РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ФГБУ ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА

Посвящается моим учителям:
профессору Занину Юрию Николаевичу,
академику Конторовичу Алексею Эмильевичу

На правах рукописи

Эдер Вика Георгиевна

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

специальность 25.00.06 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого–минералогических наук

Научный консультант

доктор геолого-минералогических наук, академик

Конторович Алексей Эмильевич

Новосибирск, 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. Краткая геологическая характеристика района исследований 13

1.1. Стратиграфия верхнеюрско–нижнемеловых отложений 13

1.2. Тектоническая характеристика юрского структурного яруса 21

Глава 2. Методика и объем исследования 33

Глава 3. Литология баженовской свиты 63

3.1. Петрографическая характеристика пород 63

3.1.1. Компоненты пород 63

3.1.2. Типы пород 88

3.1.3 Закономерности распространения основных компонентов и типов пород 116

3.2. Типизация разрезов 134

3.3. Литолого–геохимическая характеристика зоны перехода баженовской свиты в вышележащие отложения 179

Глава 4. Условия седиментации баженовской свиты 204

4.1. Основные характеристики условий образования черносланцевых толщ 204

4.2. Некоторые особенности осадконакопления БС по данным изучения элементного и микроэлементного состава, включая редкоземельные элементы 212

4.3. Пространственно-временные закономерности седиментации БС 233

Глава 5. Условия преобразования баженовской свиты в диа– и катагенезе 243

5.1. Окислительно–восстановительные условия 246

5.2. Особенности образования карбонатных пород 249

5.3. Литолого–геохимические свидетельства отложения аутигенных минералов на геохимических барьерах 270

5.3.1. Карбонаты 270

5.3.2. Пирит 280

5.4. Свидетельства изменений вещественного состава пород в катагенезе 302

Заключение 318

Принятые сокращения 319

Список литературы 320

Приложения 353

Введение (общая характеристика работы)

Объектом исследования послужила баженовская свита (БС) позднеюрско–раннемелового возраста (верхняя часть нижневолжского подъяруса – низы рязанского регионального яруса). Свита, представленная тонкозернистыми породами преимущественно биогенного кремнистого и кремнисто–карбонатного состава, обогащена органическим веществом и пиритом, имеет среднюю мощность 20–35 м и рассматривается в качестве основной нефтематеринской толщи Западной Сибири. Эта уникальная высокоуглеродистая толща морского происхождения, образовалась в одном из самых крупных черносланцевых бассейнов мира на заключительной стадии трансгрессии в условиях преобладания химического выветривания.

Актуальность работы. В последнее время, в связи с необходимостью расширения сырьевой базы углеводородов (УВ), в качестве объекта разработки привлекаются нетрадиционные коллекторы – тонкозернистые высокоуглеродистые породы морского происхождения (черные сланцы). К отложениям этого типа в России относится верхнеюрско–нижнемеловая БС, которая является основной нефтематеринской толщей Западно–Сибирского бассейна (ЗСБ).

БС была выделена в 1959 г. Ф.Г. Гурари, который позднее (в 1961 г.) сделал предположение об ее нефтеносности. Несколько позже оно было подтверждено Г.Р. Новиковым, Ф.К. Салмановым и А.А. Тяном (1970). Значительный объем работ по изучению БС был осуществлен с 1959 по 1980 гг. (Т.Ф. Антонова, Ю.В. Брадучан, Е.А. Гайдебурова, Ф.Г. Гурари, Т.И. Гурова, Н.П. Запивалов, В.А. Захаров, О.Г. Зарипов, В.П. Казаринов, Ю.Н. Карогодин, Т.Т. Клубова, А.Э. Конторович, Р.А. Конышева, Б.А. Лебедев, В.И. Москвин, И.И. Нестеров, Г.М. Парпарова, Г.Н. Перозио, И.И. Плуман, И.Д. Полякова, М.Д. Поплавская, Г.Э. Прозорович, В.Н. Сакс, Ф.К. Салманов, С.Г. Саркисян, Р.С. Сахибгареев, Г.П. Сверчков, В.А. Успенский, А.А. Трофимук, А.С. Фомичев, Э.М. Халимов, Г.С. Ясович и др.). С 1980 по 2005 гг. на фоне общего экономического спада в стране объем работ по БС заметно сократился. В это время литологические и геохимические особенности баженовских отложений изучали В.М. Гавшин, В.П. Данилова, Т.В. Дорофеева, Ю.Н. Занин, М.С. Зонн, М.Ю. Зубков, Т.Т. Клубова, А.Э. Конторович, М.В. Корж, Т.А. Коровина, А.В. Осыко, Г.Н. Перозио, И.Д. Полякова, С.В. Сараев, И.Н. Ушатинский, С.И. Филина и др. С 2005 г. по настоящее время, в связи с постепенным исчерпанием запасов в традиционных коллекторах и с учетом успешного опыта добычи «сланцевой» нефти в США, появилась необходимость более всестороннего и детального литолого–геохимического исследования БС, в котором принимают участие специалисты разных организаций и научных школ М.В.

Дахнова, М.Ю. Зубков, Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, А.Г. Мухер, Е.А. Предтеченская, М.Б. Скворцов, Н.С. Балушкина, О.А. Важенина, Г.А. Калмыков, Н.И. Коробова, В.Д. Немова, Е.Е. Оксенойд, И.В. Панченко, С.В. Рыжкова, В.С. Славкин, М.А. Тугарова, М.В. Шалдыбин, Е.В. Щепетова, А.Ю. Юрченко и другие. Автор диссертационной работы с 1997 г по настоящее время также принимала активное участие в изучении веществено состава этой толщи.

Исследователи, изучавшие литологию БС, в большинстве случаев в отдельных районах ЗСБ, использовали разные методики определения минерального состава пород и различные классификационные схемы, в связи с чем сопоставление полученных ранее и новых данных весьма затруднено. Несмотря на значительное количество публикаций, касающихся вещественного состава, строения и условий формирования БС, до сих пор отсутствуют региональные работы по типизации разрезов и сравнительному анализу пород этой толщи, их определению в рамках единой классификационной схемы. Соответственно, нет единого представления о вариациях состава и условиях образования свиты в разных районах ее распространения.

В последнее время БС сравнивают с формацией Баккен – черносланцевой формацией, которая успешно разрабатывается на углеводородное сырье в Северной Америке (EIA, 2017). По данным А.Э. Конторовича и соавторов (2014) в верхнеюрской высокоуглеродистой толще Западной Сибири заключены крупнейшие запасы УВ, составляющие около 20 млрд.т. В то же время, эта толща существенно отличается по строению от формации Баккен, средняя пачка которой представлена переслаиванием карбонатно–алевритовых и песчаных пород мощностью 10 – 20 м (Kreis et al., 2006), именно эта часть используется для гидроразрыва. Отличия БС связаны с тем, что в этой толще отсутствует пласт, подобный средней пачке формации Баккен. Наиболее хрупкими породами свиты (с низкими содержаниями керогена и глинистого вещества) являются силициты–радиоляриты и карбонаты (Занин и др., 2005; Балушкина и др., 2014, 2016; Эдер и др., 2015а, 2017; Конторович и др., 2016). Мощность прослоев этих пород может существенно варьировать (от 2–5 см до 4 м). Латеральная изменчивость литологического состава БС отмечается даже в соседних скважинах, поэтому для прогнозирования особенностей строения свиты на значительной площади необходима систематизация литолого–вещественных характеристик свиты, полученных в разных по строению разрезах. Как показал опыт применения гидроразрыва в БС на территории ХМАО–Югры, эффект интенсификации неустойчив, чем и объясняется отсутствие долговременных трендов в динамике дебитов скважин (Коровин, Печерин, 2016). Для

подсчета запасов и дальнейшего планирования методов разработки актуальным является анализ латеральных изменений в строении разреза и вещественном составе БС.

Развитие представлений об условиях седиментации и закономерностях вторичных преобразований пород БС является основой для решения фундаментальной проблемы – реконструкции условий формирования черносланцевых отложений.

Целью диссертационной работы являлось выявление закономерностей изменения литологических и геохимических характеристик баженовской свиты в разрезах и на площади ее распространения в Западной Сибири, уточнение условий седиментации и характера постседиментационных преобразований ее пород.

Для этого решались следующие *задачи:*

– детальное изучение вещественного состава БС с помощью современных методов исследования осадочных образований, классификация пород;

– установление закономерностей строения, типизация и сравнительный анализ разрезов БС в разных районах ЗСБ по результатам детального послойного литологического изучения керна с учетом данных ГИС;

– реконструкция обстановок осадконакопления, уточнение и детализация седиментационной модели БС, отражающей этапы развития Западно–Сибирского палеобассейна в течение поздней юры и раннего мела;

– выявление закономерностей аутигенного минералообразования, включая поиск литолого–геохимических свидетельств концентраций аутигенных минералов на геохимических барьерах; выяснение особенностей преобразования минерального состава БС в процессах диа– и катагенеза на основании закономерностей распределения керогена, пирита, отношения C/S, аутигенных карбонатов и геохимических редокс–показателей (степень пиритизации, уран аутигенный, отношения Mo/Mn и др.).

Научная новизна

1. В результате детального литолого–геохимического изучения БС выявлены принципиальные отличия в распределении типов пород в разных районах ее распространения. Выяснено, что в Центральном (Мансийская синеклиза, Хантейская гемиантеклиза) и Юго–восточном (Колтогорско-Нюрольский желоб и примыкающие к нему положительные структуры) районах, условно выделяемых нами на территории исследования, широко распространены силициты и силициты керогеновые, а также микститы кероген–глинисто–кремнистые. Микститы кероген–кремнисто–карбонатные и кероген–карбонатные (кокколитовая пачка) характерны для верхней части свиты Центрального района, встречаются в единичных разрезах сводовых структур в Северном (северная часть Южно-Надымской мегамоноклизы, Большехетская мегасинеклиза)

районе и присутствуют в виде редких маломощных прослоев в БС Юго–восточного района. Микститы кремнисто–глинистые присутствуют в составе БС Северного, Юго–восточного и Южного районов (Северо-Межовская мегамоноклиналь, Межовский мегамыс). Аргиллиты и микститы глинистые характерны, в основном, для Северного района.

2. Предложен новый методический подход, который позволяет выполнить предварительное расчленение БС на литологически различные пачки по данным рентгенофлуоресцентного анализа пород (РФА). Показано, что по величине отношения SiO_2/Al_2O_3 среди них могут быть выделены высококремнистые породы – силициты (>8), а также глинистые породы – микститы глинистые и аргиллиты (<3). Промежуточные значения отношения (SiO_2/Al_2O_3=3–8) соответствуют различным типам микститов. Микститы кероген–карбонатно–кремнистые и кероген–карбонатные («кокколитовая» пачка), а также карбонатные породы выделяются в разрезе по повышенному содержанию в них CaO.

3. Определены дополнительные критерии выделения верхней границы БС (в Центральном районе) на основе анализа содержания керогена и пирита в породах. Установлено, что у верхней границы БС, как правило, залегают пиритизированные у редокс–барьеров (в результате взаимодействия H_2S и реакционноспособного железа) в диа– и катагенезе породы с низкими значениями C/S (<2): над верхней границей – пиритовые низкоуглеродистые породы с относительно низким содержанием керогена (менее 5%) и высоким содержанием пирита (10–15%), под верхней границей – пирит–керогеноые породы с высоким (15–25%) и примерно равным содержанием керогена и пирита. Эта закономерность позволяет уточнять положение верхней границы БС при изучении конкретных разрезов.

4. Разработана пространственно–временная модель осадконакопления для баженовской свиты. Проведена типизация разрезов, определены границы разных фациальных районов в пределах территории развития свиты, реконструировано соотношение биогенных и терригенных компонентов в осадках на разных этапах седиментации.

5. Установлено, что в Центральном районе литологическая неоднородность БС связана, в основном, с вторичными преобразованиями пород (главным образом, карбонатизацией), происходившими на разных площадях при разных физико–химических условиях. В Юго–восточном и Южном районах неоднородность состава и строения БС обусловлена, в наибольшей степени, неравномерным распределением глинистого материала по площади палеобассейна на разных этапах седиментации.

6. Выяснены закономерности диа– и катагенетического минералообразования в отложениях БС. Установлен генезис и рассмотрены механизмы образования скоплений аутигенных минералов (пирита, карбонатов) на границах пачек разного литолого–геохимического состава, с различными окислительно–восстановительными и/или кислотно–щелочными характеристиками (на геохимических барьерах).

7. Установлено, что на стадии катагенеза происходили доломитизация, новообразование сульфидов железа и перераспределение и продуктов преобразования органического вещества у верхней границы БС. Определены литологические критерии распознавания разрезов БС со степенью преобразованности органического вещества, соответствующей градации мезокатагенеза $МК_2$. Для таких разрезов характерна высокая доля доломитсодержащих пород, пород с относительно пониженным содержанием керогена (менее 15%), а в кровле свиты отсутствуют породы с высоким содержанием и керогена и пирита (по 20–25%).

Практическая и фундаментальная значимость работы:

Полученные результаты необходимы:

– для реконструкции механизмов формирования черносланцевых отложений в эпиконтинентальных палеобассейнах;

– оптимизации геологоразведочных работ, подсчета запасов, повышения эффективности разработки БС;

– интерпретации результатов геолого–геофизических исследований, полученных при изучении этой толщи с целью поисков залежей УВ;

– проведения в дальнейшем междисциплинарных исследований и решения региональных и межрегиональных практических и теоретических задач, связанных с разработкой черносланцевых отложений.

Защищаемые положения:

1. С использованием единого методического подхода установлены закономерности изменения литолого–геохимических характеристик баженовской свиты Западной Сибири по вертикали и латерали. В пределах Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы характерны: значительное увеличение мощности высокоуглеродистых кремнистых пород (силицитов, микститов кероген–глинисто–кремнистых и кероген–кремнистых), присутствие в ее верхней части микститов кероген–карбонатно–кремнистых (кокколитовой пачки). В районе Колтогорско–Нюрольского желоба и примыкающих к нему положительных структур наблюдается сокращение (в 2 раза и более) суммарной мощности кремнистых пород и карбонатов, отсутствие кокколитовой пачки. Севернее Ортъягунского мезомыса – отмечается увеличение в разрезе мощности

низкоуглеродистых микститов кремнисто–глинистых и глинистых, наиболее существенное сокращение суммарной мощности кремнистых пород, пониженная карбонатность. На основе установленных закономерностей распределения основных типов пород выделено 14 типов разреза БС, и 4 области седиментации, которые имеют свои особенности.

2. Выявлены пространственно–временные закономерности седиментогенеза баженовской свиты. Показано, что в районе Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы, где преобладали условия гемипелагического осадконакопления, в раннерязанское время произошла смена преимущественно кремнистой биогенной седиментации на кремнисто–карбонатную, что связывается с потеплением и аридизацией климата и изменением геохимической обстановки в палеобассейне. В районе Колтогорско–Нюрольского желоба и примыкающих к нему положительных структур в рассматриваемый период, в связи с проградацией береговой линии, увеличился привнос терригенного глинистого материала. В пределах северной части Южно-Надымской мегамоноклизы и Большехетской мегасинеклизы преобладала терригенная седиментация с накоплением преимущественно глинистого материала при подчиненной роли биогенного осадконакопления.

3. Установлено, что у границ баженовской свиты (на редокс–барьерах) в диа– и катагенезе развивалась интенсивная пиритизация пород за счет миграции из БС сульфидсодержащих флюидов, диффузии H_2S и взаимодействия ее с реакционноспособным железом. На этих интервалах, одновременно являвшихся кислотно–щелочными барьерами, главным образом, в районе Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантеклизы, в диагенезе также происходила карбонатизация пород. В самой баженовской свите эти процессы действовали на границах литологических пачек, различающихся по кислотно–щелочным характеристикам (например, силицитов и микститов кероген–глинисто–кремнистых, микститов–глинисто–кремнистых и микститов кероген–карбонатно–кремнистых). В катагенезе процессы карбонатизации продолжились и не были приурочены к границам изменений физико–химических условий осадка.

4. Выявлена направленность литолого–геохимических изменений по мере возрастания степени катагенетического преобразования органического вещества в баженовской свите: при переходе от $МК_1^2$ к $МК_2$ возрастает содержание доломита, отмечаются более низкие величины отношения C/S, снижается содержание ОВ и пирита как в целом по разрезу, так и в пирит–керогеновой пачке, при существенном увеличении мощности низкоуглеродистой пиритовой пачки, залегающей у верхней границы свиты.

Объем и методика исследования

Работа выполнялась в лаборатории седиментологии ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирске. Каменный материал, который использовался для выполнения диссертационной работы, представляет собой полную коллекцию керна БС, собранную в результате планомерных и целенаправленных литологических работ, проводимых в течение многих десятилетий в ИНГГ СО РАН. Диссертантом лично отобран и исследован керновый материал БС центральной, юго–восточной и южной частей ЗСБ, при выполнении работы также были проанализированы коллекции к.г.–м.н. А.Г. Замирайловой и проф. Ю.Н. Занина. Вся коллекция образцов изучена комплексом литолого–геохимических методов (петрографическим, физико–химическим и др.) в рамках единого методического подхода и единой классификационной схемы, что предопределяет сопоставимость полученных результатов.

Для решения поставленных задач использован следующий фактический материал. В ходе работы выполнено описание и фотографирование керна БС 67 скважин (около 1500 обр.), пробуренных на территории распространения этой толщи, проведено петрографическое изучение шлифов пород (1435 шт.), определены содержания породообразующих оксидов методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), форм железа и серы – химическими методами, содержание $C_{орг}$ – весовым полумикрометодом и методом пиролиза. В сканирующем электронном микроскопе с микрозондовым спектрометром изучено 352 образца пород БС. Содержания редкоземельных и рассеянных элементов были определены методами масс–спектрометрии с индуктивно–связанной плазмой (457 обр.) и атомной абсорбции (148 обр.); минеральный состав был изучен методом рентгеноструктурного анализа в 649 образцах проб и фракций <0,002 мм; 105 образцов карбонатных и карбонатсодержащих пород исследованы методами изотопного анализа с определением величин C^{13} и O^{18}. Геохимические анализы пород БС были сделаны в аналитических лабораториях ИНГГ и ИГМ СО РАН. Комплексное описание пород выполнено для 1491 образца по результатам исследований в оптическом и электронном микроскопах, рентгеноструктурного анализа, а также пересчета химического состава. По результатам РФА, определения форм железа и содержания $C_{орг}$, проведен пересчет химического состава пород на минеральный состав по методике О.М. Розена с соавторами (Розен и др., 2000); далее породы были определены по классификации, предложенной специалистами ИНГГ СО РАН (Конторович и др., 2016). В рамках этой классификации для пород БС введено понятие «микстит» (преимущественно биогенный) – это класс пород, в которых содержание ни одного из породообразующих компонентов (кремнезем, глинистый и карбонатный материалы,

кероген) не достигает 50 %. В тексте настоящей работы термин «кероген» используется для обозначения органического вещества породы, содержание которого рассчитывалось по величине содержания $C_{орг}$ с учетом степени катагенеза (Вассоевич, 1958, Успенский и др., 1958, Конторович и др., 1967, Богородская и др., 2005).

При изучении особенностей строения БС широко применялся сравнительный анализ распределения основных породообразующих компонентов (кремнезема, глинистого материала, карбонатов, пирита, керогена) по разрезу и по площади территории исследования. Для этого также были построены карты–схемы распространения этих компонентов в БС для начального, промежуточного и заключительного этапов ее седиментации в программе ArGIS. Особое внимание уделялось типизации разрезов, которая включала построение гистограмм распределения средних содержаний основных компонентов БС, анализ закономерностей расположения в разрезе основных пачек пород, характеристик ГИС и др. Для реконструкции окислительно–восстановительных условий использовались следующие редокс–показатели: степень пиритизации железа (Гуляева, 1953, Страхов, Залманзон, 1954, Конторович и др., 1967, 1972, Raiswell et al., 1988), содержание урана аутигенного (Wignall, Myers, 1988), элементные индикаторы – Mn/Al (Hofmann et al., 1999) и Mo/Mn (Холодов, Недумов, 1991). Для предварительной оценки состава областей сноса, а также наличия гидротермальной или эксгаляционной деятельности во время образования БС осуществлялся анализ особенностей элементного состава пород, включая редкоземельные элементы.

Отдельной задачей исследования являлся поиск интервалов БС, где в диа– и/или катагенезе происходило изменение физико–химических условий и концентрировались такие аутигенные минералы как пирит, карбонаты (кальцит, доломит) и барит. Для всех изученных разрезов построены диаграммы коррелятивной зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимостей, а также изучены особенности распределения по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, $C_{орг}$ и редокс–показателей. Исследованы изменения в содержании кремнистого, глинистого материала и СП в интервалах залегания карбонатных, пиритовых и барий–содержащих пород для уточнения условий образования БС. Определение тенденций изменения литологического состава БС с ростом степени катагенетической преобразованности ОВ проводилось при помощи сравнительного анализа распределения в БС доломита, кальцита, керогена, пирита и величины отношения C/S. Использовалась оценка степени катагенетической

преобразованности ОВ в породах БС, приведенная в работах (Конторович и др., 1967; Фомин, 2014).

Исследования проводились в рамках тематических планов НИР ИНГГ СО РАН, а также заказов Минприроды (ВНИГНИ), Минэнерго, нефтегазовых компаний Роснефть, Юганскнефтегаз, Бейкер Хьюз и др.

Апробация работы и публикации

Диссертант является автором и соавтором 108 публикаций по теме диссертационной работы, в том числе 33 статей, опубликованных в ведущих российских и зарубежных научных изданиях, входящих в список ВАК, (Геология и геофизика, Литология и полезные ископаемые, Геохимия, Геология нефти и газа, Литосфера и др.) и зарубежных (Marine Petroleum Geology, Sedimentology, Sedimentary Geology, Chemia de Erde). Результаты работы опубликованы в виде 75 тезисов в материалах конференций и совещаний (из них 36 в изданиях, регистрируемых в РИНЦ), с 2000 г. по настоящее время регулярно докладывались на российских и международных конференциях в Московском государственном университете им. Ломоносова (2019 г.), Российском государственном университете им. Губкина (2015 г.), Санкт–Петербургском государственном университете (2012 г.), ИНГГ СО РАН (Новосибирск, 2012, 2015–2018 г.), ВНИГРИ (Санкт–Петербург), Казанском федеральном университете (2019 г.), УрО РАН (Екатеринбург, 2016, 2018 г.), Новосибирском государственном университете (1998–2000 г.), Томском политехническом университете (1997, 1999 г.), Томском государственном университете (2003 г.), а также на международных совещаниях EAGE (Санкт–Петербург, 2014, 2016, 2018 г.), Международном геологическом конгрессе (Бразилия, 2000 г.), Юрском совещании (Швейцария, 2006 г.), SPE (Болгария, 2017 г.).

Благодарности

Автор глубоко признательна своим учителям – профессору Ю.Н. Занину, академику А.Э. Конторовичу за постановку задачи – защиты диссертационной работы, полезные замечания, рекомендации и предоставленную возможность посвятить время подготовке диссертации. Выражаю отдельную признательность к.г.–м.н. Л.Г. Вакуленко и Е.В. Щепетовой – за ценные советы по структуре и содержанию работы, к.г.–м.н. А.Г. Замирайловой – за поддержку и предоставленные результаты литолого–геохимических исследований БС юго–восточных районов. Во время проведения исследований вопросы литологии и условий формирования БС также активно обсуждались с Н.С. Балушкиной, О.В. Бурлевой, Ф.Г. Гурари, Ю.О. Гавриловым, Г.А. Калмыковым, Е.А. Костыревой, М.А. Павловой, С.В. Рыжковой, П.А. Яном, А.Ю. Юрченко, И.С. Сотнич, за что автор им искренне благодарна. Лабораторные

геохимические исследования и пробоподготовка осуществлены сотрудниками ИНГГ СО РАН (А.Н. Фоминым, В.Н. Меленевским, Е.А. Костыревой, Г.П. Турковой, Н.В. Аксеновой (лаб. геохимии нефти и газа), Г.М. Писаревой, Т.Н. Меняйло (лаб. седиментологии)), ИГМ СО РАН (И.В. Аборневой, Л.А. Горчуковой, Н.Г. Кармановой, И.А. Никитиным, А.В. Николаевой, Н.А. Пальчик, И.М. Фоминых), изотопный анализ карбонатных пород выполнен А.Ю. Юрченко (МГУ) и В.А. Пономарчук (ИГМ СО РАН), большая работа по подготовке графических иллюстраций осуществлена сотрудником ИНГГ СО РАН Е.Х. Никифоренко, за что автор всем очень признательна. Благодарю И.А. Жигульского и И.А. Коваленко за то, что при подготовке своих дипломных работ они продолжили исследования по основным направлениям литологической группы ИНГГ СО РАН, занимающейся изучением БС, и получили новые интересные результаты. В заключении хочу отметить колоссальную моральную поддержку моего супруга – Л.В. Эдера, моих родителей (Г.Г. Полякова и В.Г. Поляковой) и большой семьи диссертанта, за что всем – мой низкий поклон.

Глава 1. Краткая геологическая характеристика района исследований

1.1. Стратиграфия верхнеюрско–нижнемеловых отложений

По схеме структурно–фациального районирования келловея и верхней юры Западной Сибири территория исследования находится в Пурпейско–Васюганском и Фроловско–Тамбейском структурно–фациальных районах (рис. 1.1.1), относящимся к области морского седиментогенеза, а также к Сильгинскому району переходного седиментогенеза (Решение…, 2004). В работе изучены отложения баженовского горизонта, которые на территории исследования представлены одноименной свитой (рис. 1.1.2–1.1.3) (Решение…, 2004; Конторович и др., 2017).

Баженовская свита (БС) впервые выделена Ф.Г. Гурари в 1959 году. Свита получила название по с. Баженово (Саргатская площадь), лежащей на левом берегу Иртыша к северо–западу от Омска. В качестве стратотипа принята толща, выделенная (первоначально как баженовская пачка) по Большереченской скв. 1–Р (инт. 2533–2506 м) (Гурари, 1959). В качестве гипостратотипа часто рассматривается скв. Салымская–170 (инт. 2844 – 2881 м) (Брадучан и др., 1986). Свита хорошо выдержана по латерали и прослежена в южных, центральных и северных, вплоть до Уренгоя, районах Западной Сибири на площади около 1 млн. км^2 (Решение…, 2004). По многим публикациям является региональным репером в мезозойской толще Западной Сибири.

Согласно «Решению…» (2004) БС представлена аргиллитами битуминозными черными, с коричневатым оттенком, с прослоями листоватых разностей радиоляритов, глинистых известняков, иногда в основании с глауконитом. Детальные литолого–геохимические исследования (Нестеров, Ушатинский, 1986; Занин и др., 2005; Эдер и др., 2015б; Конторович и др., 2016; Калмыков, Балушкина, 2017; и др.) показали, что аргиллиты не характерны для этой свиты, а лишь для ее возрастных аналогов, замещающих ее по направлению к периферии палеобассейна. Наиболее распространенными породами БС являются силициты и микститы (смешанные породы) – тонкокристаллические породы темно–бурого цвета, в которых содержание ни одного породообразующего компонента (кремнезема, глинистого материала, керогена, карбонатов) не превышает 50 % (Конторович и др., 2016). Это породы преимущественно биогенного генезиса. Характерным для свиты является практически полное отсутствие следов жизнедеятельности донных организмов. В аномальных разрезах она содержит прослои песчаников, алевролитов, низкоуглеродистых аргиллитов (Ясович, 1981; Нежданов, 1985; Зарипов, Сонич, 2001 и др.), в рамках настоящей работы аномальные разрезы не рассматриваются. Мощность свиты в районе исследования меняется от 7 до

90 м (Решение..., 2004). В качестве нефтеносного горизонта рассматривается как пласт $Ю_0$.

БС отличается от подстилающих и перекрывающих отложений повышенным содержанием кремнезема, пирита, ОВ (5–25 %), пониженным – глинистого материала (менее 20–30 %). Породы характеризуются повышенной радиоактивностью, высокими сопротивлениями, аномально высокими содержаниями органофильных элементов: урана, молибдена, цинка, кобальта, никеля, меди, сурьмы, марганца, бора, фосфора, ванадия, сульфидного железа и др. (Плуман, 1971; Конторович и др., 1975; Гавшин, Бобров, 1982; Условия…, 1988; Занин и др., 2016а, б, 2017). Среди морских пелагических организмов преобладают фитопланктон (диноцисты празинофиты, кокколиты), зоопланктон (радиолярии), нектон (головоногие моллюски – аммониты, теутиды – палеокальмары, белемниты и рыбы) (Козлова, 1983; Палеогеография..., 1983; Шурыгин и др., 2000, 2015; Маринов и др., 2009; Важенина, 2010а,б; Амон, 2011 и др.; Захаров, 2006 и др., Амон, 2011 и др.). Породы БС практически полностью лишены следов инфауны, за исключением единичных находок мелких следов нематод или *Chondrites* (Захаров и др., 1998; Эдер и др., 2003). Согласно данным Г.М. Парпаровой (1966), А.Э.Конторовича, Г.М. Парпаровой, П.А. Трушкова Г.М. (1971), в составе рассеянного органического вещества верхнеюрского бассейна преобладает сапроколловидная основная масса преимущественно планктонного генезиса, часто встречаются обрывки водорослей. А.Э. Конторовича с соавторами (2018) определено, что источником аквагенного органического вещества баженовской свиты были преимущественно липиды архей, бактерий и простейших эукариот.

Подстилается БС в Пурпейско–Васюганском и Сильгинском районах георгиевской свитой, во Фроловско–Тамбейском районе (см. рис. 1.1.1–1.1.2, 1.1.4) – верхней подсвитой абалакской свиты (Решение..., 2004). Георгиевская свита, мощностью от 0 до 50 м, слагается аргилитами, темно–серыми, тонкоотмученными, с неравномерным распределением глауконита и содержит барабинскую пачку ($Ю_1^0$), мощностью от 0 до 10 м, представленную песчаниками серыми и зеленовато–серыми, часто глауконитовыми. Верхняя подсвита абалакской свиты, мощностью от 4 до 20 м, представлена аргиллитами темно–серыми, тонкоотмученными, до алевритовых, с глауконитом и карбонатными конкрециями (Решение..., 2004). По данным В.А. Конторовича и соавторов (2001) в юго–восточных районах Западной Сибири георгиевская свита имеет ограниченное распространение. Повышенные мощности (15–18 м) свиты наблюдаются только в депрессионных зонах, главным образом, в Нюрольской впадине. В направлении крупных положительных структур мощность

свиты значительно сокращается вплоть до ее полного выклинивания (Конторович и др., 2000).

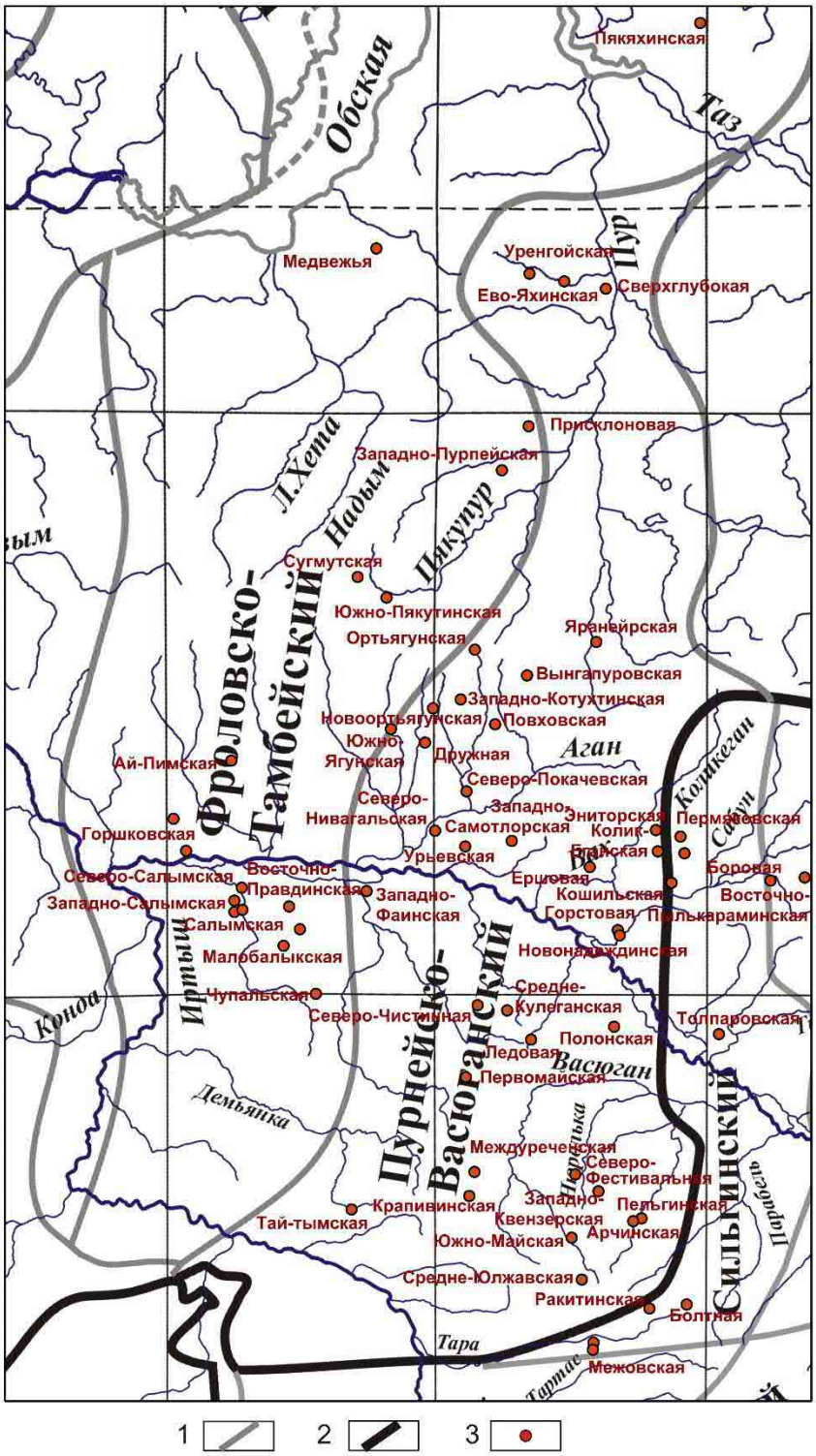


Рис. 1.1.1. Схема фациального районирования келловея и верхней юры Западно–Сибирской геосинеклизы (Решение..., 2004) и расположения изученных разрезов. Условные обозначения: 1 – границы фациальных районов; 2 – границы фациальных областей; 3 – изученные разрезы скважин.

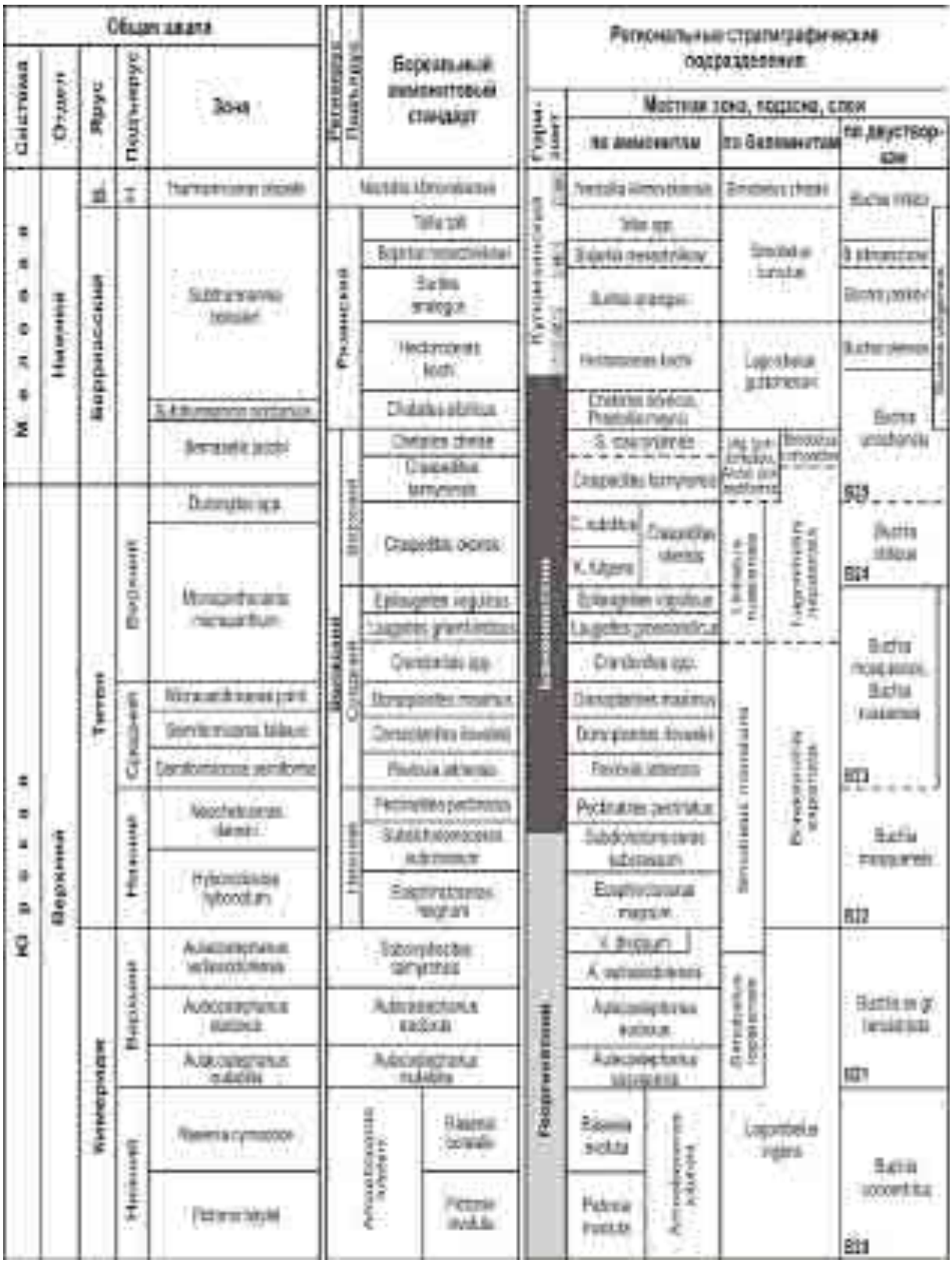


Рис. 1.1.2. Фрагмент актуализированного варианта региональной стратиграфической схемы георгиевского, баженовского и куломзинского горизонтов (верхи верхней юры и низы нижнего мела) Западной Сибири, составленной в ИНГГ СО РАН Б.Н. Шурыгиным, Б.Л. Никитенко, О.С. Дзюбой и др. по (Решения….2004; Региональная….2006; Шурыгин, Дзюба, 2015).



Продолжение рис. 1.1.2

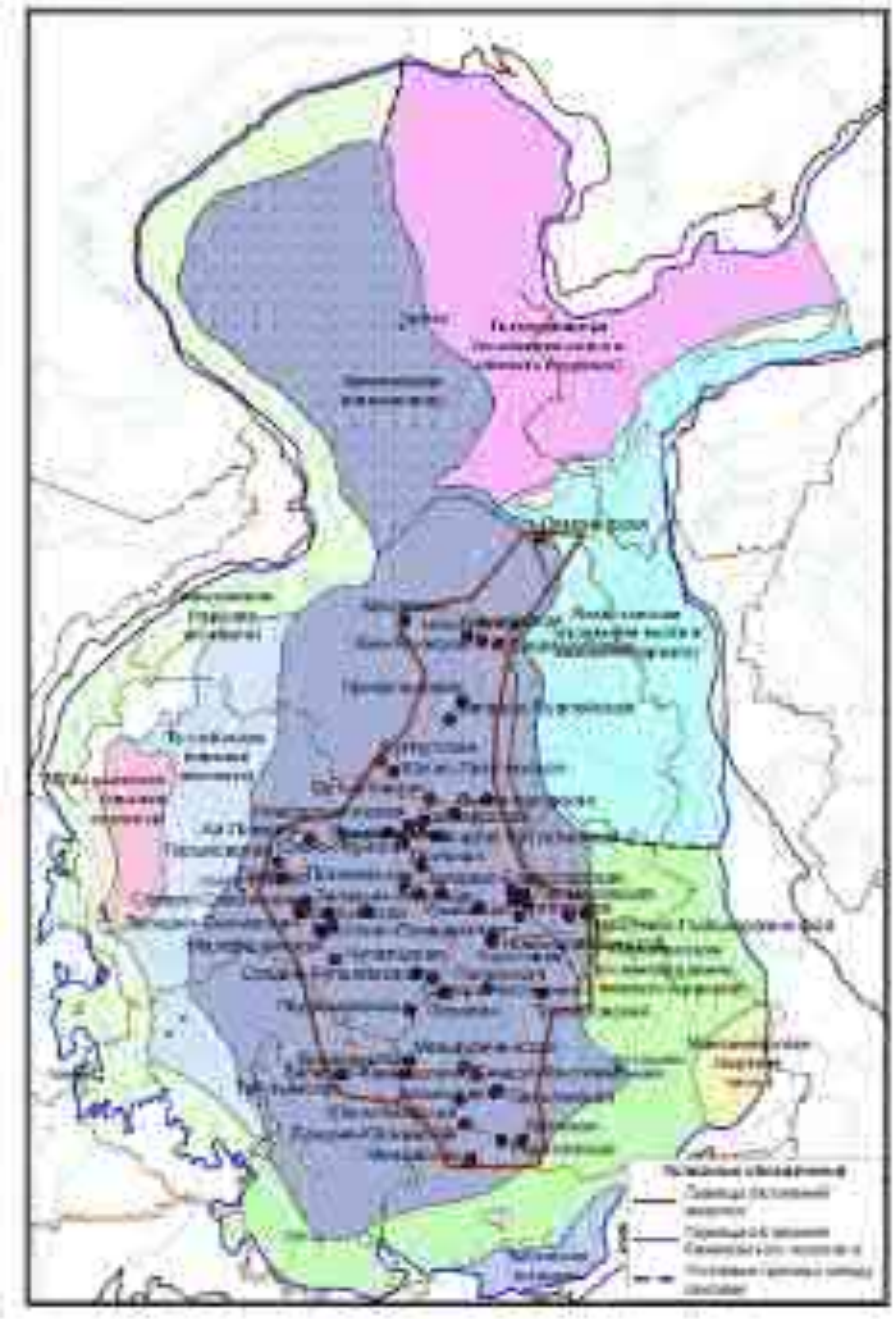


Рис. 1.1.3. Границы района исследования на схеме фациально–стратиграфического районирования баженовского горизонта (Конторович и др., 2017). Условные обозначения: 1 – граница отложений мезозоя, 2 – граница отложений баженовского горизонта, 3 – граница района исследований, 4 – условные границы между свитами.

Перекрывается БС отложениями куломзинско–аганского или куломзинско–усть–балыкского горизонтов нижнего мела (см. рис. 1.1.2, 1.1.5), представленными аргиллитами алевритистыми с пластами песчаников и алевролитов (Региональная…, 2006). По существующим представлениям (Региональная…, 2006; и др.), над БС северо–западной группы скважин залегают мегионская и сортымская свиты, отвечающие по

возрасту берриасу и берриасу–валанжину соответственно. Сортымская свита, мощность которой изменяется от 140 до 800 м, имеет преимущественно глинистый состав и ряд песчаных прослоев. Мегионская свита представлена аргиллитами с пластами песчаников в нижней части, выделяемыми в качестве ачимовской толщи. Над БС юго–восточной группы скважин выделяются куломзинская и тарская свиты, являющиеся возрастными аналогами мегионской. Куломзинская свита по составу близка к мегионской и имеет мощность от 8 до 220 м. Тарская свита, мощностью до 200 м, залегает на куломзинской (берриас) и содержит песчаные пласты. Обычно БС непосредственно перекрывают отложения подачимовской толщи, которые представлены переслаиванием низкоуглеродистых и местами углеродистых аргиллитов, по возрасту соответствующие верхней части рязанского регионального яруса (Решение…, 2004). На большей части территории своего распространения БС соответствует верхней части нижневолжского подъяруса до низов рязанского регионального яруса (Решение…2004; Региональная…, 2006; Шурыгин, Дзюба, 2015). Ф.Г. Гурари (1962) отмечал «скользящий» характер границ толщ, подстилающих и перекрывающих БС. На стратиграфических схемах последнего совещания (Постановления…., 2006) показано, что в некоторых районах (Приобском и зоне сочленения Сургутского и Нижневартовского района) верхняя граница баженовской свиты заходит в низы куломзинского горизонта. Позднее это утверждение было подтверждено результатами комплексных литологических и палеонтологических исследований И.В. Панченко и соавторов (2016).

В западном направлении рассматриваемые отложения замещаются тутлеймской и далее (на запад) мулымьинской свитами, отличающимися от нее по стратиграфическому объему. Первая слагается породами по литологическому составу близкими к БС (Балушкина и др., 2013), вторая – аргиллитами, с высокоуглеродистыми прослоями (Решение…, 2004). В составе мулымьинской свиты выделяется трехозерная толща, мощностью до 70 м, сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками. Возраст этих свит определяется от волжского яруса до валанжина (Брадучан и др., 1986), мощность их достигает 40–70 м.

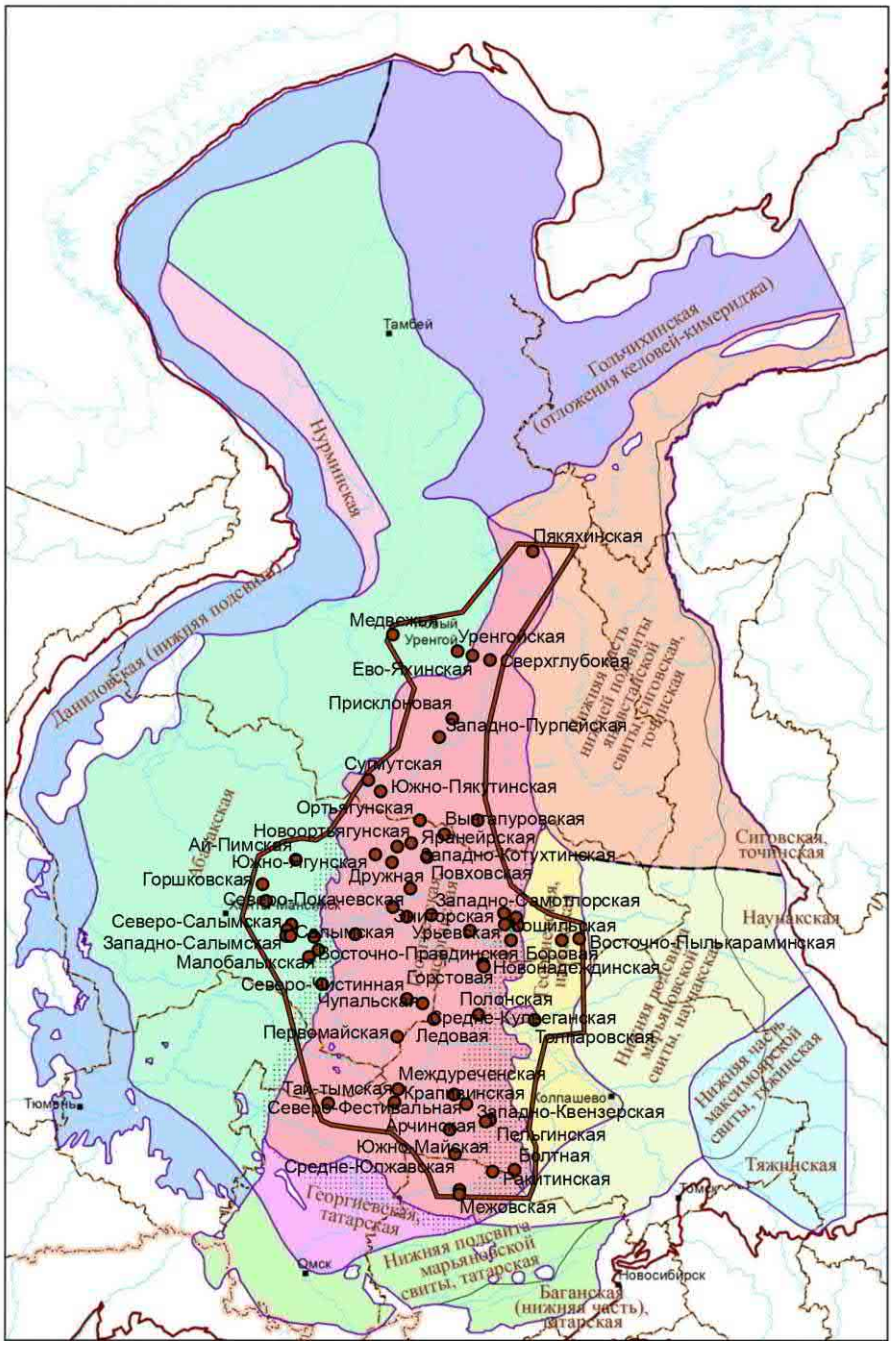
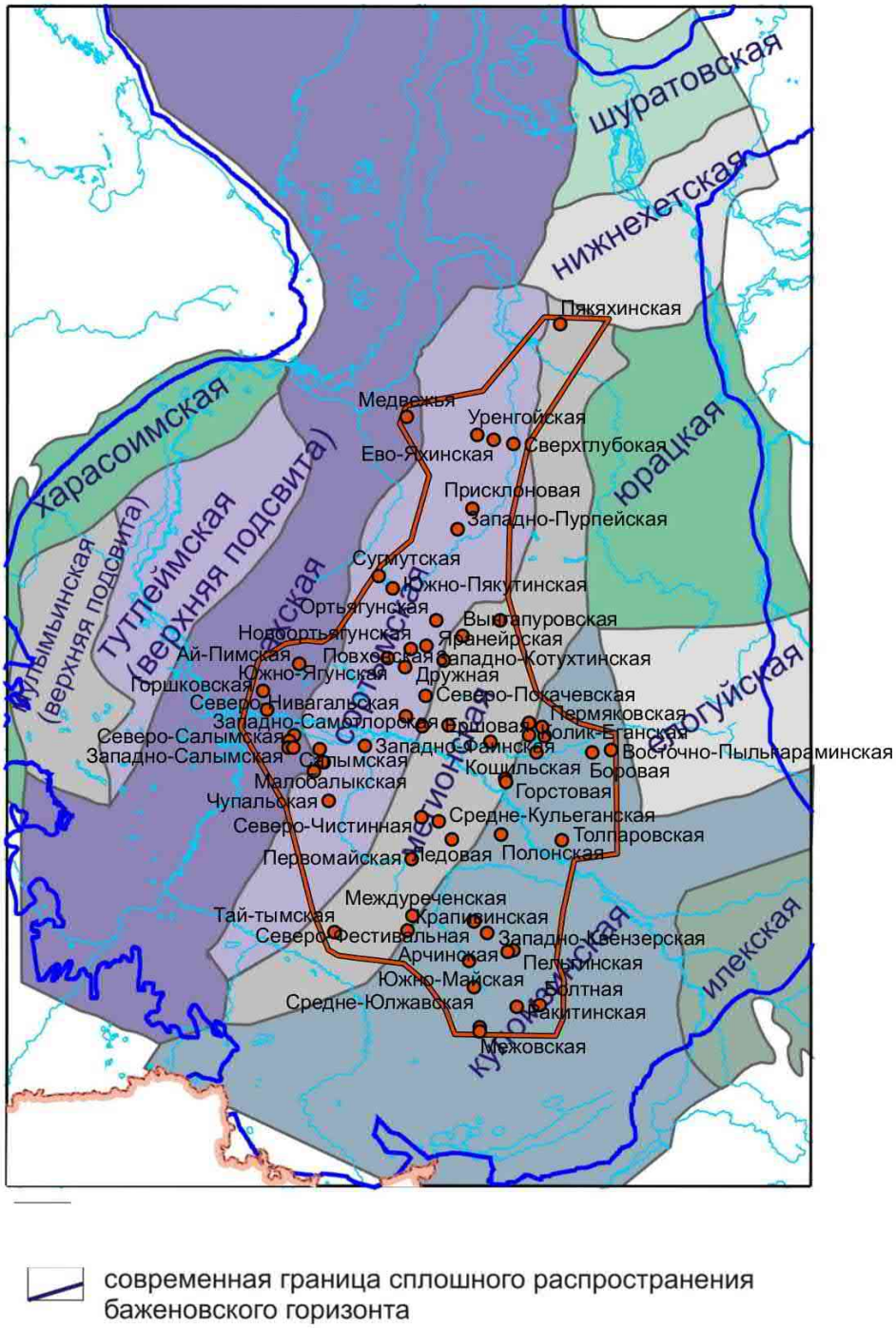


Рис. 1.1.4. Фациально–стратиграфическое районирование васюганского горизонта Западно–Сибирского осадочного бассейна и расположение скважин изученных разрезов БС (Рыжкова и др., 2020).



современная граница сплошного распространения баженовского горизонта

Рис. 1.1.5. Фациально–стратиграфическое районирование куломзинского горизонта Западно–Сибирского осадочного бассейна и расположение скважин изученных разрезов БС (Региональная…., 2006).

1.2. Тектоническая характеристика юрского структурного яруса

Вопросами тектонического строения и классификации тектонических элементов платформенного чехла Западной Сибири занимались Н.Н. Ростовцев, И.И. Нестеров, Ф.Г. Гурари, К.И. Микуленко, А.Э. Конторович, В.А. Конторович, В.И. Шпильман и другие. Излагаемые ниже взгляды на тектоническое строение Западно–Сибирской плиты

и районов исследований основаны, главным образом, на работе В.А. Конторовича, С.Ю. Беляева, А.Э. Конторовича и др. (2001). В тектоническом плане ЗСБ является плитой (геосинеклизой), которая совместно с Уральским хребтом, Енисейским и Таймырским кряжами, Алтае–Саянской и Казахстанской складчатыми областями (щитами) входит в состав северной части Урало–Монгольской молодой эпигерцинской платформы, сформировавшейся в мезозое на месте Урало–Монгольского рифейско–палеозойского подвижного пояса (Конторович и др., 2001).

Западно–Сибирская геосинеклиза, являющаяся крупнейшей региональной структурой, может быть условно разделена на несколько тектонических элементов (Тектоническая схема…, 1968). Согласно представлениям М.Я. Рудкевича (1969), в пределах ЗСБ (в терминологии автора) выделяются Внешний пояс и Внутренняя область.

По данным А.Э. Конторовича и соавторов (2001), выделяется два основных периода активизации тектонической активности доюрского основания – ранний мел–туронский и коньяк–кайнозойский. Первый из этих этапов характеризовался формированием изометричных структур, происходило активное погружение северной части геосинеклизы, были сформированы Ямало–Карская региональная депрессия и все осложняющие ее отрицательные надпорядковые структуры: Карская, Антипаютинско–Тадебеяхинская и Большехетская мегасинеклизы. На втором этапе – происходило формирование линейных структур, зона активного прогибания, имевшая место в ранний мел–туронское время, существенно расширилась на юге, в районе Среднепурского желоба и особенно Южно–Надымской мегамоноклизы (Конторович и др., 2001). Согласно В.А. Конторовичу (2002) выделяется два этапа активизации формирования разрывных нарушений в Западной Сибири: берриас–аптский и коньяк–кайнозойский. В раннем мелу по данным этого автора, произошла активизация только наиболее контрастных выступов доюрского основания, на этом этапе были образованы разломы, приуроченные к современным куполовидным поднятиям и валам; в коньяк–кайнозойское время в движение пришли значительные по размеру надрифтовые и межрифтовые блоки доюрского основания, образовались протяженные (до сотен км) разрывные нарушения северного и северо–восточного простирания.

Современный структурный план внешнего пояса характеризуется преобладанием крупных моноклиналей, осложненных незамкнутыми положительными и отрицательными пликативными структурами I и II порядков, флексурами и дизъюнктивами различной протяженности, а также небольшим количеством замкнутых локальных поднятий. По данным В.А. Конторовича с соавторами (2001), класс региональных структур включает три тектонических элемента: Внешний пояс

геосинеклизы, Ямало–Карскую региональную депрессию и Среднеобскую региональную ступень. Два последних тектонических элемента в сумме составляют Внутреннюю область геосинеклизы.

Во Внутренней области широко распространены замкнутые положительные и отрицательные структуры I–III порядков. Моноклинали здесь имеют подчиненное значение, образуя вместе с седловинами и перемычками промежуточные (сочленяющие) структурные элементы (Конторович и др., 1994). Внутренняя область геосинеклизы осложнена пятью надпорядковыми структурами (три – отрицательные и две – промежуточные) суммарной площадью 439830 км^2. Отрицательные надпорядковые структуры, представленные Карской, Антипаютинско–Тадебеяхинской и Большехетской мегасинеклизами, расположены в пределах Ямало–Карской региональной депрессии. В пределах региональных структур, осложняющих Внутреннюю область геосинеклизы, расположены промежуточные надпорядковые тектонические элементы: Южно–Надымская мегамоноклиза в Ямало–Карской региональной депрессии и Красноленинская мегамоноклиза в Среднеобской региональной ступени. В пределах Ямало–Карской региональной депрессии также выделены три полузамкнутых тектонических элемента 0 порядка: один положительный (Мессояхская наклонная гряда) и два отрицательных (Среднепурский наклонный желоб и Надымская гемисинеклиза). В пределах Среднеобской региональной ступени расположены пять структур 0 порядка, четыре из которых положительные (Обь–Васюганская и Куржинская гряды, Хантейская гемиантиклиза, Верхневасюганская антеклиза) и одна отрицательная (Мансийская синеклиза).

Территория исследования разделена на Центральный, Юго–восточный, Южный и Северный районы (см. рис. 1.1.1 и 1.2.1). В тектоническом плане Центральный район включает Мансийскую синеклизу, Хантейскую гемиантеклизу, Сургутский свод, южную часть Южно–Надымской мегамоноклизы; Юго–восточный – Колтогорско-Нюрольский желоб и примыкающие к нему положительные структуры: Александровский свод и Каймысовский своды, Средневасюганский мегавал, Усть–Тымская и Нюрольская мегавпадины, Средневасюганский мегавал; Южный – Северо–Межовская мегамоноклиналь, Межовский мегамыс и др.); Северный – Большехетская мегасинеклиза, северная часть Южно–Надымской меганококлизы). Название тектонических элементов дано в соответствии с тектонической картой юрского структурного яруса (под ред. Конторовича А.Э., 2001)

Ниже приводится характеристика тектонических структур по данным В.А. Конторовича с соавторами (2001), к которым приурочены изученные разрезы скважин (рис. 1.2.1).

Северный район. В пределах южной части *Большехетской мегасинеклизы* изучены разрезы БС скважин № 673 Уренгойской площади (пл.), № 356 Ево–Яхинской пл., № 6–Сверхглубокой. Большехетская мегасинеклиза, расположенная в центральной части Западной Сибири на широте Игарки, Туруханска, Салехарда, на севере граничит с Мессояхской наклонной грядой, на западе – с Медвежье–Нугинским наклонным мегавалом и Восточно–Пайхойской мегамоноклиналью, на востоке – с Долгонской мезамоноклиналью, Тогульским мезомысом и Северо–Часельской седловиной, на юге – со Среднепурским наклонным желобом.

Большехетская мегасинеклиза, площадь которой составляет 107700 км^2, является наиболее крупной замкнутой надпорядковой структурой в Западной Сибири. Депрессия оконтурена изогипсой, проведенной на абсолютной отметке –3540 м, и имеет амплитуду 1200 м.

В пределах *Южно–Надымской мегасинеклизы* исследованы разрезы БС скв. № 54 Присклоновой пл., № 710 Западно–Пурпейской пл., расположенные на *Северном своде,* в южной половине этой структуры расположены скв. № 423 Сугмутской пл., № 17 Южно–Пякутинской пл., № 12 Яранейрской пл. (*Яранейрская впадина*), № 15 Ортьягунской пл. (*Ортьъягунский мыс*), № 317 Вынгапуровской пл. (*Вынгапуровский мезовал*), № 123 Западно–Котухтинской пл., № 187 Новоортьягунской пл., № 70 Повховской пл.

Южно–Надымская мегамоноклиза, расположенная в центральной части Западной Сибири, занимает южную часть Ямало–Карской региональной депрессией. На востоке мегамоноклиза граничит со Среднепурским наклонным желобом, на севере – с Большехетской мегасинеклизой и Надымской гемисинеклизой, на юге и западе ее внешняя граница совпадает с контуром Ямало–Карской региональной депрессии. Структура, имеющая форму полумесяца, охватывает территорию, площадью 166630 км^2. В пределах мегамоноклизы происходит постепенное увеличение глубины залегания кровли юрского структурного яруса в северо–восточном направлении. Территория Южно–Надымской мегамоноклизы неравномерно покрыта осложняющими структурами. Рельеф поверхности юрского формационного комплекса в пределах западной части структуры расчленен относительно слабо.

Наиболее крупным положительным тектоническим элементом, осложняющим Южно–Надымскую мегамоноклизу, является *Северный свод* – замкнутая положительная

вытянутая в северо–западном направлении структура I порядка, в географическом плане расположенная в междуречье Надыма и Пура. В рельефе кровли юры поднятие оконтурено изогипсой –3000 м, имеет размеры – 160х60 км, площадь – 5870 км^2 и амплитуду – 335 м. Северная граница свода относительно плавная, южная – сильно изрезана.

Ортъягунский мезомыс, примыкающий к Пякупурско–Ампутинскому мегапрогибу с юга, с трех сторон ограничен на глубине 2980 м и имеет площадь 4220 км^2 при амплитуде 130 м. В пределах мезовыступа, имеющего протяженность около 100 км, структурная поверхность кровли юры постепенно погружается в северо–восточном направлении. В этом же направлении происходит и постепенное уменьшение ширины структуры со 100 км в южной, самой широкой, части до 25 км в северной. *Вынгапуровский мезовал* – положительный замкнутый тектонический элемент II порядка, отделяет Пякупурско–Ампутинский наклонный мегапрогиб от цепочки отрицательных структур II и III порядков. Мезовал, оконтуренный изогипсой –2920 м, имеет площадь 2800 км^2 и амплитуду 250 м. Длина структуры составляет 150 км, ширина – в южной, наиболее широкой части 30 км, в северной части – около 20 км. Расположенная к востоку от Северного свода и Вынгапуровского мезовала вытянутая в северном направлении цепочка отрицательных структур представлена с севера на юг Среднеямбъяхинским врезом, Восточно–Пурпейским и Етыпуровским прогибами и Ярайнерской впадиной. Две последние структуры объединены единой изолинией, проведенной на отметке –3180 м, и формируют отрицательную структуру II порядка – Ярайнерско–Етыпуровский мезопрогиб, площадь которого составляет 3770 км^2 при амплитуде 360 м. Мезопрогиб, вытянутый в северном направлении, имеет длину 150 км, при средней ширине 15–20 км. Расположенная в южной части мезопрогиба *Ярайнерская впадина* оконтурена изогипсой –3240 м, имеет площадь 1540 км^2 и амплитуду 225 м.

В.А. Конторович и соавторы (2001) отмечают, что все как положительные, так и отрицательные структуры, расположенные в восточной, примыкающей к Среднепурскому желобу, части Южно–Надымской мегасинеклизы чрезвычайно контрастны, и их границы, как правило, осложнены разрывными нарушениями преимущественно меридианального простирания.

Центральный район. В пределах Хантейской гемиантеклизы изучены следующие разрезы БС: на севере этой структуры – скв. № 306 Южно–Ягунской пл. находящейся в пределах Сургутского свода, № 322 Дружной пл., № 2368 Северо–Покачевской, в центральной ее части – № 8155 Северо–Нивагальской пл., № 7016 Урьевской пл., № 199 Ершовой пл., расположенной в пределах Нижневартовского свода, в восточной части –

№ 148 Колик–Еганской пл., в южной – № 482 Северо–Чистинная пл., № 520 Средне–Кульеганская пл. *Хантейская гемиантеклиза* на севере граничит с Южно–Надымской мегамоноклизой, входящей в состав Ямало–Карской региональной депрессии, на юго–востоке – с Мансийской синеклизой, а на западе контролируется серией линейно–вытянутых в северном направлении депрессий – (с севера на юг) Пурским наклонным желобом, Северо–Колтогорским прогибом и Колтогорско–Нюрольским желобом. С севера, юга и востока гемиантеклиза, площадь которой составляет около 65000 км^2, оконтурена изогипсой –2800 м.

Сургутский свод – замкнутый положительный тектонический элемент I порядка расположен в северо–восточной части Хантейской гемиантеклизы. Несколько вытянутая в север–северо–восточном направлении структура имеет размеры 200х150 км, площадь – 15100 км^2 и амплитуду 240 м. В рельефе кровли юрского структурно–формационного комплекса Сургутский свод ограничен изогипсой –2740 м. Свод имеет классическое для положительной структуры строение – наиболее приподнятую купольную часть, представленную крупной структурой изометричной формы – Центрально–Сургутским куполовидным мезоподнятием, и полого опускающиеся склоны, осложненные тектоническими элементами III и более высоких порядков. Оконтуренное изогипсой –2660 м Центрально–Сургутское мезоподнятие, имеет площадь 5050 км^2, амплитуду – 160 м и осложнено одним положительным тектоническим элементом – Федоровско–Минчинским куполовидным поднятием.

Нижневартовский свод, осложняющий восточную часть Хантейской гемиантеклизы расположен гипсометрически на 220 м выше Сургутского и контролируется изогипсой –2520 м. В административном отношении Нижневартовский свод расположен на территории двух субъектов федерации – Томской области и Ханты–Мансийского автономного округа.

Положительный тектонический элемент I порядка оконтурен в рельефе баженовской свиты на отметке –2540 м и имеет площадь 12570 км^2. Амплитуда структуры составляет 250 м. В пределах Нижневартовского свода выделено 5 структур третьего порядка, из которых 4 – положительные и 1 – отрицательная.

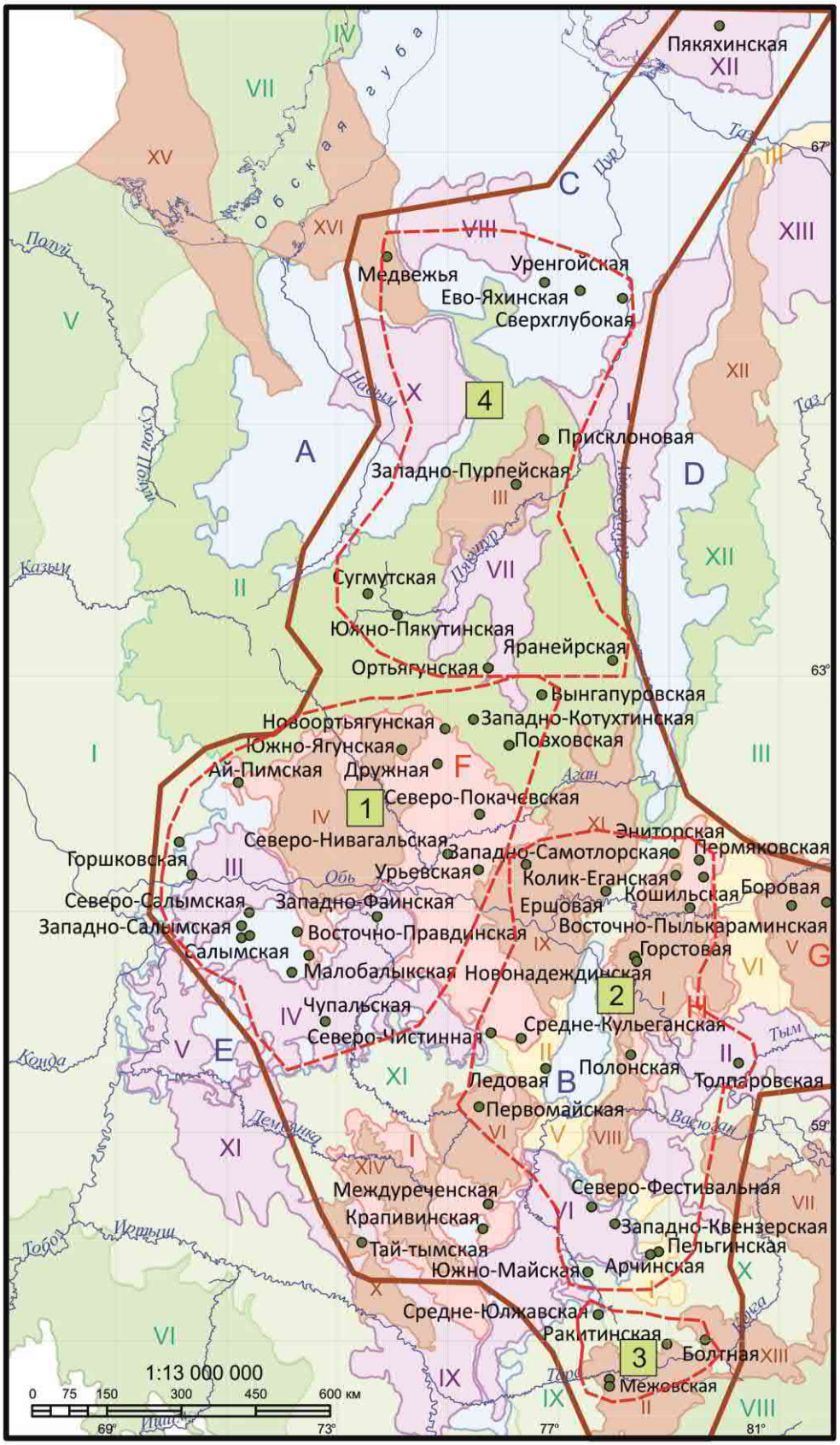
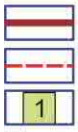


Рис. 1.2.1. Фрагмент тектонической карты юрского структурного яруса (под ред. Конторовича А.Э., 2001) и расположение изученных разрезов.

Условные обозначения к рис. 1.2.1



Границы района исследования

Границы условно выделенных районов

номера районов (1 - Центральный, 2 - Юго-восточный, 3 - Южный, 4 - Северный).

Тектонические структуры

Отрицательные, 0 порядка

Отрицательные, I порядка

Положительные, 0 порядка

Положительные, I порядка

мега-, мезо-, седловины

мега-, мезо-, моноклинали Ямало-Карской депрессии

мега-, мезо-, моноклинали Обской ступени

мегамоноклизы Внешнего пояса

Отрицательные

0 порядка

A Надымская гемисинеклиза
B Колтогорско-Нюрольский желоб
C Большехетская мегасинеклиза
D Среднепурский наклонный мегажелоб
E Мансийская синеклиза

I порядка

I Среднепурский наклонный мегапрогиб
II Усть-Тымская мегавпадина
III Тундринская мегавпадина
IV Юганская мегавпадина
V Нижнедемьянская мегавпадина
VI Нюрольская мегавпадина
VII Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб
VIII Нерутинская мегавпадина
IX Муромцевско-Седельниковский наклонный мегапрогиб
X Верхнетанловская мегавпадина
XI Среднетобольский наклонный мегапрогиб
XII Северо-Тазовская мегавпадина
XIII Тазовский структурный мегазалив

Мега-, мезо-, седловины

I Чузикско-Чижапская мезоседловина
II Ледянская мезоседловина
III Северо-Часельская седловина
IV Шингинская мезоседловина
V Черемшанская мезоседловина
VI Караминская мегаседловина

Положительные

0 порядка

F Хантейская гемиантеклиза
G Куржинская гряда
H Объ-Васюганская гряда
I Верхневасюганская антеклиза

I порядка

I Александровский свод
II Межовский структурный мегамыс
III Северный свод
IV Сургутский свод
V Пыль-Караминский мегавал
VI Каймысовский свод
VII Парабельский наклонный мегавал
VIII Средневасюганский мегавал
IX Нижневартовский свод
X Пологрудинский мегавал
XI Варьеганско-Тагринский мегавыступ
XII Часельский наклонный мегавал
XIII Калгачский наклонный мегавал
XIV Верхнедемьянский мегавал
XV Ярудейский мегавыступ
XVI Медвежье-Нугинский наклонный мегавал

Промежуточные

Мега-, мезо-, моноклинали

I Красноленинская магемоноклиза
II Южно-Надымская мегамоноклиза
III Красноселькупская моноклиза
IV Восточно-Пайхойская моноклиза
V Зауральская мегамоноклиза
VI Тюменская мегамоноклиза
VII Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза
VIII Барабинско-Пихтовская мегамоноклиза
IX Северо-Межовская мегамоноклиналь
X Северо-Парабельская мегамоноклиналь
XI Северо-Демьянская мегамоноклиналь
XII Восточно-Пурская мегамоноклиналь

В центральных районах ЗСБ на территории *Мансийской синеклизы* изучены разрезы БС скв. № 1017, 1018 Горшковской пл., № 2 Салымской пл., № 1 Западно–Салымской пл., № 1183 Северо–Салымской пл., № 901 Малобалыкской пл., расположенные в пределах *Нижнедемьяновской мегавпадины*, скв. № 67 Чупальской пл. и скв. № 1305 Восточно–Правдинской пл., относящиеся к *Юганской мегавпадине*. Мансийская синеклиза, контролируемая изогипсой минус 2800 м, занимает территорию площадью 58200 км^2 и имеет амплитуду 350 м. Расположена она к западу от Красноленинской мегамоноклизы, осложняющей западную часть Обской региональной ступени.

В юго–западной части Мансийской синеклизы находится *Нижнедемьянская* мегавпадина. Депрессия имеет причудливую форму и контролируется изолинией, проведенной на абсолютной глубине 2840 м. Площадь мегавпадины, осложненной одной отрицательной структурой II порядка и тремя отрицательными структурами III порядка, составляет 8250 км^2, амплитуда – 180 м. Расположенная в центральной части мегавпадины Усть–Демьянская мезовпадина, осложненная отрицательной структурой III порядка – Лымкойской впадиной, ограничена изолинией –2860 м, имеет площадь 2680 км^2 и амплитуду 90 м.

Юганская мегавпадина – наиболее крупная в пределах Мансийской синеклизы депрессия I порядка, охватывает территорию, площадью 20000 км^2 и ограничена изогипсой –2820 м. Мегавпадина, амплитуда которой достигает 260 м, осложнена тремя линейными замкнутыми отрицательными структурами II порядка.

Салымский мезопрогиб, площадь которого составляет 1700 км^2 при амплитуде 130 м, вытянут в северо–западном направлении и осложнен одной отрицательной структурой III порядка – Северо–Салымским прогибом. Мезопрогиб, контролируется изогипсой –2880 м, имеет длину 85 км при максимальной ширине 30 км.

Юго–восточный район. В пределах *Александровского свода* изучены разрезы БС скв. № 91 Горстовой пл., № 1 Новонадеждинской пл.. Александровский свод, расположенный в северной части гряды контролируется изогипсой –2380 м, имеет площадь 10820 км^2 и амплитуду 360 м. В качестве самостоятельных тектонических элементов в состав Александровского свода входят Трайгородский мезовал, Окуневский вал, Полуденный и Западно–Александровский структурные мысы.

На *Пыль–Караминском мегавалу* располагается скв. № 11 Восточно–Пылькараминской пл. и № 8 Боровой пл. Пыль–Караминский мегавал, расположенный в северной части Куржинской гряды, в рельефе баженовского горизонта имеет площадь 10900 км^2 и амплитуду 240 м. Мегавал осложнен одной структурой II порядка –

Сосновско–Борским мезоподнятием и одной структурой III порядка – Колонковым валом.

В юго–восточной части ЗСБ скв. № 201 Крапивинской пл., № 11 Междуреченской пл., № 2287 Первомайской пл. расположены на *Каймысовском своде*. Каймысовский свод изометричной формы является положительным тектоническим элементом I порядка, расположенным в северо–восточной части Верхневасюганской антеклизы. Свод сформирован двумя системами поднятий северо–западного и северо–восточного направлений, относительно которых центральная (осевая) часть структуры несколько опущена. Такое строение свода, отнюдь не типичное для положительных тектонических элементов, фиксируется в рельефе как баженовской свиты, так и доюрского основания.

На территории *Усть–Тымской мегавпадины* располагается скв. № 2 Толпаровской пл., расположенной к юго–востоку от Обь–Васюганской гряды. Эта структура имеет подковообразную форму и сформирована зонами прогибания северо–западного и северо–восточного направления. В рельефе кровли юры площадь мегавпадины, оконтуренной на абсолютной глубине 2560 м, составляет 19400 км^2, амплитуда – 240 м. Депрессия со всех сторон ограничена положительными структурными формами. На северо–западе Усть–Тымская мегавпадина граничит с Александровским сводом, на западе, юго–западе и юге, соответственно, со Средневасюганским мегавалом, Пудинским мезоподнятием и Парабельским наклонным мегавалом, на востоке – с Пайдугинским и Пыль–Караминским мегавалами. На севере рассматриваемая депрессия ограничена Караминской мезоседловиной. Скв. № 1 Северофестивальной пл. и скв. № 4 Западно–Квензерской пл. приурочены *Нюрольской мегавпадине*. Нюрольская мегавпадина является отрицательной структурой I порядка, расположенной в южной части Колтогорско–Нюрольского желоба. В структурном плане кровли юры мегавпадина оконтурена на абсолютной глубине 2660 м, имеет площадь 20150 км^2 и амплитуду 340 м. В пределах депрессии выделены пять отрицательных и две положительных структуры III порядка: Кулан–Игайская впадина, Тамрадская впадина, Осевой прогиб, Тамянский прогиб, Южно–Седельниковский прогиб, Игольско–Таловое куполовидное поднятие и Фестивальный вал. Северо–восточный борт Нюрольской мегавпадины осложнен Фестивальным валом (S= 390 км^2, A= 50 м, l= –2700 м) – положительной структурой III порядка, вытянутой в северо–западном направлении.

На территории *Чузикско–Чижапской мезоседловины* изучены разрезы БС скв. № 47 Арчинской пл. и № 2 Пельгинской пл. Чузикско–Чижапская мезоседловина площадью 2850 км^2, представляет собой зону сочленения Лавровского мезовала, расположенного в пределах Северо–Межовской мегамоноклинали и Пудинского мезоподнятия. В состав

Чузикско–Чижапской мезоседловины входит значительное количество локальных поднятий, наиболее крупными из которых являются Нижнетабаганское, Калиновое, Арчинское и Урманское. В нефтегазоносном отношении мезоседловина является уникальной. Связано это с тем, что в пределах большинства осложняющих ее локальных поднятий в отложениях нефтегазоносного горизонта зоны контакта палеозоя и мезозоя открыты месторождения нефти и газа.

В пределах *Северо–Межовской мегамоноклинали* исследованы разрезы БС скв. № 413 Южно–Майской, № 10 Средне–Юлжавской пл. и № 4 Ракитинской пл. (Южный район) Северо–Межовская мегамоноклиналь, площадью 24600 км^2, расположена в зоне сочленения Тебисско–Воробьевского и Межовского мегамысов и Калгачского наклонного мегавала, входящих в состав “переходной» зоны, и юго–восточной частью Нюрольской мегавпадины (Колтогорско–Нюрольского желоба). На северо–востоке мегамоноклиналь граничит с Чузикско–Чижапской мезоседловиной, на юго–западе – с Кыштовским наклонным мезопрогибом. В пределах структуры перепад абсолютных отметок кровли юрского структурно–формационного комплекса составляет 240 м.

На территории *Межовского мегамыса* изучены разрезы скв. №4 и №11 и Межовской площадей (Южный район). Межовский мегамыс, расположенный к востоку от Тебисско–Воробьевского, в административном отношении находится на территории Новосибирской области. Полузамкнутая изогипса, контролирующая наклонный мегавал с юго–запада, северо–запада и северо–востока, проведена на абсолютной глубине 2400 м. В западной части структуры выделены Межовский вал и Красногорское (Братский вал и Веселовское) куполовидное поднятие, которые объединяясь, формируют положительную структуру II порядка – Западно–Межовское куполовидное мезоподнятие. Структура II порядка контролируется изолинией, проведенной на абсолютной отметке, минус 2340 м, имеет площадь 1970 км^2 и амплитуду 160 м. Несколько восточнее Западно–Межовского мезоподнятия расположен Саргатский вал. Центральная часть наклонного мегавала осложнена двумя отрицательными структурами III порядка – Западно–Пешковской и Восточно–Пешковской впадинами. Характерной особенностью Межовского наклонного мегавала является то, что в его переклинальной части происходит выклинивание юрских отложений.

На юго–западе ЗСБ расположен разрез скв. № 5 Тай–Тымской пл. в пределах *Пологрудинского мегавала*. Пологрудинский мегавал – положительный замкнутый тектонический элемент I порядка, площадь которого составляет 5430 км^2 при амплитуде 320 м, вытянут в северо–западном направлении и осложнен 4 изометричными положительными структурами III порядка. В северной и южной частях мегавала,

ограниченного изогипсой –2600 м, выделены Болотнинское и Ивановское куполовидные поднятия. Расположенные в центральной части положительной структуры I порядка Тайтымское и Нововасильевое куполовидные поднятия объединены изогипсой –2540 м и входят в состав тектонического элемента II порядка – Васильевого мезовала. Мезовал также вытянут в северо–западном направлении и имеет площадь 2220 км^2, при амплитуде 260 м.

Глава 2. Методика и объем исследования

В рамках исследования выполнено описание и фотографирование керна 67 скважин, пробуренных на территории, охватывающей область распространения баженовской свиты (рис. 1.1.3). Суммарный объем исследованного керна составил 1320.9 м. На комплексные литолого–геохимические исследования было отобрано 1694 образцов. Объемы выполненных литолого– геохимических исследований кернового материала приведены в таблице 2.1. Для изучения литологии пород было изготовлено 1435 петрографических шлифов стандартного и большого размера. С помощью сканирующего электронного микроскопа и микрозондового спектрометра были изучены 352 образца. Гамма–спектрометрия выполнена для 910 образцов, определение минералогического состава валовых проб и фракций <0,002 мм методом рентгеноструктурного анализа сделано для 649 образцов. Содержание породообразующих окислов определено методом рентгенофлуоресцентного анализа в 1636 образце. Редкоземельные и рассеянные элементы определялись методами методом масс–спектрометрии с индуктивно–связанной плазмой 457 и атомной абсорбции 148 образцов. В 1551 образце выполнено определение форм железа и серы методом «мокрой химии», в 1033 – содержания урана, тория и калия. Для 105 карбонатных и карбонатсодержащих образцов пород выполнен изотопный анализ C^{13} и O^{16}. Комплексное описание пород по результатам исследований в оптическом и электронном микроскопах, рентгеноструктурного анализа, а также пересчета химического состава пород, выполнено для 1491 образца. Для определения $C_{орг}$ и пиролитических характеристик в породах баженовского горизонта была отобрана коллекция из 1567 образцов баженовской свиты по 67 скважинам (Центральный, Юго–восточный, Южный и Северный районы Западной Сибири).

Основными методами изучения литологии черносланцевых толщ, кроме описания кернового материала и изучения шлифов пород методом поляризационной микроскопии, является комплекс инструментальных методов анализа, которые более подробно будут рассмотрены ниже. Широкое комплексирование методов определяется спецификой полиминерального состава и тонкой структуры пород БС и является совершенно необходимым, поскольку ни один из них по отдельности не дает полного и объективного представления о вещественном составе и структурных особенностях пород. Схема исследования состоит из следующих блоков: 1) литолого–петрографический (2.1); 2) физико–химический (2.2); 3) интерпретационный (2.3);

Более детально комплексы исследований по каждому блоку описаны ниже.

Таблица 2.1. Объем проведенных литолого–петрофизических и геохимических исследований керна

	Скважина	количество исследованного керна (м)	отобрано образцов (шт.)	изготовлено шлифов	исследовано в сканирующем электрон.	гамма–спектрометрия (обр.)	рентгеноструктурный анализ (обр.)	рентгено–флуоресентный анализ (обр.)	атомно–абсорбционный анализ (обр.)	ICP MS (обр.)	определение форм S и Fe тодом "мокрой химии" (обр.	изотопный анализ C^{13}, O^{16} (обр.)	$C_{орг.}$ (обр.)	комплексное исслед, пересчет на мин.состав	U, Th, K (обр.)
1	Айпимская–4008	34.7	39	39	31	39	11	40			36		34	34	34
2	Арчинская–47	52	118	81	32	116	46	118			107	12	73	73	73
3	Глуховская–4	20	25												
4	Горстовая –91	23	26	26	17	26	10	26		26	26	5	20	20	26
5	Дружная–322	37	67	51	20	66	16	67		67	67	8	70	67	70
6	Западно–Квензерская 4	22	27		13	27	10	27		27	27	3	24	24	24
7	Ледовая–8	19.4	25	25	6	25	10	25			25	4	25	25	24
8	Межовская–11	25.5	30	23	9	30	11	28	15	14	28		19	19	30
9	Ново–Ортъягунская–187	41.6	65	45	34	60	19	64		65	44	10	91	44	90
10	Пельгинская–2	26	29	29	15	28	9	29			11		21	11	15
11	Повховская–70	89.6	71	49	21	60	21	71		70	70	8	77	70	77
12	Полонская–1	26	29	16	12	29	12	29			24	5	20	24	27
13	Присклоновая–54П	39	38	38	21	32	15	38			38		38	38	38
14	Пякяхинская 2011	6.9	8	8			8				8		8	8	8

Таблица 2.1. (продолжение). Объем проведенных литолого-петрофизических и геохимических исследований керна

	Скважина	количество исследованного керна (м)	отобрано образцов (шт.)	изготовлено шлифов	исследовано в сканирующем электрон.	гамма–спектрометрия	рентгеноструктурный анализ (обр.)	рентгено–флуоресентный анализ (обр.)	атомно–абсорбционный анализ (обр.)	ICP MS (обр.)	определение форм S и Fe методом "мокрой химии"	изотопный анализ C^{13}, O^{16} (обр.)	$C_{орг.}$ (обр.)	комплексное исследование, пересчет на мин.состав	U, Th, K (обр.)
15	Ракитинская–4	32.4	35	28	17	35	13	34	18	19	34		34	34	34
16	Салымская–2	15	16	17	13	16	16	16			16		15	15	
17	Северо–Покачевская–2368	26	37	39		35	15	38			36		33	33	33
18	Северо–Салымская–1183	30	47	47	7	44	24	47			47		46	46	46
19	Средне–Юлжавская–10	24.5	28	28	15	28	11	28			28	4	21	21	21
20	Тай–Тымская–5	20	29	28		32	15	32					27	27	27
21	Толпаровская–2	23.7	31	31	11	31	12	31			31	3	22	22	22
22	Торцовая–140	8	24												
23	Урьевская–7016	13.9	31	29		29	10	29			29		31	29	31
24	Южно–Майская–413	24	44		20	44	16	44		44	44	3	44	44	44
25	Южно–Ягунская–306	29.2	82	65	38	78	39	82	22	82	82	11	107	82	107
26	Болтная 2	10	10	10			15	10			10		10	10	
27	Боровая 8	8.8	11	11				11			11		11	11	
28	Восточно–Правдинская 1305	13.9	14	14			14	14			14		14	14	
29	осточно–Пылькараминская 11	12.9	7	7				7			7		7	7	
30	Вынгапуровская 317	25	22	22				22			22		22	22	

Таблица 2.1. (продолжение). Объем проведенных литолого–петрофизических и геохимических исследований керна

	Скважина	количество исследованного керна (м)	отобрано образцов (шт.)	изготовлено шлифов	исследовано в сканирующем электронном микроскопе (обр.)	гамма–спектрометрия (обр.)	рентгеноструктурный анализ (обр.)	рентгено–флуоресентный анализ (обр.)	атомно–абсорбционный анализ (обр.)	ICP MS (обр.)	определение форм S и Fe методом "мокрой химии" (обр.)	Изотопный анализ C^{13}, O^{16} (обр.)	$C_{орг.}$ (обр.)	омплексное исследование, пересчет на мин.состав (обр.)	U, Th, K (обр.)
31	Горшковская 1017	23.8	26	26			24	26			26		0	26	
32	Горшковская 1018	13.4	11	11			12	11			11		11	11	
33	Ево–Яхинская 356	15.3	24	24			9	24			24		24	24	
34	Ень–Яхинская 501	18.2	9	9				9			9		9	9	
35	Ершовая 199	5.3	11	11				11			11		11	11	
36	Западно–Котухтинская 123	26.6	17	17			13	17		21	17		17	17	17
37	Западно–Пурпейская 710	17.2	16	16			11	16			16		16	16	
38	Западно–Самотлорская 181	9	14	14				14			14		14	14	
39	Западно–Фаинская 55	18.8	13	13			15	13			13		13	13	
40	Колик–Еганская 148	17.5	21	21				21			21		21	21	
41	Кошильская 211	2.5	8	8				8			8		8	8	
42	Крапивинская 201	13.9	23	23			11	23			23		23	23	
43	Малобалыкская 1	13.1	12	12			10	12			12		12	12	
44	Малобалыкская 901	17.84	29	29				29			29	9	29	29	
45	Медвежья 1001	5.4	5	5			5	5			5		5	5	

Таблица 2.1 (продолжение). Объем проведенных литолого– петрофизических и геохимических исследований керна

	Скважина	количество исследованного керна (м)	отобрано образцов (шт.)	изготовлено шлифов	исследовано в сканирующем электронном микроскопе (обр.)	гамма–спектрометрия (обр.)	рентгеноструктурный анализ (обр.)	рентгено–флуоресентный анализ (обр.)	атомно–абсорбционный анализ (обр.)	ICP MS (обр.)	определение форм S и Fe методом "мокрой химии" (обр.)	изотопный анализ C^{13}, O^{16} (обр.)	$C_{орг.}$ (обр.)	комплексное исследование, пересчет на мин.состав (обр.)	U, Th, K (обр.)
46	Междуреченская 11	2.9	12	12			11	12			12		12	12	
47	Межовская 4	15.8	10	10				10		11	10		10	10	11
48	Новонадеждинская 1	12.9	16	16			15	16			16		16	16	
49	Ортьягунская 15	21	15	15				15			15		15	15	
50	Первомайская 2287	22.4	36	36			20	36		11	36		36	36	11
51	Пермяковская 59	5.8	8	8				8			8		8	8	
52	Пермяковская 64	3.8	8	8				8			8		8	8	
53	Западно–Салымская 1	24.1	22	22			25	22			22		22	22	
54	Салымская 2802	22.2	34	34				34			34	20	34	34	
55	Сверхглубокая 6	56	22	22				22			22		22		
56	Северо–Нивагальская 8155	12	29	29			11	29	33		29		29	29	33
57	Северо–Фестивальная	9.7	23	23				23			23		23	33	
58	Северо–Чистинная 482	6.5	7	7				7			7		7	7	
59	Средне–Кульеганская 520	10.5	14	14				14			14		14	14	
60	Сугмутская 423	5.4	9	9			10	9			9		9	9	
61	Сыхтинская 500	6.7	5	5				5			5		5	5	

Таблица 2.1 (продолжение). Объем проведенных литолого– петрофизических и геохимических исследований керна

	Скважина	количество исследованного керна (м)	отобрано образцов (шт.)	изготовлено шлифов	исследовано в сканирующем электрон. микроскопе (обр.)	гамма–спектрометрия (обр.)	рентгеноструктурный анализ (обр.)	рентгено–флуоресентный анализ (обр.)	атомно–абсорбционный анализ (обр.)	ICP MS (обр.)	определение форм S и Fe методом "мокрой химии" (обр.)	изотопный анализ C^{13}, O^{16} (обр.)	$C_{орг.}$ (обр.)	мплексное исследование, пересче на мин.состав (обр.)	U, Th, K (обр.)
62	Уренгойская 673	13	8	8				8			8		8	8	
63	Харасавейская 103	13.2	17	17			17	17			17		17	17	
64	Чупальская 67	15.4	32	32				32			32		32	32	
65	Эниторская 971	24.5	40	40			32	40	60		40		40	40	60
66	Южно–Пякутинская 17	6	6	6				6			6		6	6	
67	Ярайнерская 12	13.3	17	17				17			17		17	17	
	ВСЕГО:	1320.9	1694	1435	352	910	649	1636	148	457	1551	105	1567	1491	1033

Блок 2.1. Литолого–петрографический

Описание керна, увязка образцов

Преимущественно пелитоморфная структура и высокое содержание органического вещества в изучаемых породах предопределяют необходимость использования широкого комплекса всех доступных методов полевой диагностики. Послойное изучение, описание и фотографирование горных пород проводилось последовательно с детальным отображением особенностей структурно–вещественного состава, первичных седиментационных текстур и текстурных нарушений, биогенных и минеральных включений, трещиноватости, характера границ слоев и внутренних последовательностей и т.д. Далее результаты изучения керна сопоставлялись с данными ГИС на основе результатов гамма–спектрометрического каротажа. Поскольку такой вид геофизических исследований проводился не во всех скважинах, для увязки керна с ГИС были учтены результаты гамма–спектрометрии образцов керна, которые сопоставлялись с данными гамма–каротажа.

Петрографические исследования

Изучение структурно–минералогических особенностей пород осуществлялось методом поляризационной микроскопии (Olympus BX51). Матрица пород, насыщенных органическим веществом, часто непрозрачна, и ее петрографический анализ методом оптической микроскопии становится недостаточно информативны. В этой связи классические петрографические исследования пород сочетались с исследованиями методом сканирующей электронной микроскопии (микроскопы TEXCAN MIRA и LEO–1430VP, оснащённые энергодисперсионными спектрометрами INCAEnergy 350). Это исследование было направлено на установление наличия в породах реликтов известковых наннофоссилий (кокколитофорид), уточнения морфологии основных компонентов пород, а также аутигенных минералов (пирит, барит и др.), характера заполнения порового пространства и др.

Используемая классификация пород

Многие авторы при классификации пород БС использовали треугольную диаграмму Г.И. Теодоровича (1954), на крайних точках которой располагались 100 % содержания кремнезема, глинистого материала и карбонатов (Предтеченская, 2006; Важенина, 2010а; и др.). С.В. Сараев (1987) при изучении минерального состава БС применял методику А.Н. Неелова (1980). В классификации пород БС А.Э. Конторовича и соавторов (2016) используется разделение пород по четырем основным компонентам (кремнезема, глинистого материала, карбонатов и керогена). Г.А. Калмыков и Н.С.

Балушкина (2017), О.М. Макарова и соавторы (2017) также предложили использовать четыре выше обозначенных компонента пород БС. Подобную четырехкомпонентную классификацию тонкозернистых пород описали в своей работе О.Р. Лазар с соавторами (Lazar et al., 2015). В таблице 2.2 приведены названия пород, используемые в публикациях по литологии БС.

Таблица 2.2

Типы пород баженовской свиты, выделенные предыдущими исследователями.

Авторы	Методы изучения состава	Название пород БС
Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др. 1986; Решение…, 1994, 2004;	Описание кернового материала	Аргиллиты битуминозные, аргиллиты слабобитуминозные (уточн.), известково–кремнистые
Филина и др., 1984	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Аргиллиты – наиболее распространены в БС, известняки, мергели, радиоляриты.
Зубков, Мормышев, 1987	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Глинистые, глинисто–карбонатно–кремнистые, глинисто–кремнистые, карбонатные, кремнисто–карбонатно–глинистые, пиритовые
Сараев, 1987	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Силициты, субсилициты, смешанные породы
Ушатинский, 1981	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Силициты (слабоглинистые и глинистые, глинисто–кремнистые и известково–кремнистые), глины, мергели и известняки
Условия формирования…1988 (Перозио, Предтеченская)	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Кремнистые породы или силициты, кремнисто–карбонатные породы, известковые глины, глинистые и глинисто–кремнистые породы
Мухер и др., 2013	Описание кернового материала	Силициты слабоглинистые, глинистые, известково–глинистые, аргиллиты кремнистые, аргиллиты кремнисто–известковые, мергели, известняки

Таблица 2.2. (продолжение)

Коровина, 2004	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Глинисто–кремнистые, глинисто–карбонатно–кремнистые, радиоляриты кремнистые, радиоляриты кремнисто–карбонатные
Занин Ю.Н. и др. (2005)	Описание керна, шлифов, РФА, РСА, метод «мокрой» химии	Силициты, глинисто–кремнистые и кремнисто–глинистые породы, аргиллиты
Предтеченская и др., 2006	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Глины алевритистые, кремнистые или углеродистые
Важенина, 2010а	Описание кернового материала	Битуминозный известняк, битуминозный глинистый силицит, кремнистый битуминозный известняк, кремнистый аргиллит, аргиллит
Балушкина, Калмыков, 2013, 2017; Макарова и соавторы, 2017	Описание керна, шлифов, РФА, РСА	Известняки, доломиты, силициты, карбонатизированные и керогеновые силициты, глинистые, карбонатно–глинистые, кероген–глинисто–карбонатные силициты, кремнисто–глинистые породы

О. Лазар и соавторы (Lazar et al., 2015) предлагают использовать термин mudstone для тонкозернистых или криптокристаллических (fine–grained) пород, уточняя состав (кремнистый, глинисто–кремнистый, карбонатно–кремнистый и т.д.). Второй вариант описания пород БС предыдущими исследователями, как преимущественно глинистых, – это завышение содержания глинистой компоненты из–за специфики методики пересчета химических анализов на минералогический состав.

