анализ сравнения их с древними осадочными породами, изучались их вторичные изменения. Прорыв в этой области связан с исследованиями Дж. Уилсона, Р. Гинзбурга, Р. Данема, Ф. Петтиджона, Р. Фолка и др. Можно отметить, что в отличие от наиболее распространенных классификаций отечественных, основанных на генетических признаках (И.В. Хворова, М.С. Швецова и др.), за рубежом были разработаны структурные классификации (схемы Р. Фолка, Р. Данема) общепринятые сейчас во всем мире (Кузнецов, 2003).

Среди всего многообразия литературы хотелось бы отметить работы В.Г. Кузнецова (2000, 2003, 2010), В.Н. Киркинской (1981), К.И. Багринцевой (1999), Т.И. Гуровой и Л.С. Черновой (1988).

В монографиях К.И. Багринцевой (Условия..., 1999), В.Н. Киркинской и Е.М. Смахова (Карбонатные..., 1981) освещены процессы формирования и сохранения порового пространства в карбонатных толщах различного состава и генезиса. Рассмотрены классификации, основные типы карбонатных пород, вопросы влияния условий седиментации и постседиментационных изменений на формирования их коллекторских свойств. К.И. Багринцева уделяет значительное внимание методам, повышающим достоверность выявления и оценки карбонатных коллекторов со сложным строением пустотного пространства. В ее работе показано, что специфические условия формирования пустотного пространства карбонатных пород различной литофациальной принадлежности предопределяет направленность и интенсивность постседиментационных

изменений. Изучены карбонатные коллекторы ряда крупнейших месторождений Прикаспийской впадины и Тимано-Печорской провинции.

В литературе существуют различные атласы, где сведена информация по карбонатным породам (Хворова, 1958; Гмид, Леви, 1972; Багринцева, Дмитриевский, Бочко, 2003; Фортунатова, Карцева, 2005; Морозов, Королев, 2008), кратко остановимся на некоторых из них. В атласе карбонатных пород-коллекторов Л.П. Гмид и С.Ш. Леви отражены комплексные исследования карбонатных пород палеозойского и мезозойского возраста некоторых районов Сибирской и Русской платформ. Рассмотрена классификация порового и трещинного пространства, влияние различных литологических факторов на формирование коллекторских свойств пород. Некоторые положения авторов являются дискуссионными. Это касается генезиса доломитов, условности границы диагенетической и эпигенетической перекристаллизации (доломитизации) и некоторых других. В атласе К.И. Багринцевой и др. изучены коллекторы венд-риффея в пределах Лено-Тунгусской провинции по трем месторождениям: Верхнечонское, Юрубченское и Таас-Юряхское. В книге В.П. Морозов и др. (2008) исследования карбонатных пород Республики Татарстан базируются на положениях о типизации обстановок карбонатного седиментогенеза, теории литогенеза, гидрологической стадийности развития осадочных бассейнов, осадочно-миграционной теории происхождения нефти, флюидодинамической модели нефтегазообразования.

Коллектив литологической лаборатории СНИИГИМС под руководством Т.И. Гуровой начал заниматься изучением терригенно-карбонатных рифейских и венд-кембрийских комплексов Сибирской платформы после 1972 г. К началу 1985 г. накопился большой материал по литологическим исследованиям резервуаров нефти и газа. Комплекс включал набор карт по различным литологическим характеристикам, коллекторским и экранирующим свойствам пород, которые позволяют отразить условия осадконакопления и постседиментационные изменения нефтегазоносных отложений, а также их фильтрационно-емкостные характеристики и особенности строения пустотного

пространства. В течение длительного времени в рамках лаборатории изучено более тридцати месторождений углеводородов. Итогом работ в Восточной Сибири была монографическая сводка Т.И. Гуровой, Л.С. Черновой «Литология и условия ...» (1988 г.), в которой были представлены результаты определения условий формирования продуктивных горизонтов и флюидоупоров, основных литологических, экранирующих и коллекторских характеристик пород, слагающих резервуары (Чернова, Перезио, 2007).

При разработке генетических моделей микрофаций карбонатного осадконакопления по древним отложениям, авторам пришлось столкнуться с трудностями, которые заключались в слабой локализованной разбуренности территории и узком диапазоне их изучения по разрезу. В результате авторами были выделены следующие модели фаций и микрофациальных комплексов: оолито-онколитовый, органогенно-обломочный, водорослевый, строматолитовый, известняковый хемогенный, доломитовый хемогенный. Внутри этих моделей выделены и охарактеризованы породы-коллекторы.

В книге приведены особенности резервуаров Лено-Тунгусской НГП, в том числе усть-кутского (юряхского), изученного лишь в южных и частично центральных районах. Авторы выделяют несколько типов размещения карбонатных пород в пределах локальных структур, несмотря на весьма малочисленные сведения по вопросу. Первый тип – наличие лучших коллекторов в сводовых частях поднятий (усть-кутский горизонт Преображенской площади); второй – на склонах локальных структур (юряхский горизонт Вилюйско-Джербинской впадины); третий представлен полосчатым чередованием зон коллекторов разного качества (осинский горизонт Преображенской, осинский, усть-кутский Даниловской площадей и др.); в четвертом типе коллекторы распределены без видимой закономерности с современным структурным планом (осинский горизонт Среднеботуобинской, Марковской, Таас-Юряхской площадей). Причины такого размещения карбонатных коллекторов на локальных структурах, по мнению авторов, установить однозначно невозможно. (Гурова, Чернова, 1988).

Первичный вещественный состав, структуры, текстуры, коллекторские характеристики осадка во многом определяют ход постседиментационных преобразований, в результате которых образуется вторичная пористость. В этом отношении весьма интересны работы К.И. Багринцевой, М.Х. Булач, Л.П. Гмид, Г.А. Каледы, В.Н. Киркинской, Е.М. Смехова, А.В. Овчаренко и зарубежных – Г.Д. Бисселла, Р.К. Селли и др. Термины «первичная пористость» и «вторичная пористость» трактуются исследователями неоднозначно. По Д.С. Соколову (1962) в понятие «пористость» вкладывается главным образом генетическое содержание. С генезисом основных групп карбонатных пород тесно связаны разные условия формирования первичной пористости (Багринцева, 1999). Отмечено, что в различных генетических типах карбонатных пород направленность вторичных процессов неодинакова и зависит от доминирования в них одного из трех генетических составляющих: биогенного, хемогенного или обломочного карбоната (Гурова, Чернова, 1988). Например, у хемогенных известняков и первичных доломитов ничтожна первичная пористость, а структура порового пространства неблагоприятна для движения растворов. У органогенных и обломочных пород, наоборот, в геометрическом строении порового пространства преобладают хорошо сообщающиеся крупные поры, благоприятные для движения растворов (Багринцева, 1999).

К наиболее известным, хорошо изученным постседиментационным процессам относятся: перекристаллизация, доломитизация, выщелачивание, окремнение, сульфатизация, стилолитизация и др. (Атлас структурных..., 2005; Бурлин, 1976; Багринцева, 1977; Киркинская, Смехов 1981; Кузнецов, 1992). Оценена их роль в формировании пустотного пространства карбонатных коллекторов.

Под влиянием вторичных изменений наложенного характера происходят существенные преобразования минерального состава, структуры и текстуры карбонатов (Багринцева, 1977; Гмид, Леви, 1972; Карнюшина, 2000; Сахибгареев, 1989; Смехов, Дорофеева, 1987). Эти процессы протекают в элизионную и инфильтрационную гидрологическую стадию развития бассейнов (Лебедев, 1992;

Логвиненко, Орлова, 1987; Махнач, 2000; Холодов 1983, 2004; Япаскурт, 1999, 2005 и др.) (Морозов, 2008). Кратко остановимся на этих понятиях.

Элизионная стадия развития осадочных бассейнов обусловлена тем, что при катагенетическом преобразовании осадочных пород на глубине, часть вещества с водными растворами мигрирует вверх. Выпадение переносимых компонентов из растворов происходит в более высоких горизонтах осадочных толщ. В инфильтрационную стадию, наоборот, происходит переотложение наиболее легко растворимых компонентов осадочных пород сверху вниз, так как миграция водных растворов осуществляется вниз. В.П. Морозов и др. (2008) отмечают, что реализацию вторичных изменений пород и в том и другом случае следует рассматривать как их метасоматическое преобразование. Постседиментационные изменения ими рассматриваются с двух позиций: фоновый литогенез, связанный с погружением осадочных толщ, и вторичные изменения, обусловленные наложенными процессами, реализация которых связана с флюидным режимом осадочного бассейна (Дюнин, Корзун, 2003, 2005; Основы гидрогеологии..., 1982; Япаскурт, 2005). В подавляющем большинстве исследований, посвященных изучению карбонатных пород, не приведен системный анализ, в результате которого появилась бы классификация вторичных изменений (Морозов, 2008).

В книге Кузнецова В.Г. «Карбонатные отложения докембрия...» (2010) представлены результаты изучения карбонатных пород и метаморфизованных карбонатных отложений, изменение их состава в докембрии. Установлено преобладающее количество известняков и сидеритов в архейское время и изменение их состава в процессе метаморфизма до доломитов и магнезитов в протерозое. Показано, что жизнедеятельность биоты, эволюция которой обусловила смену состава карбонатных отложений, обусловила преобладание сред нейтрального и слабокислого состава в архее над щелочными в протерозое. Представлены примеры нефтегазоносности карбонатных отложений докембрия, описано пустотное пространство кавернозно-трещинового типа, преобладающего в отложениях. Автор указывает, что началом изучения докембрийских карбонатных пород, в целом стало его исследование рифейских нефтегазоносных отложений

Сибирской платформы, в том числе месторождений Юрубчено-Тохомской зоны. Эти работы проводились совместно с сотрудниками А.Б. Гориной, В.Н. Марковой, Н.М. Скобелевой, Г.И. Тихомировой и др. Исследованиями отложений рифея также занимались Ю.П. Казанский, И.В. Вараксина, Е.М. Хабаров, Л.Н. Константинова, Л.Г. Вакуленко и др.

Литологические особенности, минеральный состав, распределение пород-коллекторов, условия образования венд-кембрийских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы исследовали Н.М. Скобелева, Л.С. Чернова, Т.И. Гурова, И.А. Бурова, О.В. Постникова, Г.Г. Шемин, С.Г. Шашин, А.И. Ларичев, Ю.Л. Брылкин, Н.Е. Гущина, В.С. Воробьев, А.П. Вилесов, Е.А. Губина. В их работах можно встретить детальную характеристику преображенского, осинского и других продуктивных горизонтов. Усть-кутский продуктивный горизонт более подробно рассмотрен в работах И.А. Буровой (1985, 1987, 2009), Т.И. Гуровой, Л.С. Черновой (1988), на современном этапе Е.А. Губиной (2011, 2012, 2013) где он изучен в скважинах Верхнечонского, Даниловского месторождений, Вилуйско-Джербинской, Верхневилучанской площади, и др. В их публикациях выражены различные литологические типы, описаны основные вторичные изменения, рассмотрены коллекторские свойства и условия образования отложений усть-кутского горизонта.

Основным минералом, слагающим карбонатные коллектора усть-кутского продуктивного горизонта, является доломит. Вопрос о генезисе доломита в литературе является дискуссионным.

Отнесение доломитов к вторичным образованиям, а не к седиментационным, обусловлено структурой этих пород (Петтиджон, 1981). Яснозернистые доломиты, считаются вторичными, сформированными за счет метасоматоза известняков (Багринцева, 1999). Существует множество гипотез о месте доломитообразования и об источнике доломитового вещества. По мнению, В.Н. Киркинской (1981) образование первичных седиментационных доломитов обязано непосредственно химическому осаждению доломита из водной среды бассейнов. Вторичные доломиты, именуемые «доломитами замещения», либо

«метасоматические доломиты» могут быть как диагенетическими, так и эпигенетическими. Их происхождение связывают с избирательной доломитизацией известняков. Источником магния служат подземные или грунтовые воды, циркулирующие в породах (Киркинская, Смехов, 1981).

В.Г. Кузнецов (2010) объясняет преобладание доломита в докембрии в общем объеме карбонатных отложений и последующего сокращения доли доломитов в истории Земли. Проанализировав многочисленное число литературных источников, он делает вывод, что доломитообразование это не чисто химический, а скорее всего биохимический процесс. Соотношение ионов кальция и магния, концентрация морской воды и содержание в ней сульфатов, величина парциального давления углекислоты каждый по отдельности не оказывают прямого воздействия на доломитообразование. Осаждение магниезальных соединений определяется рН раствора. Изменение щелочности обусловлено жизнедеятельностью автотрофов, которые увеличивают рН среды в результате извлечения растворенной в воде углекислоты. При этом соленость водоема не является непосредственной причиной осаждения доломита. Таким образом, расцвет цианобактериальных в рифее и венде определил преобладающее накопление доломитов.

Изучение карбонатных коллекторов началось давно и достигнуты значительные успехи в познании их состава, строения, условий образования и закономерностей распределения. С появлением новых данных и концепций выявляются новые аспекты непознанного, новые направления, которые нужно развивать (Кузнецов, 2001).

Большой объем исследований по геохимическим предпосылкам нефтегазоносности докембрия Сибирской платформы выполнили Т.К. Баженова, Д.И. Дробот, А.Н. Золотов, В.А. Каширцев, С.А. Кашенко, А.Э. Конторович, А.И. Ларичев, А.Н. Изосимова, Р.Н. Преснова, П.Н. Соболев, О.Ф. Стасова и др.

В 1972 году А.Э. Конторовичем и др. впервые для кембрийских отложений Сибирской платформы были выполнены региональные геохимические исследования. С 1975 г. для оценки перспектив нефтегазоносности выполнялись

геохимические исследования для палеозойских и вендских отложений (Геология нефти и газа..., 1981). Приступившие к изучению древнейших толщ Сибирской платформы геохимии СНИИГГиМСА, уделяли большое внимание геохимии органического вещества докембрийских отложений (Богородская, Ларичев, 2007).

Геохимией органического вещества и рассмотрением геохимических показателей обстановок осадконакопления занимались И.Д. Тимошина (2005), Т.К. Баженова (2010, 2011), М.В. Дахнова (2010). Выделению геохимических типов карбонатных отложений Сибирской платформы посвящены многочисленные работы Летниковой Е.Ф. (2002, 2003, 2008, 2013).

Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис в своей монографии (Геохимические индикаторы литогенеза..., 2011) приводят результаты исследований геохимии литогенеза Сибирской платформы. Литолого-геохимической характеристикой нефтегазоносных горизонтов занимались А.И. Ларичев (1989), И.А. Никитин (1989), А.И. Ушакова (1975), Б.Г. Краевский, М.К. Краевская (1982).

Нельзя не отметить работу Маслова А.В (Осадочные породы..., 2005), в которой сведены данные по использованию геохимических данных для реконструкции условий осадконакопления.

Таким образом, автор рассмотрел многочисленные публикации, перечисленные в обзоре, и опирается на работы Г.Г. Шемина, Л.С. Черновой, В.Г. Кузнецова, Е.Ф. Летниковой, Я.Э. Юдовича, А.В. Маслова.

1.1. Классификация карбонатных пород

Вещественный состав, структура и генезис карбонатных пород очень разнообразны, поэтому они, разными исследователями, подразделяются на множество типов. Существует большое количество различных отечественных классификаций, основанных на структурных, генетических, вещественных признаках (Татарского, 1959; Вишнякова, 1933; Теодоровича, 1958; Швецова, 1958, 1968; Хворова, 1957, 1958; Муратов, 1940; Страхов, 1956; Киркинская, 1978; Фортунатова, 2005 и др.) (таблица 1.1, рис.1.1). По происхождению осадочного

материала карбонатные породы делятся на три основные группы: обломочную, биогенную (органогенную) и хемогенную (биохемогенную). Однако исследования современных и древних осадков свидетельствуют о многообразии хемогенных, биогенных, механических и часто совместных способах их образования (Петтиджон, 1981; Лидер, 1986; Хворова, 1958; Хабаров, 1985), поэтому генезис отдельных типов карбонатных пород остается спорным.

Таблица 1.1.

Классификация известково-доломитовых пород по составу
(по С.Г. Вишнякову, 1933)

Порода	Содержание, масс.%	
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
Известняк	95-100	0-5
Известняк доломитистый	75-95	5-25
Известняк доломитовый	50-75	25-50
Доломит известковый	25-50	50-75
Доломит известковистый	5-25	75-95
Доломит	0-5	95-100

При классификации глинисто-карбонатных пород широко используется треугольная диаграмма С.Г. Вишнякова (Систематика..., 1998), по которой учитывается соотношение в породе кальцита, доломита и глинистой фракции (рис. 1.1). Подобным образом можно классифицировать известково-доломитовые породы с примесью алевроитового и песчаного материала.

Нерастворимый остаток (глина)

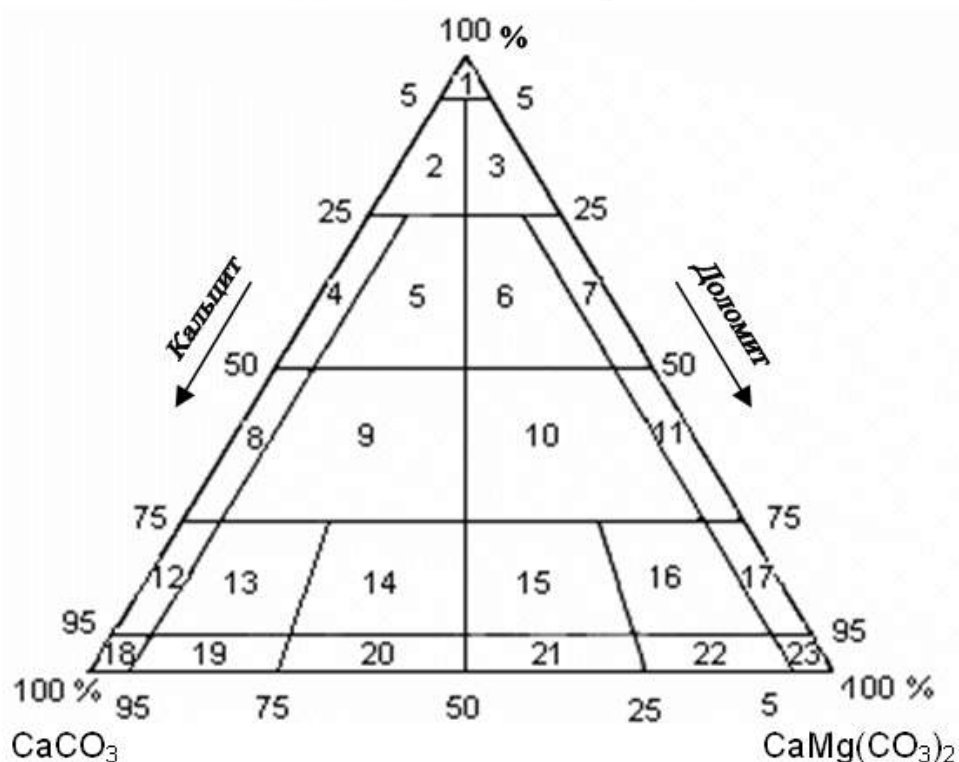


Рис. 1.1. Классификация карбонатных и глинисто-карбонатных пород (по С.Г. Вишнякову, 1933).

1 - глина; 2 - глина доломитисто-известковистая; 3 - глина известковисто-доломитистая; 4 - мергель глинистый; 5 - мергель глинистый, доломитисто-известковый; 6 - мергель глинистый, известковисто-доломитовый; 7 - мергель глинистый, доломитовый; 8 - мергель; 9 - мергель доломитисто-известковый; 10 - мергель известковисто-доломитовый; 11 - мергель доломитовый; 12 - известняк глинистый; 13 - известняк глинистый доломитистый; 14 - известняк глинистый доломитовый; 15 - доломит глинистый известковый; 16 - доломит глинистый известковистый; 17 - доломит глинистый; 18 - известняк; 19 - известняк доломитистый; 20 - известняк доломитовый; 21 - доломит известковый; 22 - доломит известковистый; 23 - доломит.

Состав и строение древних пород настолько могут быть изменены вторичными процессами, протекавшими в диагенезе, эпигенезе, что первичный облик осадка становится неузнаваемым, а, следовательно, генезис таких пород выяснить сложно. Например, в изучаемых автором докембрийских доломитах первичная структура либо полностью изменяется, либо прослеживается в виде «реликтов». В таких карбонатных породах можно выделять биокласты,

форменные элементы (зерна) и цементирующую их массу (карбонатный ил или яснокристаллический карбонат). Биокласты в изучаемых докембрийских отложениях представлены строматолитами, образованными на месте в результате биогенного или биохемотропного осадконакопления, которые входят в отдельную группу. Зерна (аллохемы по Р.Фолку) представлены оолитами, пизолитами, сгустками и комками (пелоидами), интракластами (агрегатами). Цементирующая масса в зависимости от размеров кристаллов делится на микритовую (размер кристаллов < 0.05 мм) и яснокристаллическую спаритовую (> 0.05 мм). Микрит – это пелитоморфный кальцит, который образуется разным путем. Преобладающим способом образования микрита, как считают многие исследователи, является отложение его как продукт разрушения и истирания ранее существующих органических остатков и крупных карбонатных частиц (Кузнецов, 2007; Морозов и др., 2008). Спарит – яснокристаллический карбонат, который имеет постседиментационное происхождение и формируется на стадиях диа-, катагенеза, осаждаясь химическим путем из иловой воды и залечивая пустоты, а также при перекристаллизации первичного мелкозернистого, микритового материала.

Наиболее полно принцип разграничения микрокристаллической массы от более крупных выделений карбоната (зерен) появился в зарубежных классификациях (Р.Фолка 1959, 1962; Р. Данема 1962; Р. Данема/А.Эмбри и Дж. Кловена 1971; Эйнасто, 1979), которые широко используются не только за рубежом, но и в России (Хабаров, 1985). Классификация Р. Фолка (1959, 1962) основана на типе зерен и преобладании кристаллического цемента или микрита, Р. Данема (1962) – не учитывает тип обломка или цемента и основана на структуре осадка (таблица 1.2).

Таблица 1.2.

Классификация карбонатных пород по Р.Ж. Данему (Dunham, 1962)

Первично-осадочная структура распознаваема				Первичная структура не распознаваема	
Первичные компоненты не были скреплены во время отложения		Первичные компоненты были скреплены во время отложения		Кристаллическая карбонатная порода	
Порода содержит ил (частицы пелитовой или мелкоалевритовой размерности)		Порода не содержит ила и состоит из опирающихся друг на друга зерен	Автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осаждения; остатки организмов находились в процессе роста		Разделяются по физическим показателям структурных элементов: размеру, морфологии кристаллов и др.
Опорой породы является ил				Зерна опираются друг на друга	
Зерен менее 10 %	Зерен более 10 %				
Мадстоун	Вакстоун	Пакстоун	Грейнстоун	Баундстоун	

В 1971 году А. Эмбри и Дж. Кловен модифицировали классификацию Р. Данема, добавив морфологию органических остатков биогермных известняков (баундстоунов). Эта схема сейчас более широко распространена и принята в большинстве международных публикаций для описания пород (рис. 1.2).

Аллохтонные известняки, первичные компоненты не были биологически разделены при отложении						Автохтонные известняки, первичные компоненты биологически разделены при отложении...			Первичная структура не опознаваема. Кристаллический карбонат (разделяется по классификации метаморфических пород и структур)
Менее 10% зерен > 2мм			Более 10% зерен > 2мм			...организмами, улавливающими осадок	...организмами-инкрустаторами, создающими общий каркас	...организмами, первично создающими жесткий каркас	
Содержат ил (<0,03 мм)		Ила нет	Зерна опираются на матрикс	>2мм опорой служат компоненты	Баундстоун				
Ил служит опорой		Зерна опираются друг на друга							
Зерен <10% (>0,03 <2мм)	Зерен >10%								
Мадстоун	Вакстоун	Пакстоун	Грейн-стоун	Флоат-стоун	Рудстоун	Баффл-стоун	Бинд-стоун	Фрейм-стоун	

Рис. 1.2. Классификация А.Эмбры и Дж. Клована (Embry, Klovan, 1971).

Согласно классификации Ф.Данема/Эмбри и Кловена 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 размером более 2 мм, то они относятся к флоатстоунам (опорой служит основная масса) и рудстоунам (опорой служат зерна более 2 мм). По данным Жемчуговой В.А. (2000), принятая за основу, эта классификация может быть расширена, к ней могут быть добавлены определения, касающиеся известняков и доломитов, характерные для русской геологической терминологии. Иерархическое разделение карбонатных отложений, в зависимости от структурных особенностей и типов пород, можно проиллюстрировать рисунком (рис. 1.3.).

НАЗВАНИЕ ПОРОДЫ						КЛАССИФИКАЦИОННЫЙ ПРИЗНАК	
ИЗВЕСТНЯК						ДОЛОМИТ	минеральный состав
ИЛОВЫЙ МАДСТОУН*	ЗЕРНИСТО-ИЛОВЫЙ ВАКСТОУН*	ИЛОВО-ЗЕРНИСТЫЙ ПАКСТОУН*	ЗЕРНИСТЫЙ ГРЕЙНСТОУН*	КАРКАСНЫЙ БАУНДСТОУН*	ВТОРИЧНО ИЗМЕНЕННЫЙ (ПЕРВИЧНАЯ СТРУКТУРА НЕЯСНА)	седиментационная структура	
	БИ ПИ ЛИ АИ СФИ	ИБ ИП ИЛ ИА ИСФ	Б П Л А СФ			биокластовый пелоидный литокластовый агрегатный сфероагрегатный	тип зернистого компонента
						грубо - > 1мм крупно - 1 - 0,5мм средне - 0,5 - 0,25мм мелко - < 0,25мм	размер зернистого компонента
						грубо - > 1мм крупно - 1-0,5мм средне-0,5-0,25мм мелко-0,25-0,01мм микро- < 0,01мм	размер кристаллоидов
						преобладающие органические остатки кораллы мшанки и др.	

* - по классификации Р.Данема (1962)

Рис. 1.3. Схема классификации карбонатных пород (по Жемчуговой В.А., 2000).
Примечание: Б-биокластовый, ИБ-илово-биокластовый, БИ-биокластово-иловый; П-пелоидный, ИП-илово-пелоидный, ПИ-пелоидно-иловый и т.д.).

Хабаров Е.М. (1985) при изучении докембрийских рифогенных формаций предложил классификацию, которая сходна с классификацией Р. Данема. Автором данной работы использовалась классификация Хабарова Е.М. как основная, так как она подходит для микроописания древних докембрийских карбонатных пород, интенсивно преобразованных вторичными процессами. В соответствии с этим среди карбонатных пород устанавливаются 4 группы. Первая представлена биоморфными (автохтонными, биолититовыми, биогермными, каркасными) ненарушенными известняками и/или доломитами (строматолитовыми) породами биогенно-биохемогенного генезиса. Остальные три группы по своим структурным особенностям (соотношению зерен и кристаллической массы) делятся на зернистые (зерен более 50 %), кристаллически (микрито)-зернистые (зерен 10-50 %) и кристаллические (микритовые) (зерен

менее 10 %). Более дробные подразделения в последних трех группах проводится в зависимости от типа преобладающих зерен и их размерности, а также от размерности микритовой массы, например, тонкоинтракластический известняк, крупно-оолитовый известняк, микрокристаллический известняк и пр. (таблица 1.3).

Таблица 1.3.

Структурная классификация доломитов (по Хабарову Е.М, 1985).

Первичная структура нераспознаваема	Микрокристаллические < 0.01 мм (микрит) Тонкокристаллические 0.01-0.05 мм Мелкокристаллические 0.05-0.25 мм Среднекристаллические 0.25-0.5 мм Крупнокристаллические 0.5-1.0 мм Грубокристаллические > 1 мм.	
Первично-осадочная структура распознаваема	Первичные компоненты были скреплены во время отложения	Биоморфные строматолитовые доломиты
	Первичные компоненты не были скреплены во время отложения	Зерен > 50% Зернистые доломиты оолитовые пизолитовые сгустковато-комковатые интракластовые
		Зерен 10-50% Микритово (кристаллически) - зернистые доломиты с оолитами с пизолитами с комками и сгустками с интракластами
	Зерен < 10% Микритовые (кристаллические) доломиты	

Глава 2. Геологическое строение района исследования

В качестве основного объекта добычи углеводородного сырья на Востоке страны являются центральные районы Сибирской платформы, где сосредоточена большая часть промышленных запасов нефти и газа. Центральные районы Сибирской платформы включают в себя Непско-Ботуобинскую, Байкитскую и южную часть Катангской нефтегазоносные области, которые входят в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

Проводимые в 70-е годы буровые работы подтвердили высокие перспективы нефтегазоносности венд-нижнекембрийских отложений Непско-Ботуобинского региона. В это время были получены значительные геологические материалы, в частности, была выделена положительная структура Непский свод, который был впервые намечен М.М. Мандельбаумом, Б.Н. Холиным, М.П. Шпаком. В 1974 г. учеными СНИИГГиМСа и ИГиГ СО РАН СССР А.Э. Конторовичем, В.С. Сурковым, А.А. Трофимуком и др. рассматриваемая территория выделена в единую крупную положительную структуру – Непско-Ботуобинскую антеклизу (НБА) и одноименную нефтегазоносную область (НГО), как единый крупный объект поисков нефти и газа в отложениях венда и нижнего кембрия (Конторович, Мельников, 1975).

Всего, с начала геологоразведочных работ, на территории Непско-Ботуобинской антеклизы было открыто 25 месторождений нефти и газа. Открытие наиболее крупных по запасам месторождений приходится на начало 70-х годов, когда было открыто Среднеботуобинское месторождение, на конец 70-х годов – Верхнечонское месторождение и на начало 80-х годов - Талаканское и Чаяндинское месторождения.

В настоящее время Восточная Сибирь является одним из важнейших направлений наращивания ресурсной базы НК "Роснефть", которая имеет лицензии на участки и рассматривает этот регион как ключевой с позиций роста добычи углеводородного сырья.

Автором были рассмотрены разрезы скважин четырех лицензионных участков (ЛУ) – Восточно-Сугдинского, Могдинского (месторождение им. Савостьянова), Санарского, Преображенского (месторождение им. Лисовского) и объектом для детального изучения выбран усть-кутский продуктивный горизонт. Все ЛУ расположены в центральной части Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области, где сосредоточена большая часть промышленных запасов нефти и газа Сибирской платформы. Практически все лицензионные участки приобретены недропользователем в последние годы, поэтому геологическая информация и степень разведимости по ним минимальны. Изучаемая территория, исходя из структурно-тектонического строения Сибирской платформы, в данной работе названа Непской зоной, из-за приуроченности ЛУ к одноименному своду (рис. 2.1).

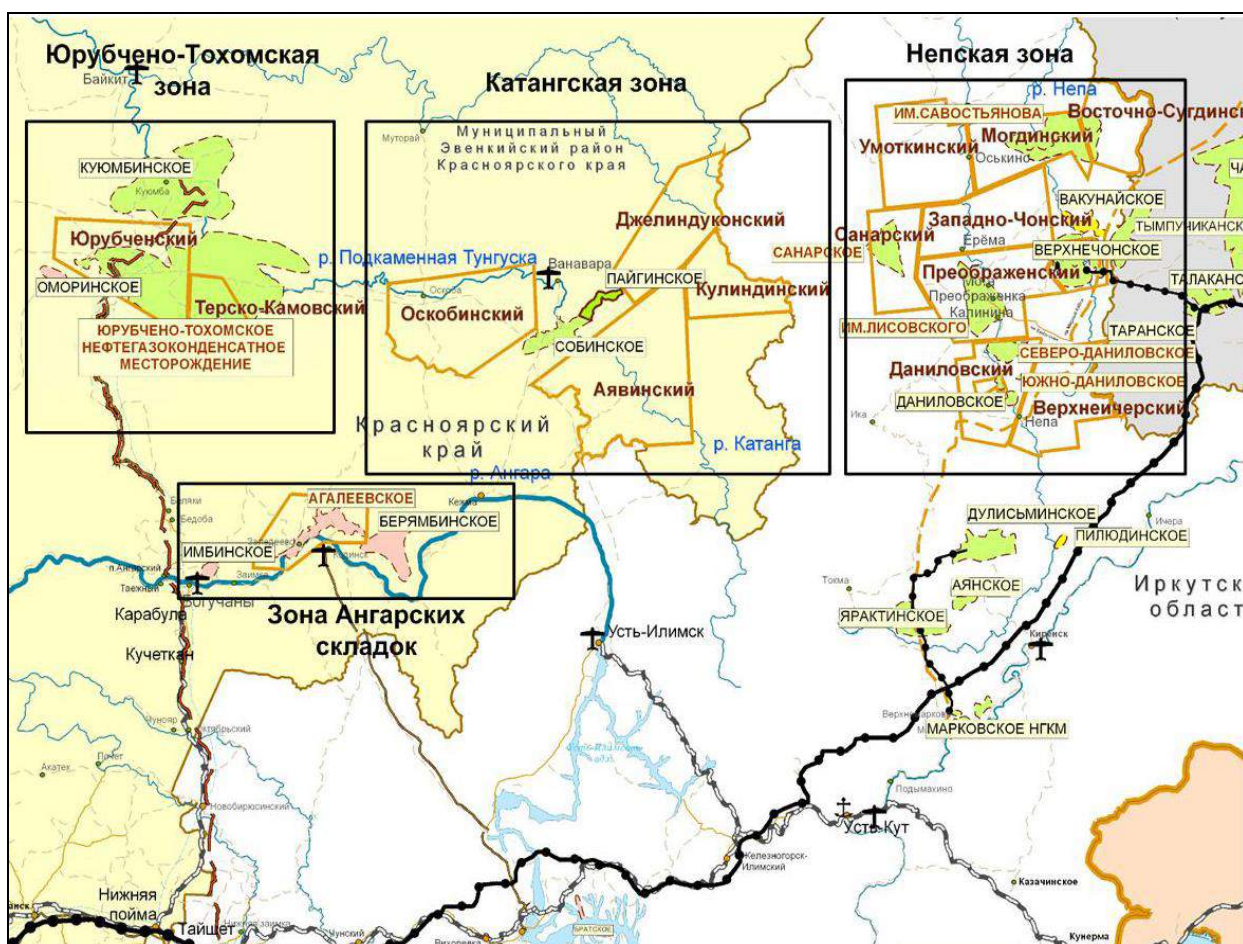


Рис. 2.1. Структурно-тектоническое зонирование Сибирской платформы.

Непская зона располагается в бассейнах верхнего течения рек Нижняя Тунгуска и Чона и включает в себя – Верхнечонский, Верхнеичерский, Восточно-

Сугдинский, Даниловский, Западно-Чонский, Могдинский, Санарский, Умоткинский, Преображенские и другие участки. Анализ результатов бурения в пределах Непской зоны показал, что наиболее перспективными на обнаружение залежей нефти и газа являются кембрийские и венд-нижнекембрийские отложения галогенно-карбонатного и подсолевого карбонатного комплекса. В них выделены основные продуктивные горизонты: осинский (Б₁), усть-кутский (Б₃₋₅), преображенский (Б₁₂). Геологический разрез осадочного чехла Непской зоны проведен на рисунке 2.2.

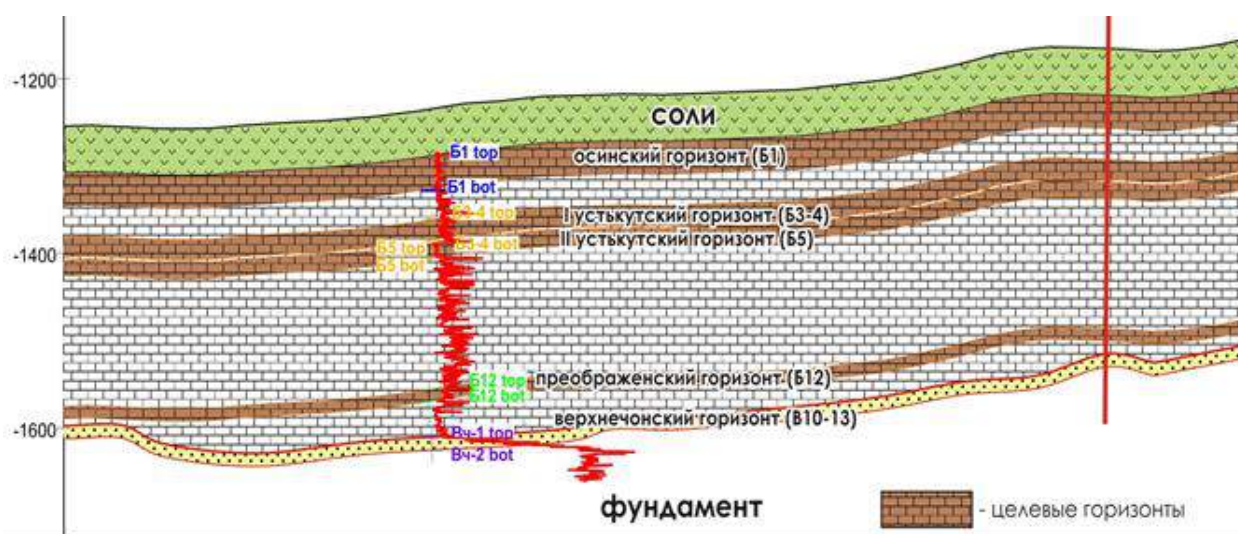


Рис. 2.2. Региональный геологический разрез Непской зоны.

2.1. Стратиграфия

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие метаморфические образования архейско-протерозойского возраста, осадочные отложения рифея, венда, кембрия, ордовика, силура, пермо-карбона, триаса, юры и четвертичного периода.

В работе использованы региональные стратиграфические схемы вендских и кембрийских отложений внутренних районов Сибирской платформы, официально утвержденные МСК в 1988 г, стратиграфические схемы вендских и кембрийских отложений юга Сибирской платформы Н.В. Мельникова (2001, 2005, 2009), материалы по расчленению рифейских отложений А.А. Конторовича,

Б.Г. Краевского, А.В. Хоменко и др. Используются также материалы Г.Г. Шемина.

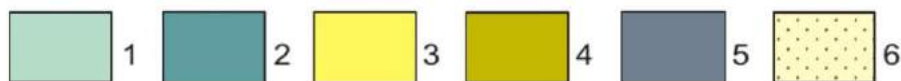
Изученные в работе скважины относятся к Иркутской области, поэтому далее дана краткая характеристика свит Непской зоны Иркутской области. В таблице 2.1 представлена стратиграфическая схема венд-кембрийских отложений Непской зоны.

Фундамент

Породы кристаллического фундамента вскрыты скважинами практически на всей рассматриваемой территории. Они представлены гнейсами и гранито-гнейсами темно-серыми и черными, среднекристаллическими с включениями калиевого полевого шпата и кварца, трещиноватыми.

Стратиграфическая схема венд-кембрийских отложений Непской зоны

Система	Отдел	Надъярус	Ярус	Горизонт	Подгоризонт	Свита	Подсвита	Литоология Непской зоны	Продуктивный горизонт	Флюидоупор
Кембрийская	Нижний	Алданский	Алданский	Усольский	Верхний (осинский)	Усольская	Верхняя			
			Томмотский		Средний (осинский)		Средняя		Осинский	
					Нижний		Нижняя			Нижне-усольский
Венд-кембрийская				Даниловский	Верхний (юрякский)	Тэтэрская			Усть-кутский	Пласт I
					Средний	Собинская				Пласт II
					Нижний	Катангская			Преобр.	Катангско-собинский
				Тирский		Тирская			Ербога-ченский	Тирский
				Непский	Верхний	Непская	Верхняя		Верхнечонский	Пласт В _ч
					Нижний		Нижняя			Пласт В _ч



Венд – V

Непский региональный горизонт

Непский региональный горизонт в пределах Непской зоны на территории Иркутской области представлен отложениями одноименной свиты, а на

территории Республики Саха (Якутия) они разделены на талахскую, паршинскую и курсовскую свиты.

Непская свита (Vnp) с несогласием залегает на поверхности кристаллического фундамента. В наиболее полных типичных разрезах непская свита делится на две подсвиты, имеющие схожее строение.

В основании нижней подсвиты выделяется преимущественно песчаниковая пачка, представленная неравномерным переслаиванием гравелитов, песчаников с алевролитами и аргиллитами. Выше по разрезу песчаниковая пачка перекрывается алевролитово-аргиллитовой пачкой. Песчаники серые, разнозернистые, гравелитистые, полевошпатово-кварцевые, полимиктовые, реже кварцевые. В сокращенных разрезах от нижненепской подсвиты, как правило, остается только песчаниковая пачка или ее базальная часть (Мельников, 2005).

Верхняя подсвита непской свиты со стратиграфическим несогласием залегает на нижней подсвите или на породах фундамента. Сложена подсвита в нижней части пачкой песчаников, а в верхней части, в основном, аргиллитами. Песчаники в нижней части в базальных слоях зачастую гравелитистые и разнозернистые, полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, выше по разрезу песчаники мелко- среднезернистые, преимущественно кварцевые. Мощность свиты изменяется от 0 до 200 м.

Тирский региональный горизонт

Тирский региональный горизонт в пределах Непской зоны на территории Иркутской области представлен отложениями одноименной свиты, а на территории Республики Саха (Якутия) аналогичной бюкской свитой.

Тирская свита (Vtrs) со стратиграфическим несогласием ложится на отложения непской свиты. Тирская свита характеризуется значительным разнообразием состава. Нижняя пачка свиты на преобладающей части ее территории представлена доломитами, глинистыми доломитами, ангидритами, реже сложена песчаниками, перекрытыми доломитами. В составе средней пачки отмечаются аргиллиты, алевролиты, доломиты глинистые и песчаники. Нижняя

пачка состоит из доломитов, доломито-ангидритов и доломитов глинистых. Мощность свиты изменяется от первых метров до 80 и более.

Даниловский региональный горизонт

На территории Непской зоны Даниловский региональный горизонт представлен отложениями трёх свит: *катангской*, *собинской* и *тэтэрской*, которые выделяются лишь в пределах Иркутской области, а на территории Республики Саха (Якутия) им соответствуют отложения успунской, кудулахской и юряхской свит.

Катангская свита (Vktg) с размывом залегает на разновозрастных толщах – на тирской свите венда и ее аналогах, на различных свитах рифея и на кристаллическом фундаменте. Сложена свита переслаиванием доломитов, глинистых доломитов и ангидритистых доломитов с прослоями аргиллитов, доломитистых мергелей. Доломиты серые, тонкокристаллические, иногда глинистые с прослойками черного органогенного вещества. Аргиллиты красноватые, темно-серые, плитчатые. В низах свиты залегает пачка серых доломитов. Эта пачка прослеживается во всех скважинах Катангской и Непско-Ботуобинской зоны, относится к преображенскому горизонту и сложена серыми доломитами, массивными, прослоями водорослевыми, глинистыми, со слоями аргиллитов. Общая мощность катангской свиты составляет 100-150 м.

Собинская свита (Vsb) согласно залегает на отложениях катангской свиты. Сложена преимущественно сероватыми доломитами, глинистыми доломитами с подчиненными прослоями серых, зеленовато-серых мергелей и аргиллитов. Порода неравномерно ангидритистая. Общая мощность собинской свиты меняется от 85 до 120 м.

Нерасчлененные венд - нижний кембрий - V-Є₁

Тэтэрская свита (V-Є_{1tt}) является возрастным аналогом юряхской свиты, залегает согласно на отложениях собинской свиты. Она подразделяется на три пачки. Нижняя сложена преимущественно доломитами водорослевой и микрофитолитовой структуры. Отмечаются также доломиты массивные. Средняя пачка представлена глинистыми доломитами в нижней части, которые вверх по

разрезу перекрываются ангидритами, доломитами и доломит-ангидритами. Верхняя пачка – преимущественно доломиты тонко-, микро- и мелкозернистые, кавернозные, заслонённые. Иногда встречаются водорослевые и микрофитоликовые доломиты. Цвет пород серый, зеленовато-серый, коричневатосерый. Мощность тэтэрской свиты меняется от 50 до 80 м.

Кембрий - Є

Нижний отдел - Є₁

Усольский региональный горизонт

Усольский региональный горизонт распространен повсеместно и представлен отложениями усольской свиты, которая разделяется на три подсвиты - нижнюю, среднюю и верхнюю. При этом на территории Республики Саха (Якутия) отложениям нижней и средней усольских подсвит соответствует отложения билирской свиты, а образованиям верхней усольской подсвиты - отложения юрегинской и нелбинской свит.

Усольская свита (Є_{1us}) залегает согласно на отложениях тэтэрской свиты, сложена переслаивающимися пластами и пачками каменной соли и доломитов. Доломиты часто ангидритистые и глинистые до мергелей, содержат прослойки аргиллита, ангидрита и доломито-ангидрита. Свита по внутреннему строению подразделяется на три части: нижнюю и верхнюю карбонатно-галогенные, среднюю карбонатную (осинский горизонт).

Нижняя подсвита состоит из 3-4 пластов каменной соли и прослоев ангидритистых и глинистых доломитов, иногда алевролитистых.

В составе отложений средней подсвиты (осинский горизонт) преобладают доломиты, известняки, доломитизированные известняки, иногда отмечаются водорослевые известняки со стилолитовыми швами. Нижняя часть подсвиты сложена преимущественно известняками, в нижней части часто отмечаются глинистые доломиты и доломитовые мергели в виде прослоев. Породы пористые и кавернозные, битуминозные.

В сложении верхней подсвиты усольской свиты принимают участие в основном пласты каменной соли с подчиненными прослоями доломитов,

глинистых доломитов, мергелей, аргиллитов. Породы ангидритистые. Верхняя часть подсвиты более глинистая.

Эльгянский и толбочанский региональные горизонты

В Непской зоне на территории Иркутской области, эльгянскому региональному горизонту соответствует нижнебельская подсвита, а толбочанскому горизонту средне- и верхнебельская подсвиты. На территории Республики Саха (Якутия) эльгянский горизонт представлен одноименной свитой, толбочанский сложен верхне- и нижнетолбочанской подсвитами.

Бельская свита (C₁bls) согласно залегает на породах усольской свиты и состоит из двух подсвит: нижней, преимущественно карбонатного состава и верхней – галогенно-карбонатной.

Нижнебельская подсвита представлена неравномерным переслаиванием доломитов от светло до темно-серых, участками глинистых, ангидритистых, крепких, кавернозных, а также известняков серых, буровато-серых, мелко-микротонкокristаллических, участками доломитизированных с единичными прослоями каменной соли.

Верхнебельская подсвита сложена переслаиванием доломитов серых, коричневатых-серых, тонкокristаллических, участками глинистых до мергелей, ангидритистых, слабокавернозных с прослоями и пластами каменной соли. Мощность бельской свиты меняется от 430-600 м.

Урицкий и олекминский региональные горизонты

В Непской зоне на территории Иркутской области горизонт представлен отложениями булайской свиты, а на территории Республики Саха (Якутия) олекминской свиты.

Булайская свита (C₁bul) согласно залегает на нижележащих отложениях, представлена переслаиванием доломитов, известняков и их переходных разновидностей. Породы серые, темно-серые, коричневатых-серые, тонко-мелкокristаллические, массивные и слоистые. Характерной особенностью пород является их неравномерная битуминозность и кавернозность. Породы имеют мелкопятнистый облик из-за мелких, часто изолированных каверн, заполненных

вторичными карбонатами и сульфатами. Подошва свиты отбивается по реперу естественной радиоактивности. Кровля свиты выделяется неоднозначно. Мощность свиты достаточно стабильна и составляет 100-130 м.

Чарский региональный горизонт

В Непской зоне на территории Иркутской области горизонт представлен отложениями ангарской свитой, а на территории Республики Саха (Якутия) одноименной чарской свитой.

Ангарская свита (Є_{1an}) залегает на отложениях булайской свиты. Возрастным аналогом в соседних фациальных зонах являются чарская свита и верхняя подсвита агалеевской свиты. Ангарская свита состоит из пачек и пластов каменной соли, доломитов, доломито-ангидритов и доломитов глинистых. Доломиты серые тонко- и мелкокристаллические, неравномерно ангидритистые, массивные и слоистые. Каменная соль крупнокристаллическая. Мощность свиты меняется от 250 до 545 м.

Нижний – средний отделы - Є₁₋₂

Наманский и зелеевский региональные горизонты

В Непской зоне наманский горизонт представлен отложениями нижнелитвинцевской подсвиты, а зелеевский горизонт - верхнелитвинцевской подсвиты. На территории Республики Саха (Якутия) соответственно горизонты наманский и зелеевский представлены отложениями ичерской и метегерской свит.

Литвинцевская свита (Є_{1-2lit}) согласно залегает на отложениях ангарской свиты и включает в себя две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена известняками серыми, средне- и мелкокристаллическими, кавернозными, с прослоями доломитов.

Верхняя подсвита представлена серыми доломитами неравномерно глинистыми, ангидритистыми, с прослоями известняков, аргиллитов, мергелей, каменной соли. Карбонатные породы кавернозные. В Катангской и в Непско-Ботубинской зонах верхняя подсвита частично размыта. Мощность свиты составляет 100-300 м.

Средний – верхний отделы - E_{2-3}

Эвенкийский региональный горизонт

В Непской зоне на территории Иркутской области горизонт представлен отложениями верхоленской и илгинской свит, а на территории Республики Саха (Якутия) отложениями бордонской и джуктинской свит.

Верхоленская свита (E_{2vln}) выделена в Непско-Ботуобинской зоне, где она с перерывом залегает на литвинцевской свите и является возрастным аналогом нижней подсвиты эвенкийской свиты.

Для свиты характерно тонкое частое чередование пестроцветных и красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей. Песчаники и алевролиты мелкозернистые, нередко известковистые с линзочками и тонкими слойками мергелей, прослоями полевошпатово-кварцевые и полимиктовые. В подошве свиты - доломиты, доломитовые мергели и сульфаты. Имеются прослои известняков. В кровле залегают алевролиты с прослоями доломитов. Мощность свиты меняется от 445 до 740 м.

Илгинская свита (E_{zilg}) согласно перекрывает верхоленскую свиту и является возрастным аналогом верхней подсвиты эвенкийской свиты. В составе свиты преобладают песчаники мелкозернистые, кварцевые, иногда с тонкими прослоями аргиллита. В кровле свиты залегают доломиты, иногда глинистые, пестроокрашенные, массивные и волнистослоистые. Мощность свиты меняется здесь от 30 до 110 м.

Также в строении осадочного чехла на рассматриваемой территории участвуют отложения ордовика, представленные всеми тремя отделами, нижнего силура, карбона, нерасчлененные отложения пермо-карбона, отложения нижнего триаса, юры и четвертичные отложения. Все эти отложения распространены не повсеместно, часто локально, практически не изучены глубоким бурением, в нефтегазоносном отношении интереса не представляют, поэтому более детальная их характеристика не приводится.

2.2. Тектоника

История тектонического развития Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) понимается неоднозначно. По представлениям одних исследователей НБА – это конседиментационная структура, сформировавшаяся в основном в вендское и кембрийское время. Другие исследователи считают, что в центральной части Сибирской платформы в палеозойскую эру сформировалась и существенно развилась крупная антиклинальная структура, в восточной части которой расположена НБА. Впервые эта палеоструктура выделена Д.А. Туголесовым и была названа Катангской антеклизой, которая, по его мнению, имела субширотное простирание и располагалась между орогенными образованиями Енисейского кряжа и Байкальской складчатой области.

НБА является надпорядковой положительной пликативной структурой Сибирской платформы, располагается между Тунгусской и Вилюйской синеклизами и Ангаро-Ленским прогибом. Границы ее наиболее четко выражены по поверхности кристаллического фундамента и перекрывающим его породам осадочного чехла венд-раннепалеозойского возраста (Непско-Ботуобинская..., 1986). Площадь ее составляет около 235 тыс. км². Антеклиза имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму и прослежена в основном по изогипсе - 2000 м. Границы ее в целом имеют пликативно-дизъюнктивный характер. На рис. 2.3. показано пространственное положение НБА среди основных структурных элементов Сибирской платформы. На юго-востоке она имеет смежное положение с Предпатомским региональным прогибом, границы которого осложнены крупными разломами северо-восточного простирания. С юго-запада она ограничена Ангаро-Ленской ступенью, с северо-запада – Курейской синеклизой. На западе и севере НБА сочленяется с Байкитской и Анабарской антеклизмами через Катангскую и Сюгджерскую седловины соответственно, а на востоке – с Сунтарским сводом через Вилючанскую седловину. Антеклиза граничит через моноклиналиное сочленение с восточным крылом Присяно-Енисейской синеклизы и западной частью Ыгаттинской впадины, где наблюдается сложная система горстов и грабенов с высокими амплитудами смещения.

Она имеет общие границы с Предпатомским региональным прогибом на юго-востоке, осложненные крупными разломами северо-восточного простирания. Граничит с Ангаро-Ленской ступенью - на юго-западе и Курейской синеклизой - на северо-западе. Через Катангскую седловину на западе она сочленяется с Байкитской и через Сюдджерскую седловину на севере - с Анабарской антеклизами, а через Вилючанскую седловину на востоке - с Сунтарским сводом. Кроме того, антеклиза имеет моноклиналиное сочленение с восточной частью Присяяно-Енисейской синеклизы и западной частью Ыгатинской впадины, где наблюдается сложная система горстов и грабенов с высокими амплитудами смещения (Конторович, Беляев, 2009; Непско-Ботубобинская..., 1986).

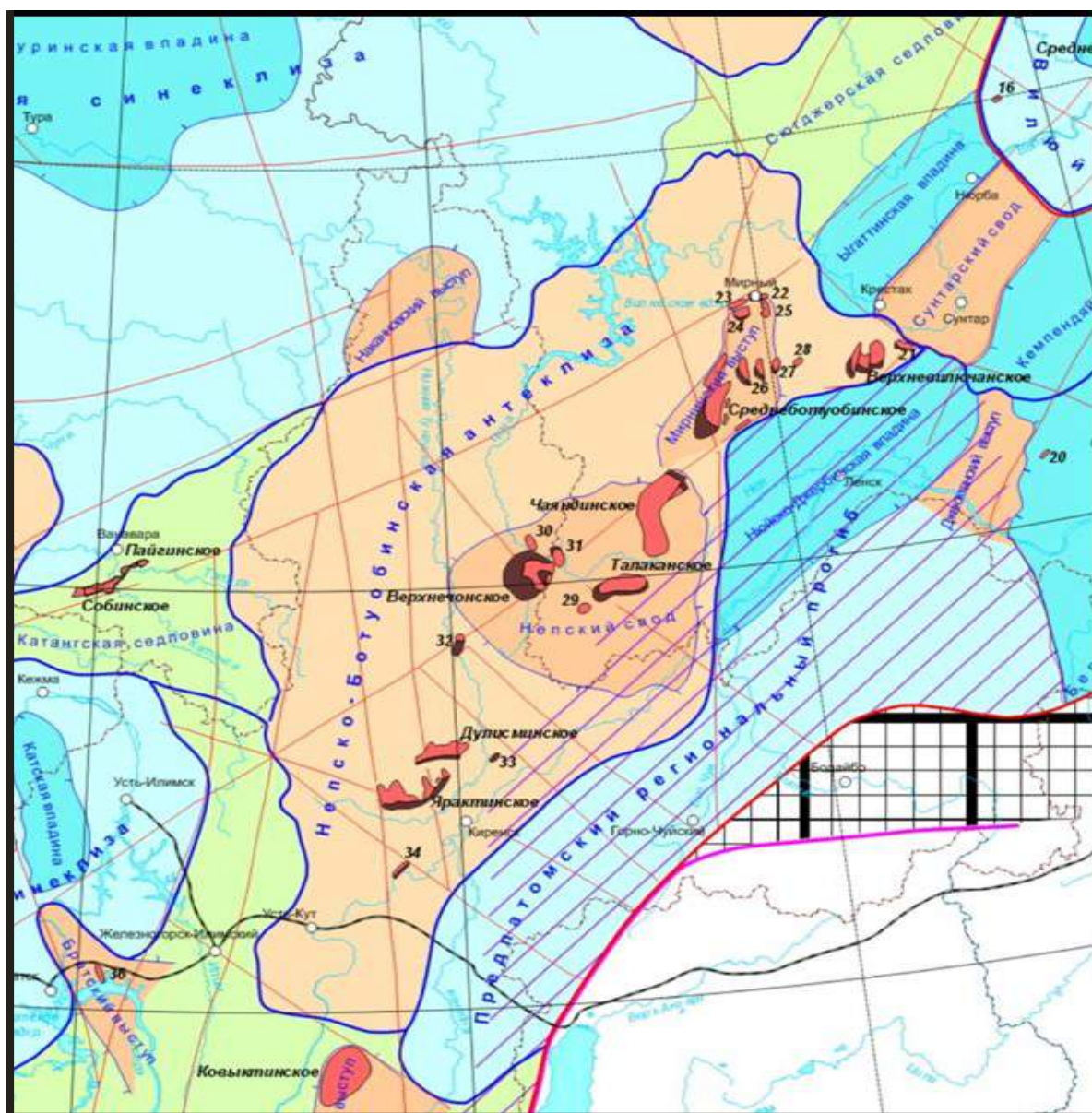


Рис. 2.3. Обзорная карта основных структурных элементов.

Платформенный чехол на территории Непско-Ботуобинской антеклизы может быть разделен на несколько структурных ярусов. Самый нижний – рифейский (байкальский). Анализ строения и распределения рифейских образований показывает, что наиболее полные разрезы рифея характерны для соседних с НБА депрессионных зон.

В пределах же самой территории Непско-Ботуобинской антеклизы рифейские образования отсутствуют. В рифейское время большая часть антеклизы представляла собой крупнейшую область денудации.

Вышележащий венд-силурийский (каледонский) структурный ярус полностью покрывает Непско-Ботуобинскую антеклизу, слагая на большей ее части весь платформенный чехол, мощность которого превышает обычно 1,5-2,0 км. Лишь на северо-западном склоне антеклизы распространены образования верхнепалеозойского, триасового и юрского структурных ярусов, мощность каждого из которых измеряется первыми сотнями метров (Непско-Ботуобинская..., 1986).

Непско-Ботуобинская антеклиза осложнена двумя положительными структурами I порядка (Непский свод и Мирнинский выступ), тремя II порядка (Умоткинский и Алтыбский структурные мысы и Усть-Кутское куполовидное поднятие).

Самой крупной из них является Непский свод, занимает площадь 27 тыс. км², располагается в центральной части антеклизы, чуть смещен в юго-восточном направлении в сторону Предпатомского регионального прогиба. Свод имеет форму равностороннего треугольника, оконтурен по абсолютной отметке минус 1100 м. В большинстве пересечений амплитуда свода превышает 500 м. В целом свод имеет правильное концентрическое строение и нарушен системами разломов северо-западного и северо-восточного простирания (Конторович, Беляев, 2009).

Непский свод в свою очередь осложнен двумя куполовидными поднятиями - Пеледуйским и Верхнечонским. Пеледуйское куполовидное поднятие и является одновременно вершиной Непского свода и всей Непско-Ботуобинской антеклизы.

Размеры структуры 75×60 км, охватывает площадь 2,6 тыс. км², амплитуда – 50 м. Верхнечонский структурный мыс примыкает к западному контуру Пеледуйского поднятия. Амплитуда его около 50 м, площадь равна 1,9 тыс. км², размер 50×45 км. Эти структуры четко выражены по подсолевым отложениям (Шемин, 2007). Остальные локальные поднятия занимают на Непском своде более низкое гипсометрическое положение (Непско-Ботубинская..., 1986).

Мирнинский выступ имеет ромбовидные очертания, располагается к северо-востоку от Непского свода и охватывает площадь 15,3 тыс. км². С севера, северо-востока и северо-запада выступ оконтуривается по изогипсе минус 1400 м, с востока – минус 1200 м, его территория интенсивно нарушена дизъюнктивными дислокациями. Амплитуда в разных пересечениях изменяется от 200 до 500 м.

Среди структур второго порядка помимо расположенных на Непском своде (Пеледуйского и Верхнечонского куполовидных поднятий) на северо-западе НБА выделена структура II порядка – Умоткинский структурный мыс. Структура охватывает площадь 4800 тыс. км², вытянута в меридиональном направлении, имеет амплитуду около 400 м. Алтыбский структурный мыс находится юго-восточнее Умоткинского мыса, вытянутый в широтном направлении с площадью 1700 тыс. км² и амплитудой 200 м. Усть-Кутское куполовидное поднятие располагается на юге Непско-Ботубинской антеклизы и охватывает площадь 2800 тыс. км². Форма поднятия изометричная, амплитуда около 100 м (Конторович, Беляев, 2009).

Толща, перекрывающая нефтегазоперспективные горизонты венда и нижнего кембрия на территории Непско-Ботубинской антеклизы, представлена соленосно-карбонатными ниже-среднекембрийскими, а также терригенно-карбонатными и частично терригенными верхнекембрийскими и ордовикскими отложениями. По сравнению с подстилающими горизонтами их структурный план значительно усложняется. Пликативные структуры погребены под этими отложениями. Лишь антеклиза и Непский свод сохраняют свою выраженность. Для этих отложений характерно широкое развитие в определенных зонах линейных складок, нарушенных продольными разрывами. Одна из таких зон –

Непская, она приурочена к юго-западной части антеклизы и описанная многими исследователями (Туголесов, 1952; Фролов, 1968; Мигурский, 1997; и др.). Общая протяженность ее превышает 400 км, а ширина изменяется от 40 до 60 км. Кроме нее выделены еще две зоны линейных складок, которые расположены параллельно юго-восточной границе антеклизы. Южная из них – Марковско-Ичерская, северная – Пеледуйско-Нюйская. Входящие в эти зоны складки характеризуются шириной менее 10 км и протягиваются на 100 км и более. Они представляют собой асимметричные антиклинали с более крутыми западными крыльями, часто осложненными взбросами (Непско-Ботуобинская...1986; Шемин, 2007).

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы трапповый магматизм проявился существенно в меньших масштабах, чем в северо-западных районах Сибирской платформы. Его образования здесь составляют около 3 % от объема платформенного чехла. Стратиграфически они залегают выше основных продуктивных горизонтов антеклизы и влияние их на нефтегазоносность отложений незначительно (Шемин, 2007).

В пределах территории НБА выделяются три системы зон тектонических разломов: северо-северо-восточная, востоко-северо-восточная, северо-западная. Кроме них, в западной части антеклизы отмечается субмеридиональный отрезок Байкало-Таймырской линеаментной зоны разломов. Все они оказывали влияние на формирование структурного плана рассматриваемой территории, а иногда и на формирование скоплений нефти и газа на различных этапах геологической истории.

Основные особенности тектонического строения Непско-Ботуобинской антеклизы показывают, что она является крупнейшей многовершинной положительной структурой в пределах Сибирской платформы, в ее пределах венд-нижнекембрийские нефтегазоперспективные горизонты залегают на благоприятных для сохранения залежей глубинах и образуют самый высокий и крупный на Сибирской платформе непрерывный свод (Непско-Ботуобинская...1986).

2.3. Нефтегазоносность

В соответствии с принятым нефтегазогеологическим районированием территория относится к южной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП).

В работах А.Э. Конторовича, Н.В. Мельникова, Г.Г. Шемина (Непско-Ботуобинская антеклиза..., 1986; Мельников и др. 1989; Шемин, 2001) и других исследователей приведена классификация резервуаров, которая учитывает стратиграфический объем и площадь их распространения. Согласно перечисленным работам, отложения венда и кембрия Сибирской платформы подразделяются на вендский (подсолевый терригенный), верхневендско-нижнекембрийский (подсолевый карбонатный) и кембрийский (галогенно-карбонатный) суперрегиональные макрорезервуары, которые составляют вендско-кембрийский суперрегиональный мегарезервуар.

Вендский макрорезервуар подразделяется на нижненепский, верхненепский, тирский региональные мезорезервуары. В верхневендско-нижнекембрийском макрорезервуаре выделяются нижнеданиловский, среднеданиловский, верхнеданиловский и усольский региональные резервуары. Кембрийский макрорезервуар состоит из толбачанского, олекминского и наманского региональных мезорезервуаров. Каждый мезорезервуар, в свою очередь, подразделяется на несколько пластов (Шемин, 2007).

Для продуктивных пластов Лено-Тунгусской НГП существует несколько систем индексации. Одна из них разработана в 70х годах прошлого века в СНИИГГиМСе (В.Н. Воробьев, Н.В. Мельников), и подразумевает сплошную индексацию пластов всего разреза Сибирской платформы. Пласты группы А включают в себя проницаемые горизонты от ангарской свиты до верхней подсвиты усольской свиты. Пласты группы Б - проницаемые прослои от средней подсвиты усольской свиты (осинский горизонт) до катангской свиты, включительно. Наконец группа В охватывает терригенно-карбонатные отложения тирской и непской свит. Кроме того, существуют региональные схемы

индексации, которые автономны в каждом из субъектов федерации, находящихся на территории Лено-Тунгусской НПП.

Нижненепский региональный резервуар распространен на территории Предпатомского прогиба и смежных с ним участков Непско-Ботуобинской антеклизы. Резервуар включает базальные песчаные отложения одноименных подгоризонтов: безымянного, талахского, велючанского и нижнечонского (пласты В₁₃, В₁₄). Мощность резервуара варьирует от нескольких до 400-500 м. Он характеризуется сложным строением и значительной фациальной изменчивостью.

Отложения резервуара в целом характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Показатели пористости колеблются в пределах от 2 до 15 %, проницаемости $-1-10 \cdot 10^{-3}$ мкм². Экран резервуара представлен алевритами и аргиллитами нижненепской подсветы и ее возрастных аналогов. Качество его в целом высокое, но имеются отдельные участки с повышенной долей песчаников в разрезе.

В центральной и северо-восточной частях установлена продуктивность резервуара Непско-Ботуобинской антеклизы, где выявлены газонефтяная залежь на Верхнечонском и небольшие газовые залежи на Верхневелючанском, Чайядинском и Вилуйско-Джербинском месторождениях.

Верхненепский региональный резервуар распространен шире, чем нижненепский. Его отложения отсутствуют лишь в северо-восточных частях НБА. Он представлен базальными песчаными пластами одноименного подгоризонта: марковским, ярактинским, хамакинским и верхнечонским (В₁₀). Выявлен мозаичный характер смены песчаных, преимущественно песчаных и глинисто-алеврито-песчаных типов разреза пород. Мощность отложений резервуара меняется от первых метров до первых десятков метров, составляя в среднем 5-15 м. Отложения характеризуются средними и высокими ФЕС. Показатели пористости колеблются в пределах от 5 до 25 %, проницаемости – от $1 \cdot 10^{-3}$ до $4000 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Экран резервуара сложен глинистыми отложениями верхненепской подсветы и ее возрастных аналогов мощностью от 5 до 20 м. На большей части

территории бассейна он перекрыт экраном вышележащего тирского резервуара, что улучшает его качество. Нефтегазоносность резервуара установлена на Ярактинском, Дулисьминском, Чаяндинском, Верхнечонском месторождениях.

Тирский региональный резервуар сложен песчаными фациями парфеновского, ботуобинского, харыстанского, улаханского и верхнетирского пластов (пласты В₃, В₅ и В₆), которые развиты в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы (на Мирнинском выступе и смежных с ним участках), а также на юге структуры, в субширотной полосе шириной 40-100 км, в пределах которой расположены Верхнекатангская, Верхнетирская, Марковская, Аянская и другие разведочные площади. Отложения характеризуются высокими фильтрационно-емкостными свойствами. Показатели пористости колеблются в пределах от 10-15 до 25 %, проницаемости – от $5 \cdot 10^{-3}$ до $2000 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Экран резервуара представлен значительно шире, чем проницаемая часть (он отсутствует лишь в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы) и сложен сульфатными доломитами, доломитоангидритами, мергелями, аргиллитами. Мощность изменяется от 50 до 300 м и более.

Продуктивность тирского резервуара высокая. В нем открыты залежи нефти и газа на Марковском, Аянском, Среднеботуобинском, Иреляхском, Маччобинском, Верхневилючанском, Тас-Юряхском, Хотого-Мурбайском, Чаяндинском и Нелбинском месторождениях.

Нижнеданиловский региональный резервуар представлен доломитами Преображенского горизонта и его возрастными аналогами (пласт Б₁₂). Породы этого резервуара в целом обладают низкими ФЕС. Более лучшие коллекторские свойства отмечаются в породах крупной Тетейско-Чонской зоны нефтегазонакопления площадью 50 тыс. км², расположенной в северо-западной части НБА. Мощность интервалов пород-коллекторов составляет здесь 10-15 м. Показатели пористости колеблются в пределах 5-20 %, проницаемости – $0,2-70 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Экран резервуара сложен переслаивающимися аргиллитами, мергелями, глинистыми и ангидритистыми доломитами, ангидритами катангской свиты и ее возрастными аналогами. Мощность его изменяется от 60 до 100 м.

Отложения резервуара продуктивны только в северо-западной части НБА, где выделена крупная (по запасам) нефтяная залежь на Верхнечонском месторождении и две небольшие газовые: Даниловская и Преображенская.

Среднеданиловский резервуар выделен условно, керновым материалом практически не охарактеризован. Он состоит из пород нижнего одноименного подгоризонта мощностью 50-100 м.

Верхнеданиловский (юряхский) представлен отложениями одноименного стратиграфического подгоризонта, который на большей части бассейна соответствует усть-кутским пластам, а в северо-восточной его части – юряхским. Мощность резервуара изменяется от 60 до 100 м.

Усть-кутские пласты (Б₃₋₄, Б₅) разделены глинисто-ангидритисто-доломитовой перемычкой: верхний представлен преимущественно органогенно-обломочными доломитами, которые обычно засолены, нижний – интенсивно перекристаллизованными, водорослевыми, засоленными доломитами.

Породы резервуара в целом обладают невысокими ФЕС. Показатели пористости пород колеблются в пределах от 1-2 до 10-15 %, редко достигая 20 %. Проницаемость в пределах $0-10 \cdot 10^{-3}$ мкм². Мощность интервалов пород коллекторов обычно не превышает 3 м.

Экран резервуара представлен галогенно-карбонатными отложениями нижнеусольской подсвиты (подосинской пачки) и ее сульфатно-карбонатными возрастными аналогами.

Продуктивность резервуара выявлена в северо-западной части НБА. В указанных районах открыты промышленные залежи нефти и газа на Даниловском, Верхнечонском, Иктехском, Верхневиллючанском и Вилуойско-Джербинском месторождениях.

Усольский региональный резервуар соответствует осинскому горизонту усольской свиты. Представлен он преимущественно известняками и доломитами,

часто органогенно-обломочными и водорослевыми, кавернозными. Мощность его изменяется от 20-30 до нескольких сот метров. Линейная форма распространения зон больших мощностей проницаемого горизонта, их органогенный состав и наличие отчетливых этапов некомпенсации и заполнения позволяют отнести эти образования к рифоподобным (Непско-Ботуобинская антеклиза..., 1986). С зонами распространения рифоподобных образований связаны максимальные значения пористости (10-15 %), проницаемости $(10-100) \cdot 10^{-3} \text{мкм}^2$) и мощности пород-коллекторов (10-40 м). Наиболее крупная из этих зон простирается в виде полосы шириной 30-70 км вдоль юго-восточного палеосклона НБА.

Усольский резервуар регионально нефтегазонасыщен. Залежи нефти и газа выявлены на Марковском, Пилюдинском, Верхнечонском, Среднеботуобинском и Талаканском месторождениях.

Толбачанский региональный резервуар выделяется в объеме средней и нижней части разреза одноименного стратиграфического горизонта. Сложен он известняками и доломитами христофоровского и атовского пластов, которые обычно характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Повышены они лишь на отдельных небольших по размеру участках.

Верхняя часть толбачанского горизонта составляет экран резервуара, представлена чередованием пластов доломитов и солей. Притоки углеводородов (УВ) получены лишь в отдельных скважинах, залежи не выявлены.

Олекминский региональный резервуар представлен отложениями одноименного и нижней части чарского горизонта. Слагают его преимущественно доломиты и известняки олекминского горизонта, которые характеризуются низкими коллекторскими свойствами. Экран представлен преимущественно соленосными отложениями чарского горизонта. Из этого резервуара получены лишь единичные притоки УВ.

Наманский резервуар составляют карбонаты одноименного и зелеевского горизонтов. Резервуар имеет низкие фильтрационно-емкостные свойства. Притоки УВ из него получены только в единичных скважинах (Нефтегазоносные бассейны..., 1994).

Глава 3. Методика исследований

С открытием крупных и уникальных месторождений нефти и газа в карбонатных толщах различного возраста и генезиса, важной и актуальной становится проблема изучения карбонатных отложений, их состава, строения, коллекторского потенциала. Разнообразие морфологии и генезиса пустотного пространства карбонатных отложений обуславливает развитие широкого спектра типов коллекторов, поэтому требуется основательный комплексный подход к детальному изучению карбонатных коллекторов.

За последние годы в научно-исследовательских институтах был выполнен широкий комплекс исследований с целью детального изучения карбонатных коллекторов и флюидов Непской зоны. Керновый материал и результаты исследований являются собственностью компании НК "Роснефть". Для выявления литолого-геохимических особенностей автором был выбран усть-кутский продуктивный горизонт тэтэрской свиты венд-кембрийского возраста, вскрытого скважинами, пробуренными в 2009-2012 годах. Горизонт залегает на различных глубинах, его толщина варьирует от 28 до 77.63 м, вынос керна 98-100 %. В большинстве изученных скважин, он подразделяется на два пласта – УК-I (верхний пласт-коллектор) и УК-II (нижний пласт-коллектор), которые разделены глинистой перемычкой (рис. 4.2).

В данной работе были использованы результаты широкого комплекса исследований керна усть-кутского горизонта (таблица 3.1).

Анализы были выполнены сотрудниками лаборатории седиментологии, физики пласта, геохимии ОАО ТомскНИПИнефть (М.Н. Лемешко, Я.Н. Рощина, Е.Д. Полумогина, Ю.М. Лопушняк, Н.В. Обласов, Р.С. Кашапов, Е.Г. Ачкасова и др.), ИНГГ СО РАН (И.В. Вараксина, Е.М. Хабаров и др.), ОАО НПЦ «Тверьгеофизика» (А.Н. Никитин, Н.В. Конюхова и др.), ФГУП «ВНИГНИ» (Г.В. Агафонова). Автор принимал непосредственное участие в описании разрезов, в отборе образцов, выполнял фациальный, петрографический, люминесцентно-микроскопический анализ образцов.

Таблица 3.1. Перечень выполненных исследований

Вид анализа	Всего образцов (по 9 скважинам)
Детальное макроописание керна, м	542.19
Фациальный, м	542.19
Петрографический	419
Рентгенофазовый	506
Люминесцентно-микроскопический	500
Рентгеновский энергодисперсионный микроанализ	150
Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой ISP-MS	11
Определение карбонатности	173
Изучение фильтрационно-емкостных свойств	1323

Детальное послойное описание керна

Описание керна проводилось после процедуры продольной распиловки керна сверху вниз по разрезу от начала керна (долбления). В описании отражаются размер (толщина) выделяемых слоев пород и их детальная характеристика. На основании визуального изучения керна были построены литологические колонки, на которых отражаются все текстурно-структурные особенности пород, характер их взаимных переходов и контактов, деформаций пород, вторичных изменений и минеральных включений и пр.

Петрографический анализ шлифов

Для проведения петрографического анализа карбонатных пород изготавливались шлифы увеличенного размера, площадью до 35 см². Образцы для изготовления шлифов предварительно пропитаны эпоксидной смолой синего цвета для лучшей диагностики и изучения порового и трещинного пространства. Шлифы изучались на поляризационном микроскопе марки Olympus BX51. По

каждому шлифу было выполнено описание и сделаны фотоснимки в обычном проходящем и поляризованном проходящем свете. Проведены исследования вещественного состава пород, их структурно-текстурные особенности, наличие терригенной примеси, аутигенных минералов (пирита, глауконита и др.), гидроокислов железа, форменных компонентов, органического вещества. Изучались особенности порового и трещинного пространства, постседиментационные процессы, такие как уплотнение, перекристаллизация, кавернозность, сульфатизация и т.д.

Рентгеновский энергодисперсионный микроанализ (РЭМ)

Для изучения характеристик порового пространства проводилась растровая (сканирующая) электронная микроскопия – это один из самых эффективных методов анализа поверхности твердых тел, позволяющий получать увеличение до 120000 крат. Существует несколько способов получения растрового изображения с помощью РЭМ. Можно проводить анализ рентгеновского излучения, получать контрасты во вторичных и первичных электронах. Все эти методы имеют общую основу - исходное воздействие, вызывающее те или иные явления. В любом случае изначально необходимо подействовать на поверхность электронным пучком. В результате появляются упруго отраженные электроны, атомы материала получают дополнительную энергию, что вызывает возникновение тормозного рентгеновского излучения и эмиссию вторичных электронов. Свойства и качество возникающих реакций во многом зависят от параметров первичного электронного пучка. Одной из основных задач растровой электронной микроскопии является получение точечного хорошо сфокусированного пучка требуемой энергии.

С помощью метода электронной микроскопии наблюдают объекты исследования при увеличениях и с разрешающей способностью, недоступной световой микроскопии.

Растровый электронный микроскоп обладает глубиной фокуса примерно на два порядка больше, чем у оптических микроскопов и электронных микроскопов просвечивающего типа (0.6-0.8 мм), поэтому с его помощью изучают монолитные

образцы пород с произвольной геометрией поверхности, не подвергая их подготовке, необходимой для просвечивающей электронной микроскопии (Логвиненко, 1984). Благодаря большой глубине резкости, глаз наблюдателя автоматически интерпретирует изображение на мониторе микроскопа как трехмерное; это позволяет исследовать структуру порового пространства (размер и форма пор и взаимоотношение их в породе) и ряд других особенностей пород.

Просмотр и микроанализ поверхностей образцов вдоль оси керна, перпендикулярно оси и на разных участках внешней поверхности проводился на сканирующих электронных микроскопах JSM-U3 и SEM-500, снабженных рентгеновскими микроанализаторами энергетической дисперсии Kevex и Edex. При просмотре выбор увеличений определялся стремлением получить информацию, как о макро- так и микроструктуре зерна, цемента и порового пространства. В предварительных экспериментах было показано, что эта информация может быть получена на увеличениях 100-300 и 1000-3000 раз. Обработка микрофотографий на данном этапе исследований заключалась в определении расстояний между макро- и микропорами и характеристике структуры в порах и в массе материала.

Геохимический анализ методом ICP-MS

Метод проводился в аналитическом центре геохимии природных систем Томского государственного университета по ГОСТ Р 8.563-96. Метод основан на использовании масс-спектрометра и индуктивно-связанной плазмы в качестве источника ионов. Масс-спектрометр пропускает ионы с определенным отношением массы к заряду, попадающие затем в детектор для количественной регистрации.

ICP-MS обладает высокой чувствительностью и определяет элементы с очень низким содержанием (элементы с атомной массой от 7 до 250, то есть от Li до U). Преимуществом ICP-MS является возможность определения индивидуальных изотопов каждого элемента. Это позволяет выполнять исследования изотопных отношений и изотопных разведений.

Программное обеспечение предоставляет пользователю обработанные данные в формате полуколичественном, количественном, изотопного соотношения или изотопного разведения.

Рентгенофазовый анализ (РФА)

Для установления минералогического состава и количественных соотношений содержания минералов в породе использовался метод рентгенофазового анализа (РФА), поскольку из всех методов определения минерального состава горных пород рентгеновский анализ является наиболее информативным. Рентгенофазовый анализ образцов горных пород проводится на многоцелевом дифрактометре GBC MMA 011 и Rigaku Ultima IV, а также рентгеновском аппарате «ДРОН-3М».

Количественное содержание минералов в пробе устанавливалось по отношению базальных диагностических рефлексов на дифрактограммах, полученных при строго постоянных условиях съемки препаратов. Исследования методом РФА проводились в соответствии с методикой (Герасимов, 1975; Шлыков, 1991).

Пробоподготовка на общий РФА включает: механическое дробление образцов на щековой дробилке FRITSCH «Pulverisette 1», измельчение в прецизионной планетарной микромельнице FRITSCH «Pulverisette 6» и запрессовку полученного порошка в специальные кюветы для дальнейшей съёмки. Расшифровка дифрактограмм производится в полуавтоматическом режиме с участием оператора, который задаёт основные параметры поиска.

Люминесцентно-микроскопический анализ (ЛМА)

Люминесцентно-микроскопические исследования дают возможность безошибочно фиксировать миграционные битумоиды в породах и выявлять категории пород, характеризующиеся наличием органического вещества, которому соответствуют связанные с ним рассеянные битумоиды без следов направленных перемещений.

Люминесцентно-микроскопический (микробитуминологический) анализ проводился на медицинском микроскопе МИКМЕД-6. Данный анализ особенно

перспективен в отношении пород с очень низким содержанием битумоида, не поддающимся изучению другими методами. Положительной чертой его является также то, что он дает возможность одновременно фиксировать проявления битумоидов различного типа (масла, смолы и др.).

Существует несколько представлений о причинах люминесценции нефтей и битумоидов. Одни считают, что она вызывается трехядерными конденсированными ароматическими и аналогичными нефтяными углеводородами, другие - полиароматическими и гетероциклическими углеводородами, третьи - смолистыми веществами.

Изучение органического вещества и битуминозности производится в ненарушенном куске породы как микроскопически, так и макроскопически при облучении ее ультрафиолетовым светом. При этом проявляется битуминозное вещество, битуминозные компоненты, невидимые в обычном состоянии образца, которые способны люминесцировать. Различие цветов люминесценции и ее интенсивность определяются типом и количеством битуминозного вещества.

Количественное содержание битуминозных веществ или нефтей в породах может быть самое различное. Встречаются породы, совершенно лишенные битуминозных веществ, и, в противоположность им, породы, насыщенные нефтью, которая заполняет все пористые пространства и промежутки между зернами. При малом содержании битуминозного вещества в породе его наличие обнаруживается по отдельным люминесцирующим точкам, приуроченным к порам. Более значительное содержание вызывает свечение отдельных участков или всей породы в целом.

Под битумоидами понимается та часть органического вещества, которая извлекается из породы хлороформом, спирто-бензолом и другими аналогичными растворителями. Битумоиды, представляющие собой одну из фракций сингенетичного породе органического вещества, именуется синбитумоидами. Битумоиды, не связанные генетически с вмещающей породой и мигрировавшие в нее из других слоев, называются эпибитумоидами.

Легким и маслянистым битумоидам соответствуют зеленовато-серые, светло-желтые, лимонно-желтые тона люминесценции, маслянисто-смолистым – желтые, желтовато-оранжевые, оранжевые, смолистым – светло-бурые, бурые, смолисто-асфальтовым – темно-бурые.

Изучение распределения битумоидов в породе под микроскопом показывает что, такие битуминозные распределения, как трещинные, контактные, ореольные, зональные, всегда являются признаками миграции.

Слоистое, трещинное распределение могут быть показателями перемещения битумоидов на короткие расстояния в пределах одного пласта и поступления их из других пластов. Для определения характера перемещения битумоида необходимо выявить источник его миграции, что достигается изучением контактирующих пород.

Такие распределения как цементное, поровое, кавернозное, унаследованное, сами не могут рассматриваться в качестве признаков миграции, но в сочетании с другими текстурами и структурами могут свидетельствовать о процессах миграции (рис 3.1).

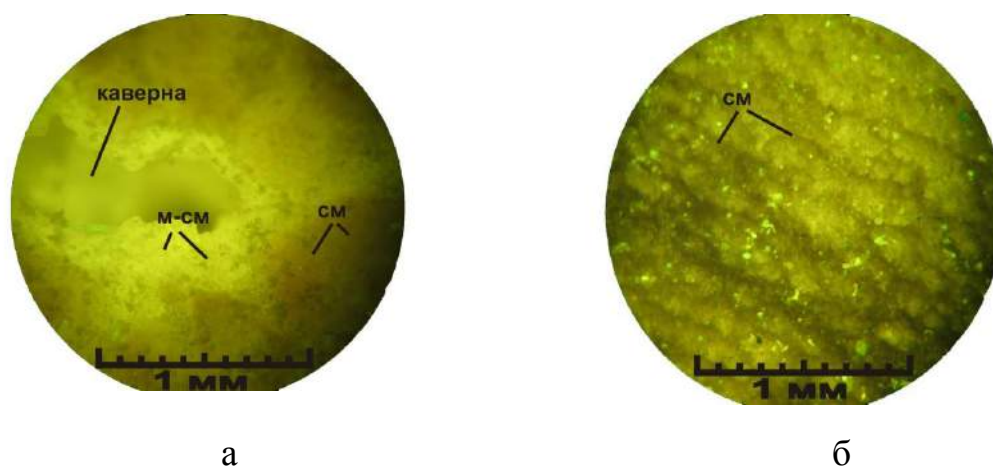


Рис. 3.1. Текстуры выполнения пространства: а – кавернозная; б – слоистая.

Свойственные песчаникам и алевролитам, поровые и цементные битуминозные текстуры могут свидетельствовать и о эпигенетичности, и о сингенетичности битумоидов. Если в песчаниках отсутствуют или имеются в незначительных количествах другие виды органического вещества, а все

межзерновое пространство заполнено легким битумоидом, то это явно эпигенетический битумоид, свечение его интенсивное, лимонно- или ярко-желтое. Создается впечатление расплывчатости контуров свечения. Если в породе присутствует органическое вещество, сингенетичные ему битумоиды и небольшое количество эпибитумоидов, последние можно отличить по характеру свечения, иногда по их расположению в виде каемок вокруг минеральных зерен.

Наиболее эффективными путями миграции являются трещины. Иногда на стенках трещин наблюдаются пленки и примазки нефтяных компонентов. Обычно они темного цвета, потому что являются окисленными компонентами мигрирующих через породу флюидов. Чаще встречаются трещины без видимых включений нефтяных компонентов. При выявлении следов миграции битумоидов необходимо изучать керн в ультрафиолетовых лучах, так как при этом видны будут не только темноокрашенные, но и легкие, бесцветные компоненты нефти. Подобное изучение важно, при выяснении направления миграции.

О направлении миграции можно судить по структуре битумоидов, приуроченных к трещинам. Если в трещине присутствует тяжелый битумоид, а около нее более легкий – значит, имела место миграция из трещины в породу. Обратное распределение могло быть вызвано миграцией битумоидов из породы в трещину. Кроме открытых трещин битумоиды часто встречаются в трещинках, залеченных карбонатом. Элементарный состав этих битумоидов резко отличается от состава битумоидов открытых трещин, так как карбонат «консервирует» их и предохраняет от посторонних воздействий. Битумоиды в трещинах с кальцитом являются свидетельством проходившей миграции. Тип битумоидов (переходящих в коллектор в пределах данной материнской свиты или ушедших за пределы свиты) в образце можно определить, изучив подстилающие и перекрывающие породы, но в любом случае, если битумоид насыщает все межзерновое пространство в песчаниках, он явно вторичный. Сингенетичный битумоид занимает лишь отдельные участки.

Таким образом, применение метода люминесцентной микроскопии позволяет решить важные для геологии вопросы:

1. изучение исходного органического вещества и его диагностики;
2. определение генетических типов битумоидов;
3. выявление в короткий срок битуминозности и интервалы, где следы миграции отсутствуют, что дает возможность отметить наиболее интересные объекты для детальных геохимических исследований, уточнить интервалы опробования в скважинах;
4. возможность изучения разрезов нескольких скважин одной площади для отслеживания выдержанности горизонтов вторичной битуминозности и горизонтов без следов миграции, т.е. непроницаемых пород. При установлении следов миграции по разрезам ряда площадей, можно установить локальность или региональность выделенных горизонтов вторичной битуминозности. Выдержанность определенных частей разреза со следами первичной миграции, перераспределение компонентов по ряду площадей дает возможность отнести их к нефтепроизводящим;
5. судить о масштабах миграции по процентному соотношению всех изученных образцов и образцов со следами миграции;
6. Определение соотношения пустых трещин с заполненными битумоидами, открытых и залеченных карбонатами дает возможность определить основные направления миграции.