Рассмотрим более подробно основные принципы классификации А.Э. Конторовича и соавторов (2016), соразработчиком которой являлась и автор диссертационной работы. Как известно, породы БС имеют преимущественно биогенное происхождение (Ушатинский, 1981; Конторович и др., 2016; и др.). Основными их компонентами являются кремнезем, глинистое вещество, карбонатный материал, пирит и кероген. Содержание алевритовой примеси в породах не превышает 5 %. Изначально осадки БС – это кремнистые или кремнисто–карбонатные илы с разной степенью

примеси глинистого материала, содержание которого в центральных районах часто не превышает 10–20 %.

Для деления пород на классы и подклассы были выбраны граничные значения концентраций 25 и 50 % для минеральных фаз и 10 % для органического вещества (керогена). Выделены четыре основных класса пород (силициты, микститы, карбонаты и аргиллиты), разделенные на 16 подклассов (табл. 2.3). Термин микстит (биогенный) введен в классификацию для обозначения пород, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50 %. Этот тип пород по классификации В.Н. Шванова и соавторов (1998) (для осадочных пород в целом) отвечает классу смешанных пород.

Схема литолого–петрографических исследований пород баженовской свиты приведена рисунке 2.1.

Блок 2.2. Физико–химический

В лаборатории литологии ИНГГ СОРАН осуществлялся отбор единых образцов на комплексные исследования для достижения максимальной сопоставимости результатов, полученных разными аналитическими методами. Частота их отбора зависела от однородности разреза, обычно составляя один образец на 0,2–0,4 м керна (в новой коллекции 2005–2017 гг.). В отдельных случаях, когда породы обладали разнородными по составу участками, для получения детальной литологической характеристики производилось деление единого образца на прослои с присвоением им дополнительного буквенного обозначения. Таким образом, химический состав всех литологических разновидностей (включая линзы, конкреции, прослои) проанализирован отдельно, что позволило повысить достоверность полученных результатов. В разрезах БС отобранных в более ранний период (1995–2005 гг.) в среднем отбирался один образец на 1 м.

Комплекс анализов для определения минерального состава пород

Для определения содержаний основных породообразующих оксидов применялся метод рентгено–флуорисцентного анализа (РФА), который широко использовался в работах литологов, изучавших рассматриваемые отложения (Ушатинский, 1981; Условия формирования…., 1988; Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2006 и др.). Рентгеноструктурный анализ (РСА) также применялся многими коллективами исследователей для изучения состава глинистой компоненты пород БС и для определения состава пород в целом. К сожалению, в публикациях предыдущих лет отсутствуют описания методики пересчета результатов химических анализов, в частности РФА, на минеральный состав пород. Предположительно пересчет производился вручную, посредством расчета содержания минералов по их

молекулярным весам. Ранее для этих целей использовались таблицы с расчетными коэффициентами. Этот вид пересчета применялся для некоторых разрезов БС в лаборатории Седиментологии ИНГГ СОРАН, но показал существенное завышение содержания глинистой компоненты на 10–20 %, по сравнению с данными РСА. В ИНГГ СО РАН с 1995 года используется методика (Розен, Нистратов, 1984; Розен и др., 2000) пересчета результатов комплекса химических анализов – РФА, «мокрой» химии (определение форм железа и серы), и весового полумикрометода (определение содержания $C_{орг}$) на минеральный состав. Далее приводится описание физико–химических методов, результаты которых использовались для пересчета на минеральный состав пород, после чего более подробно рассмотрена суть программы пересчета.

Определение основных породообразующих оксидов (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, MnO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, BaO) выполнялось методом РФА на спектрометре ARL–9900–XP. Для этого анализируемая проба сушилась при 105°C в течение 1 часа, затем прокаливалась при 1000°C в течение 2,5 часов. После этого прокаленная проба смешивалась с флюсом (66,67% тетрабората лития; 32,83% метабората лития и 0,05% лития бромистого) в соотношении 1:9 (общий вес смеси составляет 5 г). Далее смесь плавилась в платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat–2.0–Ox (Linn High Therm Gmbh). Полученные таким образом стекла анализировались на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL–9900–XP (Thermo Electron Corporation). Погрешность определения содержания основных породообразующих оксидов отвечает второй категории точности по ОСТ 41–08–212–82. Исследования проводились аналитиками ИГМ СОРАН.

Анализ содержания в породах серы сульфидной, сульфатной и форм железа осуществлялось химическими методами. Для определения содержания серы в породах ($S_{общая}$) навеска породы (500 мг) спекается в муфельной печи со смесью «Эшка» при температуре 800°C в течение 2–х часов. Полученная спекшаяся смесь переносится в коническую колбу и кипятится 5 минут в 150 граммах воды. Затем содержимое колбы фильтруется в стакан, и в фильтрат добавляется $BaCl_2$. Далее этот раствор кипятится. При этом образуется сульфат бария $BaSO_4$, нерастворимый в воде. После кипячения раствор с взвесью сульфата бария фильтруется. Оставшийся на фильтре осадок $BaSO_4$ прокаливается в муфельной печи при температуре 800°C в течение 20 минут для того, чтобы удалить воду, и взвешивается. Далее содержание $S_{общей}$ рассчитывается с учетом молекулярной массы $BaSO_4$. Для определения $S_{сульфат}$ навеска (500 мг) разлагается путем кипячения в 10% HCl, затем фильтруется. Перешедшая при этом в раствор сульфатная сера при добавлении $BaCl_2$, осаждается в виде $BaSO_4$ и отфильтровывается. Оставшийся

на фильтре осадок $BaSO_4$, прокаливается и взвешивается. Содержание $S_{сульфид}$ определяется разницей: $S_{сульфид} = S_{общая} - S_{сульфат}$. Исследования осуществлялись лаборантами аналитического центра ИГМ СОРАН.

Определение содержания органического углерода выполнялось также весовым полумикрометодом с помощью экспресс–анализатора (АН–7529) на углерод (при температуре 1000–1100 °С в токе кислорода) из нерастворимого остатка (НО) породы после ее обработки 10 % соляной кислотой. Метод анализа обеспечивает следующие пределы относительных ошибок: при содержании $C_{орг}$ 0,03–0,09% – 30 %, при 0,1–0,2% – 10%, 0,3–1,0% – 7%, 1,0–3,0% – 5 % и более 3,0 – 3%. Содержание керогена (органического вещества) должно определяться по количеству органического углерода в породе с последующим пересчетом по коэффициентам, полученным по результатам выделения и исследования керогенов (Богородская и др., 2005). Определение содержания $C_{орг}$ осуществлялось также пиролитическим методом. Метод пиролиза основан на физическом процессе десорбции углеводородов (УВ) с поверхности твердого тела при повышении температуры в соответствии с температурами кипения индивидуальных органических соединений, присутствующих в исходной смеси (Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1991 и др.). Навеску породы (до 100 мг) закладывают в тигель и по порядку регистрации устанавливают на рабочем столе прибора SR Analyzer – POPI (Pyrolytic Oil Productivity Index). В автоматическом режиме контейнер с пробой направляют в печь, где он нагревается при постоянной температуре 250 °С в течение 5 минут. Затем, согласно заданной программе со скоростью 2 °С/мин разогрев пробы продолжается до 650 °С, при этой температуре образец остается еще 1 минуту. Продукты пиролиза выносятся потоком газа–носителя (гелия) из области нагрева и на выходе из реактора поступают в ПИД, регистрирующий УВ компоненту. Исследования проведены аналитиками ИНГГ СОРАН.

Пересчет результатов химических анализов на минералогический состав

Как отмечено выше*, для пересчета химического состава* пород на минеральный в настоящей работе использовалась программа MINLITH, которая построена на использовании последовательности команд типа «macros» в системе Excel 5.0 Microsoft, разработанная О.М. Розеном с соавторами (Розен, Нистратов, 1984; Розен и др., 2000). Последовательность операций этого пересчета – последовательное решение отдельных задач. В первую очередь вычисляются содержания акцессорных и второстепенных компонентов по стехиометрическим составам, затем производится расчет алюмосиликатов и гиббсита на основании распределения алюминия между соответствующими минералами. По остаточным значениям химических компонентов

вычисляются содержания силикатов, окислов и карбонатов в соответствии с избытком или недостатком компонентов. По результатам пересчета химических анализов на минеральный каждому образцу присвоено литологическое название, согласно принятой в ИНГГ СОРАН классификации (см. табл. 2.3).

Проверка сходимости результатов пересчета, в частности, содержания глинистой компоненты (с трудностями определения которой мы столкнулись при пересчете «вручную») по этой методике и данным РСА (определение валового состава породы) показала относительно высокую достоверность расчетов (табл. 2.4).

В связи с тем, что в результате пересчета вручную получается значительное завышение содержания глинистой компоненты, а результаты пересчета по О.М. Розену и соавторам (2000) имеют хорошую сходимость с данными РСА, и доля отбракованных образцов не велика, было принято решение использовать именно эту программу пересчета результатов химических анализов на минеральный состав пород баженовской свиты. Такой метод пересчета применялся, главным образом, в ИНГГ СОРАН, значительно в меньшей степени в НАЦ им. В.И. Шпильмана, где позднее предложили альтернативную схему пересчета (Волков и др., 2016). В кратком виде эта методика выглядит следующим образом. Расчет кремнистой компоненты пород по данным РФА:

– (КрВ): КрВ=SiO_2–1,427*Al_2O_3

- глинистой компоненты (ГлВ): 3,133*Al_2O_3
- ОВ=1,2*$C_{орг}$
- карбонатное вещество=кальцит+доломит+сидерит (по данным РСА)
- пирит (по данным РСА)

Таблица 2.3. Классификация пород баженовской свиты (Конторович и др., 2016).

Классы пород	Подклассы	Критерии				Минералогический состав, в % массы																								Встречаемость, %
		кремнистые минералы	глинистые минералы	карбонатные минералы	кероген	**Кремнистые минералы**			**Глинистые минералы**			**Альбит**			**Карбонаты**			**Кероген**			**Пирит**			**Апатит**			
						min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	
Общая характеристика выборки						**0,8**	**88,6**		**37,1**	**1,1**	**51,6**	**22,3**	**0,0**	**23,9**	**8,4**	**0,0**	**92,3**	**14,3**	**0,2**	**27,8**	**10,8**	**0,0**	**23,5**	**6,2**	**0,1**	**17,5**	**0,8**
Силициты		**>50**	-	-		**50,1**	**88,6**	**61,3**	**3,2**	**26,5**	**14,5**	**0,5**	**16,8**	**5,6**	**0,0**	**27,5**	**2,4**	**1,7**	**20,9**	**10,3**	**1,2**	**11,4**	**5,1**	**0,1**	**16,9**	**0,8**	**19,9**
Силициты		>50			<10	50,1	88,6	67,3	3,2	22,9	13,2	1,0	16,8	5,1	0,0	27,5	3,6	1,7	9,5	6,1	1,2	9,9	3,3	0,1	16,9	1,3	8,1
Силициты	**керогеновые**	>50			>10	50,2	76,0	57,3	3,2	26,5	15,4	0,5	10,5	5,9	0,0	8,5	1,6	10,1	20,2	13,1	2,8	11,4	6,3	0,2	1,9	0,5	11,9
Аргиллиты		-	**>50**	-																							**0,5**
Аргиллиты	кремнистые	>25	>50			29,1	29,2	29,2	51,5	51,6	51,5	11,9	12,3	12,1	1,6	1,7	1,6	1,5	1,9	1,7	2,6	2,8	2,7	1,2	1,3	1,2	0,5
Карбонаты		-	-	**>50**		**0,8**	**36,2**	**9,5**	**0,7**	**27,5**	**6,7**	**0,0**	**5,9**	**2,5**	**50,6**	**92,3**	**74,2**	**0,2**	**14,2**	**3,8**	**0,0**	**10,6**	**2,5**	**0,2**	**2,5**	**0,8**	**9,8**
Карбонаты				>50	<10	0,8	36,2	8,6	0,7	27,5	6,5	0,0	5,9	2,4	50,6	92,3	76,5	0,2	9,4	2,9	0,0	10,6	2,2	0,2	2,5	0,8	8,8
Карбонаты	**керогеновые**			>50	>10	15,2	19,3	16,9	4,4	15,2	8,5	2,9	4,9	3,9	50,7	57,7	53,6	10,0	14,2	11,6	2,9	6,9	4,9	0,3	0,9	0,5	1,0
Микститы		**<50**	**<50**	**<50**		**9,3**	**49,5**	**34,1**	**1,1**	**49,7**	**26,4**	**0,0**	**23,9**	**10,0**	**0,0**	**49,4**	**9,6**	**1,3**	**27,8**	**12,0**	**1,5**	**23,5**	**7,1**	**0,2**	**17,5**	**0,9**	**69,7**
Микститы	кремнистые	25–50	<25	<25	<10	34,8	48,7	43,4	11,4	24,8	21,6	4,4	13,2	9,7	1,4	20,9	10,4	5,2	9,9	7,9	2,4	6,9	3,6	0,9	10,6	3,4	1,8
Микститы	глинистые	<25	25–50	<25	<10	19,6	23,8	21,8	38,7	45,6	41,9	11,4	17,1	14,3	2,2	15,3	9,5	1,7	7,8	5,4	5,5	7,6	6,4	0,3	1,5	0,7	1,0
Микститы	карбонатные и карбонатно–глинистые	<25		25–50		13,1	23,3	18,6	13,0	33,0	23,2	5,5	6,6	6,3	26,1	45,3	38,2	3,8	9,2	6,1	5,1	8,9	7,1	0,2	1,1	0,6	1,0

Таблица 2.3 (продолжение). Классификация пород баженовской свиты (Конторович и др., 2016).

Классы пород	Подклассы	Критерии				Минералогический состав, в % массы																								Встречаемость, %
		кремнистые минералы	глинистые минералы	карбонатные минералы	кероген	**Кремнистые минералы**			**Глинистые минералы**			**Альбит**			**Карбонаты**			**Кероген**			**Пирит**			**Апатит**					
						min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max	сред.			
Микститы	**керогеновые**	<25	<25	<25	>10	10,7	22,5	16,5	16,4	22,7	19,8	6,0	9,9	8,2	9,2	24,0	16,1	15,7	27,8	21,5	9,4	23,5	16,9	0,6	1,7	1,1	1,3
Микститы	кремнисто–глинистые	25–50	25–50	<25	<10	25,7	47,4	33,6	25,2	49,7	37,6	4,5	18,3	13,4	0,0	15,0	3,9	1,3	9,9	6,1	1,5	9,5	4,6	0,2	3,6	0,7	19,7
Микститы	карбонатно–кремнистые	25–50	<25	25–50		32,9	45,4	38,9	6,6	19,2	11,2	1,5	3,5	2,6	26,1	41,2	34,8	5,1	9,8	7,9	2,6	5,8	4,2	0,3	0,5	0,4	1,0
Микститы	**кероген**–кремнистые	25–50	<25	<25	>10	25,8	49,5	41,4	2,5	24,9	19,9	2,9	23,9	8,6	0,0	24,1	4,5	10,0	27,5	16,2	3,0	15,1	8,5	0,2	17,5	0,9	17,9
Микститы	**кероген**–глинистые	<25	25–50	<25	>10	10,1	22,2	17,3	26,5	39,5	32,1	7,0	13,4	9,3	2,2	20,0	9,4	11,3	25,2	17,1	5,5	21,2	14,2	0,3	1,2	0,7	1,8
Микститы	**кероген**–карбонатные	<25	<25	25–50	>10	9,3	23,8	17,4	1,1	23,7	13,3	0,0	10,9	6,6	25,8	49,4	36,8	10,3	19,3	14,4	2,3	16,6	10,1	0,2	12,7	1,3	6,3
Микститы	**кероген**–глинисто–кремнистые	25–50	25–50	<25	>10	27,5	49,0	37,6	25,0	38,8	28,9	5,6	14,5	10,2	0,0	9,5	3,2	10,2	20,8	13,7	1,8	11,1	5,9	0,2	2,0	0,6	14,9
Микститы	**кероген**–кремнисто–карбонатные	25–50	<25	25–50	>10	25,8	37,2	30,1	1,9	16,5	11,3	3,2	8,3	5,5	25,9	36,3	30,7	10,3	16,0	12,7	6,0	16,7	8,9	0,3	2,8	0,9	3,0

Согласно данным этих авторов, установлена высокая степень сходимости (по 1182 обр.) содержания кремнистой и глинистой компоненты, рассчитанных по данным РФА и полученных после изучения методом РСА.

На наш взгляд применение схемы, используемой в ИНГГ СОРАН, имеет следующие преимущества: 1) методика основана на результатах физико–химических анализов (РФА, мокрая химия и весовой полумикрометод), которые дают результаты в абсолютных величинах, в отличие от метода РСА, применение которого подразумевает определение относительных содержаний компонентов пород. 2) в результате этого пересчета определяются содержания полевого шпата, в частности альбита, а также кальцита и доломита, а не карбонатов в целом; 3) схема включает определение форм железа и серы, что является необходимым для расчета редокс–показателя (степени пиритизации железа и отношения C/S), которые необходимы для интерпретации постседиментационной истории формирования пород и установления свидетельств изменений физико–химических условий на разных этапах литогенеза.

Таблица 2.4.

Содержания глинистой компоненты (Гл) пород по данным пересчета и РСА .

Образец	Содержание глинистой компоненты в породе по данным РФА, %	Содержание глинистой компоненты в породе по РСА данным, %
Р–4–3	34,5	35–40
Р–4–7	30,8	30–35
Р–4–11	28	30–35

Исследование состава и генезиса глинистого материала и карбонатов

Изучение минералогического состава валовых проб и глинистой фракции (<0,002 мм) пород БС в рамках данного проекта проводилось фазовым *рентгенографическим методом* на дифрактометрах ДРОН–3 и ДРОН–4. Особое внимание уделялось определению общего содержания глинистой компоненты в породах. Результаты РСА использовались для оценки закономерностей изменения состава глинистой фракции в районе исследования. Исследования проводились аналитиками ИГМ СОРАН.

Изотопный анализ карбонатных пород проводился для уточнения их генезиса на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов Delta V Advantage. Высушенные, измельченные образцы подвергались обработке 105% полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс–спектрометру. Анализировался состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}C$) и кислорода ($\delta^{18}O$) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбонатов с кислотой. Точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS–19. Изотопные значения указаны в ‰ относительно VPDB. Для расчета палеотемператур для кальцита использовалась формула (Kim O'Neil, 1997), отражающая зависимость фракционирования стабильных изотопов кислорода между водой и осаждающимся кальцитом от температуры, при которой происходит осаждение. $\delta^{18}O$ морской воды принималась –1‰VPDB – среднее значение, рассчитанное с учетом изотопного состава кислорода неизмененных ростров белемнитов, строящих свой скелет с использованием углерода и кислорода из окружающей морской воды. Исследования изотопного состава осуществлялись аналитиками ИГМ СОРАН и МГУ.

Исследование геохимических особенностей пород

Содержания U, Th и K определялись методом сцинтиляционной гамма–спектрометрии. Полученные результаты совместно с данными спектрального гамма–каротажа керна использовались в дальнейшем для детализации привязки керна к результатам ГИС и при поиске зависимости содержания органического вещества от содержания U и общей радиоактивности. Данные о содержании в породах урана использовались при оценке окислительно–восстановительных условий, что более подробно будет рассмотрено ниже. Исследования проводились в ИГМ СОРАН.

Исследование микроэлементного состава пород

Широко известный факт, что обогащенные аквагенным органическим веществом породы и «черные сланцы», баженовская свита, в частности, являются аномальными геохимическими объектами, обогащенными P, U, V, Mo, Re, Se, Zn, Cu, Hg и рядом других элементов–примесей (Конторович, 1965, Колганова, Конторович, 1966, Плуман, 1971; Доманикиты Сибири…, 1982; Ушатинский, 1982; Юдович, Кертис, 1988, 1994 и др.). В этой связи были выполнены определения редкоземельных и так называемых высокозарядных элементов (Hf, Nb, Ta, Zr), а также Ba, Rb, Sr, Th, U, Y методом масс–спектрометрии с индуктивно–связанной плазмой (ИСП–МС). Отличительной особенностью метода является полное переведение в раствор анализируемых элементов.

Для переведения в раствор анализируемых образцов измельченную до 200 меш пробу массой 0,08—0,l г смешивали с метаборатом лития в соотношении 1:3, сплавление вели в течение 15 минут при температуре 1050^0C в муфельной печи в платиновых тиглях (Николаева и др., 2008, 2012). Полученные сплавы растворяли в разбавленной HNO_3 с добавлением следовых количеств HF в полипропиленовых стаканах с магнитными мешалками без нагрева и количественно переносили в мерные стеклянные колбы объемом 100—250 мл. Непосредственно перед выполнением ИСП–МС измерений растворы разбавляли в 10—25 раз в одноразовых полипропиленовых пробирках с добавлением внутреннего стандарта. Необходимый уровень кислотности при растворении плава и выполнении всех стадий разбавления был установлен экспериментально и поддерживался на уровне 4% HNO_3.

Все измерения выполнены на ИСП масс–спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Germany). Для введения анализируемого раствора в виде аэрозоля использовался ультразвуковой распылитель U–5000AT+, на порядок повышающий чувствительность по сравнению с традиционно используемым пневматическим распылителем Майнхарда. Перед измерениями проводили настройку прибора и оптимизацию инструментальных параметров для получения максимального и хорошо воспроизводимого аналитического сигнала при минимальном вкладе оксидных ионов и низком фоновом уровне. Для измерения интенсивностей сигналов были выбраны наиболее распространенные изотопы анализируемых элементов, свободные от изобарных наложений. Образование в плазме оксидов, вызывающих интерференции пиков РЗЭ, оценивается при данных операционных параметрах на уровне 0,1 %, и не требует специальной коррекции, кроме образцов с соотношением концентраций Ba/Eu > 1000 из–за наложения оксидов бария на изотопы европия.

Для уменьшения эффекта «памяти» ультразвукового распылителя и масс–спектрометра, выражающегося в долговременном снижении интенсивности проанализированного сигнала до фонового уровня, между измерениями проводилась промывка системы 4% раствором HNO_3 и водой в течение нескольких минут. Исследования проводились аналитиками ИГМ СОРАН.

Схема физико–химических исследований пород баженовской свиты приведена на рисунке 2.2.

Блок 2.3. Систематизация результатов, полученных в результате литолог–петрографических и физико–химических исследованиях

2.3.1. Исследование закономерностей литолого–геохимического состава пород и условий их седиментации

Типизация разрезов

При анализе особенностей строения разрезов БС широко применялся сравнительный анализ распределения основных породообразующих компонентов (кремнезем, глинистый, материал, карбонаты, пирит, кероген) по разрезу и по площади исследования (в разных районах ЗСБ). Особое внимание уделялось типизации разрезов, включающей построение гистограмм распределения средних содержаний основных компонентов пород, исследования закономерностей расположения в разрезе основных пачек пород, и характеристик ГИС и др. Основным преимуществом проведенной типизации являлось то, что определение состава разрезов на разных площадях производилось в рамках единой методической схемы, изложенной выше и по единой классификации, разработанной в ИНГГ СОРАН (Конторович и др., 2016), что позволяет провести сравнительный анализ разрезов на разных площадях. Это является крайне важным аспектом, так как, как показано выше, вследствие применения разных методических подходов и классификаций предыдущими авторами для названия пород БС практически невозможно использовать данные о составе разрезов из предыдущих публикаций.

Типизация разрезов основана на исследовании литолого–геохимических особенностей БС, включая сравнительный анализ мощностей и положение в разрезе пачек основных типов пород, а также геофизические характеристики толщи. Пачки пород были выделены в соответствии с работой И.В. Панченко и соавторов (2016). Для каждого типа разреза построен сводный планшет литологических и геофизических характеристик БС, включающий диаграммы средних основных породообразующих компонентов (кремнезем, глинистый материал, кальцит, доломит, пирит, ОВ) для преобладающих типов пород каждой пачки. Осуществлена корреляция геофизических и литологических харктеристик изученных разрезов БС по пяти корреляционным профилям для Центрального, Юго-восточного, Южного и Северного районов. После типизации пород проводилось построение карт–схем распространения разных типов разрезов по площади Западной Сибири, предварительно выделялись области седиментации.

На основе типизации разрезов и анализа их корреляционных профилей построена пространственно–временная модель седиментации БС в разных районах территории исследования. Стратиграфическая привязка пачек БС осуществлялась по работе И.В. Панченко и соавторами (2016). Для контроля корректности выделения пачек, использовались единичные разрезы, возраст палеонтологического материала которых определен в лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН.

Для установления соотношения биогенной и терригенной составляющих в породах БС и определения в разрезе некоторых типов пород (силициты, аригллиты, микститы глинистые и микститы глинисто–карбонатные) использовалось отношение SiO_2/Al_2O_3. В рассматриваемых отложениях содержание мелкого алевритового материала обычно не превышает 5%. Таким образом, кремнистый материал в БС рассматривается, как преимущественно биогенный, а глинистый – как преимущественно аллотигенный. Этот показатель (или обратная его величина – Al/Si) ранее для изучения литологии БС использовался в работах И.Н. Ушатинского (1981), Т.Д. Коровиной (2004), Е.А. Предтеченской (2006) и др.

Построение карт–схем распространения основных компонентов БС

Исследования распространения кремнистого, карбонатного и глинистого материалов осуществлялось путем построения карт–схем их распределения на исследуемой площади. Все разрезы сопоставлены с данными ГИС, таким образом, происходила фиксация полноты кернового материала. Изучаемые разрезы, полностью охарактеризованные керном, разделены на три равные по мощности части. В случае отсутствия верхней или нижней частей свиты – на две равные части. В базу данных были включены данные о составе БС, где имелся керновый материал по одной из трех частей разреза. Таким образом количество используемых разрезов для анализа распределения основных породообразующих компонентов для каждой части разреза отличалось. Далее в целом для БС и для каждой ее части посчитаны средние содержания основных породообразующих компонентов, значения которых получены по описанной ранее методике (пересчет в программе О.М. Розена и др. (2000) содержаний породообразующих оксидов (РФА), керогена и разных форм железа и серы (мокрая химия)). При этом в случае присутствия карбонатов в БС в единичном виде такие образцы были исключены из выборки.

Построение карт проводилось средствами GridBuilder–GridMaster ИНГГ, Surfer Golden Software и ArGis ESRI. Положение скважин задавалось и отображалось в

географических координатах (проекция Меркатора). Данные, оцененные в скважинах, интерполировались в узлы регулярной прямоугольной сетки с горизонтальными и вертикальными размерами ячеек сетки в 0.1 градусов. Интерполяция выполнялась с помощью двумерного кригинга с линейной вариограммой, независимо для каждой компоненты.

После построения карт всех литологических компонент они проверялись и при необходимости редактировались на основании обязательности выполнения двух условий: 1) никакая из компонент состава не может принимать отрицательных значений. Хотя в исходных данных таких величин, понятно, быть не может, но использование универсального кригинга допускает возникновения отрицательных значений при удалении от наблюдений; 2) сумма всех компонент состава не может превышать 1.

Анализ данных по редкоземельным элементам, с целью палеореконструкций условий образования БС

Для подтверждения выводов предыдущих исследователей о характере климата во время осадконакопления БС в настоящем исследовании проанализированы индексы химического выветривания (CIA, CIW), а также титанового модуля (Ti/Al), ΣCe/ΣY. В рамках настоящей работы предварительно оценен состав источников сноса. Для этого использовались отношение La/Yb (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al, 1998), европиевая аномалия (Eu/Eu) и распределения значений Hf, Th и Co, Th, La и Sc на треугольных диаграммах в породах БС (Wronkiewicz, Condie, 1987). Отношения нормализованных по хондриту значений La к Yb более 8 указывают на кислый состав источников сноса, менее 4 – основной, от 4 до 8 – промежуточный (средний) (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al, 1998). Европиевая аномалия, рассчитываемая одним из способов как $Eu/Eu^*=Eu_N/(0,5*(Sm_N+Gd_N))$, где $_N$ обозначает нормированные значения по хондриту или стандартным составам глинистых сланцев (NASC, PAAS и др.) (Шатров, Войцеховский, 2009). Для кислых магматических пород характерны значения $Eu/Eu^*<0.85$, в отличие от базальтоидов ($Eu/Eu^*>0.85$—0.90) (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991). По данным ряда исследователей (Wronkiewicz, Condie, 1987; Cullers, 2002) кислые породы характеризуются повышенными содержаниями La и Th и пониженными Co, Sc, Cr, Th по сравнению с основными.

Для установления свидетельств участия в составе пород эксгаляционного материала анализировались модуль Страхова (Fe+Mn)/Ti (Страхов, 1974), отношение Ce/La (Дубинин, Волков, 1986; Стрекопытов и др., 1999) и отношение Zr/Hf (Стрекопытов и др., 1995). По данным С.В. Стрекопытова и соавторов (1995) значения

отношения Zr/Hf более 50 свидетельствует о наличии в породах гидротермального материала. А.В. Дубинин, И.И. Волков (1986) и С.В. Стрекопытов с соавторами (1999) полагают, что отношение Ce/La является более чувствительным индикатором присутствия в осадках эксгаляционного материала, чем модуль (Fe+Mn)/Ti. Значения рассматриваемого показателя по данным этих авторов менее 2 указывают на влияние гидротермального источника. Согласно Н.М. (1974) у значения отношения (Fe+Mn)/Ti более 25 указывают на участие в составе пород материала подводных эксгаляций. Влияние эксгаляционного фактора на породы также оценивалось при помощи анализа распределения РЗЭ, нормированных по хондриту и цериевой аномалии (Ce/Ce^{*NASC}).

2.3.2. Исследование условий формирования пород в диа– и катагенезе

Реконструкция окислительно–восстановительного режима

Для уточнения окислительно–восстановительных условий формирования осадка и установления вторичной пиритизации пород, использовался модуль отношения органического углерода и серы сульфидной (C/S) (Berner, Raiswell, 1983; Berner, 1984; Leventhal, 1995 и др.). Согласно R.A. Berner (1984) отношение C/S может быть использовано для определения пород, претерпевших вторичную пиритизацию. В осадках, образовавшихся в нормально–морских условиях, значение C/S составляет около 3 (Berner, Raiswell, 1983). В этих осадках основная масса пирита была образована в раннем диагенезе в результате бактериальной деятельности. J.S. Leventhal (1995) определил, что породы с отношением C/S равным 1, претерпели вторичную сульфидизацию. Таким образом, по данным этого автора, отношение C/S может быть использовано для установления постседиментационных процессов, происходящих в породе в диа– и катагенезе.

Для всех изучаемых разрезов БС построены диаграммы коррелятивной зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимости, а также распределение по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, органического углерода, показателя C/S и степени пиритизации железа (СП), отношения марганца к алюминию (Mn/Al) и молибдена к марганцу (Mo/Mn), урана аутигенного (U_a). Вышеупомянутые показатели были использованы для реконструкции окислительно–восстановительных условий формирования пород.

Согласно Л.А. Гуляевой (1953), Н.М. Страхову (1956, 1960), Н.М. Страхову, Э.С. Залманзону, М.А. Глаголевой (1959), А.Э. Конторовичу и соавторам (1971) и Р.

Райсвеллу с соавторами (Raiswell et al., 1988) степень пиритизации железа определяется следующим образом:

$$СП=Fe_{пир}/(Fe_{пир}+Fe_{reactive})$$

Р. Райсвеллом с соавторами (Raiswell et al., 1988) были предложены следующие граничные значения и соответствующие им обстановки: СП<0.45 указывает на окисные словия, 0.45<СП<0.75 – “застойные” дизоксические условия, СП>0.75 – эвксинские условия.



Рис. 2.1. Схема литолого-петрографических исследований баженовской свиты.



Рис. 2.2. Схема физико–химических исследований пород баженовской свиты.

Очень низкие значения отношения Mn/Al <0.005 согласно П. Хофману (Hofmann et al., 1999) указывают на бескислородные условия седиментации. В бескислородных условиях марганец находится в растворенной форме (Mn^{2+}), а при смене режима на более кислородный – выпадает в осадок (Pratt et al., 1991; Холодов, 2006 и др.).

Для определения редокс–условий образования отложений используется анализ значений урана аутигенного (U_a) (Wignall, Myers, 1988). Как известно, уран приносится в бассейн седиментации к в твердой фазе, так и в растворе (в виде уранил карбонатных комплексов) (Langmuir, 1978). Уран может быть осажден в восстановительной обстановке при наличии сорбентов (ОВ или фосфатов) (Коченов и др., 1977; Holland, 1984 и др.). Как правило, в иловых (тонокзернистых) породах отношение тория к урану составляет 3 (Wignall, Myers, 1988). Таким образом, содержание в породе урана аутигенногоопределяется следующим образом:

$$U_a=U_{total}–Th/3$$

По данным этих авторов, $U_a<2$ определяет окислительные условия, $2<U_a<10$ – субокислительные, $10<U_a<15$ – аноксидные (бескислородные), $U_a>15$ – эвксинские.

Е.А. Предтеченская (2006) использовала ранее для определения окислительно–восстановительных условий отношение V/Cr. В настоящей работе этот показатель, так же, как и ряд других показателей (V/(V+Ni), Ni/Co, V/Cr, U/Th) применялись для определения редокс–условий формирования БС. V и Cr в окислительных обстановках не накапливаются в осадках, тогда как в восстановительных условиях оба элемента связываются органикой, и концентрация их в породах увеличивается (Маслов, 2005). Б. Джонс и А. Мэннинг (Jones, Manning, 1994) на примере ряда литостратиграфических подразделений верхней юры грабена Викинг в Северном море и формации Кэммиридж Клэй (Kimmeridge Clay) рассмотрели возможность использования некоторых геохимических индексов и установили количественные границы между бескислородной, дисокисной и окисной зонами, которые приведены в таблице 2.5.

Поиск геохимических барьеров, на которых происходило аутигенное минералообразование

Отдельным аспектом исследования являлся поиск интервалов, на которых в диа– или катагенезе происходило изменение физико–химических условий и концентрировались такие аутигенные минералы как пирит, карбонаты (кальцит, доломит) и барит. Для всех изучаемых разрезов БС построены диаграммы коррелятивной

зависимости C/S, проанализированы значения коэффициента корреляции и отклонения от зависимостей, а также распределение по разрезу кремнезема и глинистого материала, кальцита, доломита, пирита, органического углерода, показателя C/S и степени пиритизации железа (СП), отношения марганца к алюминию (Mn/Al), урана аутигенного (Ua). На интервалах залегания карбонатных, пиритовых и барий–содержащих пород проанализировано изменение содержания в них кремнистого, глинистого материала и СП с целью уточнения палеоусловий в эти периоды.

Изучение изменение литологического состава БС с ростом катагенетической преобразованности ОВ

Для определения изменения литологического состава БС с ростом катагенетической преобразованности ОВ (по Фомину, 2014) проведена оценка и сравнительный анализ распределения по разрезам БС содержаний доломита, кальцита, керогена, пирита, отношения C/S.

Схема физико–химических исследований пород баженовской свиты приведена на рисунках 2.1– 2.3.

Таблица 2.5.

Значения геохимических окислительно–восстановительных индексов для разных по насыщенности кислородом зон придонного слоя воды (Jones, Manning, 1994; Маслов, 2005)

Uаут	СП(DOP)	V/(V+Ni)	Ni/Co	V/Cr	U/Th
Бескислородная зона					
12,5	0,75	0,7	7,0	4,25	1,25
Дисокисная зона					
5	0,5	0,55	5,0	2,0	0,75
Окисная зона					

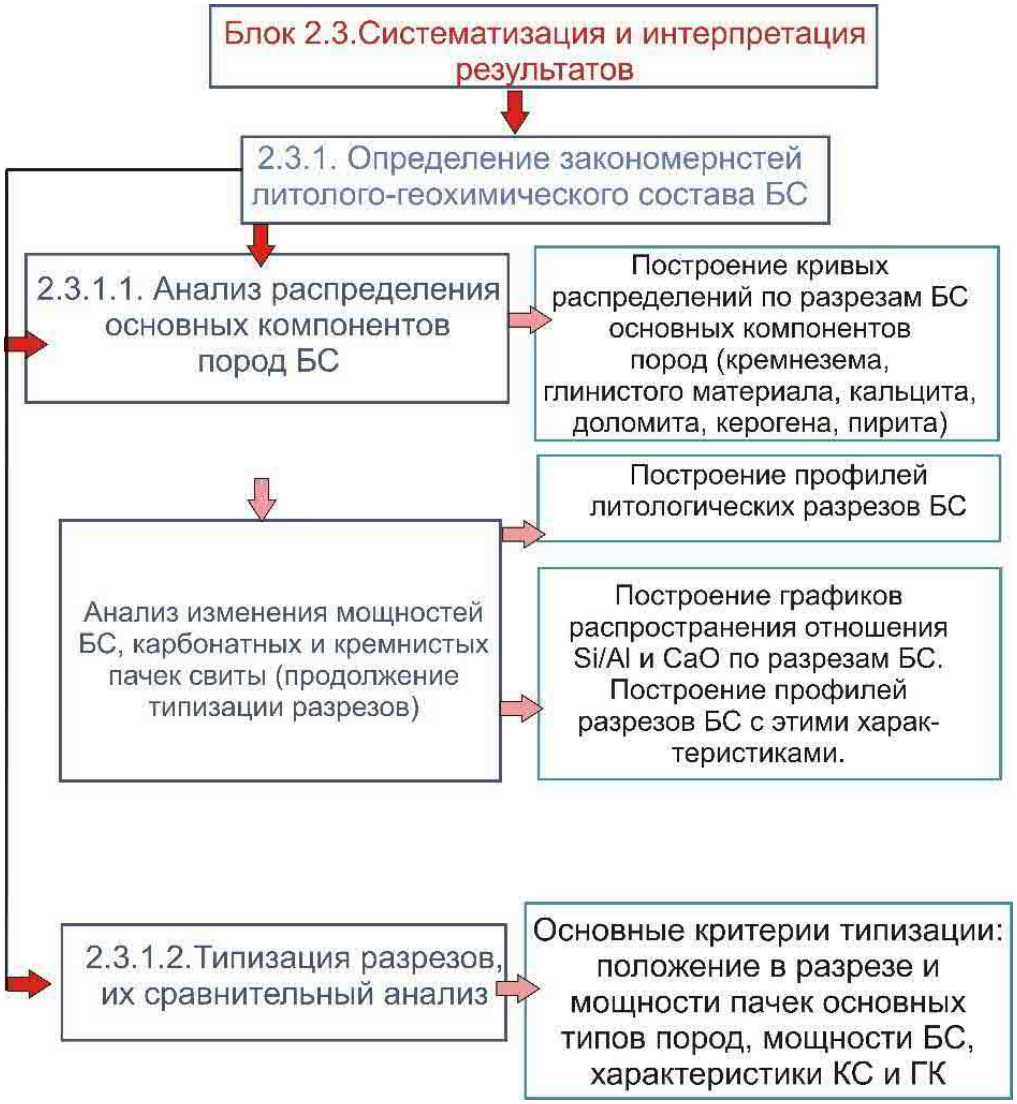


Рис. 2.3. Схема исследований по интерпретации полученных результатов литолого–петрографических и физико–химических анализов.



Рис. 2.3 (продолжение). Схема исследований по интерпретации полученных результатов литолого–петрографических и физико–химических анализов.

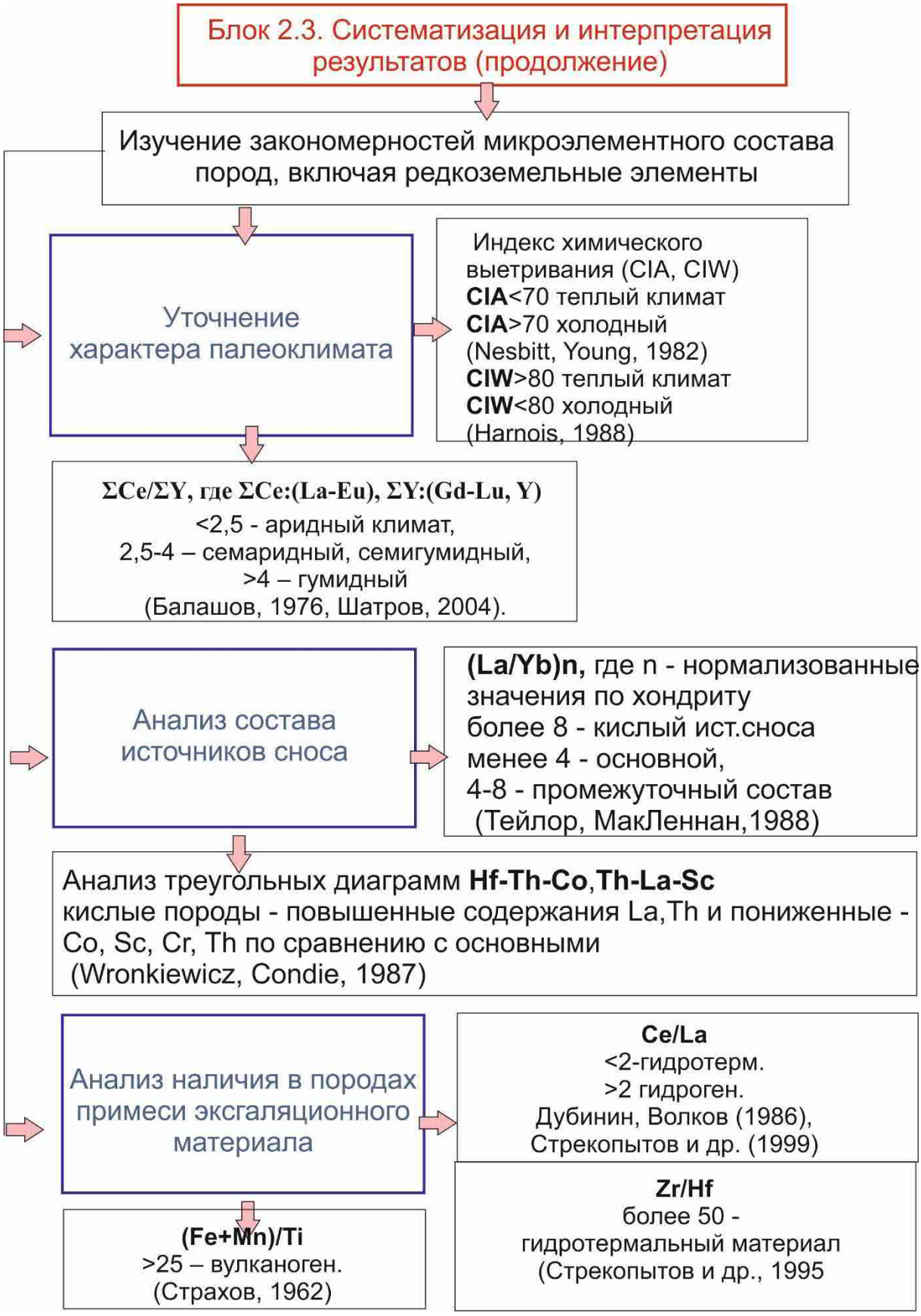


Рис. 2.3 (продолжение). Схема исследований по интерпретации полученных результатов литолого–петрографических и физико–химических анализов.

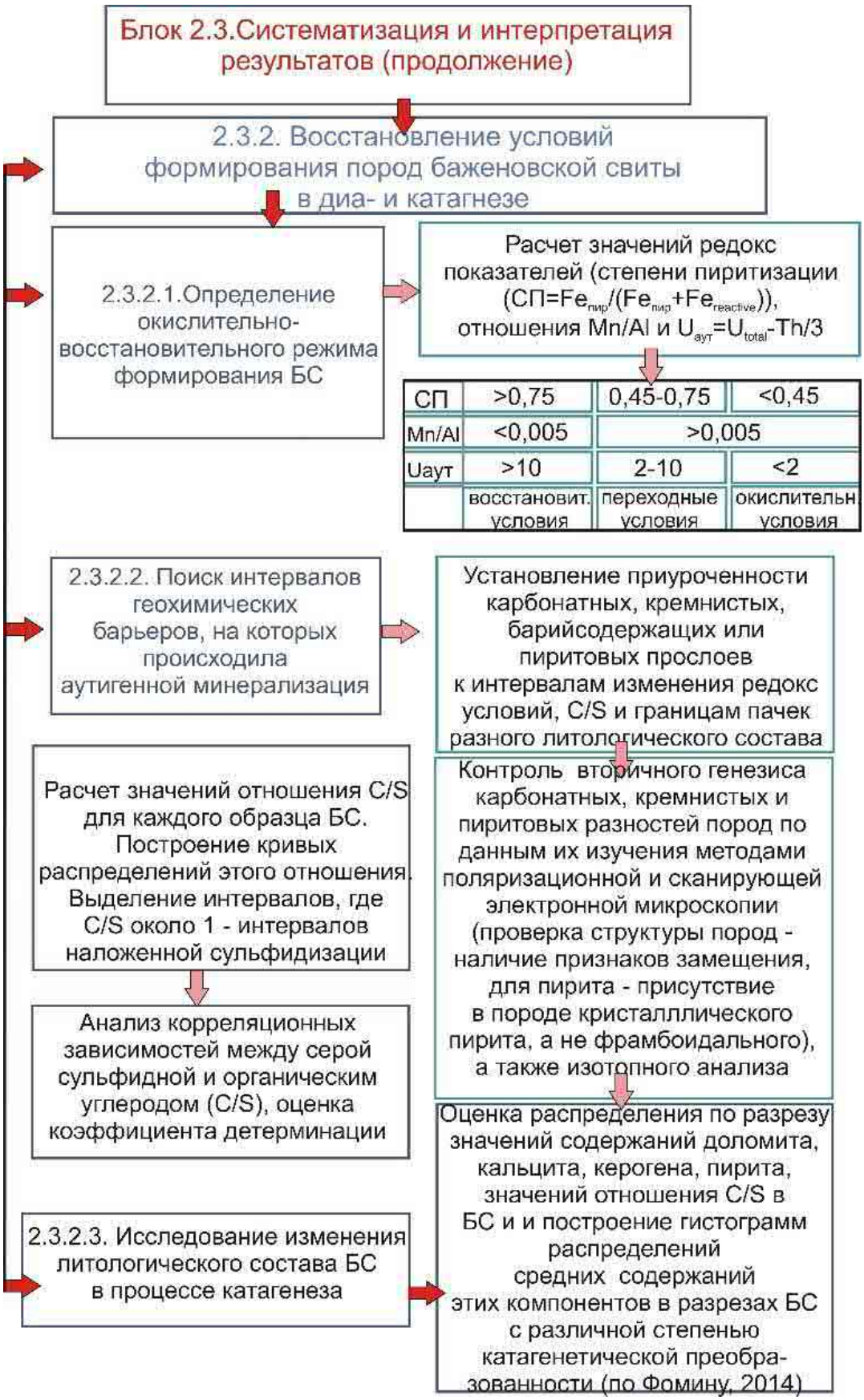


Рис. 2.3 (продолжение). Схема исследований по интерпретации полученных результатов литолого–петрографических и физико–химических анализов.

Глава 3. Литология баженовской свиты

3.1 Петрографическая характеристика пород

После выделения БС в отдельное стратиграфическое подразделение в начале в виде пачки в составе марьяновской свиты в 1959 г. (Ф.Г. Гурари), а затем в качестве отдельной свиты в 1967 году началось активное изучение ее литологии. Главные особенности геологии и палеогеографии верхней юры выявлены еще в конце пятидесятых и в шестидесятые годы прошлого века (Казаринов, 1958, Гурова, Казаринов, 1962, Гурари и др., 1959, Гольберт и др., 1968, Конторович и др., 1967, 1972, Конторович и др., 1975, Нестеров, 1985). В семидесятые и восьмидесятые годы изучению вещественного состава пород БС также посвящены работы многих исследователей (Гурари, 1981; Условия формирования…, 1988; Дорофеева и др., 1983; Лебедев и др., 1979; Ушатинский, 1981; Филина и др., 1984). В настоящее время в связи с возросшим интересом нефтяных компаний к возможностям добычи нефти БС значительно увеличился объем исследований ее литологического состава по всей площади Западной Сибири (Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2006; Важенина, 2010а; Мухер и др., 2013; Балушкина и др., 2013; Эдер и др., 2015а, б).

Литология БС наиболее изучена в Салымском и Красноленинском районах, что связано с полученными в них притоками нефти из этой толщи. По сравнению с подстилающими и перекрывающими породами БС обогащена пиритным железом, ОВ и обеднена окисным железом, что связано с условиями накопления и преобразования осадков (морской бассейн, обилие ОВ, восстановительная обстановка, воздействие углеводородов и др.) (Конторович и др., 1967, 1972, Ушатинский…, 1981).

Прежде, чем перейти к описанию типов пород БС и закономерностям их распространения на территории исследования, необходимо рассмотреть минералогические особенности основных компонентов пород изучаемой толщи – кремнезем, глинистый и карбонатный материалы, органическое вещество, а также особенности аутигенной минерализации.

3.1.1. Компоненты пород

ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОД

Кремнезем

Кремнистый биогенный материал существенно преобладает в БС над терригенным кварцем, содержание которого не превышает первых процентов.

Аутигенный кремнезем в свите выполняет реликты раковин радиолярий, линзочки, присутствует в микро– и скрытокристаллическом виде. Основным минералом в силицитах является халцедон, возникший за счет опала кремнескелетных организмов (Ушатинский и др., 1981). Сохранность радиолярий различна – от прекрасно сохранившихся до сильно деформированных, переходящих затем в микролинзовидные выделения кварца без признаков биогенного строения (Сараев, 1987). С.И. Филина и соавторы (1984) описали различные стадии перекристаллизации скелета радиолярий вплоть до полного исчезновения их форм и образования линзовидных прослоев тонкокристаллического кремнезема.

По данным изучения пород в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) в рамках настоящего исследования кремнезем в изученных разрезах БС присутствует преимущественно в скрытокристаллическом виде (рис. 3.1.1 А–Г). В единичных случаях в породах наблюдаются участки перекристаллизации кремнезема с образованием микрокристаллов кварца и пустотного пространства (см. рис. 3.1.1 Б). В породах Центрального района содержание этого компонента в большей части пород составляет 40–60%, к периферии бассейна содержание кремнезема сокращается до 20–30%.

Глинистый материал

Изучение глинистых минералов БС проводилось многими авторами, среди которых в первую очередь следует отметить Т.И. Гурову и В.П. Казаринова (1962), Т.Ф. Антонову (1964), И.Н. Ушатинского (1981, 1987 и др.), Г.Н. Перозио и М.Ф. Соколову (Доманикиты…, 1982, Условия формирования..., 1988), С.И. Филину и др. (1984). Все авторы называют следующий комплекс глинистых минералов в составе БС: диоктаэдрическая гидрослюда (иллит), смешанослойные минералы ряда гидрослюда–монтмориллонит, каолинит, хлорит. В составе глинистых минералов встречены также аутигенный галлуазит и монтмориллонит (Нефтегазоносность..., 1987). С.И. Филина с соавторами (1984) привела карту распределения ассоциаций минералов глин в породах БС на площади ее развития.

По данным РСА глинистые минералы пород БС изученных разрезов представлены преимущественно слюдой мусковитового типа 2М1 (рис. 3.1.2–3.1.5), в меньшей степени смешаннослойными минералами ряда иллит–смектит, при незначительном содержании каолинита и хлорита (в большинстве случаев не более 10–15% каждого). Как можно видеть из приведенных гистограмм состав глинистой фракции по районам существенно не отличается. Некоторые разрезы БС Северного и Юго–восточного районов характризуются повышенными содержаниями каолинита и хлорита

(см. рис. 3.1.3, 3.1.5). Суммарные значения содержания каолинита и хлорита в БС в Центральном районе не превышают 2–3 %, Юго–восточном и Северном районах – 25–30 %. Роль каолинита и хлорита возрастает (5–10 %) в некоторых разрезах Центрального района в зоне перехода от БС к подачимовской пачке.

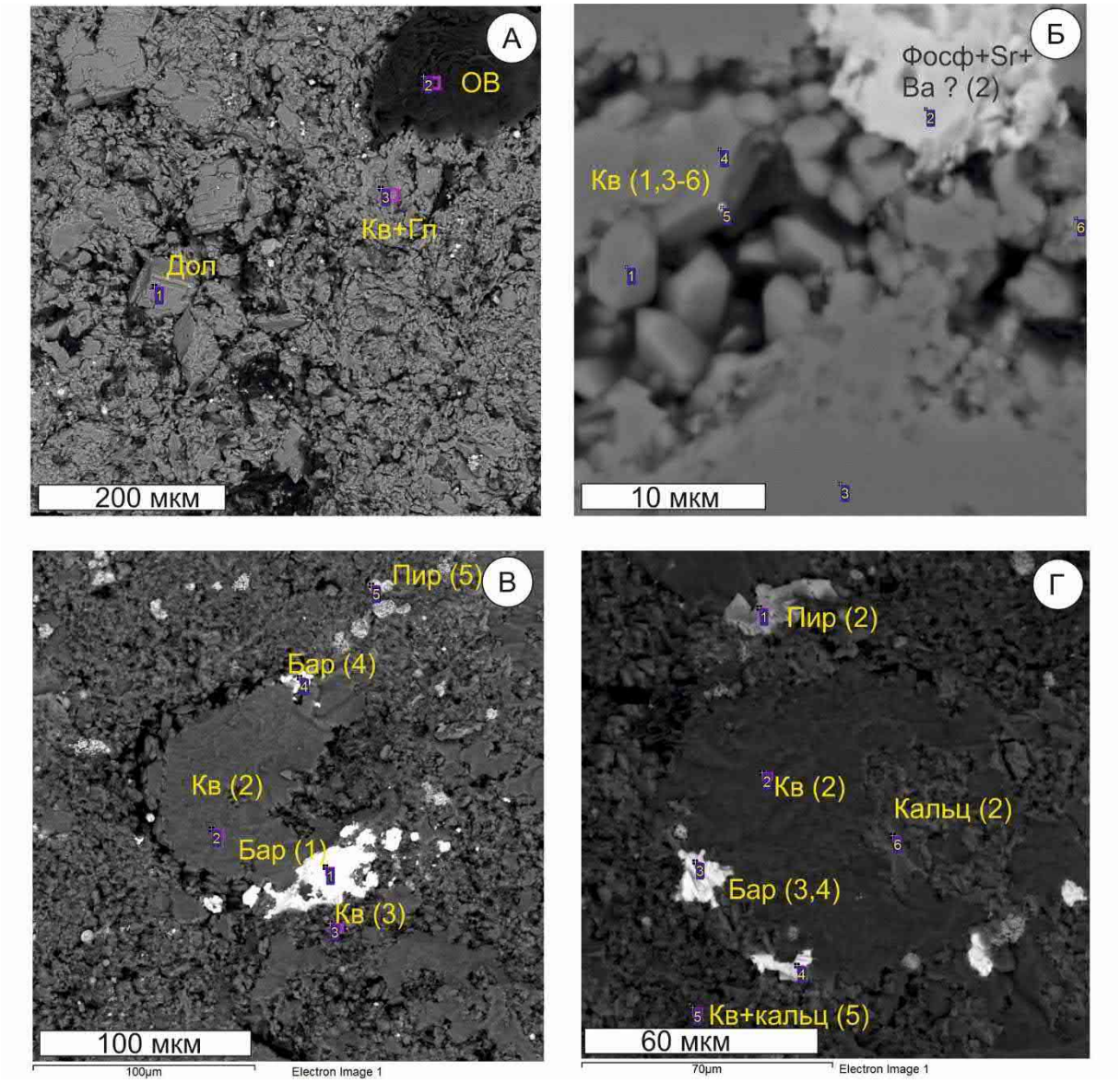


Рис. 3.1.1. А – кремнезем в скрытокристаллическом виде, микрокристаллы доломита, скопление ОВ в силиците керогеновом. Дружная площадь. Обр. 322–Д–233а. Глубина 2858,5 м. Б – микрокристаллы кварца в силиците скрытокристаллическом. Малобалыкская площадь. Обр. М–901–35. Глубина 2909,99 м. В,Г – образования барита, в окаймлении кремнистых реликтов радиолярий в силиците керогеновом. Дружная площадь. Обр. 322–Д–233б. Глубина 2858,5 м.

Иллит–смектитовые образования имеют волокнистую форму и распределены по всему пространству породы (рис. 3.1.6). Пластинчатая форма частиц сокращает сечение поровых каналов и снижает их проницаемость.

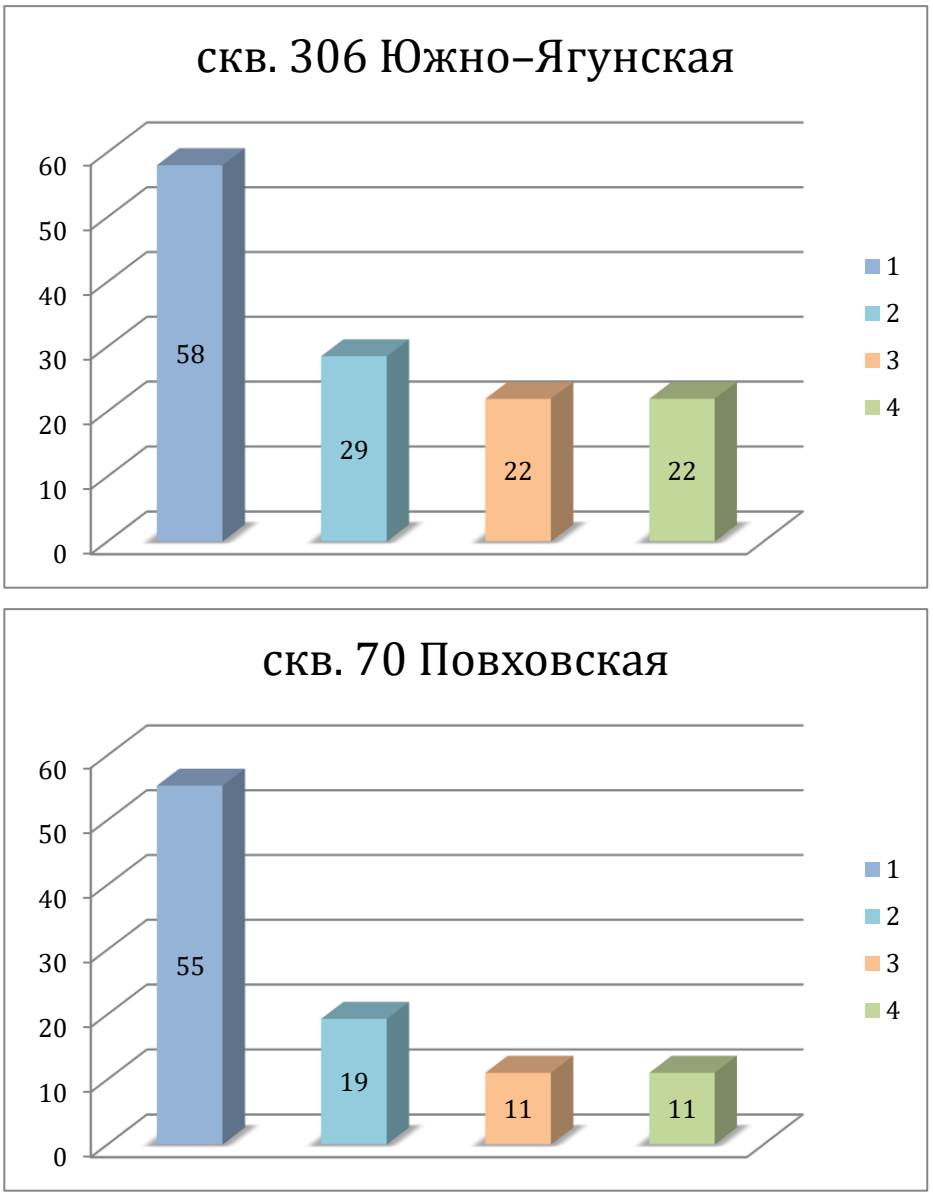


Рис. 3.1.2. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Центрального района. Условные обозначения: 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2M1), 2 – иллит–смектит, 3 – каолинит, 4 – хлорит.

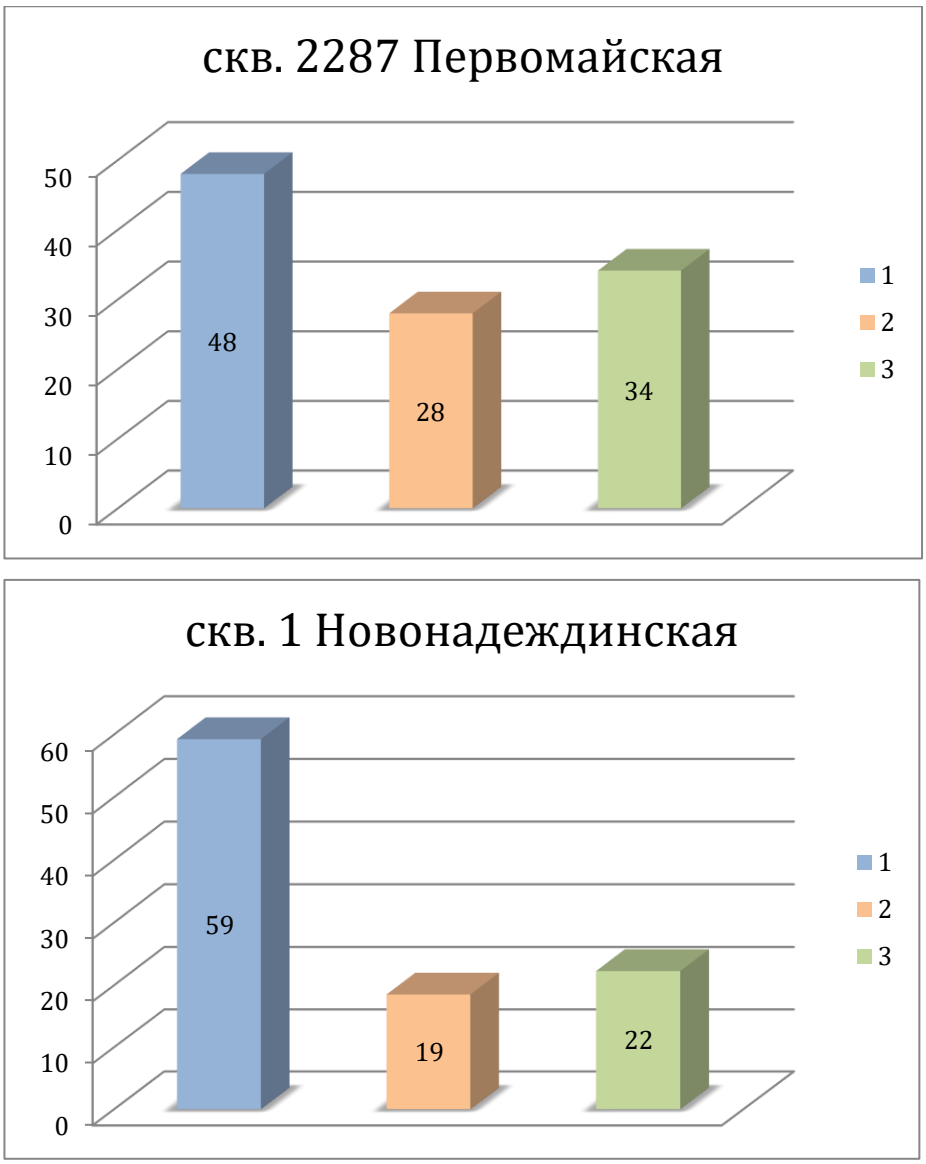


Рис. 3.1.3. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Юго–восточного района. Условные обозначения: 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2M1), 2 – каолинит, 3 – хлорит.

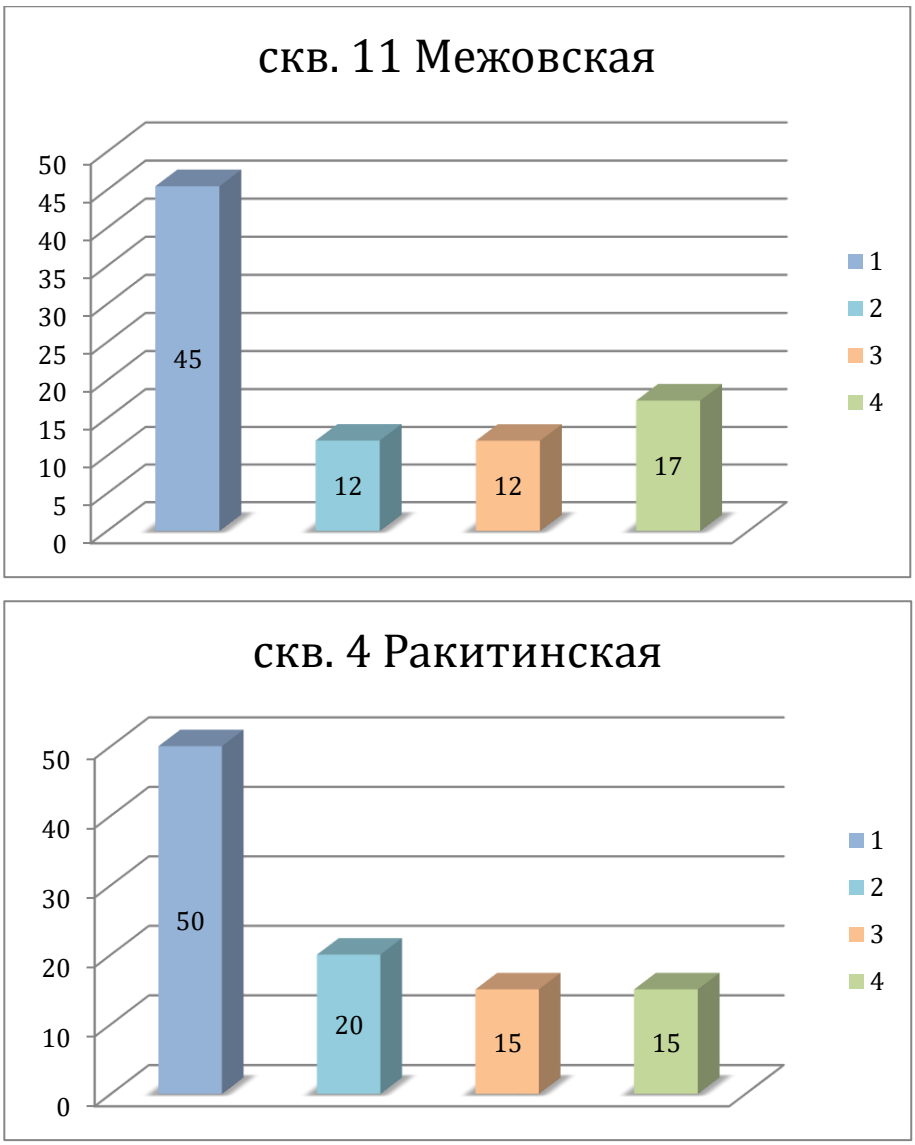


Рис. 3.1.4. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Южного района. Условные обозначения: 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2М1), 2 – иллит–смектит, 3 – каолинит, 4 – хлорит.

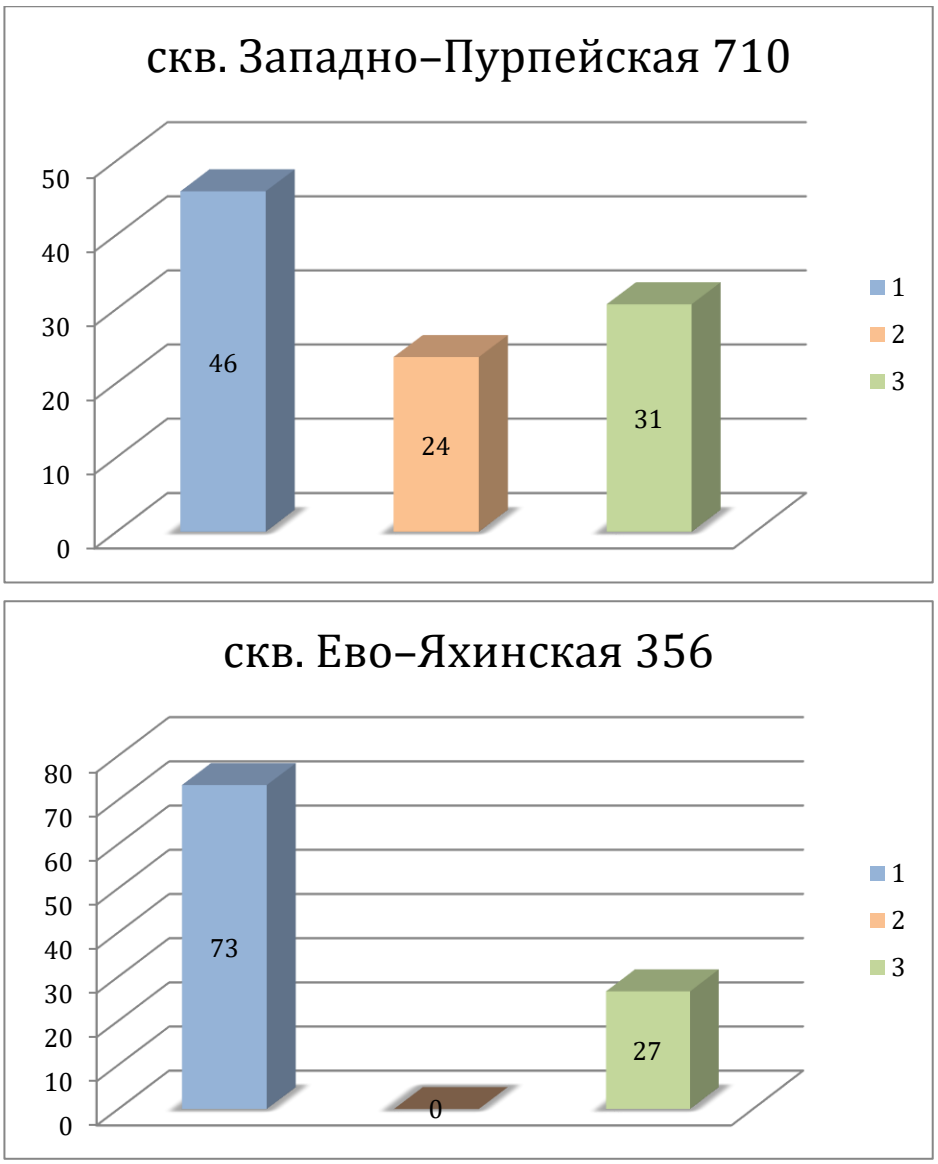


Рис. 3.1.5. Средний состав глинистой фракции пород баженовской свиты Северного района. Условные обозначения: 1 – гидрослюда (слюда мусковитового типа 2M1), 2 – каолинит, 3 – хлорит.

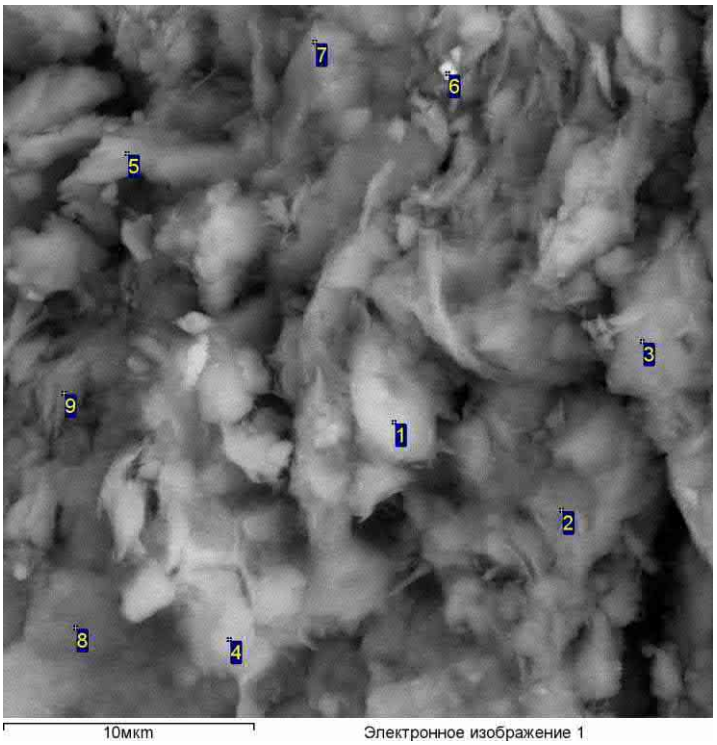


Рис. 3.1.6. Иллит–смектит. Баженовская свита. Скважина Салымская № 2802, обр.Салым–2802–Я14 (гл.2789,90 м).

Карбонаты

Присутствие известковых и в меньшей степени доломитовых прослоев в БС упоминалось многими исследователями (Ушатинский, Зарипов, 1978; Зубков, Доронина, 1982; Предтеченская и др., 2006; Немова и др., 2015; и др.).

Согласно Т.И. Гуровой, В.П. Казаринову (1962) кальцит БС представлен двумя генерациями: сингенетичной в виде мелких (0,008–0,02 мм) кристалликов, беспорядочно расположенных в основной глинистой массе, и диагенетичной – до 0,5 мм с весьма расплывчатыми контурами причудливых очертаний. Кальцит и доломит слагают отдельные слойки, а также замещают минералы кремнезема в скелетах радиолярий, образуя по ним псевдоморфозы. К вторичным известнякам относятся также карбонатные конкреции, более подробно описанные ниже. Содержание карбонатных минералов в большинстве пород БС невелико (в среднем 10 %). С.И. Филина и соавторы (1984) отмечали, что при кальцитизации пород БС, сопровождающейся раскристаллизацией кристаллов кальцита, наблюдается перераспределение рассеянного ОВ. Это заключение соотносится с низкими содержаниями керогена в карбонатных породах БС в большинстве случаев (1–3 %).

Источником первичного кальцита являлись: 1) известковый нанопланктон (главным образом, кокколитофориды), что установлено по результатам исследований многочисленных образцов в СЭМ и подтверждает выводы предыдущих исследователей (Гурова, Казаринов, 1962; Ясович, Поплавская, 1975; Филина,1984; Захаров, 2006; Zanin et al., 2012; Балушкина и др., 2013; Эдер и др., 2015а,б; Панченко и др.. 2015а; и др.) (рис. 3.1.7 А–Г); 2) раковины двустворок, образующие послойные скопления, преимущественно в верхней половине свиты, упоминались многими исследователями (Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015а; и др.). Особенности их распределения рассмотрены наиболее подробно в работе Е.А. Предтеченской и соавторов (2006). И.В. Панченко и соавторы (2015а) в нижней и средней частях баженовской свиты центральной части ЗСБ выделяют две пачки с многочисленными известковыми микропрослоями, представленными остатками двустворок. По результатам изучения пород в СЭМ определено, что кальцит и доломит в карбонатных и карбонатсодержащих породах БС находится в скрыто– и микрокристаллическом виде, на некоторых участках породы наблюдаются различные генерации кальцита, ранние (с более мелким размером микрокристаллов) и более поздние (с относительно курпным размером индивидов) (рис. 3.1.8 А,Б,Г). В некоторых случаях в зонах перекристаллизации карбонатного материала наблюдается заполнение пустотного пространства органическим веществом (рис. 3.1.8 В,Г). Микроскопические исследования показали, что доломит присутствует в виде мелких ромбоэдрических кристалликов, или в скрытокристаллическом виде.

Органическое вещество

Органическое вещество является важнейшим компонентом пород БС, поскольку именно с ним связано формирование основной массы залежей нефти в Западной Сибири. Н.Б. Вассоевич и А.Э. Конторович уже на ранних этапах исследований БС обратили внимание, что кероген является в этой толще породообразующим компонентом (5–25%). По мнению многих исследователей источником ОВ были преимущественно планктонные организмы, радиолярии и водоросли, бактерии. По данным С.В. Сараева (1987) органическое вещество БС образует самостоятельные отдельные сгустки и пленки, а также полимерные микро– и коллоиднозернистые смеси с кремнистым, глинистым и карбонатным материалом. Аквагенный генезис ОВ БС подтверждается данными об изотопном составе керогена, его элементным составом (водород) и материалами по геохимии углеводородов био– маркеров (Конторович, Парпарова, Трушков, 1967; Конторович и др., 1991; 2009; Peters et al., 1993 и др.).

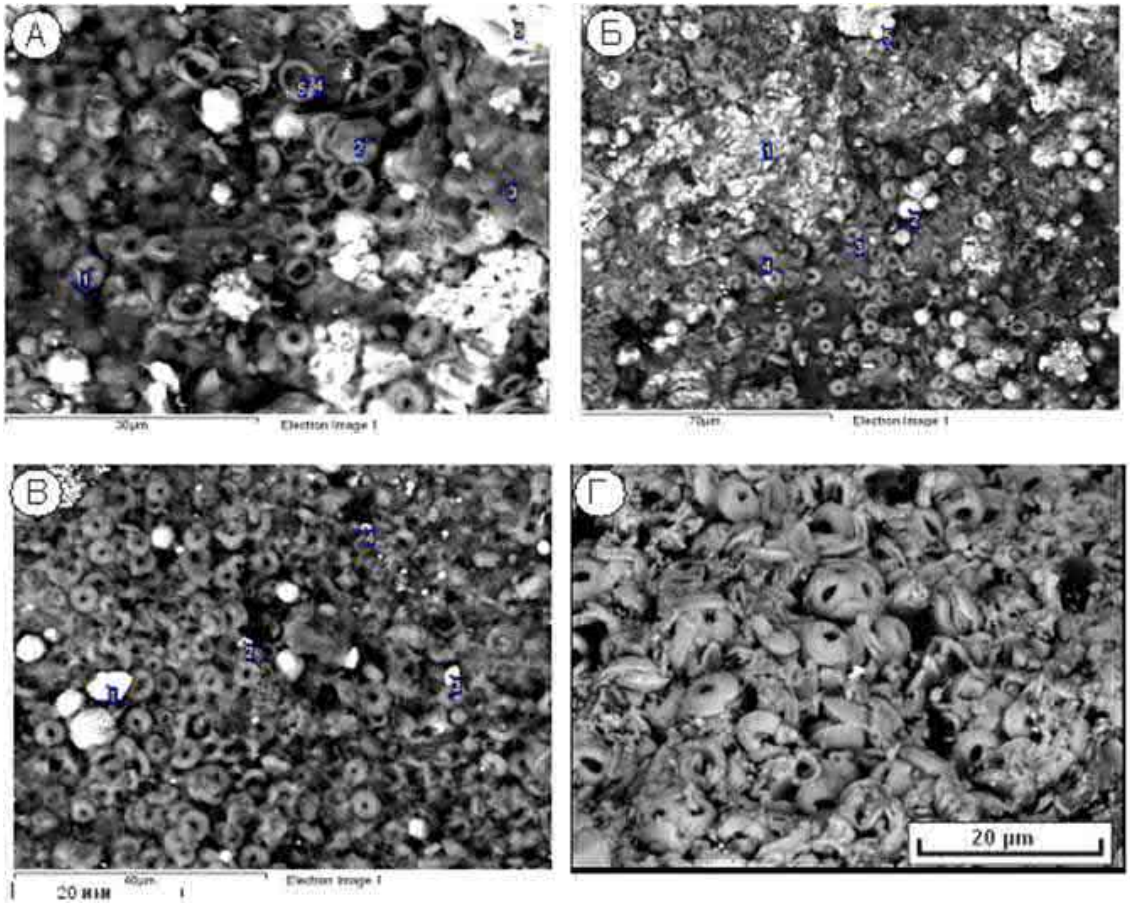


Рис. 3.1.7. Остатки кокколитофорид кольцеобразной формы (кокколиты), представленные кальцитом в микститах кероген–карбонатных баженовской свиты Юганской мегавпадины и Хантейской гемиантеклизы

Согласно результатам настоящего исследования кероген в БС наблюдается в нескольких модификациях: 1 – в виде бурых микролинзочек (в некоторых случаях линз–прослоев), удлиненной формы толщиной 0,01–0,03 мм, длиной 0,05–0,07 мм, до 1 мм (рис. 3.1.9 А); 2 – в микродисперсном виде, заполнение микропустот, придающее темно–бурый до черного цвет породе (рис. 3.1.9 А, В,Г); 3 – заполнение трещин толщиной около 50 мкм (рис. 3.1.9 Г), 4 – в виде углеродистых обломков удлиненной или неправильной формы размером 50–400 мкм (рис. 3.1.10 Б), 5 – внутреннее выполнение кальцитизированных остатков радиолярий или кальцисфер (рис. 3.1.9 А–В). Согласно А.Э. Конторовичу (2019) если учесть, что значительная часть органического вещества была утеряна (вода, диоксид углерода, аммиак, сероводород, газообразные и жидкие

углеводороды, гетероциклические соединения), то к началу катагенеза максимальные концентрации органического вещества в породах могли достигать 40–45%.

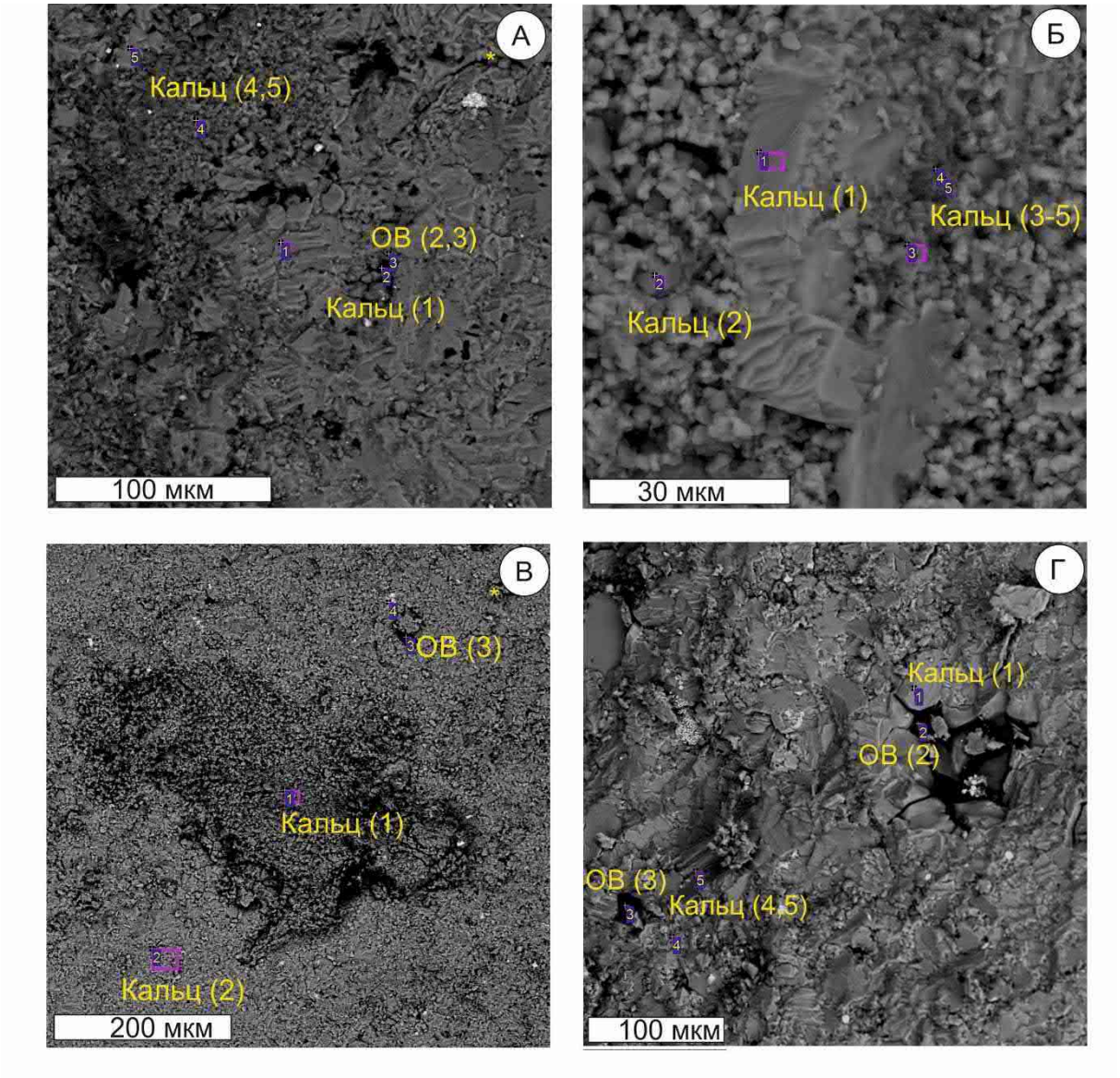


Рис. 3.1.8. Карбонатные породы баженовской свиты. А,Б – две генерации кальцита в БС Южно–Ягунской площади. А – микстит кероген–карбонатный. Обр. 306–ЮЯ–266. Глубина 2808,33 м. Б – известняк. Обр. 306–ЮЯ–290. Глубина 2815,07 м. В,Г – заполнение порового пространства в местах раскристаллизации кальцита органическим веществом. В – известняк. Обр. 306–ЮЯ–301. Глубина 2817,64 м. Г – микстит керогеновый. Дружная площадь. Обр. Д–322–Д–192. Глубина 2848,05 м.

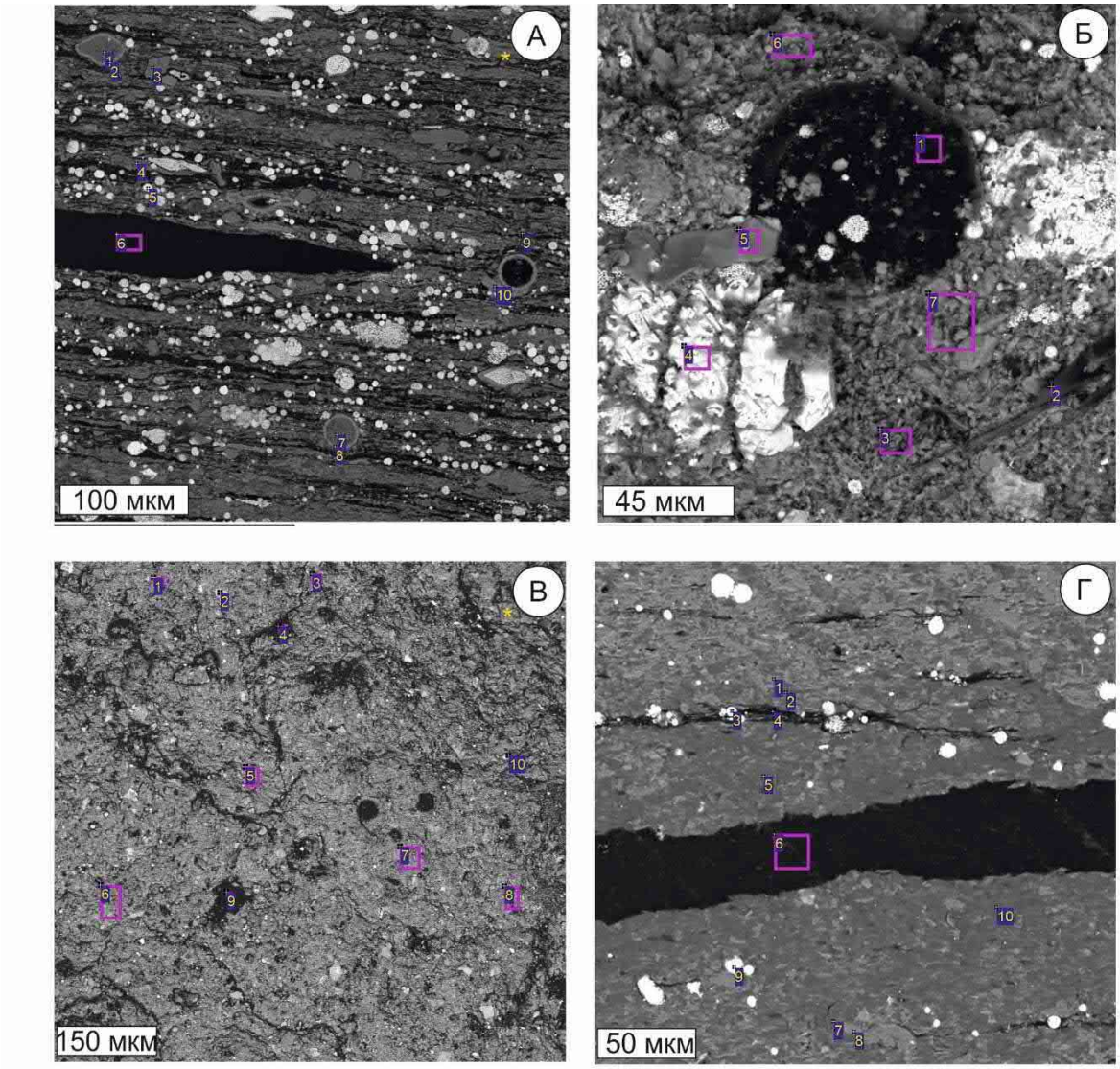


Рис. 3.1.9. Кероген (черный) в породах баженовской свиты и переходной толщи Малобалыкской площади. А – распределение керогена в виде тонких линзочек–прослоев, линза, и остаток кальцисферы (круглый), заполненные керогеном. Образец МБ–901–14. Глубина 2896,91 м. Б – пустотное пространство в пределах остатка кальцисферы, заполненное керогеном в микстите кероген–карбонатном. Образец МБ–901–19. Глубина 2899,2 м. В – заполнение полостей растворения кальцисфер в аргиллите переходной зоны к подачимовской пачке. Обр. МБ–901–8. Глубина 2890,91. Г – заполнение трещины керогеном в аргиллите переходной толщи. Обр. МБ–901–7. Глубина 2889,91 м.

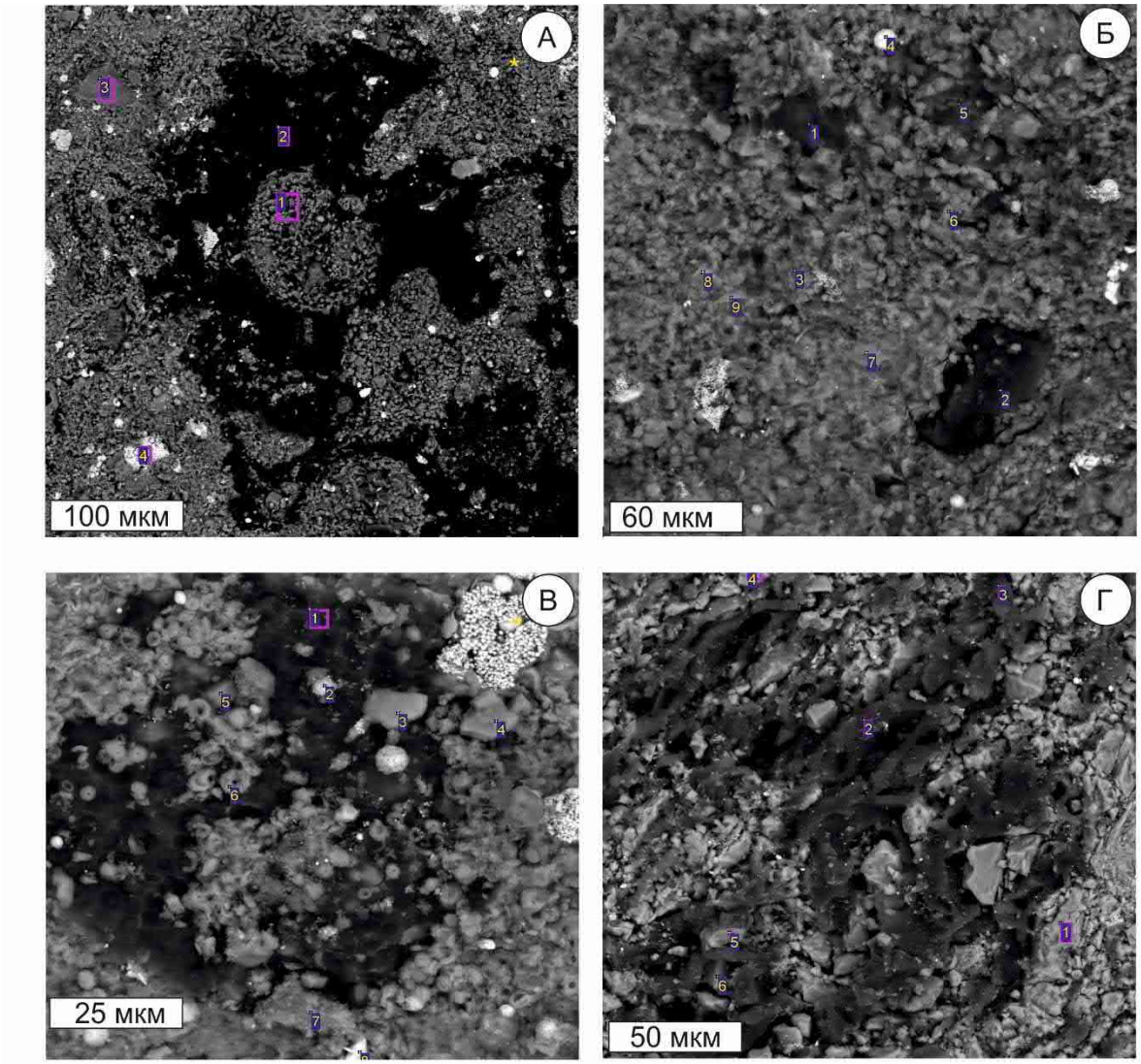


Рис. 3.1.10. Кероген (темно–серый, черный) в породах баженовской свиты Чупальской площади. А – заполнение порового пространства вокруг остатка радиолярии в силиците. Образец Ч–67–К9. Глубина 2896,91 м. Б – углеродистый обломок в силиците керогеновом. Образец Ч–67–30. Глубина 2958,0 м. В – заполнение порового пространства в миктите кероген–кремнистом. Образец Ч–67–20. Глубина 2952,1 м. Г – скопления керогена в микстите кероген–глинистом. Обр. Ч–67–К14а. Глубина 2959,89 м.

Пирит

Пирит в БС является одним из породообразующих компонентов. В большинстве случаев повышенное содержание пирита в породах отвечает повышенному содержанию органического вещества. Содержание пирита в породах свиты меняется в пределах от первых процентов до 20–25%, в большинстве образцов – 5–10%. Встречаются прослои

или линзы (1–2 см) с содержанием пирита 50–65%. Многими авторами (Сараев, 1987; Зубков и др., 2001б; Занин и др., 2005 и др.) отмечалось, что пирит встречается в виде тонкой вкрапленности (рассеянный фрамбоидальный пирит), микролинзочек и, так же как карбонатные минералы, образует псевдоморфозы по радиоляриям.

По результатам наших исследований пирит в изученных разрезах образует несколько модификаций, встречается в виде:

– разнообразных псевдоморфоз, образованных по реликтам радиолярий (рис. 3.1.11 А), в одних случаях наблюдается замещение только оторочки скелета радиолярии, в других – пирит полностью замещает их остатки. Ранее псевдоморфозы пирита по радиоляриям отмечались в работах многих авторов (Сараев, 1987; Ушатинский и др., 1980; Условия формирования…, 1988; Доманикиты …, 1982; и др.).

– скрытокристаллическом и микрокристаллическом виде (рис. 3.1.11 Б, Г);

– скоплений и отдельных фрамбоидов (сфероидальных агрегатов микрокристаллов) (рис. 3.1.12 А–Е). Встречаются довольно крупные (до 400 мкм) участки, выполненные скоплениями этих образований пирита. Размеры отдельных фрамбоидов варьируют от 2 до 12 мкм (до 30 мкм в подстилающих и перекрывающих породах). Даже в пределах одного образца в разных генерациях фрамбоидов наблюдается различная форма микрокристалликов, слагающих их – кубическая, октаэдрическая или пентагондодекаэдрическая (см. рис. 3.1.12 А–В). В ряде случаев при изучении пород в СЭМ обнаруживаются предположительно остатки бактериальной оболочки, окружавшей фрамбоид (см. рис. 3.1.12 Г).

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОД БС

Барит

В породах БС встречаются образования барита ($BaSO_4$), значительно реже – витерита ($BaCO_3$), в виде следующих модификаций:

– отдельных мелких кристалликов (2–20 мкм) (рис. 3.1.13 Б);

– образований удлиненной формы (рис. 3.1.13 А, 3.1.14 А) толщиной 3–20 мкм, длиной 10–60 мкм, скоплений различной формы (рис. 3.1.14 В, 3.1.15 В). В ряде случаях удлиненные образования барита расположены по напластованию (см. 3.1.15 Б).

– относительно крупных (30–50 мкм) линз микро– и скрытокристаллического барита.

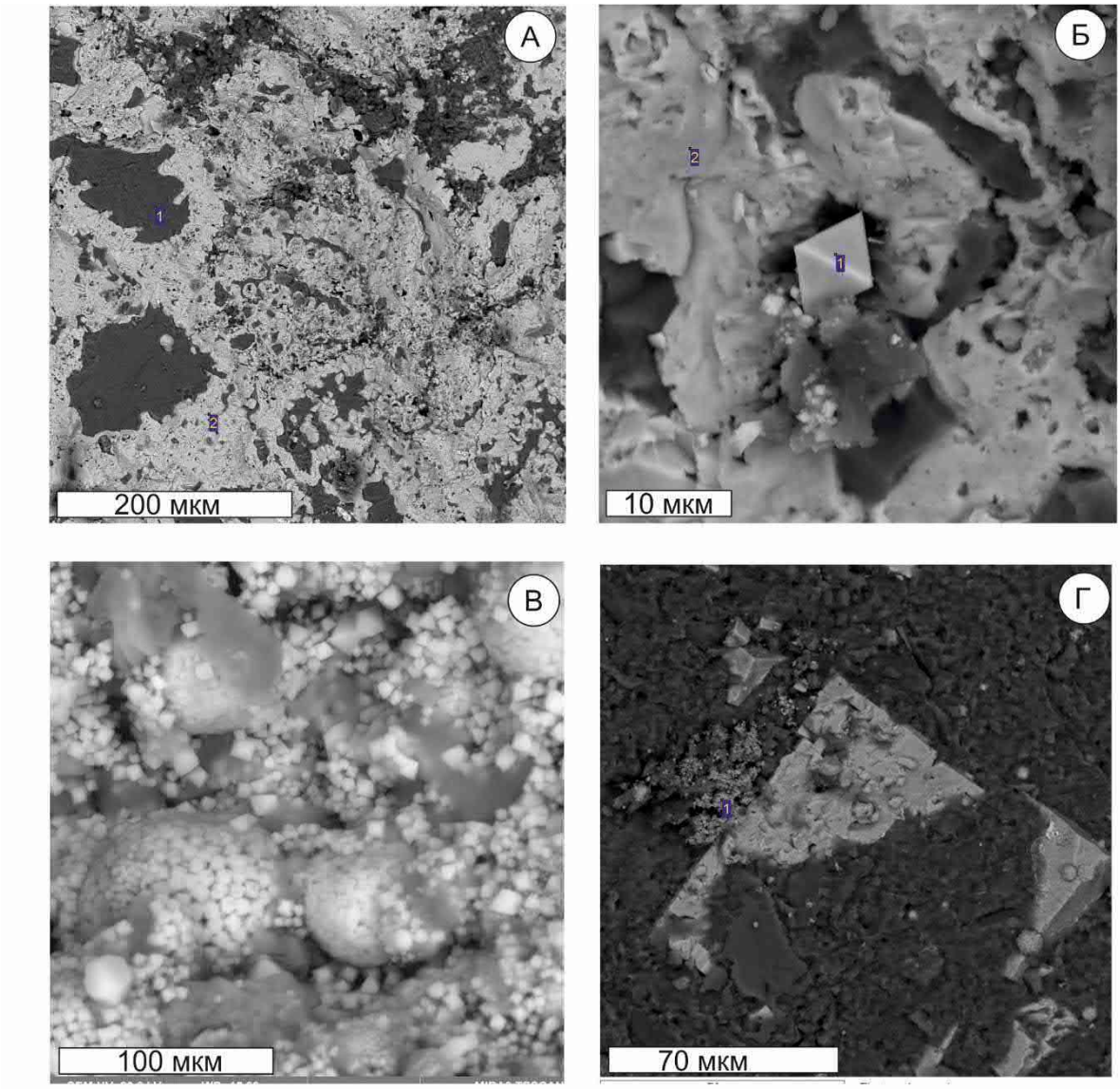


Рис. 3.1.11. Различные морфологические типы пирита в породах баженовской свиты. А – скрытокристаллический пирит, частично замещающий реликты радиолярий. Б – микрокристаллик пирита в ассоциации со скрытокристаллическим пиритом. А,Б – микстит кероген–кремнистый. Повховская площадь. Обр. П–70–291. Глубина 2990,61 м. В – фрамбоиды пирита в микстите глинистом. Дружная площадь. Обр. 322–Д–186. Глубина 2846,89 м. Г – относительно крупный кристалл пирита кубической формы в микстите глинистом. Салымская площадь. Обр. 2802–С–Я17. Глубина 2789,5 м.

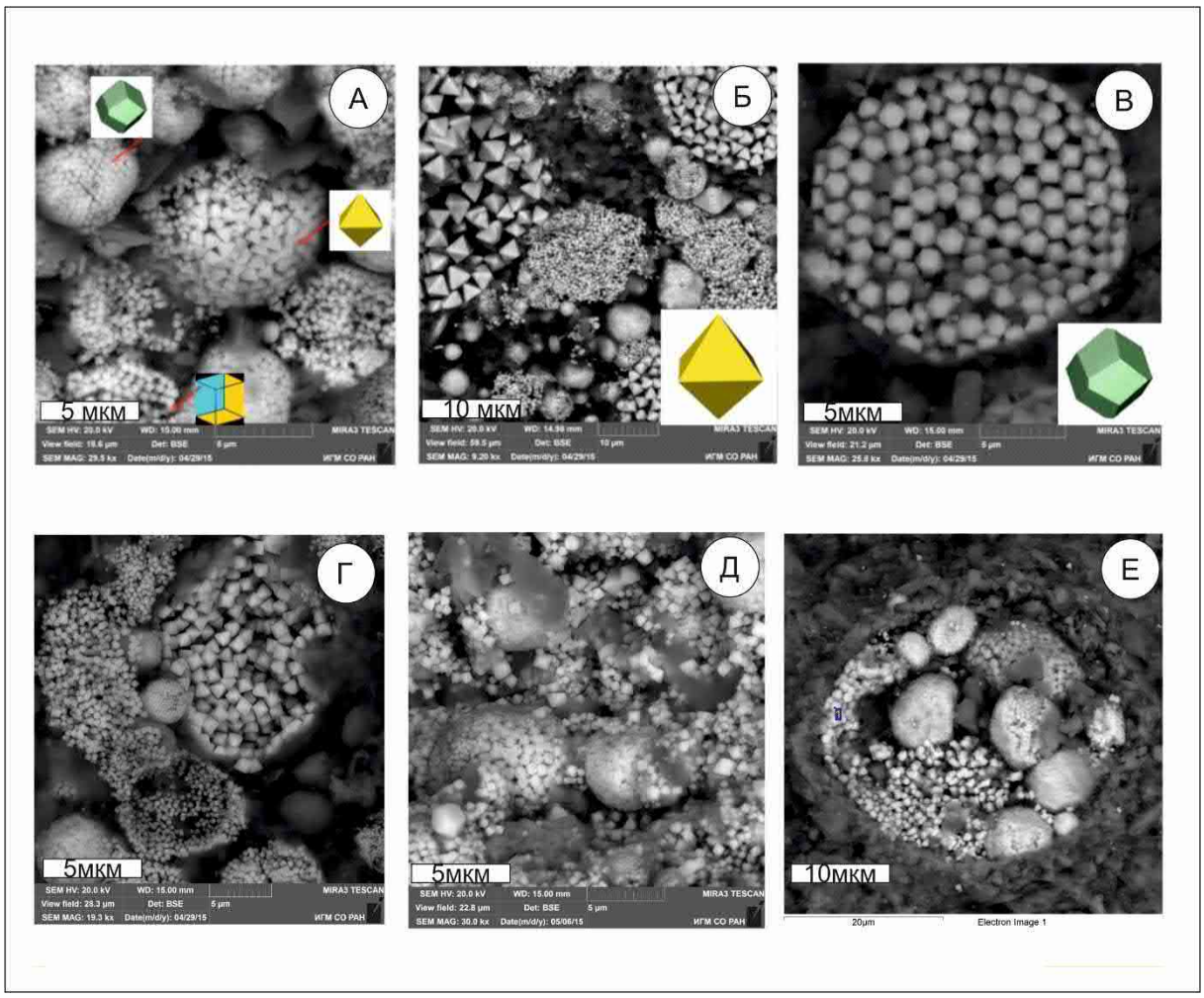


Рис. 3.1.12. Фрамбоиды пирита в породах баженовской свиты. А,Б – фрамбоиды с различными видами микрокристалликов (октаэдрической, кубической и пентагондодекаэдрической форм) в микстите керогеновом. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–207а. Глубина 2793,59 м. В – фрамбоид пирита с микрокристаллами пентагондедекаэрической формы в микстите керогеновом. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–209а. Глубина 2793,74 м. Г – фрамбоид пирита, окаймленный реликтом бактериальной оболочки в микстите керогеновом. Повховская площадь. Обр. 70–П–263а. Глубина 2981,51 м. Д,Е – фрамбоиды пирита в микстите глинистом. Д – фрамбоиды с реликтами оболочки. Д – заполнение полости фрамбоидами пирита. Дружная площадь. Обр. 322–Д–186. Глубина 2846,89 м.

В некоторых случаях отмечается совместное сонахождение пирита и барита, образованных, по всей видимости, в разные периоды времени, главным образом, на стадии диа– и катагенеза (рис. 3.1.15 А,В). В ряде случаев барит заполняет пустотное пространство между фрамбоидами пирита (рис. 3.1.14А). Отмечается приуроченность барита к фаунистическим остаткам: реликтам радиолярий (см. рис. 3.1.1 В,Г) и

фосфатным обломкам (заполнение трещин (рис. 3.1.9 Г) или частичное замещение совместно с пиритом (рис. 3.1.15 Г).

В редких случаях совместно с баритом присутствует силикат или карбонат бария (рис. 3.1.15 Г).

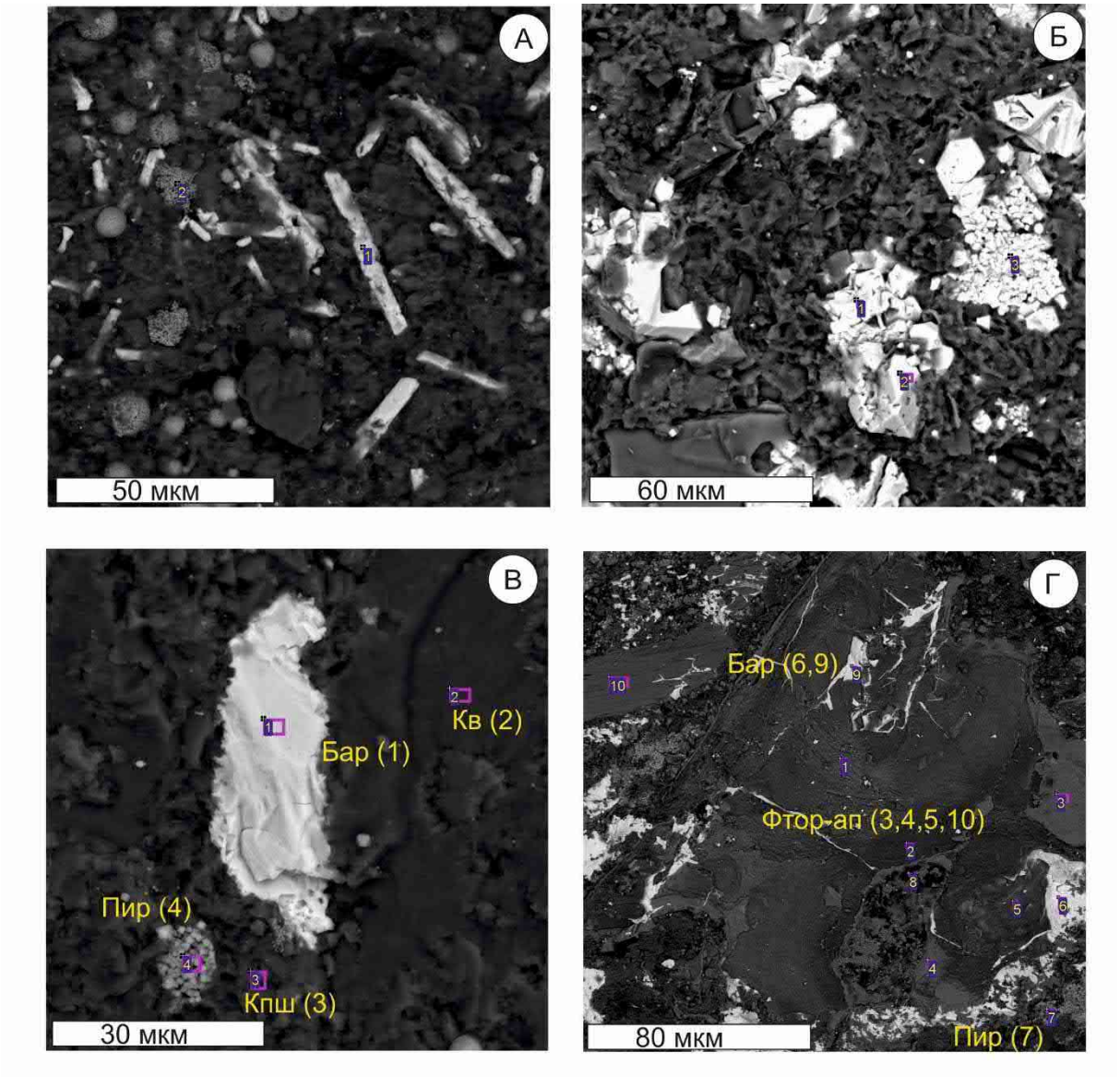


Рис. 3.1.13. Барит в породах баженовской свиты. А – микрокристаллы барита удлиненной формы в микстите керогеновом. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–210. Глубина 2794,17 м. Б – скопления барита в микстите глинистом. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–193. Глубина 2790,04 м. Барит в породах баженовской свиты. В – барит в скрытокристаллическом виде. Образец ЮЯ–3–6–212. Глубина 2794,78 м. Г – барит, заполняющий трещины в фосфатном костном обломке рыб. Чупальская площадь. Обр. Ч–67–К12. Глубина 2957,01 м.

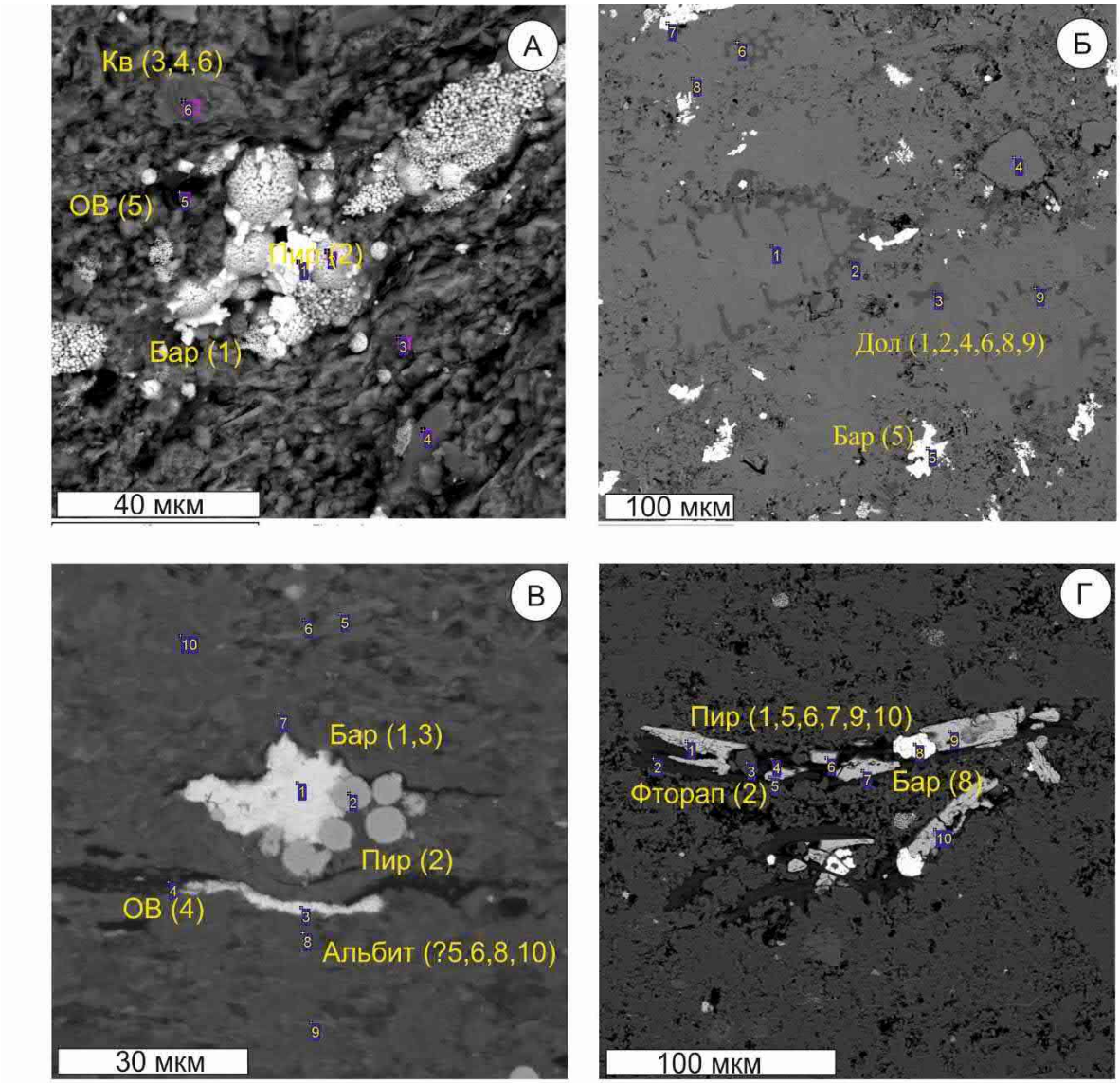


Рис. 3.1.14. Барит в породах баженовской свиты. А – мелкие образования барита в ассоциации с фрамбоидами пирита в микстите кероген–глинисто–кремнистом. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–266. Глубина 2808,33 м. Б – образования барита (белые) в силиците–радиолярите. Малобалыкская площадь. Обр. М–901–25. Глубина 2903,77 м. В – скопление барита в ассоциации с фрамбоидами пирита в аргиллите. Малобалыкская площадь. Обр. М–901–7. Глубина 2889,91 м. Г – барит, частично замещающий фосфатные костные обломки рыб. Малобалыкская площадь. Обр. М–901–35. Глубина 2909,99 м.

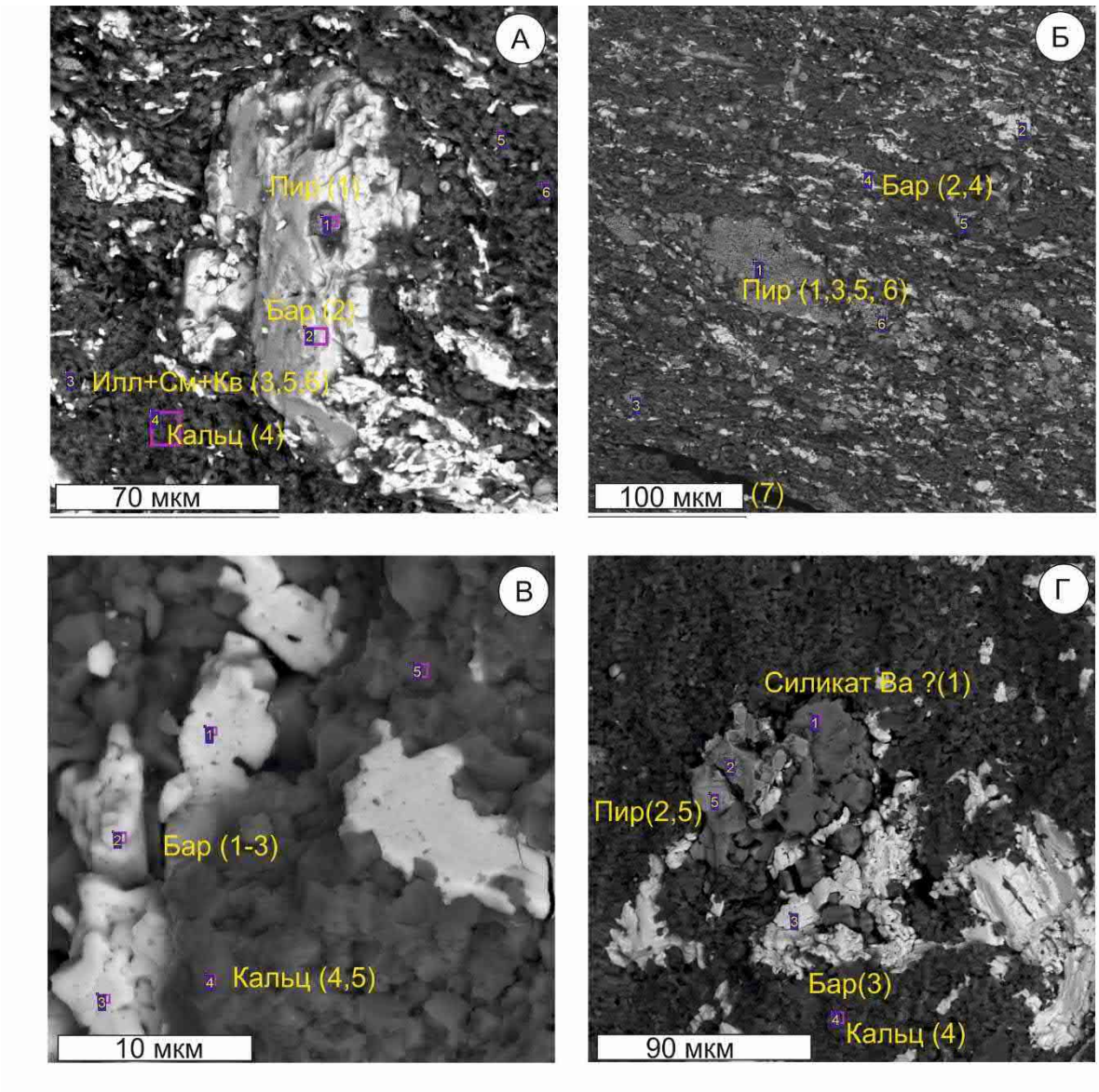


Рис. 3.1.15. Барит в породах баженовской свиты. А – скопление барита, в полости которого – фрамбоид пирита в микстите кероген–карбонатном. Салымская площадь. Обр. С–2802–13. Глубина 2804,13 м. Б – частые образования барита удлиненной формы (светло–серые), расположенные по напластованию в микстите кероген–карбонатном. Салымская площадь. Обр. С–2802–15а. Глубина 2801,16 м. В – образования барита неправильной формы в известняке доломитовом. Г – ассоциация пирита, барита и силиката бария (?). В,Г – Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–212. Глубина 2794,78 м.

Разрезы БС Центрального района характеризуются наличием, преимущественно в верхней части свиты, сантиметровых прослоев или линз с содержанием скрытокристаллического барита 10–60% (рис. 3.1.12). Эти образования приурочены к «кокколитовой» пачке верхней части свиты. В некоторых разрезах Юго–восточного

района (Средне–Юлжавская, Западно–Квензерская пл.) содержание бария не превышает 0,2%, в других (Толпаровская пл.) повышенные содержания этого элемента (4%) отмечаются лишь в кровле БС, в остальной части разреза содержания этого минерала не превышает 1–2%. БС Горстовой площади характеризуется присутствием нескольких пиков содержания барита (4–6%) в верхней половине свиты, на Полонской площади в верхней половины свиты фиксируются единичные прослои с содержанием барита 12–15%. В БС Южного района (Межовская пл.) содержание бария не превышает 0,2%, за исключением единичных образцов в кровле свиты где его содержание этого элемента в одном случае составляет около 0,3%, в другом – 1%.

Таким образом, изучение в СЭМ показало, что барит часто находится в ассоциации с фрамбоидами пирита и во многих случаях приурочен к остаткам фауны – реликтам радиолярий, костным обломкам. Такие свидетельства подтверждают выводы предыдущих исследователей о двух видах барита в БС: 1) биогенный, что предполагалось предыдущими исследователями для других толщ (Dymond et al., 1992); 2) абиогенный (гидротермальный).

Сфалерит

Сфалерит в породах БС (главным образом, центральных районов) встречается:

- в скрытокристаллическом виде в виде единичных мелких образований (рис. 3.1.18 Г) и более крупных скоплений неправильной формы размером 40–100 мкм (3.1.17 В,Г, 3.1.18Б); в некоторых случаях заполняет пустотное пространство совместно с керогеном (рис. 3.1.18Б).
- микрокристалликов, в ряде случаев, окаймляющих фрамбоиды пирита (рис. 3.1.17 Б, 3.1.18 В);
- заполнения трещинок в фосфатных обломках костей рыб (рис. 3.1.17 А.

Таким образом, изучение в СЭМ показало, что в некоторых случаях сфалерит развивается по пириту и приурочен к остаткам фауны, в других случаях – образует самостоятельные скопления.

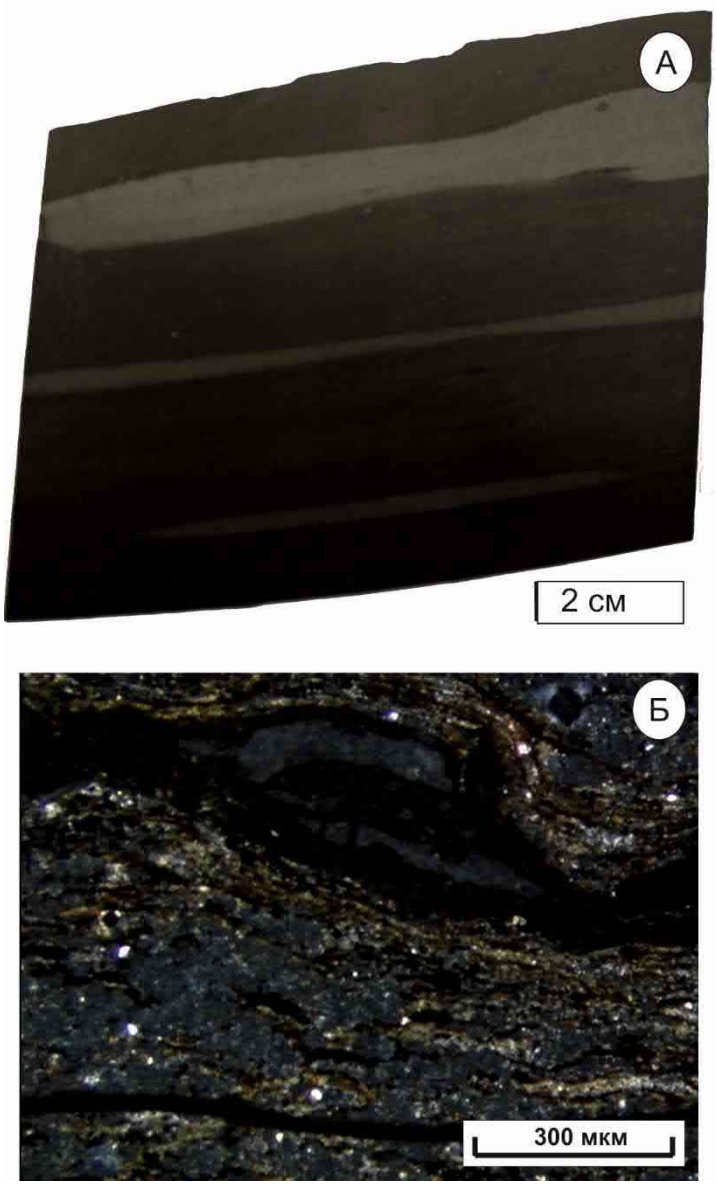


Рис. 3.1.16. Линзы микро– и скрытокристаллического барита в баженовской свите Южно–Ягунской площади. А – фото керна, Б – шлифа. Глубина 2794,17 м.

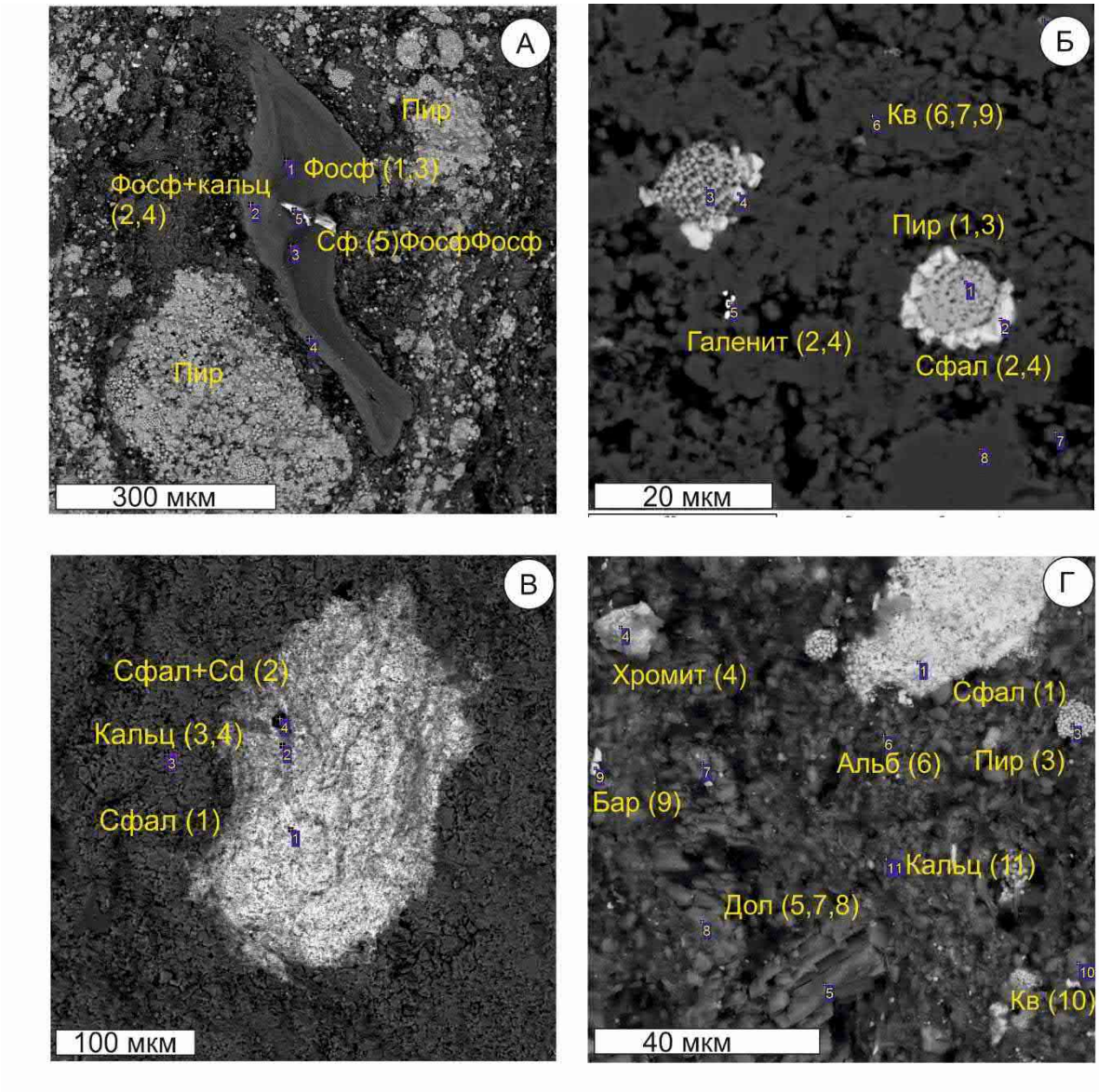


Рис. 3.1.17. Сфалерит в породах баженовской свиты. А – сфалерит, заполняет трещину в фосфатном костном обломке в микстите керогеновом. Дружная площадь. Обр. 322–Д–192б. Глубина 2848,05 м. Б – микрокристаллы сфалерита окаймляют фрамбоиды пирита в силиците. В породе встречаются микрокристаллы галенита. Малобалыкская площадь. обр. М–901–35. Глубина 2909,99 м. В – скопление сфалерита в известняке. В пределах скопления наблюдается зона с повышенным содержанием кадмия. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–305. Глубина. 2818,24 м. Г – скопление сфалерита и обломок хромита (?) в микстите кероген–карбонатном. Салымская площадь. Обр. 2802–С–Я5. Глубина 2803,2 м.

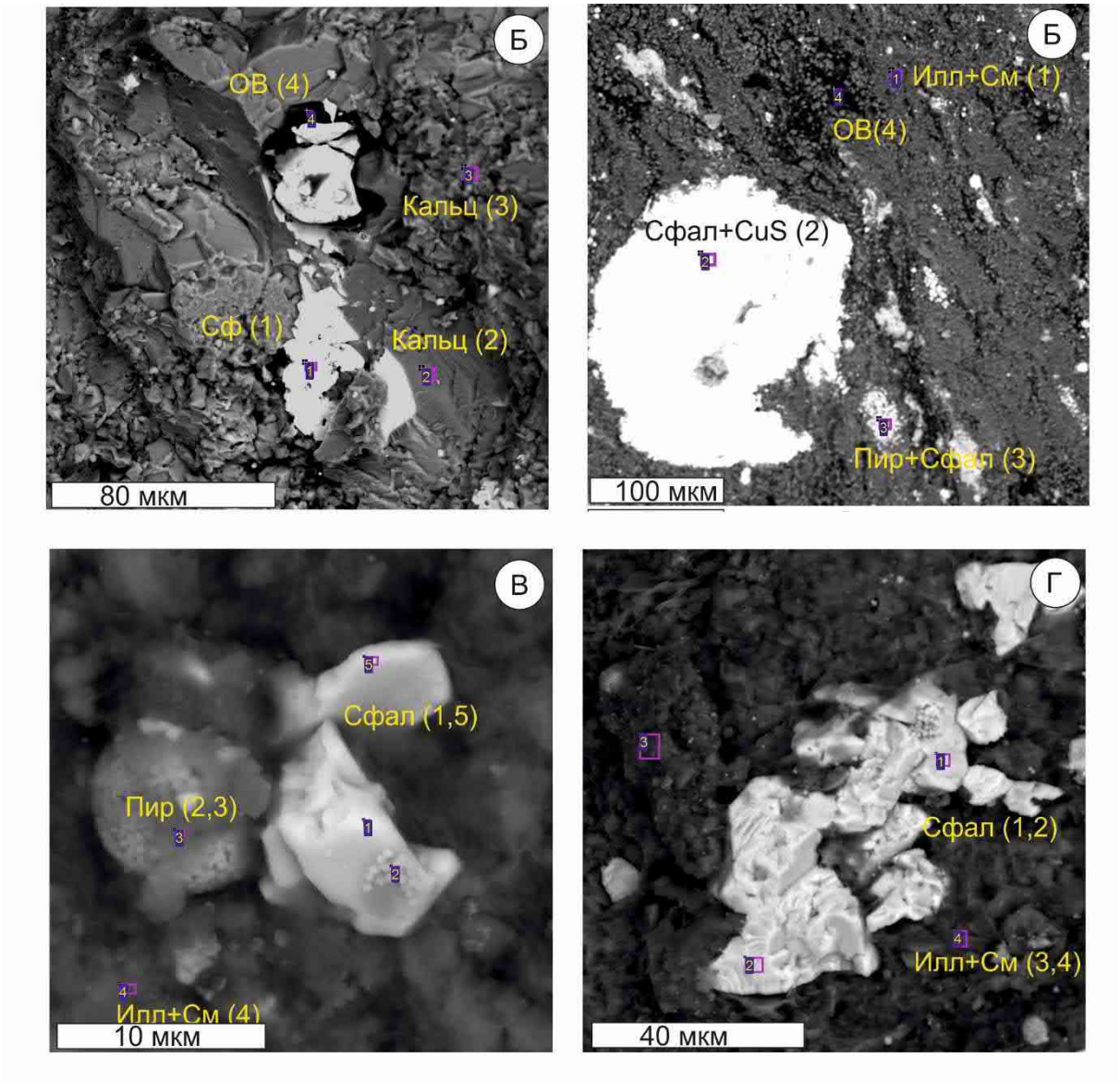


Рис. 3.1.18. Сфалерит в породах баженовской свиты (продолжение). А – сфалерит в карбонатной полости в ассоциации с керогеном в микстите керогеновом. Дружная площадь. Обр. Д–322–192а. Глубина 2848,05 м. Б – скопление сфалерита, с участками, обогащенными медью в известняке доломитистом. Южно–Ягунская площадь. Обр. 306–ЮЯ–297. Глубина 2816,93 м. В – сфалерит в ассоциации с фрамбоидом пирита. Г – скопление сфалерита. В,Г – микстит кероген–глинисто–кремнистый. Дружная площадь. Обр. Д–322–223. Глубина 2856,15 м.

Каолинит

По данным изучения в СЭМ в микститах кероген–кремнисто–карбонатных, кероген–карбонатных, кероген–глинисто–кремнистых, кероген–кремнистых и карбонатах БС установлены гнезда неправильной формы, заполненные каолинитом, размером 30–100 мкм (рис. 3.1.19, 3.1.20 А,В) и пустоты субокруглой формы,

образованные на месте растворения остатков радиолярий (рис. 3.1.19 А, 3.1.20 Б,Г), отмеченные ранее в работе Р.А. Конышевой и Р.С. Сахибгареева (1976), которые при изучении емкостных особенностей БС Салымского месторождения выделяли высокоёмкие микроучастки, связанные с трещинами и межформенными и межзерновыми порами (гнездами), заполненными глинистым материалом.

Каолинит, по данным Т.В. Дорофеевой с соавторами (1983), в БС является преимущественно аутигенным, образовавшимся при диагенезе в кислой среде. С.И. Харченко (2003) отмечает, что каолинит, по сравнению с другими глинистыми минералами, меньше влияет на снижение проницаемости пород. В некоторых случаях наблюдается заполнение пустотного пространства иллитом (рис. 3.1.21 А.Б).

Таким образом, в результате изучения пород БС в СЭМ обнаружены свидетельства каолинитизации порового пространства. Часто эти процессы приурочены к кремнистым породам – силицитам и микститам близким к ним.

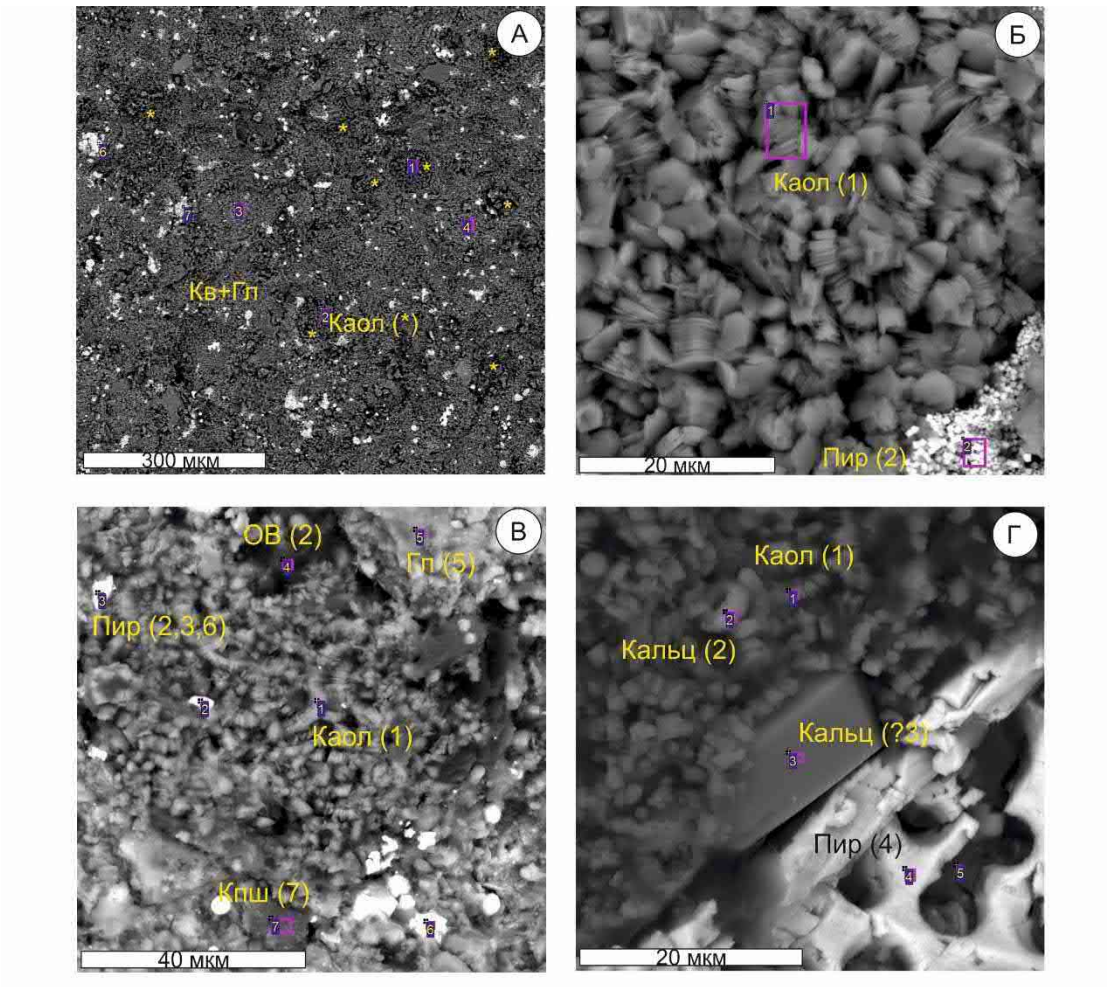


Рис. 3.1.19. Вторичные образования каолинита в породах баженовской свиты. А,Б – силицит.Чупальская площадь. обр. Ч–67–К9, В – микстит кероген–кремнистый.

Южно–Ягунская площадь. Обр. ЮЯ–306–227. Г – микстит кероген–карбонатный. Южно–Ягунская площадь. обр.ЮЯ–306–230.

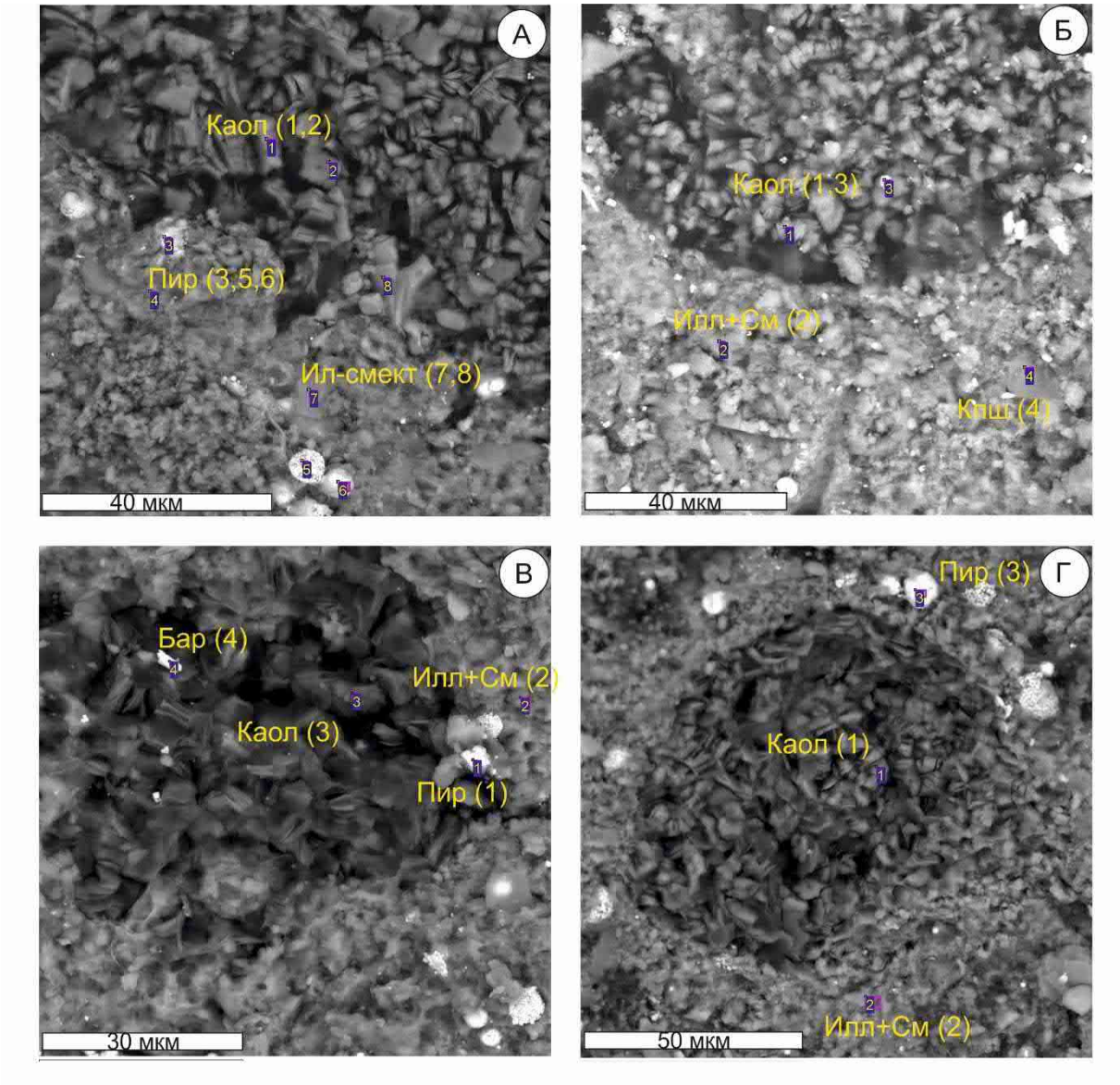


Рис. 3.1.20. Заполнение порового пространства (А,Г – полости растворения остатков радиолярий) вторичным каолинитом в породах баженовской свиты. А – микстит кероген–глинисто–кремнистый. Салымская площадь. обр. 2802–С–5. Б – микстит кероген–кремнистый. Салымская площадь. Обр. 2802–С–10. В – силицит. Дружная площадь. Обр. 322–Д– 233в. Г – силицит. Дружная площадь. Обр. 322–Д–249.

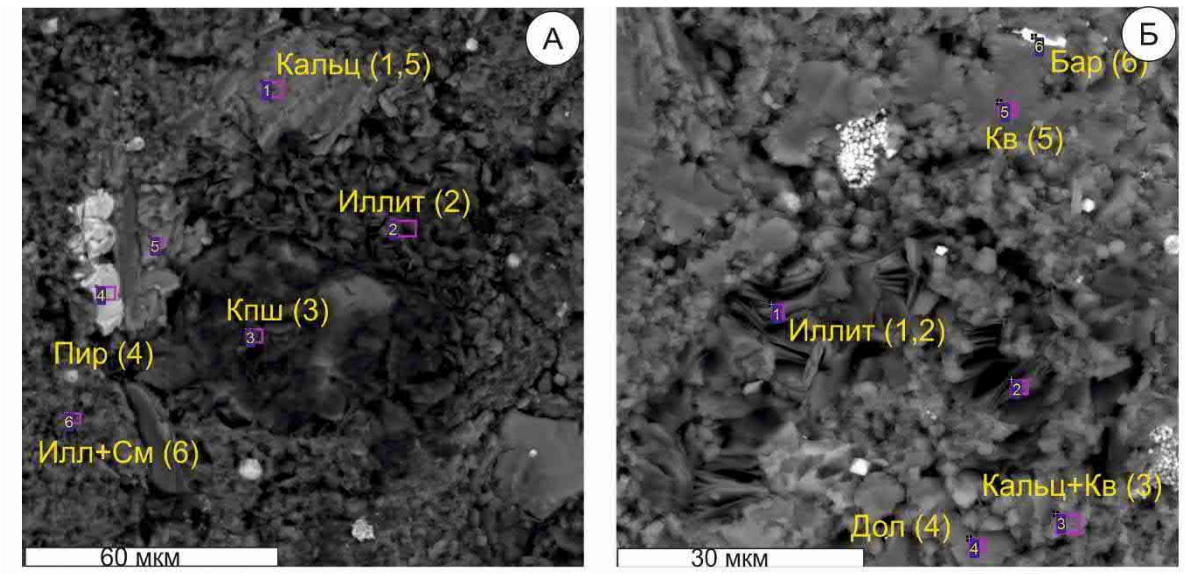


Рис. 3.1.21. Вторичные образования иллита в породах баженовской свиты. А – силицит. Дружная площадь. обр. Д–322–249. Б – силицит керогеновый. Дружная площадь. Обр. 322–Д–233б.

3.1.2. Типы пород

Долгое время считалось, что БС сложена преимущественно аргиллитами, дальнейшие более детальные литологические исследования опровергли это положение, что обсуждено в главе 2.1. Одними из первых авторов, охарактеризовавшими вещественный состав отложений Западно–Сибирской плиты, были Т.И. Гурова и В.П. Казаринов (1962), которые выделили в верхнеюрских отложениях два горизонта: верхний – кокколитофоридовый и нижний – радиоляриевый. При детальном литологическом изучении пород БС многими авторами особое внимание уделено типизации пород.

Согласно Т.В. Дорофеевой (1983) БС представлена 10 типами пород, различающимися в основном по количественным соотношениям между четырьмя резко преобладающими компонентами: аутигенным кремнеземом, сапропелевым органическим веществом, глинистыми минералами и карбонатным материалом. Кроме вещественного состава Т.В. Дорофеевой было предложено разделение по структуре: содержанию алевритогого материала и характеру распределения карбонатов. Автор также предложила разделить 10 типов пород по физическим свойствам и близкому составу по отдельным группам пород:

I. Типы 1–4, наиболее обогащенные рассеянным кремнеземом, богатые органическим веществом.

II. Тип 5, сероцветные разновидности, преимущественно глинистые.

III. Тип 6, с максимальным содержанием видимых радиолярий.

IV. Типы 7–10, с наибольшим или наименьшим содержанием карбонатов (Дорофеева, 1983).

И.И. Нестеров, И.Н. Ушатинский (1985) описали четыре основных типа пород рассматриваемой свиты: силициты, глины, мергели и известняки. Позднее И.Н. Ушатинский (1989) добавил в классификацию следующие типы силицитов: слабоглинистые и глинистые, глинисто–кремнистые и известково–кремнистые.

Изучению минерального состава пород БС посвящена работа С.В. Сараева (1987). На основе петрохимического метода А.Н. Неелова (1980), микроскопических и рентгеноструктурных исследований автор определил количественное соотношение тонкодисперсных компонентов пород БС. Согласно автору, к глинистым породам отнесены усредненные составы пород БС периферических частей ЗСБ, породы центральных частей попадают в поле силицитов и субсилицитов.

М.Ю. Зубков и В.В. Мормышев (1987) выделили восемь типов пород в районе Салымского месторождения: глинистый, карбонатный, глинисто–карбонатный, кремнисто–карбонатно–глинистый, глинисто–кремнисто–карбонатный, глинисто–карбонатно–кремнистый, глинисто–кремнистый, пиритовый. Позднее М.Ю. Зубков (2001б) предложил разделение типов пород баженовской и абалакской свит с использованием литологического треугольника и выделением полей, объединяющих группы точек, соответствующих одному типу пород. В вершинах литологического треугольника: глинистые минералы, карбонаты, суммарное содержание кварца (биогенного и терригенного) и полевых шпатов. Всего автором было выделено 9 разновидностей пород БС в центральной части Красноленинского свода.

Г.Н. Перозио и соавторы (Условия формирования…, 1988) при классификации пород рассматриваемых отложений также использовали соотношения основных породообразующих компонентов: хемогенный и биогенный кремнезем, глинистый и карбонатный материалы. Этими исследователями выделены следующие четыре типа пород:

1. Кремнистые породы или силициты (SiO_2> 50 %). Среди них выделяются две разновидности: сложенная целыми радиоляриими и их обломками, образованная линзочками кварца.

2. Кремнисто–карбонатные породы (SiO_2 <50 % и >10–25%). По генезису различаются две разновидности: ракушечники и пеллетовые известняки.

3. Карбонатно–глинистые и глинистые породы (SiO_2 <33 %).

4. Кремнисто–глинистые породы (SiO_2 <50% и > 25%).

Вышеупомянутые авторы среди карбонатных прослоев выделяют: первичные, представленные ракушечниками и пеллетовыми известняками, и вторичные, сформированные при замещении силицитов–радиоляритов.

Е.А. Предтеченская с соавторами (2006) детально изучили карбонатные породы рассматриваемых отложений, среди которых описали первичные и вторичные карбонаты, а также закартировали «ракушняковые» банки в Каймысовской акватории баженовского моря.

О.А. Важенина (2010а) выделила в БС Широтного Приобья 5 следующих литотипов пород: известняк битуминозный (в терминологии этого автора), силицит битуминозный кремнистый, известняк кремнистый битуминозный, глина кремнистая, глина массивная. Положение в разрезе и мощность разных литотипов пород не являются постоянными на разных площадях исследуемой территории и во всех скважинах, даже в пределах одной площади.

Н.С. Балушкина, Г.А. Калмыков, Т.А.Кирюхина и другие (2013) при макроскопическом изучении пород разделили их по текстурным признакам на массивные и тонкослоистые, а литотипы объединили по ряду признаков: долевое и морфологическое соотношение породообразующих минералов, способности к деформационному разуплотнению, концентрации и типу органического вещества. В результате вышеупомянутыми авторами были выделены следующие группы литотипов:

- монокомпонентные (одного из компонентов >75%, других <10%): известняки и доломиты, силициты;
- бикомпонентные низкоглинистые (глинистых минералов <10%): карбонатизированные и керогеновые силициты;
- поликомпонентные глинистые (глинистых минералов >10%): глинистые, карбонатно–глинистые, кероген–глинистые и кероген–глинисто–карбонатные силициты, кремнисто–глинистые породы.

В.Д. Немова и соавторы (2013а) выделили 2 группы пород с различным генезисом: 1. терригенно–биогенным (породы смешанного глинисто–кремнистого состава); 2. биогенным (радиоляриты и вторичные известняки и доломиты, заместившие их). В.Т. Литвин и соавторы (2015) провели ранжирование отдельных литотипов БС по емкостным характеристикам с учетом специфики минерального состава.

О.М. Макарова и соавторы (2017) провели классификацию пород БС на Сургутском своде и сопредельных территориях. Согласно этой классификации выделено 24 типа, различающиеся по компонентоному составу и структурным признакам; к силицитам отнесены породы с содержанием кремнезема более 70 %, к карбонатам – с содержанием карбонатов более 70 %. В общепринятых классификациях осадочных пород, как, например, в классификации В.Н. Шванова и соавторов (1998) для выделения чистых разновидностей пород используется граничное значение 50 %. Таким образом, не совсем понятно, чем обсуловлено повышение этого граничного значения до 70 %.

С 1995 года за годы изучения литологии БС коллективом лаборатории Седиментологии ИНГГ СОРАН (Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер) получены следующие результаты. Ю.Н. Занин с соавторами (1999) выделили два основных типа пород БС – баженовиты (глинисто–кремнистые породы и силициты) и аргиллиты, авторы рассмотрели характер распределения основных компонентов их состава. Установлено, что в баженовитах распределение кварца, глинистого материала и органического углерода – нормальное, в то время, как в аргиллитах распределение, более или менее приближающиеся к нормальному, отвечает лишь кварцу. Для баженовитов характерны близкий к черному цвет с коричневым оттенком, ровный гладкий скол по напластованию, “нефтяной” запах, повышенная твердость в связи с высоким содержанием кремнистого материала. У аргиллитов все эти признаки отсутствуют. Цвет их серый, скол неровный, прочность невысокая, нефтяной запах не проявлен. Баженовиты и аргиллиты не имеют переходных разновидностей (Занин и др., 2005).

В составе БС выявлены уголь–сапропелит (Замирайлова и др., 2000) и изучены твердые битумы (Конторович и др., 1999) наблюдаемые в свите в виде тонких прослойков, линз и заполнений онихитес. Твердые битумы по комплексу признаков отнесены к керитам, аналогом которых в схемах западных авторов является альбертит. Описаны ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит (Эдер и др., 2003).

Проведена классификация пород БС Среднего Приобья и Юго–восточного района с использованием кластерного анализа методом Уорда по содержанию основных породообразующих компонентов; среди бескарбонатных пород выделено 11 подгрупп пород, карбонатных и карбонатсодержащих – 4 (Эдер, 2002). В бескарбонатных породах четко выделяется две группы, отличающиеся по содержанию глинистого материала (более и менее 40%).

Серия исследований посвящена описанию, типизации разрезов БС и сравнению их литологии в разных районах (Занин и др., 2005; Эдер, 2006; Эдер и др., 2015а, б; 2016; 2017). Показаны принципиальные различия их состава и условий формирования, которые будут рассмотрены ниже. Описаны литологические свидетельства смены седиментации на заключительном этапе в баженовском палеобассейне (Эдер и др., 2015а). Описаны типы карбонатных пород БС Хантейской гемиантеклизы и рассмотрен их генезис (Эдер и др., 2019б).

Цикл работ посвящен рассмотрению закономерностей распределения урана, тория, калия, а также микроэлементов (Занин и др., 2016а, б; 2017) в разных генетических типах пород. Последние исследования посвящены изучению особенностей аутигенной минерализации (пирит, карбонаты, барит, кремнезем) в БС.

В последние годы на основе детального изучения литологии и геохимии пород БС разных районов Западной Сибири под руководством А.Э. Конторовича проведена классификация пород БС (Конторович и др., 2016). Определено, что аргиллитов в ней практически нет и основная масса пород, слагающих свиту, представлена микститами, в меньшей степени силицитами. Выделены четыре основных класса пород, разделенных на 16 подклассов.

Как можно видеть, за годы изучения литологии БС существенно расширена информация о ее составе и строении. За многолетнюю историю изучения БС И.Н. Ушатинский был единственным, кто описал распространение разных типов пород в разных районах ЗСБ. К сожалению, сопоставить результатов исследований этого автора, кроме данных по распространению и мощностям силицитов, не представляется возможным. Так как в его работах остальные типы пород названы как глины различного типа, а описание используемой классификации не приведено.

Представляет интерес исследование закономерностей латерального распространения типов пород БС в разных районах ЗСБ, на основе классификационной схемы, разработанной в ИНГГ СОРАН (Конторовича и др., 2016).

Силициты

Присутствие силицитов (пород с содержанием аутигенного кремнезема более 50 %) в средней части разреза БС отмечали многие авторы (Ушатинский, 1981; Нестеров, 1985; Сараев, 1987; Условия формирования…, 1988, Занин, 1999, 2005; и др., Павлова и др., 2015; Важенина, 2010а; Эдер и др., 2013; Коробова и др., 2015; Немова, Панченко, 2013в; 2017; и др.).

По составу и структуре силициты БС подразделяются на следующие группы (схема 3.1):

- *собственно силициты* присутствуют в разрезах в виде сантиметровых прослоев (0,5–4 см), часто они переслаиваются с силицитами керогеновыми (рис. 3.1.22 А,Б, 3.1.23 В,Г, 3.1.24В). Как правило, структура пород биоморфная. В то же время встречаются прослои, представленные скрытокристаллическим кремнеземом (рис. 3.1.23 Б,Е, 3.1.24А). Силициты биоморфные более, чем на 50% представлены кремнистыми образованиями правильной округлой или субокруглой слегка деформированной формы (0,05–0,07 мм), рассматривающимися как остатки радиолярий (рис. 3.1.23 А,Б). Пространство между ними заполнено скрытокристаллическим кремнеземом и керогеном бурого цвета. Некоторые из остатков имеют бурое ядро керогенистого состава, другие – полностью или частично пиритизированы. В ряде прослоев силицитов остатки радиолярий сильно деформированы или частично растворены. В некоторых случаях в силицитах, залегающих у подошвы БС наблюдаются фосфатные конкреции (рис. 3.1.22 Е) или глауконит (рис. 3.1.22 А).

Данные исследования пород в сканирующем электронном микроскопе показали, что в силицитах–радиоляритах свидетельства вторичных преобразований пород проявлены наиболее явно по сравнению с другими типами пород БС. В случае растворения остатков радиолярий в зависимости от разных физико–химических условий среды, в дальнейшем пустотное пространство заполнялись каолинитом, коллоидообразным органическим веществом, пиритом, баритом, халцедоном или кальцитом (рис. 3.1.25). В то же время масштабно развитых признаков растворения силицитов–радиоляритов, описанных ранее Н.С. Балушкиной и соавторами (2013) на Красноленинском своде, в рассматриваемых разрезах свиты не обнаружено. По данным О.В. Хотылева и соавторов (2019) формирование радиоляриевых слоев происходило в зонах динамической тени течений, они локализованы, в частности, на склонах и вершинах поднятий.

Собственно *силициты* характеризуются содержанием (%) кремнистого материала от 50 до 88 % и керогена от 1–9.5 %. Средние содержания основных породообразующих компонентов собственно силицитов приведены на рисунке 3.1.26.

- *силициты керогеновые,* встречаются в основном в Центральном районе ЗСБ, образуют пачки мощностью 5–10 м. В основном это породы скрытокристаллические, абиоморфные с равномерным распределением рассеянного в

породе скрытокристаллического кремнезема или с линзами аутигенного кремнезема (рис. 3.1.19 Б). Макроскопически – породы темно–серого цвета с раковистым изломом, органогенным детритом. Они характеризуются массивной (рис. 3.1.22А, 3.1.24Д) или линзовидно–слоистой микротекстурой (рис. 3.1.24 Б,Г).

Основная масса породы состоит из кремнистого скрытокристаллического материала, при подчиненном количестве глинистого, в которой присутствуют скопления аутигенного кремнезема в виде линз шириной 0,03–0,05 мм, длиной 0,05–0,1 мм. В породе наблюдаются редкие бурые линзы удлиненной формы шириной 0,01–0,02 мм, длиной 0,1–0,4 мм. В некоторых случаях наблюдаются прослои с высокой концентрацией бурых линз керогена шириной 0,02 мм, длиной 0,2–0,4 мм, которые образуют крупно–полосчатую текстуру. Алевритовая примесь присутствует в виде неокатанных зерен кварца и полевого шпата размером 0,01–0,05 мм, встречаются единичные лейсточки слюды, шириной 0,01 мм, длиной 0,05 мм, пиритные образования округлой и неправильной формы (0,01–0,05 мм) и единичные обломки костей скелетов рыб, представленные карбонат–апатитом, размером 0,1–0,2 мм. От силицитов–радиоляритов породы этого типа отличаются более низким содержанием кремнезема – 50– 65% и более высоким – глинистого материала – 10–20%).

Встречаются переходные разновидности между биоморфными и абиоморфными силицитами – силициты скрытокристаллические с содержанием реликтов радиолярий 5–30 % (рис. 3.1.24 Д), как правило, по составу они соответствуют силицитам керогеновым.

Силициты керогеновые – это породы с содержанием кремнистого материала от 50 до 65 %, в единичном случае – до 70 %, и керогена от 10 до 20%. Средние содержания основных породообразующих компонентов приведены на рисунке 3.1.27. Необходимо отметить, что силициты биоморфные характеризуются значительно меньшими содержаниями керогена (менее 5%) и пирита, чем силициты абиоморфные – 10–25% (рис. 3.1.28).

Микститы

В этот крупный класс обособляются породы, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50%. Он является самым многочисленным (75% от изученной выборки) и самым разнообразным. По соотношению породообразующих компонентов выделено одиннадцать подклассов (см. табл. 2.1.4), которые по количеству преобладающих минеральных фаз с содержанием от 25 до 50% можно условно разделить на однокомпонентные (кремнистые, глинистые, карбонатные), двухкомпонентные (кремнисто–глинистые, кремнисто–карбонатные, кероген–кремнистые, кероген–

глинистые и кероген–карбонатные) и трехкомпонентные (кероген–глинисто–кремнистые и кероген–кремнисто–карбонатные) микститы.

Отдельно стоит подкласс керогеновых микститов, в которых фиксируется близкое соотношение кремнистого, глинистого материала и органического вещества, при этом концентрации всех минеральных компонентов <25%, а керогена >10%.

Более двух третей образцов смешанных пород относятся к трем подклассам из одиннадцати: глинисто–кремнистым (20,4% от общей выборки), кероген–кремнистым (17,8% от выборки) и кероген–глинисто–кремнистым (16,0% от выборки) микститам. Основными составляющими кремнисто–глинистых микститов, как следует из названия, являются глинистый и кремнистый материал (25–49% каждого), остальные компоненты имеют подчиненные концентрации.

Внешне микститы БС – это темно–серые и коричнево–серые породы, массивные, с ровным сколом (рис. 3.1.22Д). Основная масса породы состоит из скрытокристаллического кремнистого и глинистого материала темно–бурого цвета (рис. 3.1.29, 3.1.30). Кероген распространен преимущественно в виде линзочек удлиненной формы толщиной 0,01–0,03 мм, длиной 0,1–0,3 мм. Среди биогенных компонентов наблюдаются фосфатные обломки костей скелетов рыб удлиненной формы длиной 0,1–0,9 мм, толщиной 0,02–0,15 мм, некоторые из них замещены микрокристаллическим кальцитом. В породе так же встречаются субокруглые образования размером 0,05–0,1 мм, предположительно являющиеся реликтами радиолярий, содержание 1–2 %.

Большая их часть пиритизирована или имеют пиритовую оторочку, а сами замещены микрокристаллическим кремнеземом. Также наблюдаются маленькие (размером 0,03–0,05 мм) образования правильной округлой формы, представленные керогеном, некоторые из них имеют кальцитовую оторочку. Эти образования предположительно являются реликтами кальцисфер, их содержание около 1%. Карбонатное вещество также представлено редкими удлиненными и угловатыми обломками размером 0,01–0,03 мм. В породе присутсвует мелкоалевритовая примесь (1–2 %), представленная угловатыми обломками кварца и плагиоклаза, размером 0,01–0,02 мм. Пирит встречается в основной массе породы в виде линз толщиной 0,05–0,2 мм, длиной 0,1–0,3 мм. Также пирит наблюдается в виде мелких скоплений неправильной и округлой формы (размерами 0,02–0,05 мм).

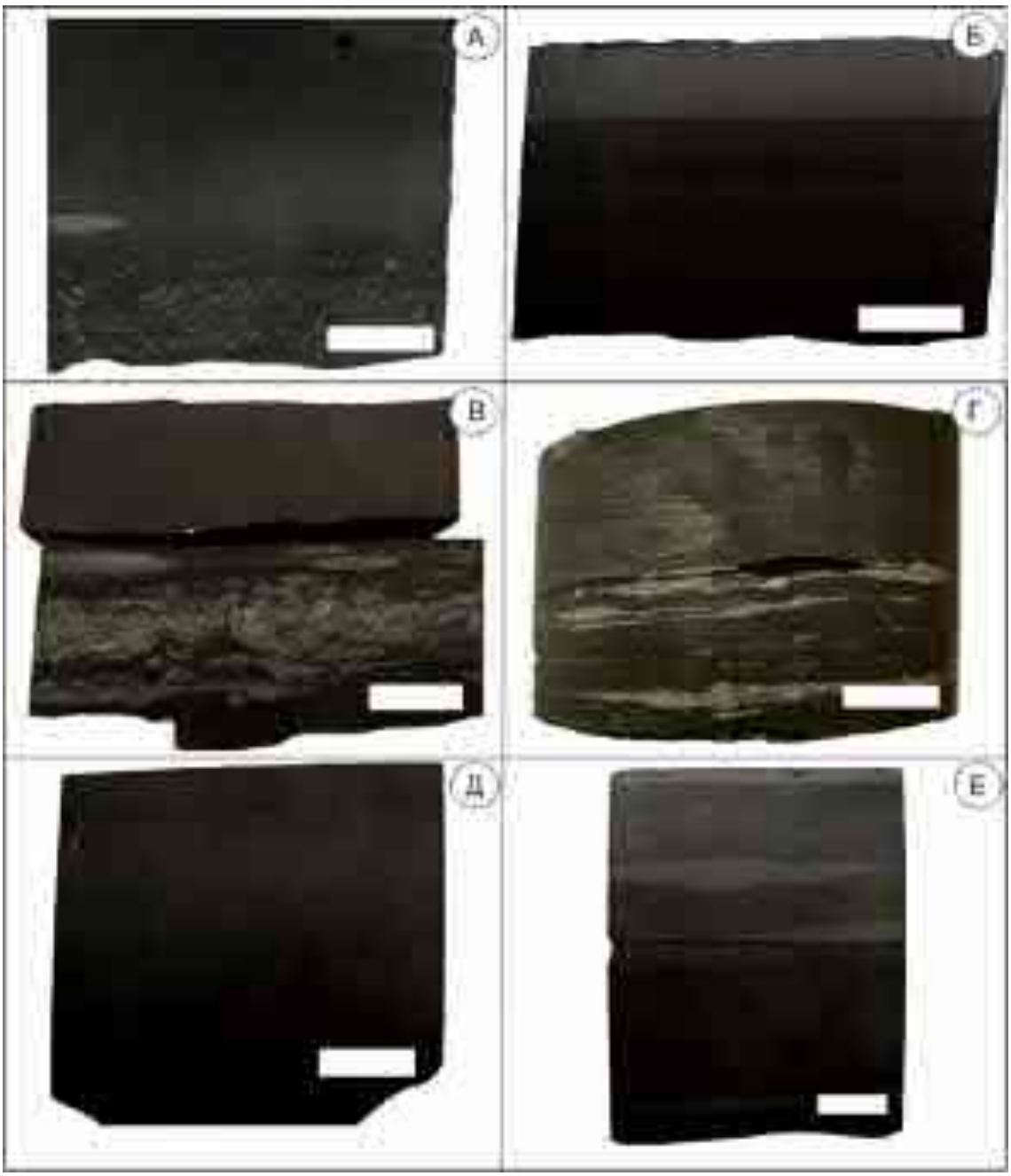


Рис. 3.1.22. Фото образцов пород баженовской свиты (размерность линейки 2 см). А – силицит с пиритизированным и глауконитовым прослоями (приграничной зоны с подстилающими отложениями георгиевской свиты). Повховская площадь. Образец П–70–345. Глубина 3002,62 м. Б – силицит керогеновый с прослоем собственно силицита. Дружная площадь. Образец Д–322–258. Глубина 2865,42 м. В – микстит–керогеновый с известковыми прослоями остатков раковин двустворок. Южно–Ягунская площадь. Образец ЮЯ–306–239. Глубина 2801,71 м. Г – микстит кероген–кремнистый с тонкими прослоями остатков раковин двустворок, представленных кальцитом. Дружная площадь. Образец Д–322–216. Д – микстит кероген–глинисто–кремнистый массивный. Новоортьягунская площадь. Образец НО–187–179. Глубина 2900,23 м. Е – Силицит с

фосфатными линзами удлиненной формы, расположенными по напластованию (приграничной зоны с подстилающими отложениями георгиевской свиты). Новоортьягунская площадь. Обр. НО–187–193. Глубина 2900,28 м.

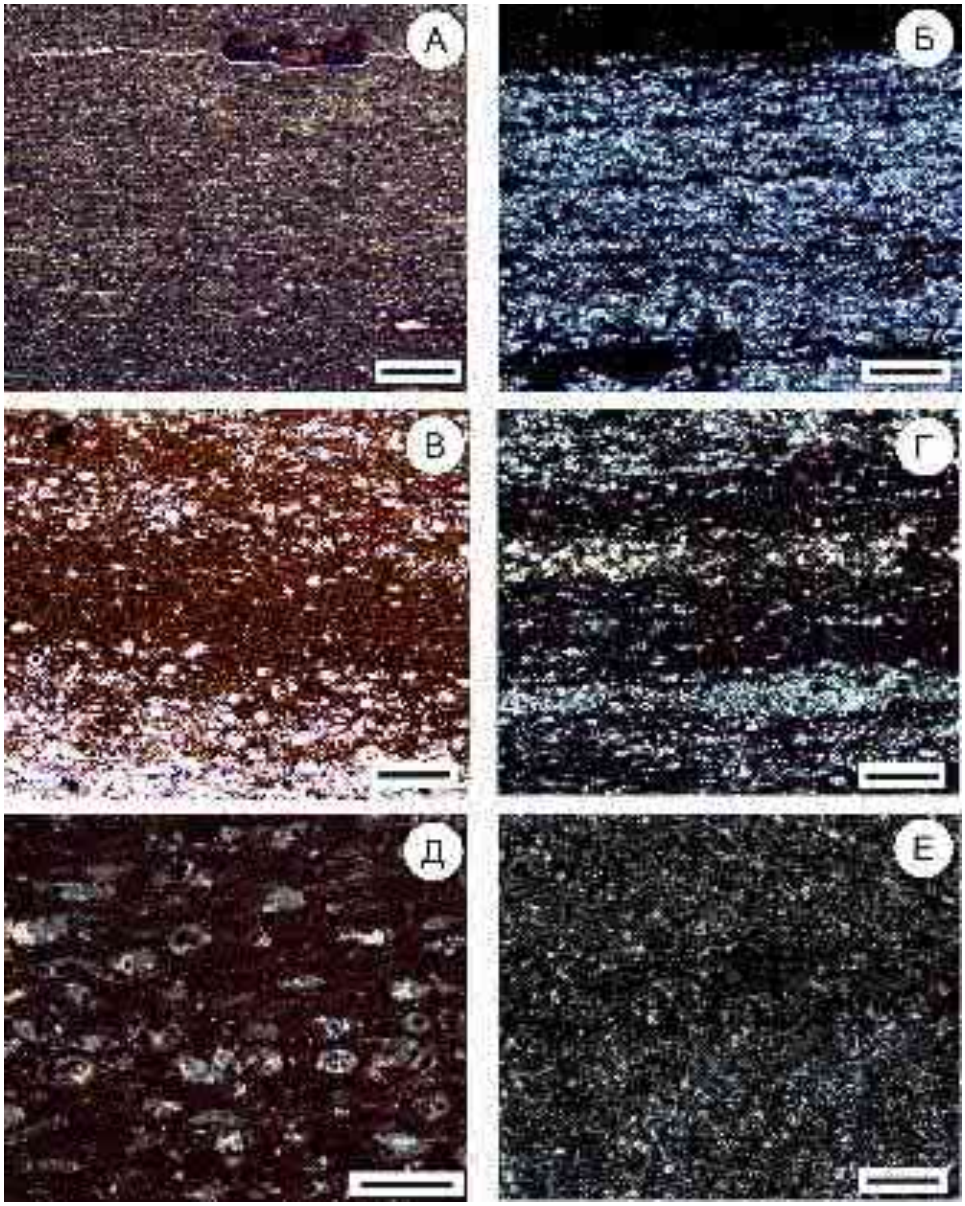


Рис. 3.1.23. Силициты и силициты керогеновые баженовской свиты по скважине № 322 Дружной площади. А – силицит керогеновый микрокристаллический с прослоем силицита–радиолярита. Микротекстура породы неясно–линзовидная, за счет линзовидного распределения керогена и глинистого материала. Обр. Др–322–221 (глубина 2855,53 м). Б – скрытокристаллический кремнистый прослой в силиците керогеновом. Обр. Др–322–221 (глубина 2855,53 м). Николи +. В – силицит керогеновый скрытокристаллический с прослоем силицита–радиолярита. Обр. Др–322–228 (глубина 2857,89 м). Г – переслаивание силицита керогенового скрытокристаллического и

силицита–радиолярита в различной степени карбонатизированного. Обр. Др–322–233 (глубина 2859,4 м). Николи +. Д – реликты радиолярий в силиците керогеновом. Обр. Др–322–238 (глубина 2861,2 м). Е – прослой силицита скрытокристаллического. Обр. Др–322–233 (глубина 2859,4). Размерность масштабной линейки: А–Г, Е – 500 мкм, Д – 300мкм.

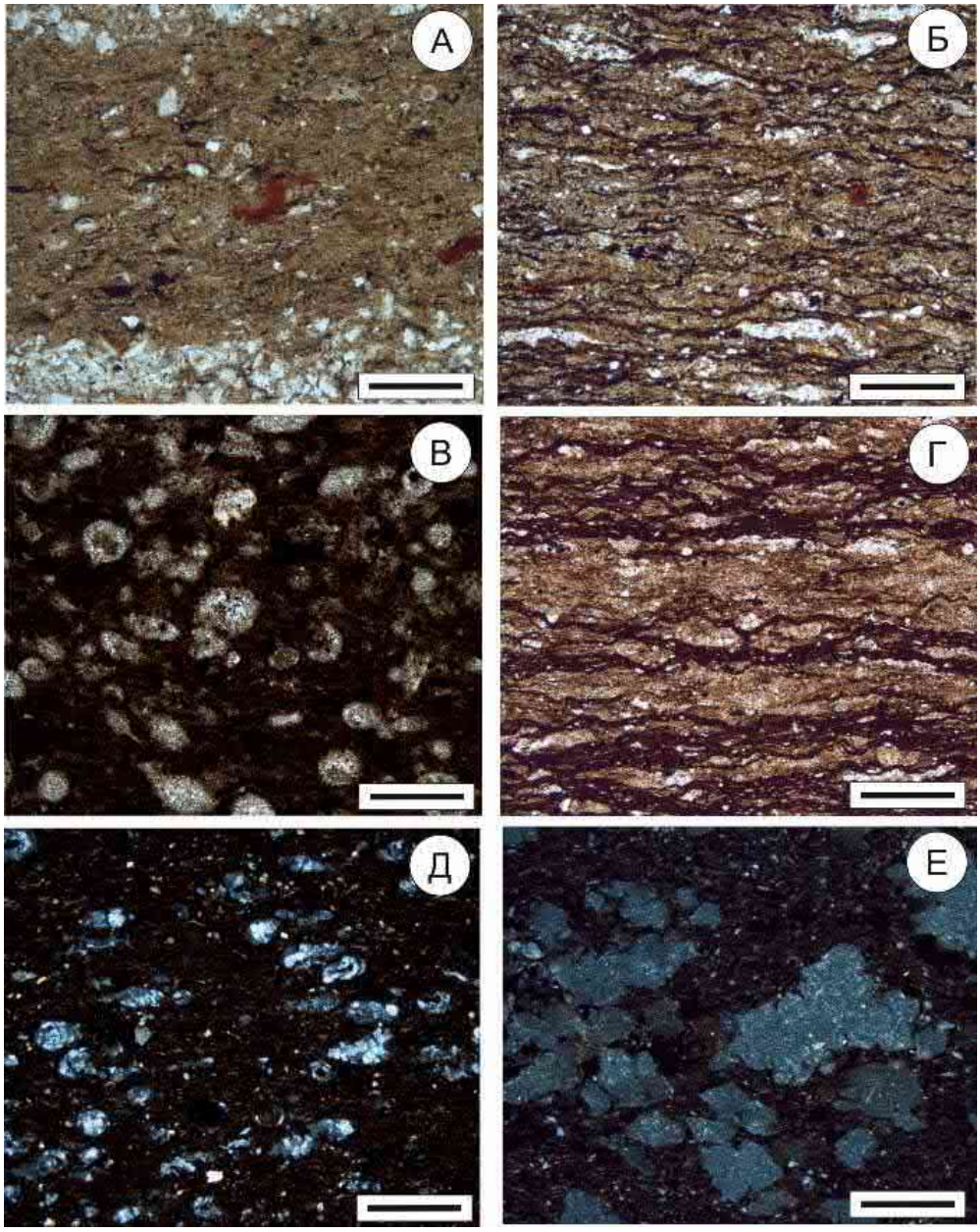


Рис. 3.1.24. Силициты разных типов баженовской свиты. А–Б породы скв. № 306 Южно–Ягунской площади, В–Е – скв. № 70 Повховской площади. А – силицит массивный. Обр. ЮЯ–306–252. Глубина 2805,67 м. Б – силицит керогеновый линзовидно–слоистый с микролинзочками керогена удлиненной формы. Обр. ЮЯ–306–256. Глубина 2806,24 м. В – силицит–радиолярит. Обр. П–70–304. Глубина 2994,57 м. Г

– силицит линзовидно–слоистый с линзочками керогена и кремнистого состава. Обр. П–70–341а. Глубина 3002,04 м. Д – силицит керогеновый массивный с прослоем, состоящим из кремнистых остатков радиолярий, некоторые из них частично пиритизированы. Обр. П–70–304. Глубина 2994,57 м. Е – силицит массивный приграничной зоны с подстилающими отложениями георгиевской свиты с образованиями глауконита неправильной и субокруглой формы. Обр. П–70–345. Глубина 3002,62 м. Размерность масштабной линейки: А–Е – 300 мкм.

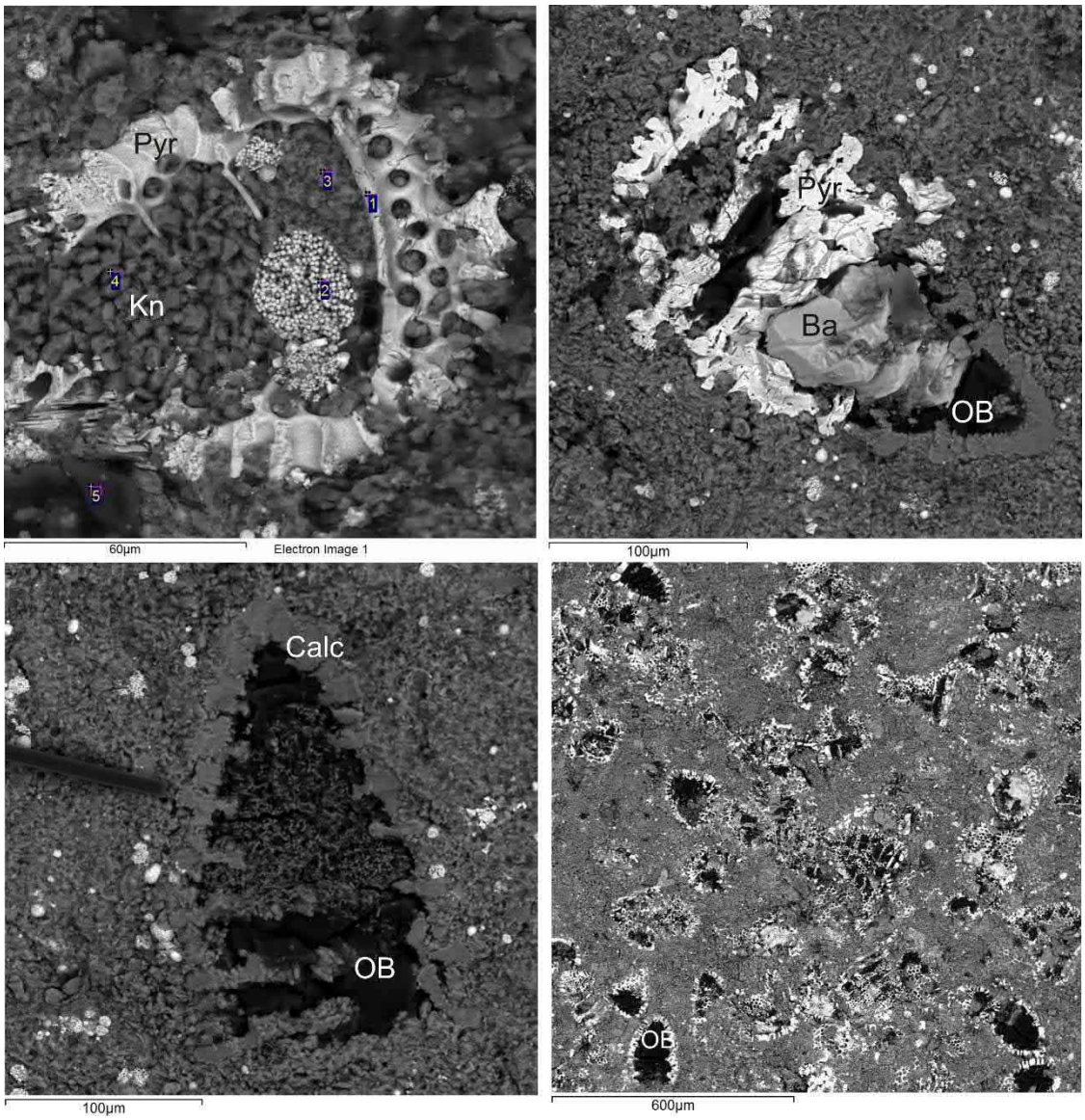


Рис. 3.1.25. Реликты радиолярий в баженовской свите. А – пиритизированный (Pyr) скелет радиолярии с сохранением ячеистой структуры, внутренняя полость заполнена каолинитом (Kn). Новоортъягунская площадь. Глубина 2896,12 м. Б – частичное замещение пиритом и баритом (Ba), заполнение пустотного пространства

органическим веществом (ОВ). В – внешняя оболочка замещена кальцитом (Calc), внутренняя полость заполнена органическим веществом (ОВ). Повховская площадь. Глубина 2995,01 м. Г – пиритизированные реликты радиолярий, внутренняя полость которых заполнена ОВ. Салымская площадь. Глубина 2793,47 м.

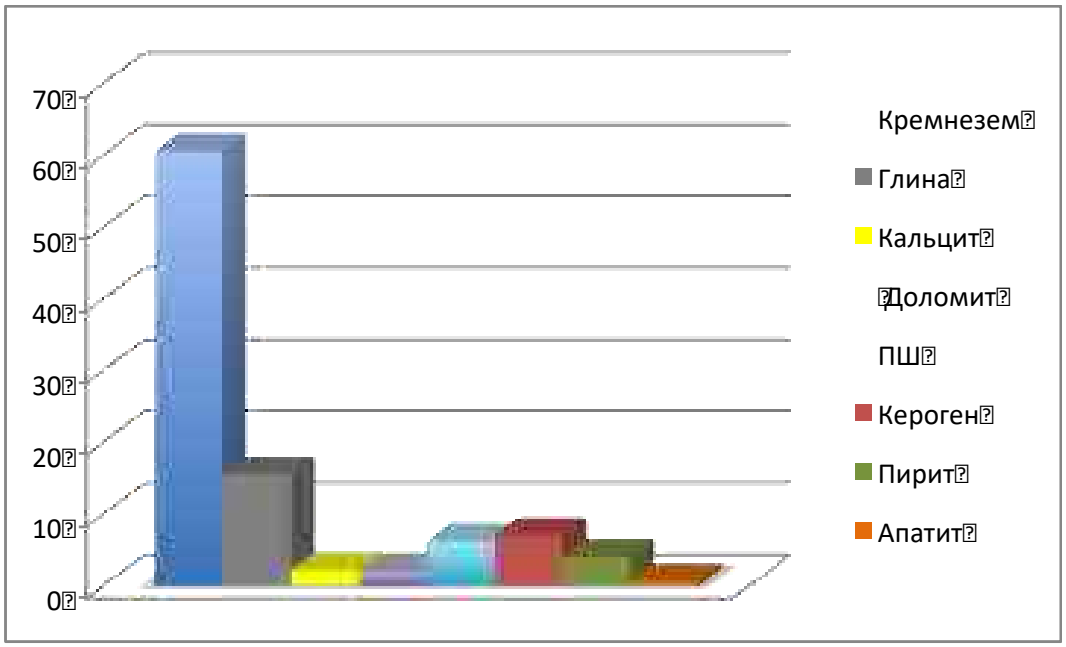


Рис. 3.1.26. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов силицитов баженовской свиты (n=140).

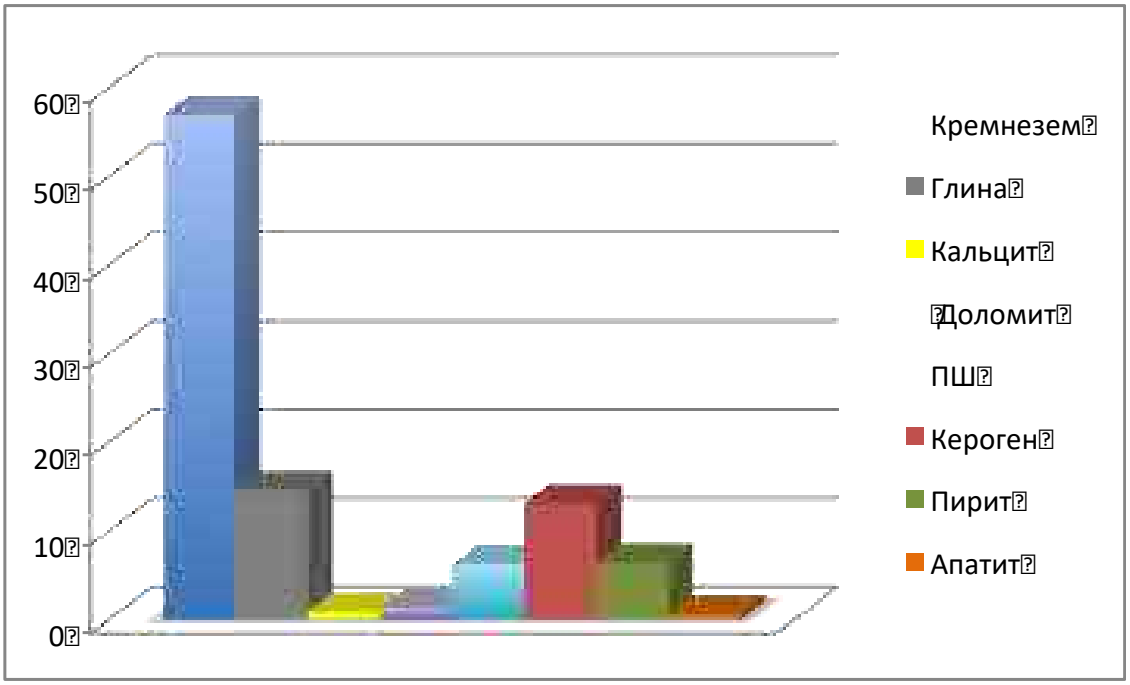


Рис. 3.1.27. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов силицитов керогеновых баженовской свиты (n=116).

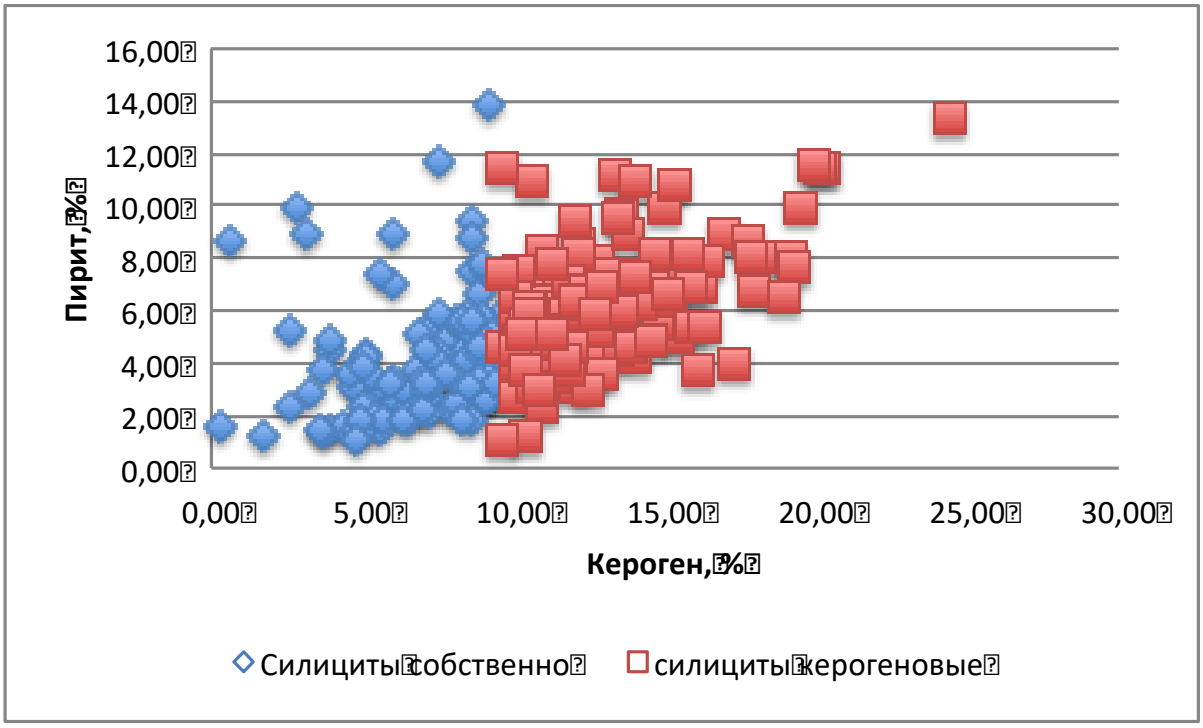


Рис. 3.1.28. Соотношения содержаний: А – кремнезема и глинистого материала (%), Б – пирита и керогена (%) в двух типах силицитов баженовской свиты на примере Салымского района.

Микститы кероген–кремнистые и кероген–глинисто–кремнистые

В керне породы темно–бурые, массивные (рис. 3.1.22 Д). В целом микститы этого типа схожи с описанием внутренней структуры микститов, приведенной выше. В некоторых случаях отличаются присутствием реликтов радиолярий до 20%. Часто содержат известковые прослои раковинного детрита (рис. 3.1.22 В,Г, 3.1.29Г) или фосфатные обломки рыбных костей (3.1.25В). Микротекстура пород неясно–линзовидно–слоистая (рис. 3.1.29Б, 3.1.30А), линзовидная (за счет присутствия линзочек керогена или микрокристаллического кремнезема) (рис. 3.1.24 В)

Микститы кероген–глинисто–кремнистые содержат кремнистые минералы от 25 до 49% (рис. 3.1.31).

В разрезах Центрального и Юго–восточного районов в кровле БС присутствуют породы с повышенными и примерно равными содержаниями керогена и пирита (15–25% каждого). При оценке распределения пирита и керогена породы этого типа рекомендуется выделять в отдельную подгруппу – пирит–керогеновых микститов. Эти

породы отличаются более темным, до темно–бурого, цветом основной массы, в целом сходны с микститами, описанными выше (рис. 3.1.29Г).

Микститы карбонатсодержащие

Микститы описанных выше типов (кероген–глинисто–кремнистые, кероген–кремнистые, глинисто–кремнистые) могут содержать от 5–25% карбонатного материала (кальцита и/или доломита). При этом в используемой классификации (Конторович и др., 2016) они попадают в группу с низкокарбонатными породами. При оценке распределения кальцита и доломита в БС рекомендуется к породам с содержанием карбонатов 5–25% добавлять термин карбонатсодержащие.

Породы темно–серые, черные, участками с коричневатым оттенком, преимущественно известковые, с неравномерной нечеткой мелкой, средней, участками тонкой горизонтальной слоистостью за счет чередования темных и более светлых коричневатых слойков с резкими и постепенными границами. Микротекстура пород – линзовидно–слоистая, за счет неравномерного распределения органического вещества и карбонатного материала. Основная масса представлена скрытокристаллическим кремнеземом и кальцитом, при подчиненном содержании доломита, глинистого материала и пирита. Кероген распространен равномерно в микродисперсном виде.

Наблюдаются многочисленные тонкие светло–бурые линзочки известкового состава, толщиной 0,03–0,1 мм, длиной 0,1–0,7 мм, содержащие реликты кокколитофорид. Содержание известковых линз 10–50 %. При изучении в сканирующем микроскопе в породах в значительном количестве обнаружены фаунистические остатки кольцеобразной или овальной формы размером 3–5 мкм, диагностированные как реликты кокколитофорид (см. рис. 3.1.3). Эти организмы упоминались ранее в составе верхней части БС Т.И. Гуровой (1960), Т.Т. Клубовой (1988), Ю.Н. Заниным (Zanin et al., 2012) и др.