Специальные исследования по сравнительному анализу битуминозности пород химико-битуминологическим и люминесцентно-микроскопическим методом показали, что выводы, сделанные на основе люминесцентной микроскопии, хорошо согласуются с данными химико-битуминологических исследований (Олли, 1980).

Автором проведено сопоставление наблюдаемой люминесценции битумоидов в шлифовках с результатами пиролитического анализа, выполненного в лаборатории геохимии ОАО «ТомскНИПИнефть» (табл. 3.2). Пиролитический анализ позволяет судить о количестве свободных углеводородов, содержащихся в поровом пространстве, и об остаточном нефтяном потенциале органического вещества породы.

Таблица 3.2.

Сравнение результатов люминесцентно-микроскопического и пиролитического анализа

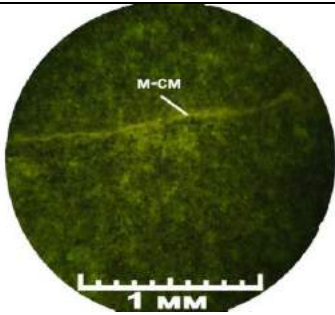
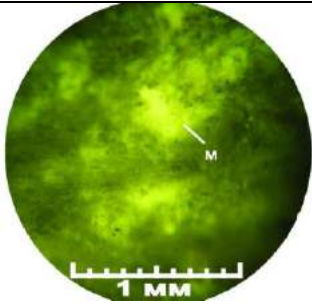
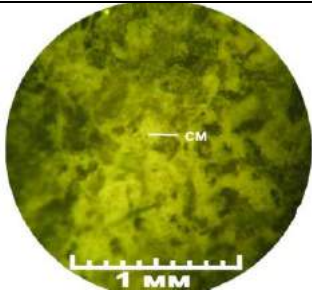
Глубина, м	Люминесцентно-микроскопический анализ				Пиролиз		
	Преобладающий тип битумоида	Интенсивность свечения	Характер свечения	Структуры и текстуры выполнения пространства	Свободные легкие (УВ, мг/г)	Свободные тяжелые (УВ, мг/г)	Асфальто-смолистые вещества (УВ, мг/г)
1641,6	Смолистый	Слабое	Бурый	Пятнистая	0,06	0,07	0,41
1682,41	Смолистый и смолисто-асфальтеновый	Сильное	Бурый, темно-бурый, черный	Равномерно-рассеянная, поровая	5,93	11,03	11,10
1894,48	Смолистый	Слабое	Темно-бурый	Трещинная	0,04	0,03	0,11
1641,6	Смолистый	Слабое	Бурый	Пятнистая	0,06	0,07	0,41
1961,40	Маслянисто-смолистый	Среднее	Желтый	Неравномерно-рассеянная	1,51	2,39	1,97
1962,65	Маслянистый	Сильное	Лимонно-желтый, желтый	Неравномерно-рассеянная	2,40	2,49	2,73
1968,54	Смолистый	Слабое	Бурый, темно-бурый	Равномерно-рассеянная, трещинная	0,42	0,71	1,12

1971,03	Маслянисто-смолистый	Сильное	Светло-желтый, лимонно-желтый, буроватый, темно-бурый	Пятнистая, поровая, реже трещинная	2,01	2,61	2,59
1975,26	Маслянистый и смолистый	Среднее	Светло-зеленый, светло-желтый, бурый, темно-бурый	Полосчатая, трещинная, пятнистая	1,21	1,28	1,20
1725,15	Смолистый	Среднее	Бурый	Пятнистая, поровая, реже трещинная	1,16	1,46	1,25

Определение характера люминесценции производилось путем учета площади участков, занятых битумоидами. В результате сравнительного анализа методов автором предложена классификация содержания битумоидов (табл. 3.3).

Таблица 3.3.

Сравнительная классификация содержания битумоидов

Пиролитический анализ	Люминесцентно-микроскопический анализ		Содержание	Фото
	Содержание легких и тяжелых УВ (мг)	Количество участков, занимаемых битумоидами в образце (%)		
2 и менее	30 и менее	Трещинная	Низкое	
2-5	30-60	Пятнистая	Среднее	
5 и более	60 и более	Цементная	Высокое	

При люминесцентно-микроскопическом анализе интенсивность люминесценции битумоидов определяется их количеством. При малом содержании битумоидов в породе их наличие определяется по отдельным люминесцирующим участкам, приуроченным к порам или трещинам. Более значительное содержание вызывает свечение крупными пятнами или всей породы в целом.

Результаты люминесцентно-микроскопического анализа дополняют петрографические наблюдения. Отбор образцов для изготовления петрографических шлифов и пришлифовок удобней осуществлять после анализа литогеохимических колонок с расчетом представительного изучения разреза в целом. Для люминесцентного анализа, как правило, отбираются образцы всех разновидностей пород разреза, с частотой 20-30 см – на участках с признаками нефтегазонасыщения (породы-коллектора, переслаивание пород, наличие в породах трещин) и 50-70 см в участках без признаков углеводородов.

Определение карбонатности с отдельной оценкой содержания кальцита, доломита и нерастворимого остатка

Исследования проводились в соответствии с СТП 1.4-97 (Породы горные...).

Метод определения процентного содержания кальцита и доломита основан на различии в скоростях реакции кальцита и доломита с соляной кислотой. Кальцит реагирует с соляной кислотой относительно быстро, в то время как доломит реагирует значительно медленней. На графике это выглядит в виде двухкомпонентной кривой с точкой перегиба, соответствующей окончанию реакции с кальцитом и продолжающейся реакции с доломитом.

Реакция проводится в замкнутом объеме реакционной камеры регистратора, а скорость реакции определяется по изменению давления в камере, для чего используется преобразователь давления и регистрирующий прибор (мультиметр), подключенный к ПК.

Перед проведением измерений производится градуировка прибора по кальциту, заключающаяся в проведении реакции и регистрации скорости реакции навесок кальцита с соляной кислотой.

Для калибровки используется углекислый кальций марки ЧДА. Для реакции используется концентрированная соляная кислота, разбавленная дистиллированной водой в соотношении 1:1.

Учитывая тот факт, что одна молекула кальцита содержит 44 % CO_2 , а молекула доломита 48 %, а калибровочный график построен по навескам CaCO_3 , поэтому для приведения показаний прибора по доломиту к истинным значениям, показания прибора по доломиту умножаются на коэффициент 0,92.

Для проведения анализа образцы породы экстрагируют, дезинтегрируют и сушат до постоянного веса. Затем навеска породы помещается в емкость реакционной камеры. Производится автоматическая регистрация показаний прибора с дальнейшим определением кальцита, доломита и нерастворимого остатка. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами определения минералогического состава пород рентгенофазовым анализом.

Определение фильтрационно-емкостных свойств

Подготовку образцов к исследованиям проводили в соответствии с ГОСТ 26450.0-85 «Породы горные. Общие требования к отбору и подготовке проб для определения коллекторских свойств», согласно которому образцы подвергнуты экстрагированию спиртобензольной смесью, отмыты в дистиллированной воде и высушены до постоянного веса.

Исследования коэффициентов проницаемости и пористости по гелию проводили на установке AP-608 Core test systems по СТО 4235454-001-2011 ГСИ. Породы горные.

Глава 4. Литологическая характеристика карбонатных отложений усть-кутского горизонта

В ходе детального описания керна и петрографического анализа шлифов составлена общая характеристика разреза, выделены литологические типы пород усть-кутского горизонта и реконструированы условия их накопления. По выбранному профилю автором были проанализированы 9 разрезов скважин и 419 шлифов (рис. 4.1). В работе использованы материалы описания керна скважин и петрографического изучения пород, выполненные сотрудниками ИНГГ СО РАН (Е.М. Хабаровым и И.В. Вараксиной), ОАО ТомскНИПИнефть (Я.Н. Роцина, М.Н. Лемешко, Е.Д. Полумогина и др.), ОАО НПЦ «Тверьгеофизика» (Н.В. Конохова), ФГУП «ВНИГНИ» (Г.В. Агафонова).

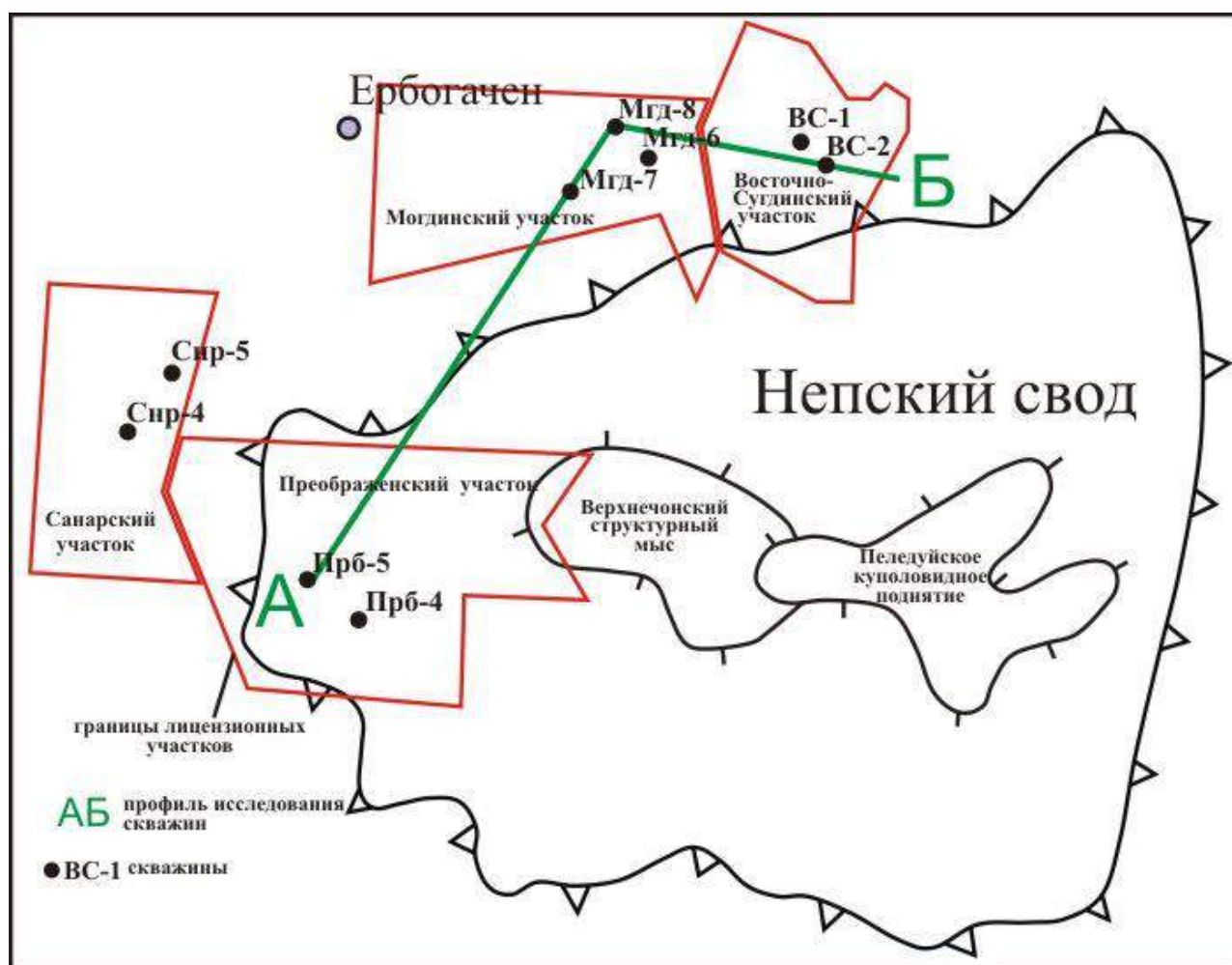


Рис. 4.1. Фрагмент тектонической схемы Непско-Ботубобинской антеклизы.

4.1. Общая характеристика разреза

В изученных разрезах скважин, пробуренных в 2009-2012 г.г. в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы усть-кутский горизонт имеет строение, схожее с описанным в работах Н.В. Мельникова, Г.Г. Шемина, Т.И. Гуровой и др. для разных районов Сибирской платформы. Отложения горизонта залегают на породах преобразенского горизонта и перекрываются кембрийскими отложениями осинского горизонта. Мощность горизонта варьирует в пределах 28...82.67 м. В усть-кутском горизонте прослеживается два пласта - верхний (Б₃₋₄) и нижний (Б₅), разделенные глинисто-карбонатно-сульфатной перемычкой толщиной 3...7 м. Флюидоупором верхнего пласта являются галогенно-карбонатные отложения усольской свиты, по подошве которых проведена верхняя граница усть-кутского горизонта. Перемычка, выполняющая роль флюидоупора для нижнего усть-кутского пласта представлена в основном доломит-ангидритовыми и ангидрит-доломитовыми породами, доломитами глинистыми, реже аргиллитами (рис 4.2).

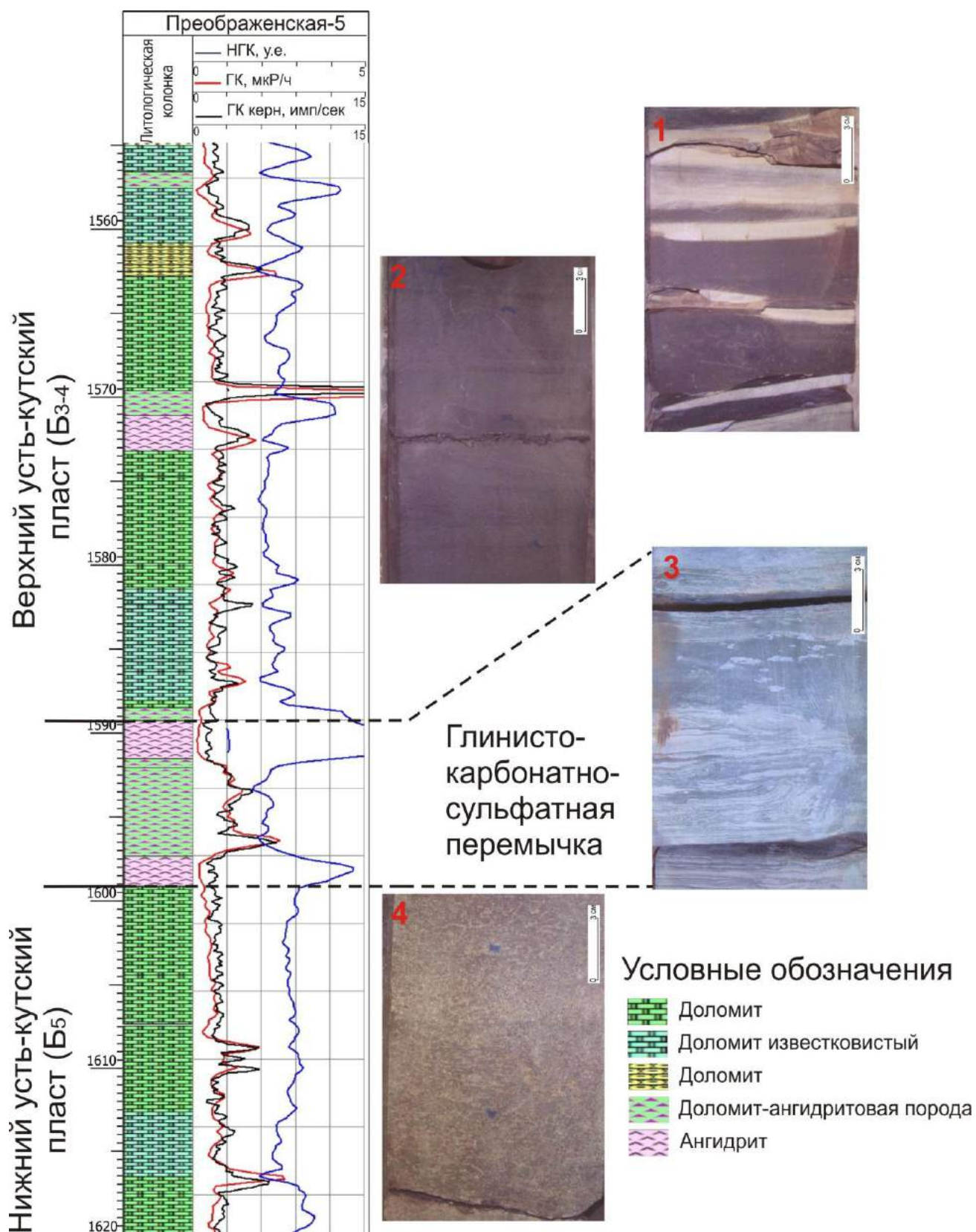


Рис. 4.2. Разрез усть-кутского горизонта на примере скв. Преображенская-5. Фотографии: 1- Доломит микрокристаллический нефтенасыщенный пористый с послойным окремнением; 2 - Доломит тонкокристаллический однородно нефтенасыщенный пористый; 3 – Доломит-ангидритовая порода; 4 - Доломит мелкозернистый нефтенасыщенный пористо-кавернозный.

В целом строение горизонта неоднородное, нефтенасыщение неравномерное. Проанализированные автором данные рентгеноструктурного анализа (РСА) подтверждают описанное выше строение усть-кутского горизонта. Также выявлено, что основными породами усть-кутского продуктивного горизонта являются доломиты, реже отмечаются доломиты с незначительной примесью кальцита и разным содержанием нерастворимого остатка (рис. 4.3).

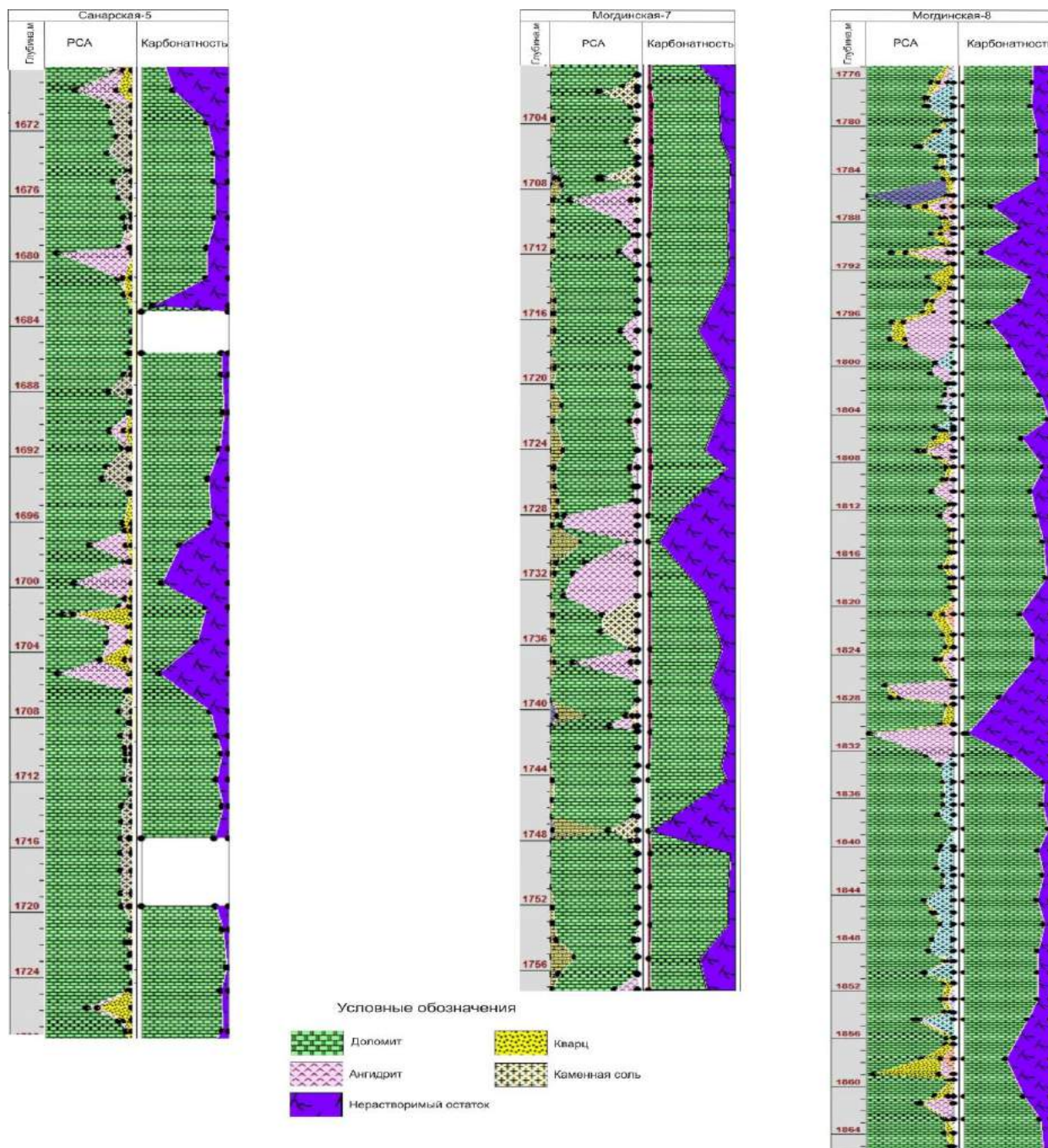
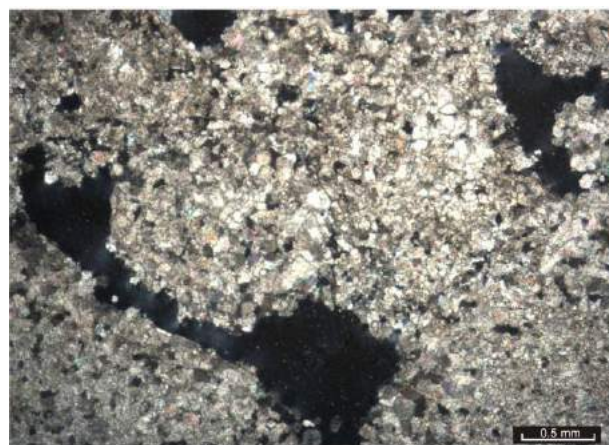


Рис. 4.3. Результаты РСА и определения карбонатности (предоставлены ОАО НПЦ «Тверьгеофизика»)

Доломиты вторичные, предполагается, что образовались в результате замещения известняков. Доломиты скрыто- и яснокристаллические (от тонко до крупных) светло-серые, темно-серые, кремовые, бурые (нефтенасыщенные разности), плотные и очень крепкие (рис. 4.4). При макро- и микроскопическом изучении в доломитах выделяются текстуры часто плохой сохранности из-за многократной перекристаллизации пород. Самыми распространенными текстурами доломитов являются водорослевая, однородная, тонкослоистая, интракластовая, брекчиевидная, комковатая, пятнистая, пизолито-оолитовая, узорчатая. Доломиты «чистые» содержат до 10 % примесей (по С.Г. Вишнякову), которые чаще всего представлены глинистым материалом, кальцитом, сульфатами и солями, реже органическим и терригенным материалом. Мощность доломитовых прослоев от нескольких сантиметров до десятков метров.



А



Б



В



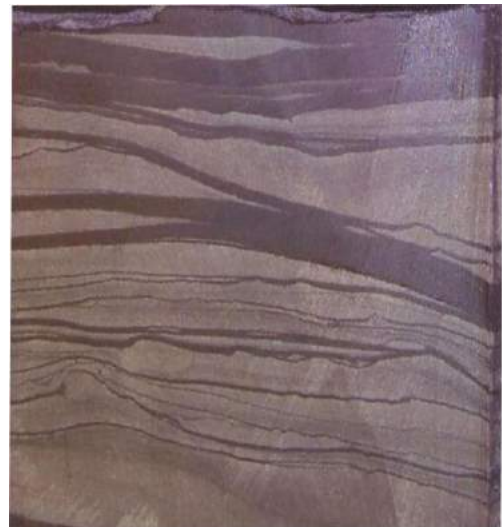
Г

Рис. 4.4. Доломит. А - Доломит зернистый пористо-мелкокавернозный засолоненный. Санарский ЛУ, скв. №5. Глубина 1722,87 м; Б - Доломит разнокристаллический с реликтами зернистой структуры засолоненный. Санарский ЛУ, скв. №5, шлиф №101, глубина 1720,26 м, николи Х. В - Доломит микрокристаллический линзовидно-волнисто слоистый (б). Могдинский ЛУ, скв. №8. Глубина 1818,90 м; Г - Доломит микрокристаллический глинистый тонкослоистый трещиноватый. Могдинский ЛУ, скв. №8, шлиф №98, глубина 1828,27 м. николи //.

Менее распространены по разрезу глинисто-карбонатные породы (мергели, известковые глины) с разным процентным содержанием глинистых компонентов, и аргиллиты (рис. 4.5). Глинистые породы часто представляют перемичку между породами-коллекторами. Они отличаются более темными окрасками – темно-серыми, зеленовато-серыми, буровато-серыми. Породы трещиноватые, плитчатые. Текстуры пород субгоризонтально слойчатые, иногда брекчиевидные, интракластовые, оползневые. Мощность пород составляет от нескольких сантиметров до 2, реже 4 метров.



А



Б

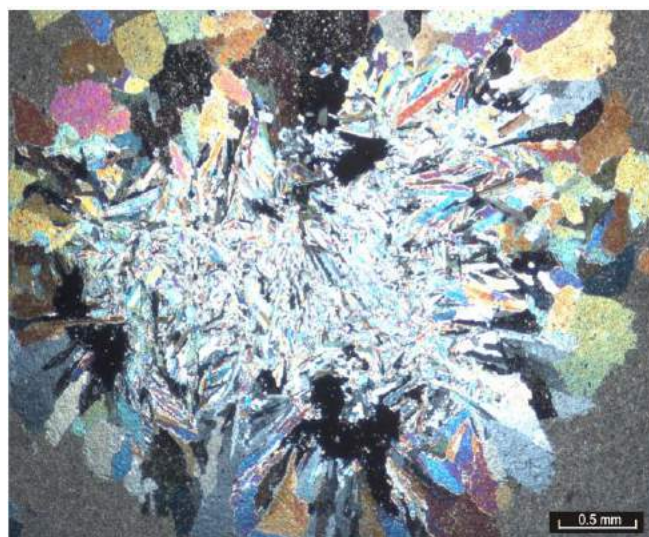
Рис. 4.5. Глинисто-карбонатные породы. А - Аргиллит с прослоями ангидрита. Санарский ЛУ, скв. №5. Глубина 1706,72 м; Б - Доломит микрокристаллический с прослоями карбонатно-глинистой породы. Преображенская пл., скв. №5. Глубина 1629,56 м.

Отчетливо при макроописании определяется ангидрит (реже встречается гипс) голубовато-серый и белесоватый нескольких генераций в виде пятен,

прослоев, лучисто-шестоватых агрегатов, игольчатых кристаллов, а также сплошных масс, заполняющих поры и трещины (рис. 4.6). Ангидрит имеет широкое распространение в разрезе и встречается почти во всех типах пород, а также образует ангидритовые, доломит-ангидритовые, ангидрит-доломитовые породы, которые отмечаются в разрезе в виде прослоев до 1 м. К ангидритовым, доломит-ангидритовым, глинисто-карбонатным породам чаще всего приурочено окремнение.



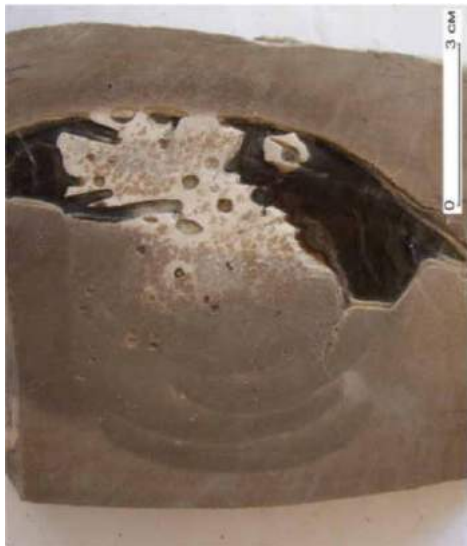
А



Б

Рис. 4.6. Ангидрит. А - включения ангидрита в доломите микрокристаллическом. Преображенская пл., скв. №5. Глубина 1580,91 м; Б - агрегаты ангидрита в доломите глинистом плотном. Санарский ЛУ, скв. №5, шлиф №55, глубина 1864,94 м, николи X.

Галит встречается преимущественно в верхней половине разреза и выполняет пустоты. Реже галит образует прослои до 50-70 см, например, в скв. Преображенская-4 (рис. 4.7).



А

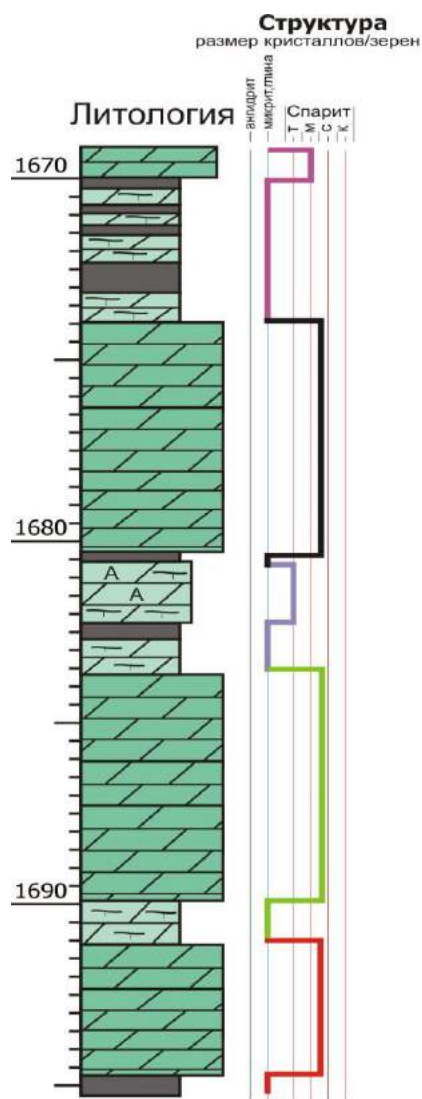


Б

Рис. 4.7. Галит. А - крупная каверна в доломите пелитоморфном окремненном, минерализованная галитом. Могдинский ЛУ, скв. №8. Глубина 1791,86 м; Б - кристаллы соли (бурое) среди ангидрита (белое) в каверне растворения в доломите тонко-мелкокристаллическом. Санарский ЛУ, скв. №5, шлиф №98, глубина 1721,96 м, николи //.

В результате петрографического анализа шлифов выявлены в незначительном количестве пирит (до 2-3 %) в виде рассеянных глобулей, приуроченных к глинистым участкам; кварц (до 5 %), органическое вещество (до 15 %) в виде прожилков и мелких включений.

Среди терригенных пород в усть-кутском горизонте наиболее распространены аргиллиты темно-серые, иногда зеленоватые плотные. Аргиллиты формируют отдельные прослои до 0.5 м, а также встречаются в виде тонких слойков до 5 см среди микрито-зернистых и микритовых пород. Аргиллиты в разной степени доломитистые, в основном довольно сильно ангидритизированные и часто находятся в микро-тонком переслаивании с глинистыми доломитами и доломит-ангидритами. Переслаивание субгоризонтальное и волнисто-линзовидное.



Условные обозначения

-  Долomiteы
-  Долomite-ангидритовая порода
-  Долomiteы глинистые
-  Аргиллиты
-  Границы циклитов

При макроописании керна разреза в большинстве случаев заметна цикличность, в нижней части каждого циклита, как правило, располагаются маломощные аргиллиты, глинисто-карбонатные, доломит-ангидритовые породы, в средней и верхней части – доломиты зернистые, микриво-зернистые, реже строматолитовые и глинистые. Наиболее четко можно проследить цикличность в верхнем пласте, где встречаются маломощные циклы, толщиной 1...7 м (рис. 4.8).

Широкое развитие в породах имеют постседиментационные процессы - перекристаллизация, выщелачивание, сульфатизация, микростиллитизация, засоление, окремнение, которые преобразовывают первичные текстуры пород и влияют на фильтрационно-емкостные свойства.

Рис. 4.8. Фрагмент литологической колонки верхнего пласта усть-кутского горизонта скв. Восточно-Сугдинская-2.

4.2. Литогенетическая типизация пород

По результатам петрографического анализа автором были выделены генетически и структурно однородные осадочные единицы – литогенетические типы усть-кутского горизонта. За основу взяты классификации Е.М. Хабарова и Р. Данхема. (Хабаров, 1985; Dunham, 1962) (табл. 4.1). Подобная работа была проведена И.А. Буровой в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы (юго-запад Якутии). Бурова И.А выделила 10 литотипов пород усть-кутского горизонта (Бурова, 1987).

Таблица 4.1.

Литогенетические типы усть-кутского горизонта центральной части НБА

Литогенетические типы		Микрофации	
А Зернистые и микритово (кристаллически)-зернистые доломиты	А ₁ Оолитовые и оолитоподобные	Баровые острова	Баровые острова
	А ₂ Стустковато-комковатые (пелоидные)		Тыловые части баровых островов
	А ₃ Интракластовые, обломочные		Разрушенные баровые острова и органогенные постройки
	А ₄ Пятнистые (неравномерно полностью перекристаллизованные)		
Б Микритовые (кристаллические) доломиты	Б ₁ Микритовые и микротонкоккристаллические с примесью глинистого вещества	Лагуны, илистые отмели	
	Б ₂ Однородные (равномерно полностью перекристаллизованные)		
В Доломит-ангидритовые породы (содержание ангидрита выше 30 %)		Лагуны, илистые отмели повышенной солености	
Г Строматолитовые доломиты		Органогенные постройки	

Литогенетический тип А – зернистые доломиты (грейнстоуны) и микритово (кристаллически) - зернистые (пакстоуны) подразделяются на более дробные типы в зависимости от состава и размера зерен (A_1 – пизолито-оолитовые, оолитовые, оолитоподобные; A_2 – сгустковато-комковатые (пелоидные), водорослевые; A_3 – интракластовые, интракласто-оолито-пизолитовые, обломочные; A_4 – неравномерно полностью перекристаллизованные (пятнистые) до уничтожения первичной структуры) (рис. 4.9).

Для крупнозернистых (зерна 1-5 мм и более) доломитов характерны однородные текстуры, в мелкозернистых (зерна <1 мм) встречаются субгоризонтальные, волнисто- и косослоистые текстуры.

Породы в целом довольно сильно перекристаллизованы, часто до мелкокристаллических разновидностей, когда от зерен часто сохранились лишь «теневые» реликты, а также ангидритизированы. Доломиты данного типа пористо-кавернозные и часто нефтенасыщенные.

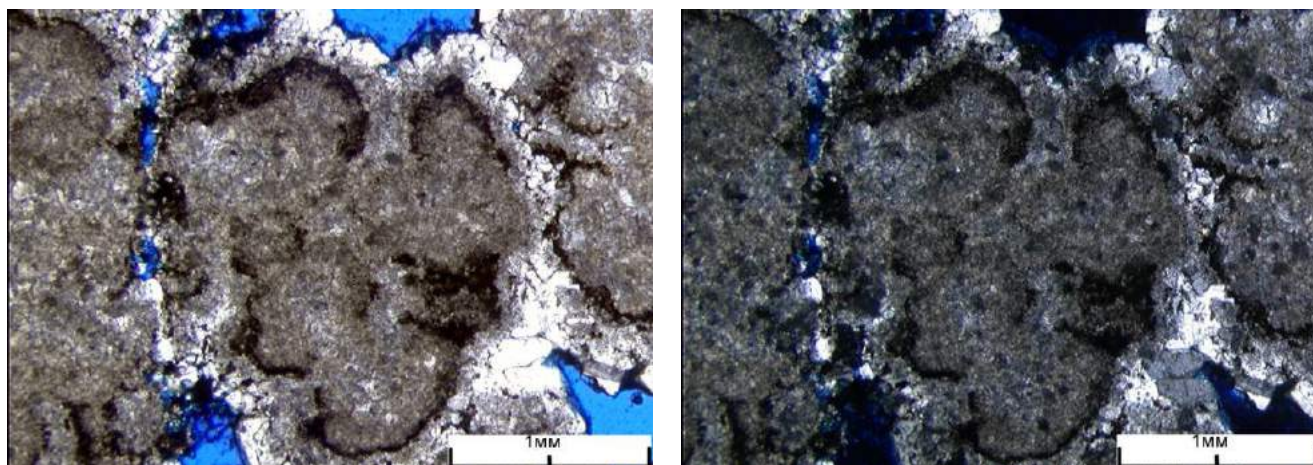


Рис. 4.9. Доломит зернистый перекристаллизованный пористый. Николи слева //, справа X. Образец ВС-2-1238 (1712,31 м).

В подтипе A_1 основными составными зернами являются округлые образования - оолиты и оолитоподобные, пизолиты, реже сферолиты. Они представляют собой микритизированные и в дальнейшем в разной степени перекристаллизованные зерна (рис. 4.10).

Пизолиты разные по форме, состоят из более мелких зерен, оконтуренных водорослевой оболочкой. Оолиты часто микритизированы и окружены одной или

несколькими концентрическими оболочками. Разновидностью оолитов являются сферолиты, обладающие радиальным строением с отсутствием ядра, образовавшиеся в результате вторичных преобразований оолитов в ходе диагенеза. В породах преобразованных перекристаллизацией, определение типа округлых зерен часто вызывает затруднения, поэтому такая структура условно названа оолитоподобной. Оолиты и их разновидности образовались биохемогенным путем, при осаждении известкового материала на поверхность частиц в условиях постоянного вращения и перекатывания зерен в мелководье (Fabricus, 1977, Фортунатова, 2005). В зарубежной литературе существует классификация округлых покрытых зерен, где в группу ооидов входят ооиды, онкоиды, оолиты (Tucker, 1990, Fluegel, 2010).

По минеральному составу породы этого подтипа соответствуют доломиту, от микритовой до мелкокристаллической структуры. Зерна сложены микритовым веществом, часто с перекристаллизованными участками яснокристаллического строения или без них, могут иметь облаковидный облик и четкие или размытые границы. Размеры их до 1, реже 5 мм. Иногда в зернах четко отмечается микритовая затравка и две-пять концентрические оболочки. Вокруг зерен фиксируются крустификационные каемки. Взаимоотношение зерен в целом неконформное. Форменные элементы сцементированы тонко или мелкокристаллическим доломитом. Кристаллы доломита субидiomорфны, субромбоэдричны. Сортировка компонентов хорошая. В породе могут встречаться обрывки колониальной водорослевой ткани сложной формы.

Поровое пространство в данном подтипе составляет 1-10 %, частично пустоты выполнены галитом или битуминозным веществом. Органическое вещество (ОВ) в породе встречается (до 1-2 %), образуя бурые микролинзы и примазки по краям кристаллов. В породах встречается ангидрит (1-15 %), который развивается в межзерновом пространстве, в некоторых случаях образует пойкилитовые выделения. Редко отмечаются тонкие субгоризонтальные прерывистые микростилолиты или стилолитоподобные слойки.

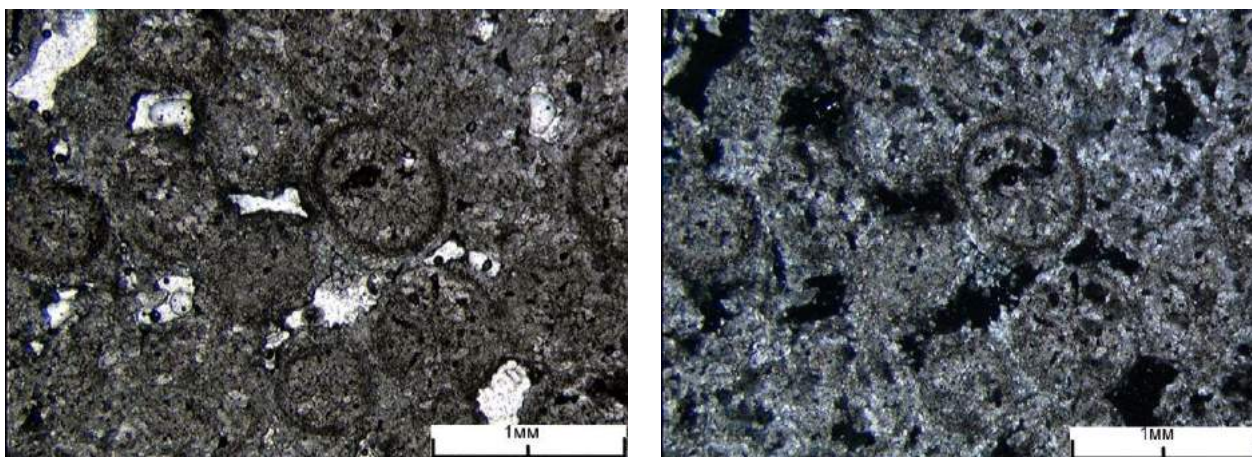


Рис. 4.10. Доломит оолитовый перекристаллизованный. Образец ВС-2-1109 (1674,02 м). Николи слева //, справа X.

В мелкозернистых комковато-оолитовых хорошо сортированных разновидностях, многие комки появились в результате микритизации оолитов или интракластов, поэтому их структура может быть сходной с породами подтипа А₁. Комки и сгустки (пелоиды), являющиеся основными компонентами подтипа А₂ – это зерна округлой, овальной или неправильной формы, часто с расплывчатыми краями, состоящие из микрокристаллического карбоната и лишенные внутренней структуры. Иногда породы сульфатизированы и в разной степени перекристаллизованы с образованием теневой сгустковато-комковатой структуры. Комки и сгустки водорослевого происхождения и образовались в результате грануляции сине-зеленых водорослей (рис. 4.11). Различные водорослевые фрагменты, нити, иногда создающие узорчатую водорослевую текстуру, также были отнесены автором в эту подгруппу. Основная масса пород сложена неравномерно зернистым агрегатом доломита с реликтовым органоженным водорослевым строением. В виде реликтов встречаются водорослевые нити, клубочки, шишковидные колонии, округлые и эллипсоидные комки и сгустки, иногда сложной формы. Часто микрозернистые водорослевые реликты окрашены дисперсным органическим веществом в бурый цвет.

Форменные элементы имеют облаковидный, округлый облик и четкие или размытые контуры. Внутри комков и сгустков нередко отмечаются участки яснокристаллического строения. Межкомпонентное пространство заполняют

кристаллы доломита, сульфаты (до 25 %), галит и ОВ (1-3 %). Иногда наличие темных компонентов и бесцветного порового пространства придает породе «кружевной облик». Размер комков и сгустков 0.05...0.15 мм, распределены в основном неравномерно, участками образуя скопления. В породах изредка наблюдаются единичные вытянутые интракласты размером до 3 мм. Сортировка компонентов в основном средняя, но встречается и хорошая. Битуминозное вещество развивается по межкристаллическому пространству и по многочисленным стилолитоподобным прерывистым микротрещинкам. Вокруг реликтов комков изредка наблюдаются халцедоновые оболочки. Пустотное пространство (до 20 %) формируется кавернами, порами, реже трещинами.

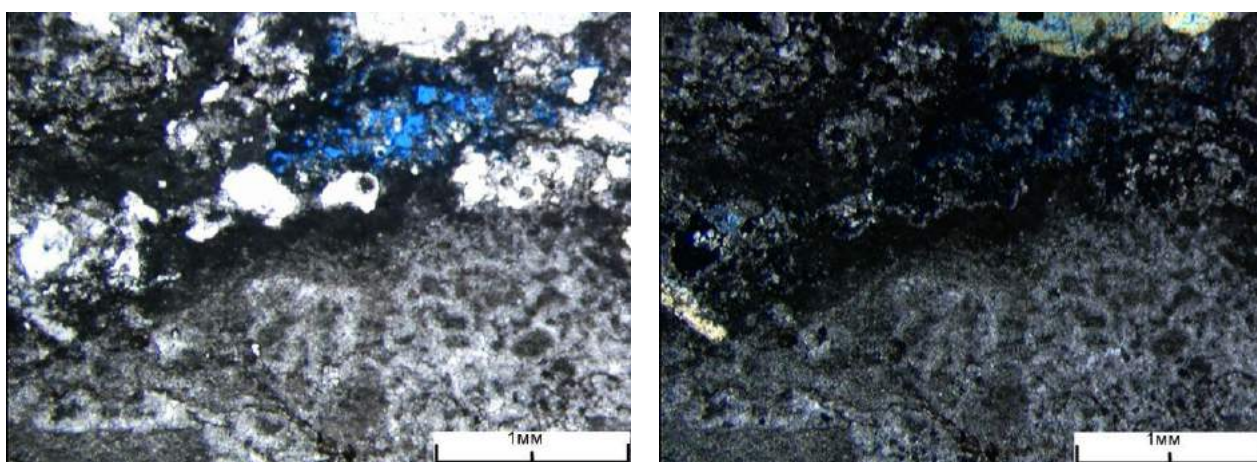


Рис. 4.11. Доломит сгустково-комковатый, перекристаллизованный. Образец ВС-2-1051 (1655,16 м). Николи слева //, справа Х.