В породе распространена мелкоалевритовая примесь (1–2 %), представленная угловатыми обломками кварца и плагиоклаза, размером 0,01–0,02 мм. Пирит встречается в основной массе породы в виде линз толщиной 0,02–0,05 мм, длиной 0,1–0,3 мм, и мелких скоплений неправильной и округлой формы (размерами 0,02–0,05 мм).

Большая часть микститов карбонатных и карбонатсодержащих характеризуются высокими содержаниями керогена (рис. 3.1.32).

К микститам кероген–карбонатным (5,2% от общей выборки) отнесены породы с содержанием карбонатного материала от 25% и органического вещества – от 10 %.

Средние содержания основных породообразующих компонентов микститов кероген–карбонатных приведены на рисунке 3.1.33.

Микститы глинистые и кремнисто–глинистые

Наиболее глинистыми породами в большинстве изученных разрезов БС являются микститы глинистые и кремнисто–глинистые с содержанием глинистого материала более 35%, кремнезема около или менее 25%, карбонатного материала – менее 5% (рис. 3.1.30Д), т.е. породы близкие к аргиллитам. Они характерны для Северных и Южных районов (см. схему 3.1.1)., реже встречаются в кровле Центрального района.

Внешне это темно–серые и коричнево–серые породы, массивные, с ровным сколом. Часто встречаются типичные для пород БС остатки крючков теутид (онихитес). На микроскопическом уровне глинисто–кремнистые породы имеют тонко–волнистослоистую микротекстуру и пелитовую структуру (см. рис. 3.1.30Д).

Нередко они приобретают слабополосчатый характер вследствие появления слойков толщиной первые миллиметры, обогащенных обломками кварца и полевых шпатов мелкоалевритовой размерности. Основная масса породы представлена глинистым материалом с эффектом агрегатного погасания и скрытокристаллическим аутигенным кварцем. Присутствующее в породе ОВ довольно четко обособлено в нитевидные волнистые слойки толщиной 0,01–0,03 мм. В результате уплотнения при диагенезе они повторяют форму близлежащих более твердых частиц (остатков раковин и костей рыб). Пирит выделяется в виде мелкой сыпи, а также образует каемки вокруг сферических реликтов раковин радиолярий, внутренние части которых выполнены кальцитом, но иногда – аутигенным микрокристаллическим кварцем. В породах этого типа присутствует незначительное количество терригенного обломочного материала (менее 2%). Это окатанные и слабоокатанные обломки кварца и полевых шпатов (0,03–0,1 мм). Присутствует небольшое количество (менее 1%) чешуек мусковита, ориентированных субпараллельно поверхностям напластования. Фосфатный рыбный детрит (2%) имеет удлиненную форму, бурого цвета размером до 0,2 мм.

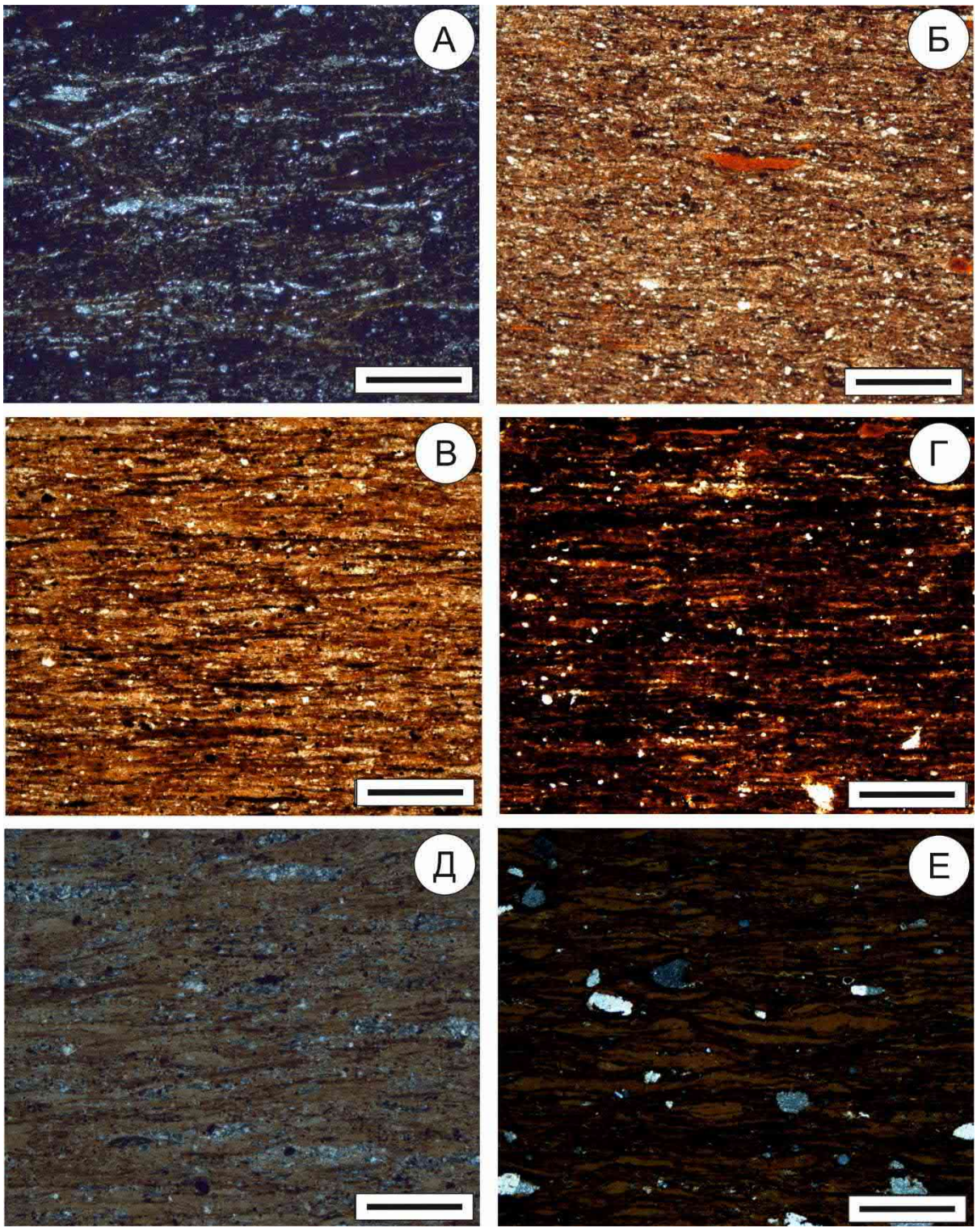


Рис. 3.1.29 Микститы разных типов баженовской свиты скв. № 306 Южно–Ягунской площади. А – микстит кероген–кремнистый линзовидный с линзочками кремнезема удлиненной формы. Обр. ЮЯ–306–246. Глубина 2805,04 м. Николи +. Б – микстит кероген–кремнистый неясно–линзовидно–слоистый. Обр. ЮЯ–306–281. Глубина 2811,90 м. В – микстит кероген–глинистый линзовидно–слоистый с линзочками удлиненной формы керогенистого и кремнистого состава. Обр. ЮЯ–306–204. Глубина 2792,58 м. Г – микстит пирит–керогеновый линзовидно–слоистый. Обр. ЮЯ–306–209.

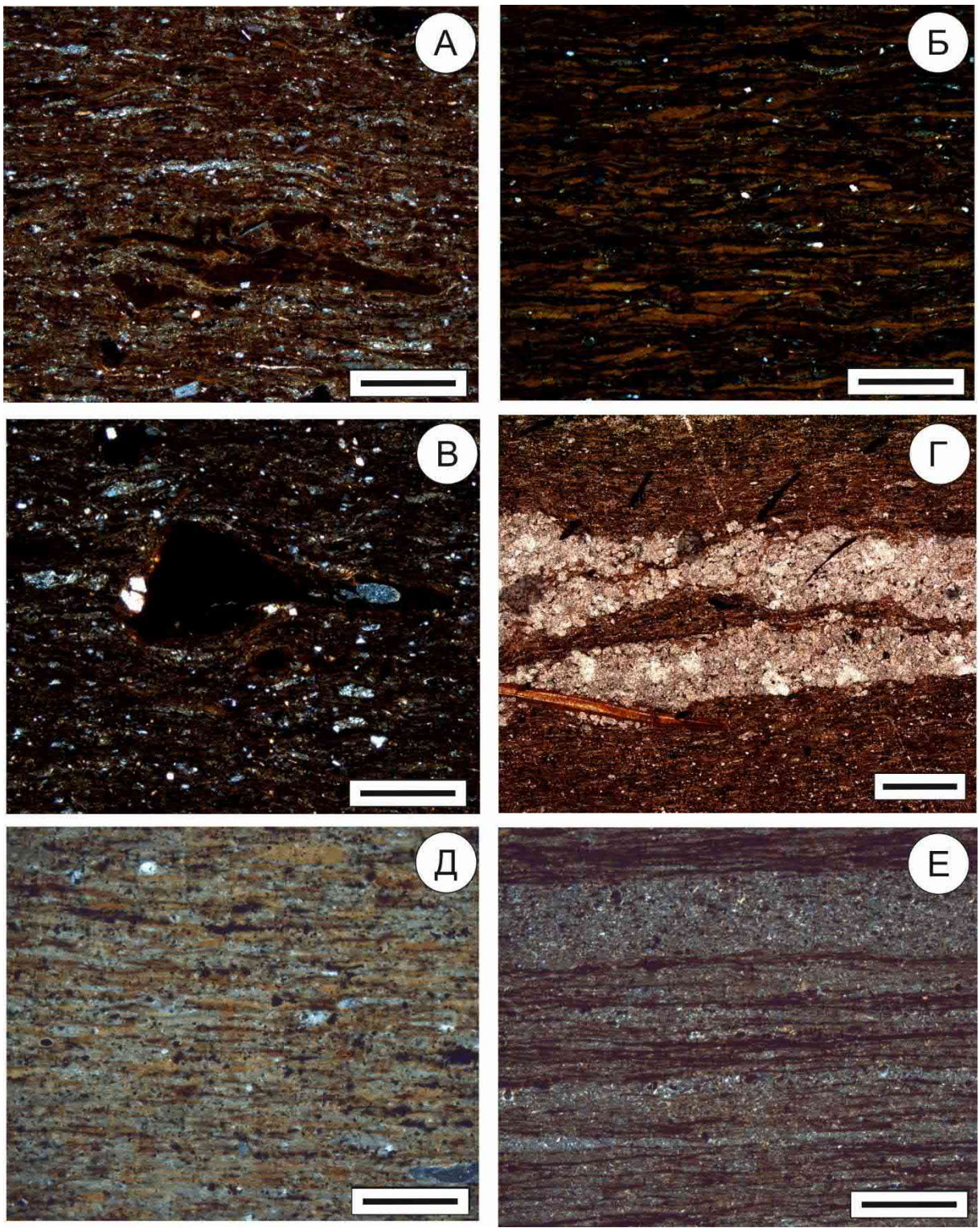


Рис. 3.1.30. Микститы разных типов и аргиллит баженовской свиты А,Б,Д – скв, № 306 Южно–Ягунской площади, В,Г – № 322 Дружной площади, Е – № 1183 Северо–Салымской площади. А – микстит кероген–кремнистый неясно–линзовидно–слоистый. Обр. ЮЯ–306–227. Глубина 2798,34 м. Николи+. Б – микстит кероген–карбонатный с известковыми линзочками удлиненной формы (кокколитовыми). Обр. ЮЯ–306–231. Глубина 2799,5 м. Николи+. В – микстит кероген–кремнистый массивный с фосфатным

обломком, частично замещенным аутигенным кремнеземом. Обр. Др–322–213. Глубина 2853,26 м. Николи +. Г – микстит кероген–кремнистый с прослоями реликтов раковин двустворок, представленными микрокристаллическим кальцитом. Обр. Др–322–216б. Глубина 2854,16 м. Д – микстит глинистый линзовидно–слоистый. Обр. ЮЯ–306–200. Глубина 2791,23 м. Николи+. Е – аргиллит тонкослоистый. Обр. СС–1183–40. Глубина 2845,2 м. Николи +. Размерность масштабной линейки: А–В, Д, Е – 300мкм, Г – 500 мкм.

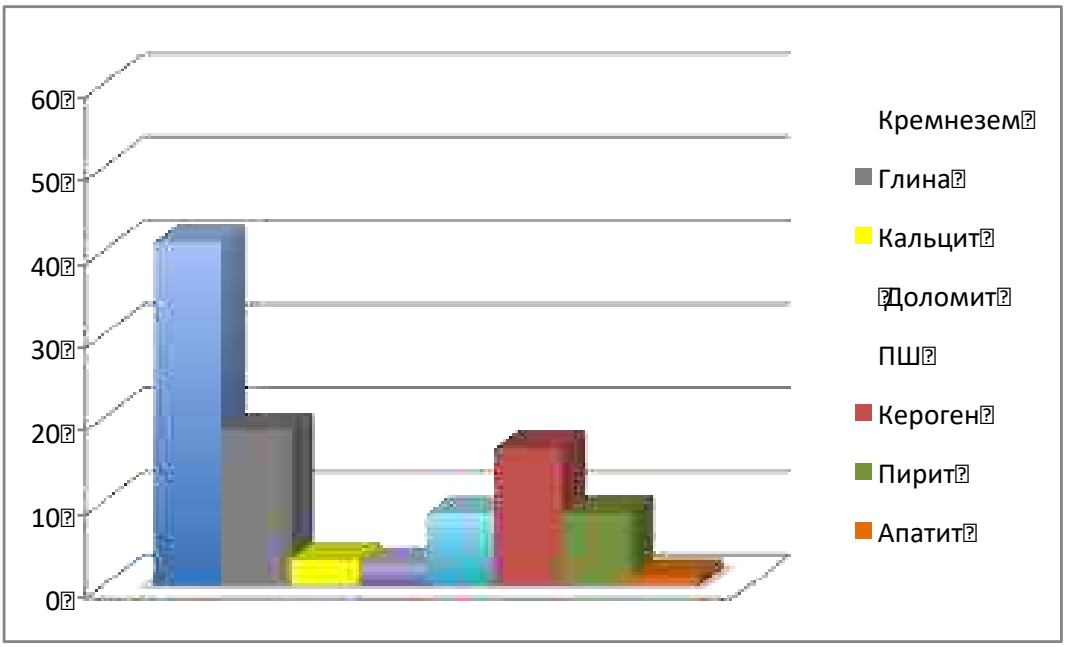


Рис. 3.1.31. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов в микститах кероген–кремнистых баженовской свиты (n=191).

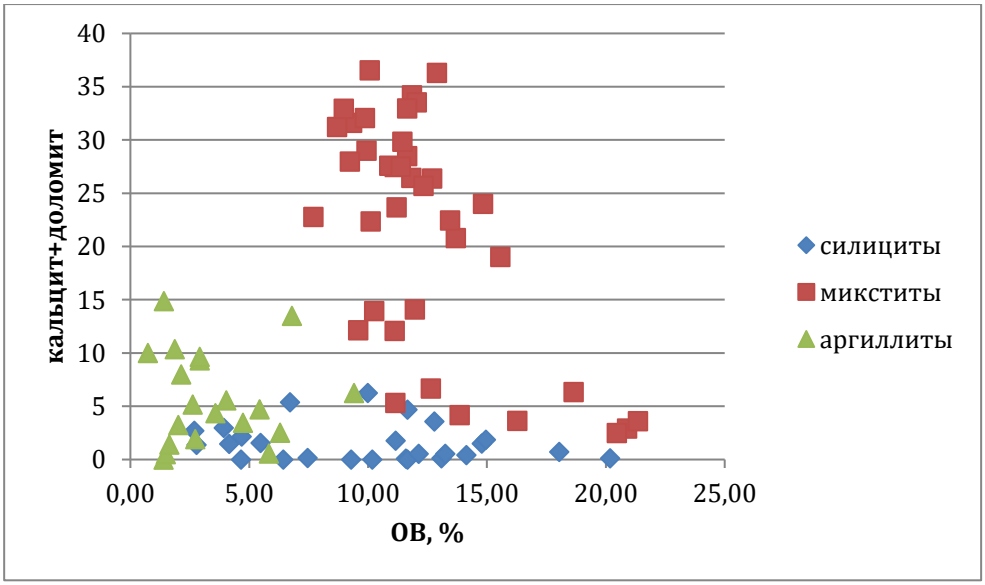


Рис. 3.1.32. Соотношение содержаний карбонатного материала и ОВ в породах баженовской свиты.

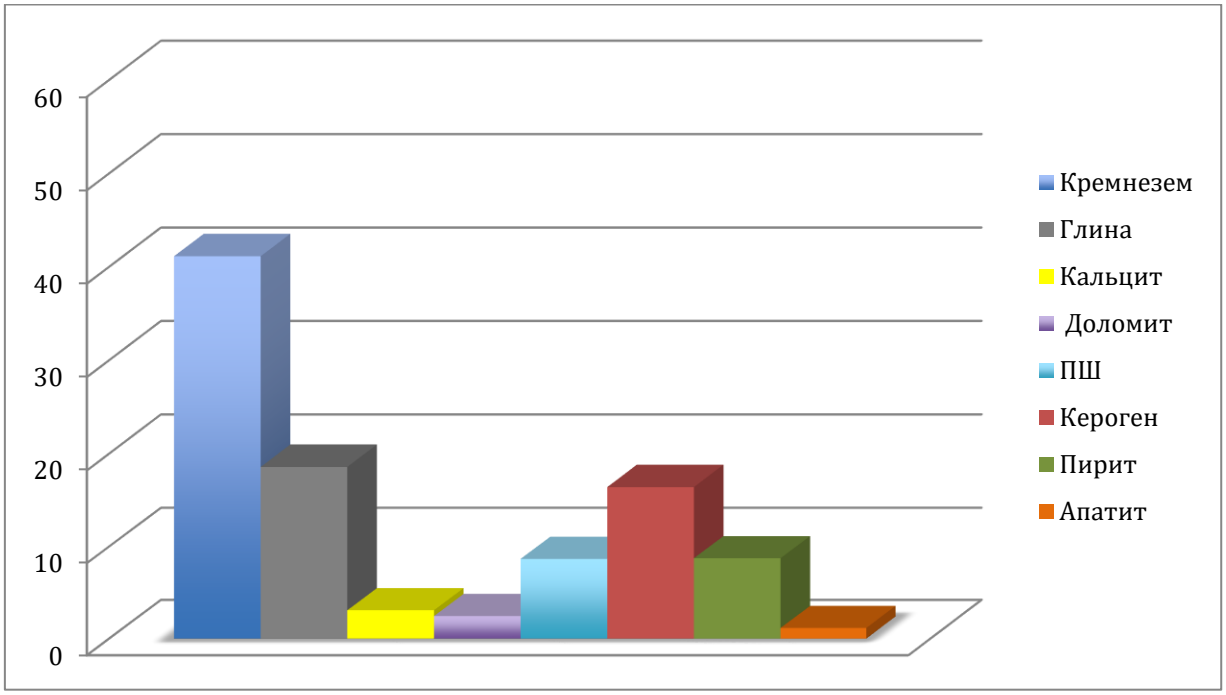


Рис. 3.1.33. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов баженовской свиты в микститах кероген– карбонатных (n=54).

Присутствие смешанных кремнисто–глинистых пород в составе БС отмечали Ю.Н. Занин и др., (2005), О.А. Важенина, (2010а); М.А. Павлова и др., (2013, 2015); Н.С. Балушкина и др., (2013), В.Г. Эдер и др. (2013). По данным М.А. Павловой (2013) и Н.С. Балушкиной и др. (2013) кремнисто–глинистые породы характерны для переходной зоны контакта БС с подстилающими отложениями абалакской свиты.

В группу глинистых микститов (частота встречаемости 2,6% от общей выборки) объединяются породы с содержанием глинистой компоненты от 25 до 50 %. Средние содержания основных породообразующих компонентов микститов кремнисто–глинистых и глинистых приведены на рисунках 3.1.34 и 3.1.35 соответственно.

По содержанию пирита в зоне перехода от БС к выше– нижележащим отложениям часто наблюдаются *пиритовые породы* – с низким содержанием ОВ (менее 5%) и повышенным пирита (15–25%). По используемой классификации (Конторович и др., 2016) в названия пород включены наименования компонентов, содержание которых в породе составляет более 25%. Для оценки распределения латерального и вертикального распространения пирита в БС рекомендуется выделять этот тип пород в отдельную подгруппу добавляя термин пиритовые.

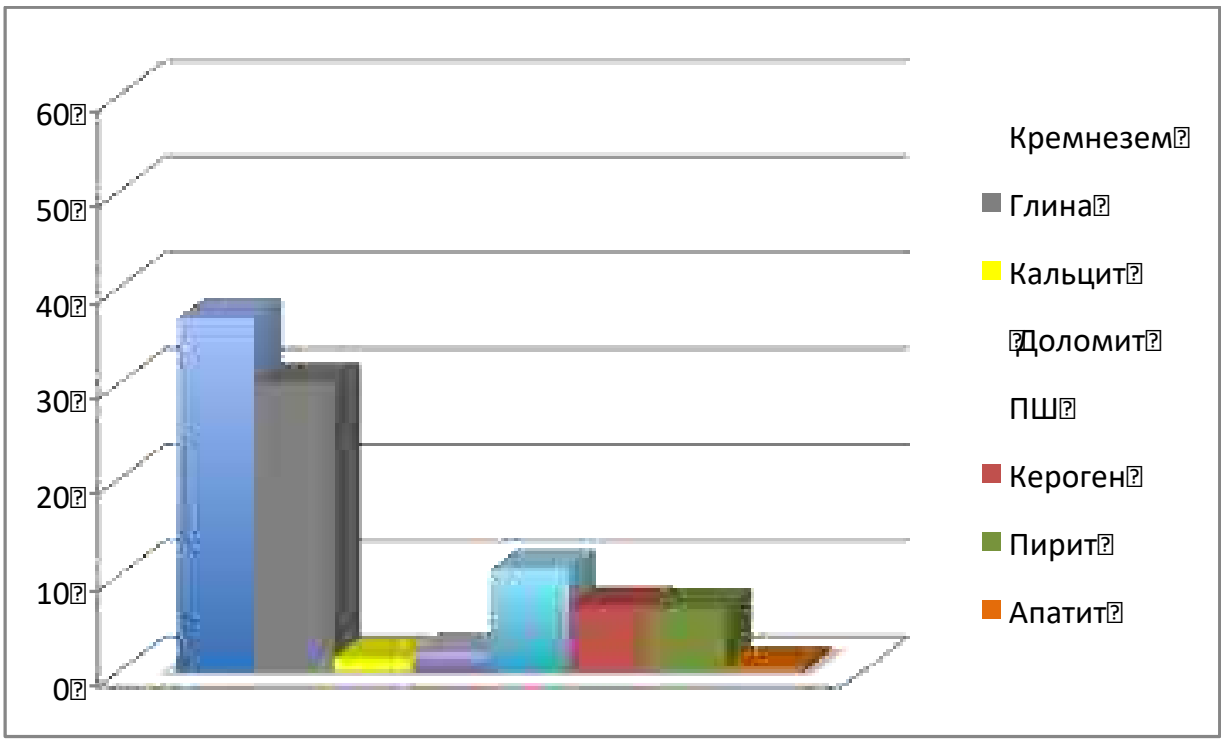


Рис. 3.1.34. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов баженовской свиты в микститах глинисто–кремнистых (n=54).

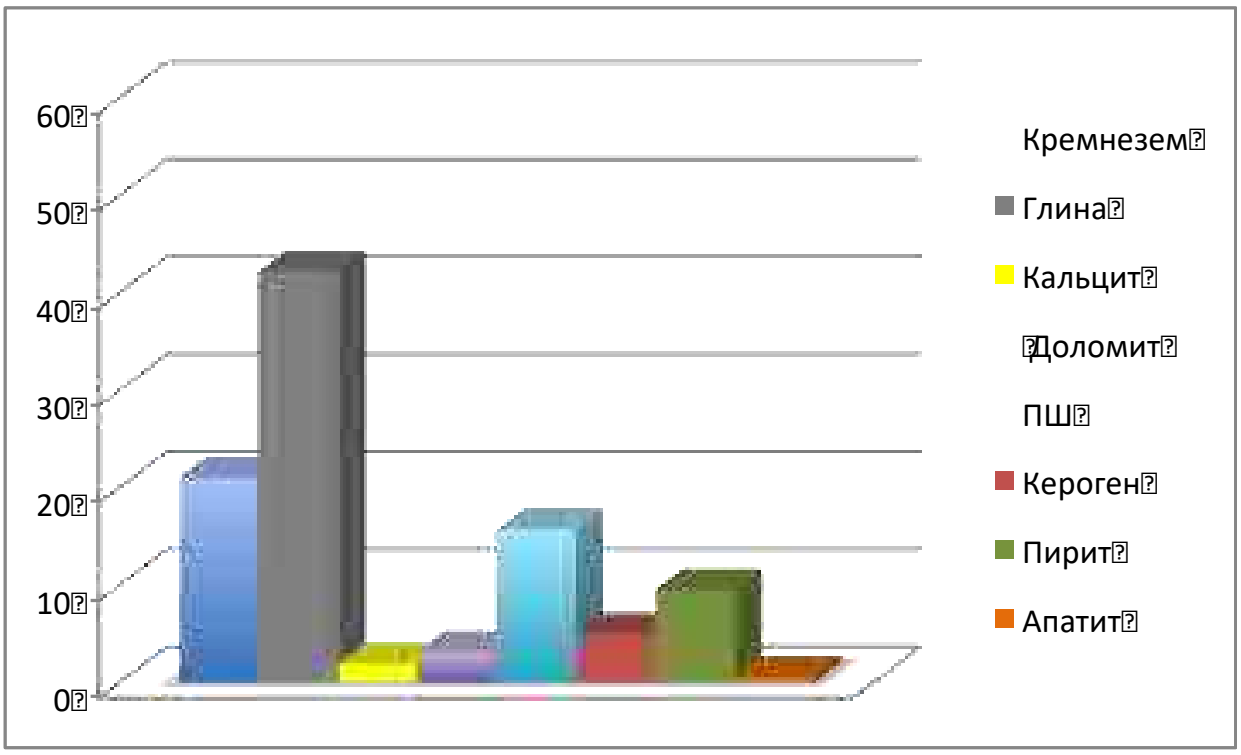


Рис. 3.1.35. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов баженовской свиты в микститах глинистых (n=53).

Аргиллиты

Как отмечено выше в главе 2, ранее в обзорных работах по всей площади ЗСБ все породы БС обычно называли аргиллиты битуминозные, карбонатные и др. (Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др., 1986; и др.). Как известно, к аргиллитам относятся породы с содержанием глинистого материала более 50 % (рис. 3.1.36). Породы этого типавстречаются в основном в Северном районе.

По микротекстуре выделяются следующие типы аргиллитов.

Аргиллиты слоистые. В породе представленной, главным образом, глинистым материалом, наблюдается чередование слойков двух типов см. рис. 3.1.30 Е). В одном случае материал слоев совершенно однородный, почти без следов линзовидности, с небольшим содержанием пирита. В слоях второго типа наблюдается тонкая линзовидность, повышенное содержание пирита, нередко развивающиеся по тончайшим линзочкам, обогащенным ОВ. В целом слойки второго типа более темные, по–видимому, за счет более высокого содержания ОВ. В слоях обоих типов встречаются мелкие (0,01–0,05 мм) алевритовые зерна кварца и плагиоклаза.

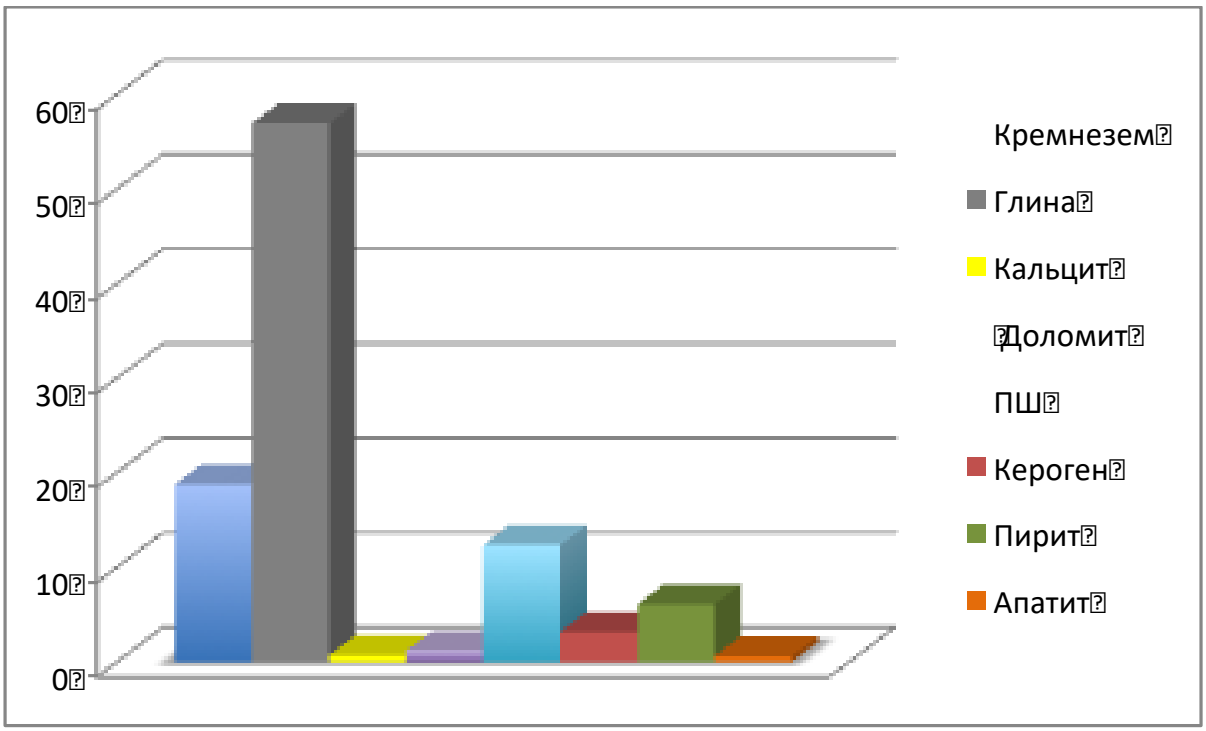


Рис. 3.1.36. Гистограмма распределения средних содержаний основных породообразующих компонентов аргиллитов баженовской свиты (n=54).

Аргиллиты с мелкой линзовидной слоистостью. Этот тип аргиллитов является наиболее распространенным среди низкоуглеродистых аргиллитов и встречается в обоих изучаемых районах. В основной глинистой массе наблюдаются бурые линзы шириной 0,01 мм, длиной 0,03 мм. В породе практически отсутствует алевритовая примесь. Наблюдаются образования пирита в виде мелкой сыпи размером 0,01–0,03 мм.

Породы от темно–серого до черного цвета, в керне массивные, с раковистым изломом, с органогенным детритом (3–5 мм), раскалываются по плоскостям напластования. Микротекстура породы линзовидно–полосчатая, ориентированная. Основная масса породы сложена глинистым материалом, чешуйки которого имеют субпараллельную ориентировку. В большом количестве наблюдаются темно–бурые линзочки углеродистого состава, ориентированные параллельно друг другу, длиной 0,1–1,2 мм, шириной 0,01 мм. Алевритовые зерна кварца плохо окатанные. Включения пирита имеют округлую и неправильную форму; размер их от 0,01 до 0,1 мм. В нижней части пачки встречаются редкие лейсточки слюды, карбонатные сгустки неправильной формы размером 0,05 мм при содержании 2–3% и редкие линзочки аутигенного кремнезема. В некоторых случаях встречаются пиритизированные псевдоморфозы по радиоляриям округлой формы (0,05 мм).

Аргиллиты массивные, серые с раковистым изломом, без карбонатных прослоев) (см. рис. 3.1.25), с редкими слабоизвестковыми прослоями. Окраска породы в шлифе неравномерная – наблюдаются бурые пятна, микротекстура массивная. Основная масса породы представлена глинистым материалом, в котором присутствует мелкая алевритовая примесь не окатанных зерен кварца размером 0,01 мм, содержание меньше 1 %, мелкие карбонатные образования размером 0,01–0,02 мм, содержание 1 %, единичные удлиненные лейсточки слюды (0,01–0,03 мм) и пиритные образования округлой и неправильной формы размером 0,01–0,05 мм, содержание 3–5 %.

Карбонаты

Группа карбонатных пород (карбонаты) объединяет породы с содержанием карбонатных минералов (преимущественно кальцит, реже – доломит) не менее 50%. В изученной выборке частота встречаемости карбонатов составляет 8,4%. В их составе по содержанию органического вещества выделено два подкласса: собственно карбонаты и керогеновые карбонаты. Последний весьма малораспространенный – встречаемость менее 1%. В собственно карбонатах содержание карбонатных минералов обычно составляет от 56,3 до 92,3% (в среднем – 79,3%), в единичном случае – 50,6%. Все остальные компоненты присутствуют в подчиненных концентрациях. Минералы

кремнезема – от 0 до 18,3% (в среднем – 6,6%); глинистые минералы – от 1,3 до 14,8% (в среднем – 6,3%); органического вещества обычно от 0,9 до 6,1% (в среднем – 3,0%), в единичном случае – до 9,4%; пирита обычно от 0,6 до 7,4% (в среднем – 2,2%), в единичном случае – до 10,6%; альбита – от 0 до 5,9% (в среднем – 2,3%); апатита – от 0,2 до 2,5% (в среднем 0,7%).

Керогеновые карбонаты отличаются от собственно карбонатов пониженными суммарными содержаниями карбонатных минералов (51,1–54,8%), повышенными – кремнистого (15,1–19,3%, в среднем – 17,0%) и глинистого материала (6,0–15,4%, в среднем – 10,6%), органического вещества (10,0–11,2%) и пирита (2,9–6,1%, в среднем – 4,1%). Содержание альбита изменяется от 2,9 до 4,6% (в среднем 3,8%), апатита – от 0,4 до 0,9% (в среднем 0,6%).

По минеральному составу карбонаты в соответствии с классификацией В.Н. Шванова и соавторов (1998) делятся на известняки (содержание кальцита более 50%) практически без доломитовой примеси или с различным содержанием доломита (более 25% – доломитовый, менее 25% доломитистый), и доломиты (содержание доломита более 50%) – чистые – практически без известковой примеси или с различным содержанием кальцита (более 25% – известковый, менее 25% известковистый).

По структуре известняки и доломиты БС делятся на биоморфные (главным образом, радиоляриевые) и абиоморфные скрыто– и микрокристаллические (рис. 3.1.37, 3.1.38).

Проведенный микротекстурный анализ аргиллитов и микститов глинистых баженовской свиты позволил подтвердить предыдущие выводы (Занин и др., 1999) об их турбидитной природе. Здесь имеются ввиду наиболее дистальные турбидитные затухающие потоки низкой плотности и скорости, некоторые из которых могут распространяться на большие расстояния в пределах бассейна вдоль пикноклина (Wignall, 1994) (рис. 3.1.39). Необходимо отметить, что одновременно вместе с преимущественно глинистыми осадками этого генезиса, во время седиментации осадков зоны перехода БС в вышележащие отложения, продолжалось накопление кремнистой биогенной составляющей в подчиненном количестве, которое постепенно полностью сократилось во время осадконакопления материала подачимовской толщи.

В микститах кероген–глинисто–кремнистых и силицитах наблюдаются массивные и тонко–линзовидно–слоистые микротекстуры характерные для фоновых осадков. В породах этого типа присутствуют слоистые текстуры, включающие два типа слоистости: 1) чередование прослоев, в той или иной степени насыщенных бурыми

углеродистыми линзами; 2) чередование прослоев, представленных, главным образом кремнистыми радиоляриями с одной стороны и глинисто–кремнистыми с бурыми линзочками углеродистого состава – с другой.

Подобные различия в характере слоистости предположительно связываются с изменениями поступления с суши растворенных продуктов выветривания – питательных веществ, определявших интенсивность развития биогенных форм в морском бассейне и опосредованно – поступление органогенного материала в осадок. В то же время в них не выявлена градационная турбидитная последовательность, описанная выше для аргиллитов. Большая часть терригенного материала транспортируется в бассейны седиментации в виде эоловой пыли и взвешенных нефелоидных потоков – очень низкоплотностных суспензий осадка, распространяющихся практически по всей площади бассейна (Ewing & Thordinke, 1965; McCave, 1972). Таким образом, глинистый материал и мелкая алевритовая примесь (3–5 %) преимущественно кремнистых пород БС гемипелагического генезиса вероятно имеет подобное происхождение, что и было предположено ранее (Занин и др., 2005).

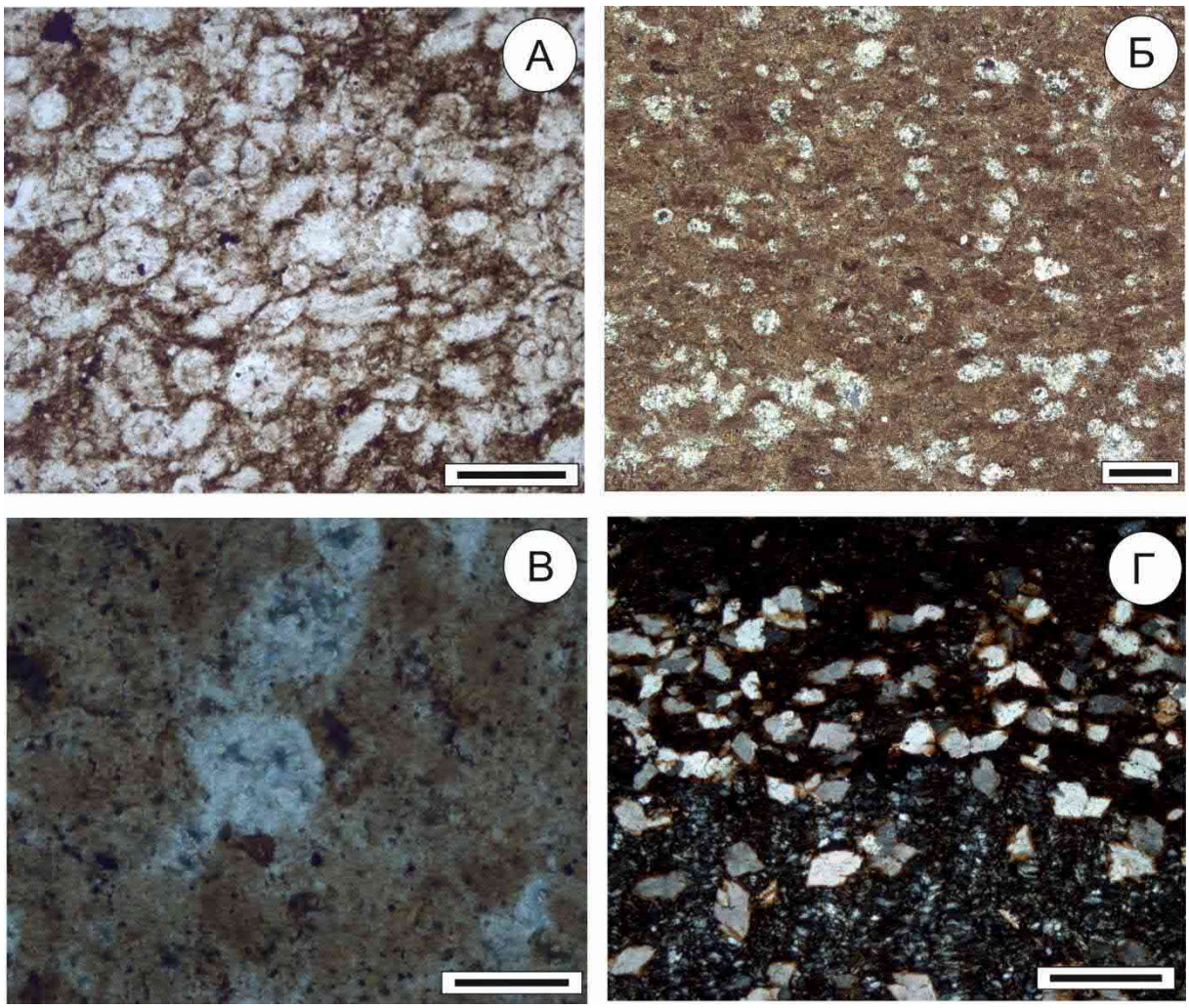


Рис. 3.1.37. Карбонатные породы баженовской свиты по: А – скв. № 70 Повховской площади, Б, Д – скв. № 1183 Северо–Салымской площади, В – скв. № 1183 Северо–Салымской площади. А – известняк биоморфный (радиоляриевый). Обр. П–70–328. Глубина 2999,48 м. Б – известняк массивный скрытокристаллический с остатками радиолярий. Обр. СС–1183–38. Глубина 2846,57 м. Николи +. В – известковый (баритсодержащий) врез. Округлые образования (светло–серые), представленные кальцитом, частично замещенные баритом. обр. ЮЯ–306–212 (глубина 2794,78 м). Николи +. Г – ромбовидные кристаллы доломита у границы силицита керогенового и силицита. Обр. Др–322–233 (глубина 2859,4 м). Николи +. Размерность масштабной линейки: А, В, Г – 300 мкм, Б – 500 мкм.

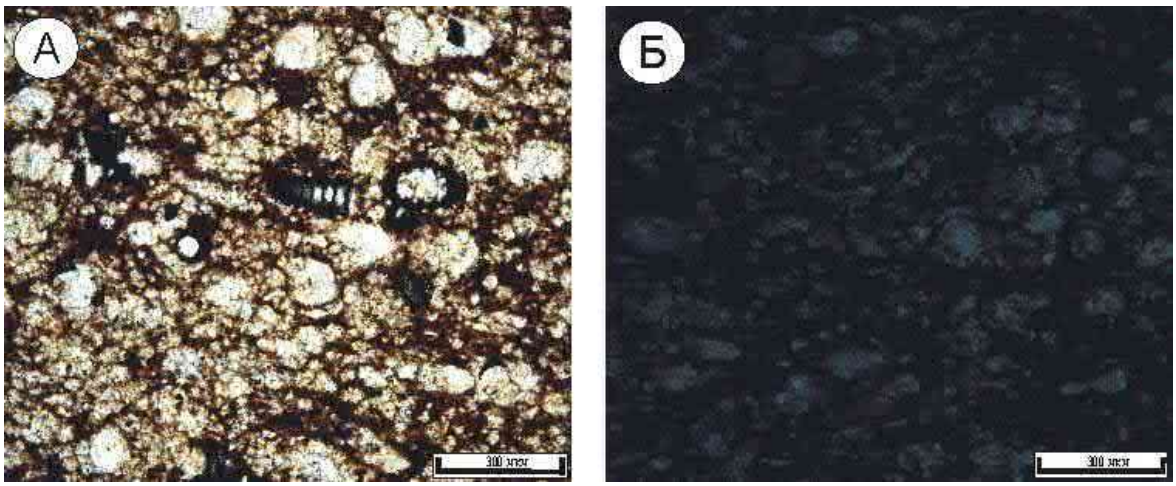


Рис. 3.1.38. Доломит в баженовской свите Западно–Квензерской площади. реликты радиолярий округлой и конусообразной формы, сложенные доломитом. А – Николи ||, Б –Николи +.

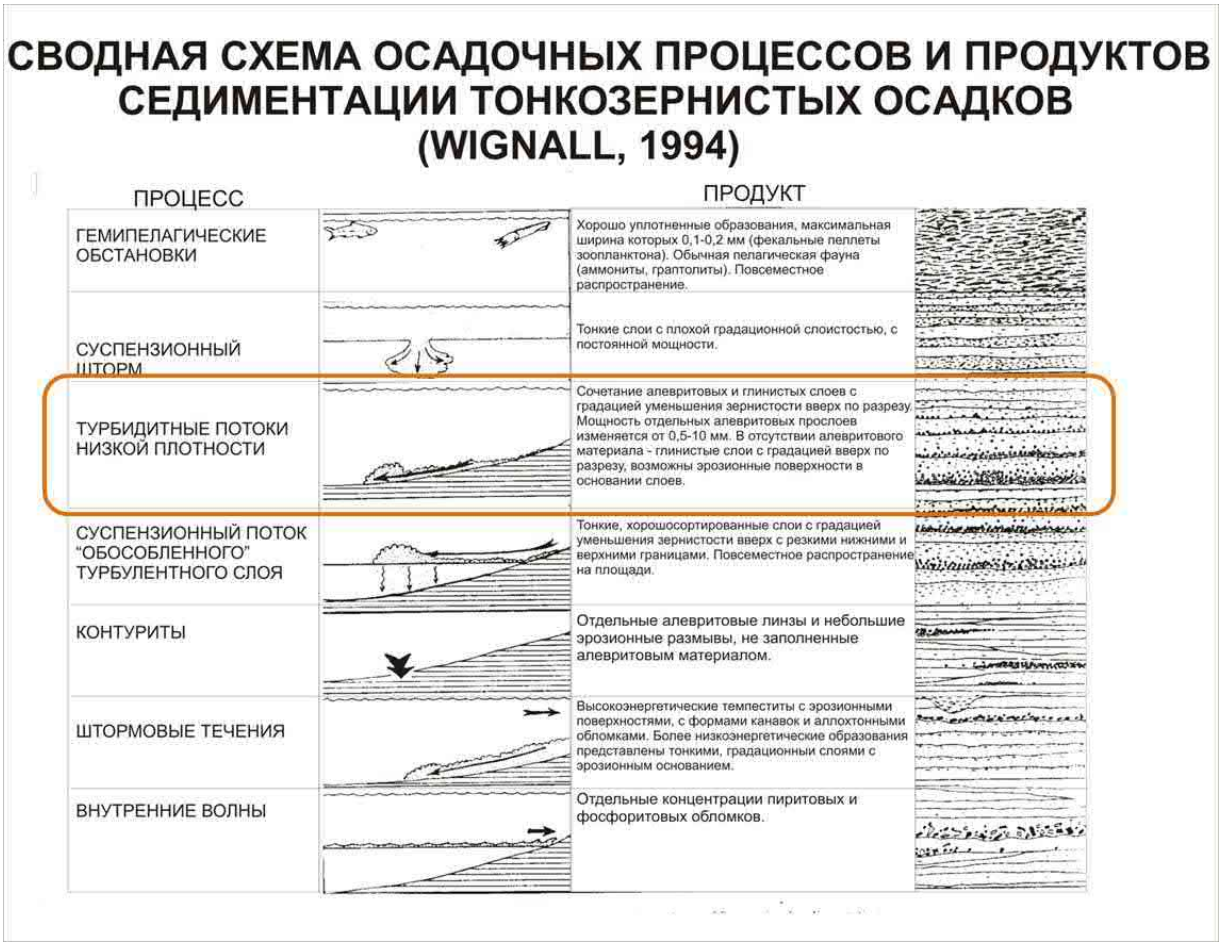


Рис. 3.1.39. Сводная схема осадочных процессов и микротекстурных характеристик тонкозернистых осадков (Wignall, 1994).

В результате проведенного исследования особенностей литологии БС с целью уточнения классификации А.Э. Конторовича и соавторов (2016) составлена схема типов пород, включающая их микротекстурные характеристики и генетическую принадлежность (рис. 3.1.40).

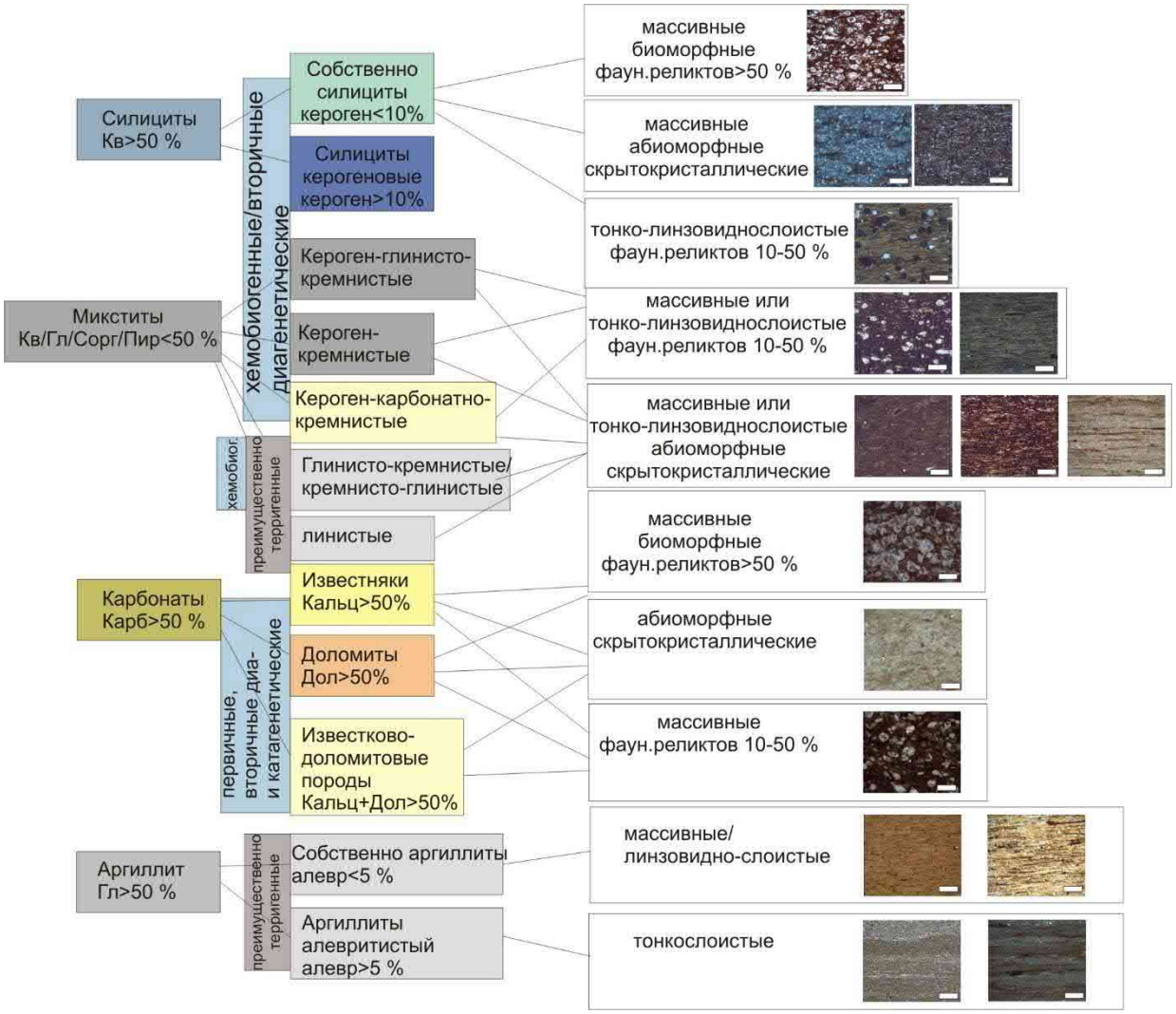


Рис. 3.1.40. Схема основных типов пород баженовской свиты с генетическими и микротекстурными характеристиками.

Более подробно разновидности карбонатных пород будут рассмотрены ниже в главе 4.

3.1.3. Закономерности распространения основных компонентов и типов пород

Анализ распределения средних значений кремнезема и глинистого материала в БС разных районов показало, что породы свиты Северного района являются наиболее глинистыми, Центрального и Юго–Восточного – наиболее кремнистыми. Наименьшие значения содержаний глинистого материала в породах БС характерны для Центрального района. Породы БС Южного района характеризуются пониженными содержаниями кремнезема и несколько повышенными (по сравнению с Центральным и юго–восточными районами) глинистого материала (рис. 3.1.41). Преобладание повышенных содержаний ОВ (15–25 %) в породах БС отмечается в Центральном и большинстве разрезов Юго–Восточного района. Наименее углеродистыми являются разрезы БС Северного района (в основном менее 5 %).

Для определения особенностей распространения разных типов пород БС по территории исследования – построены кривые распределения значений отношений оксида кремнезема к алюминию (SiO_2/Al_2O_3) по изученным разрезам (рис. 3.1.42), проанализированы мощности пачек пород разного типа и подсчитана их относительная доля (в%) от общего количества образцов в каждом изученном разрезе свиты (табл. 3.1).

В результате анализа установлено, что для силицитов биоморфных (пород со средним содержанием кремнезема 67 %) характерны средние значения этого отношения равные или больше 21, для силицитов керогеновых абиоморфных (среднее содержание кремнезема – 60 %) этот показатель составляет около 10, в целом не превышает 8 (таб. 3.1.1). Среднее содержание глинистого материала для вышеупомянутых типов пород составляет 13–15 %. Определено, что в микститах глинистых и кероген–глинистых, среднее содержание глинистого материала в которых более 40 %, а кремнезема около 20 %, значение соотношения SiO_2/Al_2O_3 составляет не более 3. В микститах остальных типов значение соотношения SiO_2/Al_2O_3 изменяется от 4–8. Таким образом, по значениям рассматриваемого модуля при анализе пород БС возможно уверенно выделить наиболее кремнистые породы (силициты) и наиболее глинистые (микститы глинистые и кероген–глинистые). Микститы кремнистые, карбонатные и т.д. имеют близкие значения SiO_2/Al_2O_3 и выделить отдельные группы по ним не представляется возможным. Микститы карбонатсодержащие с достаточной точностью выделяются в разрезе по содержанию CaO. Полученные результаты делают возможным расчленение разрезов БС на пачки, соответствующие этим группам литотипов, по данным РФА.

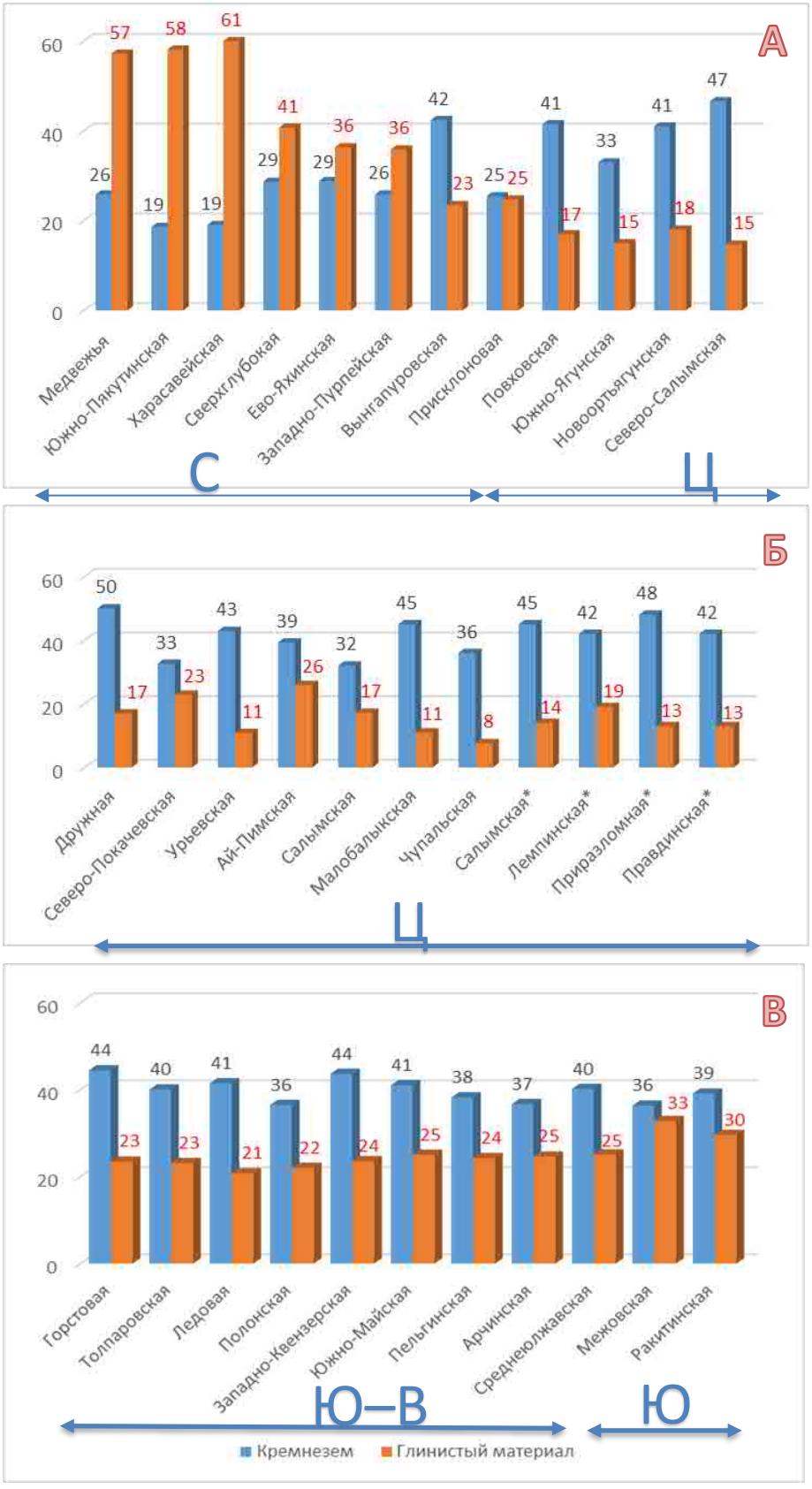


Рис. 3.1.41. Средние содержания кальцита и доломита в БС Северного (А), Центрального (А,Б), Юго–восточного (В) и Южного (В) районов. * – обозначение скважин, данные по которым предоставлены МГУ.

На основе вышеописанного анализа установлено, что в Центральном районе в БС мощность пачки собственно силицитов заметно повышена и составляет 3–4 м, в изучаемых отложениях Хантейской гемиантеклизы и севера Южно–Надымской мегамоноклизы – от единичных до частых сантиметровых прослоев, в некоторых разрезах до 2–4 м. И.Н. Ушатинский также отмечал, что силициты чаще приурочены к срединной части разреза БС и распространены в центральной, более глубоководной зоне бассейна, что связано с областями обитания и захоронения кремнескелетного планктона. В Юго–восточном и Юго–западном районах мощности пород этого типа несколько понижены, так в юго–восточных районах ЗСБ (Александровский свод, Ледянская мезоседловина, Усть–Тымская и Нюрольская мегавпадины) силициты наблюдаются в виде прослоев толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров,

В Центральном районе мощность пачки силицитов керогеновых существенно повышена и составляет порядка 9–15 м. В единичных разрезах Хантейской гемиантеклизы (Южно–Ягунская, Северо–Покачевская пл.) наблюдается пониженная мощность пачки пород этого типа – 1–3 м. В разрезах БС Юго–восточного района силициты керогеновые присутствуют в основном в средней части разреза в виде пачки мощностью 4–5 м. В некоторых разрезах Северо–Сургутского подрайона (Повховская площадь) в основании свиты залегает пачка карбонатизированных радиоляритов мощностью 2 м, которая вверх по разрезу сменяется силицитами абиоморфными (7 м). В Северном районе на Присклоновой и Пякяхинской площадях встречаются лишь единичные сантиметровые прослои силицитов керогеновых. В некоторых разрезах Юго–восточного района, расположенных в пределах Нюрольской мегавпадины (Западно–Квензерская пл.), мощность пачки пород этого типа составляет 6–7 м, а в разрезах, расположенных в приграничных районах вышеупомянутой тектонической структуры – в пределах Чузикско–Чизапской мезоседловины (Арчинская, Пельгинская площади), Лавровском наклонном мезовалу (Южно–Майская площадь) – встречаются в виде редких прослоев мощностью 0,2–0,5 м.

Определено, что силициты и силициты керогеновые не характерны для Северного (Большехетская мегасинеклиза), Восточного (Пыль–Караминский мегавал) и Южного районов (Северо–Межовская мезомоноклиналь, Межовский структурный мегамыс) (см. табл. 3.1.1). Исключение из северной группы разрезов представляет БС Присклоновой площади, где силицит встречен в единичном образце. Полученные результаты соотносятся с данными И.Н. Ушатинского и В.С. Харина (1985), которые отмечали, что

соотношение аутигенного к терригенному кремнезему изменяется от Салымского района к Тазовскому почти в 10 раз: от 2,45 до 0,27.

С целью уточнения информации о распространении по разрезу и латерали карбонатсодержащей «кокколитовой» пачки БС построены профили, включающие кривые распределения оксида кальция (CaO) по разрезам скважин. Как можно видеть (рис. 3.1.43), «рассматриваемая» пачка наблюдается в верхней части БС в Центральном районе и отмечается в единичных разрезах сводовых структур Северного района (центральная часть Южно–Надымской мегамоноклизы, Присклоновая площадь).

Рассматриваемый тип микститов распространен в Центральном, Юго–восточном и Южном районах. Наибольшие мощности этих пород фиксируются в разрезах юга Южно–Надымской мегамоноклизы (Повховская и Новоортьягунская пл.), в некоторых разрезах северной части Хантейской гемиантеклизы (Дружная пл.), Мансийской синеклизы (Северо–Салымская, Восточно–Правдинская пл.), Юганской мегавпадины (Малобалыкская пл.). В Юго–восточном районе микститы высококремнистые преобладают на Горстовой, Ледовой, Пельгинской, Западно–Квензерской, Северо–Чистинной пл.).

Микститы (кероген–глинисто–кремнистые, кероген–кремнистые, глинисто–кремнистые) с содержанием кремнезема менее 40%, т.е. породы с пониженным содержанием кремнезема, встречаются на некоторых площадях Северного (Тюменской, Западно–Пурпейской), Восточного (Боровая пл.) и Юго–восточного (Ершовая пл.) районов и характерны для Южных районов (Южно–Майская, Ракитинская, Средне–Юлжавская пл.). В Центральном районе и остальных разрезах Юго–восточного района они присутствуют в виде маломощных редких прослоев преимущественно у зоны перехода БС в подстилающие и перекрывающие отложения или отсутствуют. Как было показано выше, микститы кероген–кремнисто–карбонатные и кероген–карбонатные («кокколитовая» пачка) встречаются в верхней части БС (2–6 м) в Центральном районе и единичных разрезах сводовых структур Северного района. По содержанию карбонатных прослоев лидируют разрезы Присклоновой и Южно–Ягунской площадей, приуроченные к сводовым структурам. В большей части Юго–восточного, Южного и Северного районов рассматриваемая пачка БС отсутствует.

Таблица 3.1.1

Содержание основных породообразующих компонентов и значения модуля SiO_2/Al_2O_3 в разных типах пород баженовской свиты.

Название породы	Силициты–радиоляриты (биоморфные)	Силициты керогеновые (абиоморфные)	Микститы кремнистые и кероген–кремнистые	Микститы кероген–карбонатные и кероген кремнисто–карбонатные	Микститы кероген–глинистые и глинистые	Микститыглинисто–кремнистые	Микститы кероген–глинисто–кремнистые
Среднее содержание кремнезема и стандартное отклонение	67±12	58±7	41±6	22±7	22±3	35±3	38±6
Среднее содержание глинистого материала и стандартное отклонение	13±6	16±5	20±5	13±6	41±6	31±3	29±4
Среднее значение отношения SiO_2/Al_2O_3	21	10	7	6	3	4	6
Стандартноеотклонение	15	3	2	2	1	0,3	1
Диапазон значений	более 9	более 8	5–8	5–7	2–3	4–5	4–7
Количество образцов (n)	63	95	135	44	37	20	108

Определено, что аргиллиты характерны в основном для Северного района, также присутствуют в виде тонких прослоев в единичных разрезах Центрального (Северо–Нивагальская) и Южного (Межовская) районов. Для Центрального и Юго–восточного района эти породы, главным образом, не характерны (см. табл. 3.1.1). Это подтверждается результатами предыдущих исследований БС, проводимых литологами в отдельных районах Западной Сибири (Ушатинский, 1980; Занин и др., 2005; Предтеченская и др., 2006; Немова и др., 2013а,б; Балушкина и др., 2013; Эдер и др., 2006, 2015; и др.), которые показали, что в большинстве разрезов аргиллиты отсутствуют, а основную часть разреза составляют преимущественно кремнистые породы – силициты и микститы кероген–кремнистые и кероген–кремнисто–карбонатные.

Микститы глинистые – породы близкие к аргиллитам по содержанию глинистого материала, практически не присутствуют в разрезах Центрального района (см. табл. 3.1), часто встречаются в зоне перехода БС в вышележащие отложения подачимовской пачки (1–3 м). Микститы глинистые и кремнисто–глинистые широко распространены в Северном и Южном районах.

Известняки и доломиты присутствуют в разрезах в виде прослоев и конкреций мощностью 2–20 см в Центральном районе и в единичном виде – в Юго–восточном и Северном районах (см. табл. 3.1.1).

Ранее А.Э. Конторовичем (1975) составлены карты распространения ОВ БС, позднее (Конторович и др., 2018) уточнено распространение этого компонента в нижней, средней и верхней частях свиты с использованием результатов восстановления содержания этого компонента по данным геолого–геофизических исследований. Карты распространения кремнезема и органического вещества в целом для БС по всей территории ЗСБ были составлены И.Н. Ушатинским (1981) и коллективом авторов СНИИГиМС (Условия формирования…, 1988). Более подробные исследования распределения основных компонентов на юго–востоке ЗСБ в районе Каймысовского свода (Томская область) по данным ГИС проведены Е.А. Предтеченской и др. (2006) – созданы подобные карты для разных частей этой толщи. В.А. Волков и соавторы (2016) построили карты распространения ОВ в пяти пачках БС на территории ХМАО, а также – кремнезема и глинистого материала в целом для свиты.

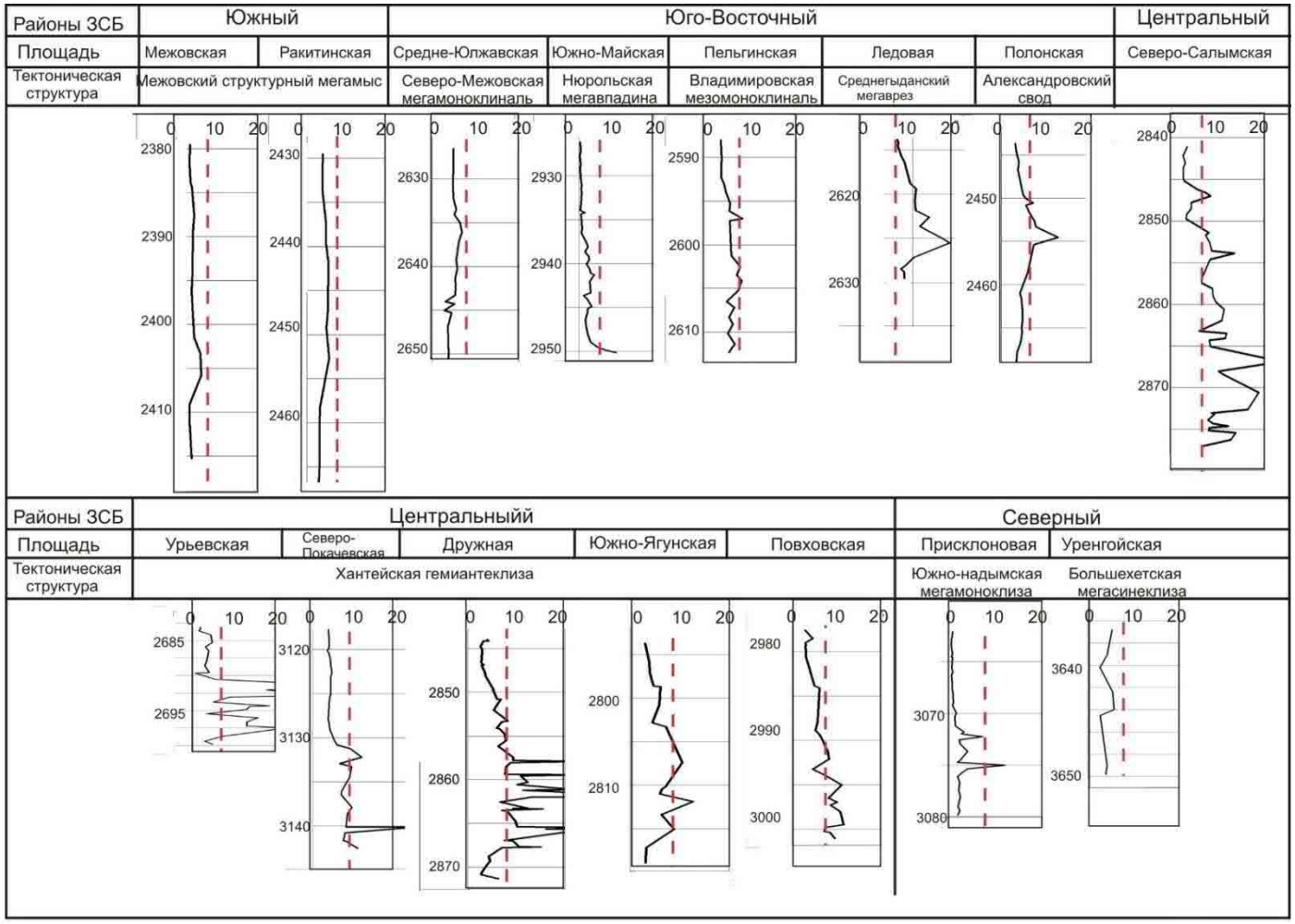


Рис. 3.1.42. Распределение значений отношения SiO_2/Al_2O_3 в баженовской свите изученных районов. Правее пунктирной линии – силициты. Пики значений SiO_2/Al_2O_3 соответствуют силицитам–радиоляритам.

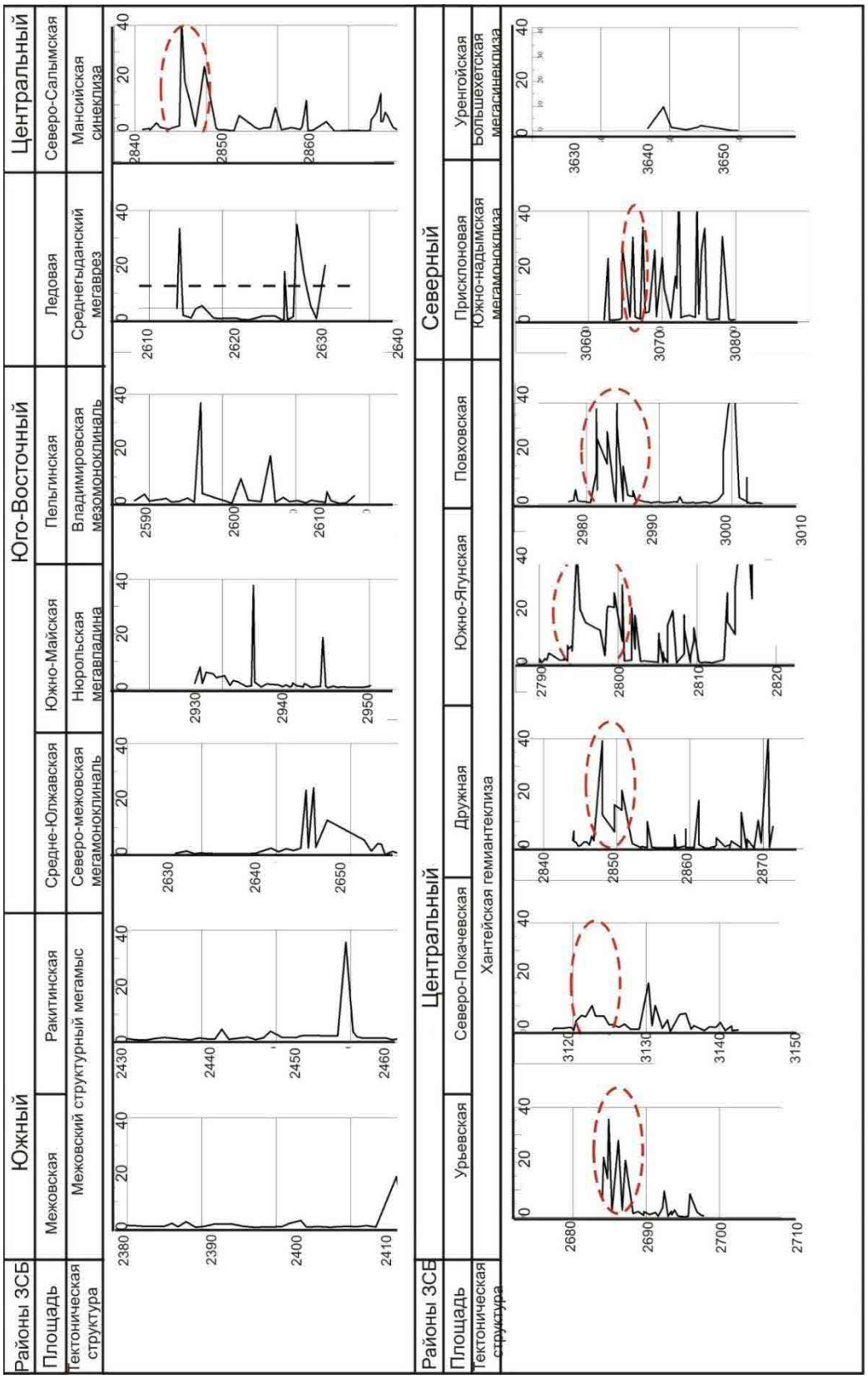


Рис. 3.1.43. Распределение значений модуля CaO в баженовской свите изученных районов

Примечание: пунктирной линией обозначена «кокколитовая» пачки

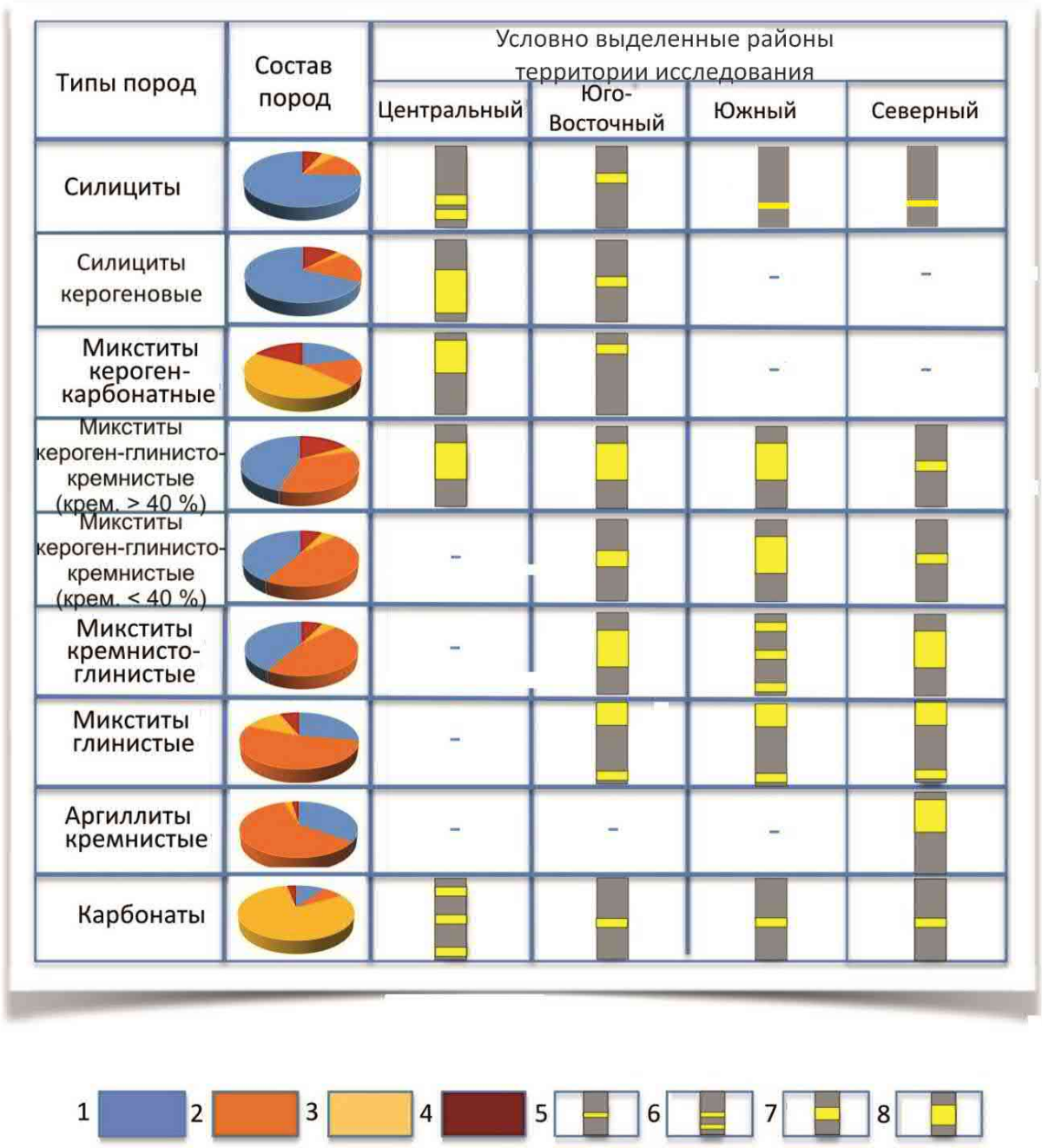


Рис. 3.1.44. Схема распространения основных типов пород баженовской свиты в условно выделенных районах. Условные обозначения: 1–4 – усредненный состав пород на круговых диаграммах: 1 – кремнезем, 2 – глинистый материал, 3 – карбонаты (кальцит и доломит), 4 – ОВ; 5–8 – схематическое изображение относительной мощности и положения в разрезе разных типов пород БС: 5 – единичные маломощные прослои (от нескольких см до метра), 6 – маломощные прослои в количестве 2 и более, 7 – прослои мощностью от 1–2 до 10 метров, 8 – прослои мощностью 10–20 метров.

Целью исследования, изложенного в этом подразделе диссертационной работы, являлось установление особенностей состава БС по разрезу и по площади (в нижней, средней и верхней ее частях).

Принимая во внимание, что рассматриваемые основные породообразующие компоненты БС могли быть образованы не только на стадии седиментогенеза, но и в результате вторичных преобразований пород, рассмотрим, какую информацию можно получить в результате проводимого исследования. Генезис глинистого материала БС принимается как преимущественно терригенный. Проявления аутигенного каолинита являются незначительными и их содержание не превышает в большинстве случаев первых процентов. Кремнистый материал в рассматриваемой толще имеет в основном биогенное происхождение (радиолярии, диатомеи), хотя и подвергся интенсивной переработке в постседиментационный период.

В БС присутствуют два генетических типа карбонатов – седиментационные, частично перекристаллизованные, находящиеся на месте своего образования и постседиментационные (диа–катагенетические). К первому типу относится карбонатный материал остатков кокколитофорид, наблюдаемых в верхней части свиты («кокколитовая» пачка), и раковин двустворок. Второй тип представлен, главным образом, карбонатизированные радиоляриты и карбонатные конкреции.

Ниже приводится описание карт распределений кремнезема, глинистого материала и кальцита в целом для БС на территории исследования для нижней, средней и верхней ее частей.

Кремнезем

Нижняя часть БС. Наибольший объем кремненакопления приходится на Центральный район и некоторые площади Юго–восточного района (Ледовая пл.) (рис. 3.1.45А). Среднее содержание кремнезема в этой части интервала на вышеупомянутых площадях составляет 50–60%. Второй эпицентр кремненакопления (среднее содержание кремнезема – 50%) в этот период расположен в Юго–Восточном районе и включает Восточно–Пылькараминскую, Горстовую, Колик–Еганскую, Ледовую площади. На других площадях этого района (Полонская, Толпаровская, Северо–Фестивальная пл.) среднее содержание кремнезема в нижней части БС понижается до 35–40%. В Южном (Ракитинская, Межовская, Болтная пл.) и Северном районах (Медвежья, Уренгойская, Ево–Яхинская, Сверхглубокая пл.) этот показатель составляет 20–30%.

Средняя часть БС. При накоплении этого интервала БС происходит некоторое сокращение объема накопления кремнезема (рис. 3.1.45Б). На большей части Центрального

района среднее содержание кремнезема составляет 40–50%. На некоторых площадях Юго–Восточного района (Первомайская, Ледовая, Западно–Фаинская пл.) значения рассматриваемого показателя уменьшаются до 25–35%, в Северном и Южном районах – несколько возрастают (в некоторых до 35–40%).

Верхняя часть БС. В период осадконакопления этой части разреза в Центральном районе наблюдается еще большее сокращение накопления кремнезема, особенно в районе Среднего Приобья – на Малобалыкской, Горшковской, Ай–Пимской и Салымских площадях (рис. 3.1.46А). Среднее содержание кремнезема в верхней части БС здесь составляет 20–25%. На некоторых площадях Центрального (Западно–Котухтинская, Вынгапуровская, Повховская, Дружная пл.), а также Юго–восточного районов (Полонская, Толпаровская, Пельгинская, Арчинская, Ракитинская пл.) среднее содержание кремнезема в верхней части свиты несколько повышено по сравнению с описанными ранее площадями Среднего Приобья и составляет 30–35%. В Северном районе содержание кремнезема снижено и составляет 10–20%.

Максимальные средние содержания кремнезема (35–50%) в целом в БС фиксируются в Центральном районе (рис. 3.1.46Б), в Южном и Северном районах – уменьшаются до 20–30%.

Глинистый материал

Нижняя часть БС. Во время ее седиментации в Центральном районе накапливалось относительно небольшое количество глинистого материала (среднее содержание глинистого материала 15–25%) (рис. 3.1.47А). Этот показатель в Южном и Северном районах увеличивается до 40–50%.

Средняя часть БС. В распределении среднего содержания глинистого материала в этом интервале по сравнению с нижней частью БС, существенных изменений не происходит, лишь на некоторых площадях Северного и Южного районов происходит некоторое его увеличение (55–60%) (рис. 3.1.47Б).

Верхняя часть БС. На ряде площадей Центрального района (Урьевская, Северо–Покачевская, Повховская и др.) сохраняются пониженные значения (20–30%) среднего содержания глинистого материала в рассматриваемой части разреза. На некоторых площадях Центрального и Юго–Восточного районов (Западно–Фаинская, Первомайская, Ледовая, Арчинская, Южно–Майская) наблюдаются повышенные значения этого показателя (35–40%) (рис. 3.1.48А).

В целом БС Центрального района характеризуется пониженными средними значениями содержания глинистого материала (15–30%), в Северном и Южном районах происходит его увеличение до 35–55% (рис. 3.1.48Б).

Кальцит

Нижняя часть БС. В этой части свиты на большей части исследуемой территории среднее содержание кальцита не превышает 2–4% (рис. 3.1.49А). Исключение представляют некоторые площади Центрального района, где содержание этого компонента достигает 6–8% (Новоортьягунская, Южно–Ягунская, Ай–Пимская пл.) и 8–18% (Западно–Котухтинская, Вынгапуровская, Повховская пл.).

Средняя часть БС. На этом интервале БС на некоторых площадях Центрального (Северо–Салымская, Западно–Фаинская, Южно–Ягунская пл.) и Северного районов (Присклоновая пл.) происходит увеличение содержания кальцита (рис. 3.1.49Б). В целом на большей части исследуемой территории среднее содержание кальцита в средней части БС не превышает 2–4 %.

Верхняя часть БС. В этой части БС в большинстве изученных разрезов существенно увеличивается среднее содержание кальцита (8–14%) (рис. 3.1.50А). Низкокарбонатными являются Юго–Восточный и Северный районы (Пякяхинская, Яранейрская, Эниторская, Толпаровская, Пельгинская, Арчинская, Ракитинская, Межовская и др. пл.). В целом (рис. 3.1.50Б) наиболее карбонатными являются разрезы БС Центрального района, что было описано выше.

Б

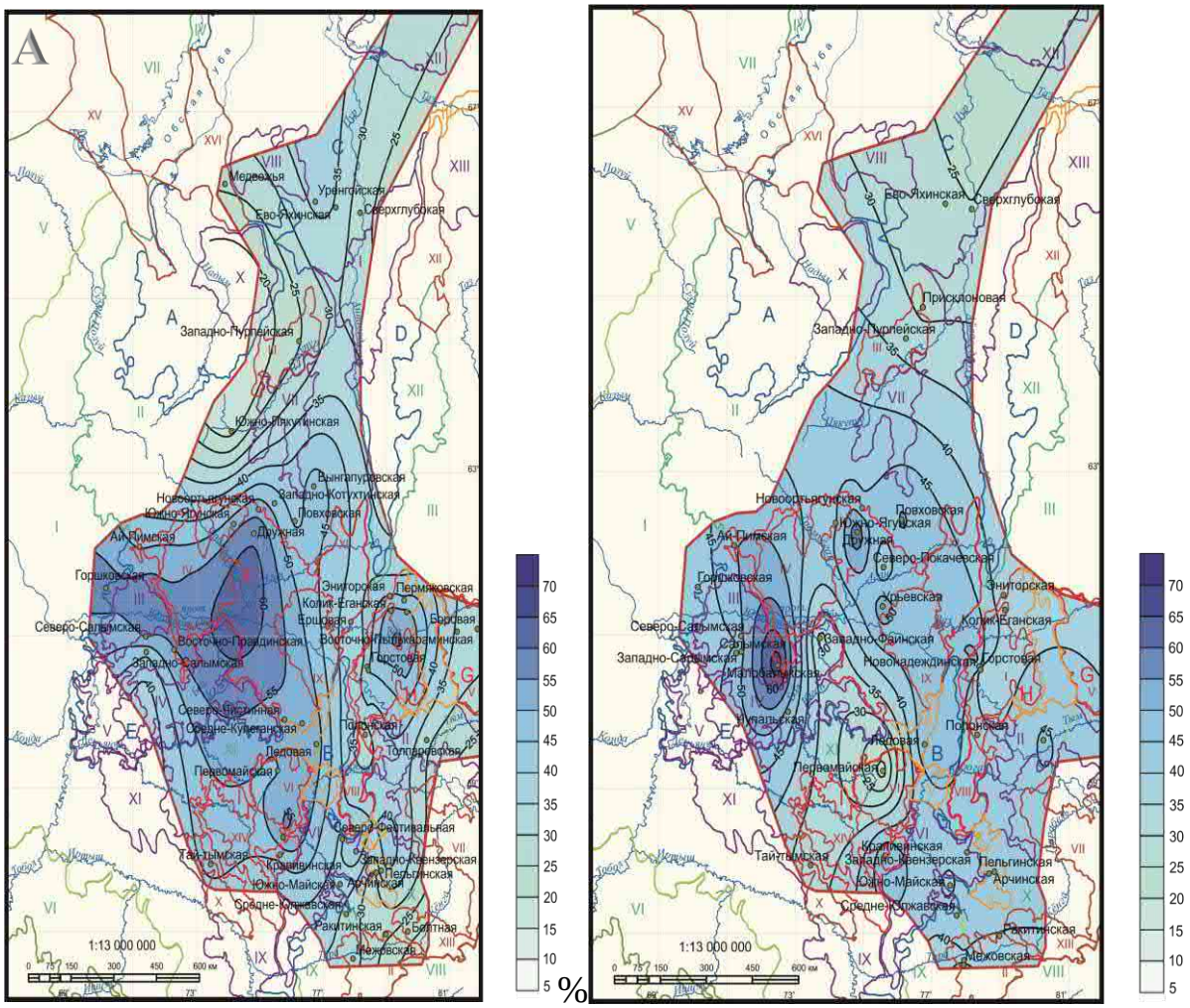


Рис. 3.1.45. Карта–схема распределения кремнезема на территории исследования в А - нижней и Б – средней частях баженовской свиты. Условные обозначения для тектонических элементов см. рис. 1.2.1.

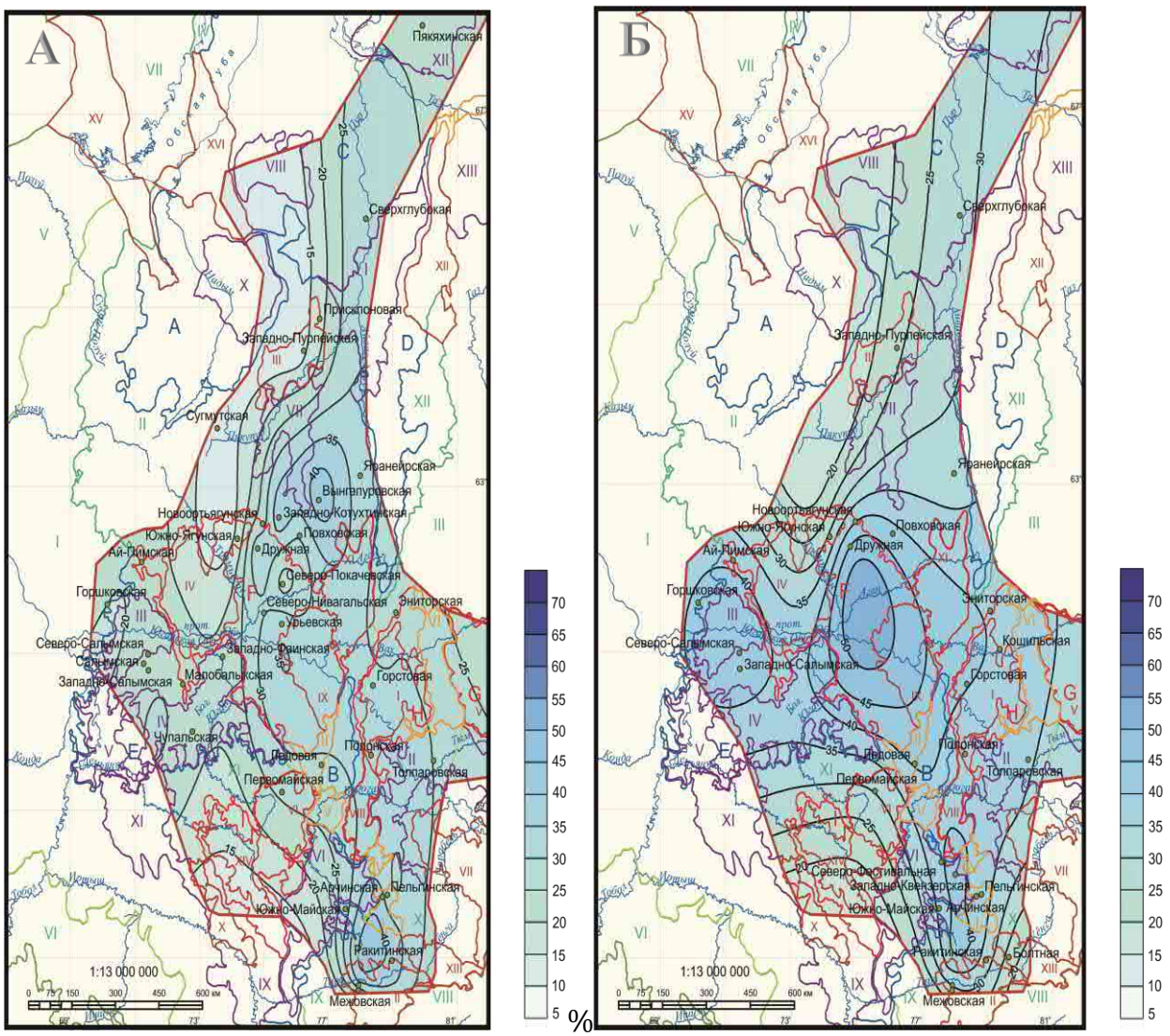


Рис. 3.1.46. Карта–схема распределения кремнезема на территории исследования в А - верхней части и Б – в целом для баженовской свиты. Условные обозначения для тектонических элементов см. рис. 1.2.1.

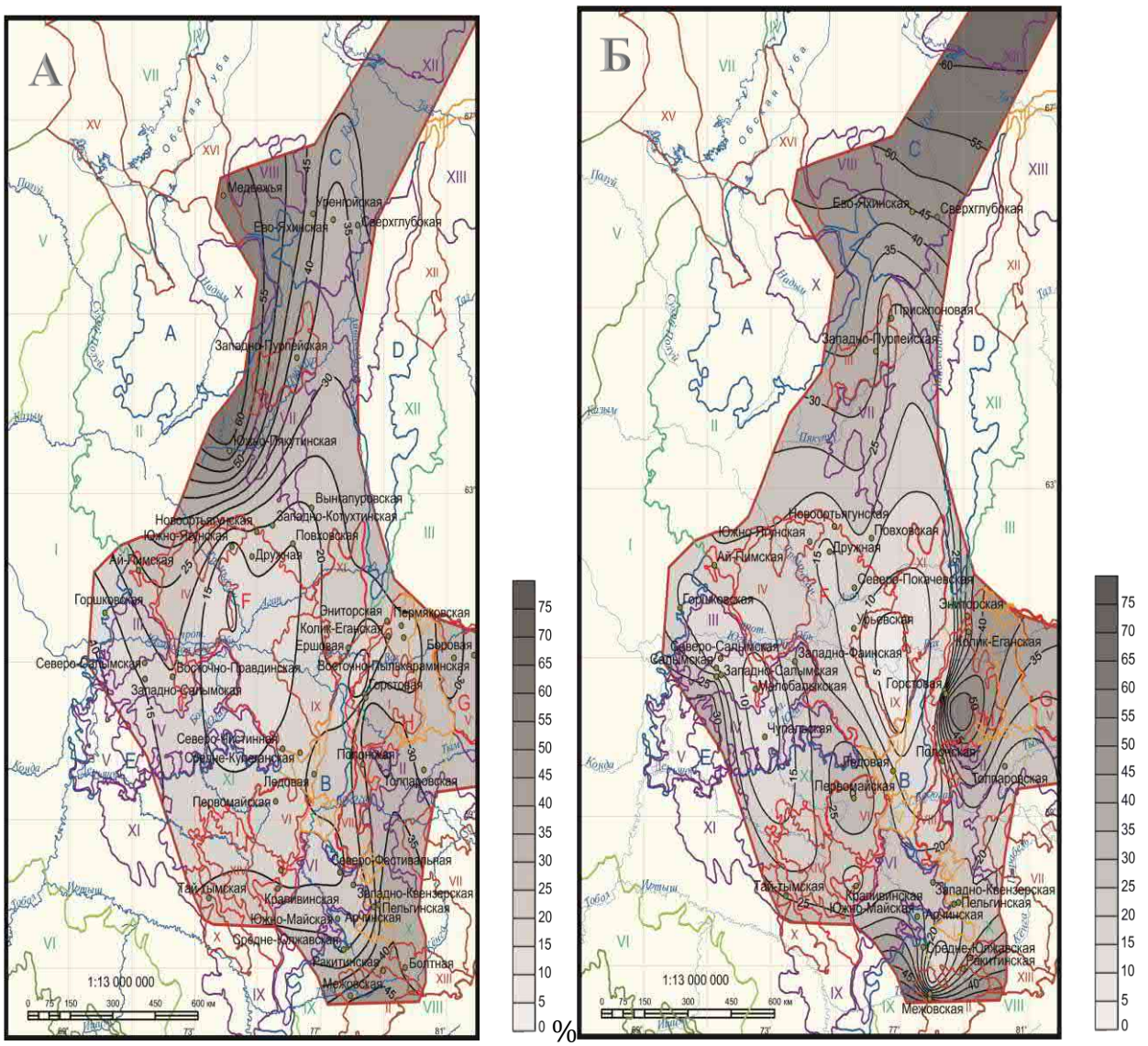


Рис. 3.1.47. Карта–схема распределения глинистого материала на территории исследования в А - нижней и Б – средней частях баженовской свиты. Условные обозначения для тектонических элементов см. рис. 1.2.1.