В качестве интракластов в подтипе А₃ выступают округлые, удлиненные, угловато-уплощенные обломки размером 0.5...6 мм в длину микритового, неяснокомковатого строения (рис. 4.12). Если данный подтип встречается среди строматолитовых пород, то могут присутствовать строматокласты. Форма обломков иногда изогнутая, линзовидная, контуры в основном размытые нечеткие, так как цементирующая их микритовая или кристаллическая масса сильно перекристаллизована, но присутствуют обломки и с четкими контурами. Внутри зерен встречаются участки с яснокристаллическим строением. Цемент кристификационный, поровый представлен более светлым мелко-тонкокристаллическим доломитом. Помимо интракластов и обломков, в породах

данного подтипа отмечаются форменные элементы водорослевого генезиса – комки, сгустки, оолиты, пизолиты. Текстура пород беспорядочная, неясно слоистая, за счет ориентировки обломков. В результате смены спокойной обстановки, сопровождающиеся частичной литификацией осадка, на периоды повышения гидродинамической активности происходит взламывание ранее отложившегося осадка и образование обломков (интракластов) и их переотложение.

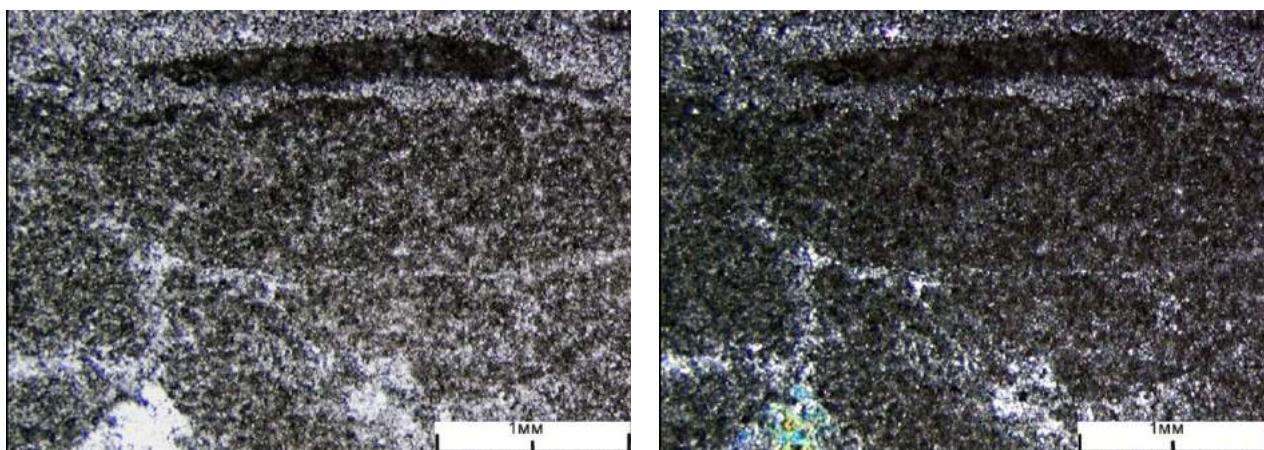


Рис. 4.12. Доломит интракластический ангидритистый. Образец ВС-2-1073 (1661,51 м). Николи слева //, справа X.

К подтипу **A₄** были отнесены доломиты кристаллические, имеющие пятнистый облик, за счет полной неравномерной перекристаллизации, в результате которой первичная структура породы была полностью уничтожена (рис. 4.13). По форме и распространению «пятен» и ажурного доломитового каркаса можно предположить, что порода была первично зернистой. Лишь иногда сохраняются единичные теньевые реликты зерен. Основная масса таких пород сложена разнокристаллическими доломитами (от тонко до крупнокристаллического). Иногда наблюдается линзовидно-пятнистое чередование участков, насыщенных битуминозным веществом и относительно чистых. Среди пустот преобладают мелкие поры перекристаллизации, занимающие до 10 % от всей породы. Также распространены поры выщелачивания, инкрустированные доломитом более поздней генерации, открытые в центральных частях. Текстура пород пятнистая, узорчато-пятнистая -

на микро или тонкокристаллическом фоне, наблюдаются выделения «чистого» крупнокристаллического доломита и наоборот, пятнисто-узорчатые конфигурации более тонкого строения, чем основная масса. Реликты зернистой структуры встречаются в виде округлых пятен до 8 мм, сложенных яснокристаллическим доломитом.

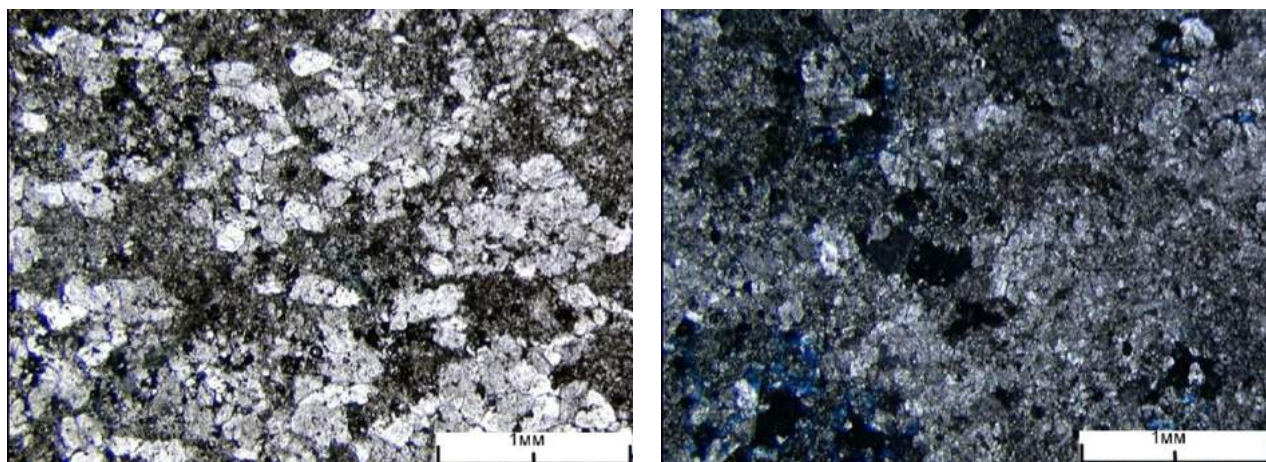


Рис. 4.13. Доломит пятнистый неравномерно перекристаллизованный, первично, вероятно, зернистый. Образец ВС-2-1223 (1709,63 м). Николи слева //, справа X.

В зернистых доломитах повсеместно наблюдается развитие раннедиагенетического тонкокристаллического крустификационного цемента. Окремнение в зернистых доломитах встречается редко и развито в виде линз и пятен, иногда подчеркивающих текстуру.

Микритизация (перекристаллизация с уменьшением размерности кристаллов, которая приводит к замещению первичных зерен, цемента и микрита однородной микрит-спаритовой массой) распространена в зернистых породах очень широко и часто не позволяет четко восстановить первичный тип осадка.

Породы данного литогенетического типа являются наиболее распространенными в усть-кутском горизонте, а среди них преобладают крупнозернистые доломиты (оолито-пизолитовые и интракластовые) и слагают мощные комплексы (до 17 м). Доломиты с интракластами, оолитами, сгустками и комками и сильно перекристаллизованные разновидности (с реликтовой

водорослевой структурой) встречаются в виде мощных прослоев до 10 м и прослоев до 0.5 м среди микритовых, глинистых и строматолитовых пород.

Литогенетический тип Б – микритовые (кристаллические) доломиты (мад-или вакстоуны) характеризуются меньшим распространением в усть-кутском горизонте (рис. 4.14). Автор разделяет доломиты группы Б на два подтипа: **Б₁** – доломиты микритовые и микро-тонкокристаллические (размер кристаллов до 0,05 мм) с примесью глинистого вещества, иногда с единичными зернами (форменными элементами) и доломиты равномерно микритизированные; **Б₂** – доломиты полностью равномерно перекристаллизованные до однородной яснокристаллической основной массы. Микрокристаллический карбонат (карбонатный ил) преобразовался в тонкокристаллический доломит. Характер перекристаллизации унаследовал черты первичной однородной текстуры породы.

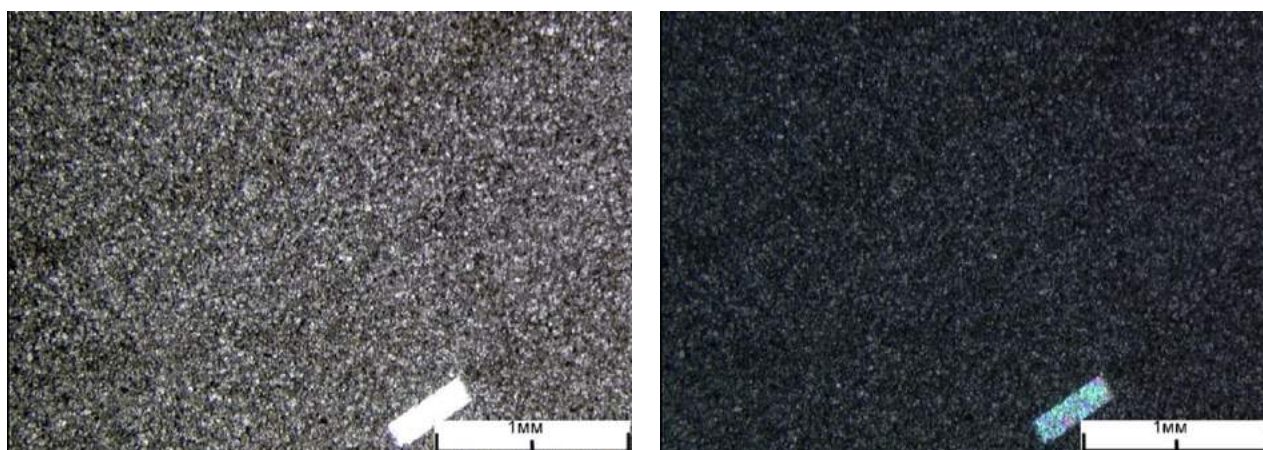


Рис. 4.14. Доломит микрокристаллический (размер кристаллов $<0,025$ мм), однородный. Образец ВС-2-1071 (1660,72 м). Николи слева //, справа X.

Доломиты подтипа **Б₁** - это серые, темно-серые породы, плотные массивные, реже горизонтальнослоистые, часто в разной степени обогащенные глинистым веществом, с тонкими прослоями аргиллитов (рис. 4.15). Глинистое вещество формирует участки неправильной формы с размытыми контурами, частично образует смесь с карбонатом. Состав глинистой тонкодисперсной массы полиминеральный: хлорит, иллит, каолинит, возможно, смектит. Доломиты можно считать глинистыми, если содержание глинистого материала более 5 %, при содержании более 50 % – аргиллиты доломитовые. По разрезу породы этого

типа встречаются в переслаивании глинистых доломитов, аргиллитов, микритовых доломитов.

В виде единичных форменных компонентов встречаются комки, сгустки, интракласты, сложенные микритовым веществом. Часто встречаются тонкие микротрещинки и микростилолиты, образующие сгущения. Иногда наличие однонаправленных и невыдержанных микролинз ОВ формирует линзовидно-будирированную текстуру.

Микритовые разновидности в основном приурочены к глинисто-карбонатным пачкам в средней, реже нижней части усть-кутского горизонта, где находятся в тонком переслаивании с аргиллитами, ангидритами и глинистыми доломитами. Окремнение в микритовых доломитах отмечается послойное, ограниченное трещинами усыхания.

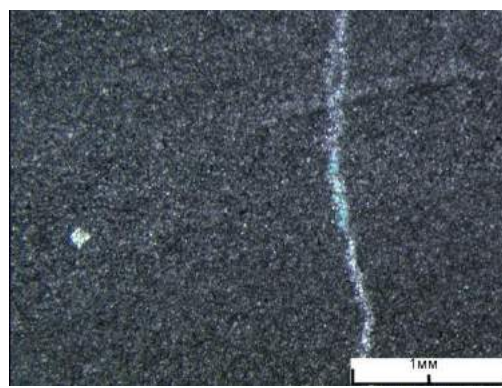
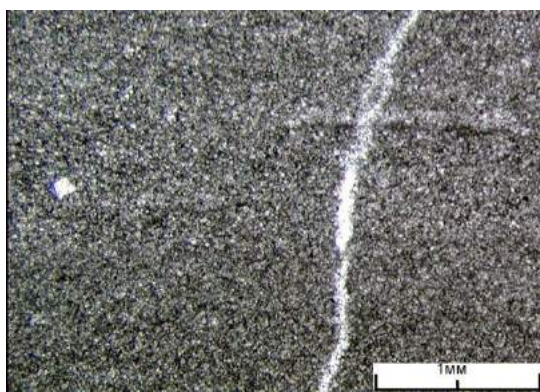


Рис. 4.15. Доломит микрокристаллический глинистый. Образец ВС-2-1170 (1690,64 м). Николи слева //, справа Х.

Доломиты подтипа **Б₂** преимущественно тонкокристаллические равномерно перекристаллизованные однородные (рис. 4.16). Породы сложены субидиоморфными субромбоэдрическими кристаллами доломита с конформным взаимоотношением. Кристаллы нередко содержат темно-бурые включения (возможно ОВ). В породах отмечаются межкристаллические пустоты (до 3 %), образованные в результате перекристаллизации, расположены относительно равномерно. В редких случаях количество ОВ достигает 15 % и равномерно пропитывает породу. Также отмечаются микростилолиты, выполненные битуминозным веществом.

Ангидрит равномерно рассеян по породе (до 10 %) и в виде пойкилитовых выделений. В породах данного подтипа встречается нефтенасыщение.

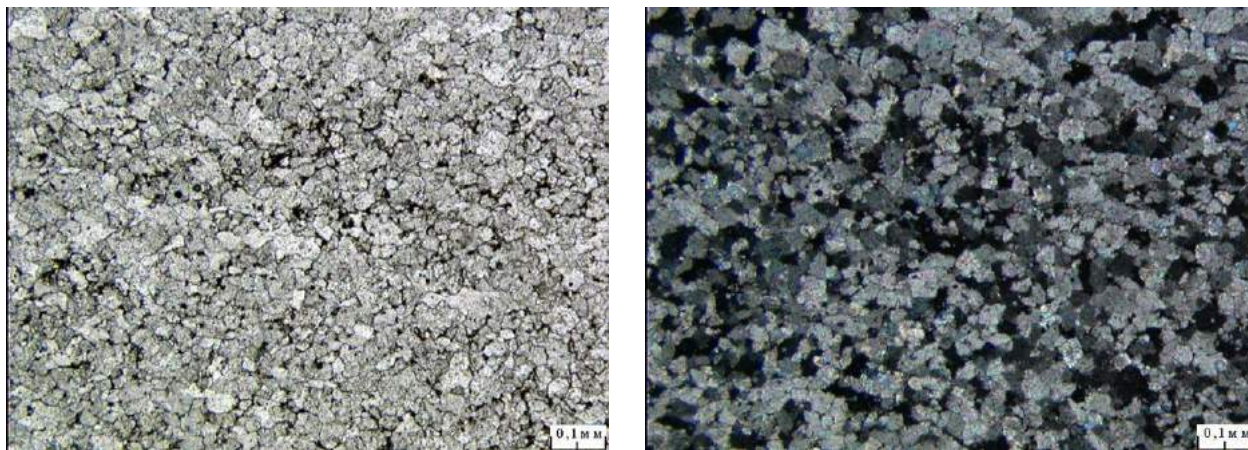
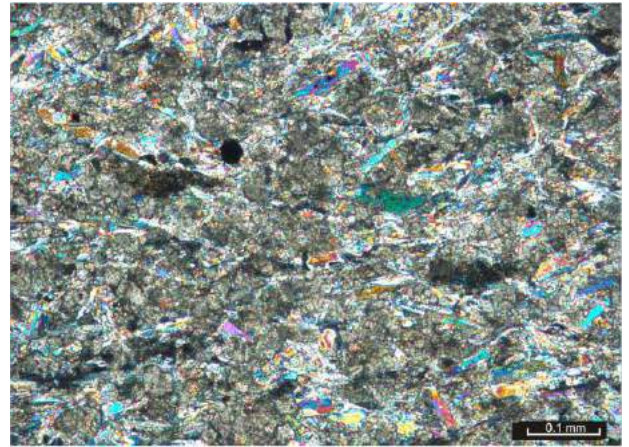


Рис. 4.16. Доломит тонкокристаллический, равномерно перекристаллизованный. Образец ВС-2-1117 (1676,01 м). Николи слева //, справа Х.

Литогенетический тип В – доломит-ангидритовые, ангидрит-доломитовые и глинисто-доломит-ангидритовые породы с разным соотношением слагающих их минералов и собственно ангидриты (рис. 4.17). Содержание в породах ангидрита варьирует от 35 до 100 %. Кристаллы ангидрита разнообразные по форме - идиоморфные таблитчатые, столбчатые и игольчатые, неравномерно и равномерно распределены в доломитовой массе, волокнисто-спутанные агрегаты ангидрита наблюдаются в виде линз и прослоев, а округлые скопления радиально-лучистого строения, возможно развитые при замещении оолитов. Породы типа В встречаются в переслаивании с доломитами микро- и тонкозернистыми, глинистыми, образуя маломощные прослои и слойки. В глинисто-доломит-ангидритовых слоистых породах наблюдаются градационные переходы от доломит-ангидритовых разностей к глинистым. Ангидритовые прослои имеют кристаллическую структуру с размером кристаллов 0,03...0,45 мм. В этих прослоях иногда присутствуют стилолитоподобные тонкие слойки аргиллита.



А



Б

Рис. 4.17. Литогенетический тип В. А - Глинистая доломит-ангидритовая, глубина 1732,68 м, николи //; Б - Ангидрит-доломитовая порода, глубина 1683,46 м, николи Х.

Литогенетический тип Г – доломиты строматолитовые (баундстоуны) имеют незначительное распространение в разрезах. Текстуры тонковолнистые, биогенно-слоистые и стилолитовые (рис. 4.18). Отмечаются строматолиты столбчатые и пластовые. Фенестровые поры, которые развиваются по слоистости строматолитов размером до 5 см щелевидной формы и часто заполнены ангидритом и галитом. В строматолитовых доломитах наблюдается неравномерная перекристаллизация, выраженная в чередовании разнокристаллических слойков. Микроструктурные слойки темные, часто с примесью глинистого материала, чередуются со светлыми мелко-тонкокристаллическими слойками. Окремнение в строматолитах наблюдается в межстолбиковом пространстве. Данный тип слагает строматолитовые постройки мощностью до 5,5 м.

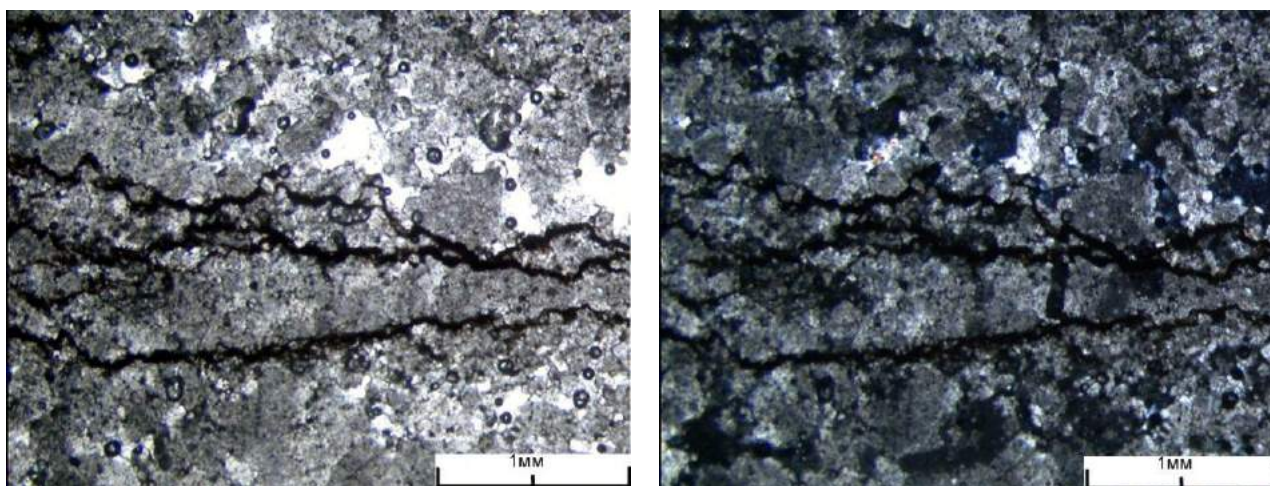


Рис. 4.18. Доломит сильно перекристаллизованный, первично, вероятно, строматолитовый. Образец ВС-2-1040 (1652,78 м). Николи слева //, справа X.

4.3. Литологические критерии реконструкции условий формирования и локализации коллекторов.

Распределение ассоциаций литогенетических типов в разрезе усть-кутского горизонта явилось критерием выделения микрофаций. В результате проведенного исследования фаций выявлено, что отложения усть-кутского горизонта формировались в мелководных условиях при влиянии приливно-отливных течений с образованием баровых систем и строматолитовых построек, разделенных илистыми отмелями (рис. 4.19). Наличие солей, высокая «доломитность» пород указывает на аридный климат (Чернова, Гущина, 2001, Скобелева, 2005) Образование литогенетических типов определялось гидродинамическим режимом.

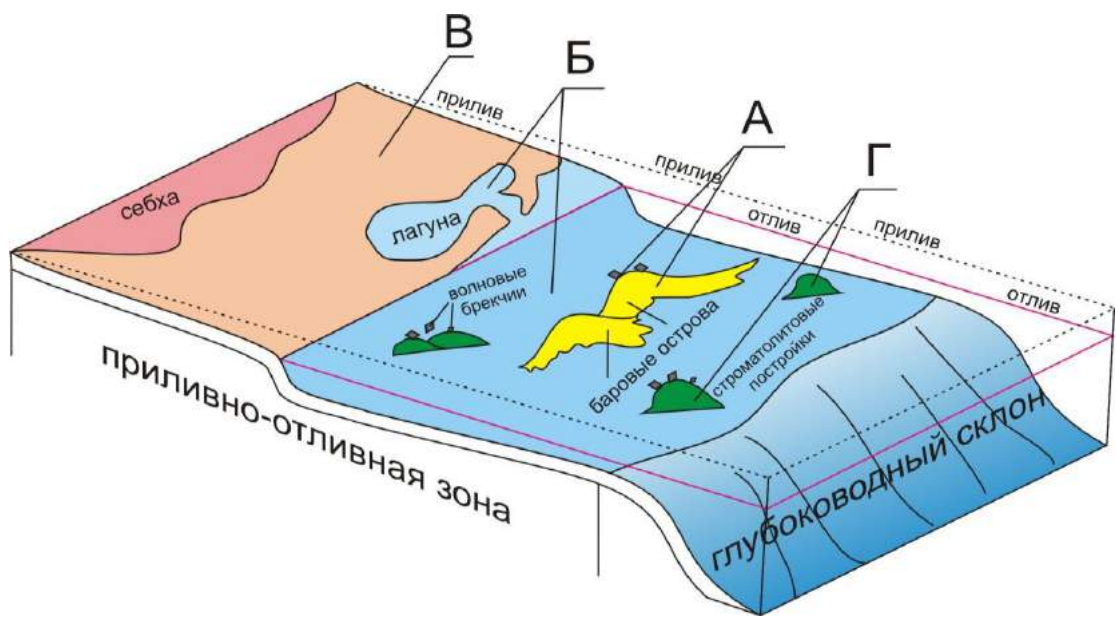


Рис. 4.19. Обобщенная схема-модель формирования литогенетических типов пород усть-кутского горизонта.

Доломиты оолитовые (типа A_1) формировались при очень высокой гидродинамической активности среды в обстановке отмелей волновой зоны, образуя баровые системы, о чем свидетельствует хорошая сортировка форменных элементов, округлые образования - оолиты и невысокое содержание микрита. В тыловой части баров, где волновая энергия слабее, формировались комки (пелоиды) и пизолиты (тип A_2). Образование баров происходило при восстановлении нормальных морских условий. При снижении уровня моря баровые острова и строматолитовые постройки выходили на поверхность и подвергались переработке приливно-отливными течениями и волнениями, вследствие чего формировались интракластовые и обломочные породы (тип A_3). Интракласты в зернистых породах нередко состоят из фрагментов строматолитовых слойков и округлых образований.

Доломиты типа **Б** в большом количестве содержат микритовый и глинистый материал, который накапливался при спокойном гидродинамическом режиме в лагунах, за барами и водорослевыми постройками и между ними. При падении уровня моря мелководный шельф частично изолировался, повышалась соленость, что способствовало образованию доломитов глинистых (типа **Б**) и доломит-ангидритовых пород (типа **В**) в обстановке лагун и на илистых отмелях.

Строматолиты в усть-кутское время представляли собой, по-видимому, мелкие постройки, которые формировались при воздействии приливно-отливных течений в хорошем освещении и активной гидродинамике вод (тип Г).

Таким образом, подробное изучение литологического строения и реконструкция условий осадконакопления, позволило выявить породы способные быть потенциальными коллекторами. Это зернистые доломиты, образующие баровые системы, с благоприятной первичной структурой.

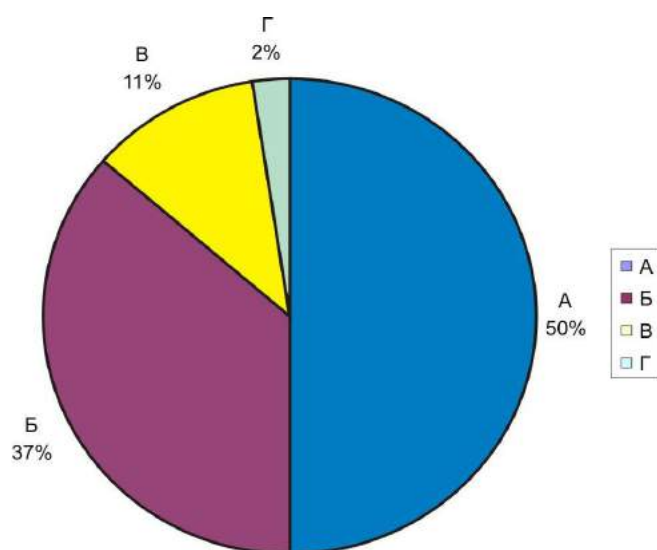


Рис. 4.20. Частота встречаемость литогенетических типов в шлифах.

Распространение

литогенетических типов по разрезу неравномерное, частота встречаемости

литогенетических типов в шлифах приведена на рис. 4.20.

Верхний усть-кутский пласт (толщиной 30-35 м) сложен переслаиванием зернистых доломитов типа А с микритовыми и ангидритовыми доломитами

типа Б и В и аргиллитами. Отложения зернистых доломитов более выдержанные толщиной 1...7 м, чередуются с прослоями микритовых, глинистых доломитов типа Б толщиной 1...5 м. Прослои типа В менее выдержанные, встречаются в виде прослоев до 1 м. Нижний усть-кутский горизонт (толщиной 15-20 м) сложен преимущественно мощной выдержанной пачкой зернистых доломитов типа А толщиной до 17 м. Прослои типов Б и В и аргиллитов являются перекрывающими и подстилающими отложениями этого слоя, их толщина не превышает 2 м. Доломиты строматолитовые типа Г не распространены в разрезе и встречаются в виде единичных прослоев (до 5 м) (рис. 4.21).

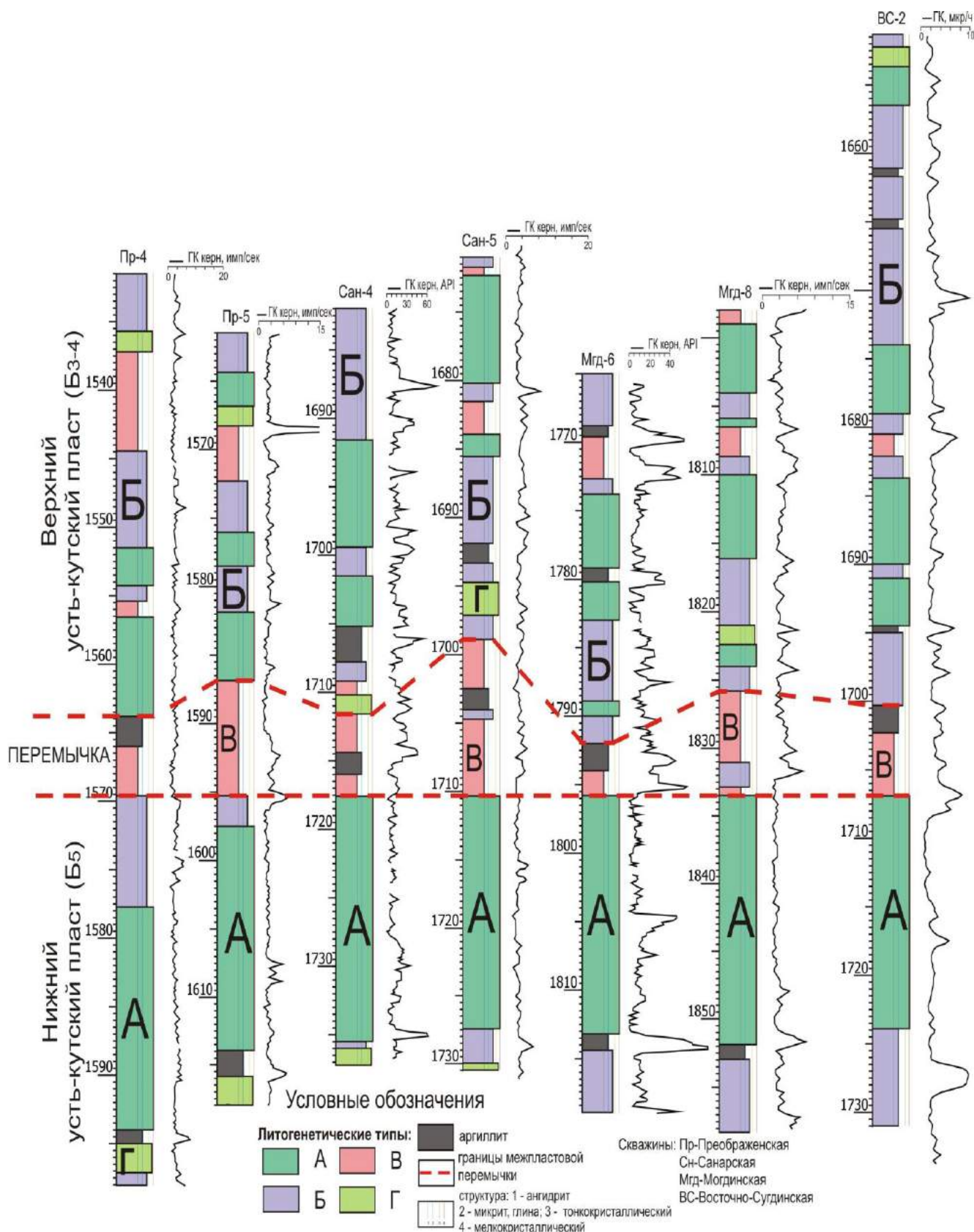


Рис. 4.21. Распределение литогенетических типов по разрезам скважин.

Глава 5. Особенности пустотного пространства, постседиментационные процессы и нефтенасыщенность отложений усть-кутского горизонта

Для характеристики литогенетических типов как пород-коллекторов необходимо оценить их фильтрационно-емкостные свойства и охарактеризовать пустотное пространство. Структура пустотного пространства пород усть-кутского горизонта осложнена постседиментационными изменениями, которые также требуют изучения.

5.1. Пористость и проницаемость литогенетических типов

Для оценки коллекторских свойств использованы данные петрофизических исследований. Установлено, что в целом породы горизонта обладают низкими коллекторскими свойствами (по классификации И.А. Конюхова, 1964). Значения открытой пористости варьируют 0...18 %. Наиболее распространенные значения открытой пористости попадают в интервал 0...3.9 %. (рис 5.1).

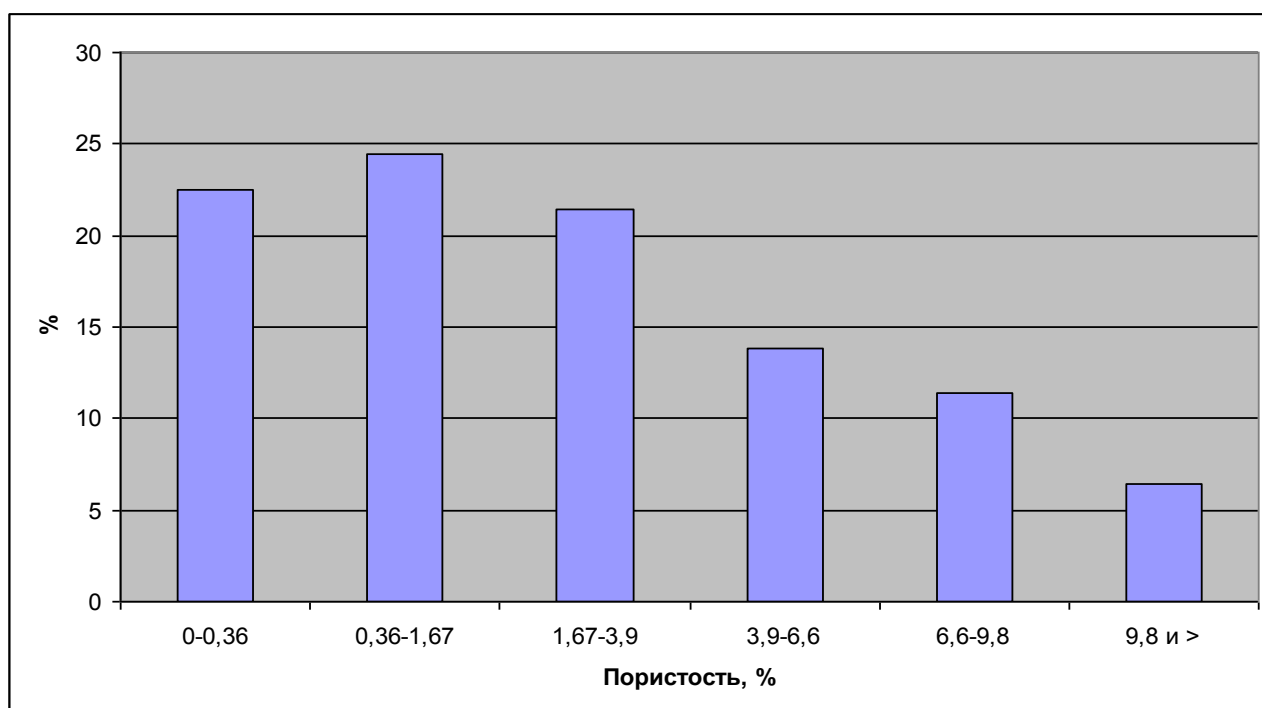


Рис. 5.1. Гистограмма распределения значений пористости пород усть-кутского горизонта (исследовано 1242 образца).

Проницаемость пород преимущественно весьма низкая (рис. 5.2). Более 50 % образцов обладают близкой к нулю.

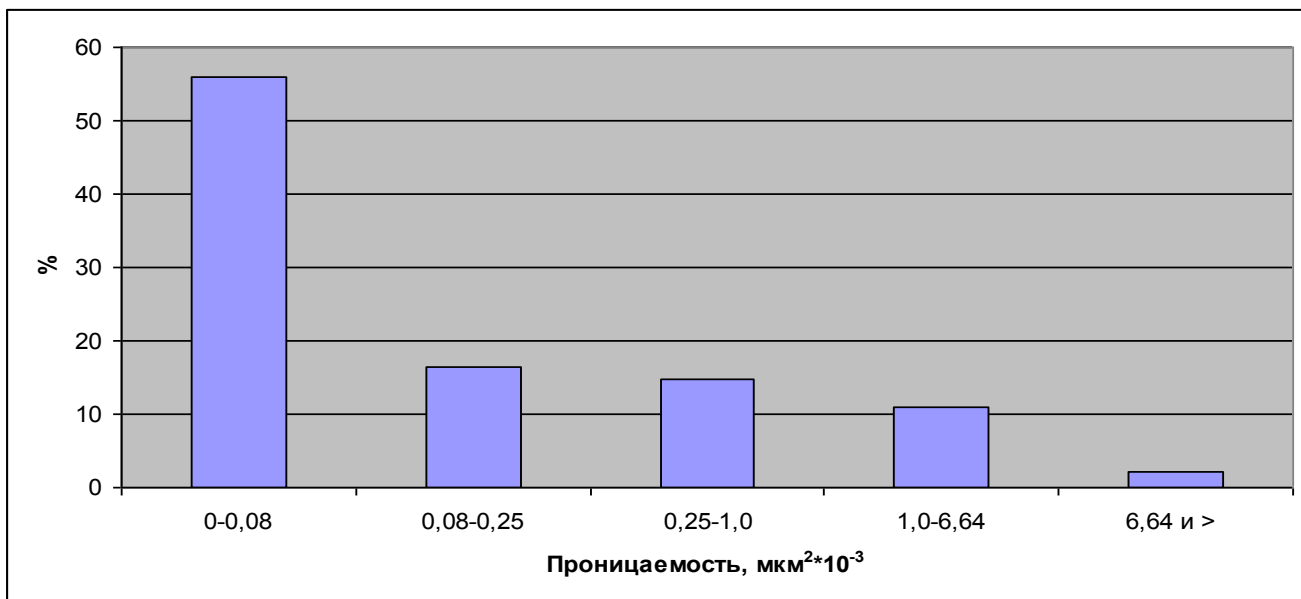
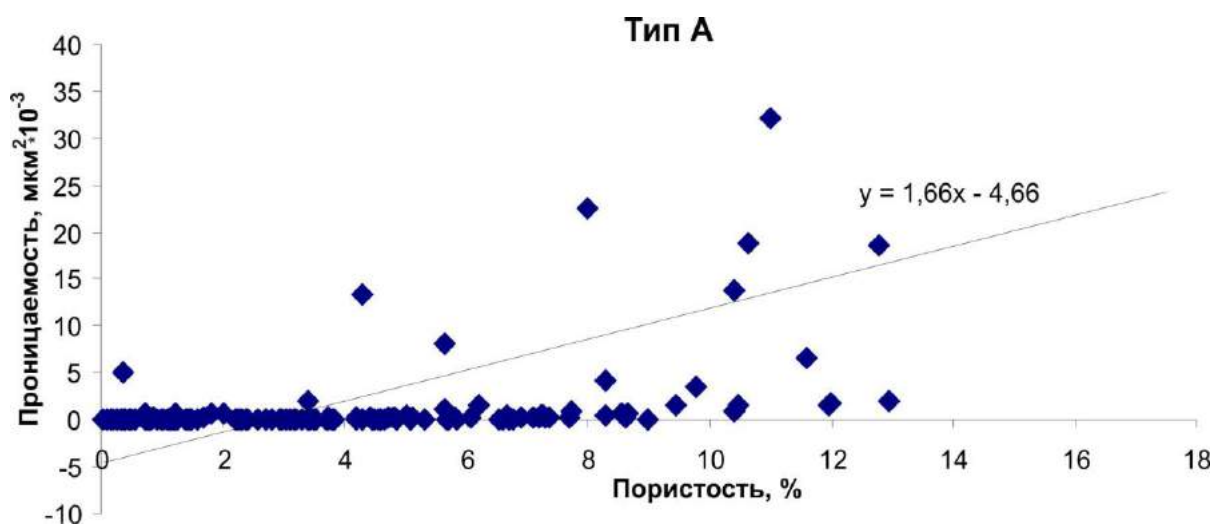
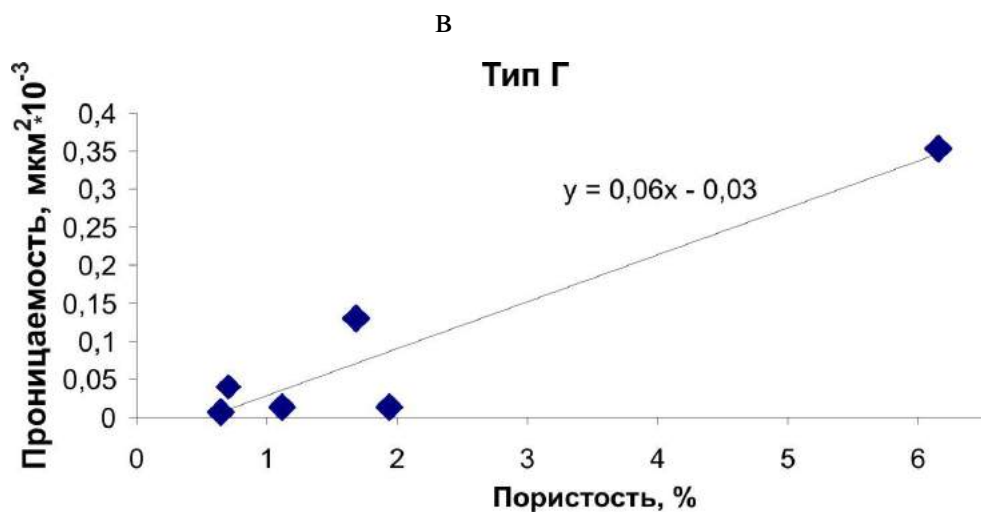
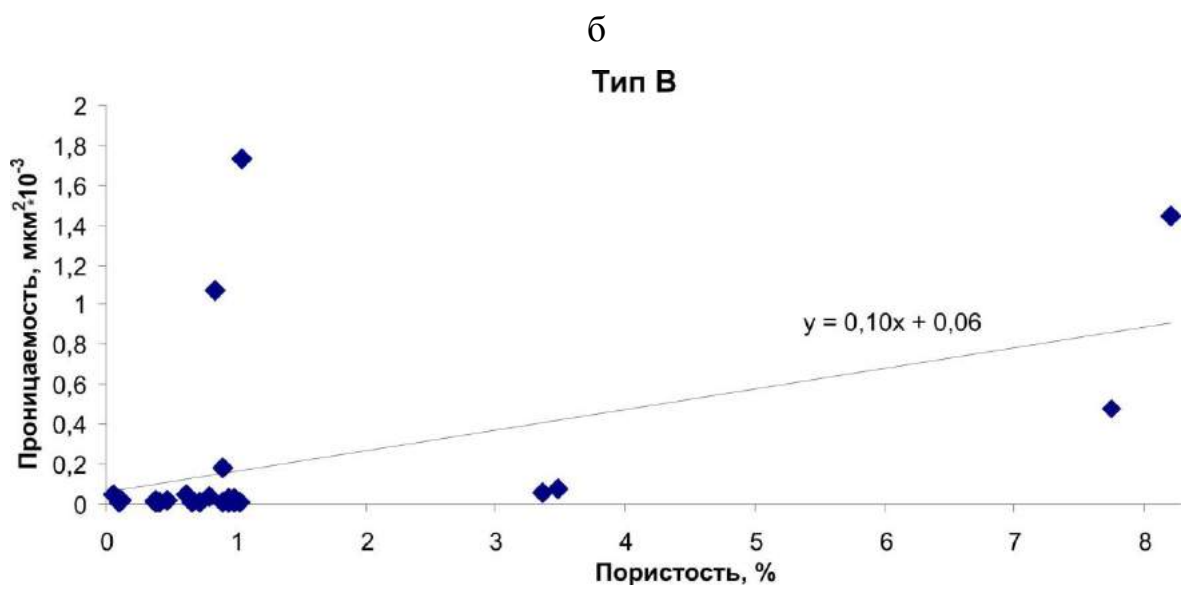
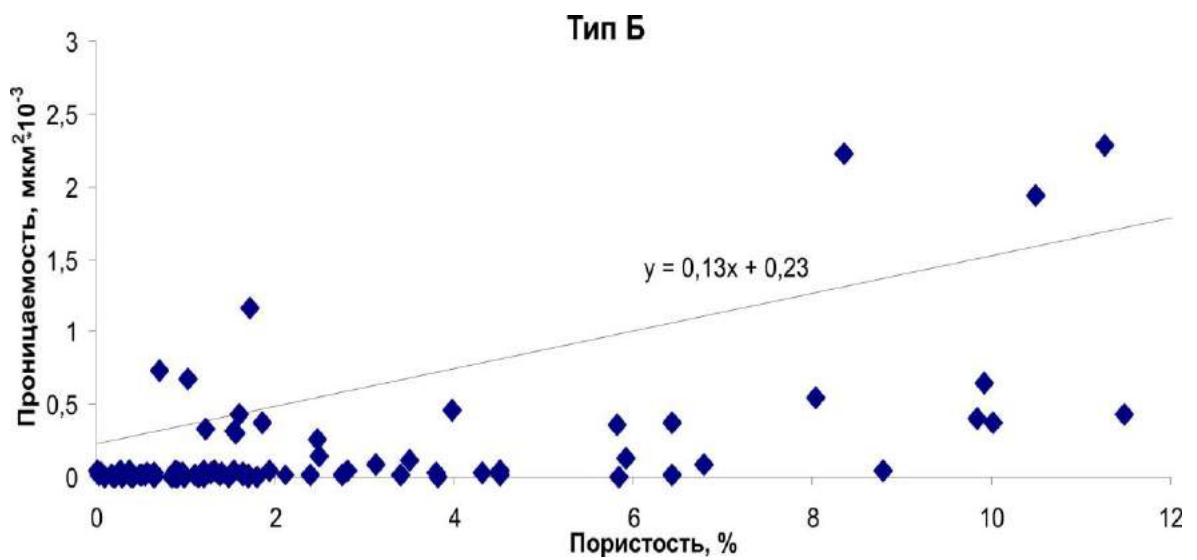


Рис. 5.2. Гистограмма распределения значений проницаемости пород усть-кутского горизонта (исследовано 1227 образцов).