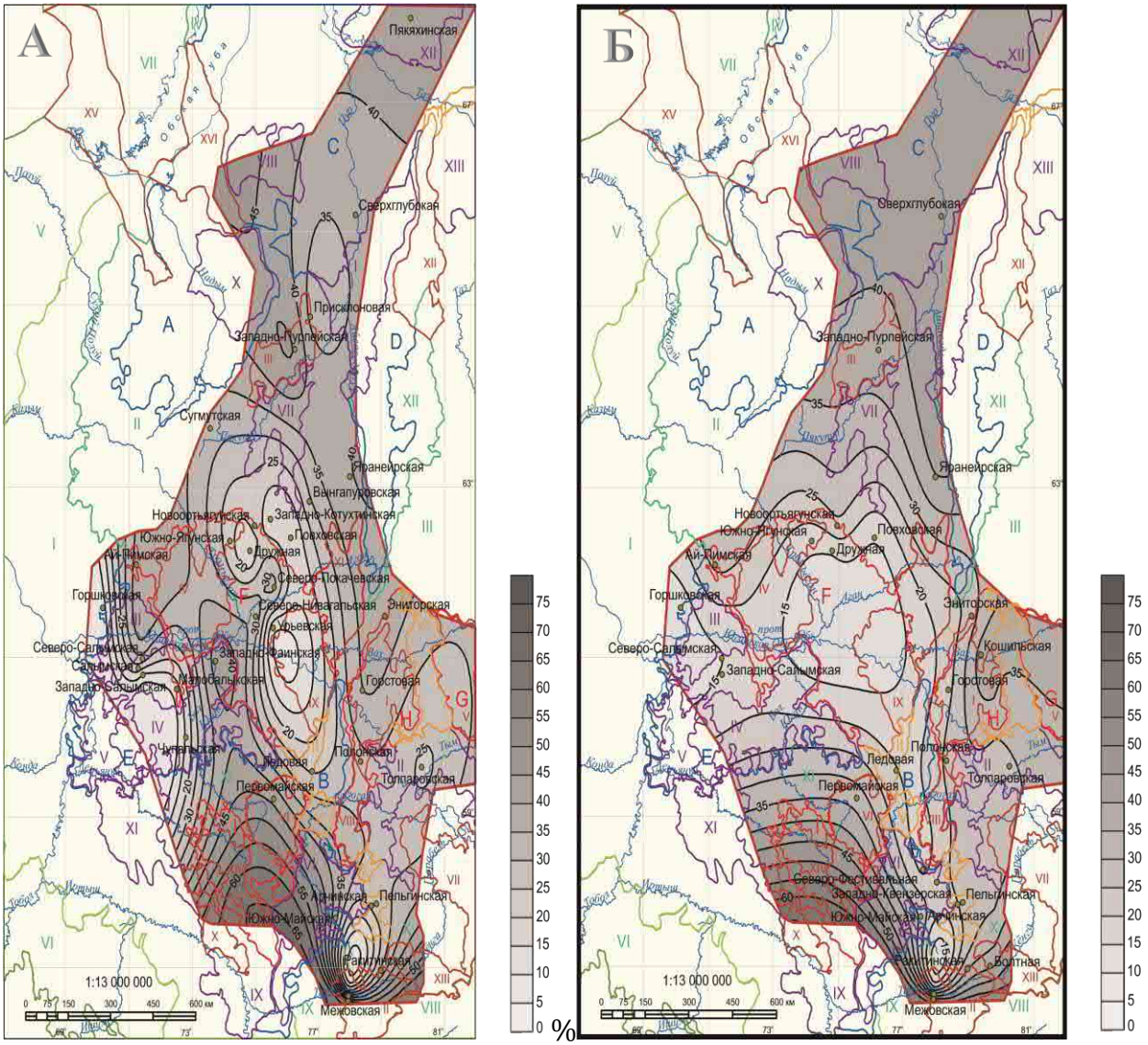


Рис. 3.1.48. Карта–схема распределения глинистого материала на территории исследования в верхней части баженовской свиты. Условные обозначения для тектонических элементов см. рис. 1.2.1.

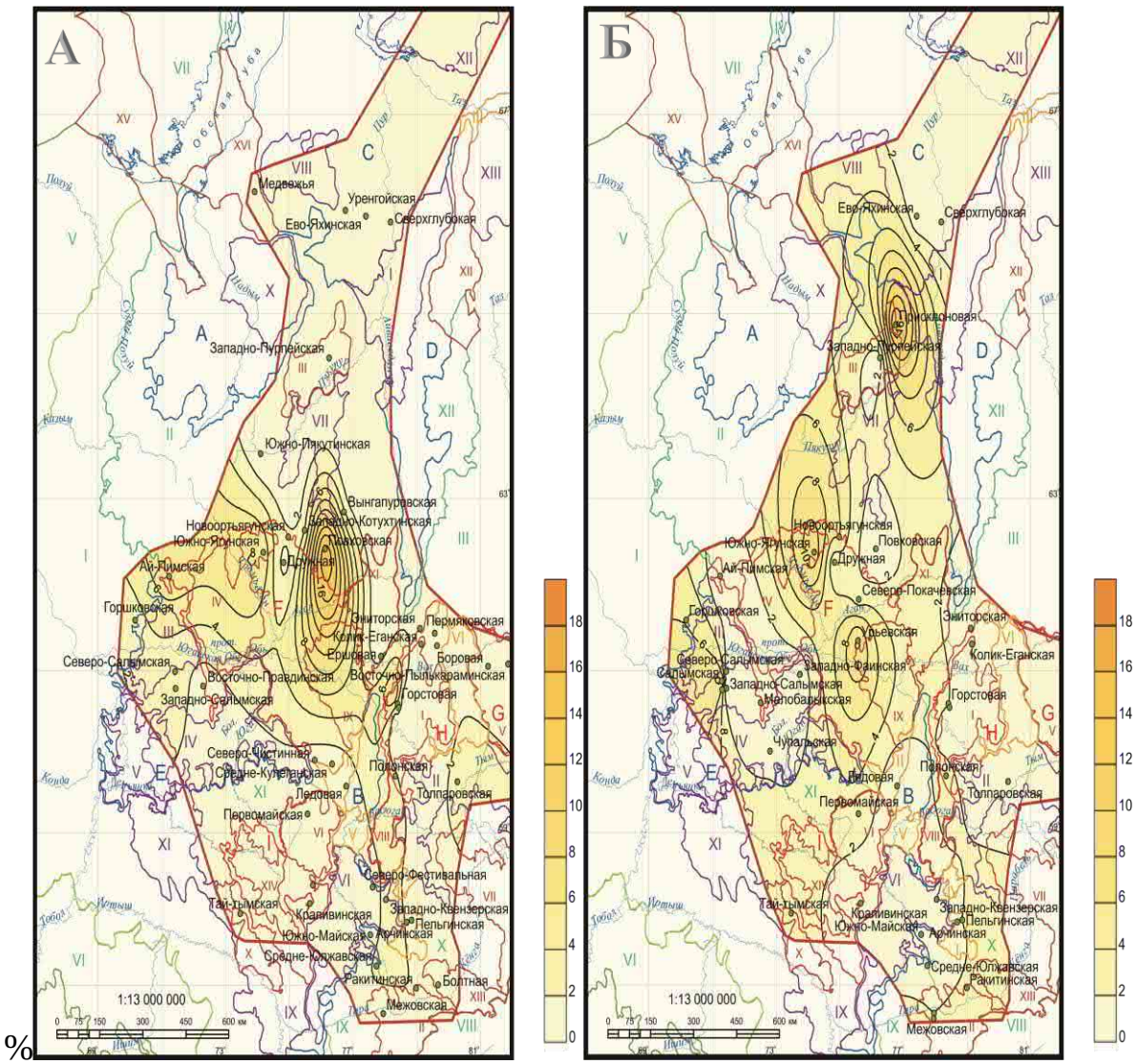


Рис. 3.1.49. Карта–схема распределения вторичного кальцита в А - нижней и Б – средней частях баженовской свиты. Условные обозначения для тектонических элементов см. рис. 1.2.1.

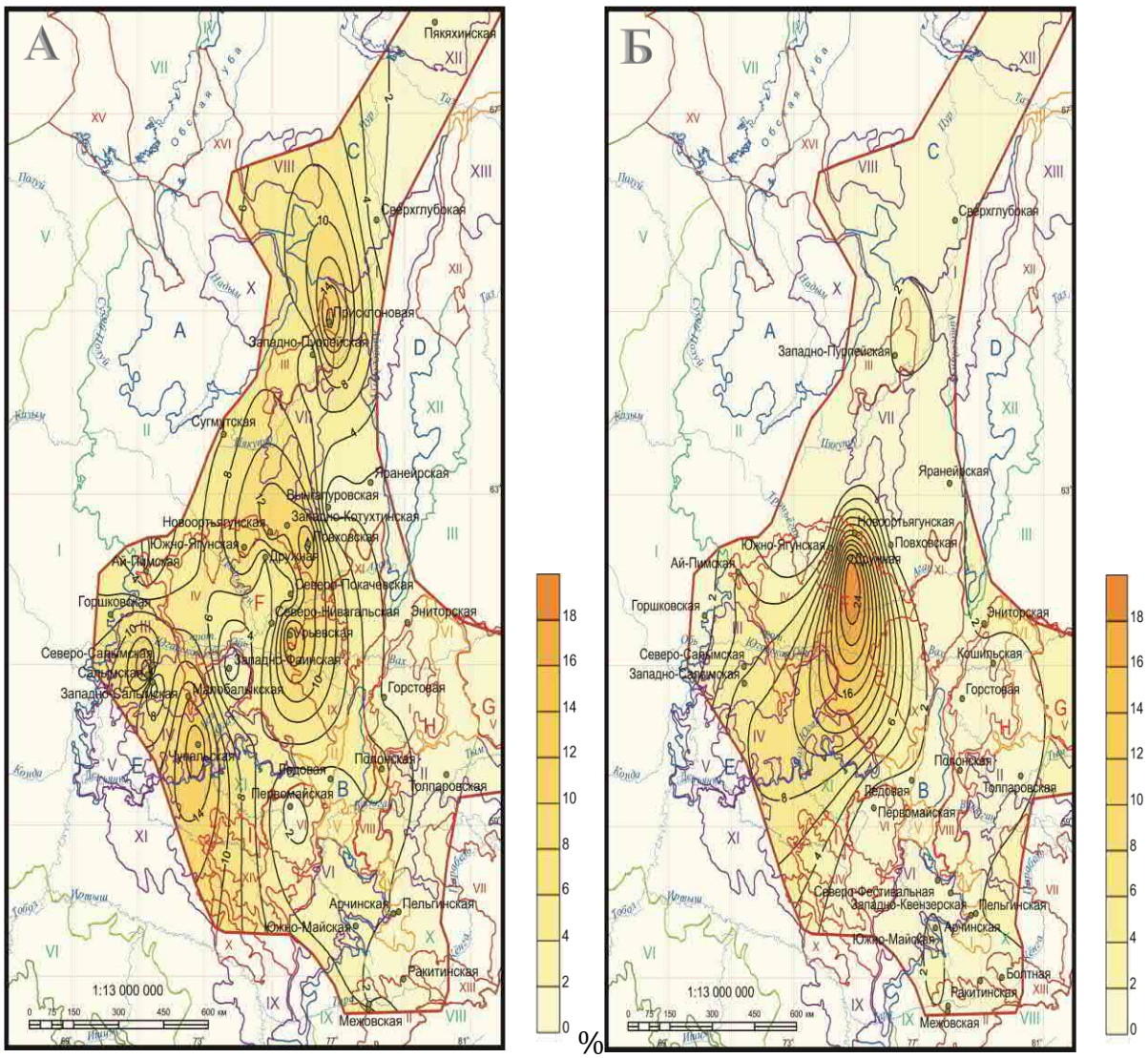


Рис. 3.1.50. Карта–схема распределения кальцита на территории исследования в А - верхней части и Б – в целом в баженовской свите. Условные обозначения для тектонических элементов см. рис. 1.2.1.

3.2. Типизация разрезов

Многие исследователи, изучавшие БС, описывали строение разрезов и предлагали их типизации (Ясович, Поплавская, 1975; Ушатинский, 1981; Гайдебурова, 1982; Брадучан и др., 1986; Полякова и др., 2002; Предтеченская и др., 2006; Важенина, 2010а; Мухер и др., 2013; Эдер и др., 2015б; Коробова и др., 2015 и др.)

По величине территории исследования, работы по типизации и расчленению разрезов БС подразделяются на две группы. Первая из них касается отдельных районов (Салымский, Красноленинский и др.), вторая – это обобщающие работы по всему ЗСБ.

Т.И. Гурова и В.П. Казаринов (1962) выделили в верхнеюрских отложениях два горизонта: верхний – кокколитофоридовый и нижний – радиоляриевый. Г.С. Ясович и М.Д. Поплавская (1975) так же отмечали в кровле БС пласт высоких сопротивлений, насыщенный кокколитофоридами. Подобное строение свиты в Салымском районе описано М.Ю. Зубковым и Н.А. Дорониной (1982), В.Г. Эдер и др. (2015а), И.В. Панченко (2015) и др. О.Г. Зарипов и И.И. Нестеров (1977) в этом районе установили трехчленное строение свиты. Нижняя часть, согласно исследованиям авторов, представлена преимущественно известковистыми глинами с маломощными прослоями мергелей и линзами известняков. В средней части наблюдаются массивные высокоуглеродистые грубодисперсные глины; в верхней – преимущественно тонкоотмученные глины. Ю.В. Брадучан с соавторами (1986) позднее на рассматриваемой территории выделили четыре пачки БС снизу–вверх по разрезу: 1) карбонатно–кремнистая, представленная аргиллитами высокоуглеродистыми (до 16 м); 2) плитчатые аргиллиты с многочисленными отпечатками аммонитов и бухий (3–8 м); 3) кремнисто–известковая (10–15 м); 4) глинистая (2–5 м). Г.М. Таруц и Е.А. Гайдебурова (1978), использовав методику А.А. Трофимука и Ю.Н. Карогодина (Карагодин, 1974), определили в БС пачки с относительно пониженной радиоактивностью, которые соответствуют более грубозернистым породам и с повышенной радиоактивностью – максимально тонкодисперсные породы. Авторы выделили элементарные циклиты и семь пачек, объединяющих то или иное их количество. По заключению исследователей элементарные циклиты хорошо выделяются в разрезе и прослеживаются на значительные расстояния, что означает, по их мнению, что микроцикличность не локальное образование, а отражение одного и того же закономерного процесса.

Изучив вещественный состав баженовской и абалакской свит Красноленинского свода, М.Ю. Зубков и соавторы (1999, 2001б) установили в вертикальном разрезе в первой из них – три, во второй пять зон, которые коррелируются в пределах рассматриваемой

территории. Первая зона БС ($БЖ_1$) слагает самую верхнюю часть БС и имеет толщину около 10 м. Породы ее характеризуются высоким содержанием ОВ (до 19 %) и очень большой концентрацией пирита (25–42 %). Автор дал ей название керогеново–пиритовой или пиритовой. Вторая зона ($БЖ_2$) имеет мощность 2–2,5 м. В ней сохраняется неизменным содержание глинистых минералов, но значительно увеличивается содержание карбонатов, поэтому ей дано название карбонатной. Зона сложена серыми прочными известняками и мергелями с полураковистым сколом. Среднее содержание глинистых минералов в породах описываемой зоны составляет 9%, а биогенного кремнезема – около 12%. Третья зона ($БЖ_3$), которой отвечает нижняя часть свиты, имеет максимальную мощность – около 12 м. Она получила название «каолинитовой» из–за преобладающего содержания каолинита в составе глинистых минералов. В связи с повышенной концентрацией в ней биогенного кремнезема, зона может быть названа также кремнистой. Содержание глинистых минералов составляет, в среднем, около 30%, пирита – 11–12%, а ОВ – около 10%. В подошвенной части рассматриваемой зоны встречаются маломощные прослои глинисто–кремнистых мергелей, сложенных главным образом кальцитом и доломитом.

И.Д. Полякова с соавторами (2002) применили новый подход к типизации разрезов БС. Авторами использовался литолого–геохимический признак, а не стратиграфический, как это делалось в предыдущих работах (Брадучан и др., 1986). Типизация разрезов проводилась не по соотношению пачек, а по соотношению породных групп с определенными геофизическими, литолого–минералогическими и геохимическими характеристиками. На изучаемой авторами территории (Томская и юго–восточная часть Тюменской областей) выделено 5 типов разрезов, которые потом подразделялись на 22 класса. На территории Салымского нефтегазоносного района по данным геофизических исследований выделили шесть литостратиграфических пачек, которые по их данным регионально прослеживаются на этой территории (Хабаров и др., 1981). Согласно этим авторам в БС выделяется 3 цикла, каждый из которых снизу–вверх начинается пачкой Р (биогенные породы) и заканчивается пачкой С (более глинистые отложения). Т.Д. Коровина (2004) продолжила эти исследования, выделяя по данным ГИС (ГК) пачки С и Р, отмечая максимальное содержание кремнезема в средней части БС. Позднее В.Д. Немова (2012) в рассматриваемой толще в зоне сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины выделяла подобные циклиты и 4 уровня с радиоляриями. Е.А. Предтеченская и соавторы (2006) для типизации разрезов в юго–восточной части Западной Сибири использовали данные по составу, мощностям пачек основных типов пород, характеру сочетания в них глинистой и кремнистой компоненты, а также данные ГИС (КС и ГК).

Авторами выделено 8 типов разрезов и определено, что во впадинах отлагались биогенные глинистые осадки с повышенным содержанием ОВ, на возвышенностях – ракушняковые банки. В результате типизации установлено, что в верхнеюрско–нижнемеловое время рельеф унаследовал основные структуры, сформированные ранее (Предтеченская и др., 2006).

О.А. Важенина (2010а) выделила следующие 5 типов разрезов в Широтном Приобье по составу и мощностям разрезов на основании изучения керна и данных ГИС:

1. Карбонатно–кремнисто–глинистые (содержание глинистого материала более 50 %);
2. Кремнисто–карбонатно–глинистые (содержание глинистого материала более 50 %);
3. Кремнисто–карбонатные (содержание силицитов и карбонатов более 50 %);
4. Глинисто–карбонатно–кремнистые (содержание силицитов более 50 %);
5. Глинисто–кремнисто–карбонатный (карбонатов более 50 %).

В результате исследования особенностей литологии БС в Широтном Приобье вышеупомянутый автор пришла к выводу, что карбонатные тела этой толщи имеют линзовидное строение (протяженность тел составляет от 10 до 100 км, толщина от нескольких десятков сантиметров до 2,5–3 метров).

В Фроловско–Тамбейском структурно–фациальном районе И.В. Панченко и соавторы (2015а) выделили 6 пачек в БС: 1 – силициты глинистые, 2 – радиоляриты, 3 – силициты глинистые, 4 – кокколитофоридовая, 5 – силициты глинисто–карбонатные, 6 – кремнисто–глинистые породы с пониженным содержанием Сорг. И.В. Панченко и соавторами (2015а) предложена также схема расчленения БС по комплексам палеобиоты в центральной части ЗСБ, установлена четкая вертикальная палеоэкологическая зональность. Определено, что каждый из выделенных комплексов тяготеет к конкретным стратиграфическим уровням разреза, отмечено, что они прослеживаются более, чем на сотни км; и их латеральное распространение контролируется палеоструктурным фактором (Панченко и др., 2015а).

В.А. Волков и соавторы (2016) в пределах ХМАО в БС проследили 5 пачек, различающихся по макрооописанию, геохимическим и минералогическим параметрам и построили карты распределения $C_{орг}$ по пачкам и в целом для свиты – распределение кремнезема и глинистого материала. По данным этих авторов в центральной части ХМАО фиксируется увеличение первого и уменьшение второго из вышеперечисленных компонентов пород.

Н.И. Коробова и соавторы (2015), изучив литологию БС Хантейской гемиантеклизы, отмечали изменение осадконакопления с карбонатно–глинисто–кремнистого на

кремнистое и глинисто–кремнистое при удалении от свода к его периферийным частям. По макроописанию керна авторами выделены 3 типа разрезов БС. А.Г. Мухер с соавторами (2017) установили особенности строения и районирования баженовского горизонта в Красноленинско–Фроловской зоне, в восточных и западных районах Западной Сибири. Авторами выделены и уточнены 14 типов разрезов баженовского горизонта, также зоны и переходные типы разрезов. Установлено два главных фактора, определяющих смену типов разреза: тектонический и палеогеографический. Изменение типов разрезов связаны, по их мнению, с изменениями глубины баженовского моря.

Особенностью БС является выделение в ее составе «нормальных» и «аномальных» (АРБС) разрезов. Выше описаны так называемые нормальные разрезы БС. Что касается аномальных разрезов, то свое название они получили из–за входящих в их состав пород глинисто–алевритово–песчанистого состава, не типичные для свиты (Ясович, Мясникова, 1979; Занин и др., 2005). Строение «аномальных разрезов» рассматривалось Г.С. Ясовичем, Г.П. Мясниковой, Ф.Г. Гурари, И.И. Нестеровым, О.Г. Зариповым, А.В. Осыка, Е.Б. Беспаловой, А.А. Поляковой, Ю.Н. Заниным и др. По данным Г.С. Ясовича (1981) и И.И. Нестерова и соавторов (1986) зоны развития АРБС образуют ряд сравнительно узких (от 0,5 до 3 км), но довольно протяженных (до 200 км) субмеридиональных полос, между которыми БС характеризуется нормальным типом разреза (Ясович, 1981). Г.С. Ясович связывает происхождение АРБС с турбидитовыми и придонными течениями. По данным И.И. Нестерова и соавторов (1986) и В.И. Белкина (1983), характерные отличия АРБС от нормальных разрезов БС – появление пластов песчаников с обильными остроугольными обломками высокоуглеродистых аргиллитов, широко развитие нептунических даек, зеркал скольжения, следов оползневых и флюидальных текстур. По их представлению, АРБС распространены в виде субмеридиональных зон и возникли в связи с турбидитными и придонными течениями или оползневыми процессами, которые проявлялись одновременно с накоплением отложений нормальных разрезов БС (Белкин и др., 1983; Нестеров и др., 1986).

Разрезы БС нормального типа имеют преимущественной хемогенно–биогенный генезис. По данным Ю.В. Брадучана и соавторов (2005), в настоящее время существуют две основные гипотезы о природе аномальных разрезов БС. Первая гипотеза предполагает, что переслаивания песчано–алевритовых пород, залегающих выше кровли георгиевской свиты, образовались одновременно с отложениями БС и, как следствие, имеют нижнебериасский возраст. Вторая гипотеза объясняет подобные переслаивания внедрением в листоватые слаболитифицированные осадки БС пластических масс оползней, возникавших на

седиментационном склоне неокомского осадочного бассейна. Соответственно, переслаивания интерпретируются как оползневая брекчия, состоящая из смеси фрагментов пород неокомского и верхнеюрского возрастов. В коллекцию кернового материала, изученного в рамках настоящей диссертационной работы, аномальные разрезы БС не входили.

Рассмотрим типизации разрезов БС предыдущих авторов, проведенные по всей территории ЗСБ. Г.С. Ясович и М.Д. Поплавская (1975) одними из первых предложили полную схему расчленения и типизации разрезов. Ими было выделено 6 типов разрезов по характерным литолого–биостратиграфическим особенностям. Каждый разрез был расчленен на 2–3 пачки. Салымский тип разреза характеризуется двучленным строением: нижняя часть свиты содержит большое количество радиолярий, верхняя – в изобилии скелеты одноклеточных водорослей (кокколитофорид). В дальнейшем многими исследователями было подтверждено наличие «кокколитовой» пачки в кровле баженовской свиты в центральных районах ЗСБ (Гурова, Казаринов, 1962; Перозио и др. (Условия…1988); Zanin et al., 2012; Немова и др., 2013б; Эдер и др., 2015б; Эдер, Замирайлова, Жигульский, 2016; Панченко и др., 2016 и др.).

Е.А. Гайдебурова (1982) при типизации разрезов баженовской свиты учитывала два критерия: величину кажущихся сопротивлений и положение максимума радиоактивности по отношению к свите. Всего было выделено четыре типа и восемь подтипов разрезов. При выделении подтипов учитывалась форма кривых КС (каротаж сопротивления) и ГК (гамма–каротаж), количество и положение их максимумов в толще свиты.

Ю.В. Брадучан с соавторами (1986) продолжили работу по типизации разрезов, использовав, главным образом, ГИС, макроописание керна и результаты палеонтологического изучения пород. Авторы привели подробную характеристику состава, строения и нефтеносности всего баженовского горизонта. Область распространения свиты была разделена на внешнюю и внутреннюю области по содержанию ОВ. Во внешней области выделяются колпашевский, омский, тазовский, полуйский типы разрезов, во внутренней – салымский, нижневартовский, вахский, таркосалинский и тамбейский.

В БС Салымского района Ю.В. Брадучан и соавторы (1986) выделили 4 пачки:

Пачка 1 сложена высокоуглеродистыми аргиллитами коричневато–черными с плоским и раковистым изломом, с прослоями радиоляритов. Чаще встречаются глинистые известняки и кремнистые породы. Много пирита, образующего стяжения и прослойки.

Пачка 2 сложена высокоуглеродистыми, плитчатыми аргиллитами коричневато–черными с разнообразными включениям пирита. Много остатков рыб, бухий, отпечатки аммонитов.

Пачка 3 сложена коричневато–черными высокоуглеродистыми аргиллитами плитчатыми и массивными с многочисленными прослоями глинистых известняков, мергелей и кремнистых пород. Много включений пирита.

Пачка 4 сложена аргиллитами высокоуглеродистыми, коричневато–черными, неравномерно плитчатыми и массивными с редкими отпечатками аммонитов, остатками рыб, много пирита.

В вышеупомянутых трех работах по типизации разрезов БС породы названы как аргиллиты битуминозные. В рамках этих работ для определения состава пород физико–химические методы не привлекались. В основном эти исследования сделаны по данным изучения палеонтологии, макроописания керна и ГИС. В работе Г.С. Ясовича, М.Д. Поплавской (1975) отсутствует карта районирования типов разрезов. Е.А. Гайдебурова (1982) выделила типы разрезов только на основе данных стандартного каротажа.

И.Н. Ушатинский (1981) провел типизацию разрезов по литолого–геохимическим данным по всей территории ЗСБ. На территории распространения Салымского типа по Ю.В. Брадучану и соавторам (1986) этим автором, кроме Салымского типа разреза выделены Юильский, Ватлорский, Сургутский, Вэнгапуровский и др. Всего автором выделено 24 района. Рассматриваемая типизация основывается на изучении разрезов 135 площадей. И.Н. Ушатинским (1981) в БС выделены силициты, глины массивные, глины микрослоистые, глины пелитовые и алевритовые, мергели, известняки (в терминологии этого автора). Согласно И.Н. Ушатинскому и В.С. Харину (1985) в разрезе толщи силициты и известняки тяготеют к ее нижней части, кремнисто–глинистые породы – к верхней и средней, мергели – к верхней.

Как известно, БС представлена тонкозернистыми породами, в связи с этим определение ее состава невозможно по керновому материалу без исследования и восстановления минерального состава пород по данным их химических анализов. В первые десятилетия изучения БС в силу ряда причин являлось затруднительным осуществление комплексного анализа химического состава пород БС большей части исследуемых разрезов из разных районов Западно–Сибири, поэтому и базой для обобщающих работ (Ясович, Поплавская, 1975; Гайдебурова, 1982; Брадучан и др., 1986;) служил в основном каротаж и макроописание керна. Исключение представляет рассмотренная выше работа по типизации разрезов БС И.Н. Ушатинского (1981). В ее методической части отсутствует ссылка по

какой классификации названы породы. Некоторые из основных типов пород названы глинами массивными, глинами микрослоистыми и глинами пелитовыми алевритистыми. Как отмечено выше (глава Петрография) в основных типах пород БС содержание глинистого материала не превышает 30%. Последние исследования показали, что преимущественно глинистый состав пород не характерен для БС (Конторович и др., 2016). По классификации осадочных пород (Шванов и др., 1998) основная масса пород БС не является глинами или аргиллитами, так как содержание глинистой компоненты в них не превышает 50 %. Из–за различия применяемых методов восстановления минерального состава свиты (в некоторых случаях идет преувеличение доли глинистой составляющей в составе пород), а также классификаций пород, отсутствия литологических колонок каждого типа разрезов, детальное сопоставление литологического состава разрезов БС полученных в настоящем исследовании с данными И.Н. Ушатинского (1981) не представляется возможным.

Ранее нами проведена типизация 32 разрезов БС из разных районов ЗСБ (Эдер и др., 2015б). К настоящему времени база данных по детальному литолого–геохимическому составу БС увеличена практически вдвое и включает 60 разрезов. В ней добавлена информация о составе БС в малоизученных районах. В отличие от предыдущей работы использована новая классификация пород БС, разработанная в ИНГГ СОРАН под руководством А.Э. Конторовича (2016).

Основной задачей исследования являлось уточнение состава, строения разрезов БС в разных районах ЗСБ на основе детальных литолого–геохимических исследований.

В рамках настоящей работы впервые проведено обобщение результатов изучения кернового материала по разрезам БС из скважин разных районов ЗСБ. Это исследование позволило в первом приближении оценить распределение основных породообразующих компонентов (кремнезема, глинистого и карбонатного материала, ОВ) в БС вертикально по разрезу и латерально практически по всей территории ЗСБ.

В качестве следующего этапа исследования предполагается совмещение данных, полученных в настоящей работе, и данных корреляции ГИС по разрезам без кернового материала, что поможет существенно увеличить выборку и детализировать исследование. Необходимо отметить, что каротажные данные, представлены в работе в разном масштабе. Привести их к единому масштабу не представляется возможным в силу того, что масштабирование производилось разными партиями, разными зондами (колибровочные данные по зондам отсутствуют).

Описание разрезов БС

В результате литолого–геохимического анализа на территории исследования выделено 14 типов разрезов, отличающихся по строению: содержанию, распределению и мощностям пачек разного состава, а также по характеристикам каротажа (КС, БК, ГК, НГК, ИК). Пачки были выделены в соответствии с их литологическими и геофизическими характеристиками, описанными в работе И.В. Панченко с соавторами (2016). В Центральном районе выделено 4 типа разреза, в Юго–восточном и Южном – 6 типов, в Северном – 4 (рис. 3.2.1). На рисунке 3.2.2 показано распределение типов разрезов БС на территории исследования (на рис. 3.2.2 на круговых схемах приведено относительное положение в БС пачек разного вещественного состава, на рис. 3.2.3 – пачек с разным содержанием ОВ). На рисунке 3.2.4 для сравнительного анализа показано районирование по Ушатинскому И.Н. (1981). Так как в результате исследования оказалось, что территории распространения выделенных в рамках диссертационной работы типов разрезов в целом совпадают с детальным районированием, проведенным И.Н. Ушатинским (1981), то при описании разрезов в скобках приведено название типа разреза по этому автору. Как было отмечено выше, в работе И.Н. Ушатинского (1981) конкретные разрезы детально не описаны с приведением литологических колонок и данных ГИС по ним. Проведенным ниже исследованием предполагается добавить эту необходимую для понимания строения и состава БС информацию.

По изученному материалу построено 5 субширотных корреляционных профилей разрезов баженовской свиты, включающих литологические и геофизические характеристики (Приложение 1).

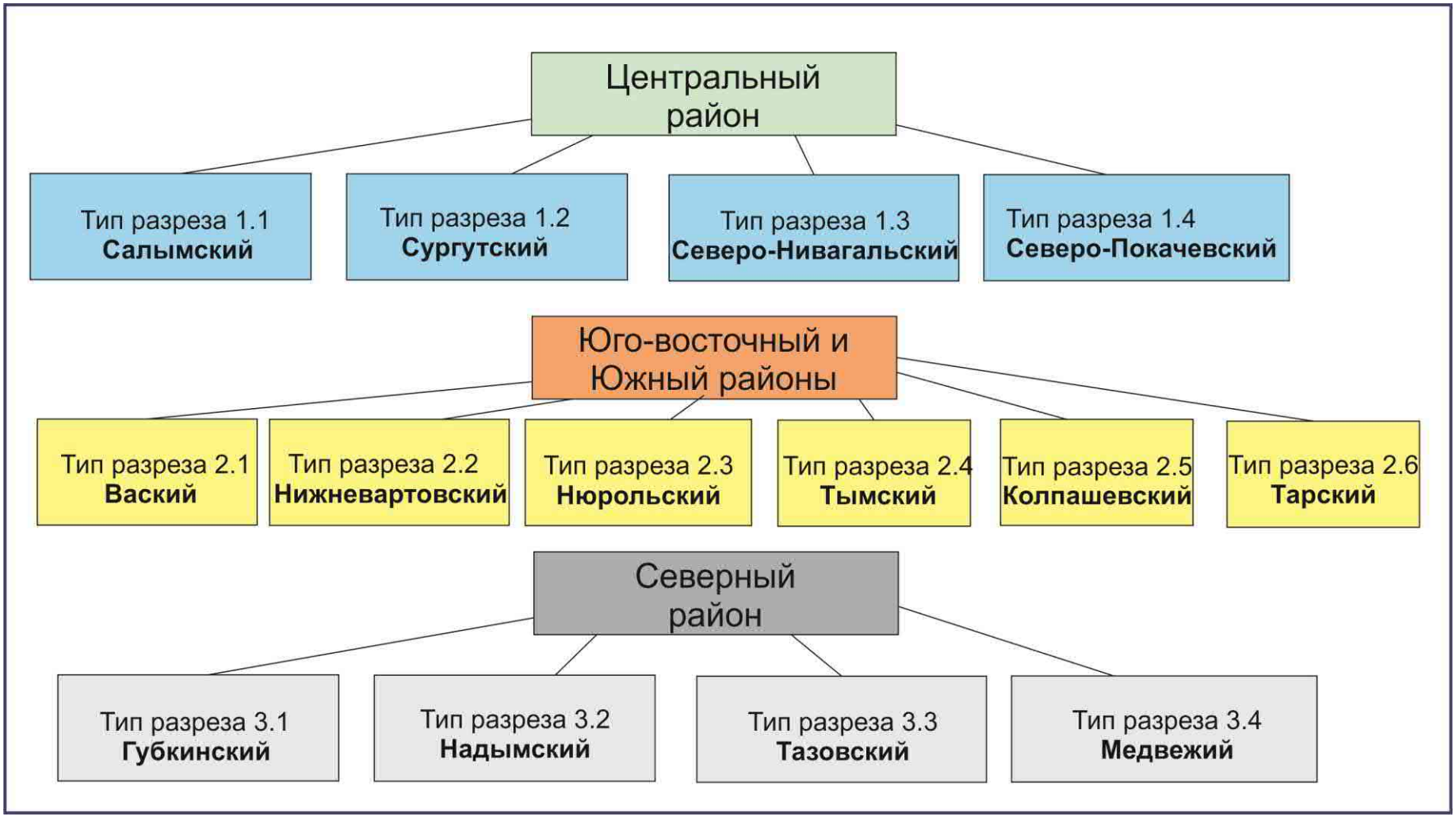


Рис. 3.2.1. Схема распределения типов разрезов баженовской свиты в Центральном , Юго–восточном, Южном и Северном районах территории исследования.



Рис. 3.2.2. Расположение типов разрезов и предполагаемых границ областей седиментации баженовской свиты, которые в целом совпадают с условно выделенными районами исследования: 1 – Центральным, 2 – Юго-восточным; 3 – Южным; 4 – Северным. На круговых диаграммах показано относительное распределение пачек с различной степенью кремнистости. (условные обозначения см. ниже).

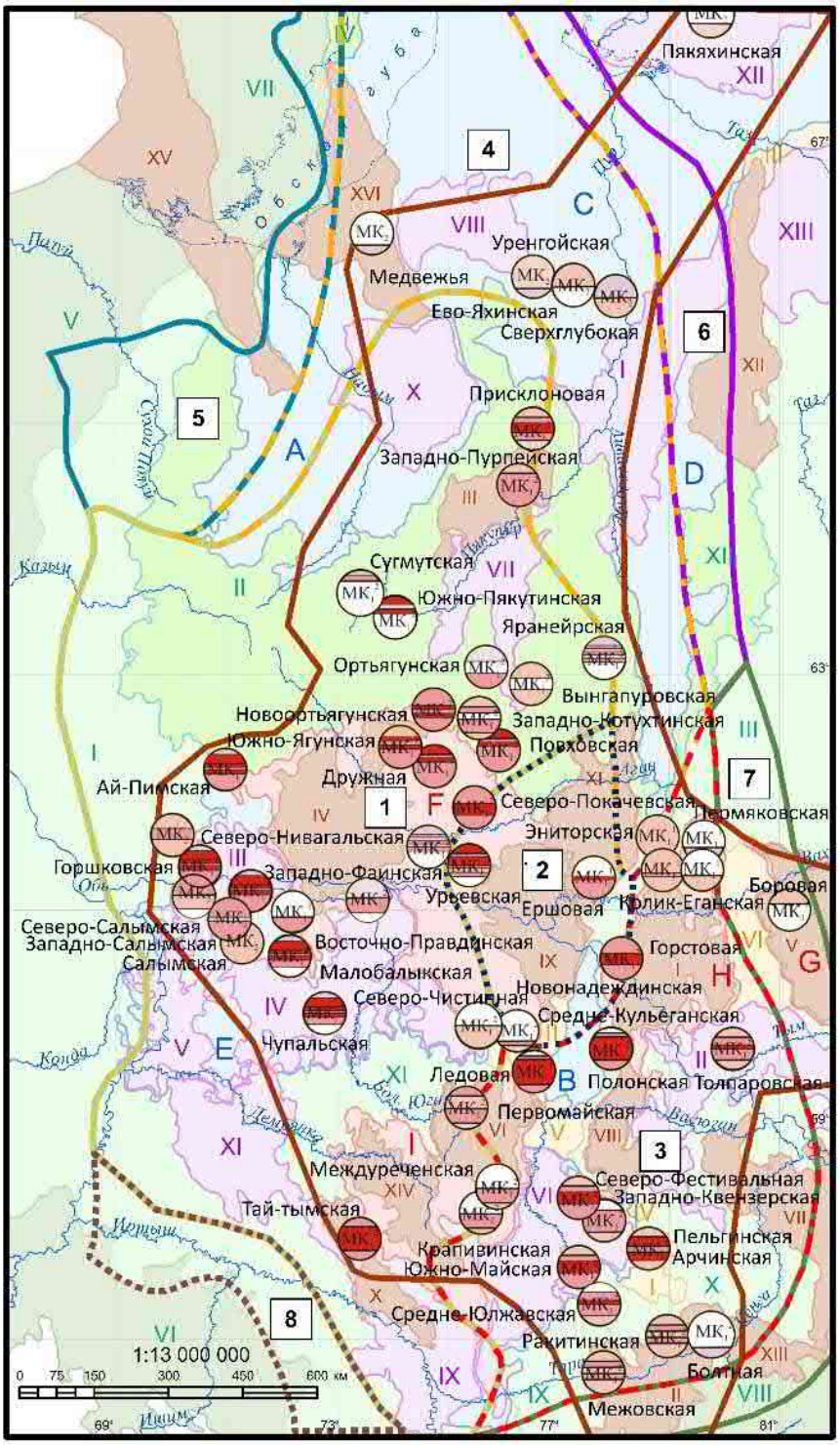


Рис. 3.2.3. Расположение исследования разных типов разрезов баженовской свиты на территории. На круговых диаграммах показано относительное распределение пачек с различным содержанием ОВ (условные обозначения см. ниже).

Условные обозначения к рис. 3.2.2. и 3.2.3.


Район исследований


Скважины

Литолого-геохимический состав пачек баженовской свиты (на круговых схемах)


содержание кремнезема более 50 %


содержание кремнезема более 35 %, глины менее 20-30 %


карбонатсодержащие прослои (карбоната более 10-15 %)


карбонатные конкреции


глинистого материала 35-45 %


переслаивание карбонатных, кремнистых и глинистых пород


глины более 50 %, кремнезема менее 30 %


отсутствие керна


Сорг 15-25 %


Сорг 10-15 %


Сорг 5-10 %


Сорг менее 5 %

Области распространения разрезов, выделенных Ю.В. Брадучаном и др. (1986)



Номера разрезов


1 Чуэльский


2 Красноленинский


3 Тобольский


4 Таркосалинский


5 Полуйский


6 Тазовский


7 Колпашевский


8 Омский

Тектонические структуры


Отрицательные, 0 порядка


Отрицательные, I порядка


Положительные, 0 порядка


Положительные, I порядка


мега-, мезо-, седловины


мега-, мезо-, моноклинали Ямало-Карской депрессии


мега-, мезо-, моноклинали Обской ступени


мегамоноклизы Внешнего пояса

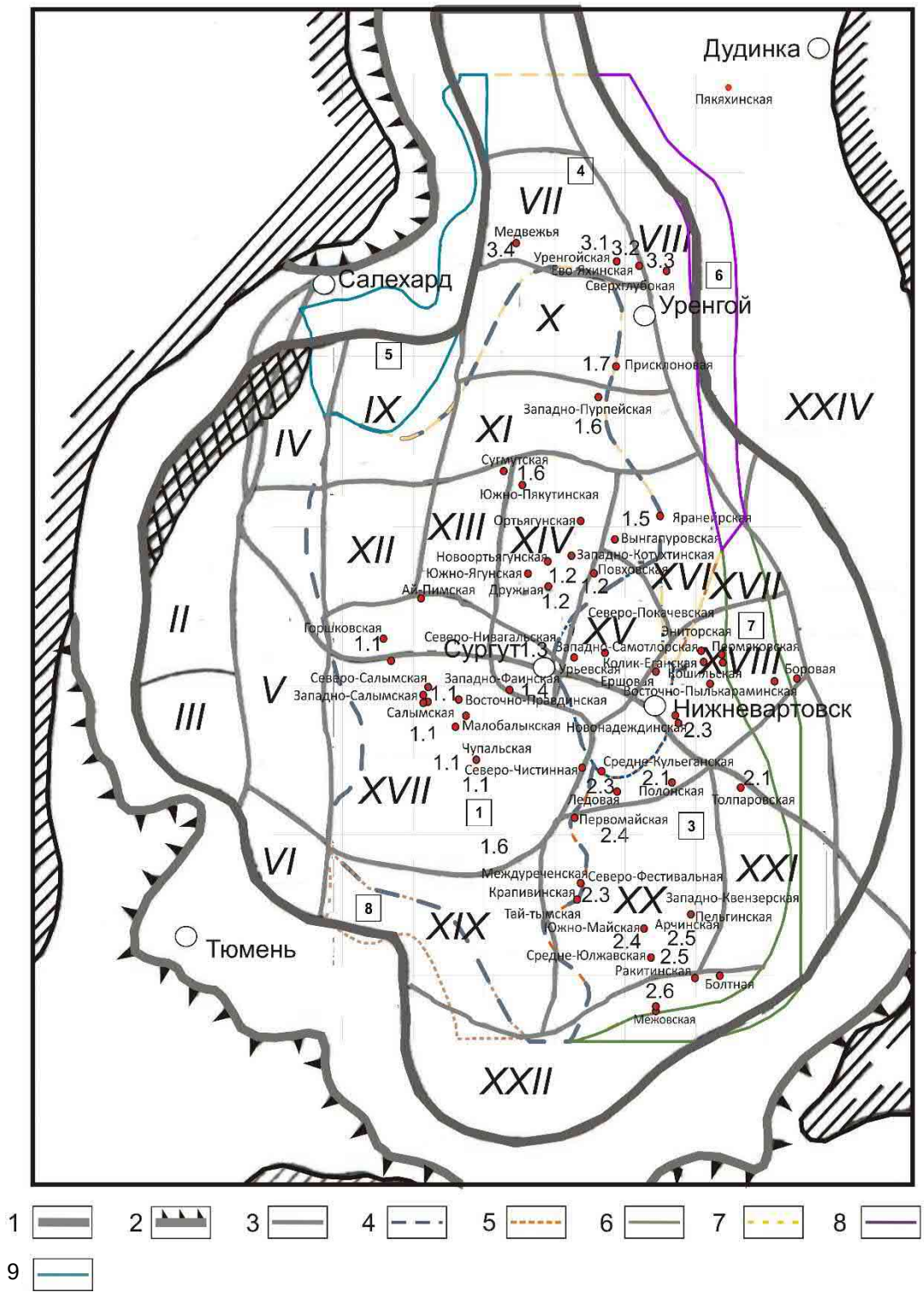


Рис. 3.2.4. Расположение типов разрезов БС на карте районирования И.Н. Ушатинского (1981) и Ю.В. Брадучана и др. (1986). I–XXIV – районы по И.Н. Ушатинскому (1981). I – Ямальский, II – Березовский, III – Шаимский, IV – Чуэльский, V – Красноленинский, VI – Тобольский, VII – Харвутинский, VIII – Тазовский, IX – Полуйский, X – Надымский, XI – Губкинский, XII – Юильский, XIII – Ватлорский, XIV – Сургусткий, XV – Вартовский, XVI – Вэнгапуровский, XVII – Салымский, XVIII – Александровский, XIX – Тарский, XX – Каймысовский, XXI – Охтеурский, XXII – Омский, XXIII – Колпашевский, XXIV– Усть–Енисейский. Условные обозначения: 1 – граница распространения битуминозных отложений БС, 2 – граница распространения готерив–волжских отложений, 3 – граница районов по Ушатинскому И.Н., 4 – 8 – граница районов по Брадучану Ю.В.

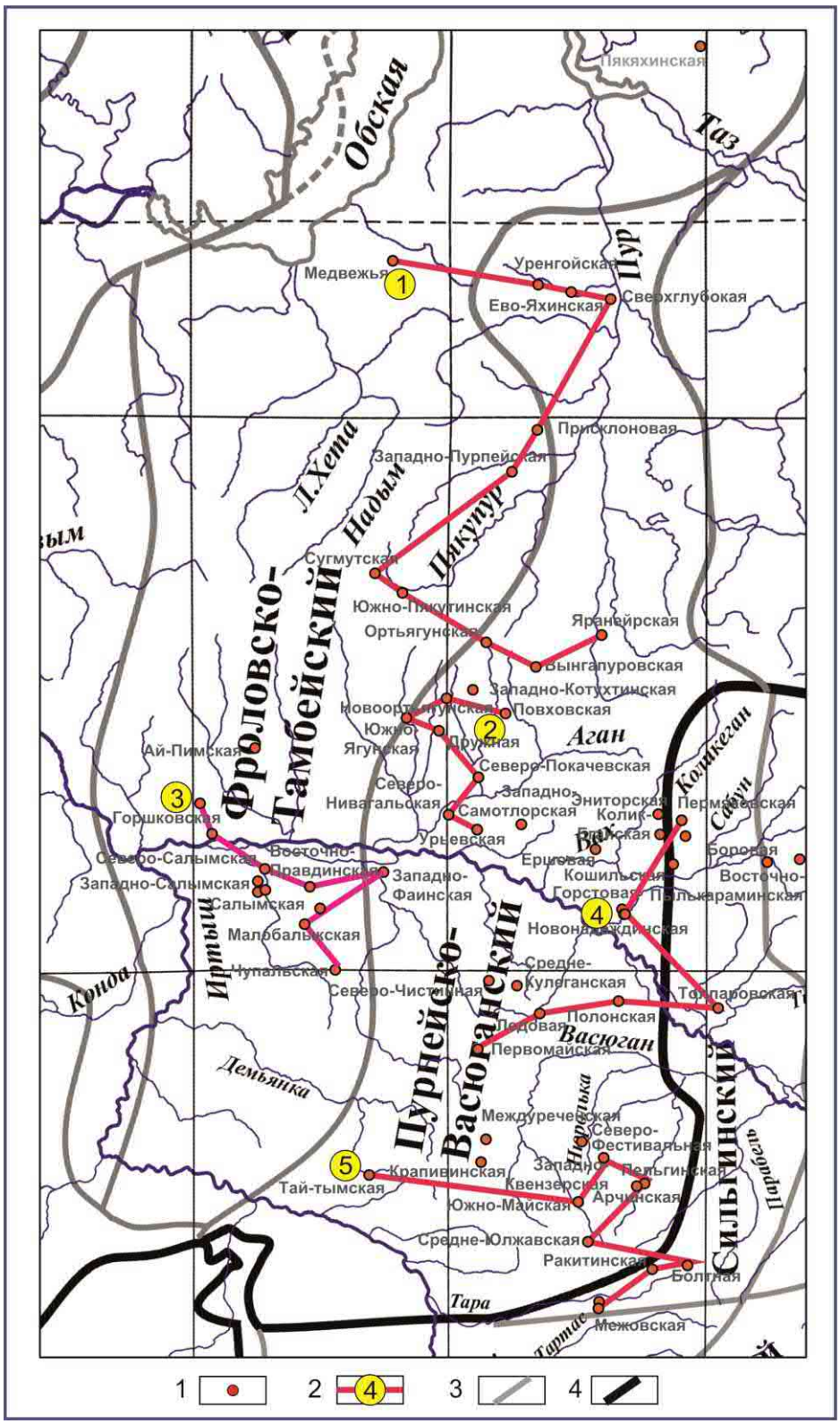


Рис. 3.2.5. Расположение профилей изученных разрезов БС на карте фациального районирования верхней юры (Решение…., 2004).

Центральный район

Тип разреза 1.1. – Салымский (30–35 м). Мансийская синеклиза (Салымская, Северо–Салымская, Малобалыкская, Чупальская, Восточно–Правдинская, Горшковская площади) (см. рис. 3.2.2). Область распространения этого типа разреза, по нашим данным, существенно меньше, чем на карте Ю.В. Брадучана и др. (1986) (см. рис. 3.2.1 карта). И.Н. Ушатинский (1981) также выделял меньшую область распространения Салымского типа разреза и отмечал в нем повышенную мощность пачки силицитов биогенных (2,45 м) и карбонатов (1,75 м). Ю.В. Брадучаном и соавторами (1986) в Салымском типе разреза выделено четыре основных пачки, отличающихся по составу и по набору фаунистических комплексов. И.В. Панченко с соавторами (2016) выделили 6 пачек БС, определив их стратиграфическую привязку по комплексному изучению разных групп макро– и микрофауны. Согласно этим авторам, снизу–вверх БС представлена следующими пачками:

1 – силициты малоглинистые в переслаивании с радиоляритами (при переходе подстилающих – спад ИК, слабый подъем БК, небольшое повышение ГК).

2 – силициты углеродистые (2а – силициты глинистые углеродистые с отстатками раковин двусторок, 2б – силициты малоглинистые углеродистые с прослоями радиоляритов (на кривых ГИС пачка 2 – умеренно повышенные значения ГК, БК, минимум ИК, границы слоев 2а и 2б – контрастные локальные минимумы ГК, максимумы НТК).

3 – («радиоляриевая») – высококремнистые силициты радиоляриты (3а переслаивание силицитов углеродистых малоглинистых и радиоляритов (положительная аномалия ГК), 3б – мощные пласты радиоляритов (минимум ГК, максимум НТК),

4 – силициты (4а – силициты глинистые высокоуглеродистые с редкими двустворками и многочисленными аммонитами, 4б – («иноцерамовая») силициты глинистые высокоуглеродистые с большим количеством иноцерам (крупный пик ГК, пониженные значения НКТ, повышенных – АК),

5 («кокколитофоридовая»): 5а – силициты глинистые, неоднородно карбонатные, углеродистые, часто с большим количеством карбонатных нодулей (пониженные значения ГК, повышенные – НКТ), 5б – высокоуглеродистые глинисто–карбонатно–кремнистые породы, насыщенные фрамбоидальным пиритом (аномалия ГК, КС).

6 – («пиритовая») – сложена преимущественно глинистыми бескарбонатными породами. На каротажных кривых пачка характеризуется повышенными значениями ГК по сравнению с выше- и нижележащими породами, плавным постепенным подъемом ИК.

Вышеупомянутыми авторами определено, что по возрастному диапазону пачка 1 соответствует верхней части нижневолжского, низам средневолжского подъярусов, пачки

2 и 3 – средневолжскому подъярусу, пачка 4 – верхней части средневолжского, верхневолжскому, низам рязанского яруса, включая аммонитовую зону Hectoroceras kochi, пачка 5 – верхней части рязанского, нижней части нижневаланжинского подъярусов, пачка 6 – нижневаланжинскому подъярусу.

По результатам настоящего исследования в Центральном районе в пределах Мансийской синеклизы, во всех изученных разрезах БС выделено 6 пачек, описанных И.В. Панченко и соавторами (2016).

В качестве типового разреза выбран разрез БС скважины 1183 Северо–Салымской пл., литологическая колонка, геофизические характеристики и средние содержания основных компонентов по пачкам и типам пород по которой приведены на рисунке 3.2.6. Разрез, в целом, является высококремнистым и низкоглинистым; характеризуется повышенным содержанием ОВ и карбонатов, особенно в верхней части БС. В настоящей работе использовались принципы выделения пачек по литолого–геохимическому составу и геофизическим характеристикам, описанные в работах (Хабаров и др, 1981; Белкин и др., 1985; Панченко и др., 2016). В результате снизу–вверх по разрезу выделены следующие пачки БС.

Пачка 1 (2,5–6 м) Ранее первая пачка была БС описана как более глинистая, представленная микститами кремнисто–глинистыми (Эдер и др., 2015). Эти выводы были сделаны, главным образом по каротажу и керну одного разреза. Сейчас, с увеличением выборки, уточнился ее состав. Полный разрез БС имеется с Салымской, Восточно–Правдинской и Горшковской площадей, установлено, что пачка 1 БС на этой территории слагается, в основном, силицитами с прослоями силицитов радиоляритов, в некоторых случаях с прослоями силицитов керогеновых. Для пачки характерно пониженное содержание ОВ (3–6 %), что отражается в пониженных для БС значениях ГК (50–70 мкР/ч). При переходе от подстилающих отложений георгиевского горизонта к пачке 1 происходит резкий скачок кажущихся сопротивлений (КС) до 500 Омм и более.

Пачка 2 (3–10,5 м) представлена переслаиванием силицитов скрытокристаллических, силицитов радиоляритов, силицитов керогеновых, микститов глинисто–кремнистых. Для нижней части этой пачки характерны прослои (0,2–0,5 см) с остатками раковин двустворок (*Liostrea, Buchia, Inoceramus*), что ранее было описано рядом авторов (Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др., 1986; Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015а).

Пачка 3 (1,5–6 м) сложена силицитами–радиоляритами. Существование радиоляритового горизонта в нижней половине БС отмечалось ранее (Гурова, Казаринов,

1962; Эдер и др., 2015а; Панченко и др., 2015а; Калмыков, 2016 и др.). Кремневые радиоляриты этого горизонта характеризуются заметно более низким (менее 5 %). содержанием органического вещества. Согласно предыдущим исследованиям (Хабаров, 1981; Белкин, 1983; Коровина, 2001; Zanin et al., 2005; Эдер и др., 2006; Эдер и др., 2015 а; Немова, 2014; Панченко, 2013; Панченко и др., 2016; Калмыков, Балушкина, 2019), граница между пачками 3 и 4 наиболее четкая, выделяется литологическими, палеонтологическими, геохимическими методами, по геофизическим данным она выделяется по инверсии значений ГК и НТК (понижению НТК и повышению ГК).

Пачка 4 (6,5–14,4 м) На Малобалыкской, Чупальской и Горшковской площадях эта пачка в нижней части слагается силицитами керогеновыми, переслаивающимимися с микститами кероген–кремнистыми или кероген–глинисто–кремнистыми. Для пачки свойственно присутствие отпечатков аммонитов и прослоев остатков двустворок. По данным И.В. Панченко и соавторов (2016) для верхней части пачки характерно преобладание двустворок *Inoceramus.* При переходе от 3 к 4 пачке содержание кремнезема в породах несколько понижается, ОВ увеличивается.

Пачка 5 (3–6 м) сложена микститами кероген–карбонатными и кероген–кремнисто–карбонатными, в которых содержание кремнистого материала не превышает 35 %, глинистого материала, в основном, не более 25 %. Содержание карбонатных минералов (главным образом, кальцита, в меньшей степени доломита) в этом интервале заметно повышено относительно других частей разреза и изменяется в пределах 10–30 %, так же для этого интервала характерны повышенные по разрезу содержания ОВ (15–25 %), особенно в его кровле. Характерной особенностью пачки является присутствие реликтов кокколитофоридовых водорослей (диаметром около 5–10 мкм). Присутствие в составе верхней части БС остатков этих организмов упоминалось ранее Т.И. Гуровой (1960), Г.С. Ясовичем и М.Д Поплавской (1975), Т.Т. Клубовой (1988), В.А. Захаровым (2006), Ю.Н. Заниным и др. (Zanin et al., 2008), И.В. Панченко и др. (2016) и др. В кровле пачки отмечается прослой микститов с аномально высокими содержаниями по разрезу ОВ и пирита (по 20–25% каждого компонента) – так называемые пирит–керогеновые породы, генезис которых более подробно будет рассмотрен ниже. По каротажу этот интервал разреза характеризуется самыми высокими для БС значениями ГК.

Пачка 6 (1–3,5 м, в ед.случае до 8 м) представлена микститами глинистыми темно–серыми до черных, которые часто являются также пиритовыми (содержание пирита 5–15 %) при пониженном содержании ОВ (4–7 %). Далее вверх по разрезу баженовские отложения перекрываются микститами глинистыми светло–серыми низкоуглеродистыми

подачимовской пачки, содержание органического углерода, в которых составляет 1–3 %. Более подробно изменение литолого–геохимического состава в зоне перехода БС в породы подачимовской толщи рассмотрены ниже. Пачка характеризуется уменьшением значений КС и БК, ГК по сравнению с предыдущей.

По данным лаборатории Палеонтологии ИНГГ СОРАН в в пачке 3 БС скв. 1183 Северо-Салымской площади обнаружены аммониты средней волги *(Dorsoplanites cf. ilovaiskii Mesezhn., Dorsoplanites sp. ind, Virgatosphinctes sp. indet. cf. Virgatosphinctes tenuicostatus Schulgina);* в пачке 4 - верхней волги *(Craspedites ex gr. mosquensis Schulgina (non. Geras.), Craspedites ex gr. mosquensis Geras., Laugeites cf. stschurovskii (Nik.), ? Virgatosphinctes sp. indet.).*

БС Салымской и Горшковской площадях БС является более карбонатизированной по сравнению с описанным выше разрезом, отмечается повышенное содержание кальцит– и доломитсодержащих прослоев (содержание кальцита/доломита 10–25 %), содержания ОВ в породах не превышают 15 %. В качестве типового рассмотрен разрез по скважине 2802 Салымской площади (рис. 3.2.7, рис. 3.2.6–3.2.22 приведены в конце подраздела 3.2). Этот подтип разреза БС по составу существенно отличается от «классического» Салымского типа, является «карбонатизированным». Повышение карбонатности связывается с большим прогревом БС на этих площадях и карбонатизацией, обусловленной процессами преобразования ОВ, что будет обсуждено в главе 5.

Салымский тип разреза (1.1) является наиболее полным по набору пачек, далее в тексте при описании других типов разрезов и на рисунках с литологическими колонками приведены их номера соответствующие пачкам данного типа разреза и выделенные по тем же приниципам.

Тип разреза 1.2. – Сургутский (20–25 м). Этот тип разреза встречается на территории Хантейской гемиантеклизы (Южно–Ягунская–306, Дружная–322, Новоортьягунская–187), юг Южно–Надымской мегамоноклизы (Повховская–70) (Приложение 2). В качестве типового выбран разрез по скв. 70 Повховской площади (рис. 3.2.8). Разрезы этого типа в целом являются высококремнистыми.

В большинстве изученных разрезов данного района отсутствует пачка 6, мощность БС понижена (20–25 м) примерно на 10 метров относительно Мансийской синеклизы в Салымском и близких к нему районах. На Сургутском своде (Южно–Ягунская пл.) и на западе Хантейской гемиантеклизы (Ай–Пимская площадь) *пачка 6* в разрезе присутствует. Состав и мощность кокколитовой *пачки 5* близка к описанной выше в типе разреза 1.1. Характерным для этого типа разреза является присутствие в *пачке 5* относительно крупных

карбонатных конкреций, толщиной 1–7 см. Исключение представляют разрезы БС Новоортьягунской и Ай–Пимской площадей, в которых известковые конкреции встречаются лишь в единичном виде, а для *пачки 5* характерно переслаивание микститов кероген–кремнисто–карбонатных с реликтами кокколит и микститов кероген–глинисто–кремнистых без известковых наннофоссилий. Каротажные характеристики разрезов в целом сходны с типом разреза 1.1 (см. Приложения 1 и 2). Значения ГК повышены, за исключением подошвенной части свиты, где в большинстве изученных разрезов залегают силициты–радиоляриты или карбонатизированные радиоляриты с пониженными содержаниями ОВ (<5–7 %).

Также, как и в описанном выше Салымском типе разреза, в районе Хантейской гемиантеклизы (в пределах Сургутского свода) на Южно–Ягунской площади (рис. 3.2.9) выделяется подтип разреза – «карбонатный», отличающийся повышенным содержанием карбонатного материала, главным образом кальцита. Практически по всему разрезу встречаются карбонатные конкреции, в отличие от БС Повховской, Новоортьягунской и Дружной площадей, где содержание карбонатов заметно понижено, и они приурочены, главным образом, к верхней части свиты. Повышенная карбонатность БС Южно–Ягунской площади связывается с более благоприятными условиями для развития фауны на сводовых структурах этого района. В подошве БС Южно–Ягунской площади залегает пачка мощностью 3,5 м, представленная косым переслаиванием известняка микритового, микстита кероген–глинистого и кероген–карбонатного (угол наклона около 45^{o}), в кровле пачки появляются прослои силицитов керогеновых. Присутствуют известковые линзы и прослои с раковинами двустворок, что обуславливает слоистую текстуру. Прослои известняка выклиниваются, наблюдаются раздувы. В нижней части пачки присутствует прослой, пропитанный нефтью.

Тип разреза 1.3 (20–25 м) встречается в центральной части Хантейской гемиантеклизы, расположен в южной части области распространения Сургутского типа разреза (по И.Н. Ушатинскому, 1981) (см. рис. 3.2.3). В качестве типового принят разрез по скв. 8155 Северо–Нивагальской площади (рис. 3.2.10). Несмотря на то, что керном охарактеризована лишь верхняя половина БС, этого материала достаточно, чтобы показать явное отличие в строении разреза на этой площади. По данным ГИС в разрезе выделяются две части БС: нижняя – менее углеродистая (9 м), верхняя – (11 м) и 6 пачек. Керном охарактеризована кровля нижней половины свиты, а также пачки 4 и 5. *Пачка 4* (5 м) представлена переслаиванием микститов кероген–глинисто–кремнистых, кероген–кремнисто–глинистых и аргиллитов, в последних содержание ОВ не превышает 2 %. *Пачка*

5 (4,5 м) состоит из переслаивания микститов кероген–кремнисто–глинистых и аргиллитов низкоуглеродистых. Ю.Н. Занин с соавторами (2005) отмечал в этом разрезе чередование 70 слоев с различной степенью содержания ОВ. В составе *пачки 5* присутствуют реликты кокколит, описанные ранее Ю.Н. Заниным (Zanin et al., 2012). Пачка 6 (2 м) керном не охарактеризована.

Тип разреза 1.4 (30–35 м) встречается в центральной части Хантейской гемиантеклизы (Северо–Покачевская–2368), несколько севернее скв. 8155 Северо–Нивагальской пл. (рис. 3.2.11). По литологическим геофизическим данным в разрезе выделяются все 6 пачек. Особенностью типа разреза 1.4 является сокращенная мощность нижней части свиты (8,5 м), повышенная мощность (23,5 м) и глинистость верхней части БС. Керном охарактеризована лишь верхняя часть *пачки 1*, общая мощность которой составляет 5 м, она представлена микститами кероген–глинисто–кремнистыми близкими к силицитам с прослоем силицита–радиолярита. Суммарная мощность *пачек 2 и 3* составляет 2,5 м, пачка 2 (1 м) состоит из силицитов кероеновых, *пачка 3* (1,5 м) – микститов кероген–глинисто–кремнистых близких к силицитам. *Пачка 4* (8 м) в нижней части слагается микститами кероген–глинисто–кремнистыми, в верхней – переслаиванием силицита, силицита керогенового и микстита кероген–кремнисто–глинистого, для пачки характерны прослои остатков двустворок. *Пачка* 5 (9 м) по сравнению с этой пачкой типов разрезов 1.1 и 1.2 является менее карбонатной (в 50 % пород пачки суммарное содержание кальцита и доломита не превышает 6 %, в других – варьирует в пределах 12–17 %), и более глинистой. *Пачка 6* (6,5 м) слагается микститами кремнисто–глинистыми и глинистыми низкоуглеродистыми (ОВ 1,6–6 %). У границы между пачками 5 и 6 отмечается зона пиритизации, непосредственно у границы содержание ОВ составляет 5,6 %, пирита – 23,1 %, вверх по разрезу содержание пирита не превышает 7 %, но заметно превышает содержание ОВ.

В таблице 3.2.1 приведены диапазоны мощностей пачек БС в Мансийской синеклизе и Хантейской гемиантеклизе. Из приведенного сопоставления следует, что БС Мансийской синеклизы отличается относительно повышенной суммарной мощностью пачек 1-3 (наиболее кремнистых пород), пачки 6 (наиболее глинистой), в некоторых случаях – пачки 4.

Таблица 3.2.1. Мощности пачек 1-6 в БС на Мансийской синеклизе и Хантейской гемиантеклизе.

Пачки БС	Мансийская синеклиза	Хантейская гемиантеклиза
	Мощности пачек,м	Мощности пачек, м
1–3	15–18	9,5–14
4	3–11	2–5
5	3,5–6,5	3–7,5
6	2,5–4,5	0,2–1,5

Юго–восточный и Южный районы

В целом разрезы Юго–восточного и Южного районов являются по сравнению с Салымскими и Сургутскими – низкокарбонатными. В отличие от разрезов Центральной части здесь выделяется 4 пачки. По данным палеонтологических исследований ИНГГ СО РАН (более подробно приведенных ниже) в БС на Арчинской и Ледовой пощадях кровля свиты датируется как верхняя часть верхневожского подъяруса, что подтверждает, что пачки 5 и 6 здесь в большинстве случаев отсутствуют в пределах БС, и относятся к куломзинскому горизонту. Соответственно пачка 5 в Юго-восточном и Южном районах является более глинистой, низкоуглеродистой и низкокарбонтаной в отличие от пачки 5 Центрального района. Корреляционные профили разрезов БС этих районов приведены в Приложениях 4 и 5.

Тип разреза 2.1 – Вахский (Александровский по И.Н. Ушатинскому, 1986) *(*15–20 м) встречен в районе Ледянской мезоседловины (Ледовая–8) и Александровского свода (Новонадеждинская–1, Горстовая–91). Среднее содержание кремнезема в породах повышено (45–50%), глинистого материала и карбонатов – понижено (менее 25% и 5% соответственно). В качестве типового разреза представлен разрез по скв. № 8 Ледовой пл. (рис. 3.2.12). В этом типе разреза выделяются 4 пачки. *Пачка 1* (1–2,2 м) представлена силицитами или кероген–глинисто–кремнистыми породами близкими к силицитам по содержанию кремнезема, в основании этой пачки на Горстовой площади залегает прослой доломитизированного радиолярита. Пачка 1 характеризуется относительно пониженными значениями БК и ГК, значения НГК несколько повышены по сравнению с подстилающими отложениями. *Пачка 2* (3–4 м) – состоит из переслаивания силицитов керогеновых и силицитов радиоляритов, *пачка 3* (1 м) – слагается силицитом–радиоляритом. Пачки 2 и 3

имеют наиболее высокие значения БК по разрезу БС, по сравнению с предыдущей пачкой – незначительное повышение ГК и НГК. *Пачка 4* (10–11,5 м) представлена на Ледовой площади в нижней половине микститами кероген–глинисто–кремнистыми с содержанием кремнезема более 40 %, в верхней половине – микститами кероген–кремнисто–глинистыми (кремнезема менее 40 %). На Горстовой площади пачки 4 состоит из микститов кероген–кремнисто–глинистых. В пачке 4 отмечается значительная доля пород с содержанием глинистого материала 30% и более, в то время как для пачек 1-3 содержание этого компонента часто не превышает 15 %. Для пачки 4 по сравнению с пачками 2-3 отмечаются пониженные значения БК, значительное увеличение НГК и ГК, отмечается синхронное изменение значений НГК и ГК.

Тип разреза 2.2– Нижневартовский (Нижневартовский по И.Н.Ушатинскому, 1981 и Ю.В. Брадучану и соавторам 1986). Для этого типа разреза харатерна пониженная мощность (10-12 м), по данным Ю.В. Брадучана и соавторов (1986) он развит на территории Нижневартовского свода, в рамках насточщего исследования он встречен вблизи этой структуры в пределах Варьеганско-Тагринского мегавыступа (Ершовая пл.) и Обь-Васюганской гряды (Пермяковская пл.). В качестве типового выбран разрез по скв. № 199 Ершовой площади (рис. 3.2.13). По предположению Ю.В. Брадучана и соавторов малая мощность БС в пределах этой структуры связана с активным ростом Нижневартовского свода в этот период. Возможно близлежащие структуры также были подвержены некоторому воздыманию. Согласно этим авторам выпадение отдельных стратиграфических подразделений в Нижневартовском типе разреза предполагалось ранее, но не было подтверждено детальным изучением палеонтологического материала. Пачки 1-3 не представляется возможным выделить по каротажу и литологическому составу, этот интервал (3,5 м) представлен силицитами радиоляритами переслаивающимися с микститами кероген-глинисто-кремнистыми, в кровле – карбонатизированными. Пачка 4 – охарактеризована керном лишь в своей нижней половине, слагается микститами кероген-глинисто-кремнистыми (2,3 м) вверх по разрезу переходящими в микститы кероген-кремнисто-глинистые. Пачки 1-3 отличаются на каротажных диаграммах относительно низкими значениями ГК, и повышенными НКТ, при переходе к пачке 4 значительно увеличиваются значения ГК, которые остаются высоким вплоть до кровли БС, понижается НКТ. Значения КС являются высокими по всему разрезу за исключением верхних 2,5 м.

Тип разреза 2.3– Нюрольский (Каймысовский по И.Н. Ушатинскому,1981) (20–30 м) встречен в районе Чузикско–Чижапской мезоседловины (Арчинская–47, Пельгинская пл.), Северо–Межовской мегамоноклинали (Средне–Юлжавская–10, Ракитинская–4), и северо–

востока Северо–Парабельской мегамоноклинали (Южно–Майская–413). В качестве типового рассмотрен разрез по скв. № 47 Арчинской пл. (рис. 3.2.14). В отличие от предыдущего типа разреза БС здесь существенно сокращаются мощности силицитов или силицитов керогеновых с 2–3 м до 0,5–1 м. В разрезе выделяются пачки 1–4 (рис. 3.2.29). *Пачка 1* (1–2,5 м) представлена микститами кероген–глинисто–кремнистыми и кероген–кремнистыми с прослоями карбонатизированных радиоляритов (часто в основании или кровле), *пачка 2* (5–14 м) – состоит из микститов кероген–кремнисто–глинистых, содержание кремнезема в которых возрастает вверх по разрезу от 30 до 40 %. *Пачка 3* (1– 2 м) – это силициты–радиоляриты или микститы кероген–глинисто–кремнистые с высоким содержанием остатков радиолярий. *Пачка 4* (8–14 м) представлена микститами кероген–глинисто–кремнистыми, вверх по разрезу содержание кремнезема в них понижается от 40 до 30 %. Часто в верхней половине пачки присутствуют прослои, насыщенные обломками раковин двустворок. На Арчинской площади в кровле этой пачки залегает прослой карбонатизированного радиолярита. Пачка 1 характеризуется относительно пониженными по разрезу значениями ГК, в кровле – часто присутствует пик НГК (радиолряиевый слой). При переходе к пачке 2 значения ГК несколько повышаются, и остаются стабильными вплоть до кровли пачки 3. У границ пачек 2–3 и 3–4 часто залегают радиоляриевые слои (повышенные значения НГК и понижение – ГК). Начиная с подошвы пачки 4 наблюдается плавное повышение значений ГК, пик этого показателя по разрезу наблюдается ближе к кровле этой пачки.

БС в пределах Западно–Квензерской площади, расположенной вблизи осевой части Нюрольской впадины имеет свои особенности. Этот разрез имеет более кремнистый состав и повышенное содержание доломитсодержащих прослоев. Судя по кривой БК, значения которой являются высокими в пачке 2,3 и большей части пачки 4, карбонатность этого подтипа разреза относительно повышена, сходна с Салымским типом разреза БС и не характерна для разрезов Юго-восточного района. В керне в этом разрезе, подобно БС Салымской площади обнаружены нефтепроявления. Повышенная карбонатизация связывается (как и вслучае со скв. 2802 Салымской пл.) с процессам преобразования ОВ.

Тип разреза 2.4 – Тымский (20 м) встречен в районе Усть–Тымской впадины (Толпаровская–2) и центральной части Обь–Васюганской гряды (Полонская–1). В качестве типового выбран разрез скв. № 1 Полонской площади (рис. 3.2.15). В разрезе выделяются пачки 1–4. *Пачка 1* (1 м) представлена микститами кремнисто–глинистыми, характеризуется пониженными значениями ОВ. *Пачка 2 (2,2–4,5 м)* слагается микститами кремнистыми, в кровле доломитом, *пачка 3* – керном охарактеризована лишь ее кровля –

это известняк (карбонатизированный радиолярит). На Толпаровской площади пачка 2 (2 м) представлена микститми глинистыми, пачка 3 (3 м) – микститом кремнистым с остатками радиолярий, и прослоем доломита. *Пачка 4* (10–11,5 м) состоит в нижней части (4–7,5 м) – из микститов глинисто–кремнистых с прослоями силицитов керогеновых и силицитов, в верхней части (4–7,5 м) – микститов кероген–глинисто–кермнистых. Наиболее высокие значения БК по разрезу характерны для пачек 2 и 3, в пачках 1 и 4 они заметно понижены. Значения ГК в пачках 1 и 2 относительно понижены по разрезу и плавно возрастают от пачки 3 к пачке 4.

Тип разреза 2.5 – Колпашевский (26 м) наблюдается на территории распространения Межовского структурного мегамыса (скв. № 11 Межовской пл.), является низкокарбонатным, высокоглинистым, с пониженным содержанием ОВ (рис. 3.2.16). Выделяется 4 пачки (рис. 3.2.31). *Пачка 1* (1 м) представлена силицитом, *пачка 2* (6 м) – микститами кремнисто–глинистыми с прослоями микститов кероген–глинисто–кремнистых, *пачка 3* (2 м) состоит из микстита кремнисто–глинистого, *пачка 4* (17 м) – это переслаивание микститов кремнисто–глинистых, с редкими прослоями микститов кероген–глинисто–кремнистых. В кровле пачки встречается серия прослоев обломков раковин двустворок, в средней части – остатки радиолярий. Для пачки 1 характерны самые высокие по разрезу значения КС, которые со второй пачки плавно уменьшаются до кровли пачки 4. От подошвы свиты до середины (или кровли) пачки 3 значения ГК стабильно невысокие, далее вверх по разрезу (в пачке 4) происходит заметное повышение этого показателя. В целом по сравнению с Нюрольским типом разреза (60-95 мкр/ч) значения ГК по всему разрезу относительно понижены, не превышают 40 мкр/ч, при относительно стабильных значениях НГК.

Тип разреза 2.6 – Тарский (Саргатский по Ю.В. Брадучану) (24 м) наблюдается на севере Пологрудинского мегавала (скв. № 5 Тай–Тымской пл.), низкокарбонатный, кремнистый (рис. 3.2.17). В разрезе выделяются пачки 1, 2, 4. *Пачка 1* (4,5 м) слагается мискститами кремнисто–глинистыми с содержанием ОВ около 4 %. Мощность *пачки 2* составляет 6 метров, в нижней половине она сложена силицитами, в верхней – силицитами керогеновыми. Пачка 3 – радиоляриевый слой в этом разрезе не фиксируется, но в кровле пачки 2 наблюдается максимум содержания (62 %) по разрезу кремнезема в породах. *Пачка 4* (12,5 м) представлена в своей нижней части микститами кероген–глинисто–кремнистыми близкими к силицитам, в верхней – микститами кероген–глинисто–кремнистыми вверх по разрезу сменяемыми микститами кероген–глинистыми. Повышенные значения КС по разрезу характерны для пачки 2, которые заметно уменьшаются в пачке 3, и несколько

возрастают в пачке 4. Наиболее низкими значениями (10-15 мкр/ч) ГК характеризуется пачка 1, наиболее высокими (60–75 мкр/ч – пачка 4. Значения НГК слабо возрастают по направлению от пачки 1 к границе пачек 3 и 4, затем плавно уменьшаются по направлению к кровли.

Северный район

Разрезы Северного района в целом являются более глинистыми, чем разрезы БС описанных выше районов, низкокарбонатными. Корреляционный профиль разрезов БС этого района приведен в Приложении 5.

Тип разреза 3.1 – Губкинский (22,5 м) встречен в центральной части Северного свода (Западно–Пурпейская–710) (см. рис. 3.2.1); является низкокакарбонатным. В разрезе выделяются 4 пачки – 3–6 (рис. 3.2.17). *Пачка 3 (2 м)* представлена силицитом керогеновым. *Пачка 4* (4,5 м) в нижней части керном не охарактеризована, в верхней – слагается микститами кероген–глинисто–кремнистыми с прослоями силицитов радиоляритов. *Пачка 5* (6 м) слагается микститами кероген–глинисто–кремнистыми. Пачка 6 (6,5 м) представлена микститами глинистыми с повышенными содержаниями глинистого материала – около 40 % и пониженными значениями содержаний ОВ 3–8 %. По данным палеонтологического анализа, проведенного в лаборатории стратиграфии и палеонтологии мезозоя ИНГГ СО РАН, в 4 пачке обнаружены аммониты соответствующие по возрасту верхней части верхневолжского подъяруса, в пачке 5 - нижнему берриасу. Пачки 4 и 5 характеризуются наиболее высокими по разрезу значениями БК. Данные по ГК отсутствуют.

Тип разреза 3.2 – Надымский (21 м) встречен на севере Северного свода (Присклоновая–54). По литологическому составу отличается повышенной карбонатностью (рис. 3.2.18), за счет присутствия частых карбонатных конкреций. Керном охарактеризована верхняя половина свиты. В разрезе по данным ГИС выделяются 6 пачек. *Пачка 1* (2 м) керном не охарактеризована, для нее наблюдаются пониженные значения ГК. *Пачки 2 и 3* общей мощностью (6 м) также не охарактеризрваны керновым материалом. Для них наблюдаются несколько повышенные значения ГК, по пикам НТК и минимумам ГК прослеживается серия прослоев силицитов. *Пачка 4 (6 м)* слагается микститами глинисто–кремнистыми. *Пачка 5* (5 м) представлена переслаиванием микстита кероген–кремнисто–карбонатного с реликтами кокколит и микстита кероген–глинисто–кремнистого. *Пачка 6* (2 м) сложена микститом глинистым, отличается повышенным содержанием глинистого материала (40–50 %) и является низкокерогеновой. Разрез характеризуется значениями БК

– около 150 Ом*м и ГК – 125 мкР/ч. Пачка 5 характеризуется наиболее высоким значениями по разрезу ГК и БК. За 2 м до кровли и подошвы БС наблюдается снижение ГК до 50 мкР/ч. Пачки 1-3 характеризуются повышенными значениями НГК по разрезу, в кровле пачки 1 и 2 наблюдаются пики НГК при понижении ГК (прослои радиоляритов).

Тип разреза 3.3 – Тазовский (62 м) встречен на территории распространения Большехетской мегасинеклизы (Тюменская Сверхглубокая–6), является низкокарбонатным, высокоглинистым, с пониженным содержанием ОВ (рис. 3.2.19. Отличительной особенностью является повышенная мощность, почти в два раза превышающая мощность типа разреза 1.1. Подобно Салымскому типу разреза этот разрез может быть также разделен на две части – относительно высоко– (5–12 %) и низкоуглеродистую (ОВ менее 5%), пачки, наблюдаемые в Салымском типе БС (1.1) здесь выделить затруднительно. *Нижняя часть* (29 м) представлена микститами кремнисто–глинистыми, является менее глинистой, чем пачка 2. В целом содержание кремнезема в этом типе разреза БС не превышает 30–35 %, лишь в подошве нижней части встречаются два прослоя с содержанием кремнистого материала около 40 %. Содержание глинистого материала в породах составляет около 40–45 %. *Верхняя часть* (33 м) БС сложена микститами кремнисто–глинистыми с прослоями микститов кероген–кремнисто–глинистых. При переходе от пачки 3 к пачке 4 наблюдается увеличение ГК от (50–60 до 80 мкР/ч). Значения КС увеличиваются в кровельной части пачки 2.

Тип разреза 3.4 –Медвежий (32 м) наблюдается в районе Медвежье–Нугинского наклонного мегавала (скв. № 1001 Медвежьей пл.), является низкокарбонатным, высокоглинистым, с пониженным содержанием ОВ (рис. 3.2.20). Пачки БС ввиду отсутствия кернового материала по ее верхней части по литологии выделить затруднительно, по данным ГИС наблюдаются 2 части свиты предположительно соответствующие пачкам 1-3 и 4-6. В нижней части (15 м) – присутствуют аргиллиты алевритистые с содержанием ОВ 2–5 %, *верхняя часть* (17 м) – керном не охарактеризована, выделена по появлению слоев с повышенными значениями ГК (50–55 мкР/ч) по сравнению с остальной частью разреза (20–25 мкР/ч). Значения КС по всему разрезу стабильны и составляют около 180 Ом*м.

В результате проведенной типизации разрезов БС установлены следующие закономерности их строения.

Центральный район. Разрезы имеют сходный состав, представлены преимущественно биогенными породами – микститами кероген–глинисто–кремнистыми и силицитами (пачки 1–3), в верхней части – микститами кероген–глинисто–кремнистыми и силицитами керогеновыми (пачка 4), микститами кероген–карбонатными и кероген–карбонатно–кремнистыми (пачка 5) и в кровле – микститами глинистыми (пачка 6). В районе Хантейской гемиантеклизы и южных площадей Южно–Надымской мегамоноклизы (Сургусткий т.р. – 1.2) мощность свиты понижена по сравнению с Мансийской синеклизой (Салымский т.р. – 1.1) и составляет 20–25 и 30–35 м соответственно. В большей части разрезов Хантейской гемиантеклизы пачка 6 отсутствует, переход к вышележащим отложениям подачимовской пачки более резкий. Для Сургутского т.р. часто характерны карбонатные конкреции в верхней части свиты в пачке 5. В целом большая часть разрезов БС Центрального района (т.р. 1.1–1.2) характеризуется повышенной карбонатностью (10–50%), кремнистостью (35–50%) и высокими значениями содержания ОВ (10–25%). Встречаются единичные разрезы, которые отличаются по своему строению. В Северо–Нивагальском т.р. (1.3) (центральная часть Хантейской гемиантеклизы) наблюдается переслаивание микститов кероген–глинисто–кремнистых, кероген–кремнистых и низкоуглеродистых аргиллитов, Северо–Покачевском т.р. (1.4) – в верхней половине вместо кокколитовой пачки присутствует пачка микститов кероген–кремнисто–глинистых.

Литологическая неоднородность БС Центрального района обусловлена особенностями палеорельефа и физико–химическими особенностями среды: а) в мегавпадинах мощность свиты заметно больше (30–35 м), чем на положительных структурах (20–25 м); б) на локальных возвышенностях разрезы более карбонатные, чем во впадинах.

Юго–восточный и Южный районы. В этих районах разрезы БС характеризуются отсутствием пачек 5 и 6 (кокколитовой и глинистой), которые представлены здесь микститами глинистыми и относятся к куломзинскому горизонту (Решение…, 2004). Также общим является заметное сокращение суммарной мощности преимущественно кремнистых пород – силицитов и микститов кероген–глинисто–кремнистых с содержанием кремнезема >40 % (пачек 1–3 или 2–3), что составляет 2–5 м в Нижневартовском т.р. (2.2), 7–10 м, редко до 15 м – в остальных типах разреза этого района. Пачка 4 в большинстве случаев представлена микститами кероген–кремнисто–глинистыми, с содержанием кремнезема и глинистого материала около 30 % каждого, в отличие от БС Центрального района, где она состоит из силицитов или микститов кероген–глинисто–кремнистых с содержанием кремнезема> 40% и

глинистого материала <20 %. Карбонатизация пород БС в этом районе существенно понижена по сравнению с Центральным районом и проявлена, главным образом, в виде единичных прослоев карбонатных пород, развитых по радиоляритам.

В Юго–восточном и Южном районах различия в строении разрезов БС обусловлены вариациями положения в разрезе пачки с повышенным содержанием глинистого материала. Здесь также играют важную роль факторы: а) палеорельефа – на возвышенностях мощности БС меньше, чем во впадинах, что обусловлено большим сносом глинистого материала в отрицательные структуры дна палеобассейна на стадии седиментации; б) близости к источнику сноса: наиболее южный – Колпашевский (2.5) и восточный – Тымский (2.4) т.р. БС характеризуются повышенной глинистостью и несколько пониженным содержанием ОВ. В нижней (в т.р. 2.1–2.3) или средней (в т.р. 2.3, 2.4, 2.6) частях свиты Юго-восточного района присутствует кремнистая пачка, представленная микститами кероген–глинисто–кремнистыми и силицитами. В целом мощность рассматриваемой пачки в этих районах в большинстве разрезов понижена (7–10 м) по сравнению с Центральным районом (15–25 м).

Северный район. Севернее Ортьягунской площади разрезы БС становятся заметно более глинистыми (35–50%), менее кремнистыми (<30%), низкокарбонатными (за исключением единичных случаев, приведенных выше) и менее углеродистыми (часто <5%). Суммарная мощность преимущественно кремнистых пород в типах разреза 3.1–3.4 не превышает 1–2 м. Для БС района северной части Южно-Надымской мегамоноклизы и Большехетской мегасинеклизы характерны разрезы, состоящие из микститов глинисто–кремнистых с прослоями аргиллитов или единичным прослоями силицитов (Губкинский – 3.1 и Надымский – 3.2 т.р.). В первом из вышеперечисленных типов разрезов содержание ОВ не превышает 5%, во втором – встречаются прослои с содержанием этого компонента 8–10%. Для Надымского типа разреза, описанного на Присклоновой пл. Северного свода характерна повышенная карбонатность – обусловленная присутствием значительного количества карбонатных конкреций. В этом типе разреза в пачках 5 и 6 обнаружены остатки кокколитофоридовых водорослей

Несколько севернее в районе Медвежье–Нугинского наклонного мегавала (Медвежий т.р. – 3.4) в породах значительно увеличивается содержание алевритовой примеси и глинистого материала, в заметном количестве в БС присутствуют аргиллиты. На территории Большехетской мегасинеклизы встречаются разрезы (Тазовский т.р. – 3.3) повышенной мощности (56 м), представленные микститами глинисто–кремнистыми с редкими прослоями микститов кероген–глинисто–кремнистых.

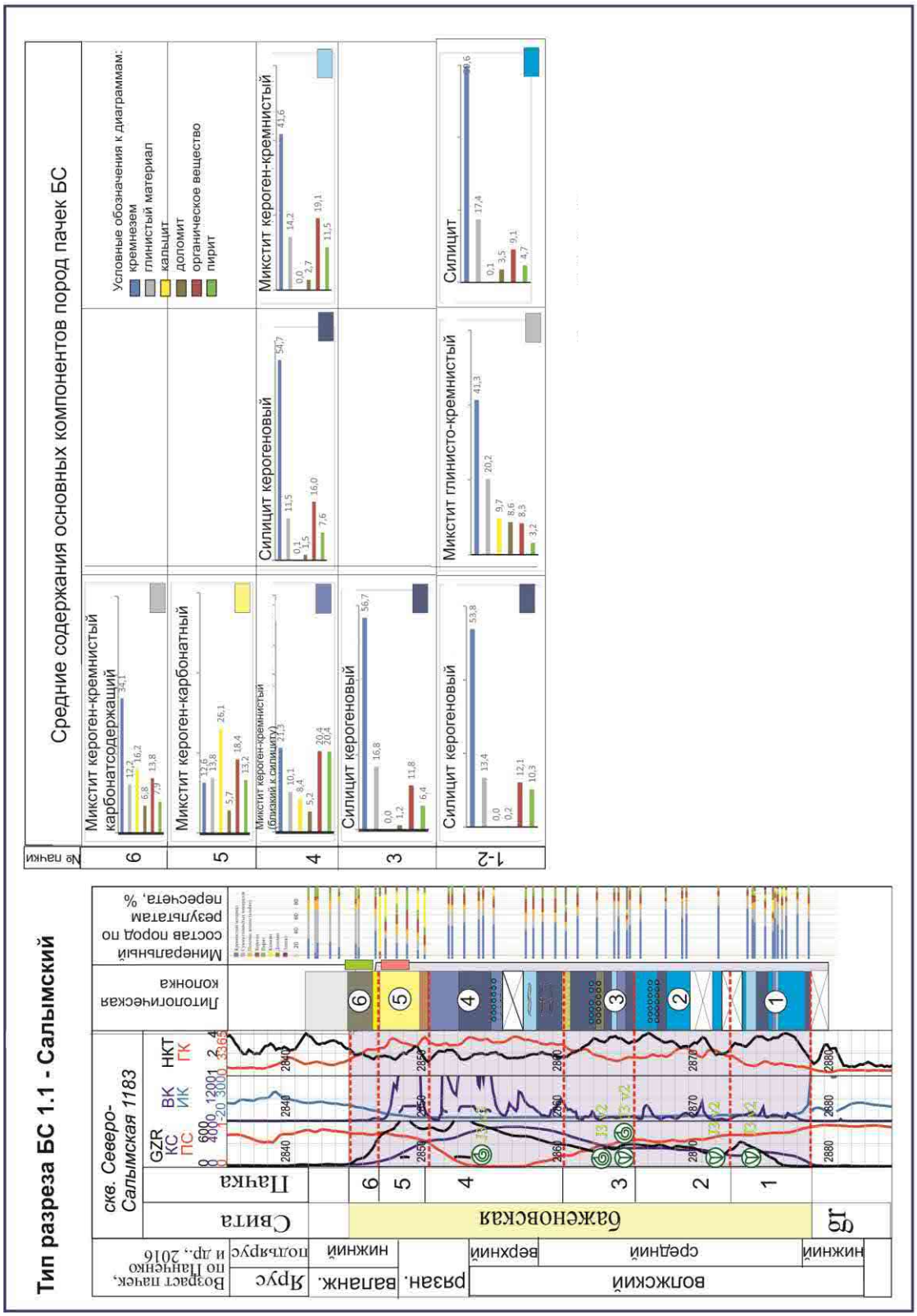


Рис. 3.2.6. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.1. БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

Кремнезем, %	Глинистый материал, %	ОВ %	Карбонаты, %	Условные обознач.	Названия пород	Условные обознач.	
>50	<30	<10	>5		силициты		баритсодерж. конкреции
<50	<30	>10	<5		силициты керогеновые		карбонатные конкреции
>45, <50	<30	>10	<5		микститы кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам)		кремнистые радиоляриты
>45, <50	<30	<10	<5		микститы глинисто-кремнистые (близкие к силицитам)		карбонатизир. радиоляриты
>40, <45	<30	>10	<5		микститы кероген-глинисто-кремнистые		остатки кокколитофорид
>40, <45	<30	<10	<5		микститы глинисто-кремнистые		прослои, насыщ. остатками раковин двустворок
<40	<40	<10	<5		микститы кремнисто-глинистые		кероген-пиритовые породы
<40	<40	>10	<5		микститы кероген-кремнисто-глинистые		пиритовые породы
>40	<30	<10 >5	<5		микститы кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам)		границы пачек
>50	<30	<5	<5		аргиллиты, микститы глинистые	6	номер пачки
<40	<25	>10	>25		микститы кероген-карбонатно-кремнистые		Известняк
<40	<40	>10	>10 <25		микститы кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодерж.		Доломит

Рис. 3.2.7. Условные обозначения к литологическим колонкам на рис. 3.2.6-3.2.22.

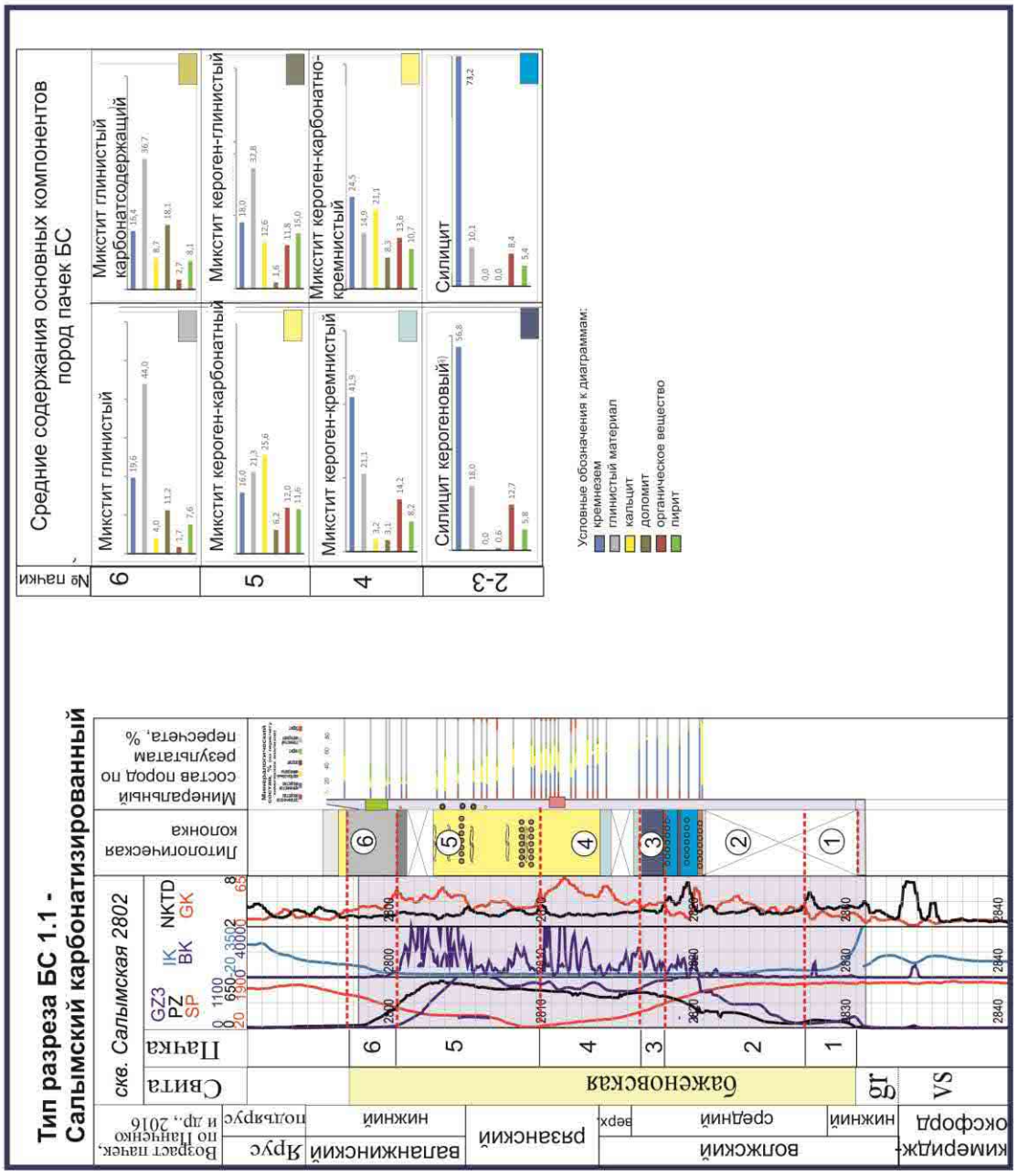


Рис. 3.2.8. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.1. БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

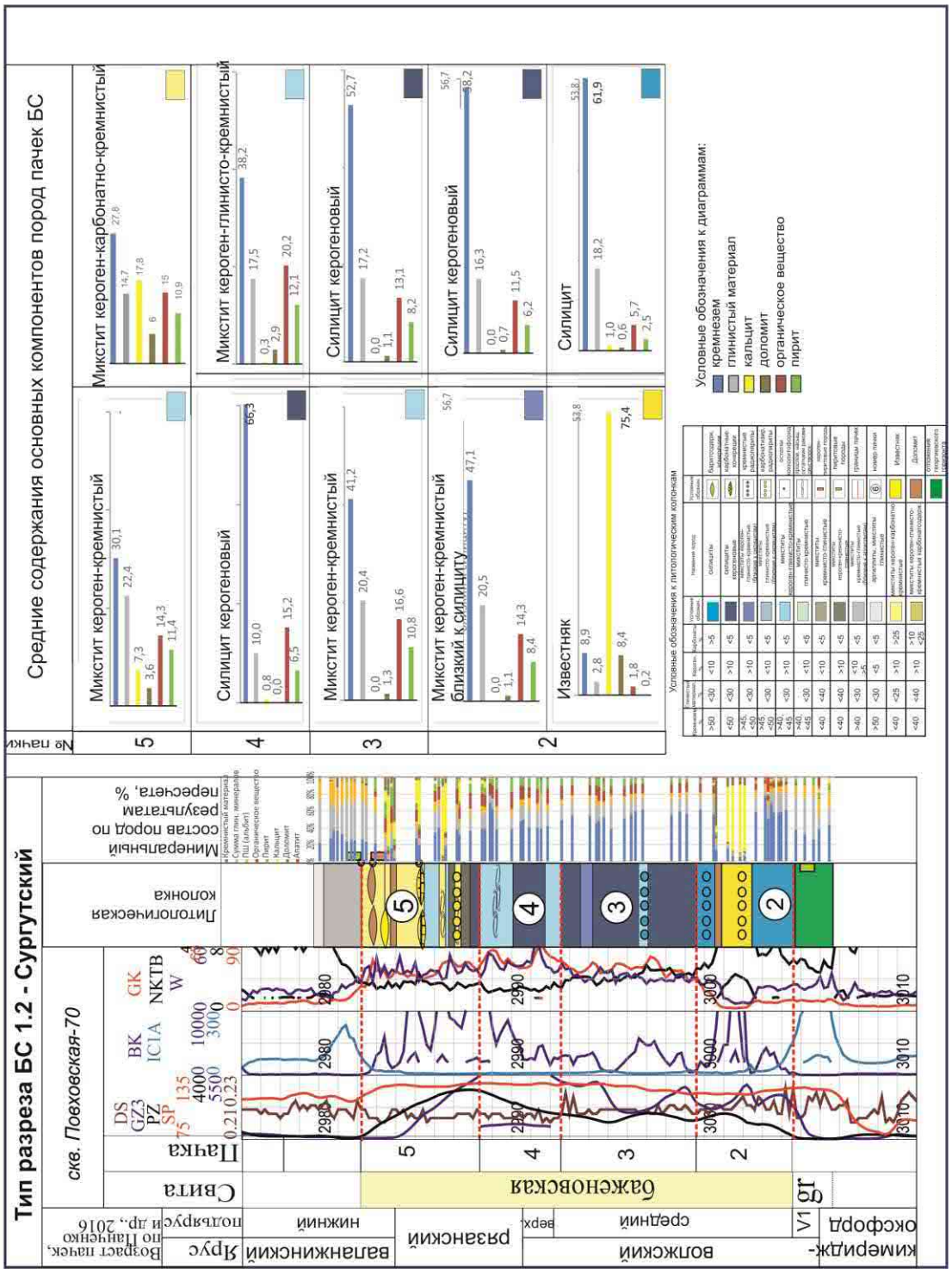


Рис. 3.2.9. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.2. БС.