В каждом литогенетическом типе отмечается прямо пропорциональная зависимость пористости от проницаемости (рис. 5.3).



а



Г

Рис. 5.3 (а, б, в, г). Графики зависимости пористости от проницаемости для выделенных литогенетических типов.

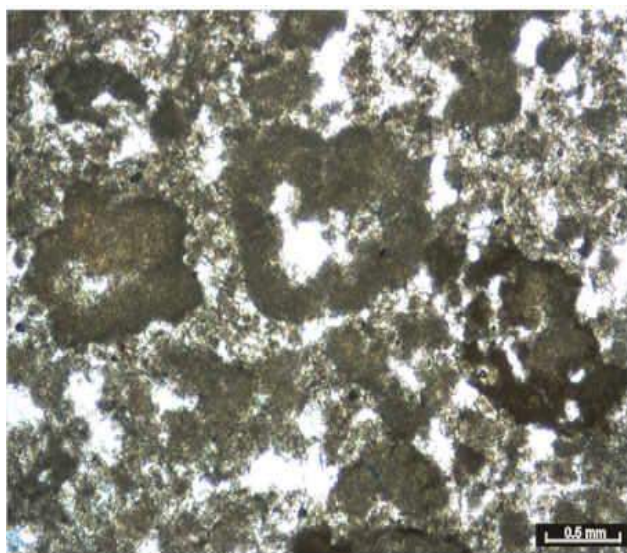
5.1.1. Характеристика пустотного пространства

Поры и каверны

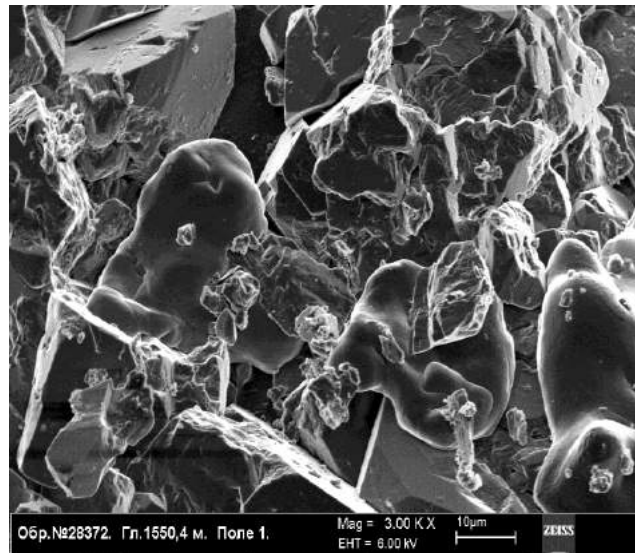
В результате изучения структуры пустотного пространства пород под микроскопом, было выявлено, что основной объем пустот связан с порами и кавернами (рис 5.4, 5.5, 5.6).

В породах усть-кутского горизонта было выделено три генетических типа пор, которые формируют пустотное пространство:

1. Остаточные седиментационные межзерновые поры. Они сохранились между форменными элементами в зернистых и микритово-зернистых доломитах (типа А). Размер пор 0,05-0,2 мм, иногда достигает 0,5 мм. Часто стенки таких пустот обрамлены инкрустационными корочками тонкокристаллического доломита. Поры сообщаются межзерновыми каналами. Остаточные межзерновые поры частично или полностью залечены вторичным доломитом, иногда в них фиксируется галит и ангидрит. Содержание пустот данного типа не превышает 5 % (рис. 5.4).



а



б

Рис. 5.4. Доломит зернистый (тип А). Щелевидные межзерновые поры (Размер 0,01x0,002 мм; 0,0042x0,0012 мм). а – фото шлифа; б – снимок РЭМ. Скважина №4, Преображенский ЛУ.

2. Поры перекристаллизации. Предположительно образуются в результате перекристаллизации спаритового цемента или микрита (размер пор от 0,02 до

0,2 мм). Контуры пор очень четкие за счет обрамления кристаллографическими гранями доломита (рис. 5.5). Пустоты соединяются между собой очень тонкими ($\leq 0,01$ мм) извилистыми межкристаллическими каналами. Поры перекристаллизации имеют широкое распространение во всех литогенетических типах, но их степень влияния на общую пористость пород невелика. Они занимают до 10 % от объема пород. Исключение составляют доломиты полностью перекристаллизованные (тип А₄ и Б₂), в которых эти поры слагают основной объем пустотного пространства.

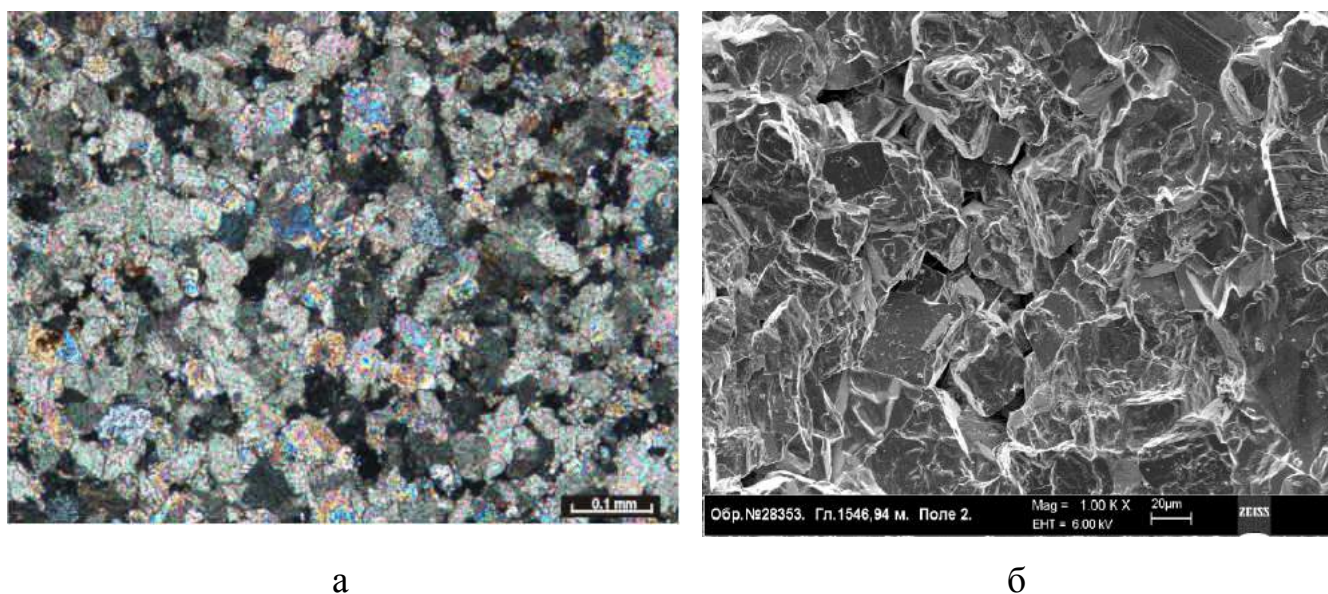
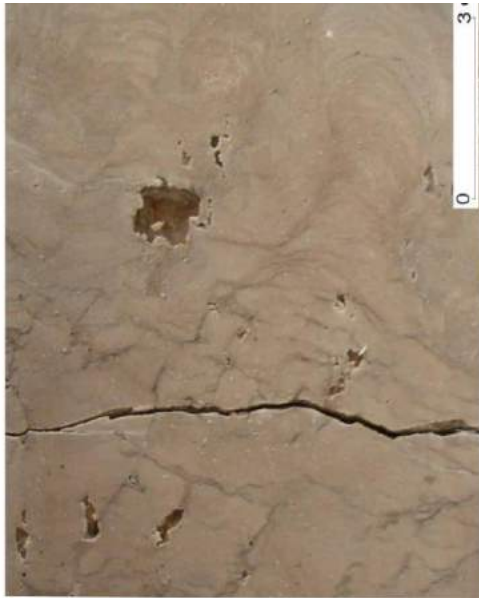
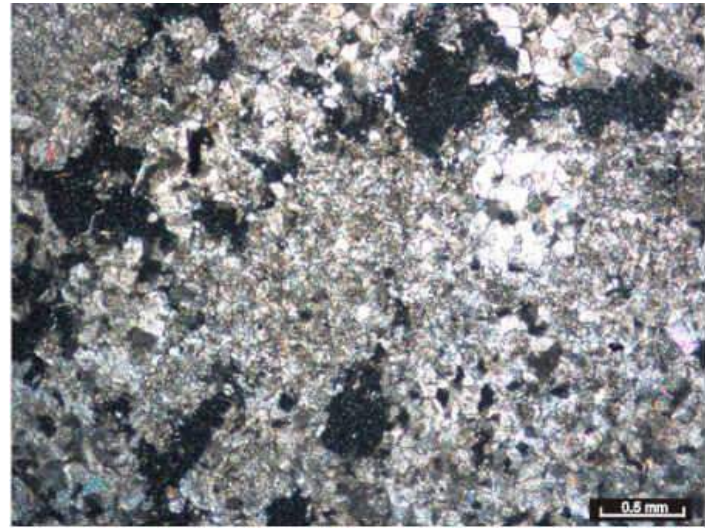


Рис 5.5. Доломит тонкокристаллический равномерно перекристаллизованный (тип Б₂). Межкристаллические полигональные поры (0,01x0,008 мм; 0,014 x 0,004 мм; 0,012x0,004 мм). а – фото шлифа; б – снимок РЭМ. Скважина №4, Преображенский ЛУ.

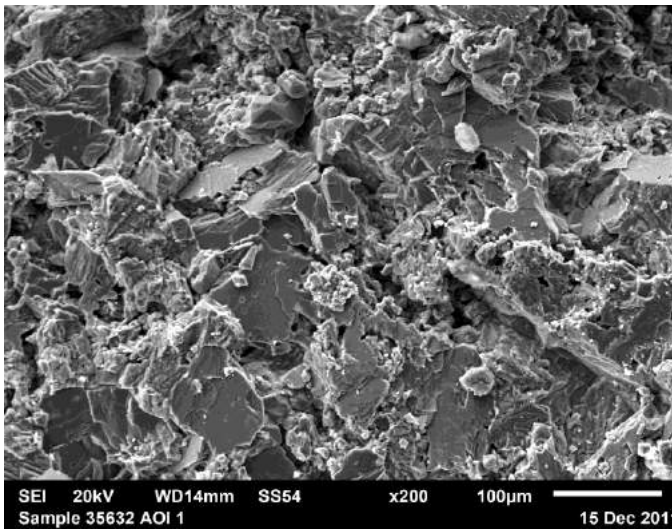
3. Поры выщелачивания. Имеют широкое распространение в доломитах усть-кутского горизонта (рис. 5.6). Поры и каверны имеют округлые, удлиненные, щелевидные, лапчатые и сферические формы, их размер достигает 10 мм и более. Пустоты между собой соединяются микротрещинками и каналами. Каверны изолированные, образуют цепочки, иногда развиваются по трещинам. Часто эти пустоты минерализованы. Содержание пустот выщелачивания в зернистых доломитах варьирует от 10 до 25 %.



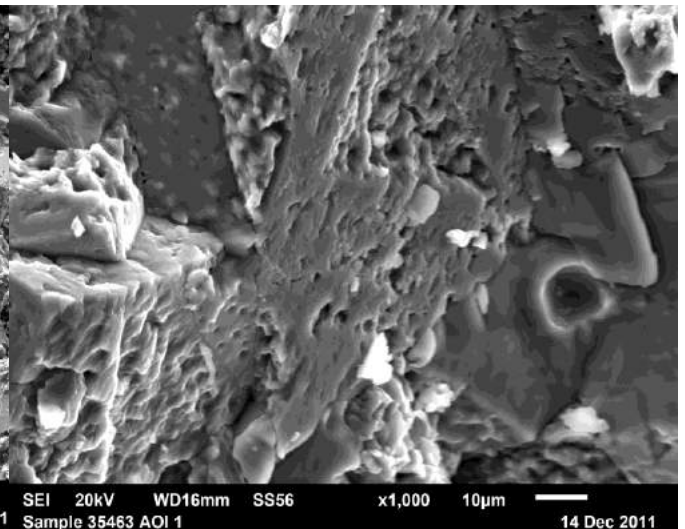
а



б



в



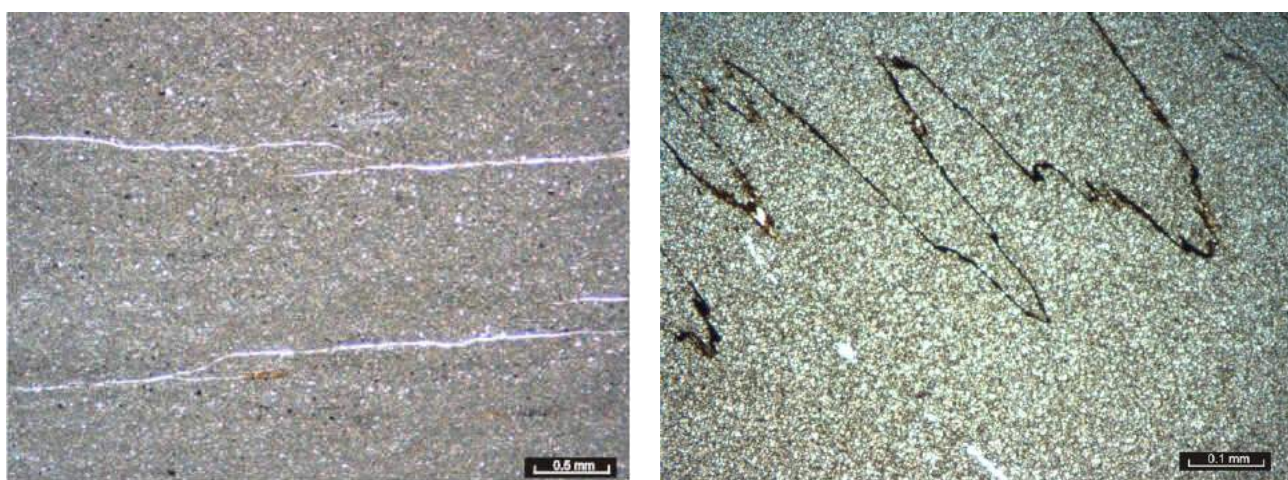
г

Рис. 5.6. Пустоты выщелачивания. а – фото керна, доломит строматолитовый с кавернами минерализованными галитом; б – фото шлифа, доломит разнокристаллический. в – снимок РЭМ, пустоты выщелачивания (размер 0,035-0,052-0,065x0,01 мм); г – снимок РЭМ, внутрикристаллические пустоты растворения. Скважина №5, Санарский ЛУ.

Подобное выделение типов пустот отмечается в работах Т.И. Гуровой и Л.С. Черновой, разделившие пустоты карбонатных отложений Сибирской платформы на 4 типа: седиментационные, диагенетические, катагенетические, гипергенные (Гурова, 1988).

Трещины

Кроме охарактеризованных выше типов пор, небольшой вклад в формирование пустотного пространства вносят микротрещины (рис. 5.7). Открытые трещины извилистые, прямые, субпараллельные. Также повышенная микротрещиноватость связана с многочисленными бугорчатыми микростилолитами (толщина 0,05-0,08 мм), которые встречаются чаще в доломитах глинистых, глинистых (тип Б₁) и доломит-ангидритовых породах. В строматолитовых доломитах трещины проходят по слоистости. Стилолиты выполнены глинистым и глинисто-органическим веществом. Необходимо отметить наличие трещин синерезиса, они обычно вертикальные.



а

б

Рис. 5.7. Трещины. а - Доломит глинистый трещиноватый; б - Доломит микрокристаллический с микростилолитом. Скважина №5, Преображенский ЛУ.

Таким образом, пустотное пространство пород усть-кутского горизонта представлено седиментационными остаточными порами, перекристаллизации и выщелачивания (каверны), реже отмечаются микротрещины.

По разрезу усть-кутского горизонта, в целом, невысокие показатели проницаемости пород свидетельствуют о наличии изолированных и запечатанных пор и каверн, но прямая зависимость от пористости позволяет сделать вывод о существовании сообщающихся открытых пор, каверн и о некоторых раскрытых трещинах.

В исследовании автором был обработан значительный массив данных (1323 образца) по пористости и проницаемости отложений усть-кутского горизонта. Весь массив данных фильтрационно-емкостных свойств по разрезу был разбит на группы. Для удобства визуализации значения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) были выведены на график (пример приведен на рис. 5.8). Выбранные граничные значения для групп соответствуют «ступенькам» на кривой.

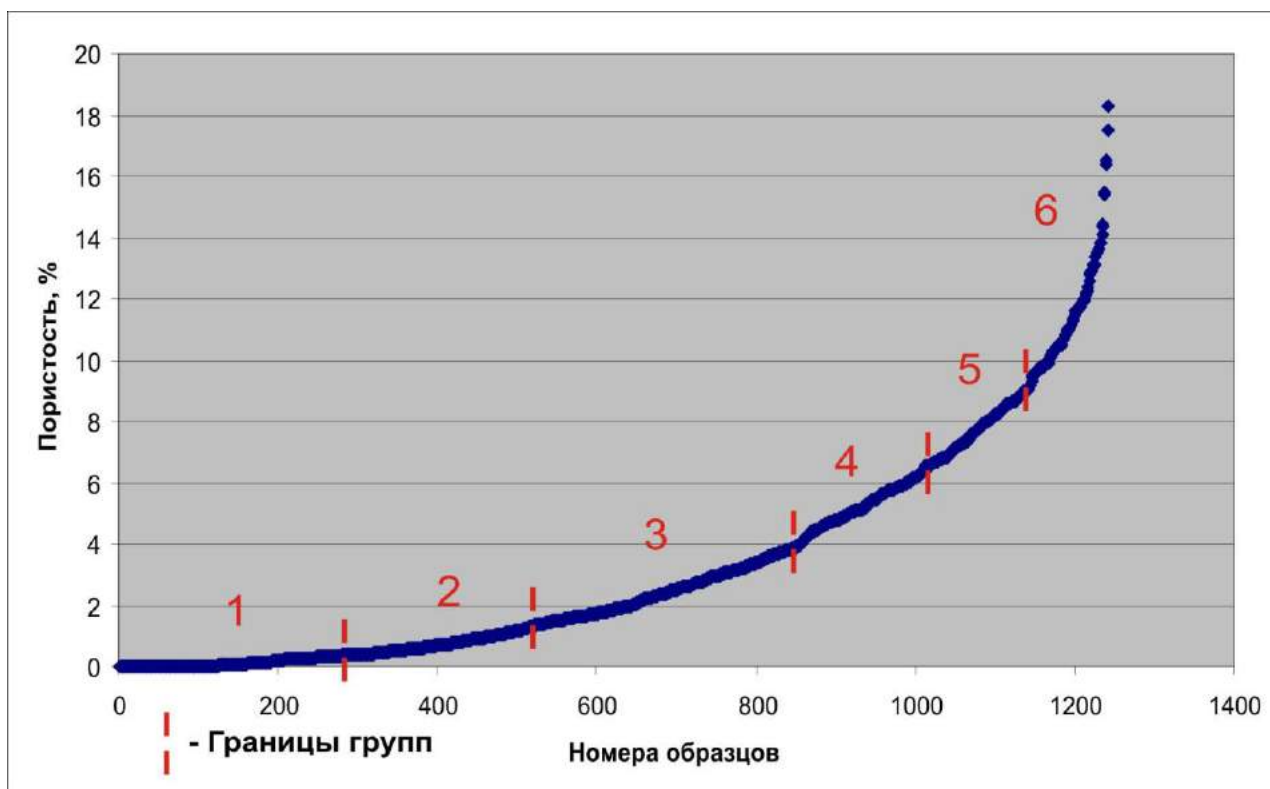


Рис. 5.8. Кривая пористости всех исследуемых скважин.

Распределение пористости и проницаемости по разрезу, показало, что наиболее высокие значения наблюдаются в верхнем усть-кутском пласте, который более расчленен по литологическим типам (рис. 5.9).

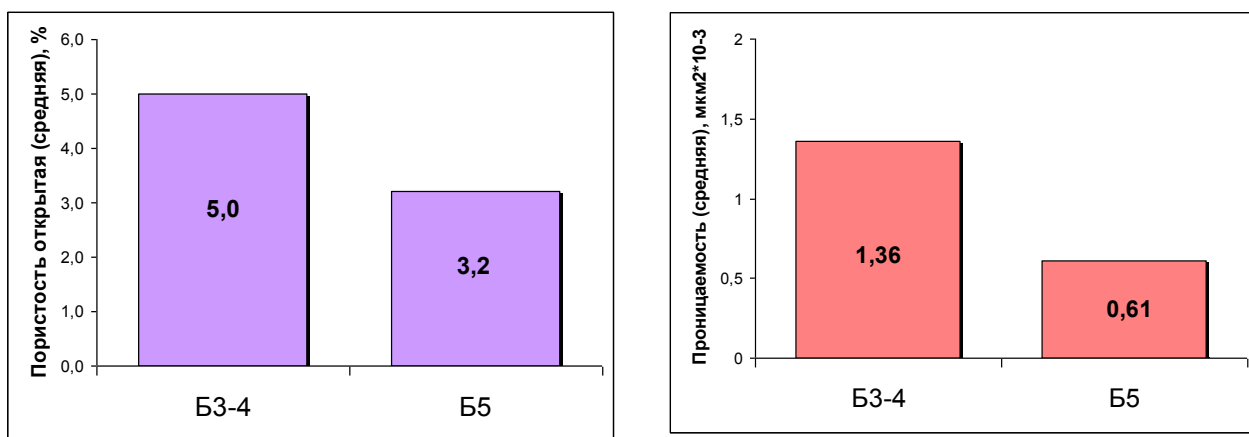


Рис. 5.9. Гистограммы распределения средних значений пористости (слева) и проницаемости по газу (справа) для верхнего и нижнего усть-кутского пласта.

Неоднородное распределение ФЕС отмечается внутри литогенетических типов (рис 5.10, 5.11). Такая неоднородность может указывать на то, что на формирование коллекторов оказали большое влияние постседиментационные процессы. Известно, что особенностью венд-кембрийских карбонатных отложений является сложная структура пустотного пространства из-за преобразованности пород постседиментационными процессами (Н.Е. Гущина, М.М. Потлова, 1991). Поэтому возникает необходимость оценить влияние вторичных изменений на коллекторские свойства пород усть-кутского горизонта.

Пористость, %

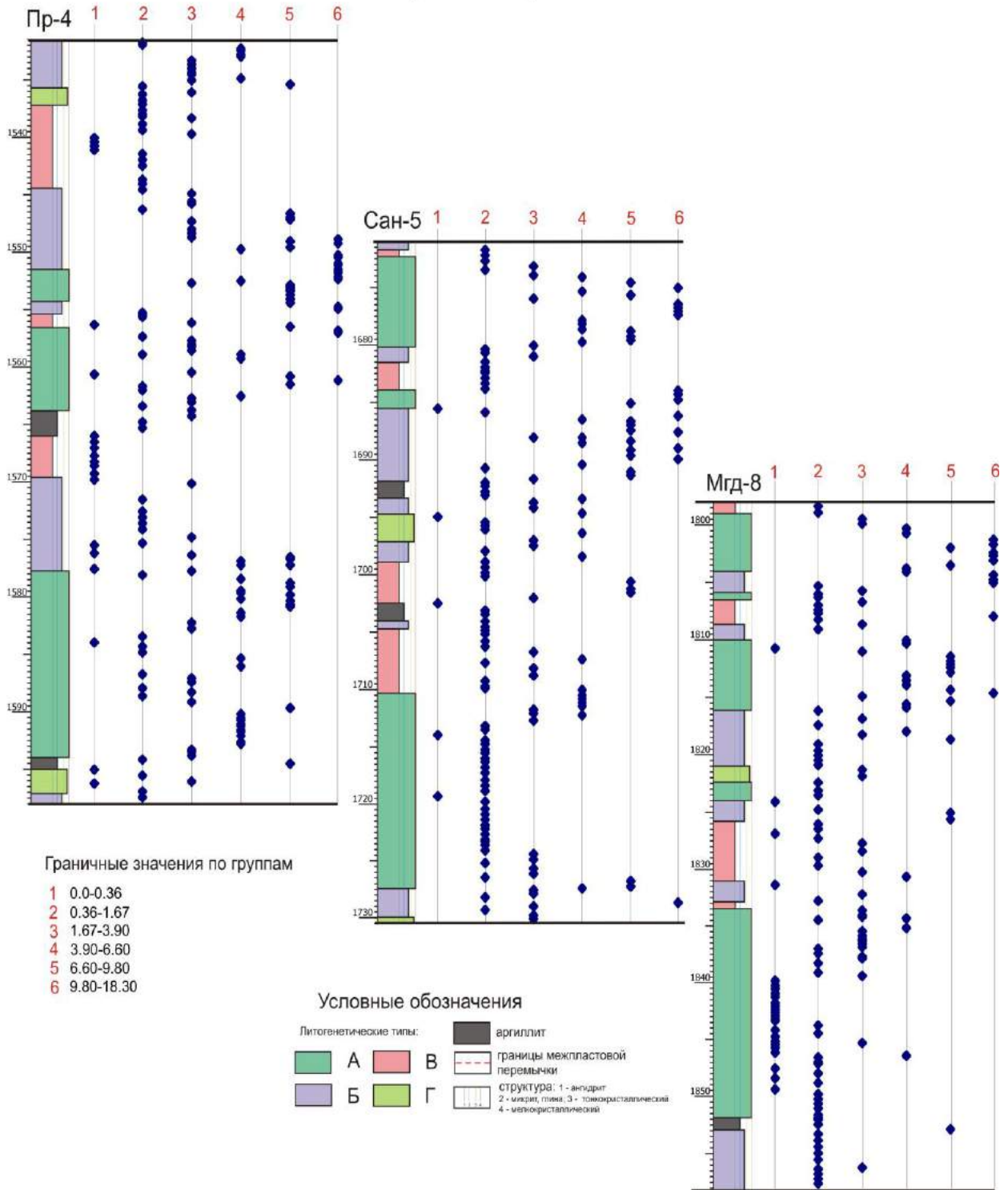


Рис. 5.10. Пористость литогенетических типов усть-кутского горизонта.

Проницаемость, $\text{мкм}^2 \cdot 10^{-3}$

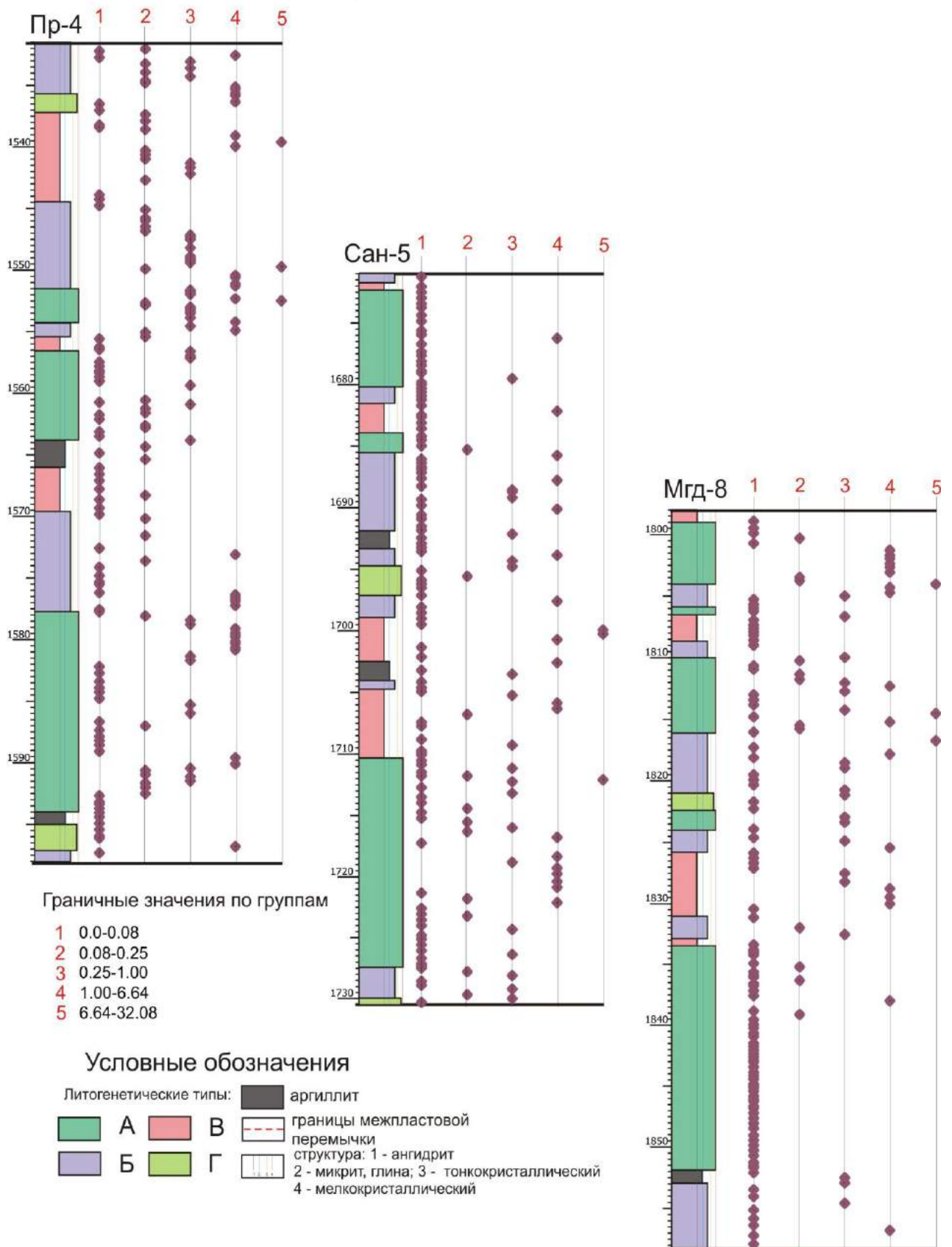


Рис. 5.11. Проницаемость литогенетических типов усть-кутского горизонта.

Для детализации были построены гистограммы распределения пористости наиболее распространенных по разрезу литогенетических типов А и Б (рис. 5.12). Тип А обладает более высокими показателями по сравнению с типом Б.

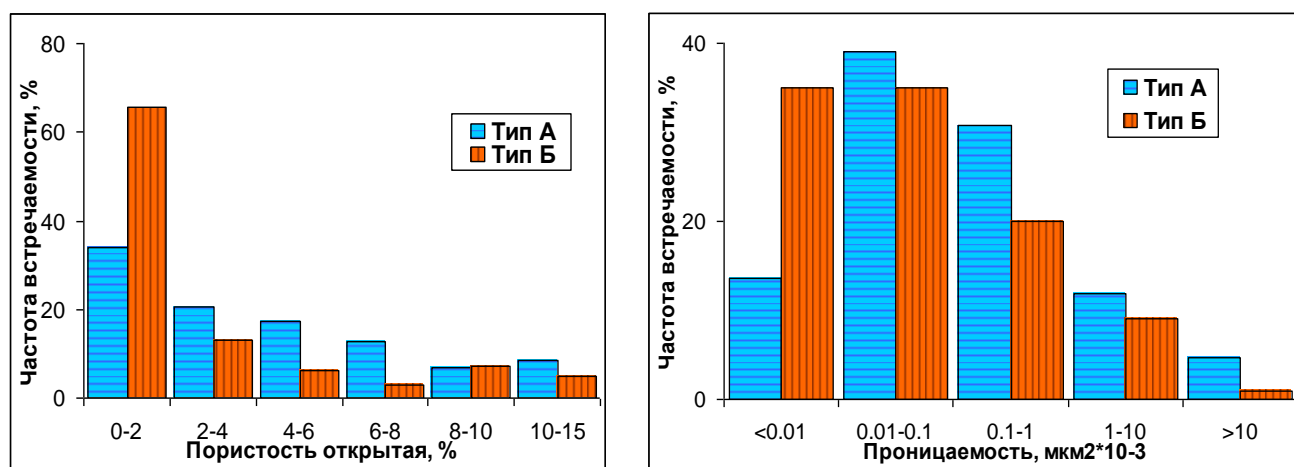


Рис. 5.12. Гистограмма распределения пористости (слева) и проницаемости по газу (справа) для литогенетических типов А и Б.

Вышеприведенные рисунки распределения ФЕС по разрезу и расчет их средних значений для каждого литогенетического типа (таблица 5.1) показал, что наиболее высокой пористостью относительно других пород, обладают зернистые доломиты (тип А) и полностью перекристаллизованные доломиты, в которых первичная структура не сохранилась (тип А₄ и Б₂).

Таблица 5.1.

Фильтрационно-емкостные свойства литогенетических типов усть-кутского горизонта

Литогенетические типы		Фильтрационно-емкостные свойства		Количество образцов
		Пористость (по газу), % средняя (максимальная)	Проницаемость (по газу), мкм²*10 ⁻³ средняя (максимальная)	
А Зернистые и микритово (кристаллически)-	А ₁ Оолитовые и оолитоподобные	5,38 (13,49)	1,22 (18,78)	50

зернистые доломиты	А₂ Сгустковато-комковатые (пелоидные)	3,62 (11,94)	0,53 (5,10)	32
	А₃ Интракластовые, обломочные	4,04 (11,97)	0,27 (1,69)	12
	А₄ Неравномерно полностью перекристаллизованные (пятнистые)	4,61 (17,49)	4,55 (40,14)	64
Б Микритовые (кристаллические) доломиты	Б₁ Микритовые и микротонкокристаллические с примесью глинистого вещества	1,60 (8,9)	0,10 (1,16)	52
	Б₂ Равномерно полностью перекристаллизованные (однородные)	3,88 (12,32)	0,82 (23,83)	47
В Доломит-ангидритовые породы (содержание ангидрита выше 30 %)		0,99 (1,50)	0,24 (1,00)	29
Г Строматолитовые доломиты		1,79 (6,15)	0,08 (1,10)	6

5.2. Постседиментационные процессы

Роль постседиментационных преобразований вносит значительные изменения в фильтрационно-емкостные свойства пород. Одни процессы их улучшают, создавая в породах дополнительное пустотное пространство, другие – ухудшают, из-за формирования новых минералов. Породы, обладающие хорошей первичной пористостью и проницаемостью, подверглись интенсивной

перекристаллизации и последующему растворению, поэтому преимущественное развитие имеют вновь образованные поры. Однако большая часть емкости оказалась утрачена из-за новообразования в поровом пространстве доломита, галита и ангидрита (Лемешко, 2013). Изучение этих процессов приобретает большое значение. Наиболее распространены в исследуемых отложениях следующие процессы: метасоматическая доломитизация, перекристаллизация, выщелачивание, сульфатизация, трещиноватость (микростилолиты), окремнение, засоление (рис. 5.13).

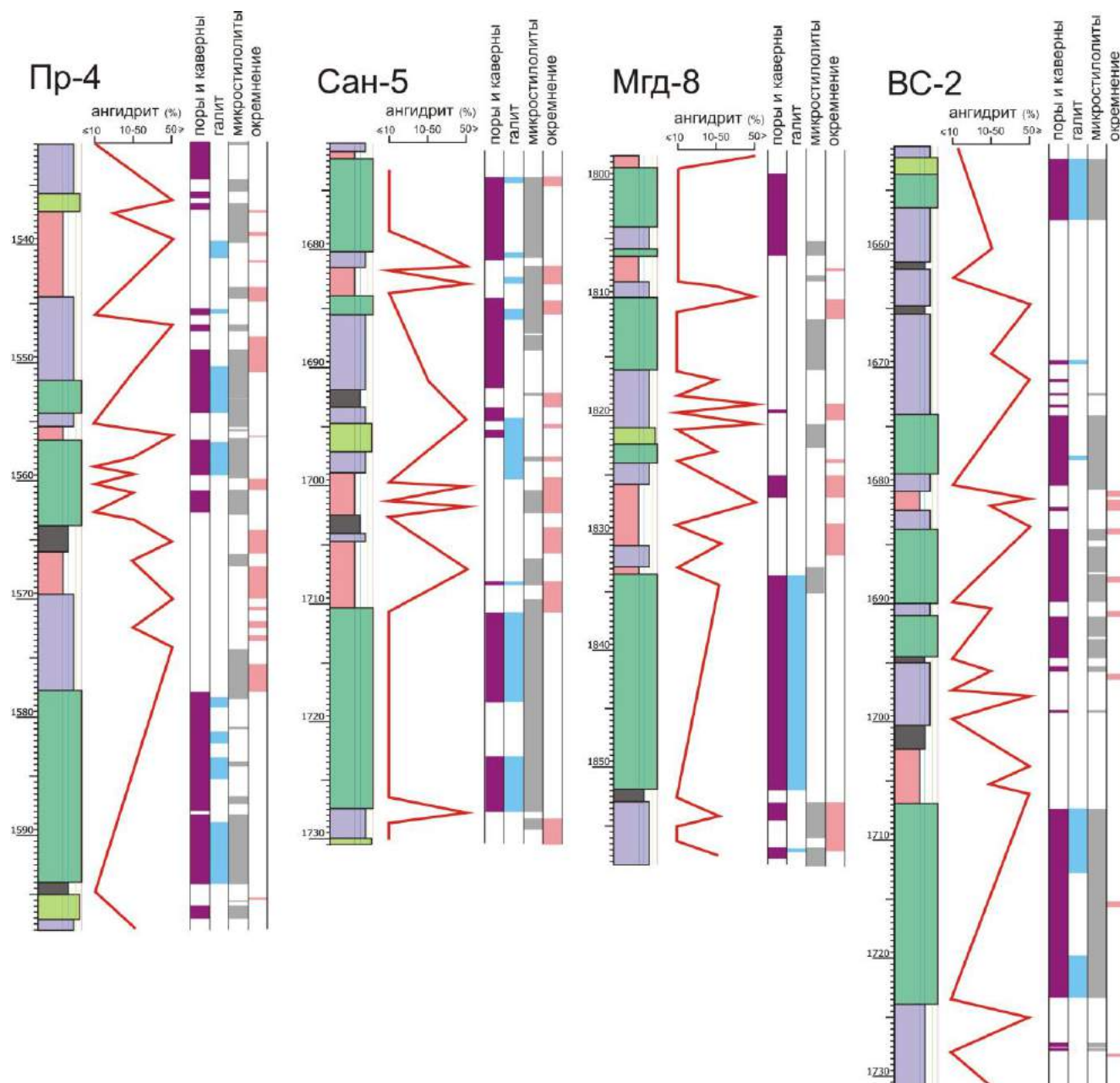


Рис. 5.13. Распределение литогенетических типов и их вторичных изменений по разрезу.

Для оценки влияния вторичных процессов на пористость и проницаемость пород автором были подсчитаны количественные характеристики: пор перекристаллизации, открытых и «залеченных» пор и каверн выщелачивания в шлифах, ангидрита и галита в породах. По этим значениям были построены графики зависимостей каждого из перечисленных параметров с коэффициентами пористости и проницаемости. Для определения положительной или отрицательной связи параметров использовались коэффициенты корреляции, которые позволили оценить влияние некоторых вторичных процессов на общую емкость пород.

Влияние микротрещин и минералов, образованных при окремнении, не было оценено таким способом, так как их количество в изученных образцах не достаточно для выборки.

5.2.1. Доломитизация и перекристаллизация

Породы усть-кутского горизонта подверглись полной метасоматической доломитизации, отложения известняков почти не сохранились, лишь в незначительном количестве отмечается примесь тонкокристаллического кальцита. В доломитах усть-кутского горизонта широко развит процесс перекристаллизации, что проявляется в частичном или полном уничтожении первичных текстур и образовании преимущественно более крупных кристаллов доломита.

Как известно, перекристаллизация проявляется как в укрупнении кристаллов, так и в уменьшении – рекристаллизация (Морозов и др., 2008) или микритизации. Согласно общепринятым определениям перекристаллизация проходит без изменения минерального состава. Однако к перекристаллизации относят также и укрупнение зерен, происходящее при переходе неустойчивых метастабильных модификаций высокомагнезиального кальцита, кальциевого доломита или протодоломита в устойчивые низкомагнезиальный кальцит и доломит (Киркинская, Смехов, 1981).

Оценки роли перекристаллизации в изменение пористости пород противоречивы. Б.К. Прошляков (1977), Л.П. Гмид (1972), Дж. Л. Уилсон (1980),

К.И. Багринцева (1977, 1988) и другие подчеркивают, что процессы перекристаллизации, развивающиеся в эпигенезе, оказывают положительное влияние на формирование коллекторов, образуя дополнительную емкость, а также способствуют развитию процессов выщелачивания (Багринцева, 1999). Г.А. Каледа и Е.А. Калистова считают, что в большинстве случаев перекристаллизация снижает пористость, но иногда приводит к ее возрастанию (Киркинская, Смехов, 1981).

Перекристаллизация оставляет лишь реликты, по которым не всегда можно определить тип форменных компонентов (зерен), слагающих породу.

Перекристаллизация отмечается во всех литогенетических типах и проявляется равномерно по всей породе и неравномерно в виде отдельных участков, пятен. Неравномерная перекристаллизация хорошо проявлена в породах литогенетического типа А, где от форменных элементов сохраняются иногда лишь контуры комков, интракластов, обрывков и фрагментов водорослей. В подтипе А₄ перекристаллизация полностью уничтожила структуру и придала породе пятнистый облик, за счет разнокристаллического доломита. Равномерная перекристаллизация до тонко и мелкозернистой карбонатной кристаллической массы отмечается в породах типа Б₂, который отнесен к микритовым (кристаллическим) доломитам. Они обладают хорошей пористостью, обусловленной равномерно-распределенными порами перекристаллизации, которые часто изолированы, поэтому проницаемость таких пород низкая (таблица 5.1). В строматолитовых доломитах (тип Г) видна послойная перекристаллизация, повторяющая их структуру.

В результате проявлений доломитизации и перекристаллизации образуются вторичные поры перекристаллизации спаритового цемента или микрита, слагающего форменные элементы (зерна).

Для оценки влияния процесса перекристаллизации на коллекторские свойства пород, автором были подсчитаны количества пор перекристаллизации по шлифам и построены графики зависимости их от пористости и проницаемости по разрезу. Графики показывают незначительную прямо пропорциональную

зависимость, что подтверждают положительные коэффициенты корреляции этих параметров (табл. 5.2, рис. 5.14).

Это может быть обусловлено двумя причинами. Во-первых, часть материала при перекристаллизации выносится пластовыми водами, во-вторых, при образовании крупных кристаллов формируются более крупные межкристаллические поры и межпоровые каналы.

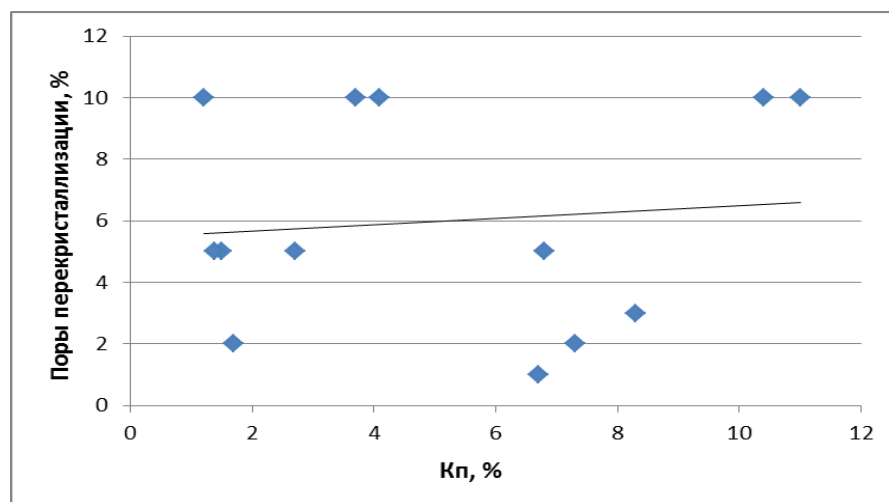


Рис. 5.14. Зависимость K_p от количества пор перекристаллизации.

Пустоты распределены неравномерно и малого размера, поэтому их вклад в общую пористость невелик.

Таблица 5.2.

Коэффициенты ранговой корреляции, отражающие влияние постседиментационных процессов на фильтрационно-емкостные свойства

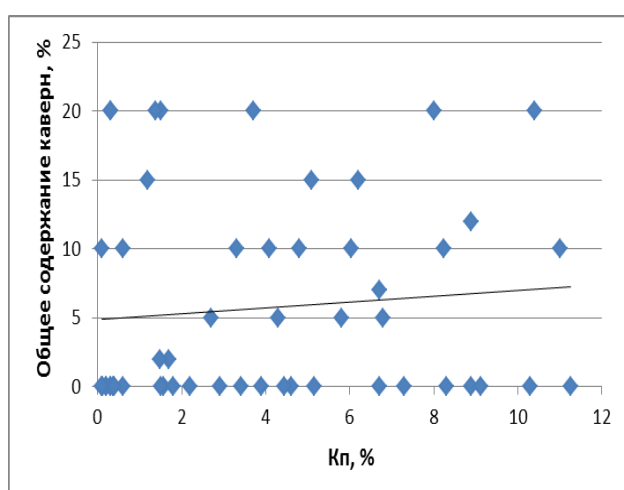
ФЕС	Перекристаллизация (поры)	Выщелачивание (каверны)			Сульфатизация (ангидрит)	Засолонение (галит)
		Все	Открытые	Залеченные		
K_p	0.37	0.07	0.35	-0.22	-0.20	-0.11
$K_{пр}$	0.30	0.03	0.41	-0.17	-0.14	-0.07

Примечание. Объем выборки 102 образца. Критическое значение коэффициента корреляции Спирмена 0.18 (при $P < 0.05$); заливкой выделены значимые величины.

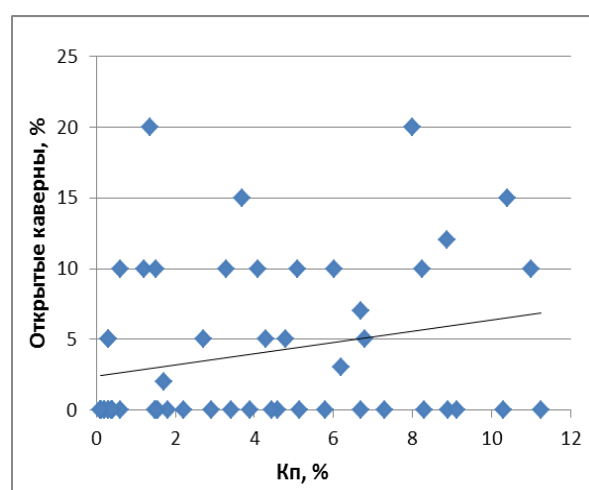
5.2.2. Выщелачивание

Основной объем пустотного пространства в рассматриваемых породах образовался в результате выщелачивания. Образование каверн связано с полным или частичным растворением отдельных зерен, форменных элементов.

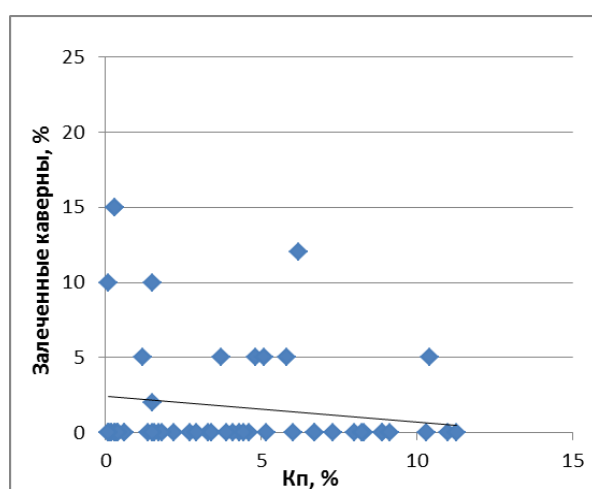
Образованные каверны часто являются унаследованными от седиментационных пустот. Также наблюдается внутризерновое выщелачивание форменных элементов и пустот перекристаллизации. Наиболее проявлен данный процесс в зернистых доломитах (тип А). Суммарный объем каверн выщелачивания весьма значительный и варьирует от 10 до 25 % от объёма породы (по данным петрографического анализа), что превышает межкристаллическую пористость. Однако пустотное пространство позднее подверглось частичному «запечатыванию» минеральными новообразованиями ангидрита и галита (от 25 до 100 % пустот выщелачивания), что привело к утрате емкости коллектора (рис. 5.15). В целом, выщелачивание улучшает коллекторские свойства пород (табл. 5.2).



а



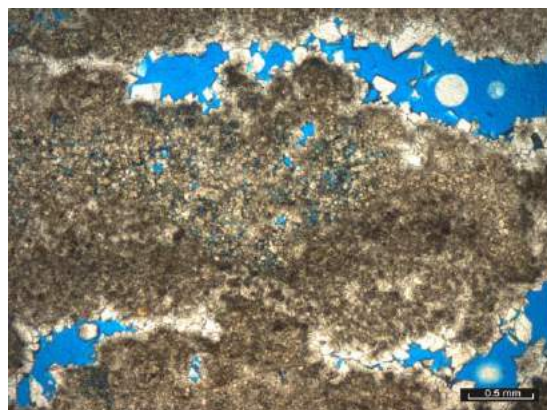
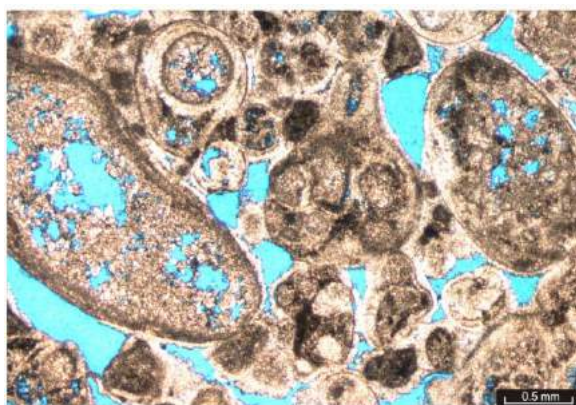
б



в

Рис. 5.15. Графики зависимости K_p от: общего содержания каверн (а), содержания открытых каверн (б), содержания залеченных каверн (в).

Выщелачиванию интенсивнее подверглись зернистые доломиты литогенетического типа А, обладающие хорошей седиментационной пористостью. В строматолитовых доломитах (тип Г) поры выщелачивания часто щелевидные и образовались, скорее всего, в результате выщелачивания и увеличения фенестровых полостей. В других литогенетических типах выщелачивание проявлено слабее (рис. 5.16).



А. Межзерновая и внутризерновая вторичная пористость в пористо-кавернозном доломите с реликтовой пелоидно-оолитово-обломочной структурой.

Б. Каверны по границам водорослевых колоний в доломите с неравномернозернистым с реликтовой водорослевой структурой.

Рис. 5.16. Фото шлифов в параллельных николях. Ширина поля зрения 1.74 мм. Скв. №4 Преображенского ЛУ

5.2.3. Окремнение

Окремнение слабо развито в породах усть-кутского горизонта и проявляется в пятнистых формах в основном в доломит-ангидритовых породах (тип В). Часто слойки с окремнением деформированы и образуют брекчиевидную текстуру (рис. 5.17). На некоторых участках окремнение вызывает будинаж и брекчирование нижележащих прослоев доломита. Вблизи зон окремнения участками отмечается повышенная трещиноватость доломитов.

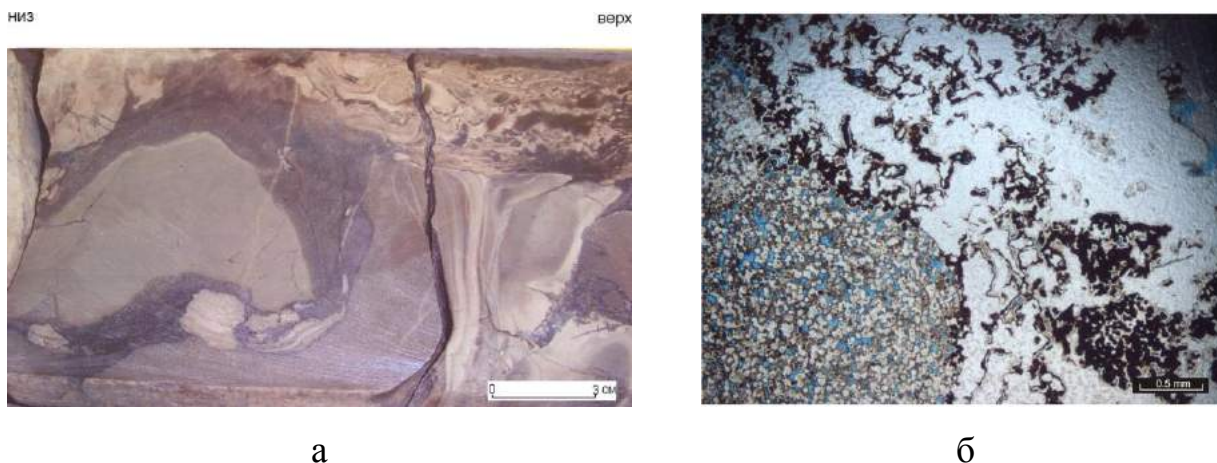


Рис. 5.17. Окремнение. а - Доломит-ангидритовая порода брекчиевидная окремненная. Глубина 1630,86 м; б – Доломит тонкокристаллический окремненный. Глубина 1586,60 м Скв. №5 Преображенского ЛУ.

5.2.4. Сульфатизация

Широкое распространение в породах получил процесс сульфатизации, образования ангидрита, реже гипса. Сульфаты встречаются во всех литогенетических типах, но большее их количество в микрито-зернистых, микритовых, доломит-ангидритовых породах (типы Б и В). По форме выделения сульфатов можно судить о первичном или вторичном их образовании. Так, ангидрит, слагающий доломит-ангидритовые породы в виде прослоев, сплошных масс, представленный игольчатыми, таблитчатыми кристаллами, скорее всего, имеет первичное образование. Вторичные же, эпигенетические сульфаты прорастают в карбонатную массу, образуя пойкилитовую структуру, и развиваются в межзерновых и межформенных порах и кавернах, выполняют пустоты выщелачивания и открытые трещинки. Сульфатная минерализация, как правило, приводит к ухудшению пористости, но в некоторых случаях благодаря частичному заполнению пор и каверн, открытая пористость сохраняется (рис. 5.18, табл. 5.2).

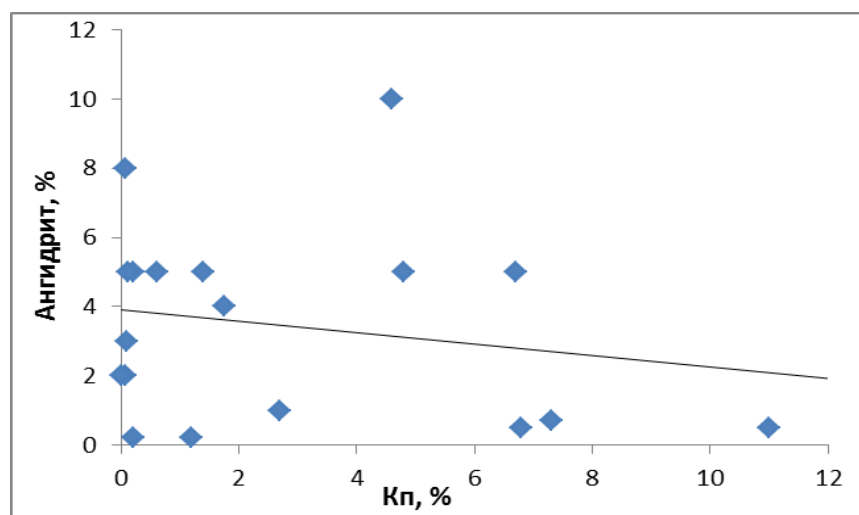


Рис. 5.18. Зависимость $K_{п}$ от содержания ангидрита.

5.2.5. Трещиноватость

По разрезу распространены разноориентированные трещины, заполненные сульфатами, кремнистыми минералами, битумами. Часто в таких трещинах наблюдаются вторичные каверны и поры растворения. Открытые трещины встречаются в основном в доломитах микритовых (тип Б). Их можно встретить преимущественно в верхнем усть-кутском пласте. Открытые трещины, вероятно, образованы позже остальных под действием тектонических нарушений. Широкое распространение в породах усть-кутского горизонта получили микростилолиты (трещины описаны в разделе 5.1.1). В общем объеме емкости коллекторов усть-кутского горизонта трещины не играют заметной роли.

5.2.6. Засолонение

По данным петрографического анализа засолонение неравномерно проявляется по разрезу, преимущественно отмечается в литогенетических типах А и Г, где галит запечатывает межзерновые поры, мелкие поры перекристаллизации, каверны выщелачивания, иногда инкрустирует только краевые части крупных пор (галит занимает от 5 до 100 % пор) и ухудшает пористость (см. табл. 5.2) (Лемешко, 2014).

После отмыва образцов пород от солей, установлено существенное улучшение коллекторских свойств (рис. 5.19). На основании этих данных можно сделать вывод, что засоление во многом определило ухудшение коллекторских свойств пород усть-кутского горизонта. Подобный вывод сделан в работе Д.А. Филатова и др., которые рассматривали особенности петрофизической модели карбонатных коллекторов Иркутских ЛУ (Филатов, Колесов, 2013).

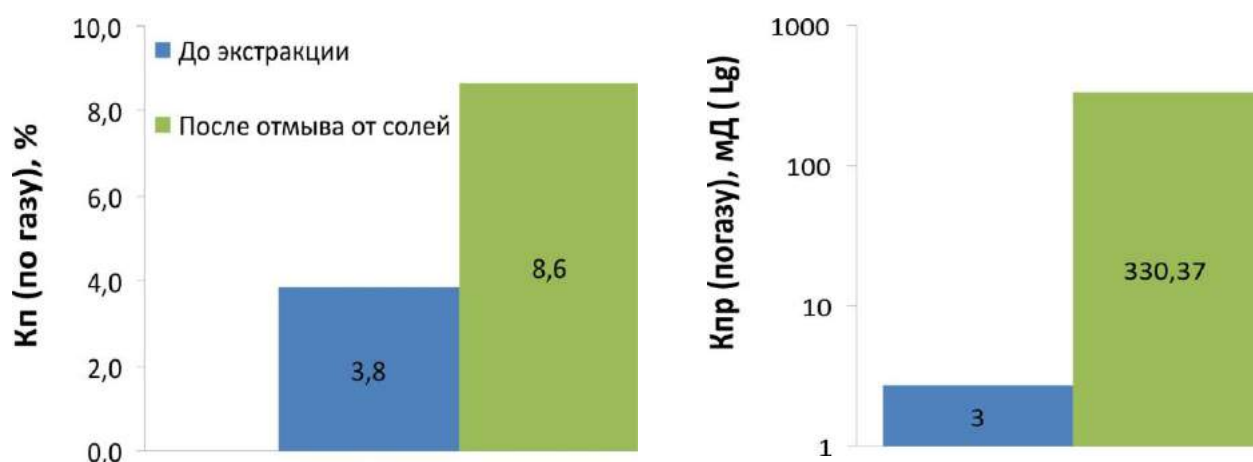


Рис. 5.19. Гистограмма изменения пористости и проницаемости пород после отмыва от солей.

Выполненный автором анализ позволил сделать следующие ниже выводы по каждому литогенетическому типу (табл. 5.3.) и по разрезу в целом.

В породах литогенетического типа А поровое пространство, заложенное в седиментогенезе, частично сохраняется в виде остаточных межзерновых пустот. Около 70 % пор в зернистых доломитах имеет унаследованный характер. Хорошая проницаемость данных пород способствовала их интенсивной перекристаллизации и последующему растворению, поэтому преимущественное развитие имеют вновь образованные поры. Пористость в этом типе пород может достигать 20-30 %, но большая часть её утрачена из-за новообразования в поровом пространстве галита и ангидрита (Лемешко, 2013).

Породы типа Б характеризуются низкой первичной пористостью. Однако в результате процессов перекристаллизации образовались равномерно-распределенные поры и поэтому породы иногда обладают хорошей пористостью

относительно других пород (тип Б₂). Возможно, в результате процесса перекристаллизации микрит преобразовался в тонкокристаллический спарит с появлением порового пространства.

В строматолитовых породах типа Г развиты вторичные пустоты, приуроченные к строматолитовой слоистости. Однако, также как и в других вышеописанных типах пород, пустоты часто выполнены галитом или ангидритом, что значительно снижает значения пористости.

В доломит-ангидритовых породах пустотное пространство чаще всего представлено микротрещинами и коллекторские свойства этих пород весьма низкие.

Проявления вторичной минерализации по разрезу усть-кутского горизонта имеют неодинаковый характер. В верхнем пласте усть-кутского горизонта широко развита сульфатизация, которая иногда достигает 30-40 % от объема пород. Доломиты нижней части разреза больше подвергаются стилолитизации, перекристаллизации. Засоление распространено повсеместно. В верхнем пласте (Б₃₋₄) усть-кутского горизонта развитию процессов выщелачивания способствовала повышенная трещиноватость пород, в нижнем пласте (Б₅) – широкое распространение седиментационных пор.

Автором подтверждено существенное влияние первичных структурных особенностей пород-коллекторов на характер порового пространства, особенности которого обусловили, в свою очередь, наличие коллекторов сложного типа. Постседиментационные процессы сыграли большую роль в формировании пустотного пространства венд-кембрийских пород усть-кутского горизонта изученного района. Примененный автором метод количественной оценки характеристик пор и каверн, содержания в них ангидрита и галита, позволил рассчитать ранговые коэффициенты корреляции между ними и коэффициентами пористости и проницаемости пород. Анализ коэффициентов корреляции подтвердил значительное влияние вторичных процессов на фильтрационно-емкостные свойства пород.

Высокую пористость пород усть-кутского горизонта можно объяснить широко развитыми в них процессами выщелачивания и перекристаллизации, которые способствовали развитию вторичных открытых 5-6 % и 18 % соответственно. Низкие значения проницаемости при различной пористости в пределах одного литогенетического типа связаны с повсеместным развитием вторичной минерализации.

Таблица 5.3.

Характеристика литогенетических типов

Литогенетический тип	Название пород	Постседиментационные процессы					
		Повысили ФЕС			Понизили ФЕС		
		Перекристаллизация	Выщелачивание	Трещины, стилолиты	Окремнение	Сульфатизация	Засолонение
А	Доломиты зернистые и микротово-зернистые	+++	+++	+		++	+++
Б	Доломиты микротовые	+++	+	+++	++	++	+
В	Доломиты ангидритовые и глинисто-доломит-ангидритовые породы	++		++	++	+++	
Г	Доломиты строматолитовые	++	++	++	+	+	++

Примечание. степень развития признака: - нулевая, + слабая, ++ умеренная, +++ сильная.

5.3. Нефтенасыщенность пород

Во всех изученных автором скважинах, пробуренных в 2009-2011 гг. в центральной части НБА обнаруживается нефтенасыщение пород усть-кутского горизонта. Нефтенасыщение неоднородное, пятнистое и разной степени интенсивности.

Макроскопическое описание позволило выделить нефтенасыщенные интервалы (рис. 5.20), которые были детально изучены люминесцентно-микроскопическим методом.

Результаты данного метода показали, что все породы содержат битумоиды, преимущественно эпигенетического типа, которые не связанные с вмещающей породой и мигрировали в нее по трещинам, кавернам, мелким порам из других толщ. На рисунке 5.21 приведены примеры типов битумоидов, которые встречаются в породах усть-кутского горизонта. Классификация битумоидов по содержанию в породах приведена в методике исследований (глава 3).

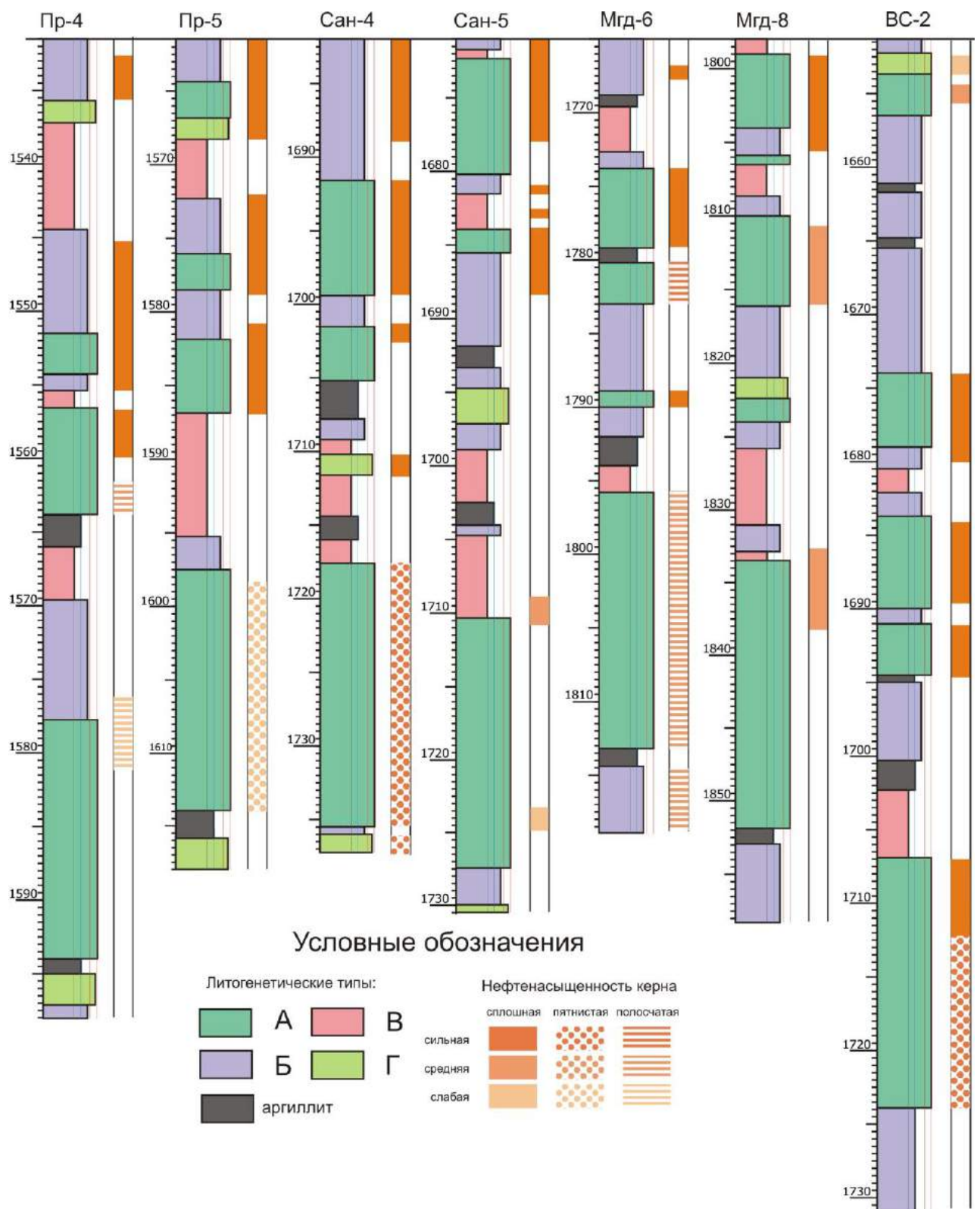
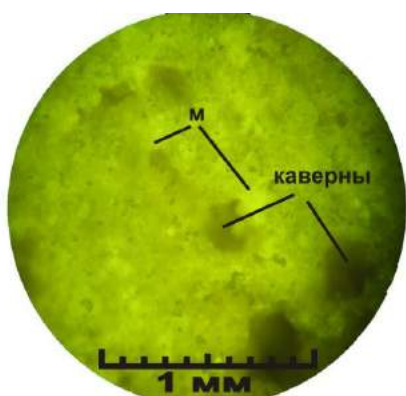
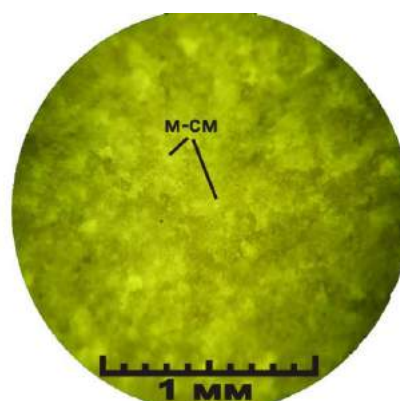


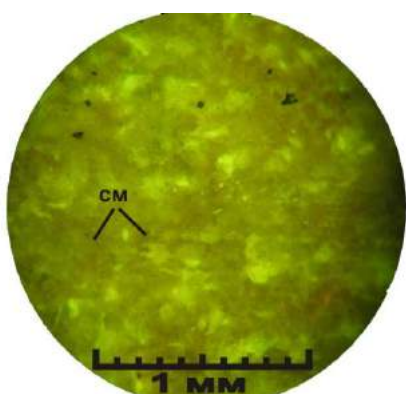
Рис. 5.20. Нефтенасыщенность пород усть-кутского горизонта по макроописанию керна.



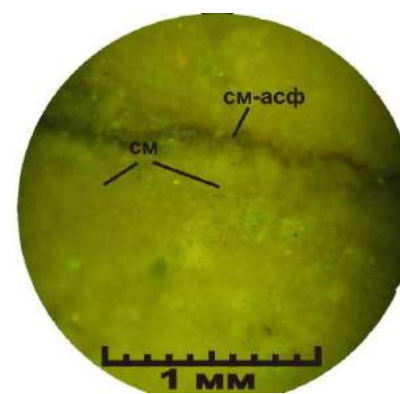
а. Маслянистые (лимонно-желтые)



б. Маслянисто-смолистые (желтые)



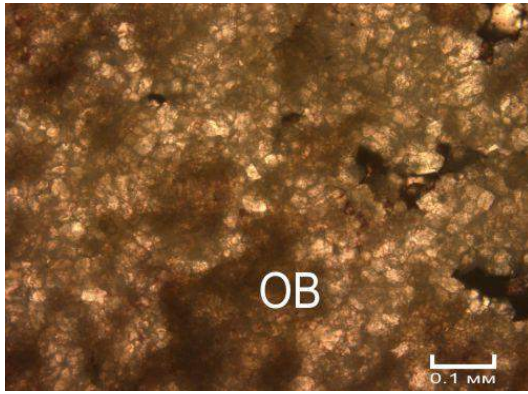
в. Смолистые (бурые)



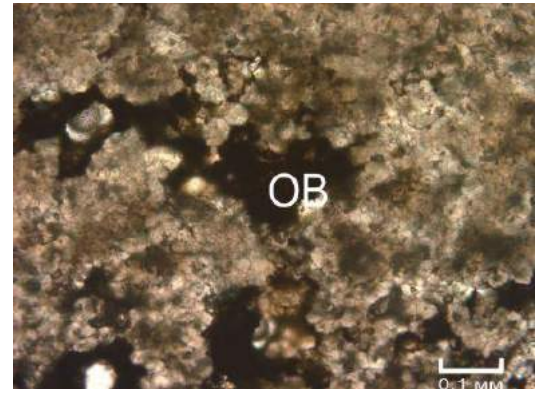
г. Смолисто-асфальтеновые (темно-бурые)

Рис. 5.21 (а, б, в, г). Типы битумоидов (фотографии в ультрафиолетовом свете).

Большинство пород содержат органическое вещество (ОВ) черного, темно-бурого цвета, которое отмечается в виде прожилков, сгустков, мелких включений (рис. 5.22). По методике Е.С. Ларской, органическое вещество по форме и размерам относится к сапропелевому типу, который обладает определенным нефтегазогенерационным потенциалом (Ларская, 1983).



а



б

Рис. 5.22 (а, б). Скопление ОВ в доломитах перекристаллизованных.

Глинисто-карбонатные породы, доломиты глинистые и микритовые, часто содержат скопления ОВ. В этих породах утяжеленный состав битумоидов, общее содержание которых понижено относительно других изученных пород. По всем признакам они схожи с сингенетичными битумоидами. В малом количестве встречаются неравномерно распределенные легкие фракции битумоидов светло-зеленого цвета, так называемые «блестки», отмечаемые в некоторых мельчайших порах.

Битумоиды заполняют межзерновое пространство или распределены отдельными пятнами, отмечаются в порах, кавернах и трещинах. В образцах часто наблюдаются тонкие прерывистые, реже более крупные протяженные трещины – стилолитовые швы, выполненные органоминеральной массой (окисленным асфальтеновым битумоидом). Вокруг трещин и каверн часто наблюдаются скопления бурого и светло-бурого смолистого, реже маслянисто-смолистого битумоида, что является признаком миграции по кавернам и трещинам в породе (рис. 5.23).

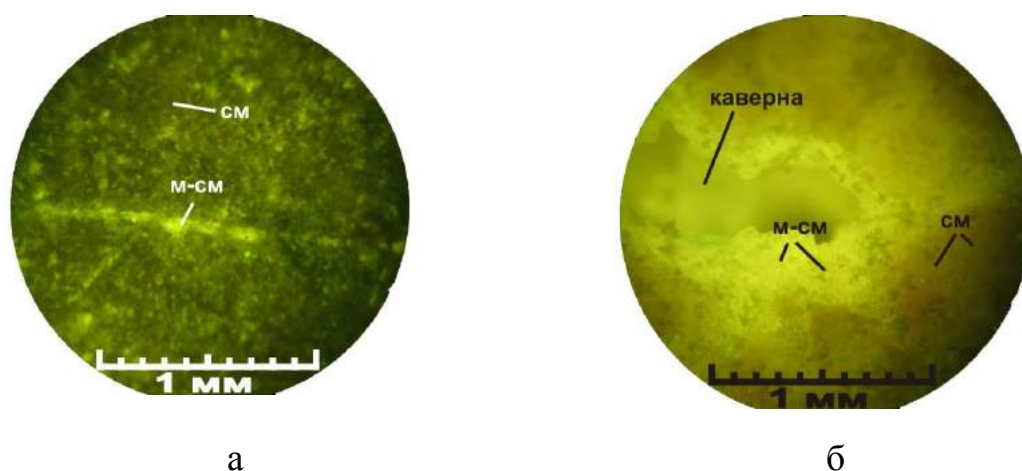


Рис. 5.23. Распределение битумоидов: а – в трещине, б – вокруг каверны.

Люминесцентно-микроскопическим методом было оценено нефтенасыщение литогенетических типов пород верхнего и нижнего пластов усть-кутского горизонта.

В верхнем усть-кутском пласте выделяются интервалы с повышенным и очень высоким содержанием смолистых битумоидов, имеющих пятнистое и цементное распределение. Данные интервалы сложены доломитами типа А, реже типа Б (рис. 5.24). В нижней части верхнего пласта содержание битумоидов маслянисто-смолистого и смолистого, реже маслянистого состава колеблется от очень низкого до среднего.

Нижний усть-кутский пласт сложен преимущественно доломитами зернистыми (тип А) и отличается средним, реже высоким содержанием битумоидов облегченного состава маслянисто-смолистого и маслянистого типа, которые локализованы различными пятнами и вокруг каверн. В скв. ВС-2 в верхней части нижнего пласта обнаружено очень высокое содержание битумоидов смолистого состава (рис. 5.25).

Для выявления характера миграции битумоидов по разрезу усть-кутского горизонта была проанализирована пропускная способность межпластовой глинисто-сульфатно-карбонатной перемычки (породы литогенетического типа В). Здесь было отмечено незначительное содержание битумоидов смолистого состава, сосредоточенных в трещинках, что свидетельствует о слабой миграции битумоидов между продуктивными пластами.

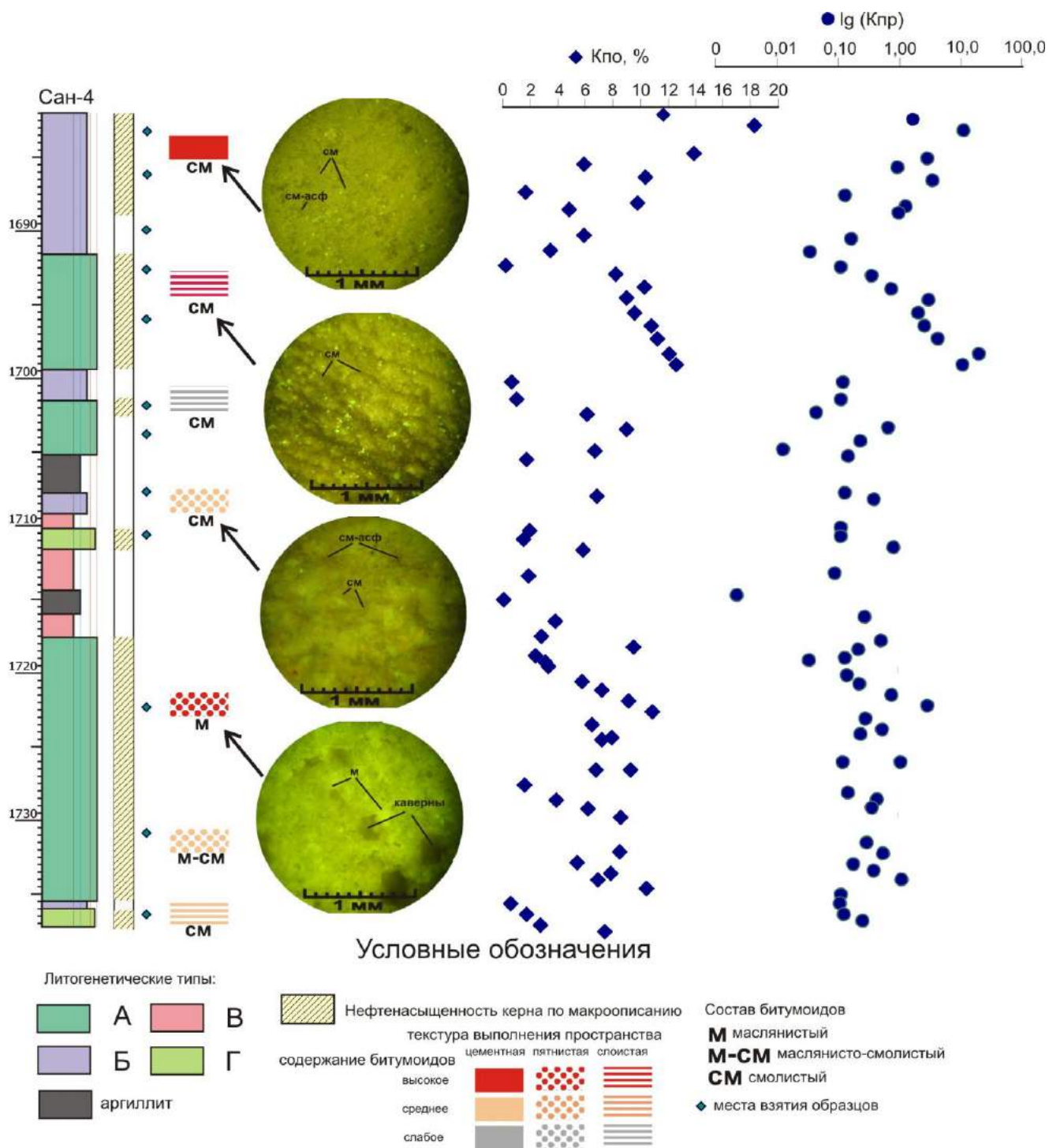


Рис. 5.24. Результаты люминесцентно-микроскопического анализа (на примере скв. Санарская-4).

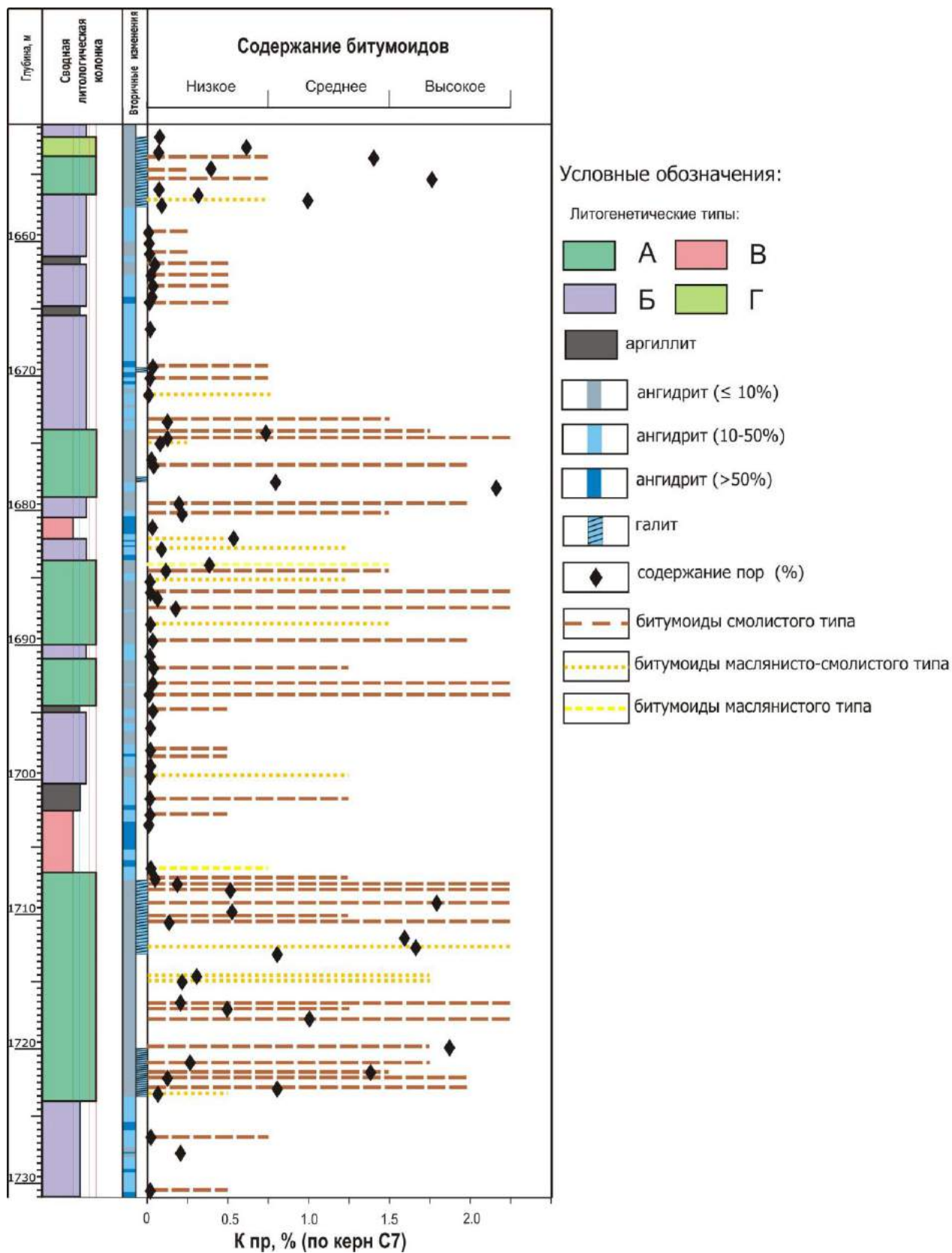


Рис. 5.25. Состав и распределение битумоидов в разрезе усть-кутского горизонта (люминесцентно-микроскопический анализ).

Таким образом, высокое и очень высокое содержание битумоидов смолистого состава отмечается в литогенетических типах А, реже Б. В остальных типах пород (В и Г) отмечаются средние и низкие содержания битумоидов маслянисто-смолистого и смолистого, реже маслянистого состава и смолисто-асфальтеновые. Битумоиды распределены равномерно в цементе и в виде пятен, вокруг каверн, по трещинам и мелким порам. На основании ранее изученных характеристик можно условно выделить 2 типа коллекторов усть-кутского горизонта: 1 - порово-кавернозный для нижнего пласта; 2 - трещинно-кавернозно-поровый для верхнего.

По данным люминесцентно-микроскопического анализа состав битумоидов верхнего пласта преимущественно утяжеленный смолистый, нижнего – более облегченный, что подтверждается результатами геохимических исследований.

В изученных разрезах интервалы с повышенными пористостью и проницаемостью часто сопровождаются сильным нефтенасыщением и высоким содержанием битумоидов (рис. 5.26). В таблице 5.4 показана устойчивая прямая зависимость между фильтрационно-емкостными свойствами и интенсивностью нефтенасыщения.

Таблица 5.4.