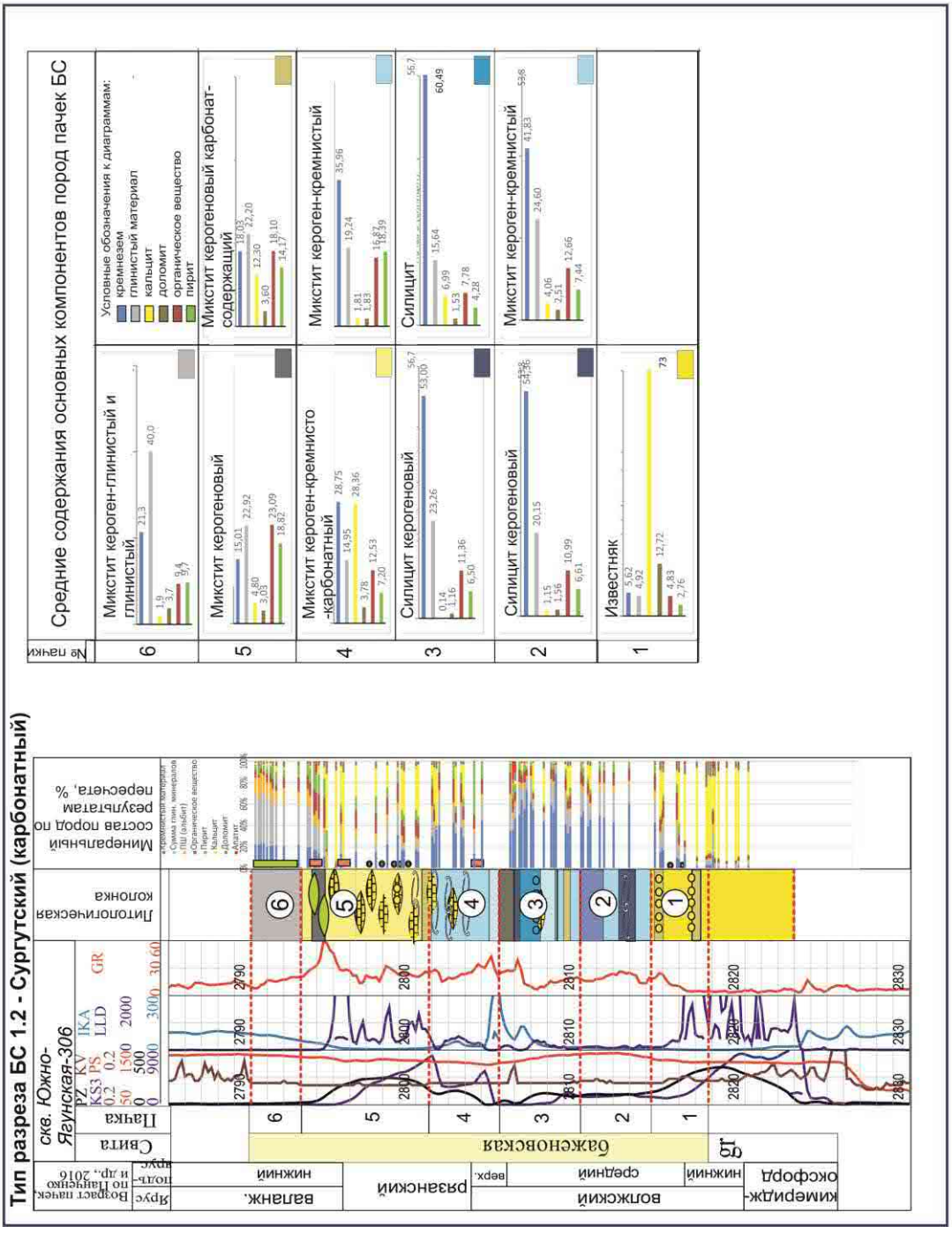


Рис. 3.2.10. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.2. БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

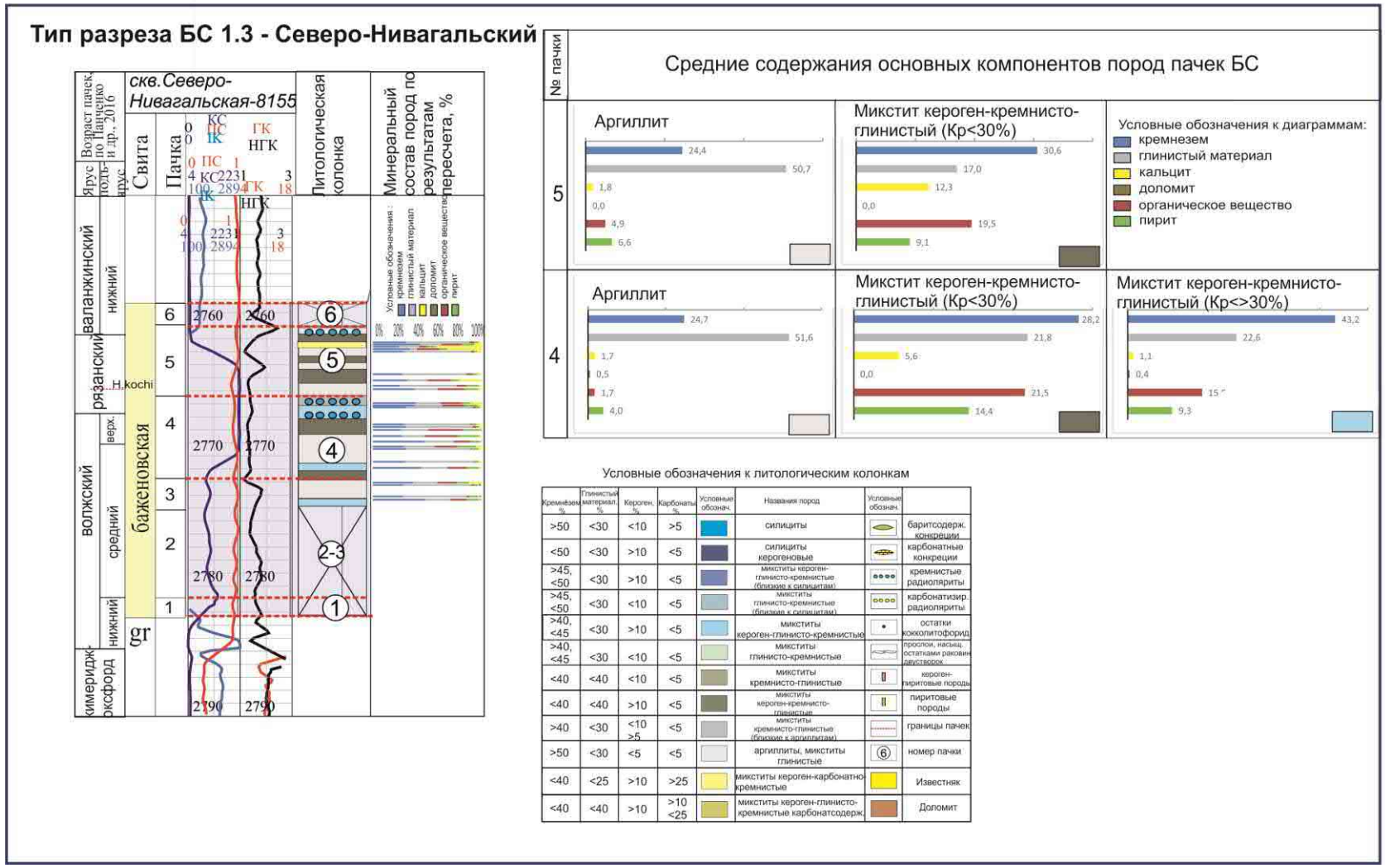


Рис. 3.2.11. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.3. БС.

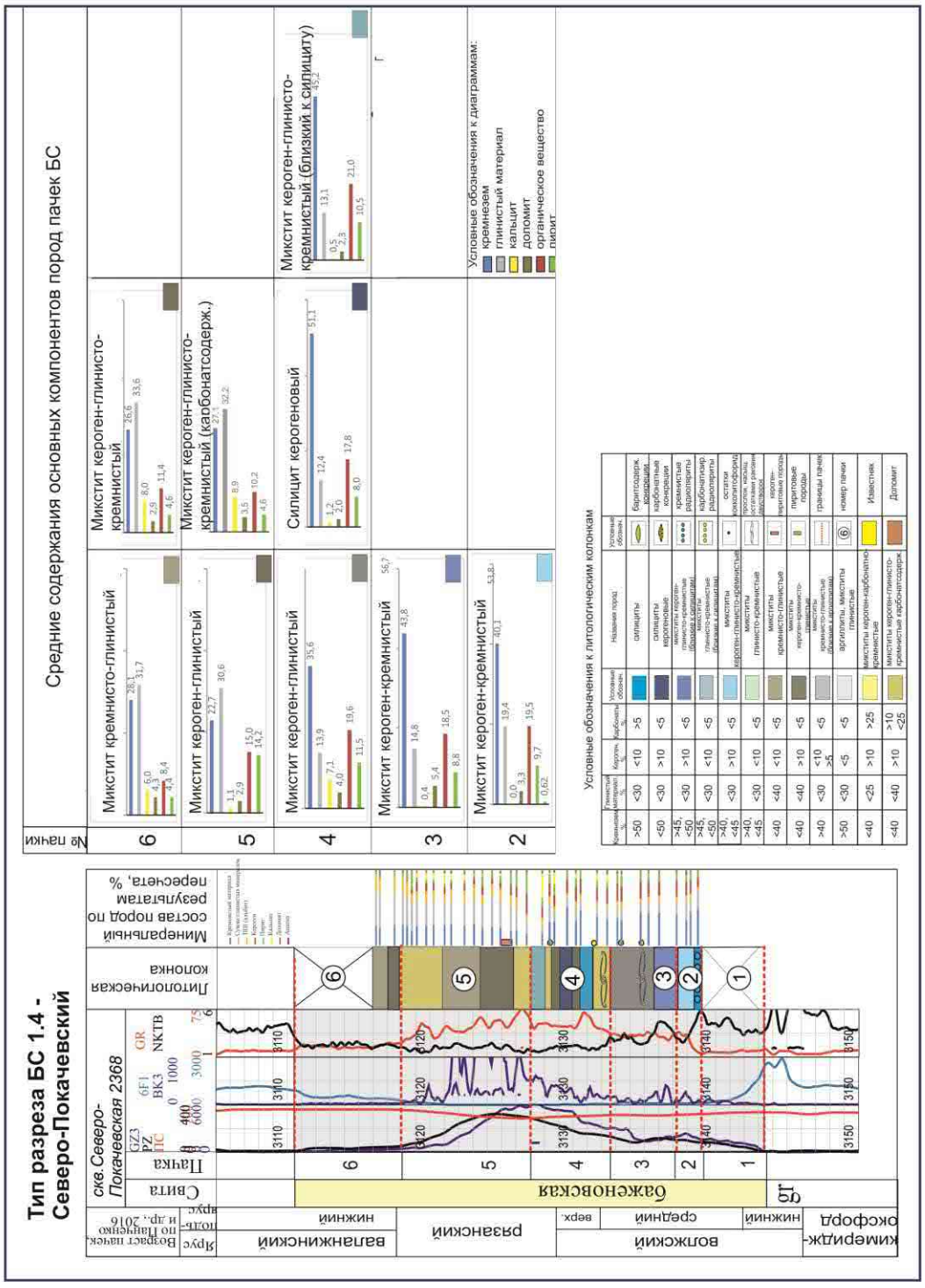


Рис. 3.2.12. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 1.4. БС.

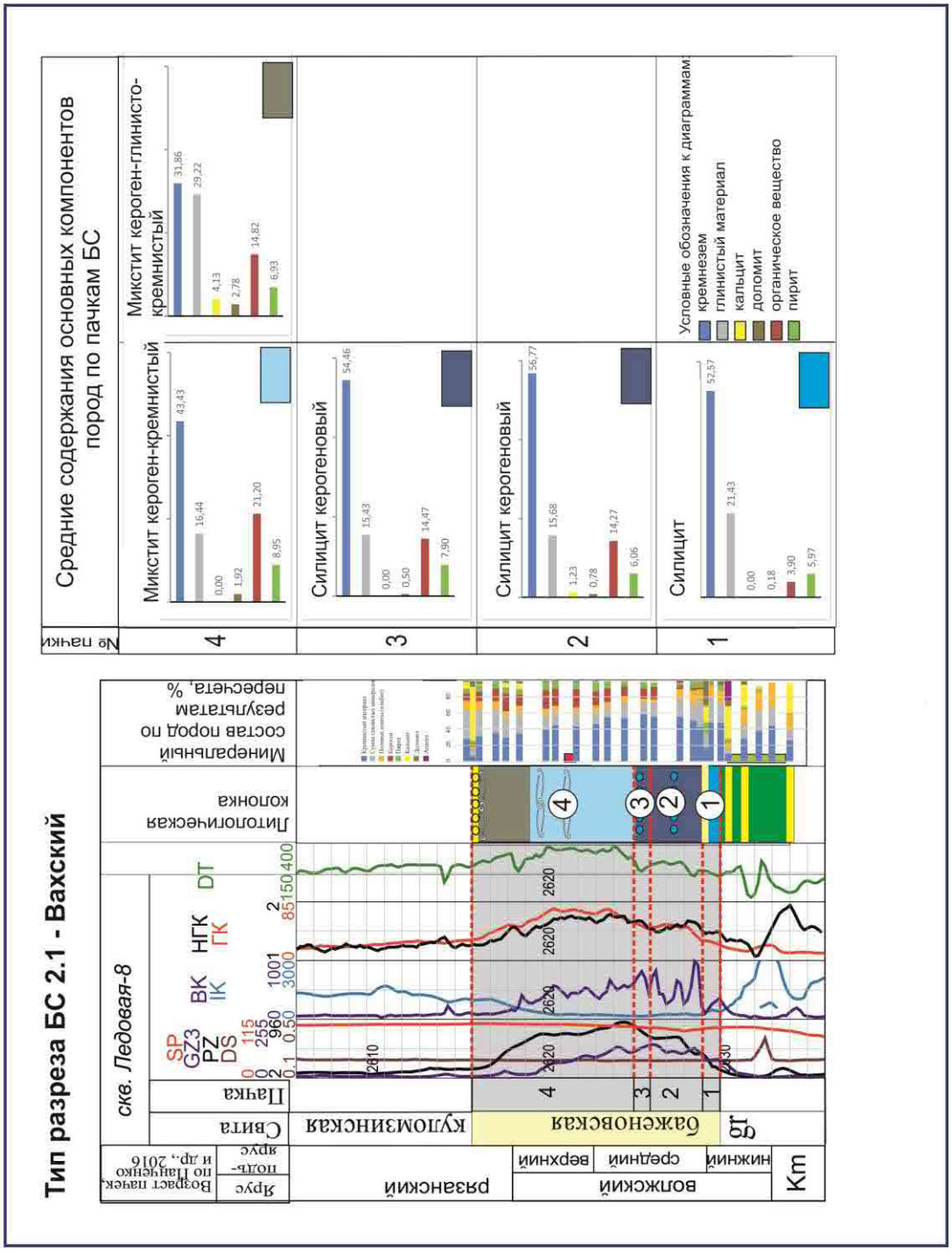


Рис. 3.2.13. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.1. БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

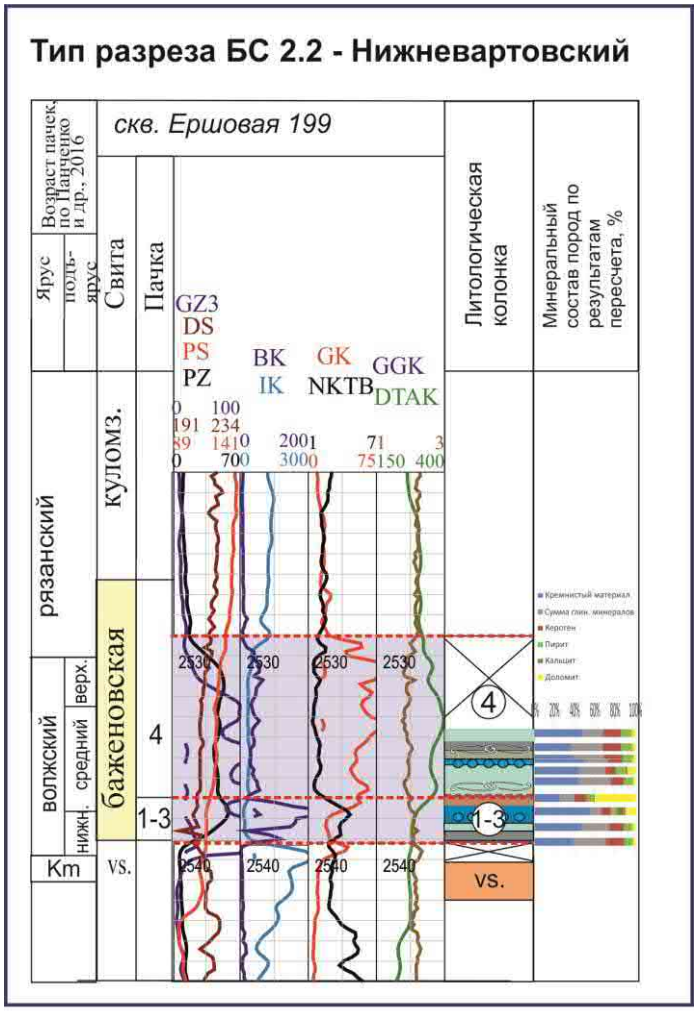


Рис. 3.2.14. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.2. БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

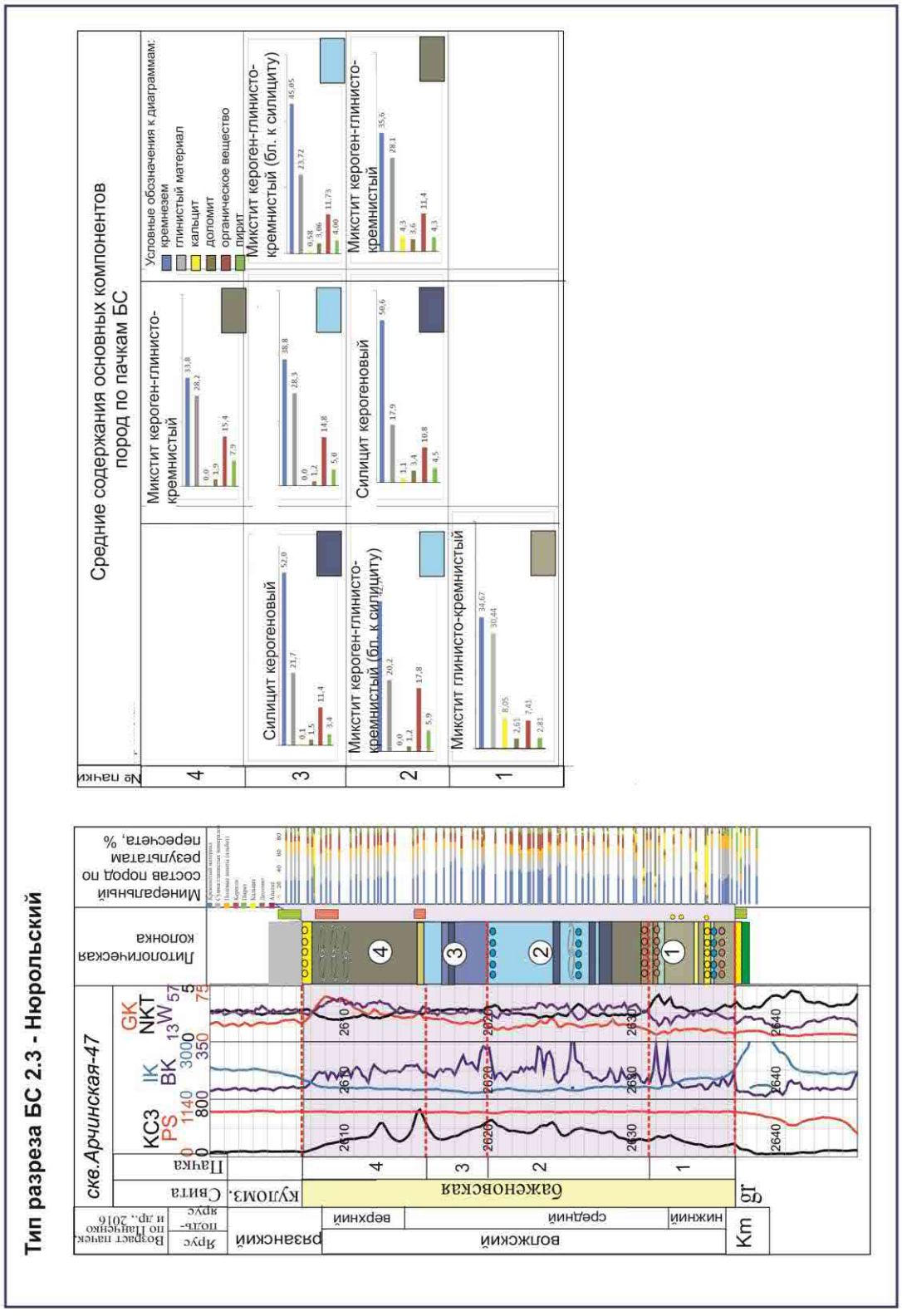


Рис. 3.2.15. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.3 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

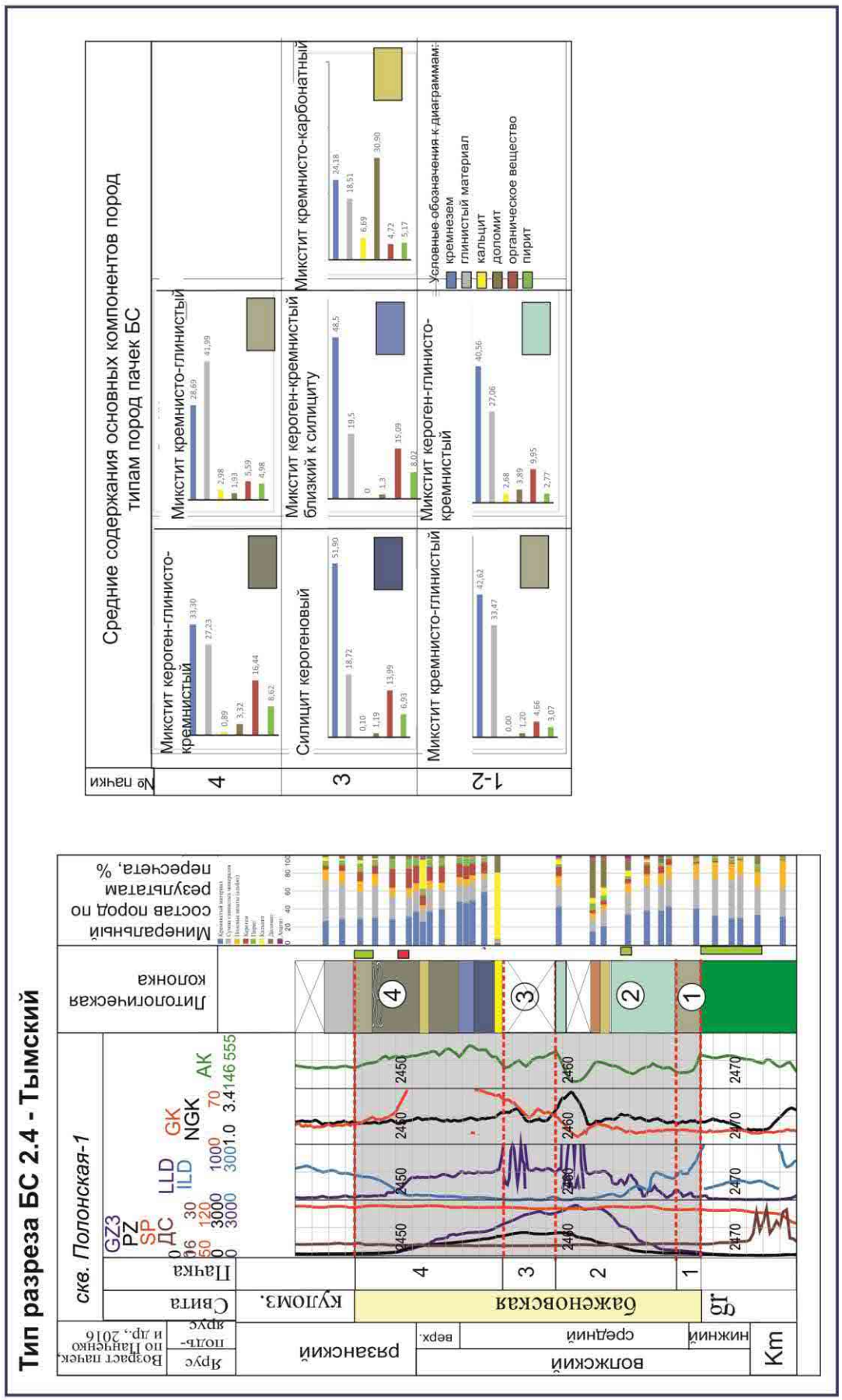


Рис. 3.2.16. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.4 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

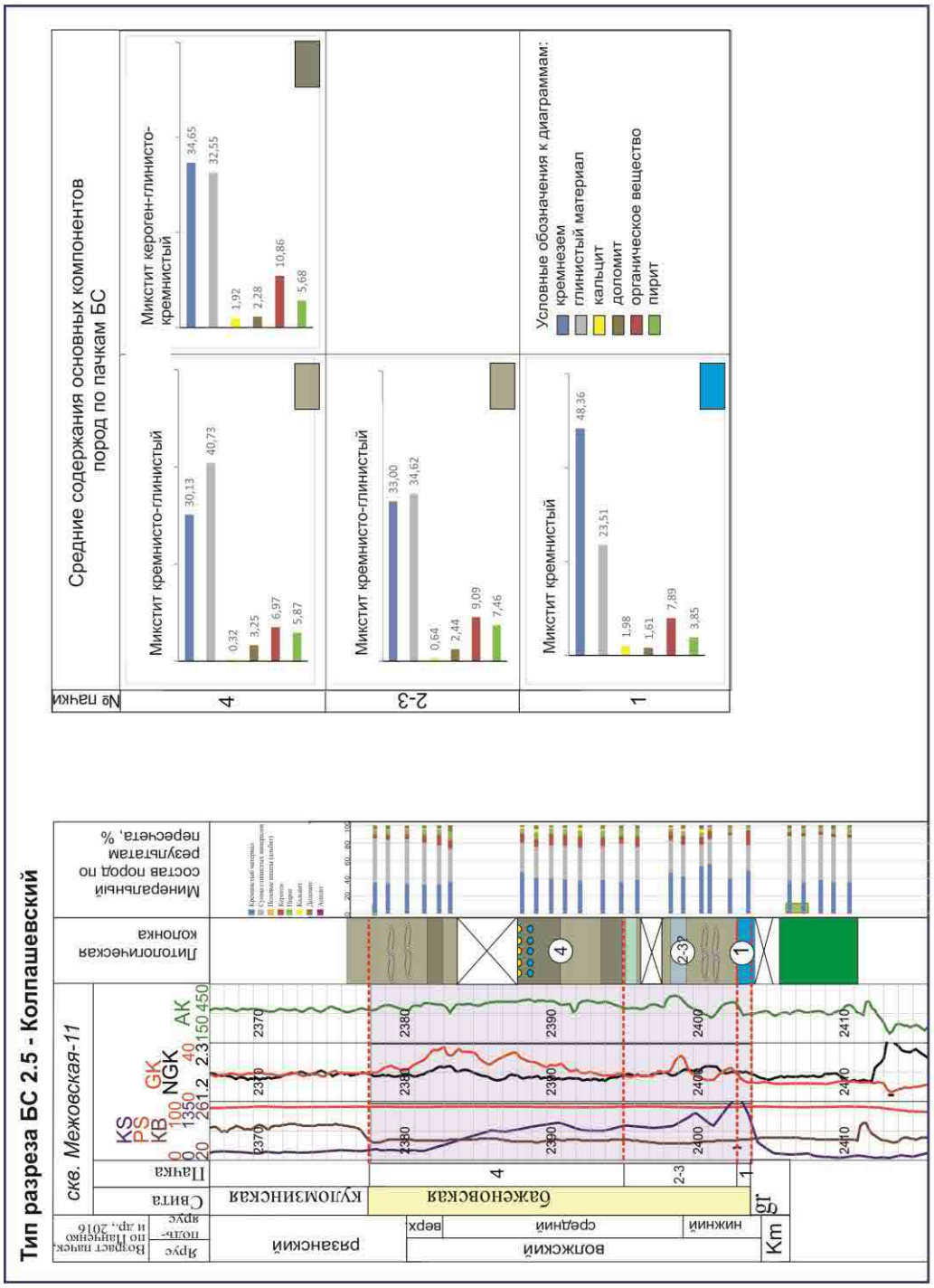


Рис. 3.2.17. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.5 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

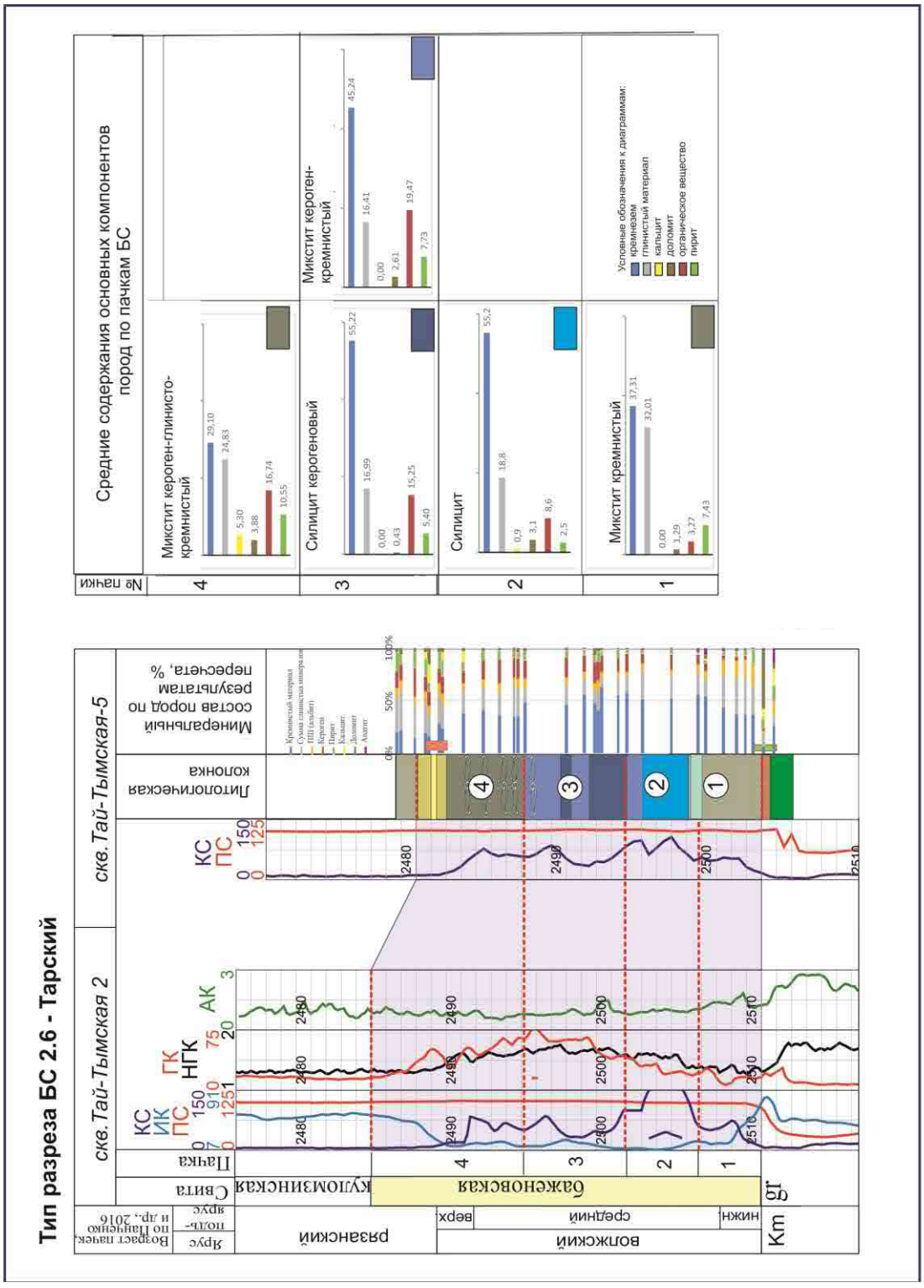


Рис. 3.2.18. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 2.6 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

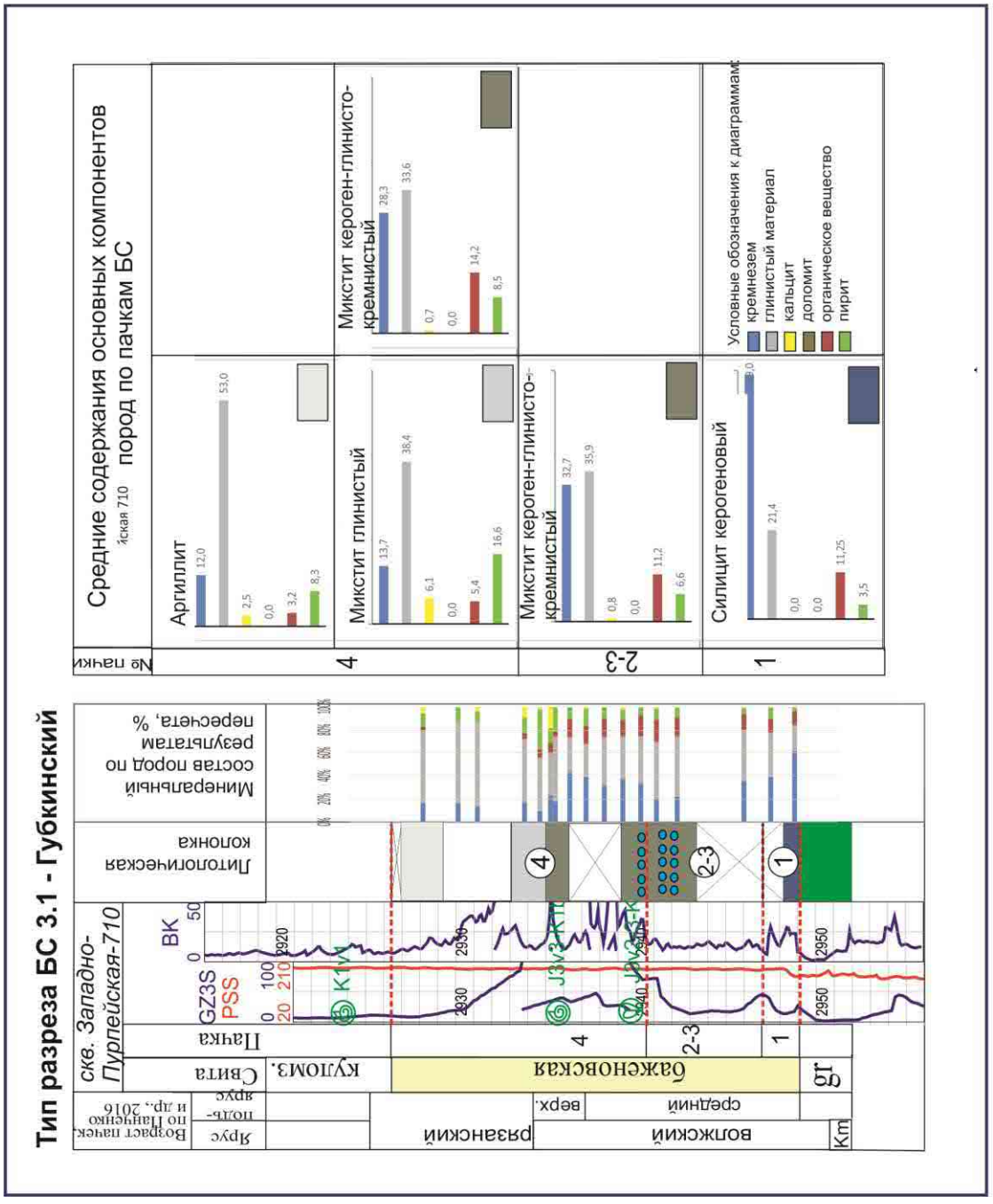


Рис. 3.2.19. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.1 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

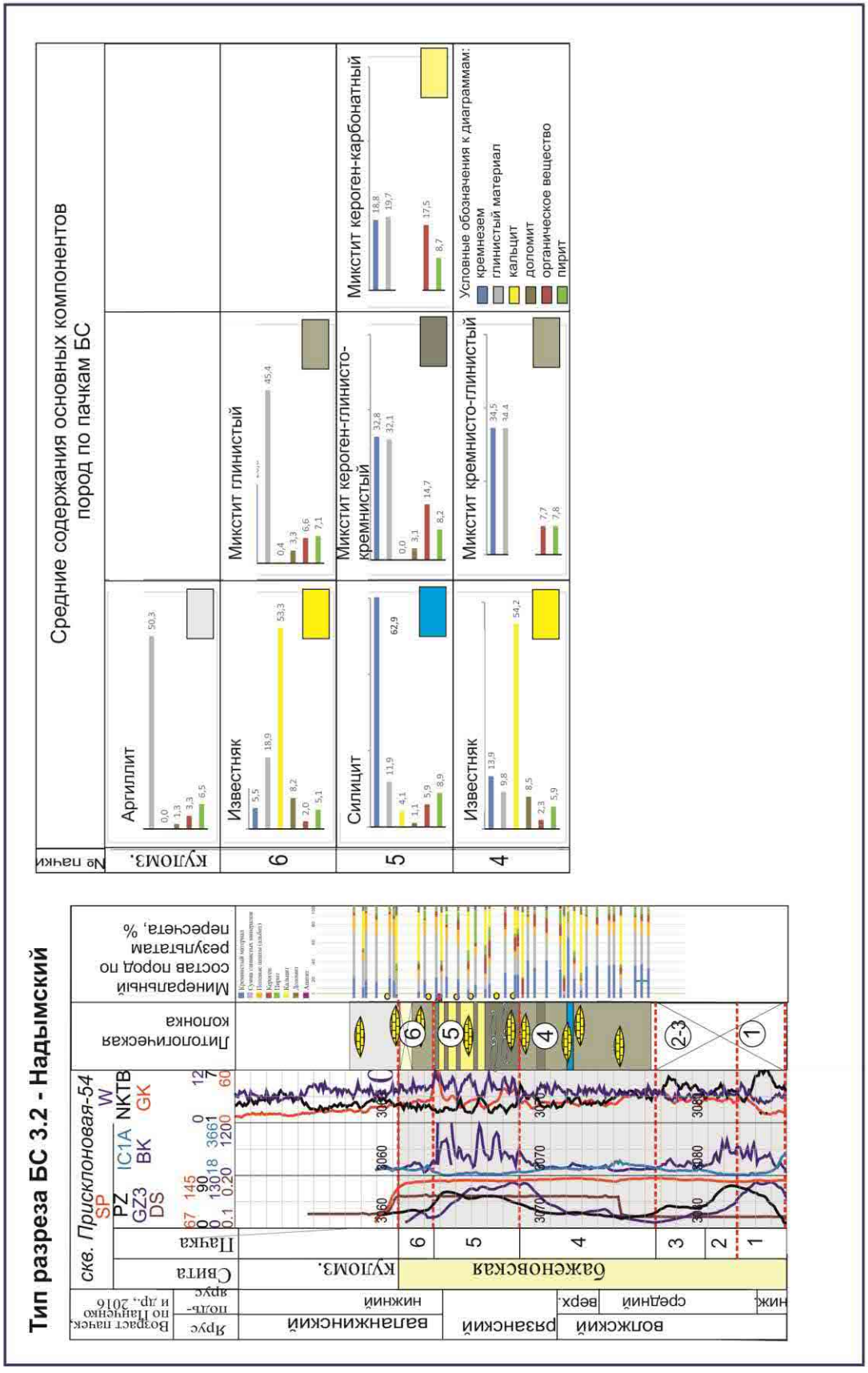


Рис. 3.2.20. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.2 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

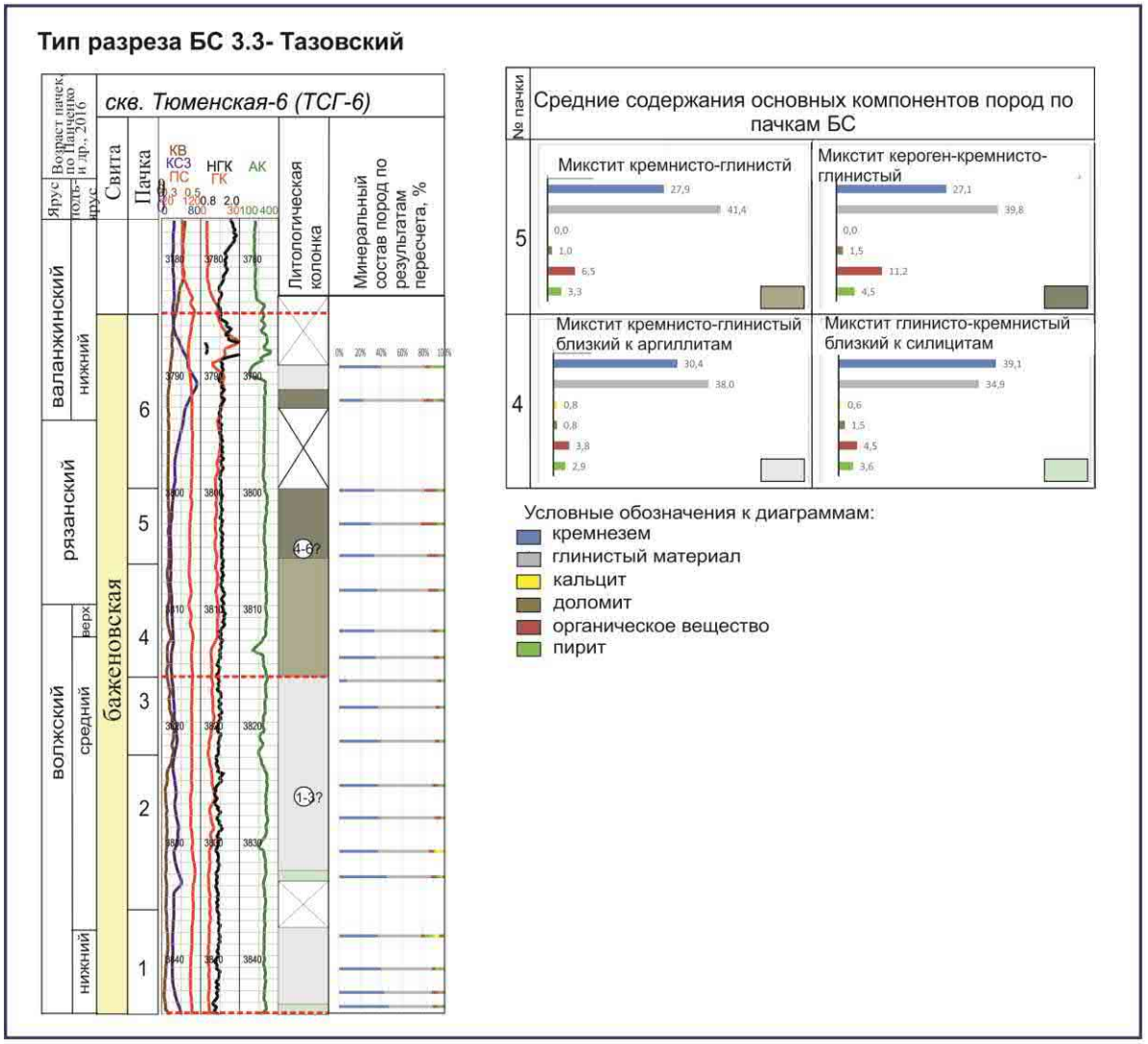


Рис. 3.2.21. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.3 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

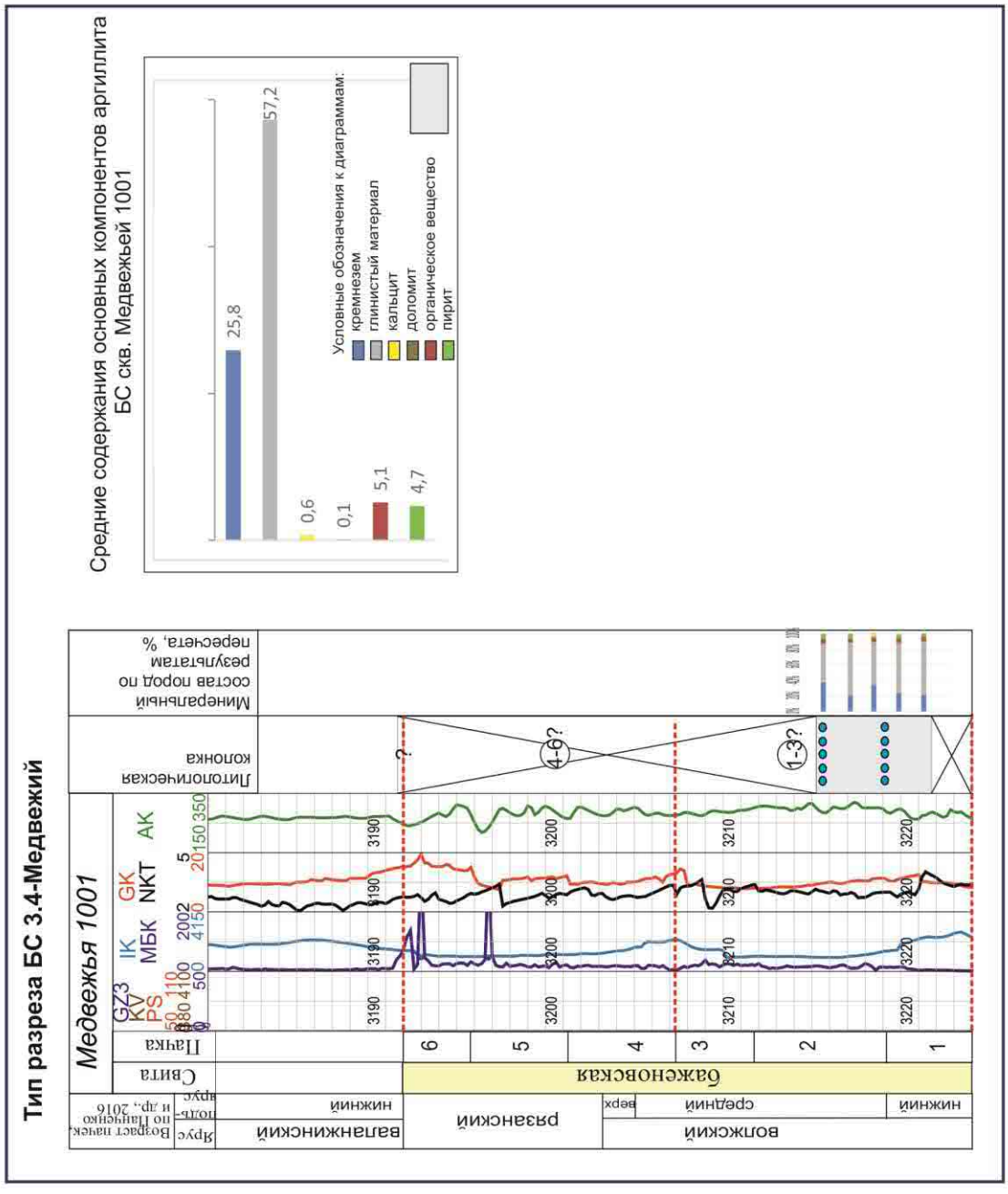


Рис. 3.2.22. Литологическая и геофизическая характеристики типа разреза 3.4 БС. Условные обозначения см. на рис. 3.2.7.

3.3. Литолого–геохимическая характеристика зоны перехода баженовской свиты в вышележащие отложения

До сих пор существуют спорные моменты при выделении верхней и нижней границ свиты. Изучению перехода абалакской свиты в баженовскую уделено большее внимание исследователей (Зубков, 2001б; Балушкина и др., 2013; Юрченко и др., 2015; Панченко и др., 2015а), чем верхней границе баженовской свиты с перекрывающими ее породами подачимовской толщи куломзинского горизонта нижнего мела. Детального и комплексного анализа вышеупомянутой зоны перехода в литературе не обнаружено. В керне верхняя граница БС в вышележащие отложения визуально не фиксируется, в отличие от нижней границы, где в подстилающих отложениях в большинстве случаев присутствует глауконит, ходы инфауны, фосфатные или карбонатномарганцевые конкреции (рис. 3.3.1).

Результаты исследования, изложенного в этом подразделе получены в ходе совместного исследования (Эдер и др., 2020). За литологическую часть исследования и анализ изменения условий седиментации БС отвечала автор настоящей диссертационной работы, исследование особенностей органической геохимии проводилось Е.А. Костыревой и И.С. Сотнич, анализ данных ГИС осуществлялся С.В. Рыжковой и М.А. Павловой.

Отложения рассматриваемой зоны перехода накапливались, главным образом, в раннемеловое время в ЗСБ (Конторович и др., 1975, 2013). Ранее определено, что верхняя «кокколитовая» пачка БС имеет раннебериасский возраст (Ясович, Поплавская, 1975; Панченко и др., 2015а). Детальный литолого–геохимический анализ, приведенный в данном подразделе, будет способствовать уточнению изменений условий осадконакопления в ЗСБ в раннемеловое время в период перехода между трансгрессивным и регрессивным циклами. Он также внесет вклад в понимание особенностей морского черносланцевого осадконакопления на завершающих стадиях. В качестве основного критерия установления верхней границы БС по ГИС в центральной части ЗСБ приводится резкое увеличение значений кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС) и гамма–каротажа по сравнению с вышележащими породами (Хабаров и др., 1981; Брадучан и др., 1986; Гурари, 1988). Исследования скважин в периферических районах центральной части бассейна показали, что этот критерий не всегда может быть взят за основу, так как в некоторых разрезах увеличение значений обоих параметров происходит неодновременно (Родионов и др. 1976; Гайдебурова, 1982).

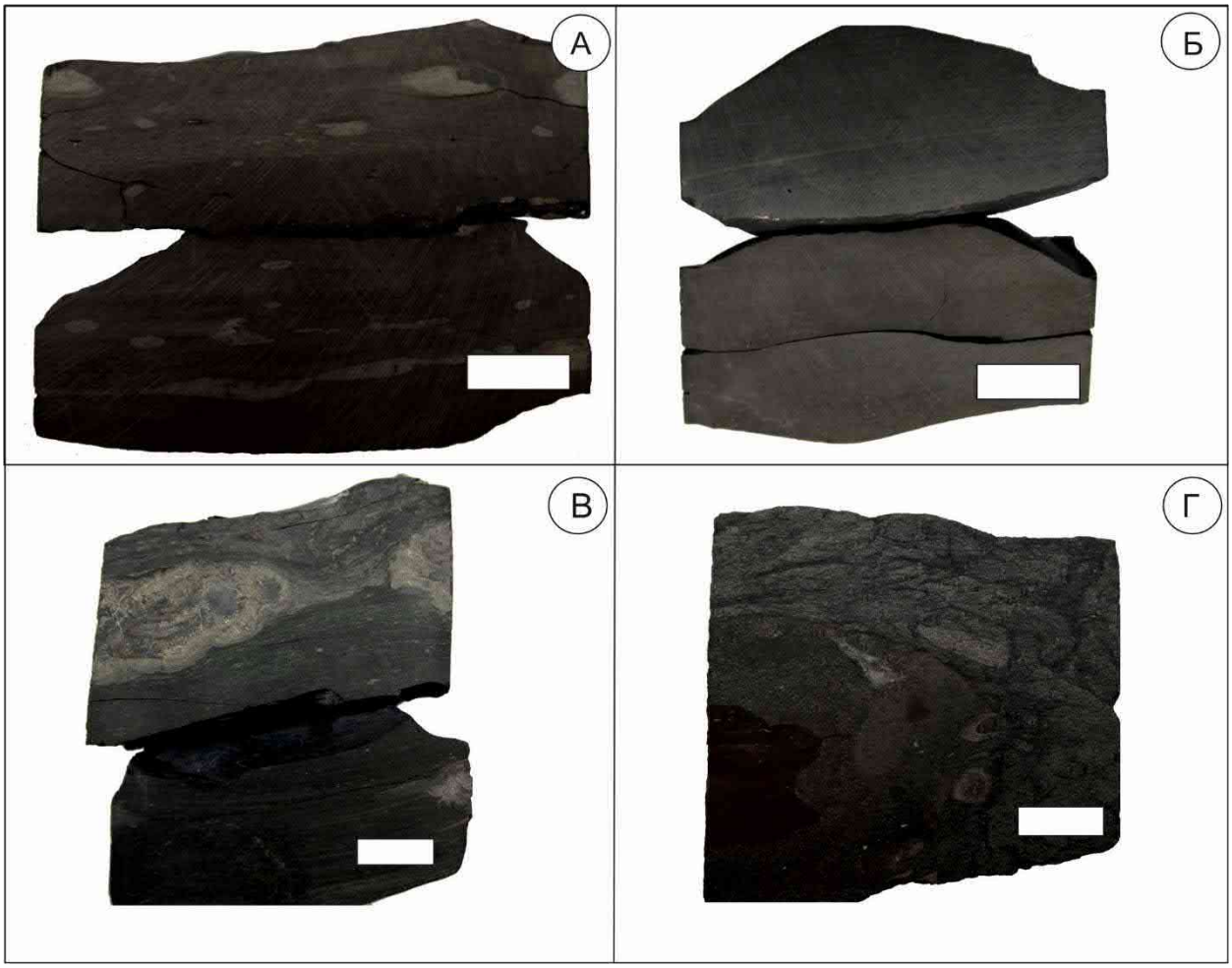


Рис. 3.3.1. Породы зон перехода баженовской свиты в перекрывающие и подстилающие отложения (подачимовской пачки и породы георгиевского горизонта). А – Микстит глинистый с линзами барита. Дружная площадь. Образец Д–322–186. Глубина 2846,89 м. Б – Микстит глинистый. Южно–Ягункая площадь. Образец ЮЯ–306–193. Глубина 2790,04 м. В – Микстит кремнисто–глинистый с онколитом. Повховская площадь. Образец П–70–348. Глубина 3003,65 м. Г – Микстит кероген–кремнистый. Новортьягунская площадь. Образец НО–187–216. Глубина Песчаник глауконитовый с фосфатной конкрецией.

В разных структурно–фациальных районах БС имеет особенности литологического строения и распределения органического вещества (Ясович, Поплавская, 1975; Конторович и др., 1975, 2018; Условия формирования..., 1988; Полякова и др., 2002; Эдер, 2006; Предтеченская и др., 2006, 2018; Эдер и др., 2015а,б; Сапьяник и др., 2017; и др.). В связи с этим подобный комплексный анализ уточнения критериев выделения границ свиты целесообразно проводить в каждом структурно–фациальном районе ЗСБ отдельно, что будет способствовать уточнению ее толщин и условий формирования в зоне перехода БС в вышележащие отложения. Таким образом, настоящее исследование является лишь первым

этапом подобного цикла работ.

В практике выделения кровли БС существуют два основных способа: по аномалии КС и по аномалии ГК. При этом установлено, что верхняя граница аномалии ГК БС начинается существенно выше верхней границы аномалии КС (Родионов и др., 1976; Гайдебурова, 1982; Лапковский и др., 2018; и др.). Проанализировав все представления о выделении кровли баженовской свиты по ГИС, были определены граничные значения интервала разреза, в пределах которого эта граница прослеживается. Для него характерны значения гамма–каротажа 15 мкР/ч и более, а значения кажущегося УЭС менее 30 Ом·м. Указанный интервал принят в качестве переходного по ГИС между подачимовской толщей и баженовской свитой (рис. 3.3.2).

Под переходным интервалом понимается часть разреза, в котором присутствуют признаки, характерные как для вышележащих (подачимовская толща), так и нижележащих (БС) отложений. Как видно из рисунка 3.3.2, переходный интервал по ГИС охватывает аналогичные интервалы, выделенные по результатам геохимических и литологических исследований. Границы пачек пород, которые будут описаны ниже, выделялись в разрезах скважин по результатам анализа информации по трем вышеупомянутым методам исследования. Ранее (Эдер и др., 2016) установлено, что в центральных районах ЗСБ толщины баженовской свиты контролируются тектоническим фактором. В связи с этим рассмотрение закономерностей строения изучаемого интервала разреза проводилось по отношению к тектоническим элементам юрского структурного яруса Западно–Сибирской геосинеклизы (Конторович и др., 2001).

По литолого–геохимическому составу и геофизической характеристике пород, а также геохимии ОВ в интервале разреза, соответствующего зоне перехода от БС к подачимовской толще, в изученных скважинах на территории исследования снизу—вверх по разрезу выделяются следующие пачки пород (таблица 3.3.1, см. рис. 3.3.2):

1) пачка I («кокколитовая») — верхняя часть баженовской свиты;

2) пачка II — переходная от верхней части баженовской свиты к подошвенной части подачимов– ской толщи;

3) пачка III — переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части;

4) пачка IV — нижняя часть подачимовской толщи.

Табл. 3.3.1. Литолого–геохимические и геофизические характеристики пачек, выделенных в зоне перехода от баженовской свиты к подачимовской толще (Эдер и др., 2020).

	Параметры	***Пачка I***	***Пачка II***	***Пачка III***	***Пачка IV***
Литология	Тип пород	микстит кероген–кремнисто–карбонатный, кероген–карбонатный, карбонатный	микстит кероген–глинистый, глинистый	микстит глинистый, аргиллит	микстит глинистый, аргиллит алевритистый
	Мощность (м)	1,5–6	0,1–3,1	0,5–5	не определена
	Цвет	темно–бурый	коричневато–бурый	коричневато–бурый	темно–серый, серый
	$(SiO_2+CaO)/Al_2O_3$	5–30	3–3,5	3–3,4	2,9–3,2
	Кальцит (%)	10–70	0–2	1–4	0–3
	Доломит (%)	7–16	3–7	2–4	2–4
	Глин.материал (%)	15–25	30–35	40–45	45–70
	Альбит (%)	1–11	7–15	9–20	10–24
	TiO_2 (%)	0,1–0,5	0,4–0,75	0,6–0,8	0,5–1
	U (г/т)	17–90	10–40	5–30	3–13
	Th (г/т)	менее 5	3,8–10	4–11	3–15
	K (%)	менее 1,5	0,7–2	1,6–3	1–3
	Пирит (%)	9–25	11–13	8–11	2–3
	Степень пиритизации	0,9–0,96	0,83–0,93	0,73–0,85	0,2–0,55
Геохимия ОВ	$C_{орг}$ (%)	9–15	5–7	<5	≤3
	S_1 (мг УВ/г породы)	4–9	2,5–6,5	0,6–4,0	0,1–0,9
	S_2 (мг УВ/г породы)	40–70	20–30	1–27	0,2–16,0
	$b_{хл}$ (%)	1–2,5	0,7–1,8	0,1–0,7	≤0,1
	Дибензотиофены (в % на ∑ аром. соед.)	≤ 50	25–40	10–40	≤25
	Фенантрены/дибензотиофены	≤2,0	1,0–2,2	1,5–4,5	2,5–7,0
ГИС	Кажущееся УЭС, Ом·м (БК)	25–4325	10,8–30,7	6,7–14,2	4,6–18,6
	Проводимость, мСим/м (ИК)	9,4–70,1	67,9–97,8	95,9–136,2	96,1–178,6
	Скорость распр. волн, мкс/м (АК)	392–551	353–394	419–525	366–486
	НГК, у.е.	2,4–3,9	2,6–3,3	3,4–4,1	3,6–6,1
	Гамма–активность, мкР/ч (ГК)	32–64	24,9–43,2	15,2–23,7	10,9–19,7

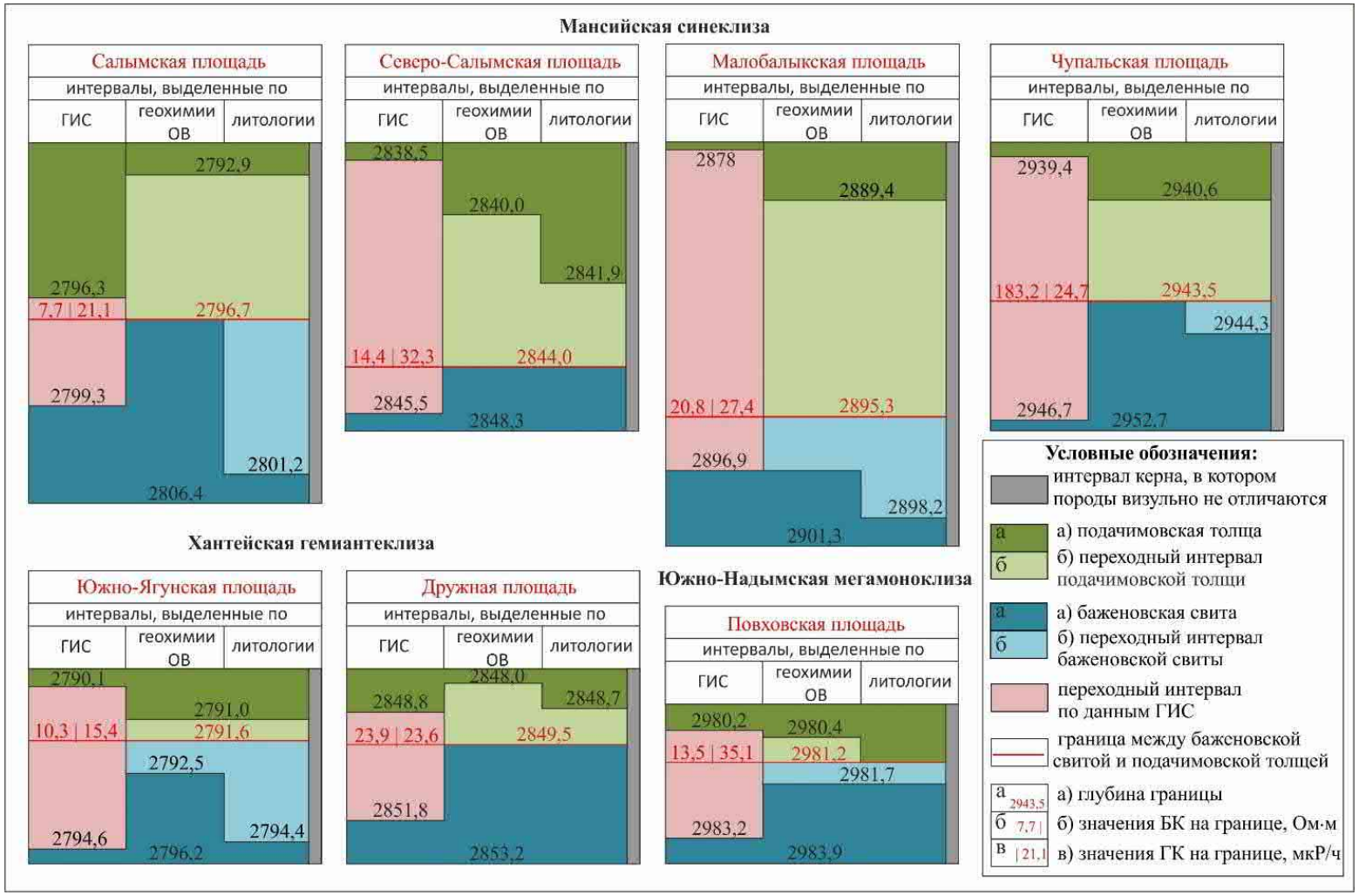


Рис. 3.3.2. Схемы сопоставления выделенных зон перехода баженовской свиты в подачимовскую толщу по литологии, геохимии ОВ и ГИС (Эдер и др., 2020). *1* — интервал керна, в котором породы визуально не отличаются; *2* — выделенные интервалы разреза: *а* — подачимовская толща, *б* — переходный интервал подачимовской толщи, *в* — баженовская свита, *г* — переходный интервал баженовской свиты, *д* — переходный интервал по данным ГИС; *3* — глубина интервала разреза, (м); *4* — граница между баженовской свитой и подачимовской толщей (*а*) и ее характеристики: *б* — глубина (м), *в* — значения БК на границе (Ом·м), *г* — значения ГК на границе (мкР/ч).

Таким образом, рассматриваемая зона перехода включает верхнюю часть баженовской свиты, переходный интервал (пачки II и III) и нижнюю часть подачимовской толщи. Граница между баженовской свитой и подачимовской толщей соответствует границе между пачками II и III, выделенными в настоящем исследовании. По макроописанию керна нижние три пачки (I—III) практически не отличаются, за исключением того, что в «кокколитовой» пачке (I), особенно на территории Хантейской гемиантеклизы и Южно–Надымской мегамоноклизы, в существенном количестве присутствуют карбонатные конкреции (Эдер и др., 2016). Цвет пород этих пачек буровато–черный с коричневатым оттенком. При переходе от нижних трех (I—III) к верхней пачке (IV, нижней части подачимовской толщи) цвет пород меняется на темно–серый и серый, коричневатый оттенок исчезает. Отметим, что при макроописании не всегда удается выделить границу между вышеупомянутыми пачками, на первый взгляд все они могут показаться однородной толщей, без особых изменений состава.

Ниже приводятся петрографические данные (рис. 3.3.3, 3.3.7, 3.3.8), а также литолого–геохимические и геофизические показатели четырех выделенных пачек (рис. 3.3.4—3.3.6, см. табл. 3.3.1). На рисунках 3.3.3 и 3.3.9 приведены фото шлифов для пород рассматриваемой зоны перехода для БС Дружной площади снизу вверх по разрезу (от кокколитовой пачки до алевритистых пород подачимовской толщи).

Для геофизической характеристики используются средние значения по семи изученным скважинам.

Пачка I («кокколитовая») представлена микститами кероген–кремнисто–карбонатными, кероген–карбонатными и керогеновыми. Мощность ее составляет 1.5—3.0 м в разрезах баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы и Южно–Надымской мегамоноклизы и 4—6 м в Мансийской синеклизе. Цвет основной массы темно–бурый до черного, обусловленный значительным количеством органического вещества в микродисперсном виде, которое равномерно распределено по породе (см. рис. 3.3.3, *е*). Микротекстура пород тонколинзовидно–слоистая, типичная для осадков, накапливавшихся в условиях медленной фоновой седиментации. Эта пачка характеризуется наличием реликтов кокколитофоридовых водорослей (Эдер и др., 2017), округлой и кольцеобразной формы диаметром около 10 мкм. Остатки водорослей в большинстве случаев концентрируются в тонких (0.02—0.03 мм) карбонатных микро–линзочках, расположенных по напластованию.

По сравнению с пачками II—IV пачке I свойственна повышенное содержание биогенного карбонатного материала (10—70 % кальцита, 7—16 % доломита) и наиболее низкие показатели содержания глинистого материала (15—20 %, в единичных случаях 25 %) (см. таблицу 3.3.1). Содержание тория в большинстве случаев не превышает 5 г/т, калия в основном не превышает 1 %, редко достигает 1.5 %. Эти показатели существенно понижены

по сравнению с другими пачками, что объясняется их генетической связью с аллотигенным материалом.

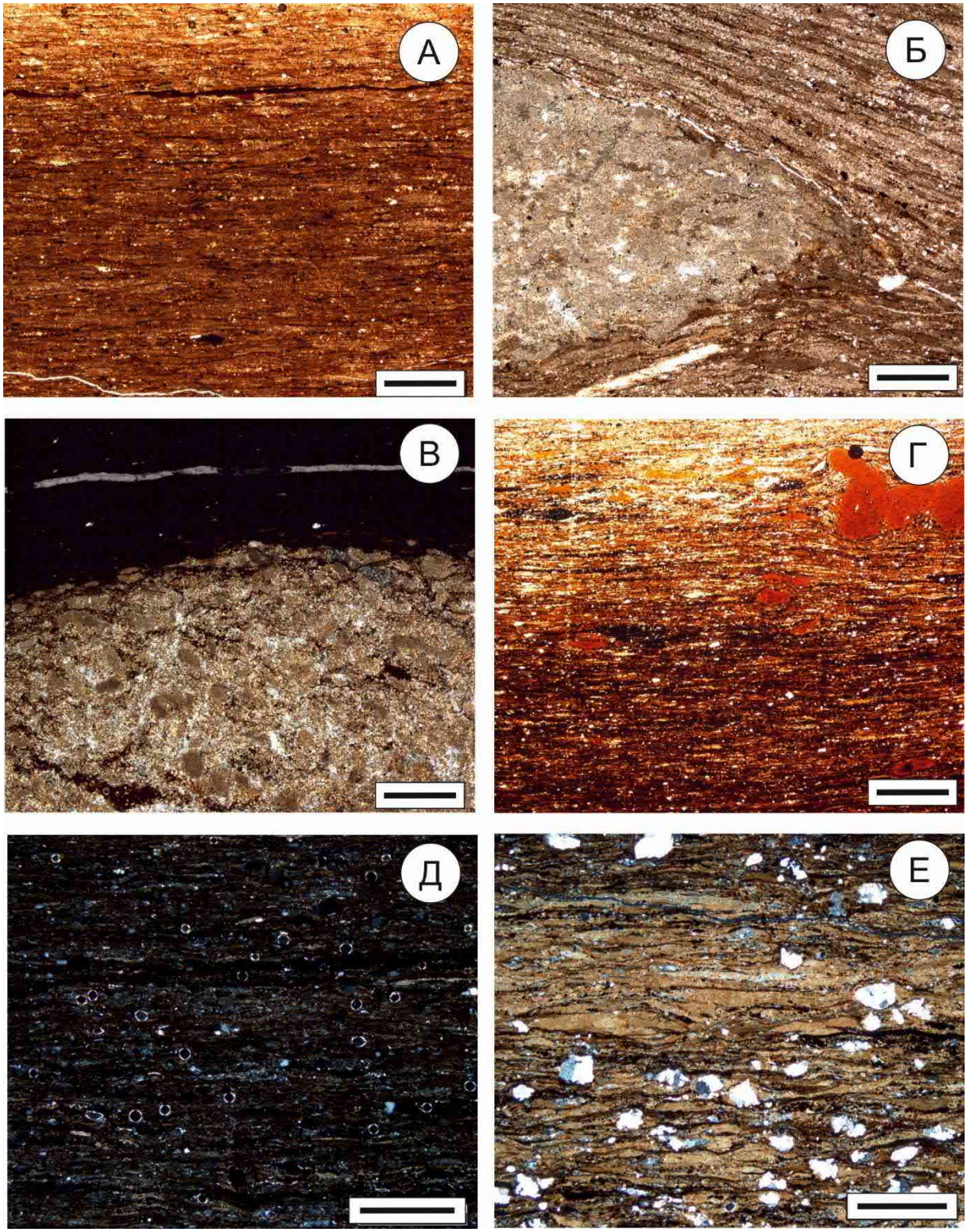


Рис. 3.3.3. Породы зоны перехода из баженовской свиты в подачимовскую толщу по скважине № 322 Дружной площади. Баженовская свита: А – микстит кремнисто–глинистый.

Микротекстура породы горизонтально–линзовидная, за счет неравномерного распределения ОВ. Обр. Др–322–183 (глубина 2846,25 м). Б – микстит кремнисто–глинистый с линзами баритсодержащей карбонатной породы. Обр. Др–322–186 (глубина 2846,89 м). В – контакт известняка микритово–зернистого и микстита кероген–кремнистого. Обр. Др–322–192а (глубина 2848,05 м). Николи +. Г – микстит керогеновый. Микротекстура породы горизонтально–линзовидно–слоистая, за счет неравномерного распределения пирита, глинистого материала и ОВ. Обр. Др–322–192б (глубина 2848,05 м). Д – реликты округлой формы биогенных форм в микстите кероген–карбонатном. Обр. Др–322–199б (глубина 2849,7 м). Е – реликты радиолярий, представленные кальцитом в микстите кероген–кремнисто–карбонатном. Обр. Др–322–201а (глубина 2850,7 м). Размерность масштабной линейки: А–Г, – 500 мкм, Д, Е – 300 мкм.

Пониженные показатели содержания глинистого материала указывают на то, что в этот период был минимальный привнос аллотигенного материала, разбавление ОВ в осадке было минимальным. Значения отношения (SiO_2 + CaO) /Al_2O_3 в породах «кокколитовой» пачки являются наиболее высокими (5-30) по сравнению с другими пачками, что указывает на существенный вклад в состав пород биогенного кремнистого и карбонатного материала.

Породы пачки I имеют наиболее высокие содержания урана 17—90 г/т. Средние содержания пирита в этой пачке в разных разрезах БС варьируют от 9 до 12 %, в единичных образцах достигают 25 %. Значения степени пиритизации составляют 0.9—0.96, что указывает на высоковосстановительные условия во время формирования пород в литогенезе.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой (Эдер и др., 2020) содержание органического углерода в большинстве образцов этой пачки повышенное (9-15 % на породу) и только в карбонатных прослоях (НО ≤ 50 % на породу) оно сопоставимо со значениями $C_{орг}$ впачках III и IV (<5%). В единичных образцах из изученных разрезов БС Малобалыкской, Чупальской и Южно–Ягунской площадей концентрация $C_{орг}$ достигает максимальных значений (15-24 % на породу). С содержанием органического углерода связаны как пиролитические параметры S_1 и S_2, так и значения выхода битумоидов. Значение S_1 в 78 % образцов равно 4-9 мг УВ/г породы, в карбонатных породах оно уменьшается до 0.5-3.0 мг УВ/г породы. В отдельных образцах этот параметр достигает 10-11 мг УВ/г породы. Значение параметра S_2 в большинстве образцов составляет 40-70 мг УВ/г породы. На Салымской площади оно уменьшается до 12-40 мг УВ/г породы, достигая минимального (3-12 мг УВ/г породы) в карбонатных породах.

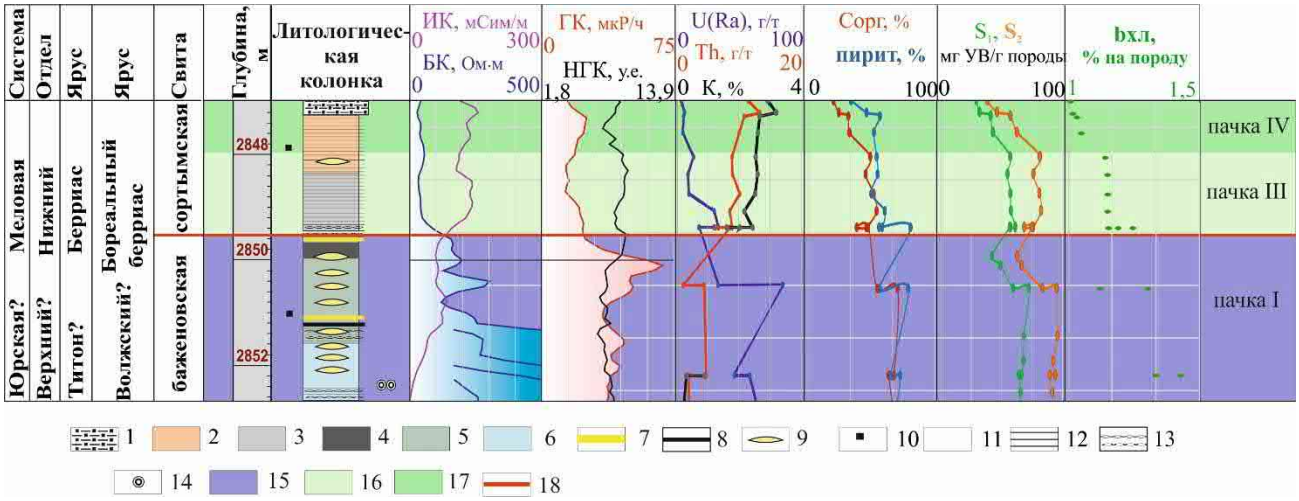


Рис. 3.3.4. Геолого–геофизический разрез зоны перехода баженовская свита – подачимовская толща по скважине Дружная 322 (Эдер и др., 2020). Типы пород: 1 – алевролит, 2 – аргиллит, 3 – микстит глинистый, кремнисто–глинистый, 4 – микстит керогеновый (содержание пирита 20–25 %), 5 – микстит кероген–карбонатный, кероген–кремнисто–карбонатный, 6 – микстит кероген–кремнистый, 7 – прослои карбонатизированных пород, 8 – пиритизированные прослои; аутигенные минералы: 8 – пирита от 5 до 10%, 9 – известковая линза; текстуры (цвет фона соответствует типу породы): 11 – массивная, 12 – горизонтальная слоистость, 13 – линзовидно–слоистая; органические остатки: 14 – кокколитофориды; интервалы разреза по результатам комплексных исследований: 15 – верхняя часть баженовской свиты, 16 – переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части, 17 – нижняя часть подачимовской толщи; 18 – принятая в работе кровля баженовской свиты.

В единичных образцах на Южно–Ягунской и Чупальской площадях этот параметр увеличивается до 80–122 мг УВ/г породы. В кровле баженовской свиты значения водородного индекса равны 350–550 мг УВ/г $C_{орг}$ и только на Салымской площади отмечаются более низкие значения (140–170 мг УВ/г $C_{орг}$), что объясняется более высокой степенью преобразованности ОВ (Конторович и др., 2009). Содержание битумоидов в этой пачке высокое и равно 1.0–2.5 %, при среднем 1.68 % на породу. В карбонатных породах концентрация битумоидов составляет 0.28–1.40 %, при среднем значении 0.81 % на породу.

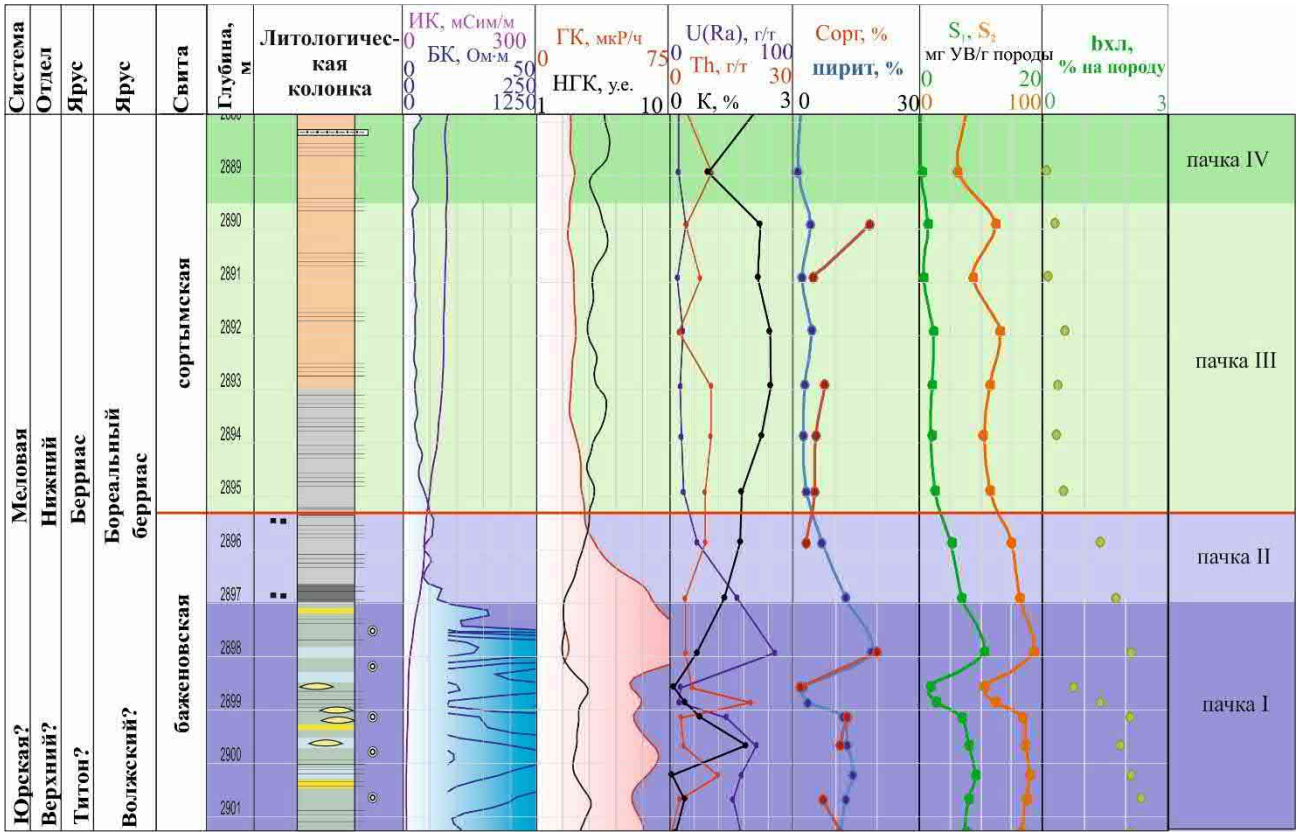


Рис. 3.3.5 Геолого–геофизический разрез зоны перехода баженовская свита – подачимовская толща по скважине Повховская 70 (Эдер и др., 2020).

Типы пород: 1 – песчаник; аутигенные минералы: 2 – пирита больше 10 %; интервалы разреза по результатам комплексных исследований: 3 – переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней (остальные условные обозначения на рис. 3.3.4).

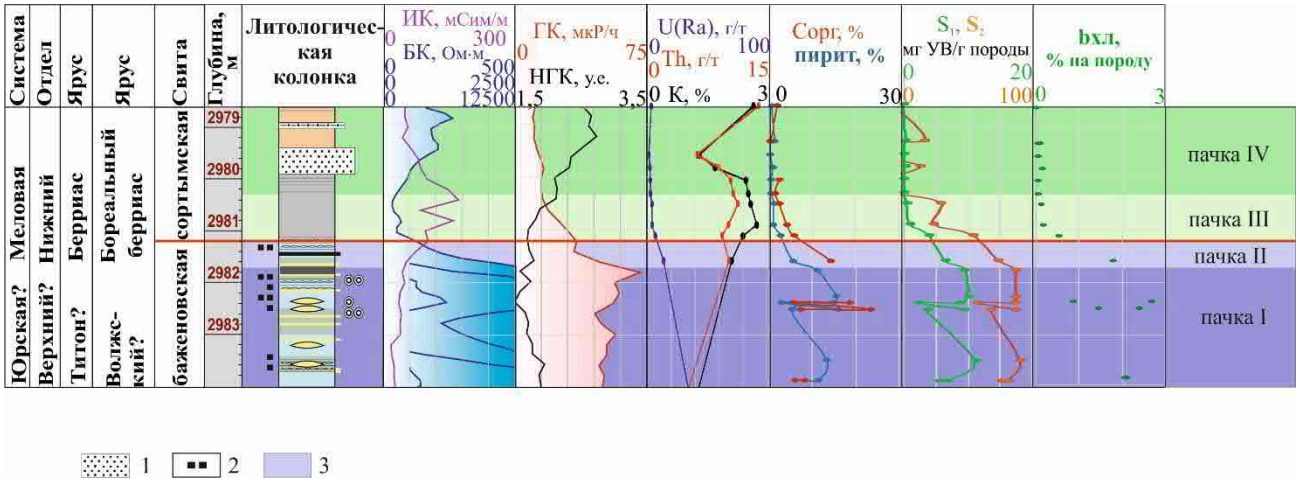


Рис. 3.3.6 Геолого–геофизический разрез зоны перехода баженовская свита – подачимовская толща по скважине Малобалыкская 901 (условные обозначения на рис. 3.3.4, 3.3.5) (Эдер и др., 2020).

В ароматической фракции битумоидов, как было отмечено А.Э. Конторовичем с соавторами (2004), фиксируется повышенное содержание серосодержащих соединений — дибензотио– фенов до 50 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно– и триароматические стероиды). Значение отношения фенантрены к дибензотиофенам не превышает 2. Очевидно, баженовская свита в районе исследований находилась в зоне сероводородного заражения, где происходило обогащение органического вещества серой.

По данным С.В. Рыжковой и М.А. Павловой (Эдер и др., 2020) значения геофизических параметров пачки I максимальные (кажущееся УЭС, гамма–активность) или минимальные (проводимость) по сравнению с остальными выделенными пачками. Кажущееся УЭС пород пачки I изменяется в широких пределах от 25 до 4325 Ом·м (см. таблицу 3.3.1). Наибольшие значения характерны для Мансийской синеклизы. Для территории Хантейской гемиантиклизы они не превышают 2500 Ом·м. Кажущаяся удельная электрическая проводимость пород также изменяется в широких пределах, не превышая 70 мСм/м. В отдельных скважинах как для Мансийской синеклизы, так и Хантейской гемиантиклизы этот показатель может достигать 120 мСм/м. Для пачки характерны высокие показатели гамма–активности пород, изменяющиеся в диапазоне 32-64 мкР/ч, что связывается с высокими содержаниями $C_{орг}$. Ближе к кровле пачки кажущееся УЭС пород резко уменьшается, при этом показатели гамма–активности не изменяются.

Пачка II (переходная от верхней части баженовской свиты к подошвенной части подачимовской толщи) слагается микститами кероген–глинистыми и глинистыми. Мощности ее повышены в Мансийской синеклизе и составляют 1.7-3.1 м, в то время как на Хантейской гемиантеклизе (Дружная площадь) и на Южно–Надымской мегамоноклизе (Повховская площадь) эта пачка практически отсутствует и ее мощность достигает 0.1-0.3 м. Рассматриваемая пачка на Южно–Ягунской площади Хантейской гемиантеклизы характеризуется повышенной мощностью (2.5 м), сопоставимой в районе Мансийской синеклизы.

Микститы пачки II темно–бурого цвета имеют тонколинзовидно–слоистую микротекстуру (рис. 3.3.3 д,г, 3.3.7е). Распределение ОВ здесь, главным образом, линзовидное — в виде тонких микролинз или микропрослоев. При переходе между пачками I и II отмечается резкое снижение содержания биогенного карбонатного материала - кальцита (до 0-2 %) и доломита (3-7 %) и некоторое повышение содержания глинистого материала до 30-35 %. Таким образом, вышеописанная смена формы нахождения ОВ в рассматриваемых

породах совпадает с увеличением в них количества глинистого материала. Одновременно наблюдается повышение содержаний альбита — до 7-15 %, тория — до 3.8-10.0 г/т, калия - до 0.7-2.0 %. Значения отношения (SiO_2+ CaO) /Al_2O_3 понижаются до 3.0-3.5, что указывает на сокращение доли биогенной кремнистой и карбонатной составляющей пород. Содержание урана изменяется в пределах 10—40 г/т. Средние содержания пирита составляют 11-13 %. Значения степени пиритизации пород изменяются в диапазоне 0.83-0.93, что отражает высоковосстановительные условия.

По геохимии ОВ пачка II выделена только на Повховской, Южно–Ягунской и Малобалыкской площадях (Эдер и др., 2020). Содержание органического углерода в ней меньше, чем в пачке I и изменяется от 5 до 7 % на породу. Значения пиролитических параметров S_1 и S_2 по сравнению с пачкой I уменьшаются до 2.5-6.5 и 20-30 мг УВ/г породы соответственно, при этом значения водородного индекса (HI) остаются все еще повышенными (371—511мг УВ/г $С_{орг}$). Содержание битумоидов варьирует от 0.7 до 1.8 % на породу, при среднем 1.06 %. В ароматической фракции битумоидов максимальное содержание серосодержащих соединений (дибензотиофенов) снижается до 40 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно– и триароматические стероиды). Значения отношения фенантрены к дибензотиофенам изменяются от 1.0 до 2.2.

Согласно С.В. Рыжковой и М.А. Павловой (Эдер и др., 2020) пачка II характеризуется снижением по сравнению с нижележащей пачкой значений кажущегося УЭС пород, но не менее 10 Ом·м (см. таблицу 3.3.1). Значения кажущейся удельной электрической проводимости увеличиваются, достигая 98 мСм/м, причем для Хантейской гемиантеклизы характерно более постепенное изменение этого параметра. Гамма–активность пород резко снижается, изменяясь в интервале от 24.9 до 43.2 мкР/ч. Показатели НГК обеих пачек баженовской свиты — «кокколитовой» (I) и переходной (II) — низкие и сопоставимы по значениям.

Пачка III (переходная от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части) слагается микститами глинистыми. Исключение представляет разрез Малобалыкской площади, где эта пачка представлена аргиллитами и микститами алевритисто–глинистыми. Мощность ее составляет 0.5 м в Хантейской гемиантеклизе и изменяется от 0.5-5.0 м в Мансийской синеклизе. На Южно–Надымской мегамоноклизе по литологическим параметрам этот интервал отсутствует.

Породы пачек III и IV отличаются еще большим осветлением основной их массы — до светло– бурой и далее до светло–серой, концентрация линзочек ОВ уменьшается (см. рис. 3.3.7). Микротекстура пород линзовидно–слоистая.

При переходе от пачки БС к пачке III (переходной к подачимовской толще) наблюдается заметное повышение содержания глинистого материала до 40-45 %, альбита до 9-20 %, калия — до 1.6-3.0 %. Содержание тория в породах в некоторых прослоях увеличивается до 13 %. Значения отношения $(SiO_2 + CaO) /Al_2O_3$ в породах этой пачки по сравнению с предыдущей существенно не изменяются и составляют 3.0—3.4. Средние содержания кальцита и доломита еще более сокращаются по сравнению с предыдущей пачкой и составляют 1-4 и 2-4 % соответственно. По результатам изучения шлифов в рассматриваемых породах возрастает доля мелкоалевритового материала, что также подтверждается увеличением содержания альбита. Соответственно, кремнистый материал в породах пачки III в основном аллотигенного происхождения, а в породах пачки II — биогенного. Содержание пирита варьирует от 8 до 11 %, степень пиритизации железа 0.73—0.85. Последний показатель несколько понижен относительно с породами предыдущей пачки и отвечает высоковосстановительным условиям литогенеза.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой (Эдер и др., 2020) в пачке III на всех исследуемых площадях концентрации органического углерода не превышают 5 %. Параметры S_1 и S_2 в этой пачке продолжают уменьшаться по сравнению с пачками I и II до 0.6-4.0 и 1-27 мг УВ/г породы соответственно. Водородный индекс, наоборот, увеличивается до 605мг УВ/г $С_{орг}$. На Салымской площади отмечаются самые низкие значения S_2 и HI (до 9 мг УВ/г породы и 123— 224 мг УВ/г $С_{орг}$ соответственно) в этой пачке, что объясняется, как уже отмечалось ранее, более высокой степенью преобразованности ОВ (Конторович и др., 2009). Содержание битумоидов изменяется от 0.1 до 0.7 % на породу, при среднем 0.45 % на породу, что в 2 раза ниже, чем в пачке II.

В ароматической фракции битумоидов содержание дибензотиофенов изменяется в широких пределах от 10 до 40 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно– и триароматические стероиды). Значение отношения фенантрены к дибензотиофенам изменяется от 1.5 до 4.5. Особенностью этой пачки является значительный разброс значений геохимических параметров (Эдер и др., 2020).

По данным С.В. Рыжковой и М.А. Павловой (Эдер и др., 2020) пачка III по геофизическим показателям по сравнению с пачкой II характеризуется меньшими значениями кажущегося УЭС и гамма–активности, изменяющимися от 6,7 до 14.2 Ом·м и от 15.2 до 23.7 мкР/ч, соответственно. Значения кажущейся удельной электрической проводимости повышаются, изменяясь от 95.9 до 136.2 мСм/м. Пачке III свойственны самые высокие в изучаемом интервале разреза значения скорости распространения волн — до 525 мкс/м. От подстилающей пачки II вышеупомянутая пачка существенно отличается и по значениям НГК.

В первом случае значения варьируют в интервале 2.3-3.5 усл. ед., а во втором — 3.0-5.5 усл. ед., причем для Мансийской синеклизы они ниже, чем для Хантейской гемиантеклизы в пачках II и III.

Пачка IV (нижняя часть подачимовской толщи) представлена микститами глинистыми, реже кремнисто–глинистыми и аргиллитами. Точный диапазон изменения ее мощности не определен, так как выше 3 метров по разрезу керновый материал в изученных разрезах не был отобран. Видимая мощность изменяется от 0.8 до 3.0 м.

В породах пачки IV заметно увеличивается содержание мелкой алевритовой примеси, из–за неравномерного распределения этого материала микротекстура пород становится тонкослоистой или массивной (см. рис. 3.3.7 а,б, 3.3.8 а,б).

Аргиллиты и микститы глинистые характеризуются чередованием миллиметровых прослоев, в основании которых преобладает мелкоалевритовый материал, содержание последнего по направлению к верхней их части уменьшается вплоть до исчезновения. Как это отмечалось ранее рядом авторов (O'Brien, Slatt, 1990; Wignall, 1994; и др.), такие текстуры типичны для осадков, выпавших из низкоплотностных турбидитных потоков.

Породы нижней пачки подачимовской толщи (пачка IV) характеризуются повышенным содержанием в них глинистого материала (45-70 %), соответственно, также повышается содержание альбита (до 10-24 %), что свидетельствует об увеличении доли аллотигенного материала в породах. Содержание калия составляет 1-3 %, тория 3-15 г/т. В породах появляются микропрослои мелкоалевритового материала. От подошвы пачки вверх по разрезу через 1.0-2.5 м породы становятся более алевритистыми — переходят в алевритистые аргиллиты (до 20-25 %). В отличие от пачки III в рассматриваемом интервале присутствуют прослои собственно аргиллитов (содержание глинистого материала более 50 %) — пород, не характерных для БС. Диапазон значений содержаний ОВ в породах составляет 0.3-4.0 %, по сравнению с пачкой III чаще встречаются прослои с содержанием ОВ менее 1 %. Содержание урана изменяется от 3 до 13 г/т. У границы с пачкой III оно несколько повышено и составляет порядка 30 г/т. Среднее содержание кальцита 0-3 %, доломита — 2-4 %.

В большей части изученных разрезов в породах нижней части подачимовской толщи заметно уменьшается содержания пирита (до 2-3 %). Степень пиритизации в них существенно понижена (0.2-0.5) и отвечает окислительным и субокислительным обстановкам формирования в диагенезе. Исключение представляют разрезы Салымского района, где содержание пирита сохраняется в интервале от 2 до 5 м в диапазоне 9-20 %. Значения степени пиритизации здесь изменяются от 0.8 до 0.9.