Сопоставление коллекторских характеристик с содержанием битумоидов

Содержание битумоидов	ФЕС (средние)	
	$K_{п}$ (%)	$K_{пр}$ ($\text{мкм}^2 \cdot 10^{-3}$)
Низкое (2 мг/г и менее)	2,6	0
Среднее (2-5 мг/г)	4,2	0,46
Высокое (5 мг/г и более)	6,2	1,0

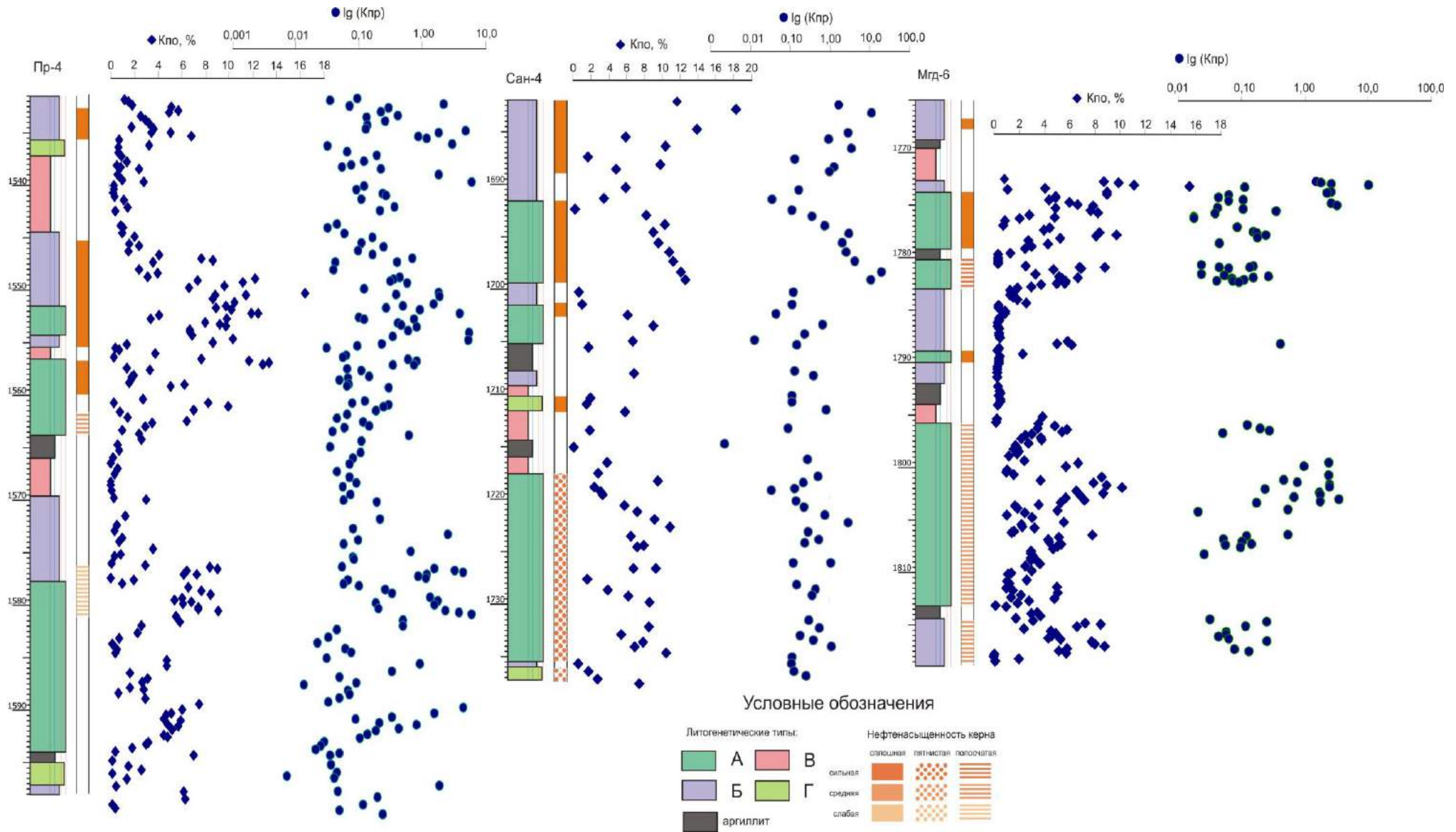


Рис. 5.26. Нефтенасыщение и фильтрационно-емкостные свойства пород усть-кутского горизонта.

Несмотря на то, что породы нижнего пласта обладают высокой кавернозностью, нефтенасыщение в них в основном слабое, реже среднее. Это объясняется частичным или полным запечатыванием пор и каверн ангидритом и галитом. Открытая пористость подвержена двойственному влиянию ангидрита: во-первых, ангидрит снижает пористость за счет раннего диагенетического засоления в породах литотипов Б и В, в них отмечаются незначительные содержания битумоидов; во вторых, ангидрит совместно с галитом частично заполняет поры выщелачивания, сохраняя открытое поровое пространство в породах с повышенным содержанием битумоидов. На рис. 5.27 показано влияние содержания ангидрита на изменение содержания битумоидов.

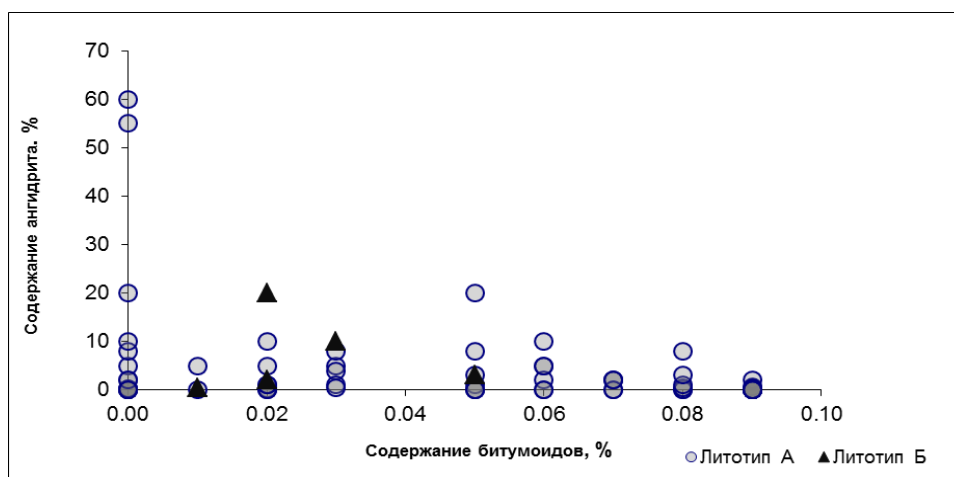


Рис. 5.27. Зависимость содержания битумоидов от содержания ангидрита.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы: нефтенасыщение пород, предположительно, произошло после их перекристаллизации и кавернообразования; засоление пород многоэтапное, что определяется по присутствию ангидрита и галита разных генераций; нефтенасыщение доломитов уменьшается с увеличением их засоления.

Глава 6. Геохимические критерии условий формирования карбонатных коллекторов усть-кутского горизонта.

Знание условий образования осадков, особенностей распределения и концентрации химических элементов в фациальных типах отложений является основой для определения направления и интенсивности постседиментационных преобразований, приводящих к формированию зон пород-коллекторов. Только литолого-фациальные методы не всегда позволяют достоверно провести реконструкции обстановок осадконакопления, что особенно характерно для древних венд-кембрийских отложений. Вспомогательным, а иногда и основным методом является метод реконструкции условий осадконакопления по геохимическим критериям.

Для реконструкции обстановок осадконакопления в усть-кутское время были проанализированы результаты ICP-MS анализа пород, выполненного в аналитическом центре геохимии природных систем Томского государственного университета (табл. 6.1, 6.2). Автором подсчитаны основные соотношения химических элементов для выяснения глубины области осадконакопления, солёности, окислительно-восстановительных особенностей и др. по методикам А.В. Маслова, Я.Э. Юдовича, Е.Ф. Летниковой.

Содержания (г/т) элементов-примесей в породах усть-кутского горизонта

Таблица 6.1.

	Be	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	Лит тип
1	0,3	1,2	570,2	21,5	13,2	104,9	3,9	11,4	233,5	17,2	19,0	867,0	3,2	14,7	1,5	2,2	0,8	50,2	Б
2	0,1	0,1	128,4	7,9	4,9	131,3	1,4	5,4	35,1	7,2	3,7	435,2	1,9	4,3	0,3	1,3	0,1	29,3	Б
3	0,1	0,1	95,8	19,7	13,8	1354,7	2,5	9,0	36,9	10,9	2,2	498,7	1,8	2,9	0,2	0,8	0,1	54,6	А
4	0,0	0,1	184,7	8,8	6,7	152,7	1,7	11,8	19,5	5,8	1,7	215,6	2,3	4,3	0,3	5,3	0,1	523,7	А
5	0,1	0,1	128,7	25,8	5,6	307,7	1,7	9,2	42,2	12,2	2,0	160,7	1,4	4,5	0,3	0,6	0,1	17,3	А
6	0,6	4,6	1419,6	41,6	26,1	249,1	6,5	17,3	19,6	17,7	24,7	154,5	6,7	30,4	3,4	1,8	0,8	79,4	А
7	0,1	0,1	126,0	8,9	9,5	209,2	1,6	6,5	13,8	7,8	8,7	207,2	1,1	5,2	0,3	0,3	0,1	104,6	Г
8	0,4	2,7	1162,3	33,3	22,5	97,9	8,3	19,0	20,8	14,3	24,9	930,3	4,7	29,9	2,8	1,0	1,0	67,8	В
9	0,4	0,1	27,6	11,6	9,4	157,8	2,0	10,2	42,3	10,9	14,6	110,8	1,6	2,1	0,1	0,9	0,1	19,1	А
10	0,2	1,1	421,2	14,5	20,0	135,0	2,8	18,9	136,7	45,6	6,9	821,1	3,9	10,8	1,1	0,7	0,3	30,4	В
11	0,1	0,1	117,3	7,7	15,8	279,7	1,8	10,1	13,8	6,0	1,6	136,6	1,6	3,7	0,2	0,4	0,0	13,2	А
кларк	0,1	1	1200	20	11	400	1	2	4	20	3	610	30	20	0,3	-	-	10	

Примечание. Кларковые содержания элементов для карбонатных пород указаны по А.А. Беусу (Перельман, 1989).

Содержания (г/т) редкоземельных элементов в породах усть-кутского горизонта

Таблица 6.2.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
1	2,7	7,0	0,8	3,0	0,7	0,1	0,6	0,1	0,6	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,2	32,5	1,2	2,0
2	1,8	5,4	0,6	2,3	0,5	0,3	0,4	0,1	0,4	0,1	0,3	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,5	0,4	2,6
3	1,3	3,6	0,4	1,7	0,4	0,1	0,5	0,1	0,3	0,1	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	7,2	0,4	3,7
4	2,4	5,2	0,6	2,4	0,5	0,1	0,5	0,1	0,4	0,1	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	70,9	0,2	3,9
5	1,9	3,8	0,4	1,7	0,3	0,1	0,3	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	3,5	12,1	0,3	2,4
6	9,3	20,1	2,2	8,3	1,6	0,4	1,4	0,2	1,2	0,3	0,7	0,1	0,7	0,1	0,8	0,2	0,3	13,3	2,7	2,4
7	2,0	5,3	0,4	1,4	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,2	3,4	0,2	1,5
8	4,3	9,6	1,1	4,4	0,9	0,2	0,9	0,1	0,9	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1	0,8	0,2	0,3	1,6	2,1	1,3
9	1,6	4,6	0,5	1,8	0,4	0,1	0,4	0,1	0,3	0,1	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	13,6	0,1	1,1
10	3,5	9,1	1,1	4,5	1,0	0,2	0,9	0,1	0,8	0,2	0,4	0,1	0,4	0,1	0,3	0,1	0,2	376,6	0,8	0,9
11	0,1	0,1	117,3	7,7	15,8	279,7	1,8	10,1	13,8	6,0	1,6	136,6	1,6	3,7	0,2	0,4	0,0	13,2	1,5	3,6

Для анализа геохимической обстановки осадконакопления были подсчитаны средние содержания элементов каждого литогенетического типа (рис. 6.1, 6.2). Значимых отличий литогенетических типов друг от друга по содержаниям элементов не выявлено. Поэтому дальнейший анализ геохимической обстановки автором приводится для всех типов пород усть-кутского горизонта в целом.

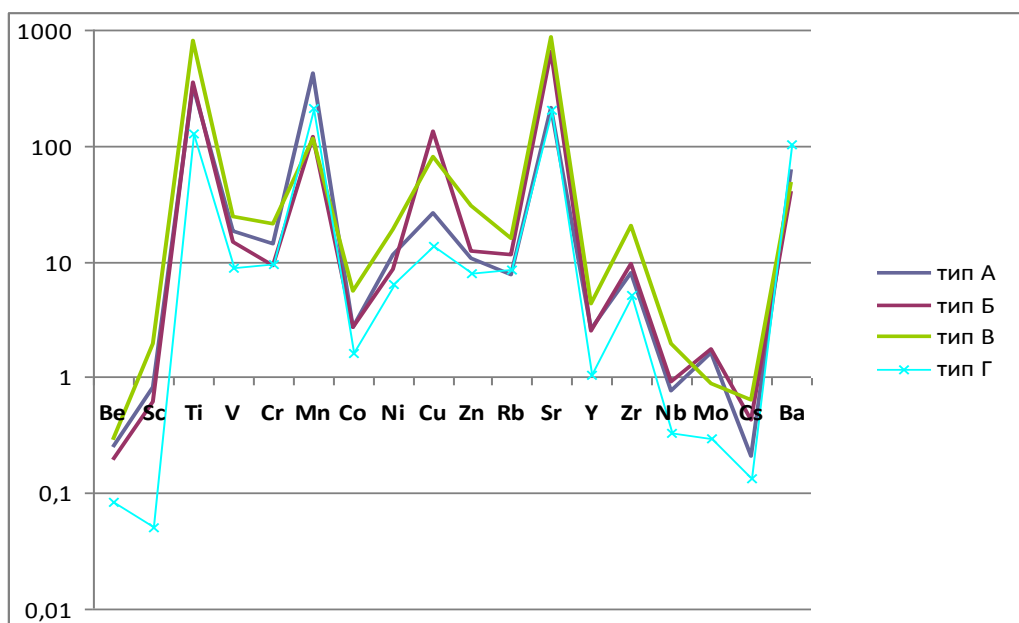


Рис. 6.1. Содержание основных химических элементов в литогенетических типах.

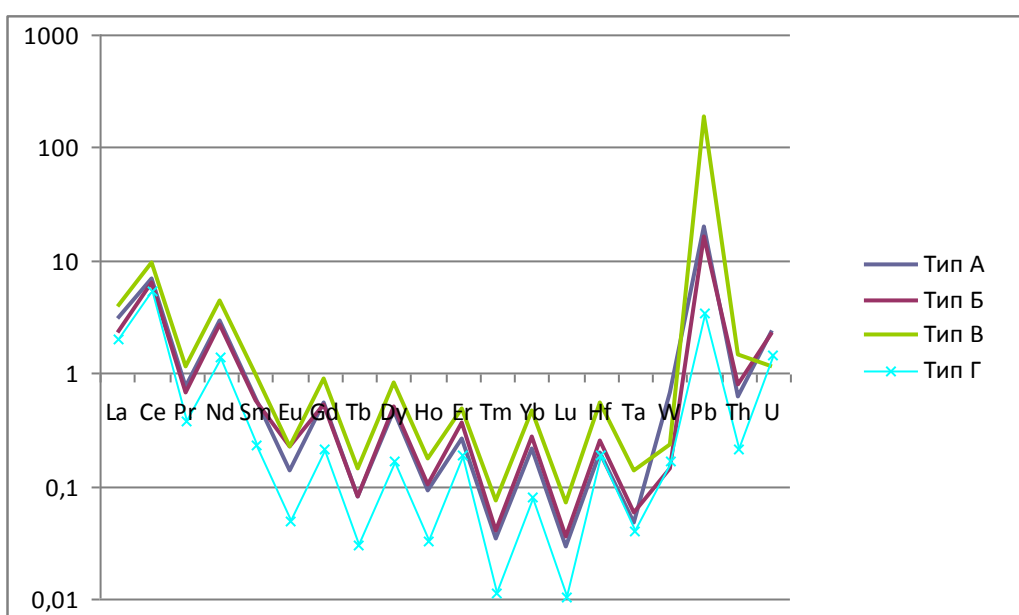


Рис. 6.2. Содержание редкоземельных элементов в литогенетических типах.

На генетической диаграмме для диагностики фаций Я.Э. Юдовича и В.Н. Пучкова фигуративные точки составов образцов карбонатных пород усть-кутского горизонта попадают в 3, 2 и 6 поля (рис. 6.3). Большая часть фигуративных точек попадает в 3 поле, что соответствует первичным, седиментационно-диагенетическим доломитам. Единичные пробы попадают в 6 поле, отвечающее песчано-алевритистым и глинистым осадкам и 4 поле, соответствующее доломитизированным разностям, содержащим примесь глинистого и алевритистого материала, которые накапливались в депрессионных обстановках.

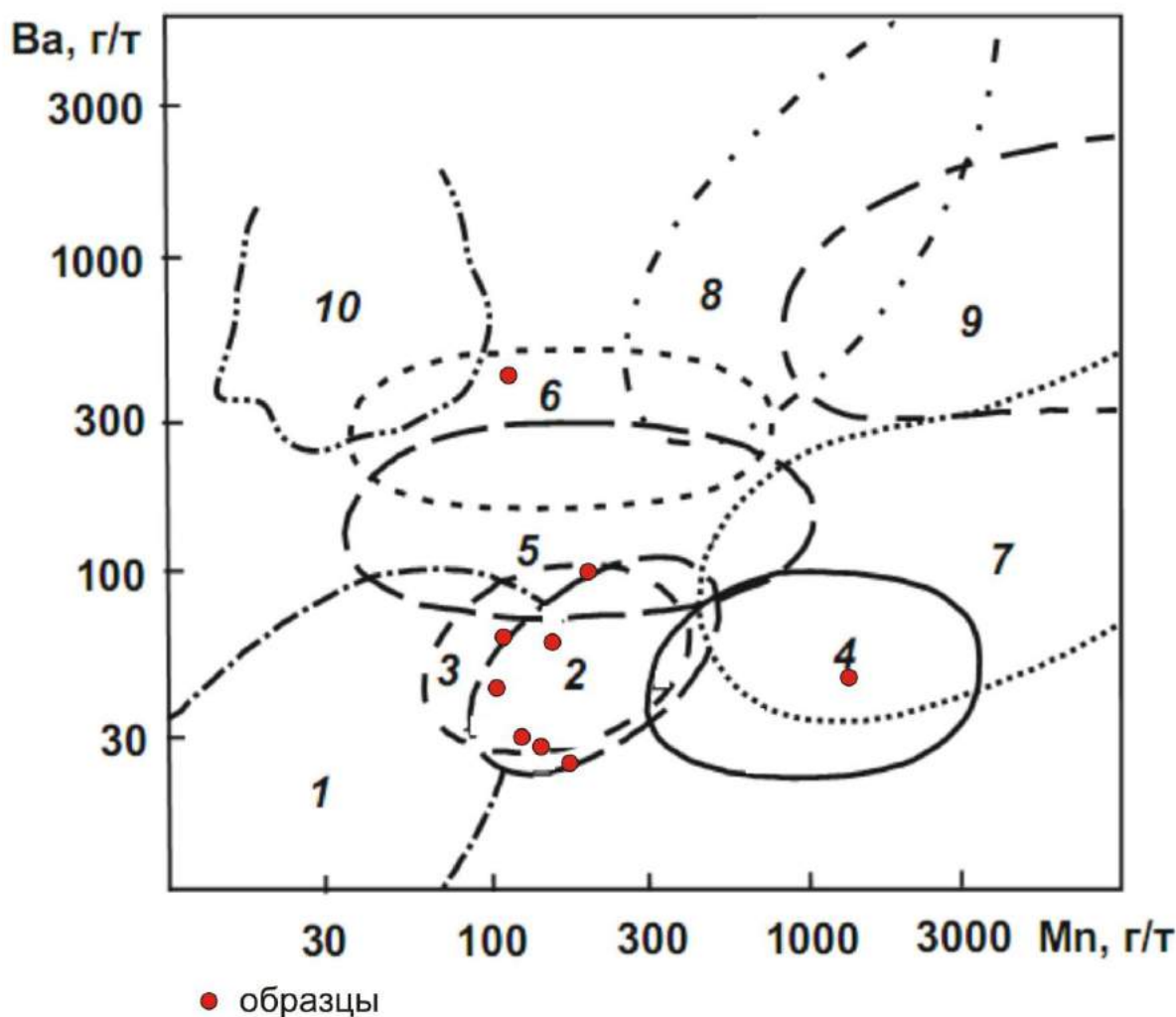


Рис. 6.3. Диаграмма Ba-Mn Я.Э. Юдовича и В.Н. Пучкова (1980) для реконструкций фациальной природы карбонатных и терригенных образований.

6.1. Характеристика и анализ обстановок осадконакопления

Определение состава источников сноса, фациальных и геодинамических обстановок осадконакопления по содержанию химических элементов автор проводил опираясь на методику, разработанную Е.Ф. Летниковой, в основу которой положена большая аналитическая база данных по карбонатным комплексам в пределах Сибирской платформы. Данная методика основана на корреляции редких и рассеянных элементов в карбонатных отложениях, которые можно условно разделить на две группы.

1. Типоморфные элементы (Ti, Zr, Mn, Sr, Ba), по которым можно выяснить физико-химические особенности обстановок осадконакопления.
2. Элементы примеси (Co, Ni, V, Cr, Sc, Cu, Pb, Zn, Be, Y, U и др.), способность их к осаждению дает представление о петрогенетическом характере питающих провинций, участвовавших в формировании карбонатных толщ.

В работе был исследован характер распределения ряда типоморфных элементов (Ti, Mn, Sr, Zr, Ba) для карбонатных отложений, а также поведение редких и редкоземельных элементов (по методике Е.Ф. Летниковой, 2002, 2005).

Содержания Ti, Zr и Mn в породах усть-кутского горизонта чаще всего ниже кларка (табл. 6.1, рис. 6.4). Небольшое содержание Ti и Zr в осадке может указывать на формирование этих отложений на значительном удалении от суши в бассейне с пассивным тектоническим режимом (Летникова, 2011, Хераскова, 1996). Изучая данные по распределению марганца в шугорском разрезе Гердкырты (Кетрис, Грешных, 1972), Юдович Я.Э. (1981) пришел к выводу, что доломиты бедные марганцем – это вторичные доломиты, седиментационно-диагенетические.

Содержания Sr варьирует от 110 до 930 г/т. Автором установлено, что вышекларковые значения отмечаются в отложениях литогенетических типов Б (микритовые доломиты) и В (доломит-ангидритовые породы). Здесь высокие содержания стронция, связанные с эвапоритовым процессом и могут

соответствовать пограничным зонам между карбонатными и сульфатными толщами (Юдович, 1981).

Значения ниже кларка отмечаются в отложениях литогенетического типа А (зернистые доломиты). Это, возможно, связано с тем, что зернистые доломиты образовались в условиях повышенной гидродинамической активности вод, при которых стронций мог выноситься (Юдович, 1981, Летникова, 2005).

Повышенные концентрации Ва могут быть связаны с наличием глинистого материала в некарбонатной составляющей породы, где данный элемент мог осаждаться (Летникова, 2011, 2005, 2002). А также накопление Ва может быть связано с началом эвапоритового процесса (Юдович, 1981).

В карбонатных отложениях усть-кутского горизонта основные типоморфные элементы имеют схожее распределение с субплатформенными отложениями древних континентальных блоков и микроконтинентов, которые отлагались в мелководных обстановках. Согласно Е.Ф. Летниковой, область значений усть-кутского горизонта попадает на мелководные типы (Летникова, 2005).

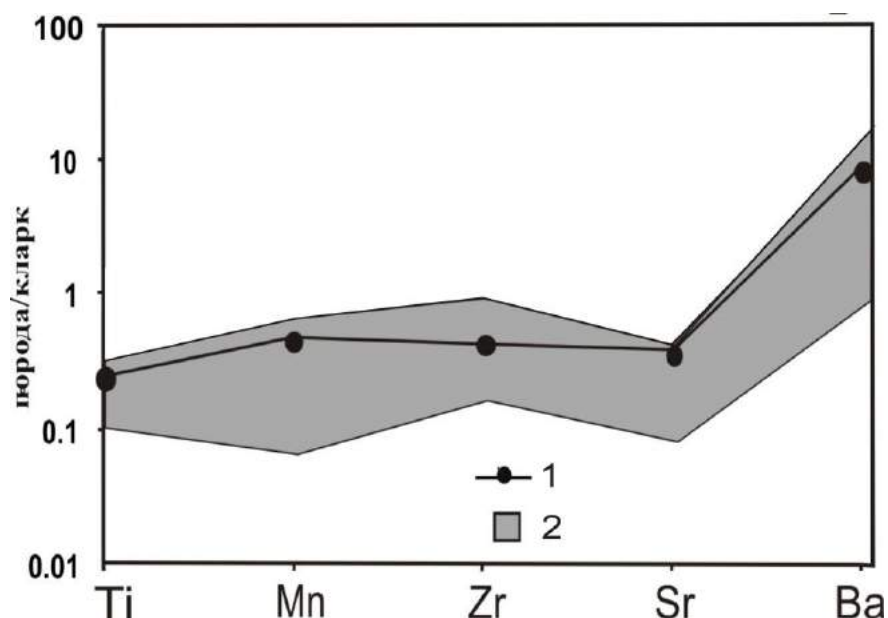


Рис. 6.4. Распределение типоморфных элементов, нормированных к кларку карбонатных пород по А.А. Беусу (Перельман, 1989): 1 – карбонатные отложения усть-кутского горизонта, 2 – мелководные литолого-геохимические типы (Летникова, 2005).

Для элементов-примесей отложений усть-кутского горизонта характерны вышекларковые концентрации Cr, Ni, Co, Cu, Be (рис. 6.5). Как предполагает Е.Г. Гурвич, высокие содержания элементов-примесей (Cr, Ni, Cu, Co) свидетельствуют о близости источников сноса основного состава (Губина, 2012), а высокие концентрации Be указывают на кислый состав источника сноса (Летникова, 2011, 2005, 2002).

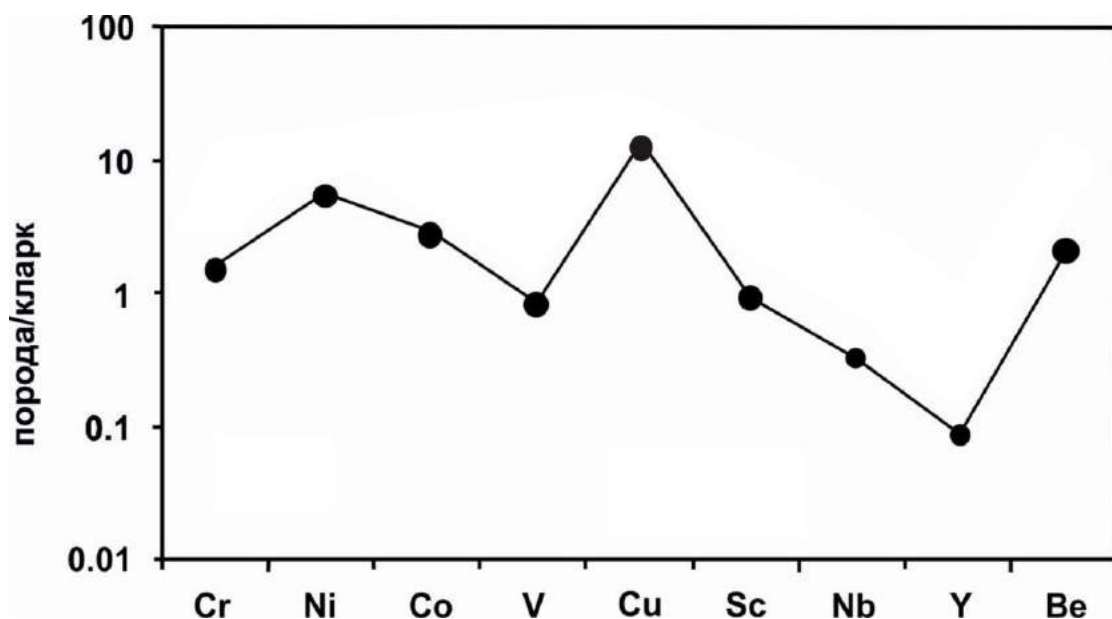


Рис. 6.5. Распределение элементов-примесей в карбонатных отложениях усть-кутского горизонта, нормированных к кларку карбонатных пород по А.А. Беусу (Перельман, 1989).

Для разграничения состава областей питания весьма эффективными считаются диаграммы Th-Hf-Co и La-Th-Sc (Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989; Jahn, Condie, 1995; McLennan, Hemming, 1992, Маслов, 2005) (рис. 6.6, 6.7). Тяготение фигуративных точек составов карбонатных пород усть-кутского горизонта к вершине La (рис. 6.6) указывает на преобладание кислых магматических пород в области сноса. Тогда как расположение точек у вершины Co (рис. 6.7), напротив, свидетельствует о преобладании в областях сноса размыва пород основного состава (Маслов, 2005).

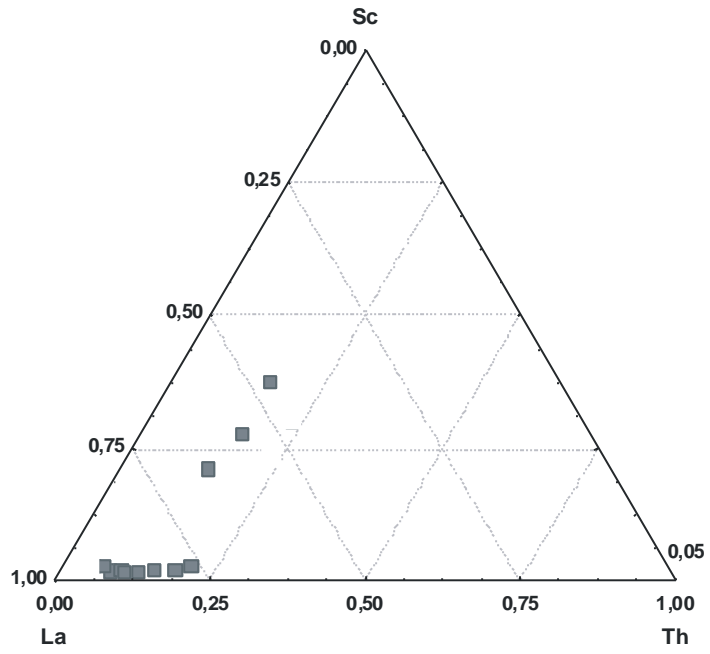


Рис. 6.6. Тройная диаграмма La-Th-Sc.

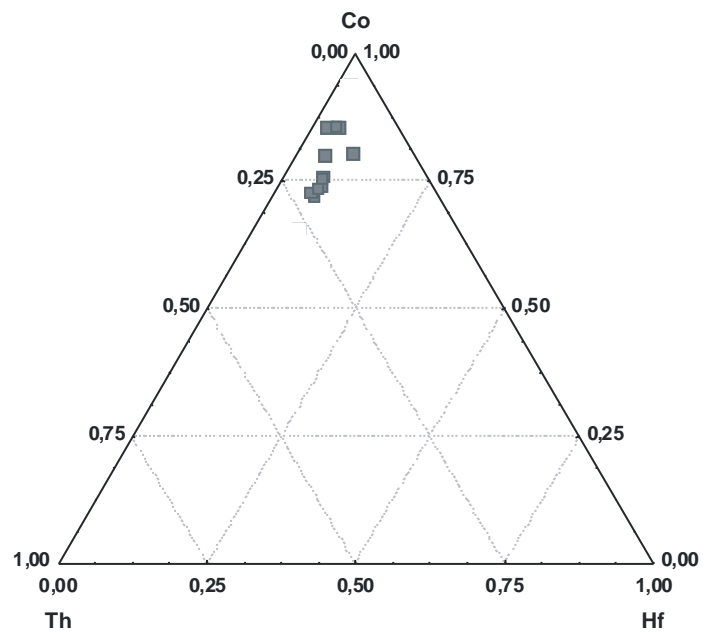


Рис. 6.7. Тройная диаграмма Th-Hf-Co.

По содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) можно судить о геодинамической обстановке осадконакопления.

Распределения редкоземельных элементов в исследуемых горизонтах представляют собой пологонаклонные кривые с небольшим обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 6.8). Отложения континентального шельфа и задуговых бассейнов южного обрамления Сибирской платформы, а также карбонатные отложения Русской и Китайской платформ имеют подобные распределения редкоземельных элементов (Летникова, 2011, 2005, 2002).

Для реконструкции условий седиментогенеза карбонатных пород можно использовать отношение легких редкоземельных элементов (LREE) к тяжелым (HREE) (рис. 6.9). Доля LREE возрастает при увеличении доли обломочного материала, а при ее уменьшении общее содержание РЗЭ падает и возрастает доля HREE (Летникова, 2011, 2005, 2002). Так, отношение LREE/HREE в карбонатных отложениях усть-кутского горизонта изменяется в достаточно широком диапазоне (от 4 и более) и соответствует пассивной континентальной окраине.

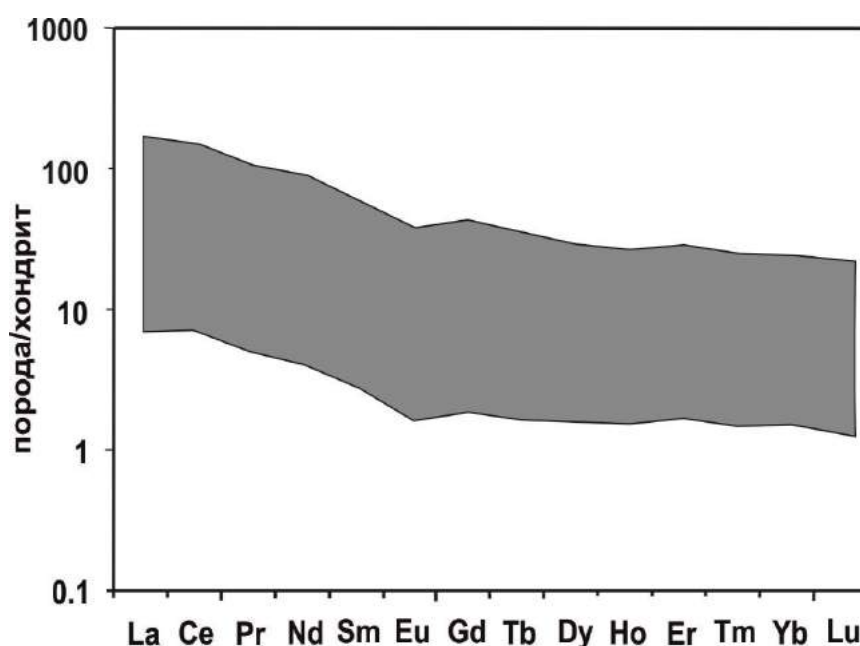


Рис. 6.8. Распределение редкоземельных элементов карбонатных отложений усть-кутского горизонта, нормированных к хондриту (Boynnton, 1984).

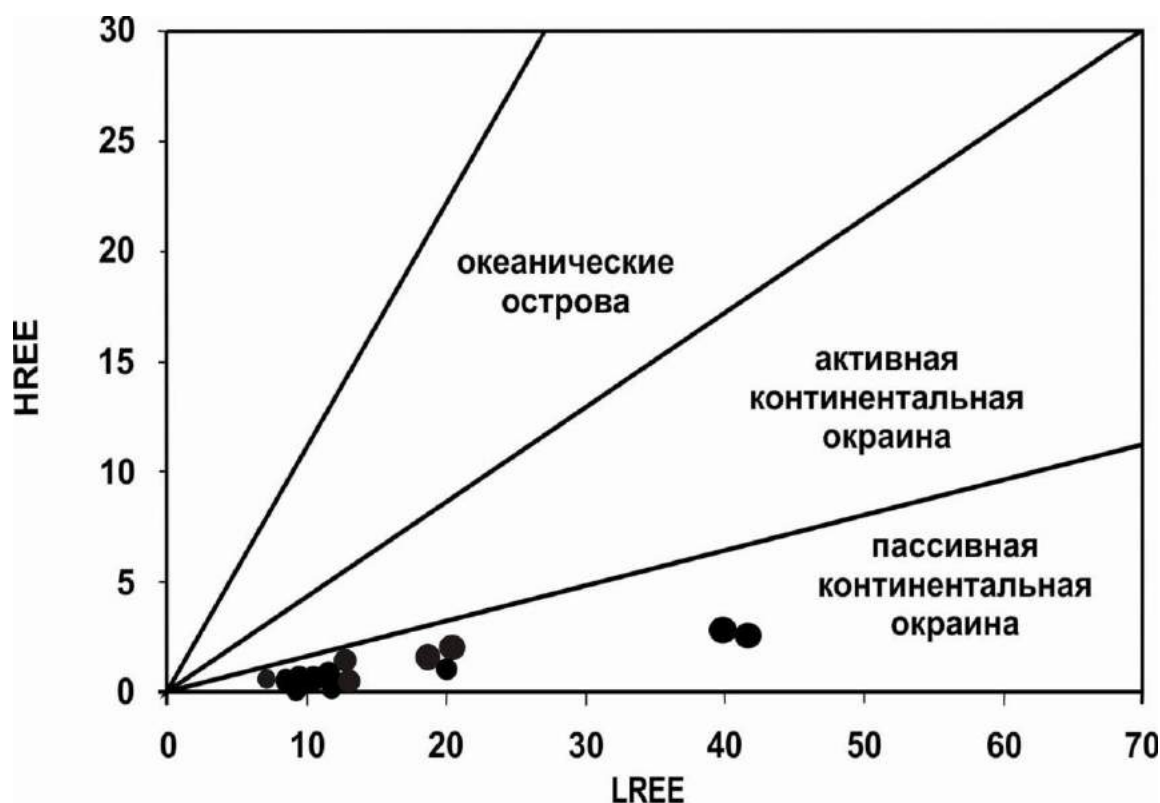


Рис. 6.9. Соотношение легких и тяжелых редкоземельных элементов в породах усть-кутского горизонта: LREE – легкие редкоземельные элементы (La+Ce+Pr+Nd+Sm), HREE – тяжелые редкоземельные элементы (Gd+Tb+Yb+Lu) (Летникова, 2003).

6.1.1. Климат, соленость

Одним из индикаторов палеоклимата является отношение $\sum Ce / \sum Y$ (отношение цериевых к иттриевым редкоземельным элементам) (Балашов, 1976; Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011). В породах усть-кутского горизонта величина индекса варьирует от 2 до 4 (среднее 3) (рис. 6.10), что соответствует семиаридному климату (Юдович, Кетрис, 2011). Например, отношение $\sum Ce / \sum Y$ прибрежно-морских карбонатных пород среднего палеогена Русской платформы, образованных в условиях аридного климата равно 3.1 (Балашов, 1976).

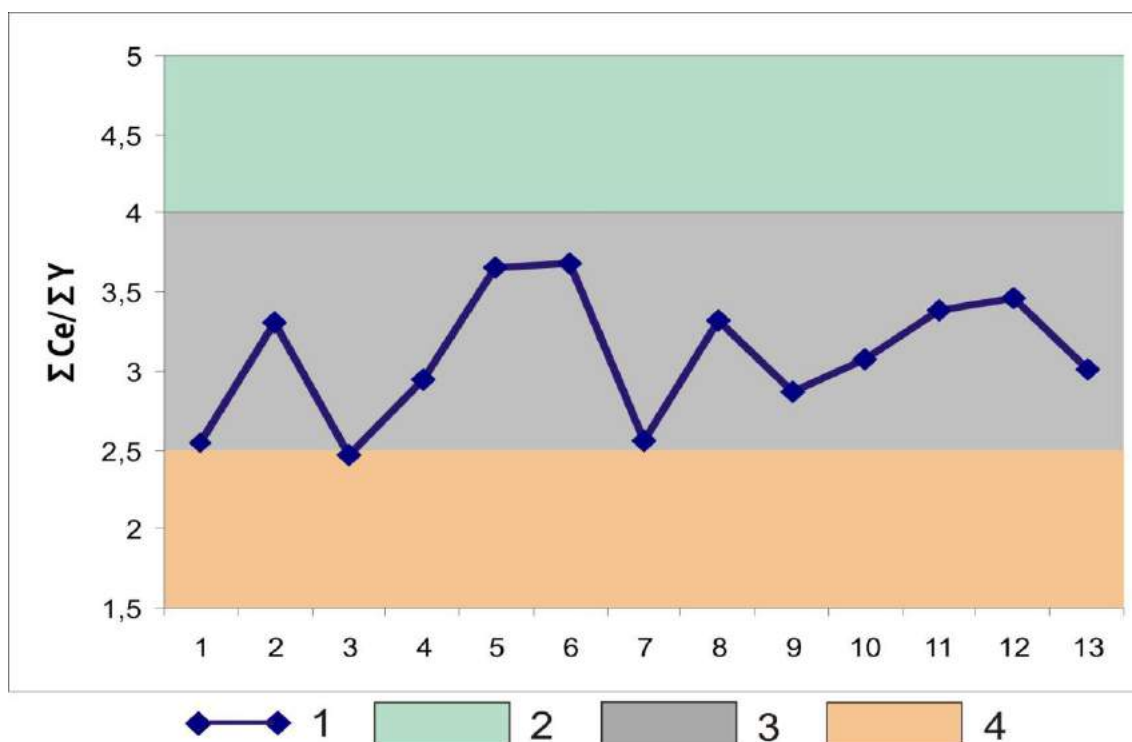


Рис. 6.10. Отношение $\Sigma Ce / \Sigma Y$ как индикатор палеоклимата. 1 – отложения усть-кутского горизонта; 2 – гумидный климат; 3 – семигумидный/семиаридный; 4 – аридный климат (Юдович, Кетрис, 2011).

По отношению Sr/Ba в осадках одного возраста можно проследить переход от пресноводных отложений к морским (Катченков, 1959; Валиев, Усманов, 1971; Диденко, Низамутдинов, 1982; Юрьев, Калугин, 1983; Маслов, 2005). В первых величина отношений Sr/Ba составляет менее 1, во вторых – более 1. Это отношение можно использовать как показатель аридности (Мартынов, Надененко, 1980).

Для большей части образцов усть-кутского горизонта отношение Sr/Ba значительно больше единицы, что соответствует морским условиям осадконакопления (рис. 6.11).

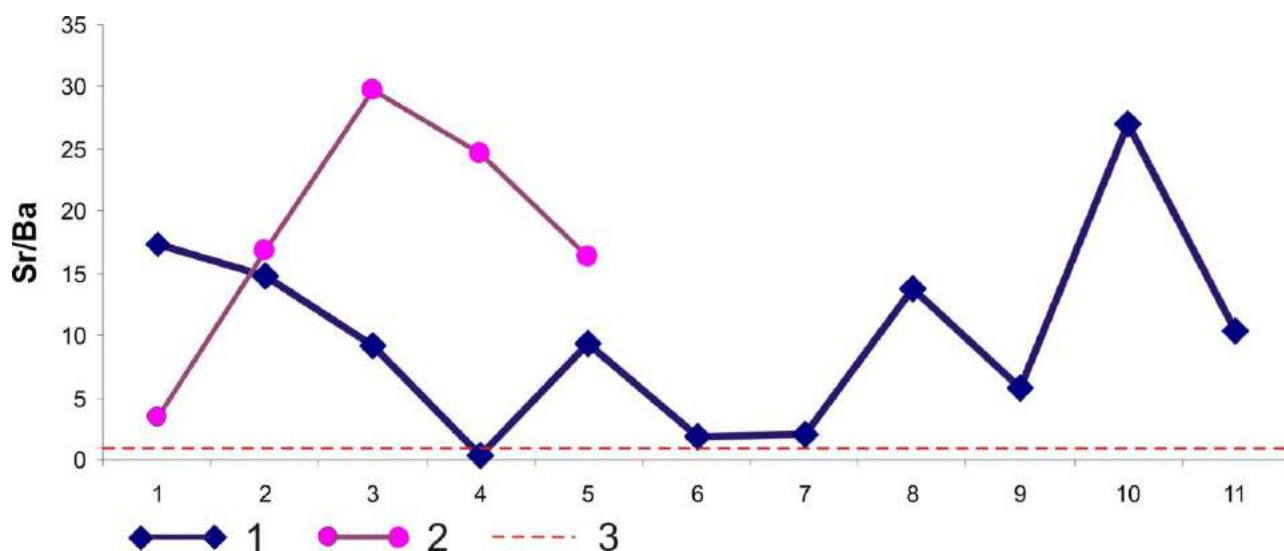


Рис. 6.11. Отношение Sr/Ba как показатель солености. 1 – отложения усть-кутского горизонта; 2 – отложения соленого цехштейнового бассейна Литвы (по данным В.Б. Кадунас); 3 – граница соленосных и пресноводных обстановок.

6.1.2. Окислительно-восстановительные условия

Как отмечено в работе Маслова А.В. и др. (2003) для докембрийских отложений, измененных вторичными процессами, использование различных методов для реконструкции окислительно-восстановительных обстановок затруднительно. Поэтому вывод автором был сделан в результате сравнения подсчитанных значений геохимических индексов усть-кутского горизонта с данными Ю.О. Гаврилова и др. (2002), А.В. Маслова и др. (2003).