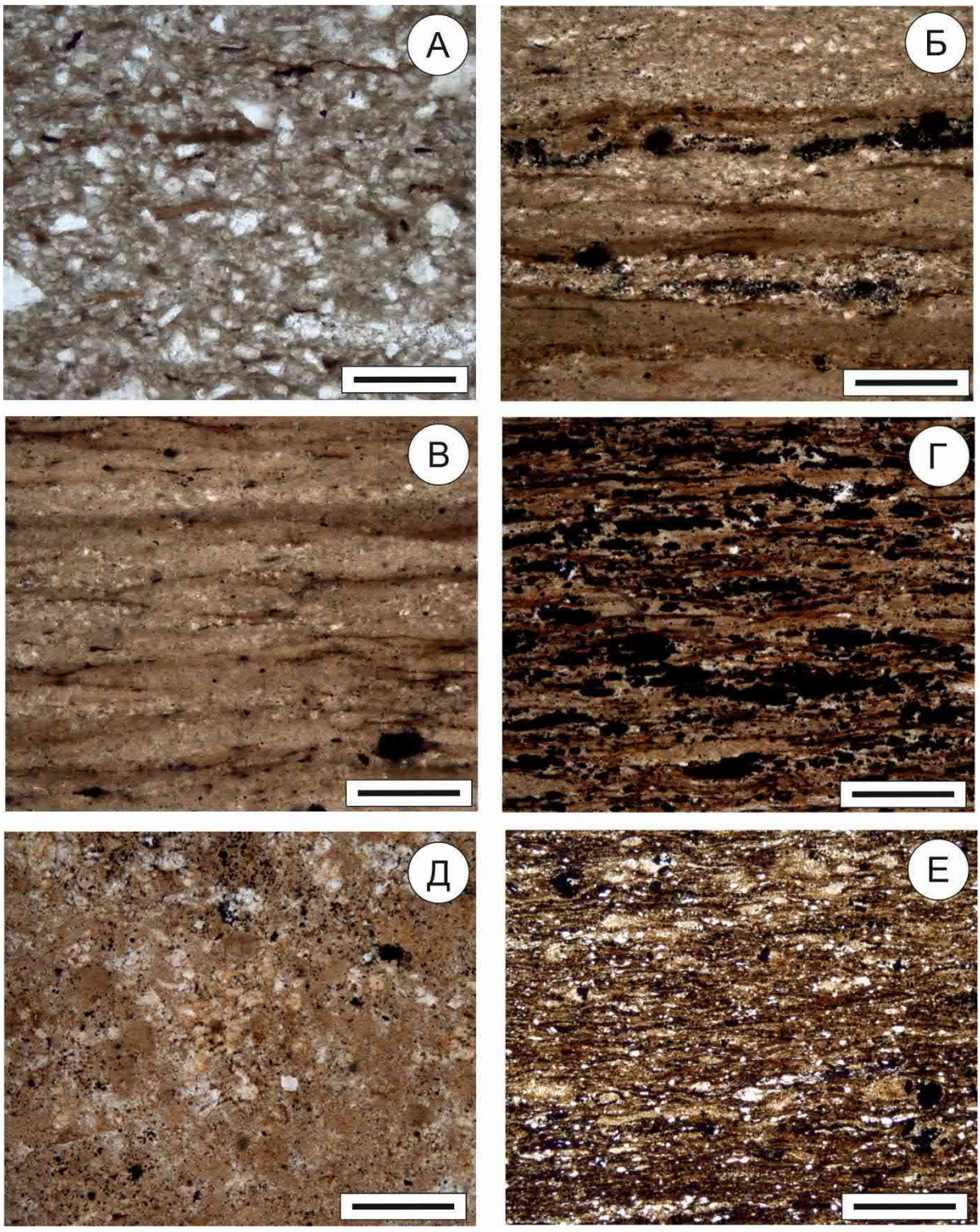


Рис. 3.3.7. Породы переходной зоны из баженовской в подачимовскую толщу скв. № 70 Повховской площади. Подачимовская пачка: А – песчаник мелкозернистый, алевритистый полевошпатово–кварцевый литокластический с глинистым базальным цементом, массивный. Обр. П–70–249. Глубина 2978,79 м. Б – микстит глинистый тонкослоистый с послойным распределением мелкого алевритового материала. Обр. П–70–250. Глубина 2979,03 м. В – микстит кремнисто–глинистый, горизонтально–слоистый с керогеновыми прослоями. Обр. П–

70–251. Глубина 2979,29 м. Баженовская свита: Г – микстит глинистый, пиритизированный. Обр. П–70–257. Глубина 2980,58 м. Д – известняк массивный. Обр. П–70–262б. Глубина 2981,38 м. Д – микстит кероген–кремнистый, массивный. Обр. П–70–269 (глубина 2984,09 м). Е – микстит кероген–кремнисто–карбонатный неясно–линзовидно–слоистый. Обр. П–70–265а. Глубина 2982,86. Размерность масштабной линейки: А–Е – 300мкм.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой (Эдер и др., 2020) в подачимовской толще по сравнению с пачками I и II отмечается резкое уменьшение содержания $C_{орг}$ (не более 3 % на породу), что ранее также отмечал И.В. Гончаров с коллегами (2016). В среднем в Мансийской синеклизе содержание $C_{орг}$ в этой пачке выше, чем на Хантейской гемиантеклизе и Южно–Надымской мегамоноклизе (1.5 против 0.7 % на породу). Пиролитические параметры S_1 и S_2 самые низкие в изученных разрезах на Хантейской гемиантеклизе и Южно–Надымской мегамоноклизе, а также на Салымской площади Мансийской синеклизы (0.06—0.70 и 0.2—3.1 мг УВ/г $C_{орг}$ соответственно), HI не превышает 329 мг УВ/г $C_{орг}$ На Малобалыкской и Чупальской площадях Мансийской синеклизы эти параметры выше (0.3-0.9 и 4.0-16.0 мг УВ/г $C_{орг}$ соответственно). Содержание битумоидов очень низкое и не превышает 0.1 % на породу. В ароматической фракции битумоидов содержание дибензотиофенов снижается до 25 % на сумму идентифицированных соединений (фенантрены, дибензотиофены, моно– и триароматические стероиды). Значение отношения фенантрены к дибензотиофенам увеличивается до 7.0 (Эдер и др., 2020).

Согласно С.В. Рыжковой и М.А. Павловой (Эдер и др., 2020) глинистые породы подачимовской толщи характеризуются низкими значениями кажущегося УЭС. В Мансийской синеклизе они не превышаю 10 Ом·м, а в Хантейской гемиантеклизе и Южно–Надымской мегамоноклизе 15 Ом·м. Отдельные экстремумы до 30 Ом·м связаны с увеличением содержания алевритового материала. Среди изученных пачек породы подачимовской толщи характеризуются самыми высокими показателями удельной электрической проводимости, достигающими значений 178.6 мСм/м (см. таблицу 3.3.1). Значения гамма–активности пород в среднем не превышают 15 мкР/ч. Отдельные экстремумы этого параметра в разрезе описываемой пачки от Южно–Надымской мегамоноклизы к Мансийской синеклизе увеличиваются по значениям от 16 до 25 мкР/ч соответственно. В последнем случае они связаны с содержанием $C_{орг}$ составляющим около 4 %. В пределах Южно–Надымской мегамоноклизы и Хантейской гемиантеклизы повышенные значения гамма–активности согласуются со значительным увеличением концентраций в породах калия и тория (Эдер и др., 2020).

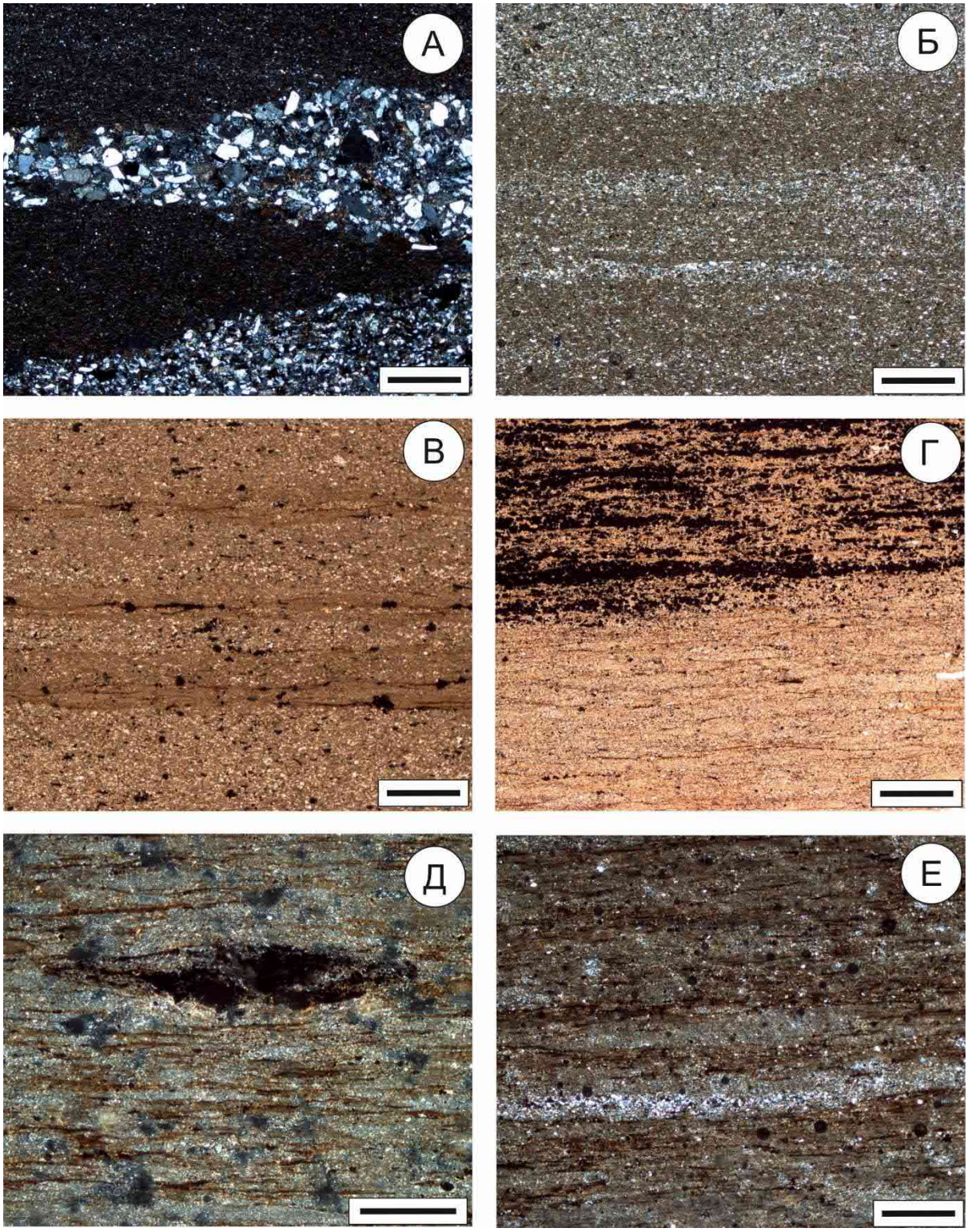


Рис. 3.3.8. Породы зоны перехода из баженовской свиты в подачимовскую толщу по скважине № 322 Дружной площади. Подачимовская толща: А – контакт алевролита мелкозернистого и аргиллита. Обр. Др–322–176. Глубина 2844 м. Б – аргиллит алевритовый неяснослоистый с послойным распределением мелкого алевритового материала. Обр. Др–322–177. Глубина 2844,48 м. В – аргиллит горизонтально–слоистый, с неравномерным

послойным распределением мелкого алевритового материала. Обр. Др–322–178. Глубина 2844,71 м. Г – пиритизированный прослой в аргиллите. Обр. Др–322–179а. Глубина 2844,78 м. Д – линзочка пирита в аргиллите линзовидно–слоистом. Обр. Др–322–179а. Глубина 2844,78 м. Баженовская свита: Е – микстит кремнисто–глинистый линзовидно–слоистый с тонкими бурыми линзочками ОВ. Обр. Др–322–180. Глубина 2845,09 м. Николи +. Размерность масштабной линейки: А–Г, Е – 500 мкм, Д – 300мкм.

Анализ литологического состава пород и геохимических характеристик ОВ верхней границы баженовской свиты показал, что в районе Хантейской гемиантеклизы и Южно–Надымской мегамоноклизы она является более резкой. Пачка II в этих районах практически отсутствует. Наблюдается изменение цвета пород, обусловленное существенным снижением содержания $C_{орг}$ (до 1-3 % на породу в Хантейской гемиантеклизе и Южно–Надымской мегамоноклизе и до 2-5 % на породу в Мансийской синеклизе). Так как уран в БС генетически связан с ОВ (Плуман, 1971; Неручев, 1982; Зубков, 2001а; Занин и др., 2016а и др.), также наблюдается существенное сокращение содержания этого элемента. Содержание мелкоалевритовой примеси возрастает с 1-2 % до 5-7 %, глинистого материала с 20 до 40-70 %. Соответственно, происходит значительное увеличение содержаний калия и тория, альбита, появление микротекстур, характерных для дистальных затухающих турбидитных потоков малой плотности и скорости. Как известно, торий и калий являются элементами, генетически связанными с аллотигенным глинистым материалом (Смыслов, 1974). Таким образом, резкое увеличение их содержания на границе между БС и нижней пачкой подачимовской толщи служит дополнительным доказательством увеличения привноса аллотигенного материала в этот период времени. На рассматриваемой границе происходит также смена генезиса кремнистого материала в породах. В «кокколитовой» пачке (I) баженовской свиты он преимущественно биогенный, а в пачках II-IV — аллотигенный. Резкое уменьшение доли биогенной составляющей в последних подтверждается анализом показателя $(SiO_2+CaO)/Al_2O_3$ В БС он более 5, в пачках II-IV — около 3.

Фиксируется также резкое снижение значений степени пиритизации железа, указывающих на смену восстановительных условий на субокислительные в диагенезе и предположительно на окислительные в седиментогенезе. В Мансийской синеклизе пачка II более мощная (2—6 м), чем в Хантейской гемиантеклизе и Южно–Надымской мегамоноклизе, поэтому здесь смена состава пород не столь резкая, наблюдается изменение содержания глинистого материала с 35 до 40-45 %. Содержание органического углерода в кровле баженовской свиты в большинстве образцов изменяется от 9 до 15 % на породу и только в

карбонатных прослоях оно меньше 5 % на породу. Что касается особенностей распределения пирита, то в пачках II и III наблюдаются его микропрослои. В кровле баженовской свиты повышенные содержания пирита в породах коррелируют с повышенными концентрациями в породах органического углерода. В породах подачимовской толщи эта связь отсутствует, повышенные содержания пирита наблюдаются в породах с относительно низкими содержаниями органического углерода (менее 2 %). Подобные факты установления высоких содержаний пирита в низкоуглеродистых осадках были описаны в работах (Страхов, 1960; Гаврилов, 2010) и связываются с процессами миграции железосодержащих растворов на стадии диагенеза и осаждении сульфидов на границах окислительной и восстановительной обстановок в осадке. Таким образом, зона пиритизации в низкоуглеродистых породах подачимовской толщи, упомянутая ранее (Зубков, 2001б, 2016; Панченко и др., 2016), служит своеобразным репером смены редокс–обстановок — признаком существования геохимического барьера в осадке. Изменение последних, как было упомянуто выше, вызвано сменой гидродинамического режима в морском бассейне в районе исследования. Согласно анализу значений степени пиритизации железа, условия формирования осадков пород БС, залегающих в ее кровле, были высоковосстановительными, подошвы подачимовской толщи — переходными между окислительными и восстановительными. Последнее подтверждает существование редокс–барьера на границе рассматриваемых отложений. При анализе распределения карбонатного (известкового и доломитового) материала в пределах рассматриваемой зоны перехода установлено, что прослои вторичных карбонатов мощностью 0.5—1.0 м наблюдаются в верхней части «кокколитовой» пачки в изучаемых разрезах БС (пачка I). В Мансийской синеклизе они наблюдаются на границах пачек III и IV и между пачками II и III. Осаждение этих карбонатов также связывается с осаждением вещества из растворов на геохимических барьерах.

По данным Е.А. Костыревой, И.С. Сотнич, Е.В. Козловой (Эдер и др., 2020) параметры S_1 и S_2 изменяются от 4-9 и 40-70 мг УВ/г породы в большинстве образцов БС (пачка I) до 0.1—4.0 и 0.2—20.0 мг УВ/г породы, в нижней части подачимовской толщи (пачки III–IV), соответственно. При этом значения водородного индекса (HI) уменьшаются незначительно (от 350—550 до 330—500 мг УВ/г $C_{орг}$). Для БС характерны самые высокие значения (до 2.5 % на породу) концентраций битумоидов в мезозойском разрезе ЗСБ. В подачимовской толще содержание битумоидов значительно меньше и не превышает 0.7 % на породу. В целом в изученных разрезах тенденции изменения состава пород и ОВ сохраняются (Эдер и др., 2020).

Значение отношения фенантренов к дибензотиофенам в ароматической фракции подачимовских битумоидов увеличивается до 7 по сравнению с баженовскими, где оно не

превышает 2, что также свидетельствует о смене окислительно–восстановительных условий в осадке (Эдер и др., 2020). Повышенные содержания дибензотиофенов в баженовской свите объясняются их накоплением в ходе диагенетических преобразований аквагенного органического вещества в осадках морских водоемов с сероводородным заражением либо дефицитом кислорода в наддонных водах (Конторович и др., 2004).

Необходимо отметить, что границы переходных пачек, выделенных по литологическим параметрам, с одной стороны, и по геохимии ОВ, с другой, — не всегда совпадают (см. рис. 3.3.2). Это связано с тем, что при относительно несущественном изменении условий седиментации, в первую очередь, это отражается на составе осадков, а изменение состава ОВ происходит несколько позже. В большинстве случаев после изменения состава пород (к примеру, увеличения содержания глинистого материала на 5-10 %), изменения в содержании ОВ мы наблюдаем только через 1-2 м вверх по разрезу. Исключение представляет рассматриваемая в настоящей статье граница между переходной пачкой БС (II) и переходной пачкой подачимовской толщи (III). Границы между этими пачками при выделении по литологии и геохимии ОВ во всех изученных разрезах совпадают. Вероятно, это объясняется наиболее резкой сменой условий седиментации в этот период времени — с преимущественно биогенной до терригенной. Сопоставление границ пачек, выделенных по вышеупомянутым характеристикам показано на рисунке 3.3.2. По результатам проведенных исследований для выделения кровли баженовской свиты по ГИС необходимо использовать комплекс каротажа ГК, НГК, БК и ИК. Аналогичный комплекс предложен авторами работ (Хабаров и др., 1981; Балушкина, 2011; Павлова и др., 2012) для выделения литотипов пород баженовской свиты. Использование вышеуказанного комплекса каротажа, в отличии от метода выделения верхней границы БС по аномалии КС, позволяет учитывать в составе БС переходную от подошвенной части подачимовской толщи к ее нижней части (пачка III) (Эдер и др., 2020).

По мнению С.В. Рыжковой и М.А. Павловой (Эдер и др., 2020) выделение границ пачек по значениям параметров ГИС не представляется возможным вследствие их больших расхождений в отдельных скважинах (см. рис. 3.3.2). Выделение кровли баженовской свиты в результате комплексного анализа литологических, геохимических и геофизических параметров позволило получить следующую качественную характеристику границы: кровле баженовской свиты соответствуют минимальные значения кажущегося УЭС пород перед резким его увеличением, резкое увеличение гамма–активности, снижение параметров НГК, резкое снижение индукционной проводимости (см. рис. 3.3.4–3.3.6). Средние значения геофизических параметров по изученным скважинам составляют 17 Ом·м (БК), 24 мкР/ч (ГК), 3.6 усл. ед. (НГК), 90.7 мСм/м (ИК). Отклонения в 1,5 раза от средних по– казаний по

отдельным скважинам может быть связано, в частности, для радиоактивного каротажа с применением разных эталонов для настройки приборов, а электрического — интерпретацией каротажа без учета влияния ширины зоны проникновения и состава бурового раствора (Эдер и др., 2020). На рисунках 3.3.7–3.3.8 приведены средние значения содержаний основных компонентов пород БС по вышеописанным 4 пачкам для Центрального и Юго–восточного районов. Отличие литологических характеристик зоны перехода БС в вышележащие отложения в этих районах заключается в следующем. В Центральном районе на границе верхней «кокколитовой» пачки (1) и переходной пачки этой свиты (2) происходит резкое падение содержания карбонатного материала (с 25–27 до 3–12 %) и заметное увеличение содержания глинистого материала (с 13–17 до 38 %). Содержание кремнезема не меняется. В Юго–восточном районе происходит заметное сокращение содержания кремнезема (с 39–44 до 30–32 %) и увеличение содержания глинистого материала (с 22–25 до 29–38 %), содержание карбонатного материала существенно не меняется, остается низким (2–5 %). В обоих районах содержание ОВ при переходе от пачки 1 к 2 несколько сокращается, но остается достаточно высоким (8–14 %). Отличительной чертой БС Юго–восточного района является, то что здесь пачки 2 и 3 (переходные пачки БС и подачимовской толщи) имеют близкие литолого–геохимические характеристики. Содержание мелкого алевритового материала на границе между ними не изменяется, также, как и при переходе к пачке 4. Та же тенденция наблюдается и для ОВ.

В результате исследованний, изложенных в этом подразделе, были сделаны следующие выводы о условиях формирования БС. «Кокколитовая пачка» БС (I) формировалась в условиях пониженного сноса аллотигенного материала, в условиях «голодного» бассейна, в котором преобладала биогенная седиментация. Основными продуцентами ОВ и породообразующими организмами в этот период времени были кокколитофоридовые водоросли и радиолярии. Согласно значениям степени пиритизации пирита, условия в диагенезе были высоковосстановительными. В связи с высокой биопродуктивностью и застойным режимом придонных вод, этот период был наиболее благоприятным для накопления больших масс органического вещества (на настоящее время в некоторых образцах оно достигает 25 %). Далее во время отложения материала пачки II, с наступлением регрессии, а также с проградацией береговой линии в центральную часть ЗСБ стало поступать повышенное количество глинистого материала. Как было отмечено выше, содержание его возрастает с 15—20 до 35 % в пачке II. По–видимому, это увеличение привноса аллотигенного материала

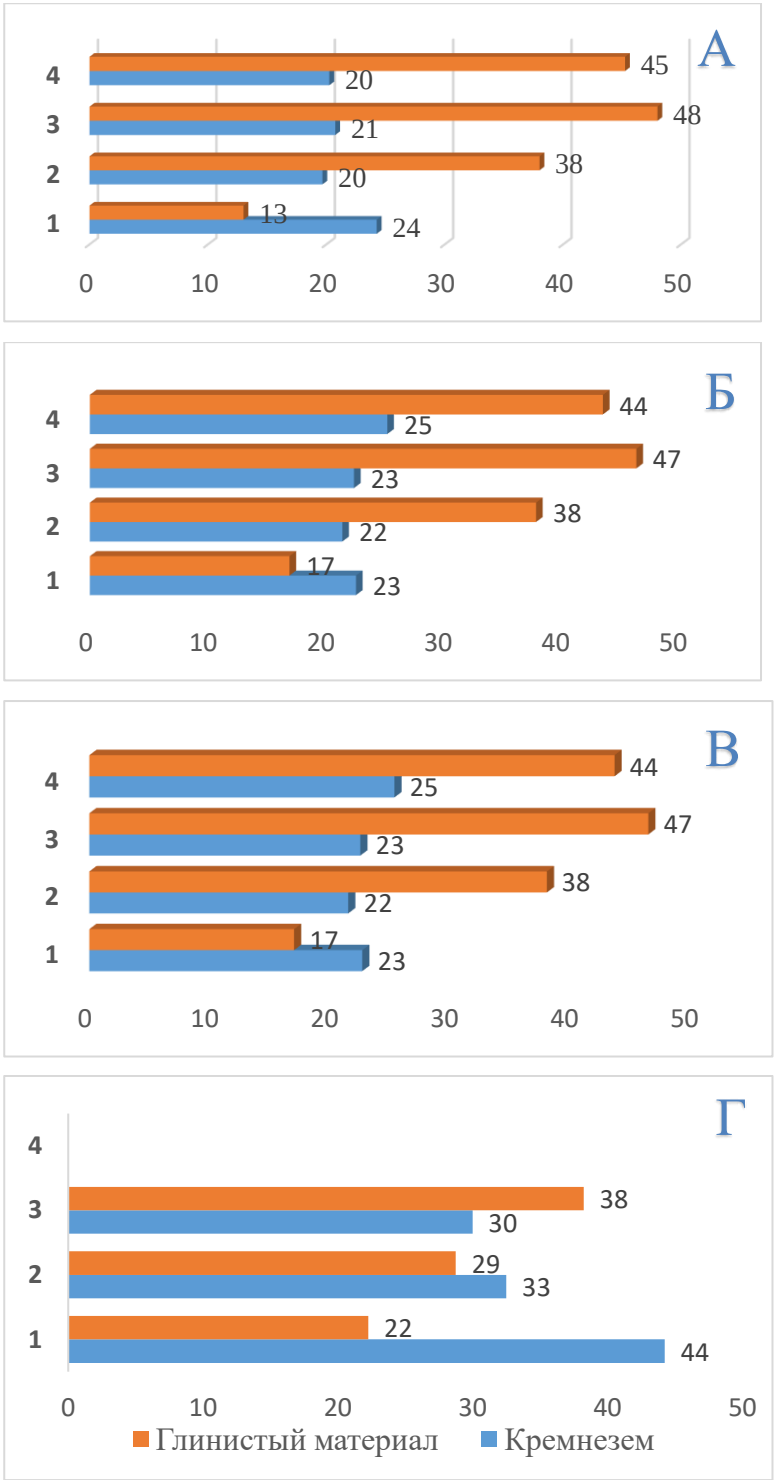


Рис. 3.3.7. Распределение средних значений кремнезема и глинистого материала в 4 пачках зона перехода БС в вышележащие отложения Центрального (А,Б) и Юго–восточного районов (В,Г). А – Юганская мегавпадина, Б – Хантейская гемиантеклиза, В – Усть–Тымская мегавпадина, Александровский свод, Ледянская мезоседловина, Г – Нюрольская мегавпадина, Чузикско–Чижапская мезоседловина.

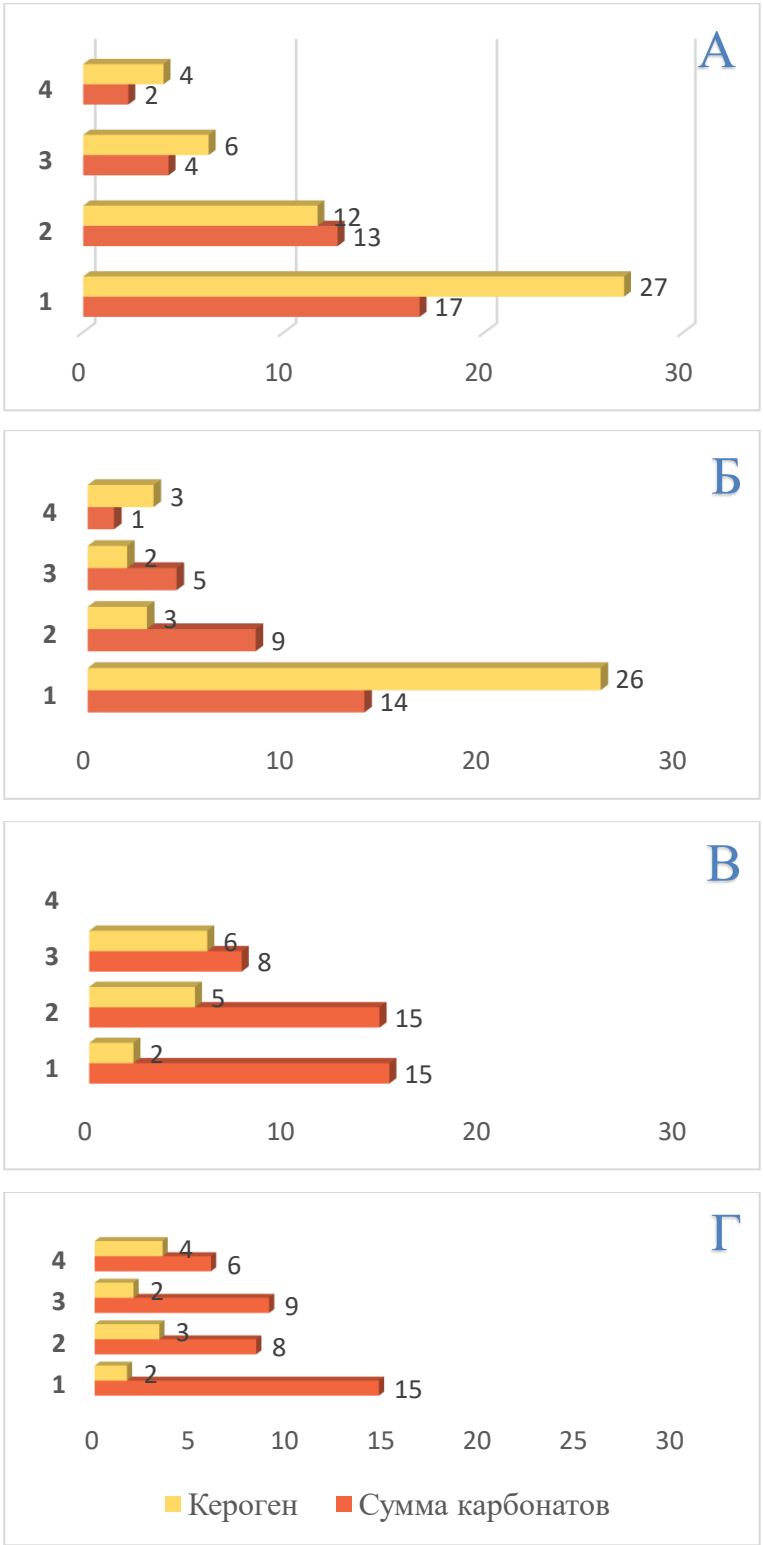


Рис. 3.3.8. Распределение средних значений суммы карбонатов и ОВ (%) в 4 пачках зоны перехода БС в вышележащие отложения Центрального (А,Б) и Юго–восточного районов (В,Г). А – Юганская мегавпадина, Б – Хантейская гемиантеклиза, В – Усть–Тымская мегавпадина, Александровский свод, Ледянская мезоседловина, Г – Нюрольская мегавпадина, Чузикско–Чижапская мезоседловина.

способствовало замутненности вод, что создало условия, неблагоприятные для существования фауны. В этот период кокколитофоридовые водоросли перестали существовать, сократилось количество радиолярий. Накопление ОВ сокращалось. Таким образом, на этом этапе произошло резкое сокращение отложения биогенного карбонатного и кремнистого материалов. Окислительно–восстановительные условия в диагенезе существенно не изменились, но в целом уменьшение объема захоронения органического вещества, по–видимому, способствовало некоторому снижению степени восстановленности среды осадка.

Следующий этап, во время которого отложился материал пород пачки III (переходной к нижней части подачимовской толщи), ознаменовался еще большим увеличением привноса глинистого материала. Содержание глинистого материала в количестве 40 % явилось пороговым значением, при котором резко снизилось накопление ОВ до 2—4 %. Вероятно, описанное выше изменение седиментационного режима ухудшило условия захоронения ОВ. С одной стороны, повышенное количество привнесенного глинистого материала разбавляло захороняемые органические остатки в осадке, с другой, — потоки вод, которые в этот период стали достигать центральную часть бассейна и привносили глинистый материал, были причиной нарушения застойного режима наддонных вод. Этот факт подтверждается понижением значений степени пиритизации железа до 0.7—0.8 в диагенезе. Как было отмечено ранее (Занин и др., 2005), степень пиритизации отложений отражает обстановки диагенеза: при седиментогенезе они, как правило, более окислительные. Таким образом, предположительно условия седиментогенеза этой пачки были субокислительными (СП менее 0.7). При сравнении с предыдущим периодом существенно сократилось накопление ОВ, вызванное ухудшением условий его захоронения, с одной стороны, разубоживанием глинистым материалом, с другой, — субокислительными условиями. Далее при накоплении пород пачки IV (нижней части подачимовской тощи) произошло повышение объема аллотигенного глинистого материала до 45—70 %, содержание ОВ в породах понизилось до 0.5—2.0 %, привнос мелкоалевритового материала возрос (5—10 %). Условия захоронения ОВ изменились до окислительных — субокислительных, в седиментогенезе они, вероятно, были окислительными. Выявленное увеличение толщин пачек II—III с востока на запад увязывается с расположением скважин относительно положительных и отрицательных тектонических элементов 0 порядка (палео–ландшафтом) и расстоянием от источника сноса. Наибольшие толщины характерны для разрезов в пределах Мансийской синеклизы. В отдельных разрезах толщина переходного интервала по ГИС достигает 19 м. Возможно, это связано с приуроченностью к склону Мансийской синеклизы со стороны Хантейской гемиантеклизы.

Этот вопрос требует дальнейших исследований, для чего, в первую очередь, необходимо увеличить количество точек наблюдений.

В результате исследования особенностей литолог–геохимического и геофизических характеристик зоны перехода БС в вышележащие отложения были сделаны следующие выводы (Эдер и др., 2020): 1). В изученных разрезах центральных районов ЗСБ в зоне перехода от баженовской свиты к подачимовской толще снизу—вверх выделяются четыре пачки, отличающиеся по литолого–геохимическим и геофизическим параметрами: I — «кокколитовая» пачка баженовской свиты; II — верхняя переходная пачка баженовской свиты; III — переходная пачка подачимовской толщи; IV — нижняя пачка подачимовской толщи. 2). Верхняя граница баженовской свиты (между переходными пачками баженовской свиты и подачимовской толщи) характеризуется сменой литологического состава пород и геохимии органического вещества. В разрезах баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы и Южно–Надымской мегамоноклизы она более резкая за счет почти полного отсутствия переходной пачки баженовской свиты, а в Мансийской синеклизе — более постепенная. И в том, и в другом случае изменения состава пород и органического вещества свидетельствуют о существенной перестройке седиментационной системы, служащей причиной существенного сокращения накопления ОВ в осадках. 3). Переходная часть подачимовской толщи отличается зоной пиритизации преимущественно в кровле или подошве, что является результатом осаждения пирита на геохимическом барьере — на границе смены окислительно–восстановительных условий. Смена редокс–условий подтверждается анализом степени пиритизации железа и геохимических показателей органического вещества. 4). Для выделения кровли баженовской свиты необходимо использовать результаты комплексного анализа литолого–геохимических исследований керна скважины и ГИС (ГК, НГК и его вариации, БК и ИК). При анализе каротажа, в первую очередь, следует обращать внимание на радиоактивность, а не на значения электрических сопротивлений. В этом случае из разреза не будут исключены кероген–глинистые и глинистые микститы пачки II, характеризующиеся повышенной радиоактивностью. Кровля БС имеет следующую качественную характеристику (описание приводится сверху – вниз): ей соответствуют минимальные значения кажущегося УЭС, сменяющиеся резким его увеличением, резкое увеличение гамма–активности, снижение показателей НГК, резкое снижение индукционной проводимости. Средние значения геофизических параметров по изученным скважинам составляют 17 Ом·м (БК), 24 мкР/ч (ГК), 3.6 усл. ед. (НГК), 90.7 мСм/м (ИК). Отклонение в 1,5 раза от средних показаний по отдельным скважинам может быть связано с настройкой аппаратуры для измерений и технологическими особенностями бурения скважины.

Глава 4. Условия седиментации баженовской свиты

4.1. Основные характеристики условий образования черносланцевых толщ

Анализ условий образования баженовской свиты не возможен без рассмотрения особенностей условий накопления высокоуглеродистых формаций в целом, так называемых черных сланцев. Черные сланцы имеют огромное экономическое значение, являясь одним из основных источников углеводородов в мире, и считаются одними из самых сложных для понимания типов осадочных пород (Страхов, 1967; Wignall, 1994). Это породы богатые органическим углеродом, тонкозернистые, часто тонкослоистые, кремнистого, карбонатного или глинистого состава (с различным соотношением этих компонентов), темно–серого и черного цвета, обедненные бентосной фауной (Arthur, Sageman, 1994). Они отлагались в течение всего геологического времени – с раннего протерозоя до настоящего времени (Страхов, 1962; Контрович, 1967; Klemme and Ulmishek 1991; Wignall, 1994; Конюхов, 2012 и др.) в разных обстановках – от глубокого моря до лагун и озер. Черные сланцы встречаются в кембрии Сибирской платформы (куонамская и иниканская свиты), широко развиты в девоне Северо–Американской платформы (свита Огайо) и Русской плиты (доманиковые формации Урало–Поволжья), в перми Северо–Американской и Южно–Американской платформ (формации Фосфория, Ирати), в нижней юре Западно–Европейской платформы (тоарские сланцы Парижского бассейна), в верхней юре Месопотамского прогиба (свита Чио–Гара Курдистана), Баренцевоморского и Норвежско–Гренландского бассейнов (свиты Спек, Хеккинген), в меловых отложениях Северо–Американской платформы (свиты Маури–Шелл, Ниобара, Коди, Лакота), в миоцене Северо–Американской платформы (свита Монтерей), в толщах различного возраста Северного Кавказа и многих других.

Согласно В.П. Казаринову, 1958, А.Э. Конторовичу (1967), С.И. Филиной и соавторам (1984) общим для большей части морских черносланцевых толщ является их формирование в периоды преобладания химического выветривания в областях питания и, как следствие, накопление в осадочных бассейнах тонкозернистого материала (глинистого, кремнистого или карбонатного состава в различном сочетании), приуроченного к совершенно определенным частям седиментационных бассейнов – «незагруженными» осадками внутренним впадинам и прогибам. Большая часть таких формаций накапливались в трансгрессивные этапы крупных тектоно–седиментационных циклов (раннепалеозойского, средне–позднепалеозойского, мезозойско–кайнозойского), отвечающим по Н.М. Страхову стабильным фазам литогенеза (Гурова, Казаринов 1962; Филина и др., 1984; Брадучан и др., 1986). Многие черносланцевые

отложения связаны с базальной частью трансгрессивных последовательностей и высоким стоянием уровня моря, являются наиболее распространенными и экономически значимыми (Страхов, 1962; Контрович, 1967; Arthur, Sageman 1994; Wignall 1994; Конюхов, 2012).

По мнению многих авторов (Конторович и др., 1994; Wignall, 1994; Tyson, 2005; Soeder, Borglum, 2019 и др.) механизм образования черных сланцев предполагает соблюдения трех необходимых условий: 1) высокая биопродуктивность, необходимая, для образования большого количества ОВ; 2) этот органический материал должен быть осажден в условиях пониженного поступления осадка, для того чтобы предотвратить его разбавление неорганическим веществом; 3) бескислородные условия придонных вод необходимы для предотвращения переработки ОВ бентосными животными или аэробными микробами, которые образуются в результате затрудненной циркуляции. На рисунке 4.1.1 приведены основные условия, необходимые для чернослацевого образования по литературным данным (Гурова, Казаринов 1962; Страхов, 1976; Филина и др., 1984; Брадучан и др., 1986; Klemme and Ulmishek 1991; Wignall, 1994; Конторович и др., 1994; Конюхов, 2012; Tyson, 2005; Soeder, Borglum, 2019 и др.).

А.Э. Конторович (1976) описал две обстановки накопления высокоуглеродистых отложений. М.А. Артур и Б.Б. Сейгман (Arthur, Sageman, 1994) выделяют 5 основных видов морских (современных) обстановок, в которых происходит чернослацевое осадконакопление: 1. глубокий замкнутый бассейн (пример (пр.): Черное море), 2. глубокий близбереговой бассейн (пр: Ю. Калифорния), 3. западный континентальный склон с прибрежным апвеллингом (пр.: Перу, Намибия), 4. мелководный стратифицированный бассейн, эстуарии, фьорды и др. (Балтийское море), 5. прибрежная зона (лагуны, приливно–отливная зона). Масштабное развитие бескислородной обстановки в наддонных водах наблюдается именно в бассейне первого типа по классификации упомянутой выше (Arthur, Sageman, 1994) – замкнутый относительно глубокий бассейн. По практически полному отсутствию инфауны, широкому распространению пирита и значениям геохимических показателей (степень пиритизации, Mo/Mn и др.) подтверждены выводы предшественников (Гурари, 1980; Конторович и др. 1967, 2013 и др.) о масштабном периодическом развитии сероводородного заражения на большей части внутренней области, где отлагались иловые кремнистые и кремнисто–карбонатные осадки Западно–Сибирского верхнеюрского бассейна (баженовская свита), что позволяет его соотнести с бассейном типа Черного моря.

Таким образом, можно предположить, что некоторые особенности осадконакопления, присущие Черному морю во время накопления чернослацевых отложений (древнечерноморский период, 4–5 тыс. лет назад), имели место и в ЗСБ в рассматриваемый

период времени. Рассмотрим основные процессы, наблюдаемые в этих палеобассейнах, их сходства и отличия.

Сравнение обстановок образования древнечерноморских отложений Черного моря и баженовской свиты

Условия формирования БС неоднократно обсуждались многими исследователями (Конторович и др., 1975, 1994, 2013, 2014; Ушатинский, 1978; Ушатинский и др., 1981; Гурари и др., 1980, 1988; Ясович, 1981; Филина и др., 1984; Баженовский горизонт..., 1986; Wignall, 1994; Занин и др., 1999; и др.). Большинство из них придерживаются мнения, что ее формирование происходило в условиях максимальной трансгрессии нормально соленого морского бассейна, богатого органическим миром, при поступлении преимущественно глинистого терригенного материала, что было обусловлено слабо расчлененным рельефом областей размыва (Гурова, Казаринов, 1962; Конторович, 1967, Прозорович и др., 1973). В рассматриваемый период времени на территории Западной Сибири существовал голодный полузамкнутый бассейн с недокомпенсированным прогибанием. По оценкам И.И. Нестерова и И.Н. Ушатинского (1986) средний темп седиментации составлял 0,003 мм, а прогибания 0,012 мм в год. БС образовалась в условиях эпиконтинентального моря, главным образом, в его глубоководной части. И.И. Нестеров с соавторами (1983) полагали, что глубины формирования пород БС, составляют 100–150 м. Согласно С.И. Филиной с коллегами (1984) и Ю.В. Брадучану и соавторам (1986) глубины баженовского моря составляли 200–400 м, по мнению большинства исследователей (Палеоландщафты…, 1968; Палеобиофации…, 1978; Бочкарев и др., 1985, 1999; Конторович и др., 2015 и др.) глубины – 300–400 м, в наиболее глубоких его частях 500–700 метров. По оценкам ряда специалистов (Геологическое строение….1958; Казаринов, 1958; Стафеев и др., 2016; Ершов, 2016) глубины бассейна не превышали 200 метров. В краевых частях бассейна условия для накопления высокоуглеродистых пород были неблагоприятными, в связи с повышенным сносом аллотигенного материала (Конторович, 1975; Брадучан и др., 1986; Конторович и др., 2013).

В истории существования ЗСБ наблюдается несколько серий осадочных формаций, снизу–вверх представленных – терригенной, терригенно–известковой, пестроцветно–терригенно–железистой – терригенно–глауконитовой, терригенно–кремнистой (Гуровой, Казаринова, 1962). Первые из перечисленных формаций образуются при преобладании физического выветривания, последние – химического выветривания. Таким образом, согласно этим авторам БС образовалась на заключительном этапе осадконакопления средне–верхнеюрской серии формаций при максимальной в этот период пенепленизации обрамляющей суши и преобладания химического выветривания.



Рис. 4.1.1. Схема условий и факторов их обуславливающих, благоприятных для образования черных сланцев в эпиконтинентальных бассейнах (по результатам собственных наблюдений и литературных данных).

По мнению А.Э. Конторовича с соавторами (1967, 1994) формированию БС способствовали тектоническая, физико–географическая и климатическая обстановки – тектоническая и физико–географическая обстановки контролировали не очень высокую скорость осадконакопления, что способствовало росту концентрации органического вещества в породах, а теплый влажный климат благоприятствовал высокой биопродуктивности морских и континентальных ландшафтов.

По предположению Н.М. Страхова (1976) до образования древнечерноморских отложений Черного моря, во время осаждения новоэвксинских осадков в нижнем слое водной толщи происходила концентрация и большой резерв питательных солей (здесь автор проводит аналогию с Каспийским морем). После внедрения арктических вод питательные вещества попали в фотическую зону, что способствовало росту биопродуктивности.

Периоду отложения БС предшествовал период накопления (в течение 3–4 млн лет) отложений георгиевской свиты в более мелководных условиях. Мощность этой свиты составляет от 3–15 м, состав пород – аргиллиты, алевритово–песчаные и карбонатные породы. Как известно, одной из характерных черт георгиевской свиты, подстилающей БС, является присутствие существенного количества глауконита и фосфатных и карбонатно–марганцевых конкреций, что свидетельствует об интенсивном химическом выветривании, главным образом, пенепленизированной местности Урала (Гурова, Казаринов, 1962; Конторович, 1967; Занин и др., 2003). Таким образом, подобно схеме, описанной Н.М. Страховым (1976) для Черного моря, в период образования отложений георгиевской свиты, с развитием трансгрессии к моменту существенного углубления бассейна (началу образования БС) в водной толще уже был накоплен значительный объем биофильных элементов, которые послужили основой для повышения биопродуктивности. Увеличение глубин в свою очередь способствовало стагнации придонных вод и сохранности ОВ.

Н.М. Страхов (1976) полагает, что образование H_2S происходило не в водной толще, а в основном в верхней толще осадка. Согласно И.И. Волкову и Э.А. Остроумову (1957) в наддонных водах Черного моря содержание сероводорода около 7–8 мг/л, в то время как в верхнем слое осадка его содержание составляет 100 мг/л. Опираясь на эти данные, Н.М. Страхов (1976) приходит к выводу, что при таких концентрациях H_2S в осадке неизбежна его эвакуация в наддонную воду. Еще одним не менее интересным фактом, приведенным Н.М. Страховым (1976), является то, что для распространения сероводородного заражения по всей площади бассейна Черного моря понадобилось 4–5 тыс. лет. По всей видимости, в Западно–Сибирском верхнеюрском палеобассейне подобные процессы распространения сероводородного заражения из осадка также имели место, что доказывает меньшее содержание ОВ и пирита в нижней части свиты и переходные редокс–условия, в отличие от высоковосстановительных, развитых на протяжении всего периода отложения материала остальной части свиты (Эдер и др., 2015а).

Наблюдаются следующие отличия условий накопления древнечерноморских отложений (по данным Н.М. Страхова (1976)) и БС, которые приведены в таблице 4.1. Несмотря на некоторые существенные отличия в условиях формирования рассматриваемых толщ (глубины, фауна, состав осадка, объем распространения сероводородного заражения и др.), предполагается, что модель образования сероводородного заражения и причин увеличения биопродуктивности, описанная Н.М. Страховым для Черного моря вполне применима для верхнеюрского палеобассейна Западной Сибири.

Таблица 4.1.1.

Основные характеристики палеоусловий и продолжительности накопления древнечерноморских отложений и баженовской свиты

	ЧЕРНОЕ МОРЕ (древнечерноморские породы)	БАЖЕНОВСКАЯ СВИТА
Период накопления	4–5 тыс.л	8 млн.л
Глубины	1200м (макс. 2000 м)	200 м (макс. 400 м)
Соленость вод	слабая	нормальная
Климат	аридный	семиаридный/семигумидный
Фауна в центральной части бассейна	Фитопланктон, рыбы	Фитопланктон, зоопланктон, периодически бентос, рыбы
Состав осадков	в разной степени известковые глины (прослоями кокколитовые)	кремнистые (радиоляриевые илы), кремнисто–карбонатные (кокколитовые) глины
Распространение сероводородного заражения	От глубины 120–2000 м	в надонных водах, периодическое

Верхнеюрские черносланцевые отложения и причины их образования

С верхнеюрскими черносланцевыми отложениями связано 25 % мировых запасов УВ (Klemme, Ulmishek, 1991, Berner, 2003). По данным А.И. Конюхова (2012), во всех пяти глобальных поясах нефтегазонакопления, приуроченных к современным окраинам материков в Мировом океане, накапливались верхнеюрско–нижнемеловые черносланцевые отложения, насыщенные органическими соединениями сапропелевой природы; столь широкого распространения по данным этого автора они не достигали ни в одну из предыдущих эпох мезозоя.

В позднееюрское время в Северном полушарии обширные аллювиально–болотистые равнины превратились в эпиконтинентальные моря, в которых аккумулировались

тонкозернистые осадки, обогащённые органическим веществом (Конюхов, 2012). В Евразии существовало обширное краевое море – от Каспия на юге, занимающее всю Западную Сибирь, обширные территории Восточно–Европейской платформы, Баренцево и Карское моря, до о. Шпицберген на севере (Условия…, 1988).

По данным А.М. Конюхова (2012) горизонты верхнеюрских глин на территории современной Евразии и прилегающих акваторий, кроме Западной–Сибири прослеживаются через Северное море и шельф Норвегии до восточного побережья Гренландии. Согласно Б.Л. Никитенко (2009) в Северном полушарии в поздней юре осадки с повышенным содержанием ОВ отлагались в Северном море от нижнего оксфорда до верхнего титона (Киммериджские глины), в этот же период седиментация высокоуглеродистых осадков (периодическая в оксфорде, киммеридже и практически постоянная в титоне) происходила в Баренцевоморском бассейне (формация Агардфьеллет, Хеккинген), в среднем титоне на Русской платформе (Костромская свита), в нижнем и среднем титоне – в бассейне р. Печора, в титоне – Север Восточной Сибири (паксинская свита).

В верхней юре в Северном море в мелководно–морских обстановках происходило отложение осадков Киммериджской Формации, имеющей циклическое строение, представленной чередующимися сериями углеродистых сланцев, кокколитовых известняков, углеродистых известняков, доломитов и алевролитов (Morgans–Bell et al., 2001). В западной и северо–западной частях Баренцевоморского шельфа в Норвежско–Гренландском бассейне высокие концентрации органического вещества заключены в породах, представленных тонким переслаиванием алевритовых прослоев и слойков, насыщенных скелетными обломками (свиты Спекк и Хеккинген), с содержанием $C_{орг}$ 0,5–7 %, мощностью до 50–80 м (Langrock, Stein, 2004). По данным этих авторов в волжский период преобладали бескислородные условия, в рязанский – дизоксидные. На востоке Баренцовоморского шельфа обстановки осадконакопления были близкими (Atlas.., 2009). По данным этих авторов и Б.Л. Никитенко (2009) на острове Кулгуев (Паромасская свита) нижняя часть титонских отложений содержит мощную пачку высокоуглеродистых глин, в средней и верхней частях – преобладают алевритовые породы. Северо–восток Баренцевоморского шельфа характеризуется более мелководно–морскими обстановками, на юге (Мурманская и северо–Мурманская области) – черные углеродистые алевритовые глины отлагались в более глубоководных обстановках; на севере – (Арктическая, Штокманская, Лудловская, Ферсмановская площади) титон представлен темными углеродистыми сланцами с содержанием $C_{орг}$ около 16 % (Atlas…., 2009). В Норвежско–Гренландском бассейне ОВ отмечается повышенный привнос наземного ОВ, доказательством чему служат обнаруженный

витринит, обломки древесины, хорошо сохраненные остатки пресноводных водорослей, находки Botryococcus and Tasmanites (обитателей распресненных вод) (Atlas…., 2009). Подъем глубинных вод во время образования высокоуглеродистых отложений Норвежско–Гренландского, Баренцевоморского и Североморского бассейнов отмечали У. Лангрок и Р. Штейн (Langrock, Stein, 2004).

Волжские отложения, содержащие высокоуглеродистые породы в виде пропластков (общей мощностью около 55 м), представленные чередованием аргиллитов, алевритистых аргиллитов и карбонатов волжского яруса, распространены в Тимано–Печорском и Волго–Уральском бассейнах (Страхов, 1962; Гаврилов и др., 2008).

По данным С.Г. Неручева (1982), верхневолжское время, сопровождалось обеднением всех живых природных комплексов – фауны планктона, пелагиали, бентоса, фитопланктона, и, наконец, споровой и голосемянной растительности в прилегавших областях суши, в этот период наблюдается возрастание интенсивности уранонакопления до максимума, что вышеупомянутый автор объясняет с высоким радиоактивным фоном.

Как известно, образование OAE (океаническое аноксидное событие) 1 и 2 (океанические бескислородные события в апте–альбе и сеномане–туроне) также связывается с периодами интенсификации вулканизма и как следствием этого – увеличение CO_2 (Larson, Erba, 1999; Tejada et al., 2009). А.И. Конюхов (2012) полагал, что верхнеюрские черносланцевые отложения, получили столь масштабное распространение в этот период по той же причине – активизации процессов рифтогенеза, вследствие спрединга океанской коры (при распаде Пангеи в среднеюрский период), которая происходила на фоне постепенного подъема уровня океанских вод. В качестве дополнительных факторов, способствующих увеличению CO_2 в верхнеюрский период, этот автор рассматривал метеориты, а также залежи торфа и угля, все это служило повышению содержания углекислого газа и, как следствие, потеплению климата. По мнению А.И. Конюхова (2012) и позднее С.В. Георгиева с соавторами (Georgiev et al., 2017) если бы процессы магматизма не выполняли компенсирующую функцию пополнения баланса CO_2 в атмосфере, которого в верхней юре из нее было извлечено значительное количество вследствие высокой биопродуктивности, то в этот период наступило бы похолодание.

Уникальность состава БС заключается в преимущественно биогенном генезисе, кремнистом и кремнисто–карбонатном составе пород при низком содержании терригенной примеси в виде глинистого материала (15–30%), а также в особенностях строения. В свите практически не наблюдается существенных флуктуаций в содержании ОВ, мелкой алевритовой примеси (и внутри четырех основных пачек – содержания основных

породообразующих компонентов), обусловленных разной степенью биопродуктивности, вызванной эвстатическими колебаниями (Гаврилов, Копаевич, 1996), изменением количества поступающих в водоем питательных веществ, кислородного режима, интенсивности привноса терригенного материала или другими факторами, что наблюдается во многих черносланцевых отложениях – Киммериджских глинах (Morgans–Bell et. al, 2001), куонамской свите (Бахтуров и др., 1988; личные наблюдения), волжских отложениях Русской платформы (Гаврилов и др., 2008; Щепетова, 2011) и многих других. Свидетельства периодичности изменения палеоусловий наблюдаются в средней части свиты и выражены в чередовании черных микститов кероген–глинисто–кремнистых и тонких прослоев, представленных обломками раковин двустворок. Как было описано ранее, в верхней части свиты в Новоортьягунской площади наблюдается чередование прослоев с повышенным содержанием биогенного кальцита и с существенно пониженным содержанием этого минерала, отражающими периодичность расцвета известкового наннопланктона. При этом и те, и другие прослои по содержанию ОВ существенно не отличаются.

Согласно А.Н. Стафееву и соавторам (2016) уникальность строения баженовской свиты обусловлена постоянством условий необходимых для черносланцевого накопления – постоянный приток питательных веществ.

4.2. Некоторые особенности осадконакопления по данным изучения элементного и микроэлементного состава, включая редкоземельные элементы

Изучением закономерностей элементного и микроэлементного состава пород БС ранее занимались А.Э. Конторович (1967), И.И. Плуман (1971), И.Н. Ушатинский (1980, 1984, 1988), В.В. Хабаров и др. (1980), В.М. Гавшин и В.А. Бобров (Доманикиты…, 1982), С.В. Сараев (1987), Е.А. Предтеченская и Л.Д. Малюшко ((Условия формирования…, 1988); 2016), В.М. Гавшин, В.А. Захаров (Gavshin, Zakharov, 1996), М.Ю. Зубков (2001а), Г.А. Калмыков, Н.С. Балушкина (2009), Ю.Н. Занин и др. (Zanin et al., 2010, 2016а,б, 2017), А.Ю. Бычков и др. (2016) и другие.

И.Н. Ушатинский (1980) установил, что наиболее высокими абсолютными содержаниями в составе пород БС (в %) обладают бор (0,007), ванадий (0,032), хром (0,016), никель (0,017), медь (0,011), стронций (0,016), цирконий (0,021), барий (0,11). Согласно этому автору, по сравнению с подстилающими и перекрывающими глинистыми породами литосферы высокоуглеродистые отложения БС в среднем значительно обогащены Mo (в 60 раз), U (в 10 раз), V (в 5 раз), Cr, Co, Ni, Cu, Ba, иногда B, Pb, обеднены (до 2 раз) Li, Ga, Sr, Zr. В.М. Гавшин и В.А. Захаров (Gavshin, Zakharov, 1996), исследовав геохимические

особенности БС, пришли к выводу, что эти породы обогащены U, Mo, V, Ni, Zn, Cd, As, Ag, Sb, Se, Br, осажденными из морской воды органическими компонентами или сульфидами. По данным В.М. Гавшина и В.А. Боброва (1982) на территории, где получены промышленные притоки нефти, содержания V и Zn достигают десятых долей процента, а Mo, Ni и Cu – 0,02–0,03%. Согласно этим авторам по количеству микроэлементов, приходящемуся на единицу органического углерода, породы БС сопоставимы с другими доманикитами и планктоногенными отложениями современных морей, отличаясь несколько повышенными содержаниями Zn и As. И.Н. Плуманом (1971) установлено сходство геохимических особенностей, в частности содержания U, отношения U/Th, содержания S, повышенные содержания Mo, V, Ni, Cu, P современных отложений морей с сероводородным заражением (Черное море и др.) и пород БС, в результате чего был сделан вывод о том, что геохимическая среда осадконакопления последних аналогична черноморским, т.е. сероводородная в наддонной части бассейна седиментации. А.Э. Конторович (1967) считает, что, чрезвычайно высокая обогащенность верхнеюрских отложений ОВ сказалась на особенностях накопления в осадках некоторых химических элементов, в частности V, Ni, Mn, Fe и S; значительная часть V, и в меньшей степени Ni и Fe входит в состав битумоидов порфириновых комплексов.

Согласно работе В.М. Гавшина и В.А. Боброва (Доманикиты…, 1982), отложения БС по сравнению с глинистыми породами подстилающих и перекрывающих толщ на порядок и более обогащены $C_{орг}$, Mo, U, As и Sb и в 3–6 раз – Zn, V, Ni, Cu, возможно Au и Ag. Все эти элементы, по данным авторов, связаны между собой, а также с Se и Br, положительными линейными корреляциями, а их содержания возрастают с увеличением количества остаточного ОВ. И.И. Нестеров, И.Н. Ушатинский, А.Я. Малыхин и др. (Нефтегазоносные…., 1987) установили, что с ОВ наиболее тесно связаны C, P, V, Cu, Ni, Mo, U; с глинистым – Li, B, Ti, Ga, Zr, Mo; с кремнистым – Sc, частично Cr, Co; с карбонатным – B, Mn, Co, Cu, Sr, Y, Mo, Ba, Yr, Pb. Наиболее высокая суммарная концентрация микроэлементов наблюдается при повышенных содержаниях в высокоуглеродистых породах карбонатного вещества. Распределение микроэлементов по площади БС, по данным авторов, в значительной мере также подчиняется распределению органического и минерального веществ – в окраинных районах, где количество ОВ в породах снижается до единиц процентов, резко возрастает содержание петрофильных элементов (связанных с глинистым и алевритовым материалом), в центральных районах с ростом концентрации ОВ увеличивается роль органофильных микроэлементов.

Е.А. Предтеченская и Л.Д. Малюшко (Условия формирования…, 1988) в результате исследований выявили отрицательную связь с глубиной таких элементов, как Mn, Ga и Zr.

Существенное обогащение пород As, Cd, Fe, Mg, Mo и U авторы объясняют следующими факторами:

1) весьма слабое минеральное разбавление, связанное с крайне малыми скоростями седиментации и преимущественно автохтонным характером;
2) пеплопады, которых за время накопления (6–10 млн.л) было множество;
3) подводные эксгаляции, проникавшие по глубинным разломам в первую очередь с грабен–рифтов – источники As, Fe, Mo, V, Cu, Zn, Ti, Ag, Cd;

Е.А. Предтеченская (2016) выделила две группы микроэлементов в породах БС – биогенную (Si, Ca, Mg, Sr, Ba, P, Co, Ni, Cu, Zn, V, As, Cd, Pb, Ag, Y, Yb, Cr, Fe) и терригенную (K, Na, Li, Al, Ti, B, Ga, Ge, Mn, Sc, Cr, Sn, Zr) и пришла к выводу, что внутри каждой группы существуют тесные значимые связи элементов, а также определенные парагенетические ассоциации элементов. Также установлено, что часть элементов второй группы может накапливаться и биогенным путем (Mg, Li, Al, Zn, Mn). Л.П. Рихванов с соавторами (2015) также выделил две группы – 1. кластофильную – Na, Sc, Cr, Rb, Cs, La, Sm, Hf, связанные с Th и Ta (обычные компоненты терригенной минеральной фракции), 2. органофильную (Zn, As, Sb, Ba, Au, U) – элементы, связанные с органическим веществом. По данным этих авторов отложения БС в три и более раза обогащены U, Zn, Sr, Ba и в 1,5 раза – Co и Tb, а также обеднены Au, Sm, La, Cr, Rb относительно мировых черных сланцев.

Уран. Изучением распределения урана в БС занимались многие исследователи (Плуман, 1971; Хабаров и др., 1980; Зубков, Доронина, 1982; Зубков, 2001а и др.). Средневзвешенное содержание U в черных сланцах, по оценкам Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (1994), составляет 13±2 г/т (0,0013±0,0002 %). Согласно В.В. Хабарову и соавторам (1980), отложения БС, по данным гамма–спектрометрического анализа, в среднем содержат U $30*10^{-4}$%, Th $7*10^{-4}$, K 1,5 %, который дает основной вклад в естественную радиоактивность пород. Этой же точки зрения придерживались М.Ю. Зубков и Н.А. Доронина (1982). Территория с максимальными концентрациями урана протягивается под данным этих авторов от Красноленинского свода в юго–восточном направлении вплоть до Каймысовского свода, местом активного накопления урана являются относительно глубоководные зоны с сероводородным заражением. Авторы также отмечают следующую закономерность: высокоуглеродистые породы ниже расположенных пачек менее урановосные, т.е. в целом содержание урана уменьшается к подошве свиты. Подобную закономерность позднее отмечал Г.С. Калмыков и соавторы (2009), которые придерживаются концепции (Логвиненко, Орлова, 1987; Брадучан и др., 1986; Degens et al., 1997), о прижизненном накоплении урана организмами, поступавшего из вод морского бассейна. По предположению этих авторов

поступление урана в морской бассейн и его повышенная концентрация могли быть связаны с глубинным источником — рифтовой системой Западно–Сибирской плиты. С целью стратификации, корреляции и выделения в отложениях БС продуктивных пластов М.Ю. Зубков (2001а) провел анализ распределения K, U, Th и B в отложениях свиты Красноленинского свода в связи с обнаружением в них углеводородных залежей. В результате проведенной работы автор пришел к выводу о возможности использования данных скважиной гамма–спектрометрии для выделения не только зон, но и отдельных литологических типов пород, а среди них и потенциально–продуктивных пластов, которые могут содержать углеводородные залежи.

Различные типы пород БС отличаются разными содержаниями радиоактивных элементов – U, Th, K (Занин, Замирайлова, Эдер, 2016а): 1. для глинисто–кремнистых пород с максимально высоким для свиты содержанием $C_{орг}$ характерна высокая концентрация урана – 66.51г/т, (а для содержащих в породообразующих количествах апатит за счет фрагментов рыбных скелетов весьма высокая – 346 г/т); 2. содержания тория (5.0 г/т) и калия (0.81%) более низкие, чем в аргиллите, что связано с относительно пониженным содержанием глинистого материала (19.87%) и полевых шпатов (6.48%); 3. для аргиллитов нормальных разрезов характерны существенно более низкие (относительно глинисто–кремнистых пород) содержания урана (11.68 г/т) и органического вещества (2.93%) (степень пиритизации – 0.55) и более высокие содержания тория (13.5 г/т) и калия (3.18 г/т) при высоких содержаниях глинистого материала (50.85%) и полевых шпатов (17.63%), они формируются в умеренно–восстановительных условиях среды; 4. для карбонатных пород нормальных разрезов характерен известково–доломитовый состав при содержании кальцита – 12.96%, доломита – 64.74%. При близком к аргиллитам содержании органического вещества (2.93%) существенно повышено содержание урана (17 г/т), позволяющее предполагать вхождение его также в структуру кальцита, замещая кальций, что подтверждается значимым положительным коэффициентом корреляции между этими элементами. Наиболее низкому относительно всех пород свиты содержанию глинистого материала (6.50%) соответствует также наиболее низкое содержание калия (0.23 г/т). Содержание тория в породе – 4.75 г/т. Породы аномального разреза (пачки) характеризуются наиболее низкими для свиты содержаниями урана (2.80 г/т в алевритовом аргиллите и 1.50 г/т в глинисто–алевритовых породах), органического углерода (0.61 г/т и 0.25 г/т соответственно), значениями окислительно–восстановительного режима (степень пиритизации – 0.20 и 0.10.), позволяющими рассматривать режим их формирования как переходный от окислительного к слабовосстановительному. Уран в черносланцевых формациях, формирующихся в высоковосстановительных условиях, находится в

четырехвалентной форме. В нашем случае в породах аномальных разрезов, образующихся в переходных от восстановительных к окислительным условиям, не исключено присутствие шестивалентного урана. Как видно из вышесказанного, скорости осадконакопления являются одним из важнейших факторов, влияющих на концентрацию U, Th и K в породах БС. Медленная фоновая седиментация глинисто–кремнистых образований способствовала повышенной концентрации органического вещества и как следствие созданию высоковосстановительных условий среды и высокой концентрации урана. Повышение темпа седиментации от глинисто–кремнистых пород к аргиллитам и далее к аномальным породам способствовало понижению содержания органического вещества, значения Eh среды и в конечном счете снижению содержания урана. В то же время при возрастании темпа седиментации в нормальных разрезах от глинисто–кремнистых пород к аргиллитам возрастало содержание как глинистого материала, так и тория, и калия; та же тенденция наблюдается в аномальном разрезе (пачке) при переходе от глинисто–алевритовой породы к алевритовому аргиллиту. Согласно предыдущим исследователям высокая концентрация урана в породах БС обусловлена высоким содержанием органического углерода и высоковосстановительными условиями среды. Соглашаясь в принципе с этим тезисом, мы отмечаем связь урана также с апатитом, в первую очередь в глинисто–кремнистых породах свиты.

В изученных разрезах Центрального района в БС – на границе пачек 4 и 5, наблюдается максимальный пик содержания урана (рис. 4.2.1). Пачка 5, представленная микститами кероген–карбонатно–кремнистыми, характеризуется несколько повышенными содержаниями урана по скважинам № 3 и 5 Салымского (приведенным в качестве примера), где его среднее значение составляет 0,00426–0,00573 %, а в четвертой пачке оно изменяется от 0,00296 до 0,00318 %. Это, в свою очередь, коррелируется с содержанием $C_{орг}$ в этих пачках. В некоторых разрезах БС пик содержания урана совпадает с пиком содержания фосфора (прослои рыбного детрита). Как можно видеть из диаграммы соотношения этих компонентов, линейная зависимость действительно существует, однако, наблюдаются некоторые отклонения от нее (см. рис. 4.2.1). Содержание урана на границе двух вышеупомянутых пачек в скважинах № 5 и 6 Салымского района составляет 0,01168–0,01169 %, в скважине № 3 оно несколько понижено, но также является максимально высоким по разрезу свиты – 0,073 %. Содержание органического углерода в породах с максимальным по разрезу свиты содержанием урана варьирует от 11,12 до 20, 46 %.

Подобный пик содержания урана в этом интервале разреза БС отмечали в своих работах С.Г. Неручев (2007) и М.Ю. Зубков и Н.А. Доронина (1982). Многими исследователями,

изучавшими распределение этого элемента в рассматриваемой толще (Плуман, 1971, 1975; Хабаров и др., 1980; Зубков, 2001а; Калмыков и др., 2009; Занин и др., 2016а; и др.), отмечалась связь содержания урана и органического углерода. Предыдущие исследователи по–разному интерпретировали генезис аномального высокого содержания урана на рассматриваемом интервале: С.Г. Неручев (1982, 2007) связывал его с распространением в этот период радиации, М.Ю Зубков (1982) – с изменением геохимической обстановки – при понижении CO_2 (активизация процессов фотосинтеза) стабильность карбонильных комплексов урана в восстановительной среде уменьшается, и уран переходит в осадок. Автор диссертационной работы придерживается второй точки зрения.

По данным И.Н. Бекмана (2010) уран находится в океанической воде в виде комплекса $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$, главным образом, в растворенной форме, понижение концентрации растворенной углекислоты вызывает разложение карбонильного комплекса урана и обогащение урана уранинитом, при содержании карбонатного иона в океанической воде, меньшем $n*10^{-6}$ н. (pH<7,5 при $P_{CO2}=5*10^{-4}$ атм), уран находится в океанической воде в форме продуктов гидролиза, адсорбированных на кремний содержащих коллоидных частицах. В поверхностном слое Баренцова моря концентрация урана равна $1,6*10^{-6}$ г/л, Чёрного моря – $2,9*10^{-6}$ г/л (Бекман, 2010).

Автор настоящей работы поддерживает точку зрения М.Ю. Зубкова и Н.А. Дорониной (1982) о существовании геохимического барьера на этом интервале. В то же время к этому интервалу на ряде площадей приурочены выскорадиоактивные прослои рыбного детрита – образованные в Центральном районе в период замора рыб, что также может быть связано с изменением палеообстановок в этот период времени (в частности геохимии водной среды).

Ниже приводятся результаты изучения микроэлементного состава БС, полученные нашей литологической группой ИНГГ СОРАН, проведенные под руководством Ю.Н. Занина (Занин, Замирайлова, Эдер, 2016а, 2016б, 2017; Zanin, Eder, Zamirailova 2010).

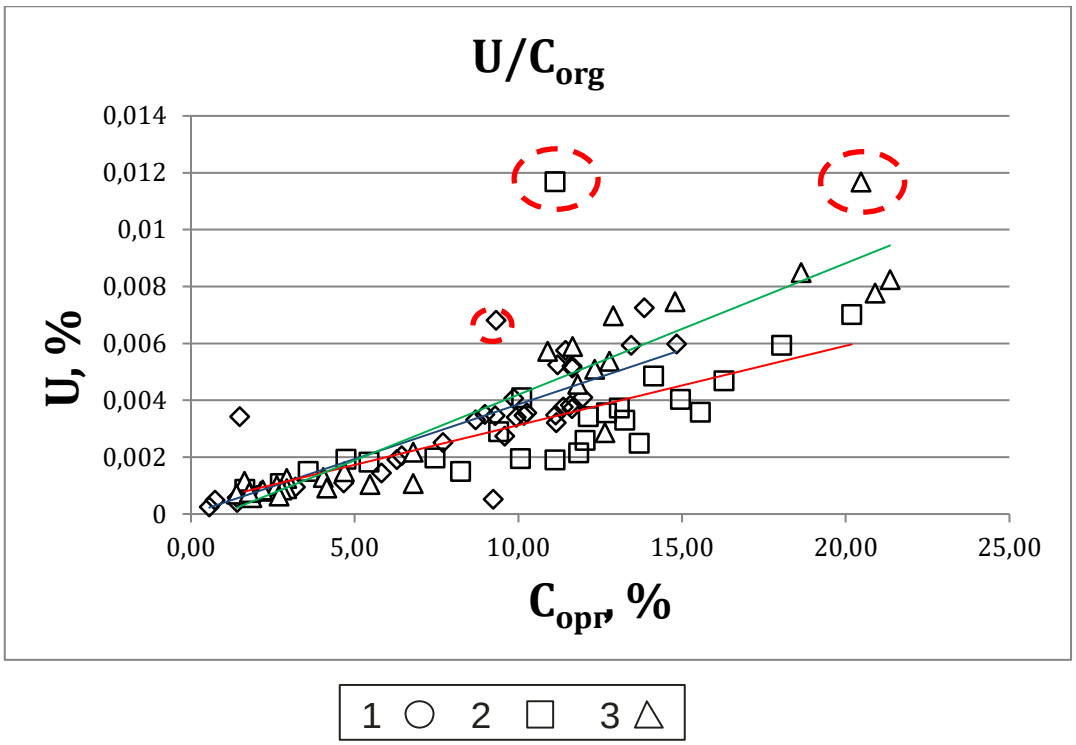


Рис. 4.2.1. Соотношения содержаний урана и органического углерода в породах баженовской свиты по скважинам – № 3,5,6 Салымского района (Эдер и др., 2015а.). Штрих–пунктиром выделены образцы (отскоки от линейной модели) с аномально высоким содержанием урана, расположенные в области перехода от юры к мелу. Условные обозначения: породы баженовской свиты: 1 – скв. № 3, 2 – скв. № 5, 3 – скв. № 6.

Халькофильные элементы. В БС ЗСБ наблюдается понижение содержания халькофильных микроэлементов по основным группам пород:

I. Глинисто–кремнистые и силициты, обогащенные органическим веществом и пиритом, сформированные в условиях медленной фоновой седиментации и высоковосстановительного режима с наиболее высоким содержанием халькофильных микроэлементов (1360.7 г/т);

II. Аргиллиты, рассматриваемые как сформированные по глинистому материалу, отложившемуся из турбидных потоков, с повышенным (относительно материала глинисто–кремнистых пород) темпом седиментации, характеризуемые пониженным содержанием органического углерода и пониженными показателями восстановительного режима их формирования и с существенно пониженным содержанием халькофильных микроэлементов (323 г/т).

III. Аргиллиты алевритовые и глинисто–алевритово–(мелкопесчаные) породы, рассматриваемые как образованные предположительно по отложениям подводной дельты с наиболее быстрым темпом седиментации, которые характеризуются наиболее низким

содержанием халькофильных микроэлементов (187.3 и 108.7 г/т соответственно при среднем содержании 186.66 г/т.). Им отвечают минимальные содержания органического углерода и пирита, вплоть до полного их отсутствия, и переходный от слабо восстановительного до окислительного геохимического режима формирования, Первые два типа пород и отвечающих им разрезов принято рассматривать как «нормальные, вторые – как «аномальные».

Содержание халькофильных микроэлементов в баженовской свите в целом и по основным группам пород выше, чем средние в соответствующих по составу черных сланцах по мировым данным (Ketris, Yudovich, 2009). Для глинисто–кремнистых пород относительно кремнистых черных сланцев это превышение составляет 3.7, для аргиллитов нормальных разрезов свиты по сравнению со средними для терригенных черных сланцев – 1.4. Однако в породах аномальных разрезов содержание халькофильных микроэлементов близко к среднему их содержанию в глинах по К.К. Тарекиану и К.Х Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961). Применительно к конкретным микроэлементам в глинисто–кремнистых породах содержания выше среднемировых показывают Zn, Cu, As, Se, Cd,. In, находятся на уровне среднемировых Pb, Ga, Sb, Ag, Hg, Te, содержатся в количестве ниже среднемировых Tl, Ge, Bi, Sn. В аргиллитах эти группы выглядят седующим образом: первая – Zn, As, Ga, вторая – Cu, Cd, Pb, Sb, Ta, Ge, Bi, третья – Se, In, Ag, Hg, Te, Sn. В аргиллите алевритовом аномального разреза первая группа включает Ga, Ag, Te, Ge, Bi, вторая – Cu, As, Cd, In, Pb, третья – Zn, Se, Sb, Hg, Sn.

3. В БС в группе элементов, традиционно в соответствии с классификацией В.М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1937) относимых к халькофильным, образующим сульфиды, лишь S, Cu, Zn, As, Se, Ag, Cd, In, Ge, Sb, Hg, Te (?) могут рассматриваться в качестве таковых, тогда как Ga, Sn, Pb, Tl, Bi связаны с глинистым (терригенным) материалом, что соответствует литературным данным для большинства этих элементов. Концентрация элементов первой из этих групп, связанных с сульфидами и –добавим – органическим углеродом возрастает по мере уменьшения скорости седиментации и содержания в породах глинистого материала, тогда как концентрация элементов второй группы в этом направлении уменьшается. Однако, в целом связь элементов второй группы также и с пиритом нельзя, вероятно, полностью исключать, на что имеются определенные указания (Vaughan, Craig, 1978); в первую очередь это, возможно, касается свинца, на весьма высокие содержания которого в пирите указывают Г.А. Юргенсон (2003), М.Т. Крупенин с соавторами (2013). Наиболее высокое в изученном материале содержание мышьяка в фосфатсодержащей глинисто–кремнистой породе может быть объяснено возможной заменой в структуре апатита фосфат–иона PO_4^{3-} на арсенат–ион AsO_4^{3-} (Jarvis et al., 1994).

4. Показано определяющее влияние темпов седиментации материала и состава пород свиты на существенно различную концентрацию в них халькофильных элементов первой и второй группы. В глинисто–кремнистых породах содержание суммы халькофильных микроэлементов первой группы (1326.57 г/т) в 3.2 раза выше, чем в аргиллитах (413.86 г/т), что мы связываем с одновременным влиянием таких факторов, как более высокий восстановительный режим формирования первых из этих пород, существенно более высокое содержание в них пирита и органического углерода на фоне неразрывно связанным с ними (реально определяющим их) более низким темпом седиментации. Изменение среднего содержания элементов второй группы обратное: от глинисто–кремнистых пород к аргиллитам оно изменяется от 34.1 г/т до 54.56 г/т, т.е. возрастает в 1,6 раза, что объясняется их связью с глинистым материалом, содержание которого в аргиллитах возрастает в 2.6 раза. При переходе от аргиллитов нормальных разрезов к аргиллитам алевритовым аномальных разрезов содержание элементов первой группы в последних (131.73 г/т) по сравнению с содержанием в аргиллитах нормальных разрезов уменьшается в 3.14 раза, тогда как содержание элементов второй группы остается на том же уровне (55.59 г/т) при практически равном в той и другой породе содержании глинистого материала.

5. Отношение содержания суммы микроэлементов первой группы (в г/т) к содержанию серы сульфидной (в %) было наиболее высоким (261) в глинисто–кремнистых породах и существенно понизилось (до 176) в аргиллитах нормальных разрезов. Таким образом, повышение содержания в породах серы сульфидной (и соответственно органического углерода) в первой из этих пород способствовало не только абсолютному повышению содержания халькофильных элементов, но и относительному повышению его применительно к этим компонентам. Возможно, одним из факторов, определяющих этот феномен, был более медленный темп седиментации материала глинисто–кремнистых пород по сравнению с материалом аргиллитов, более длительный контакт его с морской водой, что и определило большую степень фиксации им микроэлементов. Ранее подобная мысль была высказана В. Эрнстом (1976). Таким образом, медленный темп седиментации определял не только общую повышенную концентрацию микроэлементов в глинисто–кремнистой породе, но также и относительную применительно к их концентраторам. Не исключено также, что мы недооцениваем в процессе фиксации микроэлементов роль органического вещества, которая могла быть весьма существенной (Астахов и др., 2013 и др.), а также более высокий восстановительный режим обстановок седиментации и далее – диагенеза.

6. Наблюдается следующая неоднозначность изменения содержаний халькофильных элементов в породах на фоне изменения факторов, определявших их концентрацию,

выраженная отношением их содержаний в глинисто–кремнистых породах к содержанию в аргиллитах и отвечающая следующему ряду: Se 12.12> Tl 6.97> Ag 5.76> Cd 5.24> Cu 2.69> Sb 3.36> Zn 3.06> Hg 2.22> Sc–д 2.15> $S_{общ}$ 2.04> As 1.93> In 1.28> Bi 0.84> Pb 0.71> Ge 0.61> Ga 0.58> Sn 0.29. Как видно, большинство элементов, которые мы связываем с глинистыми минералами, оказались последними в этом ряду, показав значения ниже единицы.

Золото и платина. Содержание в глинисто–кремнистых породах и аргиллитах БС составляет 0.035 и 0.02 г/т, платины 0.013 и 0.005 г/т, что на один–два порядка ниже экономически приемлемого уровня, даже без учета глубин залегания отложений. При этом глинисто–кремнистые породы отвечают более медленному темпу седиментации слагающего их материала, более высокому содержанию пирита и органического вещества. Сделан вывод, что основными концентраторами того и другого компонента являлись пирит и органическое вещество в условиях их повышенного содержания, пониженного темпа седиментации и повышенного восстановительного режима среды формирования отложений. Допускается привнос того и другого элемента в осадок в растворах и в самородной форме с некоторой повышенной ролью последнего относительно золота, но в целом с превалирующим значением поступления их в растворах. Уровень катагенеза изученного материала А.Н. Фомину (2011) был низок для влияния на концентрацию благородных металлов, но на ряде площадей развития свиты он был существенно повышен, и возможная роль его здесь требует дополнительного анализа.

Никель, кобальт, молибден. Изучены содержания Ni, Mo, Co в трех типах пород БС. Содержание всех трех рассматриваемых элементов понижается от глинисто–кремнистых пород к аргиллитам нормальных разрезов и далее – к породам аномальных разрезов. При этом в глинисто–кремнистых породах содержание каждого из них превышает средние содержания в однотипных черных сланцах по мировым данным. Для Ni это превышение (336.7 г/т против 63 г/т) составляет 5.3 раза, для Mo (264.5 г/т против 29 г/т) – 9.1 раза, для Co (30.3 г/т против 11 г/т) – 2.6 раза. В аргиллитах нормальных разрезов содержание Ni понизилось в 3.4 раза (до 97.9 г/т), Mo – в 5.3 раза (до 49.4 г/т), кобальта – в 1.96 раза (до 15.47 г/т). В аргиллите алевритовом и глинисто–алевритовой породе аномального разреза по совокупности содержание Mo относительно аргиллита нормального разреза уменьшилось уже в 36 раз (до 1.36г/т), Ni – в 2.25 раза (до 43.5 г/т), Co – в 1.2 раза (до 12.7 г/т). Как видно, наиболее чувствительным к изменению состава пород (уменьшение содержаний органического углерода и пирита) и условий формирования (понижение режима восстановленности среды породообразования, возрастание темпа седиментации) явился Mo, наименее чувствительным – Co. Корреляционный анализ показал высокую взаимную связь Mo и Ni в глинисто–

кремнистых породах и аргиллитах БС друг с другом, а также с пиритом и органическим углеродом, на уровне положительных коэффициентов корреляции в пределах 0.70–0.91 при том, что коэффициенты всех этих компонентов с Co значительно ниже и находятся в пределах 0.48–0.54, что однозначно может указывать на различный характер их связей. Можно полагать, что Mo практически полностью связан в породах с органическим веществом и пиритом, Ni в некоторой степени также с глинистым материалом, а Co с глинистым материалом и лишь в незначительной степени в условиях наиболее высоко восстановительного режима с пиритом и органическим углеродом. Глинисто–кремнистые черные сланцы БС по содержанию всех трех рассматриваемых элементов по классификации Дж. Д. Вайна и Е.Б. Тоуртелота (Vine, Tourtelot, 1970) и Х.Л. Хайка (Huyck, 1990) являются металлоносными, чего нельзя сказать о содержании этих элементов в породах других типов. Более того, содержания всех трех элементов в аномальных породах, а Co и в аргиллите нормального разреза, не достигают даже кларковых значений для глин (Turekian, Wedepohl, 1961).

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Среднее содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в баженовской свите уменьшается по типам пород в следующей последовательности: фосфат– ные глинисто–кремнистые породы (417.85 г/т) > ар– гиллиты (140.44 г/т) > глинисто–кремнистые породы (97.42 г/т) > алевритовый аргиллит аномальной пачки (84.66 г/т) > доломит (26.04 г/т) > глинисто– алевритовая порода аномальной пачки (21.20 г/т) (Занин и др., 2011). среднее содержание в основ– ных типах пород баженовской свиты – глинисто–кремнистых породах и аргиллитах нормальных разрезов – близко к среднему содержанию этих элементов (131.45 г/т) в черных сланцах по Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис (1994).

Вышеупомянутым коллективом авторов установлено, что за концентрацию РЗЭ в породах свиты ответственны такие факторы, как состав пород, темп седиментации, окислительно–восстановительный потенциал обстановок формирования отложений. Показано, что глинистые минералы и апатит концентрируют РЗЭ более активно, чем органическое вещество и пирит. При этом глинистые минералы накапливают в повышенном количестве легкие РЗЭ, тогда как органическое вещество и пирит – средние и тяжелые, с той особенностью, что органическое вещество концентрирует Yb и Lu более активно, чем пирит. В некоторых случаях низкое содержание РЗЭ в породах определяется не их составом, а быстрым темпом седиментации. Окислительно–восстановительный потенциал обстановок формирования отложений влияет на содержание РЗЭ в породах в меньшей степени, чем их состав и темп седиментации.

В рамках настоящей работы были продолжены исследования закономерностей

распространения микроэлементов, включая редкоземельные, пород БС, с целью реконструкций палеоусловий – климата, состава источников сноса, поиск свидетельств гидротермального воздействия на породы ОВ или примеси с них вулканогенного материала. Также анализировались такие геохимические модули, как индекс химического выветривания, модуль нормативной щелочности, титановый модуль. Редкоземельные элементы являются в большинстве геологических процессов одними из наименее подвижных (Тейлор, Мак–Леннан, 1988). На них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, а также постседиментационные трансформации, поэтому их содержания наиболее корректно отражают ряд принципиальных особенностей, влияющих на формирования состава большинства осадочных пород, например, состав магматических пород в источниках сноса (Маслов, 2005).

Климат

По данным А.В. Гольберта (Брадучан и др., 1986) климат в северной части ЗСГ был теплый, равномерно влажный, среднегодовая температура составляла 18–19ºС, тип химического выветривания подзолистый, интенсивно проявлявшийся, что приводило к высвобождению и массовой миграции железистых растворов. В южной половине ЗСГ по данным этого автора климат был субтропический семиаридный, тип выветривания красноземый, среднегодовая температура 22–24ºС. Теплый влажный климат благоприятствовал высокой биопродуктивности морских ландшафтов (Гурова, Казаринов, 1962; Брадучан и др., 1986; Гурари и др., 1988; Конторович и др., 1975, 1994, 2013).

Для подтверждения выводов предыдущих исследователей о характере климата во время осадконакопления БС в настоящем исследовании проанализированы индексы химического выветривания (CIA, CIW), ΣCe/ΣY, средние значения которых приведены в таблице 4.2. Известно, что интенсивность химического выветривания в областях размыва напрямую коррелируется с палеоклиматом. По данным А.В. Маслова (2005) для осадочных образований гумидных климатических обстановок характерен вынос из полевых шпатов Ca, Na и K, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания; в аридных и гляциальных обстановках в область аккумуляции, напротив, поступает слабо переработанный процессами выветривания на палеоводосборах материал, представленный в основном глинистыми минералами. С этими процессами и связана информативность показателей CIA и CIW для реконструкций палеоклиматических обстановок. Применение показателя ΣCe/ΣY согласно Ю.А. Балашову (1976) обсуловлено тем, что при гумидном климате в основном разрушаются полевые шпаты и акцессорные минералы, что служит

увеличению этого отношения.

Как можно видеть из таблицы 4.2.1, согласно этим показателям климат в позднеюрско–раннемеловой период был теплым, семиаридным, что в целом подтверждает выводы предыдущих исследователей.

Таблица 4.2.1

Средние значения ΣCe/ΣY, CIA, CIW в породах БС.

Район/площадь	**ΣCe/ΣY** <2,5 характеризует аридный климат, 2,5–4 – семаридный, семигумидный, >4 – гумидный (Балашов, 1976, Шатров, Войцеховский, 2009).	**CIA** >70 теплый климат, менее 70 – холодный. (Nesbitt, Young, 1982)	**CIW** >80 теплый климат, менее 80 – холодный (Harnois, 1988)
ЮЖНЫЙ РАЙОН			
Межовская пл.	2,4	76,6	89,0
Ракитинская пл.	2,2	75,8	87,7
ЮГО–ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН			
Горстовая пл.	2,5	73,0	85,4
З. Квензерская пл.	2,3	71,7	83,4
Южно–Майская пл.	2,4	76,6	87,7
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН			
Дружная пл.	2,2	72,7	87,0
Новортьягунская пл.	2,3	70,9	81,9
Повховская пл.	2,2	73,8	86,6
Южно–Ягунская пл.	2,3	71,1	79,5

Источники сноса. По данным ряда исследователей (Гольберт и др., 1968; Брадучан и др., 1986; Конторович и др., 2013 и др.) главными формами рельефа складчатого обрамления в волжско–раннерязанское время были холмогорья Палео–Урала, низменная денудационная равнина Казахской складчатой страны, холмогорья и низкогорья Алтае–Саянской складчатой области и Енисейского кряжа, а также возвышенное плато запада Сибирской платформы. Вдоль обрамления плиты многими авторами (Гурова, Казаринов, 1962; Брадучан и др., 1986; Решения…, 1991; и др.) выявлен закономерный фациальный ряд от прибрежно–морских песчано–алевритовых (местами с гравием и галькой) осадков верхней – средней сублиторали, распространенных исключительно во внешней зоне бассейна, до морских алеврито–глинистых (в том числе местами относительно низкоуглеродистых аргиллитов) осадков глубокой части шельфа (нижняя сублитораль) в зоне, прилегающей к псевдоабиссальной впадине.

Согласно А.Н. Стафееву и соавторам (2016) Хетский и Тазовский погружающиеся присдвиговые бассейны активно развивались в титоне и раннем берриасе и контролировали твердый сток. По мнению этих авторов, верхневолжский палеобассейн постоянно снабжался питательными веществами: 1. из Арктического океана по цепочке проточных бассейнов следовало проливное течение, во время трансгрессий оно смещалось к Таймырскому острову и заливало Южно–Таймырский холмистый бассейн, из которого, кроме терригенного материала выносились биофильные элементы, из Вилюйского бассейна сток был минимальным; 2. во время регрессий – сток питательных веществ усиливался из Вилюйского бассейна.

А.Э. Конторович и соавторы (2019) предположили существование маргинального фильтра в восточном обрамлении ЗСБ во время осадконакопления БС. Согласно А.П. Лисицыну (1994), маргинальный фильтр представляет собой узкий пояс, протягивающийся на сотни километров вдоль берегов континентов в пределах которого происходит смешивание речных и морских вод, на этих участках происходит удаление наиболее значительной части взвешенных в воде веществ, а также многих металлов, присутствующих не только во взвешенной, но и в растворенных формах, террагенного органического вещества и др. По подсчетам А.Э. Конторовича и соавторов (2019) масса осадков БС на завершающих этапах диагенеза (пересчитанная на безводное вещество) составляла 228.4 трлн т, из них масса осадков в области восточного маргинального фильтра, занимающего лишь 21.1% общей площади бассейна – 121.7 трлн т (53,3 % всех осадков) и на остальной акватории морского бассейна — 106.7 трлн т. Таким образом, основная часть терригенного материала в позднеюрско–раннемеловом седиментационном бассейне Западной Сибири была

сосредоточена на восточном его обрамлении. В целом, по мнению многих исследователей основной источник сноса терригенного материала в верхневолжский бассейн находился на северо–востоке Западной Сибири (Конторович и др., 2013, 2019; Стафеев и др., 2016 и др.), на западе – преобладало химическое выветривание (Гурова, Казаринов, 1962; Занин и др., 2003).

В рамках настоящей работы предварительно оценен состав источников сноса по значениям отношения La/Yb (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al, 1998) и распределениям значений Hf, Th и Co, Th, La и Sc на треугольных диаграммах в породах БС (Wronkiewicz, Condie, 1987). Отношения нормализованных по хондриту значений La к Yb более 8 указывают на кислый состав источников сноса, менее 4 – основной, от 4 до 8 – промежуточный (средний) (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al, 1998). Как можно видеть из таблицы 4.2.2 для пород БС в целом значения этого показателя изменяются от 5,3 до 6,9, при этом в Южном районе они несколько повышены (6,7–6,9) по сравнению с Юго–восточным и Центральным (5,3–6,5) районами. В целом эти значения характеризуют преимущественно основной состав областей питания.

Таблица 4.2.2.

Средние значения отношения лантана к иттербию, нормализованные по хондриту(La/Yb)n в породах БС

Район/площадь	(La/Yb)n
ЮЖНЫЙ РАЙОН	
Межовская пл.	6,9
Ракитинская пл.	6,7
ЮГО–ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН	
Горстовая пл.	6,5
З. Квензерская пл.	5,7
Южно–Майская по.	6,1
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН	
Дружная пл.	5,3
Новоортъягунская пл.	6,3
Повховская пл.	6,0
Южно–Ягунская пл.	6,2
Мулымьинская свита Шаимский район (Маслов и др., 2007)	4,2
Абалакская свита Шаимский район (Маслов и др., 2007)	5,8

По данным ряда исследователей (Wronkiewicz, Condie, 1987; Cullers, 2002) кислые породы характеризуются повышенными содержаниями La и Th и пониженными Co, Sc, Cr, Th по сравнению с основными. На диаграмме Th—Hf—Co породы БС попадают в области фанерозойских и архейских сланцев (рис. 4.2.2). Считается (Wronkiewicz, Condie, 1987), что приуроченность точек на диаграмме к вершине Co отвечает породам основного состава, к Hf и Th – кислого. Свидетельствует об основном и кислом составе областей сноса, при этом как, и при анализе отношения La/Yb в Южном районе отмечается преобладание кислого состава в питающих провинциях.

По характеру распределения значений на треугольной диаграмме Th–La–Sc породы БС Центрального и Юго–восточного районов отвечают архейским глинистым сланцам, преимущественно основного состава, Южного района (Межовская площадь) – фанерозойским глинистым сланцам кислого состава. Европиевая аномалия, рассчитываемая одним из способов как $Eu/Eu^*=Eu_N/(0,5*(Sm_N+Gd_N))$, где $_N$ обозначает нормированные значения по хондриту или стандартным составам глинистых сланцев (NASC, PAAS и др.). Для кислых магматических пород характерны значения $Eu/Eu^*<0.85$, в отличие от базальтоидов ($Eu/Eu^*>0.85$—0.90) (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991). В БС значения этого показателя изменяются в пределах 0,9–1,2 – указывая на преимущественно основной состав областей сноса. Таким образом, анализ комплекса показателей элементов и РЗЭ указывает, что в Центральном, Северном и Юго–восточном районах преобладали источники сноса основного состава. Эти данные коррелируются с полученными ранее данными А.В. Масловым и соавторами (2007) для алевроаргиллитов мулымьинской и абалакской свит Шаимского района (табл. 4.2.3). Определено, что в Южном районе (район Межовского свода) состав источника сноса был преимущественно кислый.

Гидротермальный и/или вулканогенный источник

Согласно Е.А. Предтеченской (2016) в качестве возможного дополнительного источника для ряда элементов (Si, Fe, Mg, Al, Na и, возможно, Y и Yb) предполагается примесь пирокластического или эндогенного материала (пеплопады, подводные эксгаляции), также не исключается периодическое воздействие подводных эманаций в связи с гидротермальным подтоком в зонах дизъюнктивных нарушений. Ранее Е.А. Предтеченской и соавторами (2015) в средне– и верхнеюрских отложениях в районах Каймысовского и Красноленинского сводов отмечены признаки их гидротермальной проработки. Свидетельства гидротермального воздействия на породы БС приводили также в своих работах А.Д. Коробов и соавторы (2017, 2018), Н.С. Балушкина и соавторы (2016), А.Ю. Юрченко (2017), Д.Е. Заграновская (2019), главным образом, для западных районов ЗСБ.