В работах Jones, Manning, 1994, Холодов, Недумов, 1991; Эрнст, 1976; Hatch, Leventhal, 1992 предложены геохимические показатели окислительно-восстановительных условий и дана подробная интерпретация их значений. А.В. Маслов и др. (2003) выделили среди всех предложенных геохимических показателей наиболее информативные для отложений рифейских и вендских отложений западного склона Среднего Урала (V/Cr , Mn/Mo , $V/(V+Ni)$, Ni/Co). Ими сделан вывод, что в рифейском бассейне аноксичных обстановок не существовало, а вендские отложения сформированы в условиях ограниченного доступа кислорода.

Ю.О. Гаврилов и др. (2002), изучая битуминозные нижнеаптские терригенные отложения центральных районов Русской плиты, выделил два типа

разреза. Первый из них представлен, по-видимому, отложениями бескислородных обстановок. Отложения второго типа были сформированы в окислительных условиях.

Для оценки окислительно-восстановительных условий усть-кутского горизонта автором были использованы наиболее информативные геохимические индексы, выявленные Масловым А.В. и др. (2003) (табл. 6.3, рис. 6.12).

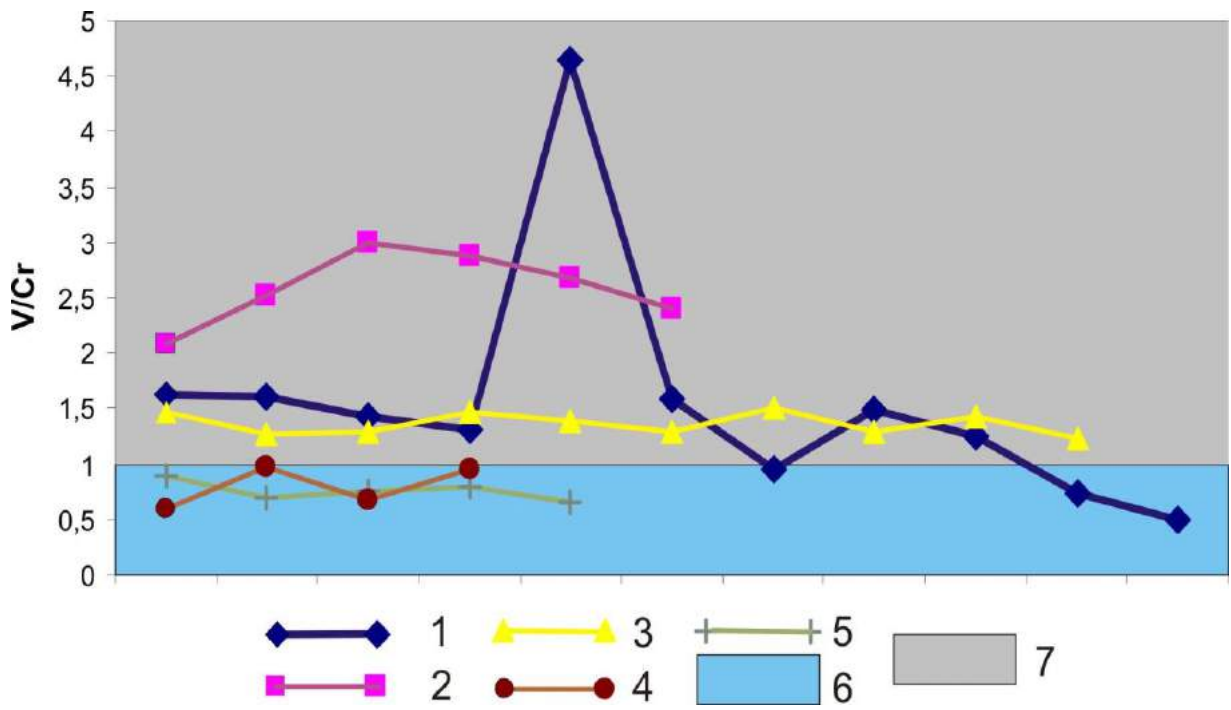
Рассчитанные геохимические индексы

Таблица 6.3.

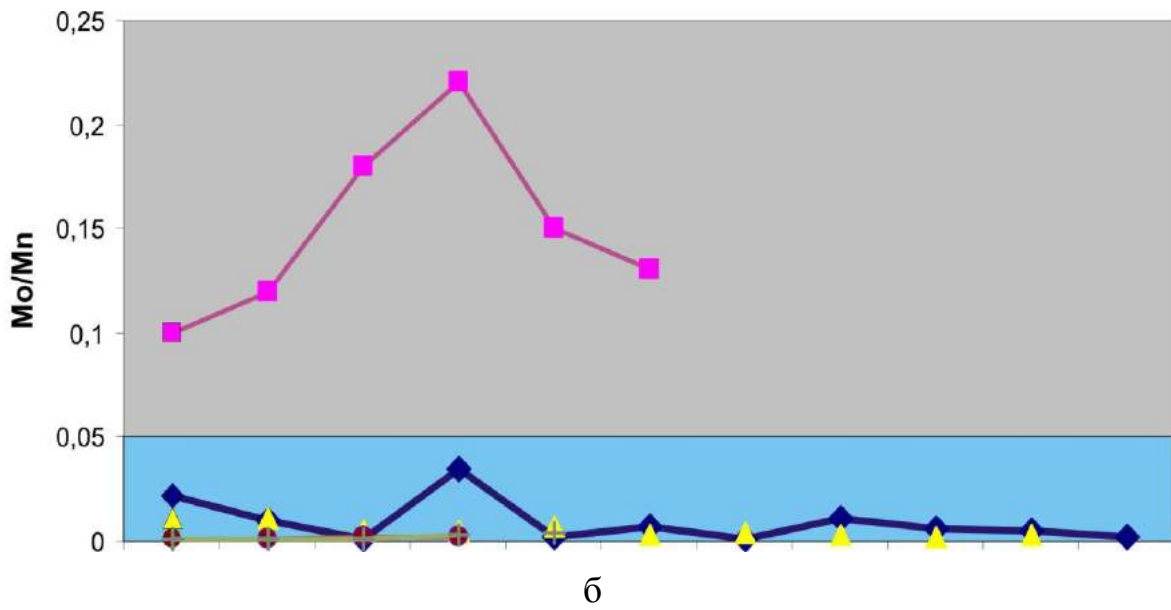
		Mn (г/г)	V/Cr	Mo/Mn	V/(V+Ni)	Ni/Co
Отложения усть-кутского горизонта	1	104,91	1,63	0,02128	0,65	2,89
	2	131,26	1,62	0,009678	0,59	3,93
	3	1354,72	1,43	0,000598	0,69	3,58
	5	152,73	1,31	0,034507	0,43	6,84
	6	307,68	4,65	0,001988	0,74	5,24
	7	249,09	1,59	0,007027	0,71	2,64
	8	209,24	0,94	0,001444	0,58	4,04
	9	97,93	1,48	0,01052	0,64	2,30
	10	157,82	1,24	0,005678	0,53	4,97
	11	135,01	0,73	0,005229	0,44	6,64
	12	279,70	0,49	0,001547	0,43	5,68
	Нижнеаптские отложения центральных районов Русской плиты (Гаврилов и др, 2002)	первый тип разреза	500,00	2,08	0,1	0,76
700,00			2,52	0,12	0,77	2,51
560,00			3,00	0,18	0,80	2,45
600,00			2,88	0,22	0,80	3,60
420,00			2,67	0,15	0,80	2,22
350,00			2,40	0,13	0,77	2,09

Нижнеаптские отложения центральных районов Русской плиты (Гаврилов и др, 2002)		второй тип разреза	100,00	1,47	0,011	0,80	3,60
			140,00	1,26	0,0107	0,78	3,90
			160,00	1,28	0,005	0,76	3,46
			170,00	1,47	0,0047	0,78	3,08
			110,00	1,38	0,0073	0,78	3,50
			180,00	1,29	0,0033	0,76	3,50
			180,00	1,50	0,0044	0,74	4,30
			270,00	1,28	0,0033	0,72	4,00
			350,00	1,42	0,0023	0,75	2,30
			240,00	1,23	0,0033	0,74	2,59
Отложения западного склона южного Урала (Маслов и др., 2003)	Средний рифей	msh ₃	261,35	0,89	0,0012	0,63	2,73
		zk	661,06	0,70	0,0005	0,74	2,73
		av ₁	197,42	0,76	0,0006	0,65	3,85
		av ₂	94,95	0,80	0,0033	0,72	3,83
		av ₄	32,42	0,65	0,0037	0,63	3,36
	Нижний венд	V _{1tn}	544,81	0,60	0,0011	0,61	4,30
		V _{1gr}	340,81	0,97	0,001	0,64	4,44
		V _{1kv}	156,71	0,67	0,0021	0,62	3,33
		V _{1bt}	74,82	0,96	0,00158	0,79	5,73

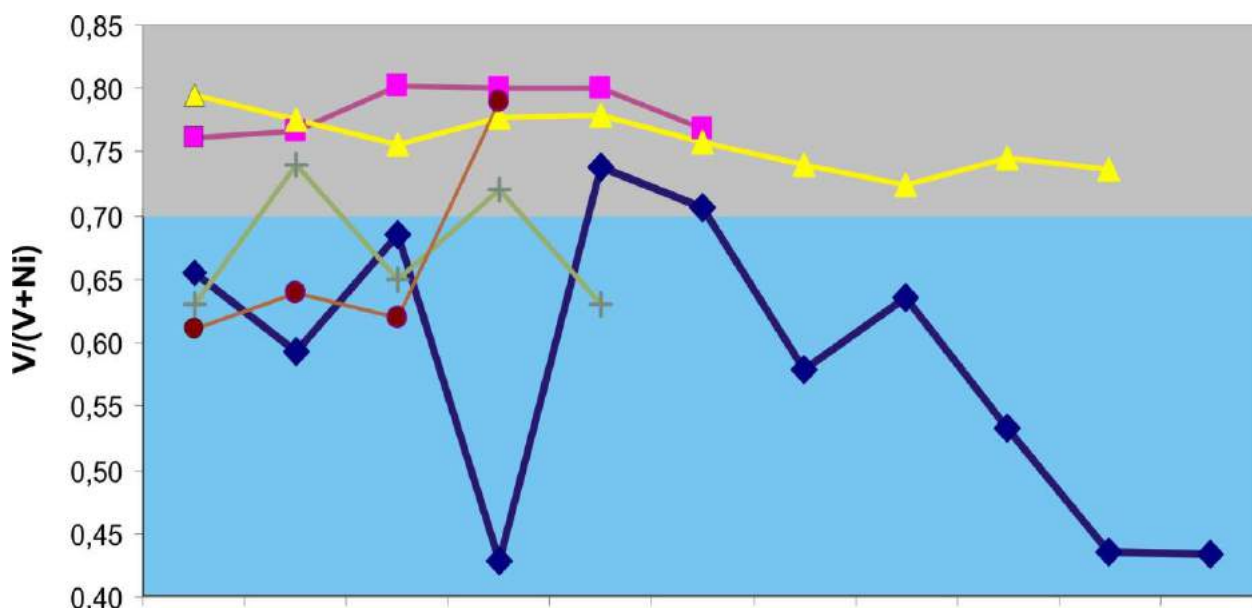
Примечание msh₃ - быковская подсвита машакской свиты; zk - зигазино-комаровская свита; авзянская свита (av₁ - катаскинская подсвита; av₂ - малоинзерская подсвита; av₄ - куткурская подсвита); V_{1tn} – танинская свита; V_{1gr} – гаревская; V_{1kv} – койвинская свита; V_{1bt} – бутонская свита.



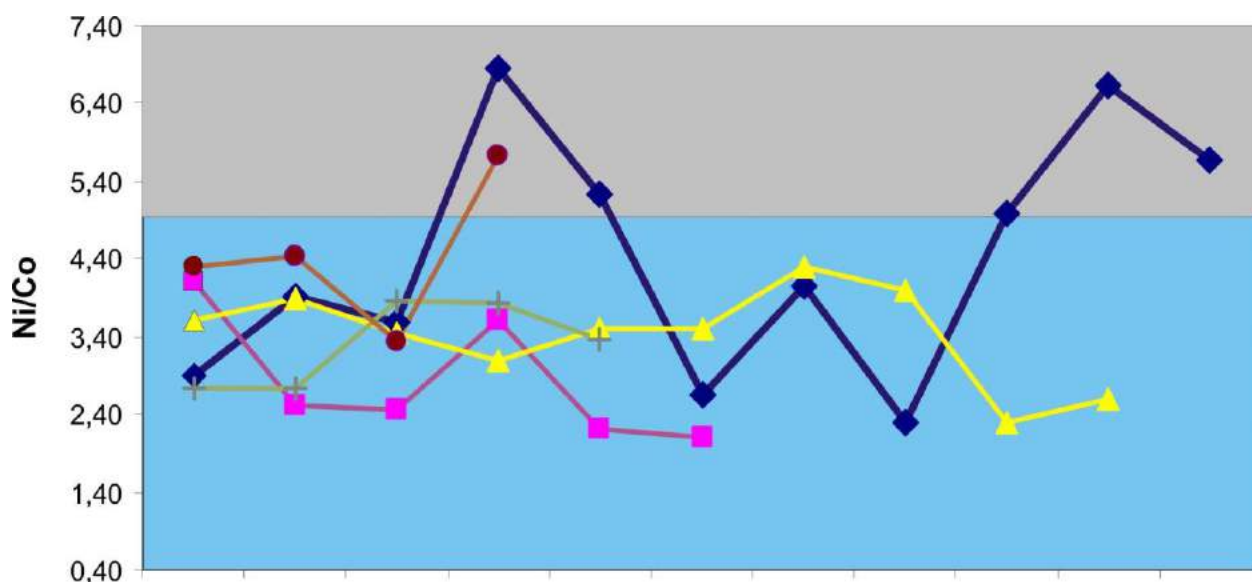
a



б



В



Г

Рис. 6.12 (а, б, в, г). Основные геохимические отношения, характеризующие окислительно-восстановительные условия.

Примечание: условные обозначения для всех графиков приведены на рис. 6.12а.

1 – Отложения усть-кутского горизонта; 2 – Нижнеаптские отложения битуминозных сланцев (первый тип разреза) центральных районов Русской плиты; 3 – Нижнеаптские небитуминозные глинистые породы (второй тип разреза) центральных районов Русской плиты; 4 – Отложения нижнего венда западного склона Среднего Урала; 5 – Отложения среднего рифея западного склона Среднего Урала; 6 – зона хорошо аэрируемого бассейна – окислительные условия; 7 – бескислородная зона – восстановительные условия (Jones, Manning, 1994; Холодов, Недумов, 1991; Эрнст, 1976; Hatch, Leventhal, 1992).

В таблице 6.3 и на рис. 6.12 показано преобладание величин индексов, которые соответствуют обстановкам хорошо аэрируемого, обогащаемого кислородом бассейна. Но также нельзя исключать присутствие умеренно бескислородных обстановок. Чаще всего пробы, попадающие на графике в бескислородную зону представлены глинистыми доломитами и глинисто-карбонатно-сульфатными отложениями (литогенетический тип Б и В). Показатель $V/Сг$ фиксирует преобладание бескислородных условий (рис. 6.12а), но в нефтенасыщенных породах он может быть неинформативным для оценки окислительно-восстановительных условий (Эрнст, 1976).

Таким образом, выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

Распределение элементов-примесей в отложениях усть-кутского горизонта указывает на основной и кислый состав источника сноса. Отношение легких и тяжелых редкоземельных элементов пород свидетельствуют о том, что доломиты образовались в условиях пассивной континентальной окраины. Климат в усть-кутское время был преимущественно аридный. Отложения формировались в мелководно-морских условиях в хорошо аэрируемом бассейне.

На основании проведенных исследований определены геохимические критерии, которые помогают определять вертикальные и латеральные границы формирования пород-коллекторов усть-кутского горизонта, определять состав и удаленность источников сноса терригенного материала, устанавливать палеотектонические и палеоклиматические условия осадконакопления. Это позволяет использовать геохимические критерии в комплексе с литолого-фациальными в качестве прогнозных для определения зон перспективных карбонатных коллекторов в отложениях усть-кутского горизонта.

Глава 7. Критерии локального прогноза пород-коллекторов в карбонатных отложениях усть-кутского горизонта.

Выполненные исследования позволили выделить группы критериев, которые в различных сочетаниях целесообразно применять при выполнении поисково-оценочных и разведочно-эксплуатационных работ:

Фациальные. Фациальные критерии определяются путем выполнения литолого-фациального анализа. Формирование отложений в мелководно-морских условиях при высокой гидродинамической активности среды под влиянием приливно-отливных течений с образованием баровых систем и строматолитовых построек является благоприятным критерием формирования коллекторов. Неблагоприятным фактором является формирование отложений в спокойном режиме, что способствует накоплению глинистого материала и понижает коллекторские свойства.

Геохимические. Использование геохимических показателей для уточнения условий формирования пород-коллекторов.

1. Ва-Mn фациальная природа карбонатных образований: первичные седиментационно-диагенетические доломиты;

2. Небольшое количество Ti и Zr: формирование отложений на значительном удалении от суши в бассейне с пассивным тектоническим режимом;

3. Значения Sr ниже кларка: зернистые доломиты образовались в условиях повышенной гидродинамической активности вод, при которых Sr мог выноситься;

4. Распределение типоморфных элементов (Ti, Mn, Zr, Sr, Ba): формирование отложений в мелководных обстановках;

5. Содержание элементов-примесей (Cr, Ni, Co, Cu, Be): близость источника сноса основного и кислого состава;

6. Соотношения Th-Hf-Co и La-Th-Sc: области сноса - кислые магматические породы и породы основного состава;

7. Отношение LREE/HREE: соответствует пассивной континентальной окраине;

8. Отношение $\sum Ce/\sum Y$ (отношение цериевых к иттриевым редкоземельным элементам): соответствует семиаридному климату;

9. Отношение Sr/Ba: морские условия осадконакопления, соленый бассейн;

10. Показатели окислительно-восстановительных условий V/Cr, Mn/Mo, V/(V+Ni), Ni/Co): хорошо аэрируемый, обогащенный кислородом бассейн.

Литологические. Литологические критерии выявлены с помощью макро и микроскопического изучения керн. Минералогический состав пород установлен рентгенофазовым и петрографическим анализом. Благоприятными структурно-текстурными особенностями обладают доломиты зернистые и доломиты полностью перекристаллизованные с повышенной пористостью относительно других пород. Зернистые доломиты, с невысоким содержанием микритового материала, образуют баровые тела, их первичная структура благоприятна для формирования коллектора.

Микроструктурные критерии определены по результатам петрографического анализа и растровой электронной микроскопии. Строение пустотного пространства пород-коллекторов сложное, неоднородное с преобладанием пустот, образованных в результате постседиментационных процессов. Так, широкое распространение в породах имеют каверны и поры выщелачивания. В зернистых доломитах их количество достигает 10-25 % от объема пород. Однако эти пустоты часто заполнены солями. В породах-коллекторах распространены поры перекристаллизации и остаточные седиментационные поры. В породах полностью перекристаллизованных, которые также как и зернистые доломиты отличаются повышенными ФЕС, поры перекристаллизации слагают основной объем пустотного пространства. Таким образом, определены благоприятные микроструктурные особенности пород-коллекторов, к которым относятся первичная и вторичная пористость (поры перекристаллизации, выщелачивания, унаследованная седиментационная) и сообщаемость пор и каверн. Невысокие показатели проницаемости нефтеносных

пород-коллекторов свидетельствуют о наличии изолированных и запечатанных пор и каверн, что относится к неблагоприятным критериям.

Постседиментационные процессы внесли значительные изменения в структуру пустотного пространства коллекторов. Особенности влияния этих процессов изучались в ходе макро- и микроописания керна и петрографического анализа шлифов. Проведенная оценка влияния постседиментационных процессов на пористость и проницаемость пород показала, что улучшению коллекторских свойств способствовали перекристаллизация и выщелачивание. Отрицательно повлияли на коллекторские свойства пород процессы, связанные с новообразованием минералов – сульфатизация, галитизация (засолонение), окремнение.

Применение метода количественной оценки в шлифах пор и каверн, содержания в них ангидрита и галита. Для определения положительной или отрицательной связи перечисленных параметров с коэффициентами пористости и проницаемости использовались ранговые коэффициенты корреляции, которые позволили оценить влияние некоторых вторичных процессов на общую емкость пород. Положительные ранговые коэффициенты корреляции указывают на прямую пропорциональную зависимость параметров, отрицательные на обратную.

Влияние пор перекристаллизации на ФЕС положительное (таблица 5.2). В зернистых породах хорошо проявлена неравномерная перекристаллизация форменных элементов и межзернового пространства. В микритовых доломитах, с неблагоприятной первичной структурой, равномерно-распределенные поры перекристаллизации в кристаллической массе обеспечивают этим породам хорошую пористость.

Влияние открытых каверн на ФЕС положительное. Значительный объем каверн в зернистых доломитах превышает межкристаллическую пористость. Каверны часто являются унаследованными от седиментационных пустот, а также развиваются внутри зерен форменных элементов и пустот перекристаллизации. Кавернообразование – является в доломитах усть-кутского горизонта одним из

основных положительных процессов для формирования коллектора высокой емкости. Однако емкость коллектора частично утрачена из-за «запечатывания» каверн минеральными новообразованиями галитом и ангидритом.

Влияние залеченных каверн на ФЕС отрицательное. Большая часть каверн подверглась запечатыванию, что отрицательно влияет на емкость коллектора.

Влияние ангидрита на ФЕС отрицательное. Сульфатная минерализация, как правило, приводит к ухудшению пористости, но в некоторых случаях благодаря частичному заполнению пор и каверн, открытая пористость сохраняется

Влияние галита на ФЕС отрицательное. Засолонение распространено повсеместно и во многом определило ухудшение свойств пород-коллекторов усть-кутского горизонта.

Петрофизические параметры использовались для характеристики пород-коллекторов. Исследования коэффициентов проницаемости и пористости по гелию проводили на установке AP-608 Core test systems. Расчет средних значений ФЕС для каждого литогенетического типа показал, что наиболее высокой пористостью и проницаемостью, относительно других типов пород помимо зернистых доломитов обладают доломиты полностью перекристаллизованные, в которых не сохранилась первичная структура. Низкие показатели фильтрационно-емкостных свойств главным образом связаны с засолонением. Так, после отмыва образцов пород от солей, установлено существенное улучшение коллекторских свойств в 2-3 раза. Благоприятным фактором можно считать прямую зависимость интенсивности нефтенасыщения от фильтрационно-емкостных свойств. Интервалы с повышенной пористостью и проницаемостью чаще всего сложены зернистым доломитом и сопровождаются сильным нефтенасыщением и высоким содержанием битумоидов. Неоднородное распределение ФЕС внутри каждого литогенетического типа является неблагоприятным (таблица 7.1).

Таблица 7.1.

Критерии локального прогноза пород-коллекторов в карбонатных отложениях усть-кутского горизонта

Критерии		Благоприятные	Неблагоприятные
Фациальные и геохимические		<ul style="list-style-type: none"> • мелководно-морские условия, соленый бассейн Sr/Ba (>1); • высокая гидродинамическая активность среды, Sr (<610 г/т) - ниже кларка; • влияние приливно-отливных течений с образованием баровых систем и строматолитовых построек; • теплый, семиаридный климат $\sum Ce / \sum Y$ (от 2 до 4); • пассивная континентальная окраина, LREE/HREE (от 4 и более); • хорошо аэрируемый, обогащенный кислородом бассейн V/Cr (0-1), Mn/Mo (0,00-0,05), V/(V+Ni) (<0,70), Ni/Co (2,30-4,80). 	<ul style="list-style-type: none"> • низкая гидродинамическая активность среды; • большое количество микритового и глинистого материала. • бескислородная зона, восстановительные условия V/Cr (>1), Mn/Mo (>0,05), V/(V+Ni) (>0,70), Ni/Co (>4,80).
Литологические	Состав	<ul style="list-style-type: none"> • зернистые доломиты; • доломиты перекристаллизованные. 	<ul style="list-style-type: none"> • доломиты микритовые, глинистые; • доломит-ангидритовые породы.
	Микроструктура	<ul style="list-style-type: none"> • перекристаллизация форменных элементов, межзернового пространства равномерная перекристаллизация; • открытая пористость, унаследованная седиментационная пористость, кавернообразование; • сообщаемые поры и каверны. 	<ul style="list-style-type: none"> • изолированные поры; • сульфатная минерализация, засоление, запечатывание пор и каверн.
	Постседиментационные процессы	<ul style="list-style-type: none"> • доломитизация; перекристаллизация; • выщелачивание. 	<ul style="list-style-type: none"> • сульфатизация; • галитизация (засоление); окремнение.
	Петрофизика	<ul style="list-style-type: none"> • интервалы с повышенной пористостью и проницаемостью сложены зернистым доломитом и сопровождаются сильным нефтенасыщением; • устойчивая прямая зависимость между фильтрационно-емкостными свойствами и интенсивностью нефтенасыщения. 	<ul style="list-style-type: none"> • неоднородное распределение ФЕС внутри каждого литогенетического типа.

Установленные выше особенности карбонатных коллекторов можно объединить и использовать в качестве комплекса прогнозных критериев вероятного размещения пород с улучшенными коллекторскими свойствами в карбонатных отложениях усть-кутского горизонта. Участки наиболее вероятного размещения пород с улучшенными коллекторскими свойствами могут рассматриваться как зоны, перспективные для выявления залежей нефти, определяя наиболее эффективное направление поисково-оценочных и разведочно-эксплуатационных работ как на хорошо изученных бурением территориях, так и за их пределами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По теме диссертации получены следующие результаты:

1. На основе микро- и макроскопического изучения керна составлена общая характеристика разреза, проведена литогенетическая типизация пород усть-кутского горизонта и составлена схема-модель их формирования. Рассмотрено распределение литогенетических типов по разрезам скважин и частота встречаемости их в шлифах.

2. Дана характеристика литогенетических типов как пород-коллекторов. Изучены их фильтрационно-емкостные свойства и структура пустотного пространства. Прослежены изменения коллекторских свойств пород по разрезам скважин и приведено сравнение верхнего и нижнего пластов горизонта. Подтверждено существенное влияние первичных структурных особенностей пород-коллекторов на характер порового пространства. Наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами обладают доломиты зернистые (тип А) и доломиты полностью перекристаллизованные (типы А₄ и Б₂).

3. Детально изучены постседиментационные процессы, их распространение по разрезу в целом и внутри литогенетических типов пород. Значительное влияние вторичных процессов на фильтрационно-емкостные свойства пород подтверждено выполненным анализом коэффициентов корреляции между открытыми и закрытыми порами и кавернами и коэффициентами пористости и проницаемости.

4. Люминесцентно-микроскопическим анализом установлен состав и распределение битумоидов в литогенетических типах, выявлена связь нефтенасыщения с коллекторскими свойствами пород и вторичными изменениями, что позволило сделать вывод о перспективности коллекторов.

5. На основании рассчитанных автором геохимических коэффициентов реконструированы глубина области осадконакопления, состав источников сноса,

соленость, климат, окислительно-восстановительные условия образования отложений усть-кутского горизонта.

6. Разработан комплекс критериев для локального прогноза карбонатных коллекторов, который поможет выявить перспективные участки размещения пород с улучшенными коллекторскими свойствами и определить наиболее эффективное направление поисково-оценочных и разведочно-эксплуатационных работ.

7. Результаты диссертационной работы вошли в научные и производственные отчеты и могут использоваться как рекомендации для поисковых работ на углеводородное сырье.

Литература

1. Архангельский А.Д. Где и как искать нефтеносные провинции СССР // Нефтяное хозяйство, 1929, т.6, № 6. - с. 791-796.
2. Багринцева К.И. Карбонатные породы коллекторы нефти и газа. - М.: Недра.-1977. - 231 с.
3. Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра - 1982. - 256 с.
4. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. - М.: РГГУ, 1999. -285 с.
5. Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. / Под ред. К.И. Багринцевой. – М., 2003. - 264 с.
6. Баженова Т.К. Масштабы и время нефтегазообразования в верхнепротерозойских материнских формациях Сибирской платформы // Материалы Всероссийской научной конференции «Успехи органической геохимии». – Новосибирск, 2010. - С.27-30.
7. Баженова Т.К., Дахнова М.В., Можегова С.В. Верхний протерозой Сибирской платформы основной источник нефтегазоносности ее домезозойского мегабассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2011. - Т.6. - № 2.
8. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. / Балашов Ю.А. - М.:Наука, 1976. - 278 с.
9. Богородская Л.И., Ларичев А.И., Стасова О.Ф., Соболев П.Н., Фомичев А.С., Дыхан С.В., Матвиенко Н.И., Голышев С.И., Падалко Н.Л., Столбов Ю.М. Проблемы геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири // Разведка и охрана недр. 2007. - № 8. - С. 34-38.
10. Бурова И.А. Усть-кутский горизонт Верхневиллючанской площади и влияние вторичных процессов на пористость карбонатов. // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. - Л.-ВНИГРИ.- 1985,- С. 108-114.
11. Бурова И.А. Литогенез карбонатных пород усть-кутского горизонта нижнего кембрия северо-восточной части Непско-Ботубинской антеклизы (юго-запад Якутии). // Особенности литогенеза нефтегазоносных отложений.- Л.-ВНИГРИ.- 1987.- С.70-77.
12. Бурова И.А. Закономерности распределения и прогноз коллекторов в венд-кембрийском нефтегазоносном комплексе Непско-Ботубинской антеклизы // Нефтегеологические исследования и вопросы рационального освоения углеводородного потенциала России. – Спб.: Недра, 2009.– С. 190-198.
13. Бурлин Ю.К., Конюхов И.А., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1991.- 286 с.
14. Валиев А.А., Усманов В.А. Изучение солености меловых водоемов Устюрта // Узб. геол. ж.. - 1971. - № 4. - С. 13–16.

15. Вассоевич Н.Б., Высоцкий И.В., Соколов Б.А., Тараненко Е.И. К проблеме нефтегазоносности позднекембрийских отложений // Сов. Геология, 1970.- № 4. - С. 66-79.
16. Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Труды АН СССР. Вып.4, 1967.- С. 209-225.
17. Гаврилов Ю.О., Щепоткин Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербенина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2002.- № 4. - С. 359-380.
18. Геология нефти и газа Сибирской платформы / под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. М., Недра, 1981.- 552 с.
19. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазовых месторождений в древних толщах Восточной Сибири / Под ред. Б.А. Соколова. - М.: Изд-во МГУ, 1989.-192 с.
20. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина) / Г.Г. Шемин; отв. редактор В.А. Каширцев. Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геол. и геофиз. им. А.А. Трофимука. – Издательство СО РАН, 2007.- 467 с.
21. Герасимов В.Н. и др. Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. – М.: Недра, 1975.
22. Губина Е.А. Венд-нижнекембрийский карбонатный нефтегазоносный мегакомплекс Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области. Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2011. - Т.6. - №4. – http://www.ngtp.ru/rub/4/51_2011.pdf
23. Губина Е.А. Перспективные объекты нефтегазопоисков в венд-нижнекембрийских карбонатных отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы. Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2012. - Т.7. - №3. – http://www.ngtp.ru/rub/4/38_2012.pdf
24. Губина Е.А., Алексеев М.И. Нефтегазоносность венд-нижнекембрийских карбонатных отложений центральной части Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области. // Научно-технический и производственный журнал «Нефтяное хозяйство». М: ЗАО «Изд-во «Нефтяное хозяйство», 2013. – С. 40-43.
25. Гурова Т.И. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы / Л.С.Чернова, М.М. Потлова и др.- М.: Недра, 1988. – 254 с.
26. Гущина Н.Е., Потлова М.М., Чернова Л.С. Условия формирования и степень преобразованности карбонатных горизонтов западной части Непско-Ботуобинской антеклизы // Строение и нефтегазоносность карбонатных резервуаров Сибирской платформы.-Сб.науч.тр.-Новосибирск.-СНИИГГиМС.-1991.-С.99-106.
27. Гмид Л.П. Литолого-петрографические исследования карбонатных коллекторов нефти и газа. Тр. ВНИГНИ, 1968, вып. 264. - С. 44-62.
28. Гмид Л.П., Леви С.Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. – Тр. ВНИГРИ, вып. 313. Л., Недра, 1972. - 176 с.

29. Гмид, Л.П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов Электронный ресурс./ Гмид Л.П. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2006. - Т.1.
30. Дахнова М.В., Жеглова Т.П., Можегова С.В., Мялкина Ю.А., Назарова Е.С., Нечитайло Г.С. Роль рифейских и вендских нефтематеринских толщ как поставщиков углеводородов в зоны нефтенакопления на юге Сибирской платформы // Материалы Всероссийской научной конференции «Успехи органической геохимии». – Новосибирск, 2010. - С.129-132.
31. Диденко А.Н., Низамутдинов А.Г. Геохимические индикаторы как показатели палеогеографических условий в мезозойскую эру на территории Ульяновско-Саратовского прогиба // ВИНТИ, 1982. - № 5980-82 Деп. - 7 с.
Дмитриевский А.Н. Литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра. - 1982. - 230 с.
32. Дмитриевский А.Н. Системно-литологические основы прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств горных пород // Системные исследования при прогнозировании нефтегазоносности недр. М.: Недра.- 1986.- С. 161-180.
33. Дмитриевский А.Н., Илюхин Л.Н., Кузнецов В.Г., Постникова О.В. и др. Зоны нефтегазоаккумуляции в карбонатных отложениях Сибирской платформы // М.:Недра.- 1993. - 158с.
34. Жемчугова В.А. Карбонатные комплексы палеозоя Печорского нефтегазоносного бассейна: Строение, условия формирования, прогноз природных резервуаров. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Ухта, 2000. - 367 с.
35. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях.– Л.: Гостоптехиздат., 1959. - (Тр. ВНИГРИ, вып. 143). - 271 с.
36. Кетрис М.П., Грешных Л.В. К геохимии силурийских карбонатных пород западного склона Приполярного Урала. – В кн.: Тезисы пятой Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар, 1972. - С. 171-172.
37. Конторович А.Э., Мельников Н.В., Старосельцев В.С. Нефтегазоносные провинции и области Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1975. - с. 4-21.
38. Конторович А.Э., А.А. Трофимук и др. Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли // Геология и геофизика, 1996. - т. 37, № 8. - С. 6-42.
39. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Тимошина И.Д., Махнева Е.А. Семейства верхнедокембрийских и кембрийских нефтей Сибирской платформы // Докл. РАН. - 2000. - Т.370. - С. 92-95.
40. Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Старосельцев В.С. и др. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2009. - Т.50, № 8 - С. 851-862.
41. Котяхов Ф.И. Физика нефтяных и газовых коллекторов, М., Недра, 1977.

42. Киркинская В.Н., Смахов Е.М. Карбонатные породы – коллекторы нефти и газа. – Л.: Недра, 1981. - 255 с.
43. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений // М.:Недра.-1992.- 240 с.
44. Кузнецов В.Г. Карбонатные породы. Состав, строение, происхождение, методы изучения. Учебное пособие. — М.: РГУ нефти и газа, 1999. - 91 с.
45. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В., Бакина В.В., Горина А.Б., Дмитриевский С.А., Скобелева Н.М., Тихомирова Г.И., Сухы В., Фомичева Л.Н. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. - М.: Научный мир, 2000. - 103 с.
46. Кузнецов В.Г. Литология карбонатных отложений – состояние и перспективы // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Материалы Второго Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. - С. 39-40.
47. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. - М.: ГЕОС, 2003. - 260 с.
48. Кузнецов В.Г. Карбонатные отложения докембрия. Состав, условия образования, нефтегазоносность / В.Г. Кузнецов. М.: И.П. Матушкина И.И., 2010 - 151 с.
49. Краевский Б.Г., Краевская М.К. Геохимические особенности карбонатных формаций верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области // Основные проблемы литологии Сибири: Сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. - С. 98–10.
50. Ларичев А.И., Матвиенко Н.И., Чеканов В.И., Дыхан С.В. Литолого-геохимическая характеристика нефтегазоносных разрезов Катангской седловины // Микроэлементный состав осадочных толщ как показатель условий их формирования. – Новосибирск, 1989. - С. 53–66.
51. Ларская Е.С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских пород -М.: Недра, 1983. - 200 с.
52. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. -Л.: Недра. 1992. - 239 с.
53. Лемешко М.Н., Жуковская Е.А., Вараксина И.В. Связь нефтенасыщения карбонатных коллекторов с процессами формирования пустотного пространства (на примере древних отложений Восточной Сибири) // Известия Томского политехнического университета. - 2013. - Т. 323. - № 1. - С. 93-99.
54. Лемешко М.Н. Роль постседиментационных процессов в формировании карбонатных коллекторов усть-кутского продуктивного горизонта в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. - № 1(17) - 2014. - С. 51-58.
55. Летникова Е.Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Доклады академии наук. – Москва, 2002. - Т. 385. - № 5. - С. 160-166.

56. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Доклады Академии наук. – 2003. - т. 393, № 2. - С. 235-240.
57. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера, 2005. - № 1. - С. 70-81.
58. Летникова Е.Ф. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: литолого-геохимическая корреляция и особенности седиментогенеза / Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. // Литология и полезные ископаемые. - 2005. - № 2. - С. 167-177.
59. Летникова Е.Ф. Геохимические типы карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы: дисс ... докт. геол.-минерал. наук / Летникова Е.Ф. Новосибирск, 2008. - 319 с.
60. Летникова Е.Ф. Геохимические и изотопные (Sr, С, О) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр.Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): Хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза / Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б. // Геология и геофизика. – Новосибирск, 2011. - Т. 52. - № 10. - С. 1466 - 1487.
61. Летникова Е.Ф., Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования La-ICP-MS детритовых цирконов / Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б. // Геология и геофизика. – Новосибирск, 2013. - Т. 54. - № 10. - С. 1507 - 1529.
62. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты: пер. с англ. / М.Р. Лидер – М.: Мир. 1986. - 439с., с ил.
63. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород с основами методики исследования. М.: Высшая школа, 1984. - 414 с.
64. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра. - 1987. - 237 с.
65. Мазов Н.А., Касаткин Н.Н., Томиленко Е.Н. и др. Алексей Эмильевич Конторович. – М.: Наука, 2009. - 326 с.
66. Марьенко Ю.И. Нефтегазоносность карбонатных пород // М.: Недра, 1978. - 231 с.
67. Мартынов В.С., Надененко В.Н. Микроэлементы в подовых отложениях юга Украины // Препринты Ин-та геол. наук АН УССР, 1980. - № 9. - С. 33–34.
68. Маслов В.П. Строматолиты (их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). - М.: Наука, 1960. - 188 с.
69. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Петров Г.А. К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала // Литосфера, 2003. - №2. - С. 75-93.
70. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учебное пособие / Маслов А.В. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. - 289 с.

71. Мельников Н.В. Корреляция разрезов венда и верхов рифея внутренних и внешних районов Сибирской платформы (Нижнеангарская зона) // Стратиграфия и нефтегазоносность венда-верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. - 104 с.
72. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2005. - 428 с.
73. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития) / Мин-во природ. ресурсов РФ, Сиб. науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. - 148 с.
74. Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона. – Казань: ПФ Гарт. - 2008. - 182 с.
75. Мигурский А.В. Дизъюнктивная тектоника и нефтегазоносность платформенных областей: Автореф. дис...докт.геол.-мин наук. Новосибирск, 1997. - 40 с.
76. Непско-Ботуобинская антеклиза - новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР / Под редак. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. - Новосибирск: Наука, 1986. - 245 с.
77. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Непско-Ботуобинский регион, вып. 7 / Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. / Новосибирск, 1994. - 76 с.
78. Никитин И.А., Мельников П.Н. Геохимия отложений венда центральной части Сибирской платформы // Микроэлементный состав осадочных толщ как показатель условий их формирования. – Новосибирск, 1989. - С. 67- 82.
79. Олли И.А. «Органическое вещество и битуминозность осадочных отложений Сибири (по результатам люминесцентно-микроскопического метода)». Изд-во «Наука», Новосибирск 1980. - с. 135.
80. Перельман А.И. Геохимия. / Перельман А.И. - М.:Высшая школа, 1989. - 527 с.
81. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. – М.: Недра. - 1981. - 751 с.
82. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. - 260 с.
83. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. — М.: Недра, 1989. – 286 с.
84. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. СПб.: Недра. - 1998. - 352 с.
85. Скобелева Н.М. Литология и коллекторские свойства рифейских и вендкембрийских отложений юга Сибирской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 2005. - 27 с.

86. Смехов Е.М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Л., Недра, 1974. - 200 с.
87. Смехов Е.М., Дорофеева Г.В. Вторичная пористость горных пород — коллекторов нефти и газа. JL: Недра, 1987. - 96 с.
88. СТП 1.4-97. Породы горные. Метод определения карбонатности (содержания кальцита и доломита).
89. Татарский В.Б. К вопросу о происхождении доломита // Записки Всесоюзн. Минерал. Об-ва. 1937. - Т.66. Вып. 4. - С.677-684.
90. Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, «Гео», 2005. - 166 с.
91. Туголесов Д.А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер.геол. 1952. - С.89-101.
92. Трофимук А.А. Нефть и природный газ Сибири // Вестн. АН СССР, 1964. - № 6. - С. 37-44.
93. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.:Недра, 1984.
94. Ушакова А.И., Пустыльников А.М. Распределение стронция и бария в карбонатных породах среднего и верхнего рифея юго-восточной части Енисейского кряжа // Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1975. - С. 173–175.
95. Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В. и др. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. – М.:ВНИГРИ, 2005. - 440 с.
96. Филатов Д.А., Колесов В.А., Исаева В.В. Особенности петрофизической модели карбонатных коллекторов Иркутских лицензионных участков // Нефтяное хозяйство. - № 10 - 2013. - С. 42-45.
97. Флоровская В.И., Овчинникова Л.И. Люминесцентная микроскопия битуминозных веществ. - Изд-во МГУ, 1970. - с.86.
98. Фролов Б.М. Морфология и генезис структур Непской зоны. Геология и геофизика. 1968. - № 3. - С.57-65.
99. Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика познедокембрийских рифогенных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. - 125 с.
100. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). Тр. ГИН АН СССР. - Вып. 372.- 1983.- 152 с.
101. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 170 с.
102. Чернова Л.С., Н.Е. Гущина и др. Эволюция карбонатонакопления в венд-кембрийском нефтегазоносном бассейне центральных районов Сибирской платформы // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы Второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. Сыктывкар: Геопринт, 2001, С. 104 - 105.

103. Чернова Л.С., Перозио Г.Н., Потлова М.М. Проблемы поисков коллекторов и резервуаров нефти и газа в платформенных областях Сибири // Разведка и охрана недр. 2007. - № 8. - С. 29-34.
104. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.
105. Шлыков В.Г. Рентгеновские исследования грунтов. - Издательство МГУ, геологический факультет. - 1991 г.
106. Эйнасто Р.Э. Строение и условия образования каармского комплекса лагунных и отмельных отложений (силур Прибалтики). Автореф. канд. дис. Л., 1979. - 35 с.
107. Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. - 126 с.
108. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л., «Наука», 1981. - 276 с.
109. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
110. Юрьев Д.В., Калугин А.К. О распределении химических элементов в триасовых и юрских отложениях Закаспия // Вестн. ЛГУ. Сер. геол.-геогр., 1983. - № 12. - С. 99–102.
111. Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. - № 3. - С. 3-30.
112. Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63-114.
113. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks: Simp. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. / Ed. W.E.Ham.- 1962.-V.1-P. 108-121.
114. Embry A.F., Klovan J.E. A late Devonian reef Traction north-eastern Banks Island, Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. - 19. - P. 730-781.
115. Fabricus F.H. Origin of marine ooids and grapestones // J. Sedimen., 1977. - №7. - P.113-117.
116. Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones // Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol. 1959. -V. 43. - P. 1-38.
117. Fleugel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and applications, Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, New York, 2010. - 984 pp.
118. Tucker M., Paul Wright V. Carbonate Sedimentology. Blackwell scientific publications 1990. 466 p.