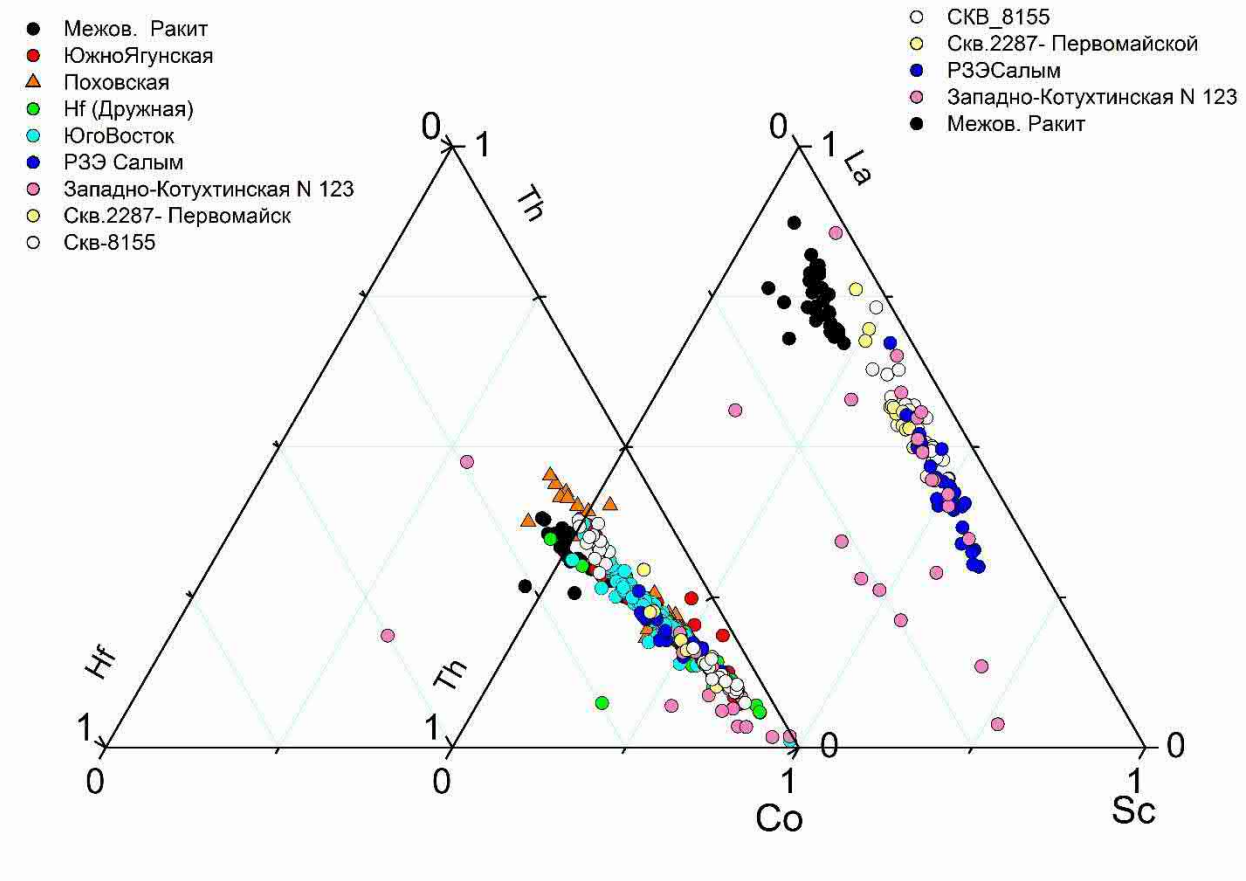


Рис. 4.2.2. Диаграммы Th—Hf—Co (Wronkiewicz, Condie, 1987), характеризующие области сноса для отложений баженовской свиты.

Вулканогенный источник для пород БС предполагали Г.Н. Перозио и Соколова (Доманикиты…, 1982), А.В. Ван и соавторы (2011), и И.В. Панченко и соавторы (2015б) также в основном для районов Салымского и Красноленинского сводов.

По значениям модуля общей нормативной щелочности – $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ (Middleton, 1960) терригенные и кремнистые породы могут быть отнесены к следующим классам: 1) <0.20 – низкощелочные; 2) 0.20–0.40 – нормально–щелочные; 3) 0.40–0.70 – повышенно–щелочные; 4) 0.70–1.00 – высокощелочные; и 5)> 1.00 – гиперщелочные. Таким образом, высокие значения этого модуля характерны для пород, содержащих примесь вулканогенного материала основного состава. Значения модуля нормативной щелочности в породах БС изученных разрезов не превышают 0,35 (см. табл. 4.2.3), что позволяет их отнести к нормально–щелочным породам.

Модуль Страхова (Fe+Mn) /Ti используется для определения примеси эксгаляционного материала в осадочных породах. По данным Н.М. Страхова (1960) значения модуля (Fe+Mn) /Ti в осадках современных водоемов, в которые заведомо не поступали продукты

подводных извержений, варьируют от 7.7 до 17, увеличиваясь от песков к глинам. Если же величина данного модуля превышает 25, то в осадках с такими характеристиками можно предполагать присутствие продуктов подводных эксгаляций. Согласно И.Н. Ушатинскому (1981) значения этого показателя в породах БС свидетельствуют об отсутствии в них примеси эксгаляционного материала. К таким же выводам пришел А.В. Маслов и соавторы (2007) после оценки этого модуля (см. табл. 4.4) для пород мулымьинской свиты Шаимского района. По данным Е.А. Предтеченской и соавторов (2015) в районах Салымского и Красноленинского сводов в БС наблюдаются повышенные значения этого показателя. По изученному материалу в настоящем исследовании значения модуля Страхова изменяются в диапазоне 7,5–20,2 (см. табл. 4.2.3), что указывает на отсутствие примеси эксгаляционного материала в породах БС. В то же время отмечается увеличение этого показателя в БС по направлению от Южного (7,5–8,7) к Центральному району (15,8–20,2).

А.В. Дубинин, И.И. Волков (1986) и С.В. Стрекопытов и соавторами (1999) полагают, что отношение Ce/La является более чувствительным индикатором присутствия в осадках эксгаляционного материала, чем модуль (Fe+Mn) /Ti. Проведенный в настоящей работе анализ показал, что в породах БС этот показатель изменяется от 2,2 до 2,5, что указывает на преимущественно гидрогенную природу пород БС.

По данным С.В. Стрекопытова и соавторов (1995) значения отношения Zr/Hf более 50 свидетельствует о наличии в породах гидротермального материала. Проведенный в рамках настоящей работы анализ показателя Zr/Hf указывает на отсутствие гидротермального материала в породах БС Южного района, а также Западно–Квензерской и Южно–Майской площадях Юго–Восточного района (Zr/Hf 35–40). Повышенные значения этого отношения наблюдаются в БС Центрального района и Горстовой площади Юго–Восточного района (Zr/Hf 42–52), при этом значения более 50 наблюдаются только на Дружной и Горстовой площадях.

Влияние эксгаляционного фактора на породы также оценивалось при помощи анализа распределения РЗЭ, нормированных по хондриту и цериевой аномалии ($Ce/Ce*^{NASC}$).

Распределение РЗЭ в БС как видно из рисунков 4.2.3 (а–г), 4.2.4 свидетельствует о близком характере их распространения в породах Южного (Ракитинская, Межовская пл.), Юго–Восточного (Горстовая, Западно–Квензерская, Южно–Майская пл.) и Центрального (Повховская, Южно–Ягунская, Дружная, Новоортьягунская пл.) районов – в целом наблюдается обеднение исследуемых пород тяжелыми редкоземельными элементами по сравнению с хондритом (Taylor, Mclennan, 1985, Интерпретация геохимических данных…, 2001).

Согласно Р. Мюррею с соавторами (Murray et al, 1990, 1991) примерно в 300–400–километровой зоне вокруг срединно–океанических хребтов (СОХ) морские воды, испытывающие значительное влияние металлоносных эманации из СОХ, характеризуются резкой отрицательной аномалией Ce. Указанные данные послужили основанием для этих авторов рассмотрения отношения Ce/Ce* в качестве индикатора таких седиментационных обстановок, как: 1) близспрединговая (300–400 км от СОХ, Ce/Ce* ~ 0.25–0.3); 2) глубоководных котловин (от 400 до 2500–3000 км от СОХ, Ce/Ce* ~ 0.55–0.6) и 3) окраинно–континентальная (Ce/Ce* ~ 0.9–1.3).

По данным А.В. Маслова и соавторов (2007) в породах с примесью эксгаляционного материала преобладают тяжелые редкоземельные элементы и наблюдается отрицательная цериевая аномалия (Ce/Ce^{*NASC}). В изученных разрезах породы БС характеризуются значениями цериевой аномалии 0,7–0,9, в единичных прослоях – более 1, т.е. в основном отвечают упомянутой выше третьей группе пород. Близкие значения рассматриваемого показателя (0,96–1,21) получены А.В. Масловым и соавторами (2007) для алевроаргиллитов юрских отложений Шаимского района. Оба эти факта говорят в пользу отсутствия существенного влияния эксгаляционной деятельности в образовании пород БС на изученных площадях.

Таблица 4.2.3

Средние значения отношений Ce/La, Zr/Hf, $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, (Fe+Mn)/Ti в породах БС.

Район, площадь/геохимические индикаторы	Ce/La <2– гидротерм. >2 гидроген. Дубинин, Волков (1986), Стрекопытов и др. (1999)	Zr/Hf более 50 – гидротермальный материал (Стрекопытов и др., 1995	$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ <0.20 – низкощелочные; 0.20–0.40 – нормально–щелочные; 0.40–0.70 – повышенно–щелочн.0.70–1.00 – высокощелочные; >1.00 – гиперщелочные (Middleton, 1960)	(Fe+Mn)/Ti >25 – примесь эксгаляц. матер. (Страхов, 1974)
ЮЖНЫЙ РАЙОН				
Межовская пл.	2,4	35,4	0,3	8,7
Ракитинская пл.	2,2	35,8	0,3	7,5
ЮГО–ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН				
Горстовая пл.	2,5	51,0	0,3	12,3
З. Квензерская пл.	2,3	40,9	0,3	10,9
Южно–Майская по.	2,4	39,0	0,3	9,1
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН				
Дружная пл.	2,2	51,9	0,3	15,9
Новортьягунская пл.	2,3	41,6	0,3	15,8
Повховская пл.	2,2	45,1	0,3	16,4
Южно–Ягунская пл.	2,3	42,2	0,3	20,2
Мулымьинская свита Шаимский район (Маслов и др., 2007)	–	–	–	1,5–12,4

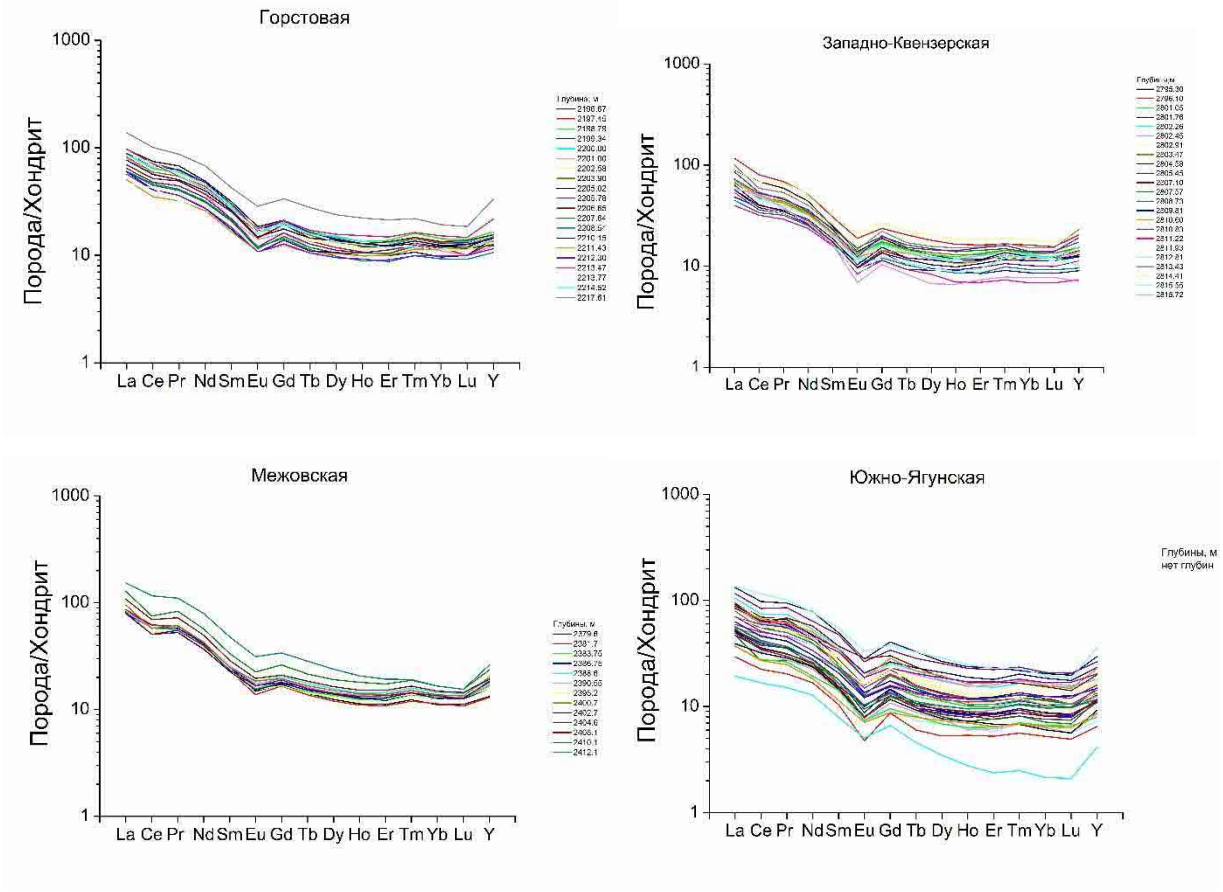


Рис. 4.2.3. Спайдер–диаграммы распределения РЗЭ в баженовской свите Горстовой, Западно–Квензерской, Межовской и Южно–Ягунской площадей.

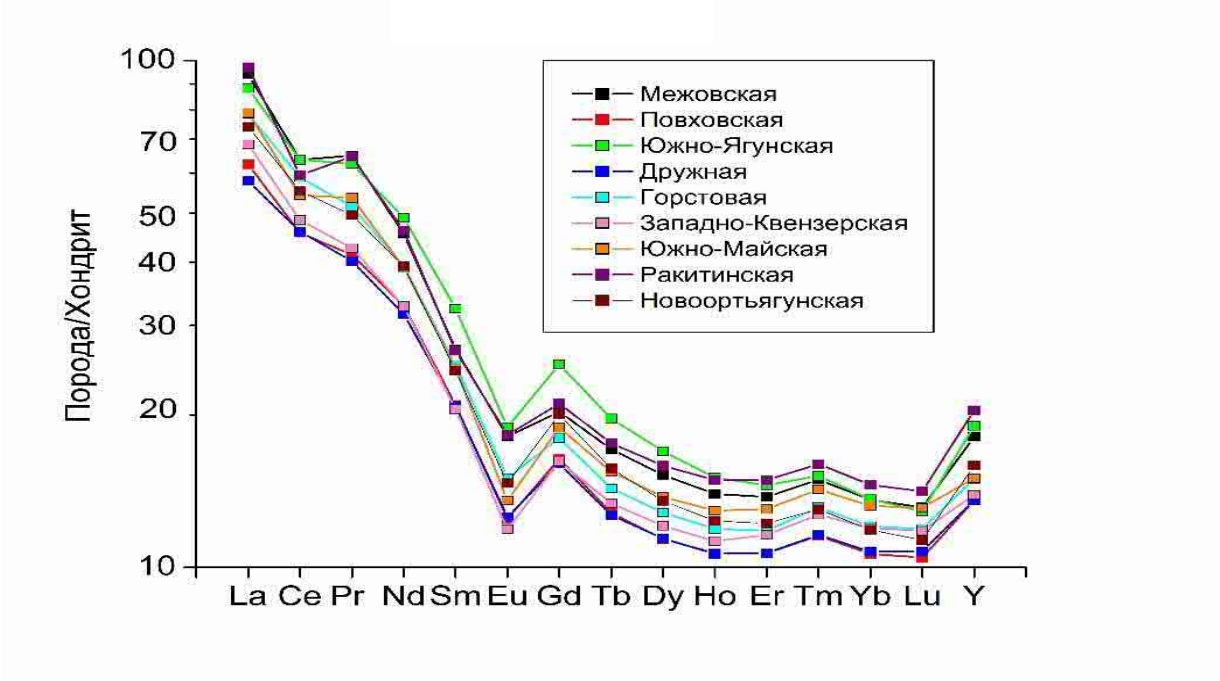


Рис. 4.2.4. Спайдер–диаграммы распределения редкоземельных элементов в породах баженовской свиты.

Полученные данные в результате исследования микроэлементного состава пород БС (изложенного в этом подразделе) позволили получить следующие выводы, подтверждающие и дополняющие результаты предыдущих исследователей: 1) климат в позднеюрско–раннемеловой период был теплым, семиаридным; 2) в Центральном, Северном и Юго–восточном районах преобладали источники сноса основного состава. В Южном районе (район Межовского свода) их состав был преимущественно кислый; 3) на изученных площадях в породах БС не наблюдается признаков эксгаляционной деятельности.

4.3. Пространственно-временные закономерности седиментации БС

На основе данных результатов изучения литолого-геохимического состава, типизации разрезов и анализа их корреляционных профилей разработана модель седиментации БС в Северном, Центральном, Юго–восточном и Южном районах. Для стратиграфической привязки пачек использовались результаты палеонтологических исследований лаборатории палеонтологии и стратиграфии ИНГГ СОРАН, и результаты детального сопоставления данных литологического анализа, ГИС, а также изучения комплексов макро- и микрофауны, приведенной в публикации И.В. Панченко и соавторов (2016). Районы территории исследования отличаются по числу изученных разрезов, и степени охарактеризованности керном. Наименее представлена керном и в целом разрезами БС Северного района, в связи с чем в некоторых скважинах толща разделена условно на нижнюю и верхнюю части, по стратиграфическому диапазону предположительно соотвествующие пачкам 1-3 и 4-6 соотвественно. Существуют отличия в количестве пачек БС в Центральном и Юго-восточном районах. Как было описано выше, в Юго–восточном районе стратиграфические аналоги пачек 5 и 6 БС относятся к куломзинскому горизонту, что подтверждает скользящий характер верхней границы свиты (Палеобиофации..., 1970; Гольберт и др., 1971; Постановления..., 2006).

Таким образом, особенности седиментационных моделей БС для разных районов состоят в следующем (Приложение 6): для Центрального района охарактеризованы 4 этапа седиментации – 1) ранне–средневолжский; 2) конец средневолжского–раннерязанский; 3) рязанский–начало ранневаланжинского; 4) ранневаланжинский; для Юго–восточного и Южного районов – 2 этапа седиментации БС: 1) ранне–средневолжский; 2) конец средневолжского–раннерязанский и 1 этап – (конец средневолжского–раннерязанский) начало седиментации куломзинского горизонта; для Северного – 2 этапа: 1) ранне–средневолжский; 2) конец средневолжского–рязанский (возможно ранневаланжинский).

По данным Б. Хэка и соавторов (Haq et al., 1988) в период от поздней юры до раннего мела, эвстатический уровень моря достиг максимума в раннем титоне (в целом по миру). В ЗСБ при переходе от киммериджа к ранневолжскому времени также происходит углубление (Палеобиофации…, 1978; Филина и др., 1984; Конторович др., 2015 и др.). Изменение состава пород при переходе от георгиевского к баженовскому горизонту подтверждает это положение – наблюдается смена глауконитовых аргиллитов, песчаников и алевролитов с прослоями карбонатов, обедненных ОВ, на преимущественно биогенные кремнистые и кремнисто–карбонатные породы с высоким содержанием этого компонента. На западе ЗСБ в Шаимском районе микробиолитовые карбонатно–марганцевые породы сменяются кремнистыми радиоляриевыми породами (Занин и др., 2003; Eder et al., 2018). При этом достаточно резко происходит изменение состава аутигенных минералов: фосфориты и глауконит в георгиевской свите сменяются на пирит в БС, одновременно наблюдается практически полное исчезновение следов жизнедеятельности организмов. Все это свидетельствует о смене окислительного режима придонных вод на восстановительный, который способствовал сохранению ОВ. Лишь в некоторых разрезах БС в ее нижней части присутствуют редкие зерна глауконита и фосфорита, и наблюдается пониженное содержание ОВ, что свидетельствует о том, что вероятно, здесь вследствие локальных факторов смена физико–химической обстановки произошла не столь резко.

Ранне–средневолжское время. Определено, что после углубления ЗСБ палеобассейна на обширной территории включающей Центральный (Мансийская синеклиза, Юганская мегавпадина, Хантейская гемиантеклиза, южная часть Южно–Надымской мегамоноклизы) и Юго–восточный районы началось отложение биогенных кремнистых илов при минимальном привносе глинистого материала. Как отмечено ранее, основными продуцентами кремнезема являлись радиолярии и диатомеи (Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006 и др.). На некоторых структурах Юго–восточного района (Ледянская мезоседловина, Верхневасюганская антеклиза и Александровский свод, Нюрольская впадина и др.) привнос глинистого материала был минимальным, на остальных структурах – (Усть–Тымская мегавпадина, Обь–Васюганская гряда) доля терригенного глинистого материала, поступающего в осадок была несколько повышена (25–30%), в Северном районе она составляла 30–40%. В крайне северных площадях Северного района (Медвежья пл.) ЗСБ происходила преимущественно терригенная седиментация (отложение глинистого материала аргиллитов).

В вышеупомянутых районах с преобладанием биогенной седиментации осаждались большие массы ОВ. Благоприятными для его накопления являлись несколько факторов: 1. спокойный гидродинамический и тектонический режимы, обеспечивающие застойный режим (последнее способствовало образованию восстановительных условий придонных вод); 2. минимальный терригенный привнос, в результате чего происходила повышенная концентрация ОВ в осадке; 3. высокая биопродуктивность; 4. усиленное химическое выветривание с континента, главным образом, с Урала, обеспечивающие поступление необходимых питательных веществ (азот, фосфор и др.) для развития организмов, а также кремнистое и карбонатное вещество для строительства их скелетов.

В первой половине средневолжского периода фиксируется периодическое распространение (в основном на палеоподнятиях) бентоса в виде двустворок (Панченко и др., 2016), свидетельствующее о временной аэрации придонных вод. Во второй половине средневолжского периода происходило отложение преимущественно кремнистого материала (до 80 %). Существование радиоляриевого горизонта в нижней половине БС отмечалось ранее (Гурова, Казаринов, 1962; Эдер и др., 2015а; Панченко и др., 2015а; Калмыков, 2016 и др.). Вышеописанный радиоляриевый слой характеризуется пониженными содержаниями ОВ и глинистого материала, по сравнению с вмещающими кремнистыми породами. Ранее (Эдер и др., 2015а; Панченко и др., 2015а; Калмыков, 2016) сделаны предположения о том, что период накопления радиоляритовой пачки 3 соответствует максимуму затопления ЗСБ. Однако, детальное сопоставление возраста (по аммонитовым зонам) пачек выделенных И.В. Панченко с соавторами (2016) и кривой изменения уровня моря (Haq et al., 2014) не подтвердило это предположение. Определено, что максимум трансгрессии в целом по миру приходится на пачку 2, а начало образования пачки 3 – приходится на период постепенного уменьшения уровня моря. Возможно максимум углубления бассейна, сопровождаемый внедрением арктических масс с севера бассейна, мог способстовать подъему питательных веществ в более верхние горизонты водных масс (по модели Страхова для Черного моря), что вызвало расцвет радиолярий. В пределах интервала пачек 1-3 наблюдается несколько радиоляриевых прослоев, мощностью 0,5–1 до 3-х м, обычно они залегают в кровле пачек. Предположительно эти горизонты отражают периоды массовой гибели радиолярий, вызванных флуктуацией условий седиментации (возможно окислительно-восстановительного режима – временное распространение сероводородного заражения в более верхние слои водных масс).

Вероятно, наряду с радиоляриями в водной толще сосуществовал кремнистый фитопланктон – диатомовые водоросли. Присутствие реликтов диатомовых водорослей упоминалось ранее рядом авторов (Векшина, 1962а; Конышева, Сахибгареев, 1976;

Ушатинский, 1979 и др.), но нами не было обнаружено. Карбонатонакопление в Центральном районе на начальном этапе седиментации БС было пониженным (Гурова, Казаринов, 1962 и др.). Не исключается существование в поверхностных водах палеобассейна известкового наннопланктона в начальный период, что подтверждается последними находками кокколит в нижней части БС на Южно–Ягунской и Северо–Салымской площадях (Эдер и др., 2019а). На данный момент сложно оценить масштабы распространения кокколитофоридовых водорослей в рассматриваемый период, так как возможно карбонатный материал, слагающий нанофоссилии, не мог отложиться вследствие высокой степени кислотности придонных вод и осадка и был осажден позднее – в диа– и катагенезе. На некоторых площадях нижняя часть БС характеризуется повышенным содержанием кальцита. Это объясняется широким развитием в этой части разреза БС процессов карбонатизации, главным образом, по радиоляритам. Источником карбонатного материала, с одной стороны, могли служить аммониты, отпечатки которых часто встречаются в БС, но их карбонатные панцири полностью растворились из–за повышенной кислотности среды кероген–кремнистого осадка. С другой стороны, это мог быть известковый наннопланктон, остатки которого иногда находятся в нижней части БС, а также двустворки, обломки раковин которых также в некоторых случаях полностью подвергаются растворению. В Северных районах фоновое накопление материала кремнистых илов происходило лишь в короткие периоды, в целом преобладала терригенная седиментация глинистых осадков при подчиненном содержании биогенной кремнистой составляющей (20–30%).

Конец средневолжского–раннерязанское время. Во время этого периода происходит некоторое уменьшение глубин палеобассейна, что соотносится с кривой изменения моря по (Hag, 2014). В Центральном районе продолжается биогенное кремненакопление при незначительном поступлении глинистого материала. В Юго-восточном и Южном – увеличивается привнос глинистого материала (в породах он менятеся с 10–15 до 30%). В этот период широкое распространение получают двустворчатые моллюски и аммониты (Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Предтеченская и др., 2006; Занин и др., 2005; Панченко и др., 2015а; Калмыков, 2016 и др.), по данным В.А. Захарова (2006) в бентосе резко возрастает роль арктических бухий и иноцерамов, что может косвенно свидетельствовать о поступлении арктических вод и временном улучшении аэрации придонных вод. В кровле пачки 4 на уровне аммонитовой зоны *Hecteroceras kochi* фиксируется повышение уровня моря в целом по миру (Haq, 2014).

Рязанский-начало ранневаланжинского время. Согласно данным (Haq et al., 2014) на протяжении этого периода происходит постпенное падение уровня моря в целом по миру. В

разрезах БС Центрального района отчетливо фиксируется изменение характера седиментации – смена биогенной кремнистой седиментации (пачка 4) на кремнисто–карбонатную (пачка 5). Преобладание радиолярий на протяжении длительного периода времени в водной толще Центрального района баженовского палеобассейна заканчивается, и далее происходит расцвет кокколитофоридовых водорослей.

Подобные процессы несколько раньше (в конце поздней юры) отмечались также и в Тетисе, где в этот период климат стал более теплым, кремнистое осадконакопление прекратилось и происходило формирование кокколитофоридовых известняков (Weissert, Channell, 1989; Weissert, Erba, 2004; Muttoni et al., 2005). В баженовском море, располагавшемся в Бореальном поясе, не наблюдается столь резкой смены осадков, а кремнистые породы здесь сменяются кремнисто–карбонатными. Однако, в целом осадки центральной части баженовского палеобассейна несут в себе свидетельства влияния перестройки геохимии среды – появление условий, наиболее благоприятных для осаждения карбонатов.

Кокколитофориды в составе пород БС упоминались различными авторами с начала изучения этой толщи. Так, по мнению В.Н. Векшиной (1962а), М.Ю. Зубкова, М.Ю. Дорониной (1982) и др. поставщиком кальцита, помимо макро– и микрофауны, были водоросли. Детальному изучению реликтов кокколитофорид в БС посвятили свои работы В.Н. Векшина (1962а,б) и Ю.Н. Занин с соавторами (Zanin et al., 2012). Последние из вышеупомянутых авторов описали шесть видов из четырех семейств (Ellipsagelosphaera Noel, 1965; Watznaueria Reinhardt, 1964; Cyclagelosphaera Noel, 1965; Tetralithus, Gardet, 1955).

Для развития организмов с кремнистым скелетом необходимы воды, богатые растворенным кремнеземом и питательными веществами, такими, как азот, нитраты и др. (Наливкин, 1956; Лисицын, 1966 и др.). Для широкого распространения известковых нанофоссилий благоприятны условия, при которых, диатомовые водоросли, доминирующие среди фитопланктона, не могут существовать. Это периоды, когда нитраты, фосфаты и другие питательные вещества остаются в достаточном количестве, а содержание растворенного силиката существенно уменьшается (Brown & Yoder, 1994, Tyrell, Merico, 2004, Melinte, 2004). Таким образом, для развития и захоронения организмов с кремнистым скелетом необходима определенная концентрация растворенного кремнезема в водной массе. При снижении содержания растворенного силиката ниже определенной нормы, условия для обитания кремнистой фауны ухудшаются и возникают обстановки, благоприятные для развития карбонатного фитопланктона.

По мнению М.Ю. Зубкова и Н.А. Дорониной (1982) причиной смены биогенной, преимущественно кремнистой седиментации на карбонатную во время накопления БС служило изменение температуры морской воды и увеличение значений ее pH, так как в этих условиях становятся более устойчивыми карбонаты, а растворимость кремнезема увеличивается. Оба эти фактора, согласно вышеупомянутым авторам, легко согласуются, если допустить потепление климата, что вызовет активизацию процесса фотосинтеза, а значит удаление из морской воды растворенной углекислоты, и как следствие, увеличение pH среды. Положение об изменении CO_2 в системе атмосфера–океан в этот период также подтверждается исследованиями Х. Вайссерта и Е. Эрба (Weissert, Erba, 2004) и О. Дзюбы с соавторами (Dzyuba et al., 2013).

Анализ палеоботанического материала Западной Сибири привел В. А. Вахрамеева (1945) к выводу, что при переходе от юры к мелу действительно произошло существенное изменение климата: к этому времени возникает мощный аридный пояс северного полушария. По данным автора, изменение климатических условий, подавив влаголюбивые группы растительности (папоротники, цикадофиты, некоторые древние хвойные), вызвало интенсивное формообразование покрытосеменных, более приспособленных к новым условиям. Это предположение также поддерживается данными К. Фёллми (Föllmi, 2012), который полагает, что в этот период установились аридные условия на территории Тетиса, способствовавшие уменьшению скоростей биогеохимического выветривания и интенсивности привноса в океан терригенного материала. Палинологические данные О. Аббинк с соавторами (Abbink et al., 2001), также указывают на постепенное потепление в период от киммериджа до раннего мела. Как было показано выше, для существования радиолярий и седиментации их остатков необходимо, чтобы воды палеоморя были насыщены кремнеземом. Такие условия выполняются в гумидном климате, а сокращение поставки растворенного кремнезема в водные массы возможно при смене климата на более теплый, аридный.

Таким образом, в поздневолжское время произошла смена геохимической обстановки на территории Тетиса, несколько позже – в раннерязанское время похожая смена условий седиментации имела место и в баженовском море, и в том и в другом случае повлекшая за собой вымирание и обновление разных групп организмов (Raup, Sepkoski, 1984; Hallam, 1986; Afanasieva, Amon, 2006 и др.). В Тетическом поясе климат стал аридным, кремнистое осадконакопление прекратилось, и происходила седиментация материала кокколитофоридовых известняков (Dromart et al., 2003; Casellato, 2007). В баженовском море не наблюдается столь резкой смены осадков, кремнистые породы здесь сменяются кремнисто–

карбонатными. Степень аридизации на территории Западной Сибири была заметно ниже, но, в целом, осадки центральной части баженовского палеобассейна несут в себе свидетельства о том, что этот район был также подвергнут влиянию глобальной перестройки геохимической обстановки. В связи с тем, что в краевых частях ЗСБ терригенная седиментация преобладала над биогенной вышеупомянутое событие не запечатлено.

В Центральном и Северном районах существовали единичные площади, где временами на заключительном этапе происходило поступление терригенного глинистого материала (Северо–Нивагальская пл.). Здесь наблюдается периодическое накопление кремнистых и кремнисто–карбонатных осадков, богатых РОВ, и глинистых, обедненных этим компонентом. Подобная седиментация существовала на некоторых площадях Северного района (Уренгойская пл. – чередование микститов кремнисто–глинистых и аргиллитов алевритистых). Присутствие в Центральном районе единичных разрезов во время образования которых фиксируется периодическое поступление терригенного глинистого материала объясняется наличием подводных каналов, существование которых обсуждалось ранее (Занин и др., 2005). Как известно в Центральном районе на ряде площадей известно присутствие аномальных разрезов БС, распространение которых наблюдается в виде разветвляющихся каналов (Условия формирования…, 1988). Предположительно на площади (Северо–Нивагальского типа), в пределах которых мы наблюдаем разрезы БС, представленные переслаиванием высококремнистых и высокоглинистых пород, периодически поступал глинистый материал, который разносился от каналов на большие расстояния.

В Центральном районе на Новоортьягунской площади наблюдается переслаивание микститов кероген–глинисто–кремнистых и кероген–кремнисто–карбонатных с реликтами кокколит. Толщина этих прослоев составляет 3–5 см. Переслаивание пород, насыщенных реликтами кокколит и прослоев, обедненных ими в БС Новоортьягунской площади, позволяет сделать выводы о некоторой периодичности (возможно связанной с сезонностью) распространения известкового наннопланктона на заключительной стадии осадконакопления БС. Подобное периодическое распространение остатков известкового наннопланктона согласно Н. Трибовиларду и соавторам (Tribovillard et al., 1994) наблюдается в верхнеюрской Кимериджской формации, которая существенно отличается по составу и условиям формирования (Конюхов, 2012 и др.); она сформирована в условиях шельфа, и характеризуется ритмичным строением – чередованием карбонатных и низкокарбонатных тонкозернистых осадков (Pearson et al., 2004 и др.). Ранее в литературе периодичность накопления в БС известкового наннопланктона не отмечалась и, вероятно, имела место и на

других площадях ЗСБ в рассматриваемый период времени, где были развиты кокколитофоридовые водоросли.

Необходимо отметить что вышеописанные тенденции изменения седиментации с кремнистой на кремнисто–карбонатную наблюдаются именно в Центральном районе. Согласно анализу распределения типов разрезов по площади – в районах, несколько удаленных от центральной части палеобассейна (в восточном и южном направлениях), значительно сокращается доля биогенных осадков и увеличивается содержание терригенного материала. При этом кремнисто–глинисто–карбонатная («кокколитовая») пачка в разрезах вышеупомянутых районов не выделяется. Так, в Юго–восточном и Южном районах, во многих случаях, на заключительном этапе наблюдается некоторое увеличение интенсивности привноса глинистого материала. В Северном районе по–прежнему отмечается преобладание терригенной седиментации. Для Северного, Юго–восточного и Южного районов масштабное распространение кокколитофорид не характерно, остатки этих организмов встречаются лишь в единичных прослоях и в малых концентрациях. Исключение представляют единичные случаи в Северном районе (Присклоновая площадь), где на сводовых структурах (Северный свод) известковый нанопланктон был развит на промежуточном и заключительном этапах седиментации.

В целом, мощность преимущественно биогенных осадков в Юго–восточном по сравнению с Центральным районом несколько сокращена. В Юго–восточном районе на начальном и/или заключительном этапах седиментации наблюдается повышенный привнос глинистого материала, что связывается с большей близостью его к источникам сноса.

В то же время из анализа доли глинистости и кремнистости пород БС Юго–восточного и Северного района, можно сделать вывод, что Северный район был более приближен к источникам сноса. Здесь преобладало терригенное осадконакопление преимущественно глинистых осадков с подчиненным содержанием биогенного кремнезема, с редкими короткими периодами фонового накопления кремнистых илов.

Ранневаланжинское время. Рассмотрим изменение условий седиментации в период перехода между заключительной стадией седиментации БС и началом отложения материала вышележащих отложений (подачимовской пачки) на примере Центрального района. Отложения рассматриваемой зоны перехода накапливались в период окончание обширной трансгрессии, развитой в поздневолжско–раннемеловое время в ЗСБ.

Анализ литологии пород и геохимических характеристик ОВ верхней границы БС показал, что в районе Хантейской гемиантеклизы и Южно–Надымской мегамоноклизы она является более резкой. Переходная зона БС к вышележащим отложениям практически

отсутствует. Наблюдается изменение цвета пород, обусловленное существенным снижением содержания $C_{орг}$ (до 1–3% на породу в Хантейской антеклизе и Южно–Надымской мегамоноклизе и до 2–5% на породу в Мансийской синеклизе). Отмечается увеличение содержания мелкой алевритовой примеси с 1–2% до 5–7% и глинистого материала (с 20 до 40–70 %). Соответственно наблюдается значительное увеличение содержаний калия и тория, альбита, появление микротекстур характерных для дистальных затухающих турбидитных потоков малой плотности и скорости. Как известно, торий и калий являются элементами, генетически связанными с глинистым материалом (Смыслов, 1974). Таким образом, резкое увеличение содержания этих параметров служит дополнительным доказательством увеличения привноса аллотигенного материала в этот период времени.

На рассматриваемой границе происходит также смена генезиса кремнистого материала в породах, если в «кокколитовой» пачке БС он преимущественно биогенный, то в переходных зонах и подачимовской пачке – он аллотигенный. Резкое уменьшение доли биогенной составляющей в последних подтверждается анализом показателя $(SiO_2+CaO)/Al_2O_3$. В БС – он более 5, в переходных зонах и подачимовской пачке он около 3.

Как отмечено ранее, кокколитовая пачка БС формировалась в условиях пониженного сноса терригенного материала. Основными продуцентами ОВ и породообразующими организмами в этот период времени были кокколитофоридовые водоросли и радиолярии. Далее с наступлением регрессии, а также с проградацией береговой линии в центральную часть ЗСБ стало поступать повышенное количество глинистого материала – оно возросло с 15–20 % до 35 % в переходной толще БС. По–видимому, это увеличение привноса глинистого материала создало условия, неблагоприятные (предположительно замутненность вод) для существования фауны, в этот период кокколитофоридовые водоросли перестали существовать, сократилось количество радиолярий. Накопление ОВ несколько сократилось.

Следующий этап, во время которого отложился материал пород переходной зоны подачимовской толщи, ознаменовался еще большим увеличением привноса глинистого материала. Содержания глинистого материала 40 % и более явились пороговыми значениями, при которых резкого снизилось накопление ОВ до 2–4%. Вероятно, такое изменение седиментационного режима ухудшило условия захоронения ОВ. При сравнении с предыдущим периодом существенно сократилась концентрация ОВ в осадке, вызванная, с одной стороны, его разубоживанием глинистым материалом, с другой стороны – субокислительными условиями, способствовавшими его частичному окислению.

Далее при накоплении материала пород нижней части подачимовской толщи происходит повышение привноса терригенного материала до 45–70%, содержание ОВ в

породах понижается до 0,5–2 %, увеличивается привнос мелкого алевритового материала. Условия захоронения ОВ становятся окислительными– субокислительными.

В результате анализа условий седиментации БС сделаны следующие выводы:

– определена фациальная зональность и динамика накопления осадков для территории исследования. Дана предварительная оценка распространения биогенного кремненакопления, глинистого материала и кальцита на начальном, промежуточном и заключительном этапах седиментации БС. Показано, что начальный и в некоторых районах промежуточный этапы осадконакопления БС характеризуются максимальным накоплением кремнезема, заключительный в Центральном районе – карбонатонакоплением;

– на заключительном этапе седиментации БС произошла смена биогенной кремнистой седиментации на кремнисто–карбонатную – преобладание радиолярий в течение долгого периода времени в водной толще баженовского палеоморя существенно сокращается и далее наблюдается расцвет кокколитофоридовых водорослей. Подобная смена биогенной седиментации несколько раньше (при переходе от юры к мелу) наблюдалась и в Тетическом поясе, и связывается с перестройкой геохимической обстановки в океанических водах северного полушария;

– в изученных разрезах Центрального района ЗСБ в зоне перехода от БС к подачимовской толще снизу–вверх выделяется 4 пачки, отличающиеся по литолого–геохимическим характеристикам: I. «кокколитовая» пачка БС; II. переходная зона БС; III. переходная зона подачимовской толщи; IV. нижняя часть подачимовской толщи. На верхней границе БС (между переходными зонами БС и подачимовской пачки) отмечается смена литологического состава пород и геохимии ОВ. В разрезах этой толщи Хантейской гемиантеклизы и Южно–Надымской мегамоноклизы она более резкая, за счет почти полного отсутствия переходной пачки БС, в Мансийской синеклизе – более постепенная. И в том и в другом случае, изменения состава пород и ОВ свидетельствуют о существенной перестройке седиментационной системы, служащей причиной существенного сокращения накопления ОВ. Переходная зона подачимовской толщи отличается зоной пиритизации преимущественно в кровле или подошве, что является результатом осаждения пирита на границе смены окислительно–восстановительных условий. Смена редокс–условий подтверждается анализом степени пиритизации железа и геохимических показателей ОВ.

Глава 5. Условия преобразования БС в диа– и катагенезе

Глубина залегания БС изменяется в пределах 1500–4000 метров, по данным А.Н. Фомина (2014) степень преобразованности ОВ изменяется по площади от градации мезакатагенеза $МК_1^1$ до $МК_2$. Многие авторы отмечали, что при вторичных изменениях породы БС претерпели десилификацию, карбонатизацию, окремнение, пиритизацию, что и привело к существующей пестроте состава (Ушатинский, 1981; Перозио, Соколова, 1982; Условия формирования..., 1988 и др.). Г.Н. Перозио и М.Ф. Соколова (Доманикиты…, 1982) считали, что во время диагенеза силициты растворялись, а на их месте формировались карбонаты и пирит – растворенный кремнезем в свою очередь перемещался в глинистые осадки, где откладывался в виде цепочек микроконкреций; в диагенезе так же формировались и микроконкреции пирита. В катагенезе по мнению вышеупомянутых авторов, протекала дегидратация опала и глинистых минералов, а также формирование трещин и их заполнение халцедоном, кварцем, битумом и доломитом.

Р.А. Конышева и Р.С. Сахибгареев (1976) полагают, что основная доля порового пространства в породах свиты дополняется межформенными порами (полые сфероидальные форменные остатки с округлыми отверстиями – реликты радиолярий и диатомовых водорослей). Такая особенность по мнению этих авторов предполагает высокие емкостные возможности отдельных участков, которые содержат форменные полые компоненты. Т.В. Дорофеева и Е.Ю. Блинкова (Доманикиты…, 1982) и Н.И. Матвиенко (Доманикиты..., 1982) также связали образование вторичной пористости с развитием постседиментационных процессов, проходящих по микро– и макрофауне (перекристаллизация и выщелачивание). Эту идею поддержали позднее Н.С. Балушкина и соавторы (2013) и описали подобные процессы на примере Средне–Надымского месторождения. Подобные процессы позднее отмечала А.С. Рослякова с соавторами (2019) – на Приобском месторождении. Таким образом, в случае растворения реликтов организмов при дальнейшем заполнении пор каолинитом или коллоидообразным органическим веществом – пористость пород увеличивалась, в случае пиритизации, окремнения и кальцитизации – пористость существенно уменьшалась. По мнению А.С. Росляковой с соавторами (2019) пористость БС связана с освобождением пространства между глинисто-кремнистой матрицей и ОВ за счет дозревания органического вещества, на формирование пустотного пространства в радиоляритах оказывали влияли вторичные процессы – перекристаллизация радиолярий и локальный прогрев.

В.Д. Немова и соавторы (2015) на основе детальных литологических и изотопных исследований рассмотрела процессы и условия замещения кремневого вещества

радиоляритовых прослоев БС. Постседиментационные процессы, по мнению этих авторов, обусловлены физико–химическими условиями в придонных водах и верхней части осадка, которые контролировались структурно–тектоническим фактором – при цементации кальцитом породы становились фактически монолитными, и катагенетические флюидные растворы их практически не могли изменить; в случае цементации кремнеземом – сохранялась пористость, благодаря которой радиоляриты подвергались в катагенезе активной переработке флюидными растворами.

Существуют различные точки зрения о природе баженовского коллектора. Некоторые авторы полагают, что основной тип коллектора БС образовался в результате автофлюидоразрыва (Гурари и др., 1974; 1983; Зарипов и др., 1976; Корж, 1980; Добрынин, Мартынов, 1980; Нестеров, 1979; 1985; Конторович и др., 1994; Предтеченская и др., 2015; Предтеченская, Злобина, 2018; Зубков, 2015; и др.), другие считают, что основным фактором образования коллектора являлись вторичные преобразования кремнистых и карбонатных пород (Конышева, Сахибгареев, 1976; Доманикиты…, 1982; Коровина, 2004; Балушкина и др., 2013; Немова и др., 2015; и др.), третьи предполагают, что трещиноватость пород БС и формирование в ней углеводородных залежей связаны, главным образом, с разрывными нарушениями (Крылов и др., 1978). Большое значение тангенциальным силам придавали А.А. Трофимук и Ю.Н. Карогодин (1981), считающие, что зоны коллекторов в БС – это зоны повышенных напряжений в прошлом, а в настоящем – относительно ослабленные зоны разгрузки в мозаично – неравномерном поле тангенциальных напряжений. А.Э. Конторович и соавторы (2018) выделяют два типа коллектора БС: 1) пустоты в матрице породы, созданные при катагенезе за счет химической деструкции (псевдофазовых превращений) керогена с новообразованием нафтидов и других неуглеводородных жидких и газообразных («летучих») соединений. 2) горизонтальная трещиноватость, заложенная при седиментогенезе (присыпки органического вещества при заморах биоты). По данным Г.А. Калмыкова и Н.С. Балушкиной (2017) в БС выделяются несколько генетических типов коллекторов: 1) пустоты растворения и перекристаллизации формируют поровый коллектор в кремнистых доломитизированных и кальцитизированных радиоляритах, в основном за счёт растворения скелетов радиолярий; 2) трещины и сопровождающие их микротрещины формируют трещинный коллектор в карбонатных породах, подвергшихся тектоно-гидротермальной проработке; 3) поры в керогене и связанные с ними микротрещины достигают необходимых объемов и начинают сообщаться между собой на стадиях катагенеза $МК_{2-3}$ и выше в различных по литологическому составу породах, тем самым формируя эффективное поровое пространство. А.Г. Калмыковым и соавторами (2019) показано, что помимо зрелости на формирование пор в керогене влияют

тип органического вещества, состав пород и наличие минерального матрикса, предотвращающего схлопывание образовавшихся пор. Показано, что повышенная катагенетическая преобразованность органического вещества, отвечающая концу главной зоны неф- теобразования, представляет собой один из важнейших факторов, повлиявших на формирование нефтеносности баженовской свиты.

По наблюдениям, полученным в настоящем исследовании тонкослоистые коллекторы, образовавшиеся в результате аномально–высокого пластового давления (АВПД) наблюдаются, главным образом, в районе Салымского месторождения (рис. 5.1.1).



Рис. 5.1.1. Тонкотрещинноватые прослои в породах баженовской свиты Западно–Салымской площади. А – микстит кероген–кремнистый. Обр. 1–С–10. Глубина 2819,68 м. Б – микстит кероген–карбонатно–кремнистый. Обр. 1–С–27. Глубина 2804,53 м.

В этом районе степень зрелости ОВ соответствует градации мезокатагенеза $МК_2$ (Фомин, 2014), процессы нефтегенерации идут в полном объеме и в силу «запечатанности» свиты между двумя флюидоупорами (абалакской свиты внизу и подачимовской толщи – вверху) в БС создается АВПД. Таким образом, в районах, где отсутствуют глинистые покрышки в кровле и подошве БС (большая часть Юго–восточного и Южный районы) условия для возникновения АВПД и соответственно коллектора этого типа отсутствуют, что неоднократно обсуждалось ранее в предыдущих публикациях. В разрезах Нюрольской впадины на Западно–Квензерской площади отмечаются сантиметровые прослои силицитов, насыщенных нефтью. На этой площади Юго–Восточного района степень зрелости ОВ отвечает градации $МК_2$ (Фомин, 2014). В большинстве разрезов Юго–Восточного и Южного районов нефтепроявлений не выявлено; степень преобразования ОВ здесь соответствует

градации мезокатагенеза $МК_1^1$ и началу $МК_1^2$ (Фомин, 2014), таким образом УВ находятся в малоподвижном состоянии в виде мальты (Конторович, устное сообщение).

Карбонатный слой, частично пропитанный нефтью присутствует в отложениях Сургутского свода (Южно–Ягунская площадь) непосредственно под БС.

Коллекторы, образовавшиеся в результате выщелачивания радиоляритов в нашей коллекции не выявлены; как было отмечено ранее они описаны в западном районе ЗСБ, данные по которому отсутствуют в нашей выборке. В то же время в силу специфики физико–химических условий вполне вероятно, что они могут наблюдаться в этих районах ЗСБ. Таким образом, есть основания предполагать, что все три основные типа коллектора БС существуют и их наличие или отсутствие на определенной площади обусловлено локальными факторами.

5.1. Окислительно–восстановительные условия

До сих пор вопрос о сероводородном заражении придонных вод во время седиментации баженовской свиты вызывает дискуссию. Большинство авторов (И.И. Плуман, Ф.Г. Гурари, Н.И. Матвиенко, А.В, Брадучан, С.И. Филина, М.В. Корж, М.С. Зонн, А.Э. Конторович и др.) придерживаются точки зрения о присутствии в той или иной степени сероводородного заражения и преимущественно бескислородных условиях придонных вод. Несмотря на неблагоприятные условия для существования фауны, согласно палеонтологическим находкам (Брадучан и др., 1986), бентосные организмы периодически были развиты во время седиментации БС, что по мнению этих авторов обусловлено существованием течений, способствовавших аэрации придонных вод. Организмы могли располагаться на приподнятых участках где содержание кислорода было выше, чем в наддонных водах (Предтеченская и др., 2006). В.А. Захаров и В.Н. Сакс (1983) утверждали, что бухии, которые были широко распространены в баженовском море, «нуждались» в достаточно аэрируемых водах, но, вероятно, временами могли переносить недостаток кислорода. Ф.Г. Гурари и Э.Я. Вайц (Условия формирования…, 1988) предположили наличие сероводородного облака, которое перемещалось в толще воды, что связано с наличием придонных течений. Именно поэтому в поздневолжском море Западной Сибири возникали участки дна с нормальным газовым режимом, которые мгновенно заселялись бентосными организмами (бухии, иноцерамы, агностиды). При новом направлении сероводородного облака вся популяция погибала мгновенно, образуя прослои. (Захаров, Сакс, 1983; Условия формирования…, 1988; Предтеченская и др., 2006). Поселения моллюсков, по их мнению, существовали десятки–сотни лет, а время формирования пустых прослоев – десятки–сотни тысячелетий. Существует мнение о том, что бентосные организмы прикреплялись к плавающим предметам, обычно

аммонитам (Баженовский горизонт…, 1986) или водорослям, но обязательно выше уровня сероводородного заражения (Панченко и др., 2015а).

Анализ размеров фрамбоидов пирита используется рядом авторов (Герасименко, Заварзин, 1993; Wilkin et al., 1996; Савельева и др., 2013; и др.) для восстановления окислительно–восстановительных обстановок. Считается, что образование фрамбоидального пирита обусловлено деятельностью сульфатредуцирующих бактерий в восстановительных условиях (Герасименко, Заварзин, 1993; Савельева и др., 2013; и др.). Согласно исследованиям Р.Т. Вилкина с соавторами (Wilkin et al., 1996) размер фрамбоидов характеризует окислительно–восстановительные условия придонных вод осадка. В бескислородных условиях, по их мнению, фрамбоиды имеют размеры 5±1,7 мкм, в переходных и кислородных 7,7±4,1 мкм. Согласно настоящему исследованию фрамбоиды в породах БС имеют размеры от 2 до 10 мкм, в подстилающих и перекрывающих породах (подачимовская пачка и георгиевская свита) размер фрамбоидов заметно возрастает – до 10–30 мкм (рис. 5.1.2).

Фрамбоиды в породах изучаемых разрезов имеют бóльшие размеры, чем описанные Р.Т. Вилкиным с соавторами (Wilkin et al., 1996), но в целом тенденция сохраняется – в бескислородных обстановках размер фрамбоидов меньше, чем в окисных и переходных.

Марганец является одним из основных показателей окислительно–восстановительных обстановок (Calvert, Pedersen, 1993; Kholodov, Nedumov, 1991; и др.). Согласно исследованию Т.Ф. Педерсена и Н.Б. Прайса (Pedersen, Price, 1982), в бескислородной среде марганец находится в растворенном состоянии, растворы с марганцем могут диффундировать вверх и вниз в пределах осадка. Диффузия растворенного марганца, в случае перенасыщения поровой воды, может привести к образованию родохрозита (Pedersen,
Price, 1982). В результате анализа распределения содержания оксида марганца отмечается следующая особенность – в подстилающих отложениях георгиевской свиты содержания оксида марганца составляют 0,1–0,6 %, а в породах баженовской свиты его содержание уменьшаются до 0,01–0,04 %.

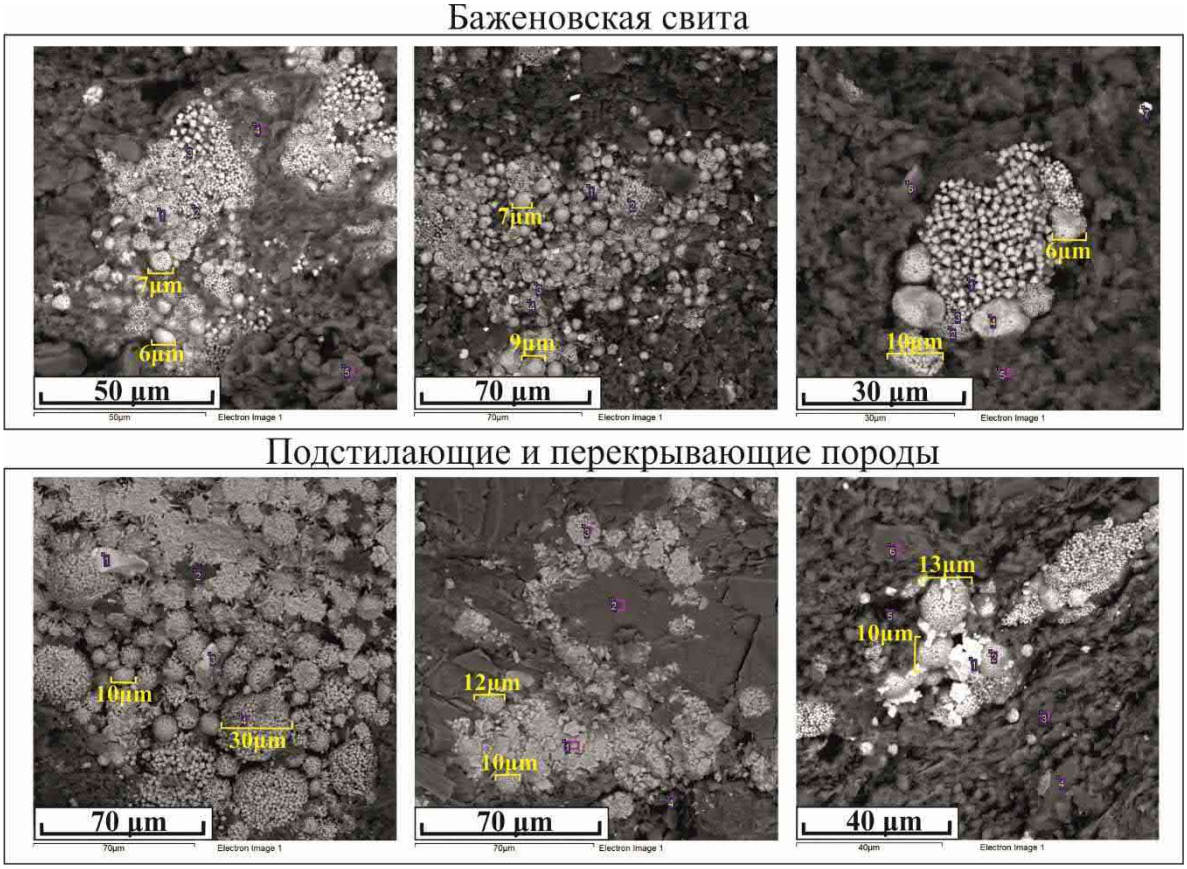


Рис. 5.1.2. Фрамбоидальные структуры в породах баженовской свиты, подстилающих и перекрывающих породах. Южно–Ягунская площадь.

Такое резкое уменьшение содержание марганца свидетельствует о том, что обстановки придонных вод баженовского времени характеризуются более восстановительными условиями, чем в период отложения георгиевской свиты.

Одним из методов определения окислительно–восстановительных обстановок придонных вод седиментационных бассейнов является анализ геохимических индексов, таких как Mo/Mn, V/(V+Ni), V/Cr, Ni/Co, U/Th и др. По результатам анализа геохимических показателей пород баженовской свиты Центрального, Юго–Восточного районов района – V/(V+Ni)>0,8; Ni/Co>7; V/Cr>4,25; U/Th>1,25; Mo/Mn>1 (рис. 5.1.3) можно сделать выводы о том, что во время седиментации БС существовали бескислородные обстановки придонных вод. Отмечаются редкие временные интервалы, характеризуемые слабоокислительными обстановками (V/(V+Ni)>0,8; Ni/Co>7; V/Cr>4,25; U/Th>0,75; Mo/Mn~0,001). В Южном и Северном районах – анализируемые показатели заметно понижены (рис. 5.1.4) и отвечают переходным между окислительными и восстановительными условиями.

В бескислородных условиях осадконакопления уран осаждается как аутигенный элемент (Wignall, 1994). Используя распределение U_a возможно реконструировать

окислительно–восстановительные условия осадконакопления. По данным П.В. Вигнала и К.Д. Майерса (Wignall, Myers, 1988) $U_a<2$ определяет окислительные условия, $2<U_a<10$ – субокислительные, $10<U_a<15$ – аноксидные (бескислородные), $U_a>15$ – эвксинские. В изучаемых разрезах породы БС характеризуются высокими значениями U_a (20–50). В подошвенной части значения U_a часто понижаются до 6–7. В целом, по данным распределения U_a породы БС формировались в бескислородных высоковосстановительных условиях, для подстилающей георгиевской свиты содержания U_a существенно понижены и составляют 0,2–1,9, что говорит об окислительных условиях.

Показатель степени пиритизации (СП или DOP от англ. degree of pyritization) применяется для определения окислительно–восстановительных обстановок, существовавших в диагенезе, часто используется при изучении черносланцевых отложений (Гуляева, 1953; Raiswell et all, 1988). Ю.Н. Занин с соавторами (Занин и др., 2005; Zanin et al., 2008), изучая баженовскую свиту в районе центральной части ЗСБ, получили значения СП для обогащенных $C_{орг}$ пород баженовской свиты, равные 0,86, что отвечает бескислородным условиям. Значения СП в изучаемых породах БС составляют 0,8–0,9 – в Центральном и Юго–Восточном районах и 0,5–0,8 – в Южном и Северном районах (см. рис. 5.1.3–5.1.4), что отвечает бескислородным и переходным обстановкам соответственно. Перекрывающие и подстилающие породы, где значения СП резко уменьшаются и составляют 0–0,4, характеризуются окислительными условиям диагенеза.

5.2. Особенности образования карбонатных пород БС

Со времени получения первых притоков нефти из черносланцевой баженовской свиты высказывались мнения о приуроченности коллекторов к присутствующим в ее разрезах карбонатным породам (М.Ю. Зубков, В.В. Мормышев, В.Д. Немова, И.И. Нестеров, В.П. Сонич и др.). Карбонатные коллекторы известкового и/или доломитового состава выявлены в баженовской свите (БС) в отдельных скважинах на Салымском месторождении, на ряде месторождений западного склона Сургутского свода и Красноленинском своде, что ранее было отмечено в работах В.И. Белкина, В.П. Ефремова, М.Ю. Зубкова, Е.Е. Карнюшиной, И.Ш. Усманова, Ю.Э. Халимова и др.

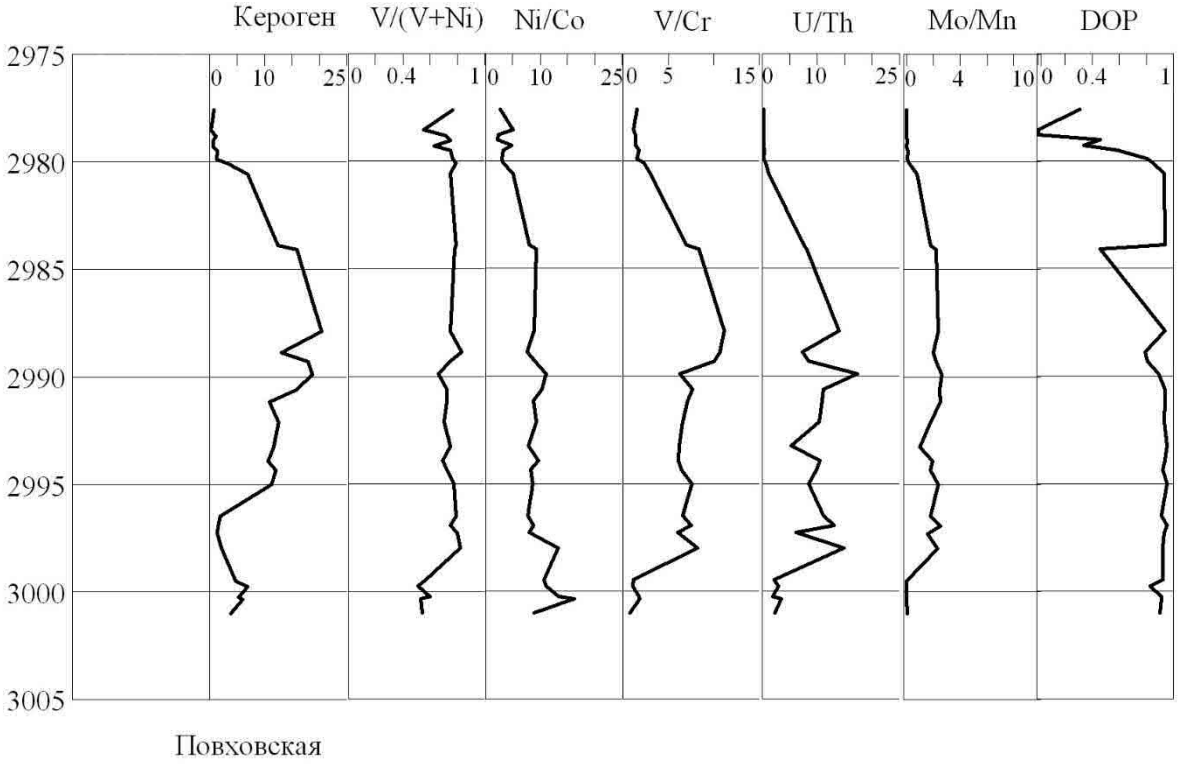


Рис. 5.1.3. Диаграммы изменения значений некоторых редокс–показателей по разрезу баженовской свите Повховской площади (Центральный район).

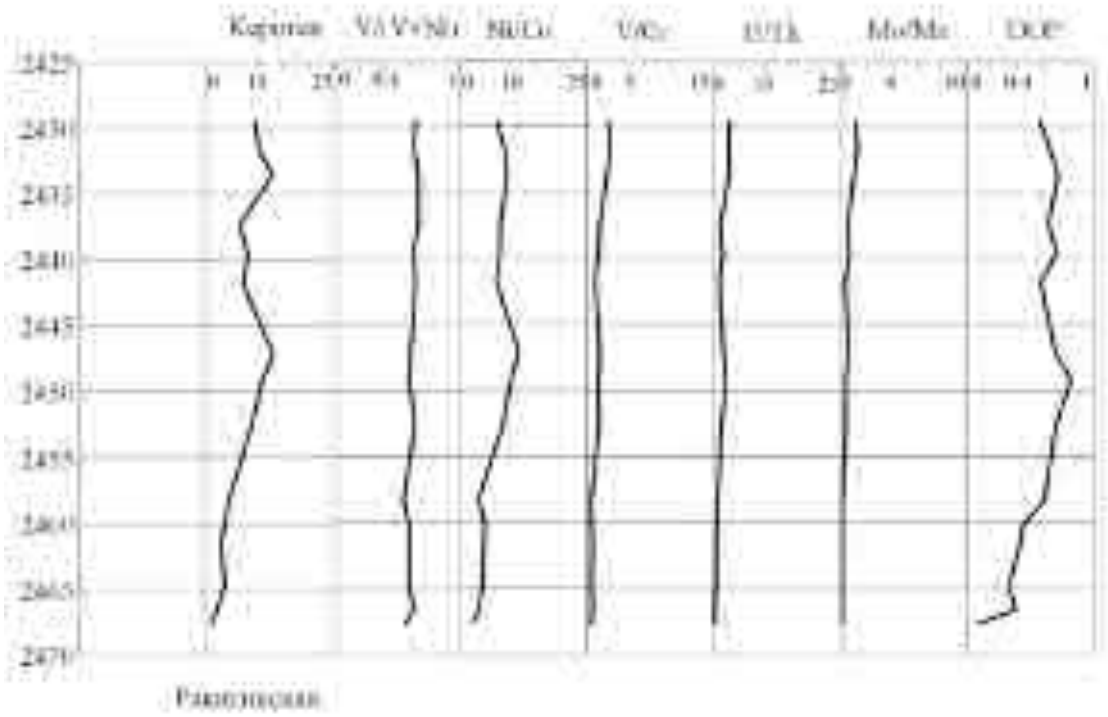


Рис. 5.1.4. Диаграммы изменения значений некоторых редокс–показателей по разрезу баженовской свиты Ракитинской площади (Южный район).

Изучением литологического состава и условий образования карбонатных пород баженовской свиты занимались Е.А. Предтеченская и др. (2006), О.А. Важенина (2010а), Н.С. Балушкина и др. (2016), А.Ю. Юрченко (2015, 2017), В.Д. Немова (2012, 2017), А.Д. Коробов (2017, 2018) и др. Авторами сделаны выводы о неравномерности распределения карбонатного материала по латерали, вторичной доломитизации в катагенезе на территории Красноленинского свода, Широтного Приобья и юго–восточных районов Западно–Сибирского бассейна (ЗСБ).

Ниже приводится описание основных типов карбонатных тел (прослои, конкреции и др.) в БС на примере результатов их исследования в 4–х скважинах Хантейской гемиантеклизы. В этом разделе использованы результаты по органической геохимии карбонатных пород Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич, изотопии – А.Ю Юрченко, полученные в рамках совместного исследования (Эдер и др., 2019а).

Основным карбонатным минералом в БС изучаемой территории является кальцит, в меньшей степени доломит. Карбонатность пород в исследуемых разрезах убывает сверху вниз: от 30–80% в верхней пачки до 2–3 % (редко до 10%) в средней и нижней пачках в разрезах, где отсутствует карбонатная пачка. По результатам литологического изучения БС района исследования установлено, что для ее верхней («кокколитовой») пачки характерны известковые микститы с остатками кокколит, конкреции и линзы–прослои (рис. 5.2.1).

В средней части свиты линзы и прослои, представленные кальцитом, встречаются реже. Для этого интервала характерны многочисленные микропрослои ракушняков. В подошве некоторых разрезов БС присутствуют карбонатизированные радиоляриты, в других разрезах наблюдается карбонатный слой, сложенный в верхней части апорадиоляритами, в нижней – микритовыми известняками с остатками кокколит, с брекчированными прослоями и трещинами, залеченными кальцитом. Как можно видеть из рисунка 5.2.2, по среднему содержанию карбонатных минералов в породах изучаемые разрезы Хантейской гемиантеклизы существенно отличаются.

Наиболее карбонатным является разрез БС Южно–Ягунской площади, расположенной на Сургутском своде, в котором конкреции преимущественно известкового состава присутствуют и в средней, и в верхней частях разреза. В породах этого разреза преобладает кальцит. Близким по среднему содержанию карбонатов является разрез БС Повховской площади, в котором по сравнению с БС Южно–Ягунской площади, понижено среднее содержание кальцита и несколько повышено содержание доломита. Разрезы БС Новоортьягунской, и в особенности, Дружной площадей отличаются от рассмотренных выше

разрезов пониженным содержанием карбонатов (см. рис. 5.2.2).

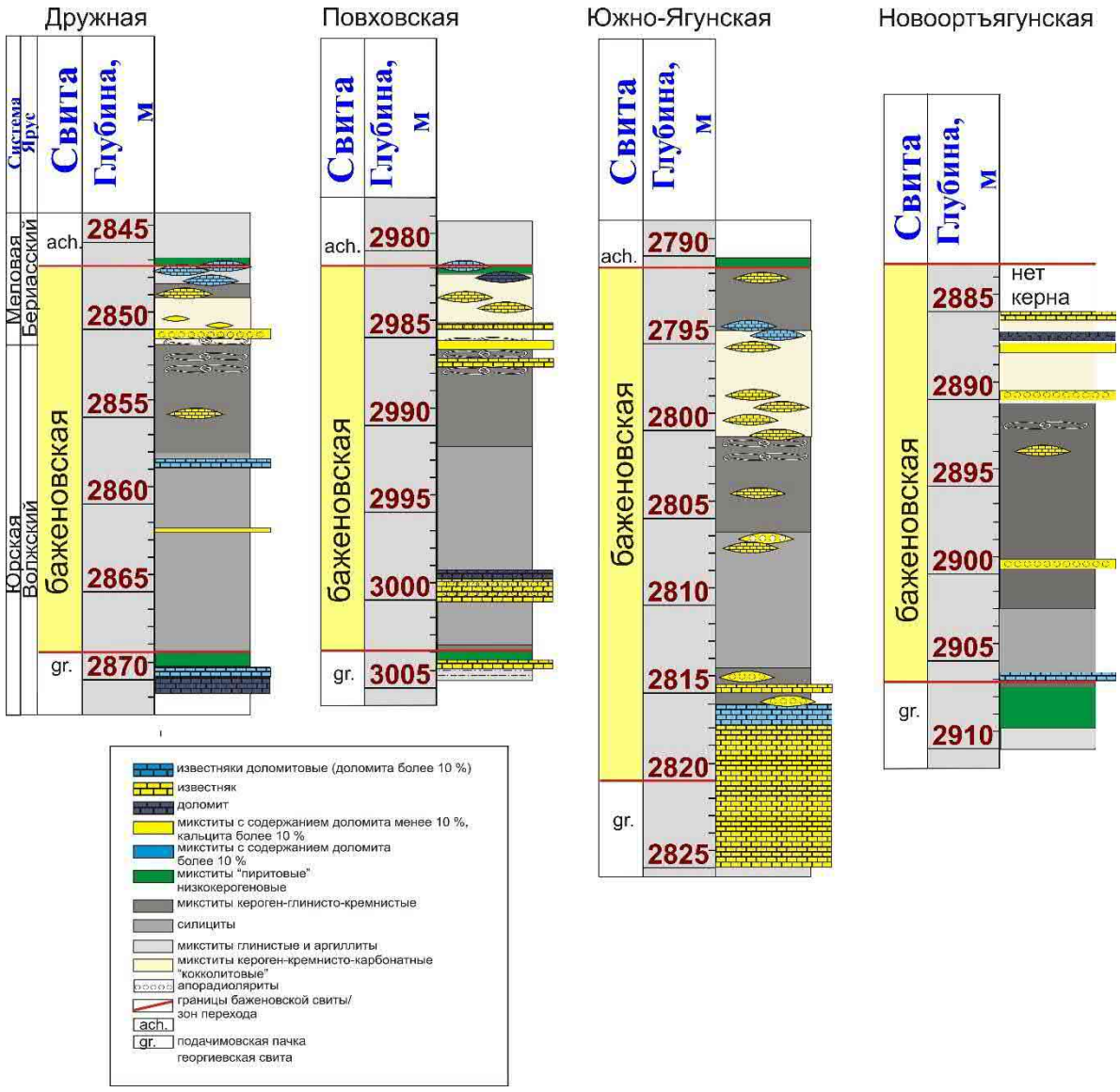


Рис. 5.2.1. Литологические колонки баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы (Эдер и др., 2019а).

Развитие карбонатной фауны в период формирования баженовского горизонта в районе Южно–Ягунской площади связывается с двумя факторами: 1. существованием теплых течений в волжско–раннерязанском палеобассейне, как предполагалось ранее В.А. Захаровым (2006); и/или 2. фациальными особенностями района, включая особенности палеорельефа морского дна (локальные поднятия), что рассмотрено ранее Е.А. Предтеченской и др. (2006). Повышенная температура водной среды в первом случае, в свою очередь, способствовала увеличению щелочности среды, что создавало условия для отложения карбонатного материала. На Повховской площади повышенные содержания кальцита, в меньшей степени

доломита, связаны с развитием процессов вторичной карбонатизации. Ниже представлена более подробная характеристика разных типов карбонатных пород БС.



Рис. 5.2.2. Средние содержания кальцита и доломита в баженовской свите Центрального района (Хантейская гемиантеклизы, Надымская мегамоноклиза) (Эдер и др., 2019а).

«Кокколитовая пачка» (микститы кремнисто–карбонатные)

Верхняя пачка БС в районе исследования представлена микститами кремнисто–карбонатными и характеризуется наиболее высокими содержаниями $C_{орг}$ по разрезу БС (13–20%). Мощность пачки составляет 3–4 м, редко до 6 м. Основным источником известкового материала верхней пачки БС является, главным образом, извест– ковый нанопланктон. Подтверждением этого заключения служат находки реликтов кокколитофоридовых водорослей практически во всех образцах верхней пачки БС, установленные при исследовании в СЭМ. Остатки кокколит имеют кольцевидную форму, диаметр – 5–10 мкм. По данным изучения шлифов, реликты кокколит в рассматриваемых отложениях сосредоточены в тонких частых линзочках удлиненной формы толщиной 0,02–0,03 мм, длиной 0,07–0,1 мм, расположенных по напластованию (см. рис. 5.2.1).

По данным А.Ю. Юрченко (Эдер и др., 2019а) значения $\delta^{13}C$ в кокколитовых прослоях изменяются от –12,6 до –1,9 ‰VPDB, $\delta^{18}O$ – от –14,0 до –2,2 ‰VPDB. Изотопные данные указывают, что карбонатный материал кокколит частично претерпел перекристаллизацию в

диа– и катагенезе (рис. 5.2.3).

Наиболее легкие значения $\delta^{13}C$ характерны для образцов Дружной площади (–12,6 ÷ –11,0‰), что указывает на присутствие помимо седиментогенной (изотопно– тяжелой) углекислоты, изотопно–легкой углекислоты, формирующейся при разложении органического вещества (ОВ) и/или углеводородов (УВ) (Эдер и др., 2019а).

Согласно Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич (Эдер и др., 2019а) содержание нерастворимого остатка в микститах кремнисто–карбонатных более 50% на породу, концентрация $C_{орг}$ высокая, в большинстве образцов 10–15% на породу. Содержание углеводородов, уже генерированных ОВ (S_1) повышенное и изменяется от 4,0 до 9,5 мг УВ/г породы.

Большой разброс значений отмечается для остаточного генерационного потенциала, измеряемого пиком S_2 (40–107 мгУВ/г породы) (Эдер и др., 2019а). Считается, что индекс продуктивности $PI=S_1/(S_1+S_2)$ зависит в большей степени от миграционных процессов (Меленевский, 1991; и др.). В большинстве образцов этот показатель не превышает 0,1. По значениям водородного индекса можно судить о нефтегенерационных свойствах органического 5% образцов ОВ обладает богатым нефтегенерационным потенциалом (HI=400–570 мгУВ/г$C_{орг}$). Выход хлороформенного экстракта (битумоида) изменяется в широких пределах от 0,1 до 0,8% на породу. В групповом составе всех экстрактов доминируют углеводороды (до 70%). Битумоидный коэффициент в большинстве образцов не высокий (<4%). Значения отношения насыщенных УВ к ароматическим изменяется от 0,5 до 2,9 (Эдер и др., 2019а).

На асфальтены приходится не более 5%. Кривая распределения нормальных алканов (C_{11}–C_{40}) одномодальная с максимумом на низкомолекулярных н–C_{16}–н–C_{19} (10–15% от суммы нормальных алканов) (Эдер и др., 2019а).

По данным Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич (Эдер и др., 2019а) отличие ОВ заключается в степени его преобразованности в отдельных скважинах, что отчетливо видно по распределению углеводородов и ароматических соединений, хотя по углепетрографическим (R_{vt}^{o}=0,7) и пиролитическим параметрам (T_{max}=440°C) ОВ находится на одной стадии катагенеза $МК_1^2$ (Фомин, 2011; Костырева, Сотнич, 2017; Конторович и др., 2018 и др.).

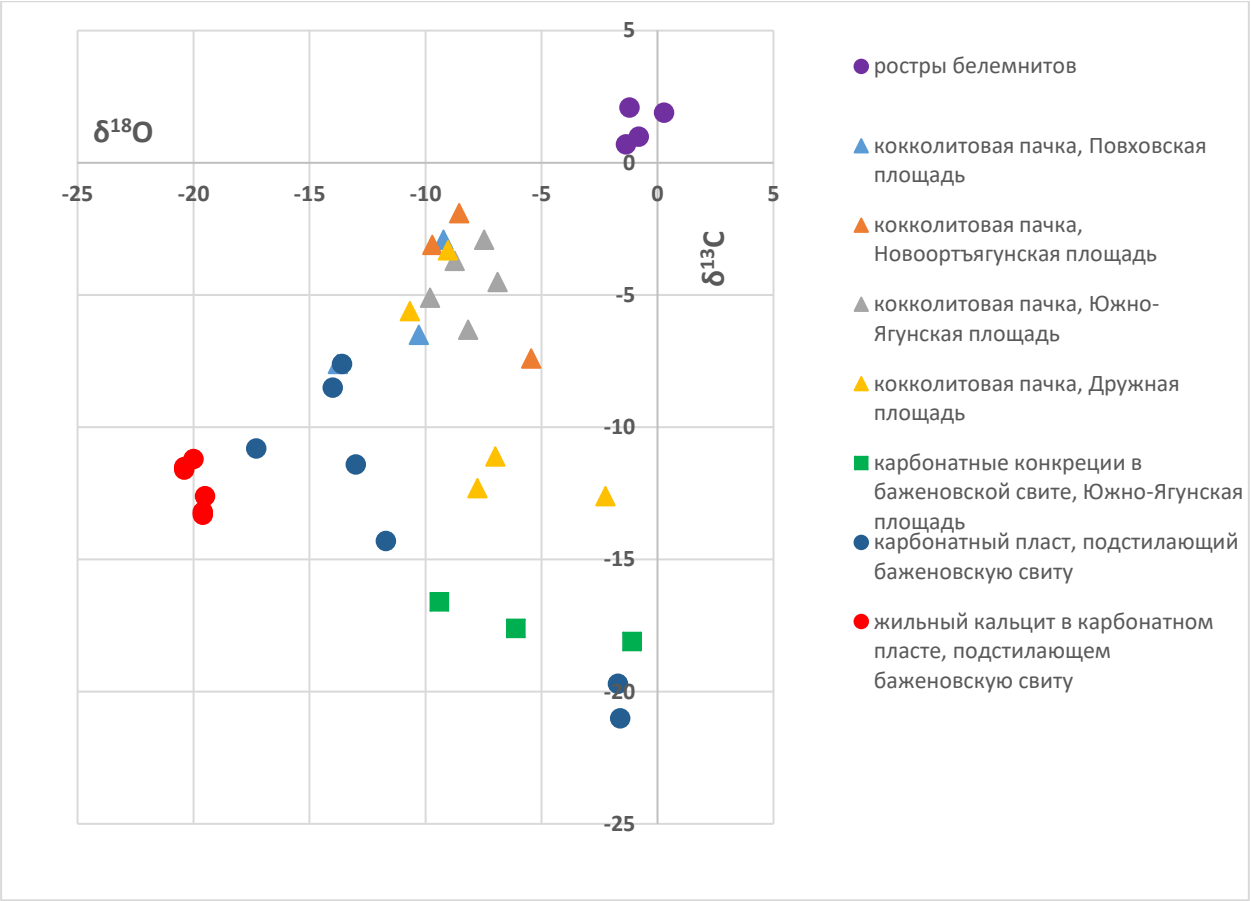


Рис. 5.2.3. Изотопный состав углерода и кислорода в исследованных карбонатных породах (Эдер и др., 2019а).

Наиболее преобразовано ОВ Повховской площади, на что указывают более высокие значения отношений 1/Ki=(н–C_{17}+н–C_{18})/(Pr+Ph) – (2–3), Ts/Tm (1,2–1,3), ДБТИ=2+3MDBT/DBT (1,5–2,0), PP–1=1MP/(2MP+3MP) – (0,9–1,5), PP–1modified=(1MP+9MP)/(2MP+3MP) – (2–3), рассчитанные по литературным источникам (Конторович и др., 2004; Peters et al., 2005; Гончаров и др., 2004, 2013; и др.). Органическое вещество Южно–Ягунской площади менее всего преобразовано, и средние значения основных параметров, определяющих степень преобразованности ОВ по сравнению с Повховской уменьшаются в среднем в 1,5–3 раза (рис. 5.2.4). Как было отмечено ранее (Эдер и др., 2017), верхняя «кокколитовая» пачка БС характеризуется присутствием значительного количества карбонатных конкреций, в связи с этим проследить какую–либо слоистость на этом интервале не представляется возможным. Исключение представляет разрез Новоортьягунской площади, в котором конкреции отсутствуют и наблюдается переслаивание микститов кероген–глинисто–кремнистых и кероген–кремнисто–карбонатных с реликтами кокколит. Толщина

этих прослоев составляет 3–5 см.

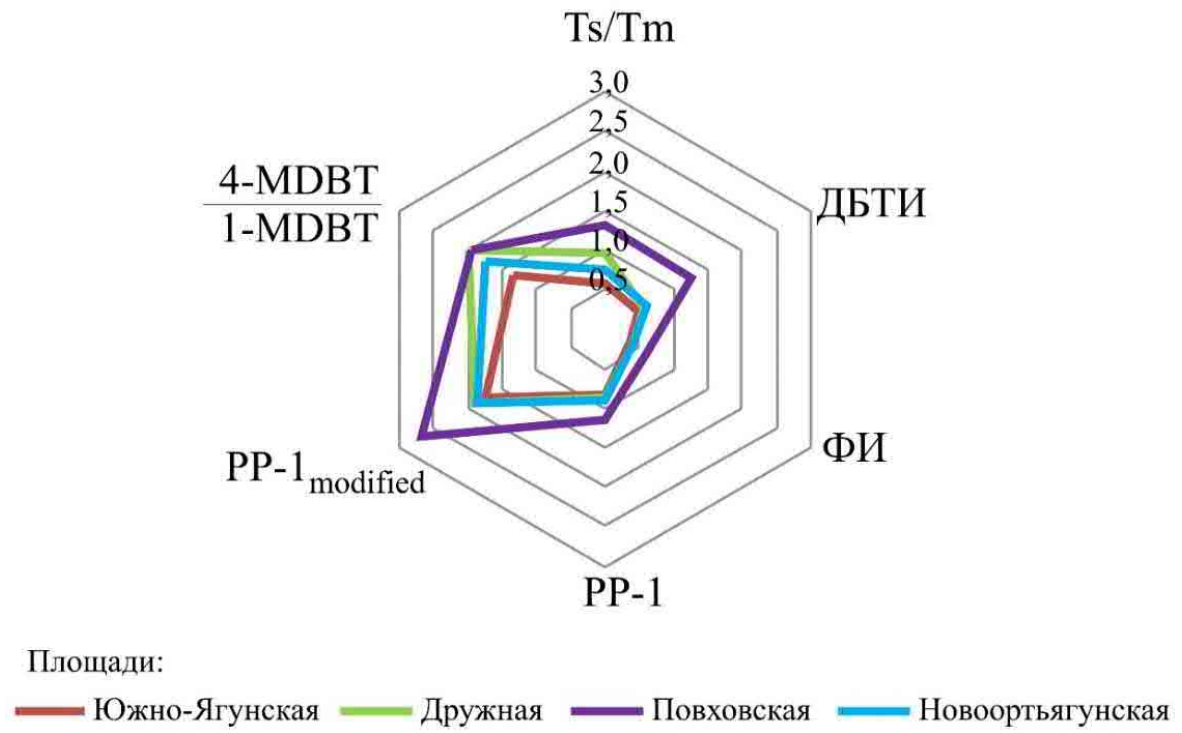


Рис. 5.2.4. Наиболее значимые молекулярные параметры (средние значения) для определения степени преобразованности органического вещества баженовской свиты. ДБТИ=2+3MDBT/DBT; ФИ=2MP/P; PP–1=1MP/(2MP+3MP); PP–1modified=(1MP+9MP)/(2MP+3MP) (Эдер и др., 2019а).

БС является частично возрастным аналогом Киммериджской формации (киммеридж–верхний титон), по составу и условиям формирования они существенно отличаются (Конюхов, 2012; и др.). Кимериджская формация была сформирована в условиях шельфа и характеризуется ритмичным строением – чередованием карбонатных и низкокарбонатных тонкозернистых осадков (Pearson et al., 2004; и др.). БС образовалась в условиях эпиконтинентального моря, главным образом, в его глубоководной части. По данным ряда исследователей (Конторович и др., 2013) глубины баженовского моря составляли 200–400 м. В краевых частях бассейна условия для накопления высокоуглеродистых пород были неблагоприятными, в связи с повышенным сносом аллотигенного материала (Конторович и др., 2013). Во время ее осадконакопления в течение долгого периода времени преобладала кремнистая хемобиогенная седиментация, которая на заключительном этапе формирования БС сменилась на карбонатно–кремнистую (Ясович, Поплавская, 1975; Эдер и др., 2015а). До недавнего времени считалось, что для БС не характерна ритмичность. Переслаивание пород,

насыщенных реликтами кокколит и прослоев, обедненных ими в БС Новоортьягунской площади, позволяет сделать выводы о некоторой периодичности распространения известкового нанопланктона на заключительной стадии осадконакопления БС. К этим же выводам пришел Н. Трибовилард с соавторами (Tribovillard et al., 1994) изучая причины цикличности в Кимериджской формации.

Необходимо отметить, что мощность «кокколитовой» пачки в районе Хантейской гемиантеклизы заметно сокращена (3–4 м) по сравнению с БС Мансийской синеклизы (8–10 м). В пределах, каждой из этих структур встречаются разрезы БС, с близкой мощностью (6–7 м) кокколитовой пачки (Южно–Ягунская и Чупальская площади), что, по–видимому, обусловлено локальными фациальными особенностями. Распространение на территории ЗСБ в БС «кокколитовой» пачки, характеризуемой высокими сопротивлениями и повышенными значениями содержания ОВ, рассмотрено ранее (Ясович, Поплавская, 1975; Эдер и др., 2015а).

Развитие известковой фауны в период перехода от юры к мелу (Ясович, Поплавская, 1975; Панченко и др., 2015а, 2016) привело к смене состава осадков баженовского палеоморя – с биогенных кремнистых до карбонатно–кремнистых. Подобная смена биогенной седиментации в рассматриваемый период наблюдалась и в Тетическом поясе, и связывается с перестройкой геохимической обстановки в океанических водах северного полушария (Эдер и др., 2015а).

Карбонатные конкреции в «кокколитовой» пачке

Отличительной чертой рассматриваемых разрезов БС, по сравнению с Салымским, Красноленинским типом разреза и БС южных и юго–восточных районов ЗСБ (Эдер и др., 2015б; Балушкина и др., 2016; и др.) является широкое распространение карбонатных конкреций диаметром 7–12 см и линз–прослоев толщиной 0,5–1,5 см в верхней и средней пачках свиты. В основном конкреции имеют четкие резкие границы с вмещающей породой, в единичных случаях наблюдается переходная сантиметровая зона между конкрецией и породой. По наблюдениям в сканирующем микроскопе установлено, что материал конкреции представлен микрокристаллическим кальцитом, переходная зона – таким же материалом, но с реликтами кокколитофорид, вмещающая порода содержит значительное количество реликтов нанофоссилий, упомянутых выше (рис. 5.2.5).

Таким образом, по результатам изучения образцов в керне и в СЭМ получены подтверждения, что источником известковых конкреций в БС служили в верхней части свиты главным образом кокколитофоридовые водоросли, в средней – раковины двустворок. Определено, что в карбонатных конкрециях БС изученных разрезов Хантейской

гемиантеклизы, за исключением БС Дружной площади, по мере приближения к верхней границе свиты в конкрециях возрастает содержание доломита с 5–10 до 15–50%. Предполагается, что рассматриваемые конкреции подверглись процессам доломитизации в катагенезе.

В ряде случаев в изучаемых разрезах наблюдаются конкреции, одна сторона которых окаймлена реликтом раковины двустворки (рис. 5.2.6). Подобное соседство указывает на выщелачивание и перераспределение известкового материала.

Согласно Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич (Эдер и др., 2019а) содержание нерастворимого остатка в карбонатных конкрециях значительно ниже, чем в кремнисто–карбонатных микститах «кокколитовой» пачки и не превышает 26% на породу. Концентрация $C_{орг}$ изменяется от 1,6 до 5,2%, при среднем всего 3,2%. В конкрециях также более низкие значения пиков S_1 (1,2–3,7 мг УВ/г породы) и S_2 (6,3–22,6 мг УВ/г породы). Индекс продуктивности повышенный (0,10–0,16). ОВ обладает богатым нефтегенерационным потенциалом (HI = 414–509 мгУВ/г$C_{орг}$). Выход хлороформенного экстракта в большинстве образцов не превышает 0,2% на породу. Битумоидный коэффициент изменяется от 3 до 9%. В групповом составе всех экстрактов доминируют углеводороды (до 70%). Значения отношения насыщенных УВ к ароматическим больше единицы. На асфальтены приходится 5–10%. Распределение основных групп углеводородов–биомаркеров насыщенной и ароматической фракций идентично вышеописанному. Несмотря на наличие миграционной компоненты в со–ставе ОВ, все породы этой части разреза характеризуются низкой пористостью ($К_п$<2%) и не являются коллекторами (Эдер и др., 2019а).

Карбонатизированные радиоляриты

На Повховской площади в подошве БС присутствует пачка мощностью около 3 м известняка тонко– и микрокристаллического с реликтовой радиоляриевой структурой (см. рис. 5.2.1). В ряде случаев радиоляриты в процессе литификации вмещающих отложений могут быть подвергнуты кальцитизации. Попадая в щелочную среду карбонатного субстрата, опал радиолярий начинает растворяться с постепенной кальцитизацией. В некоторых случаях отложения этого типа подвергаются доломитизации.

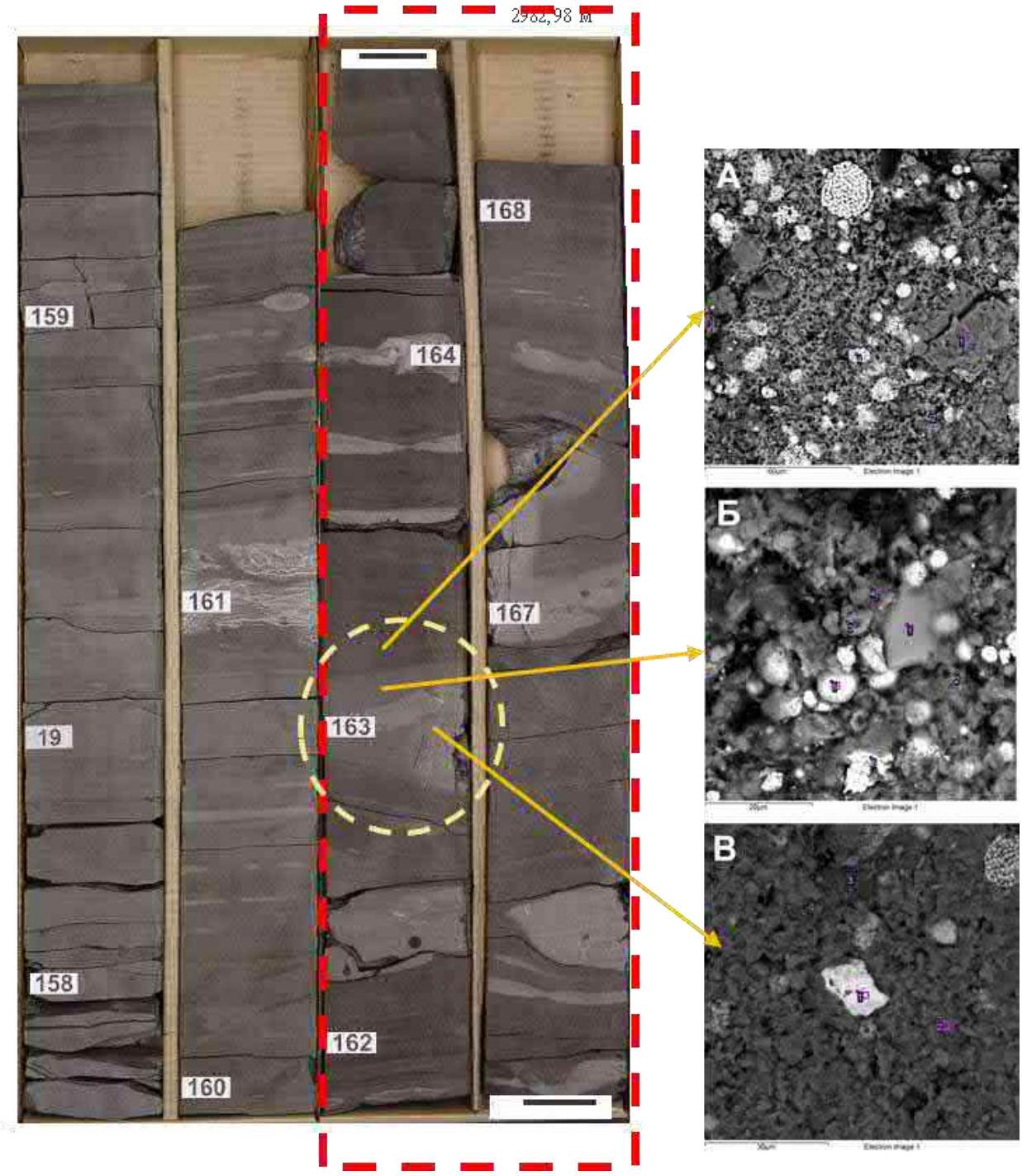


Рис. 5.2.5. Фрагмент керна БС Повховской площади из интервала 2979,93–2982,3 м (Эдер и др., 2019а). А,Б,В – фотографии участков известковой конкреции и всмещающей породы (микстит кероген–карбонатный) БС, полученных в СЭМ. А – вмещающая порода с кокколитами, Б – переходная зона между конкрецией и вмещающей породой (с небольшим количеством остатков кокколит), В – известковая конкреция, представленная скрыто–и микрокристаллическим кальцитом. Масштабная линейка А – 40 мкм, Б,В – 20 мкм.

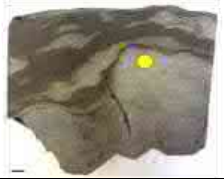


Рис. 5.2.6. Известковые конкреции, окаймленные остатками раковин двустворок в микстите кероген–кремнистом БС Урьевской площади. Образец Ур–7016–8. Глубина 2684,21 м.

По данным Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич (Эдер и др., 2019а) содержание нерастворимого остатка в карбонатизированном радиолярите сопоставимо с карбонатными конкрециями (9–30%) мощностью 0,1 м, содержание ОВ в этом прослое самое низкое (1–2%) для карбонатных разностей баженовской свиты. Эти породы отличаются от вышележащих также свечением при ультрафиолетовом освещении и пиролитическим характеристикам (S_1=1,6–2,6 и S_2=4,8–9,5 мг УВ/г породы) (Эдер и др., 2019а).

По данным изотопного анализа, в конкрециях карбонатного состава БС $\delta^{13}C$ изменяется от –18,1 до –16,6 ‰. $\delta^{18}O$ варьирует в широких пределах от –9,4 до –1,1 ‰, что по мнению А.Ю. Юрченко (Эдер и др., 2019а) указывает на кристаллизацию карбонатного материала в разных условиях: в придонной части осадков (наиболее высокие значения $\delta^{18}O$; рассчитанные температуры 12–21°С) и на более поздних стадиях диагенеза, с возмож– ной перекристаллизацией в катагенезе (низкие значения $\delta^{18}O$; температуры 28–39°С, до 58°С) (табл. 5.2.1).

Таблица 5.2.1. Результаты изотопного анализа (C^{13} и O^{18}) карбонатных конкреций БС (составлена А.Ю. Юрченко для совместного доклада).

Скважина, месторождение	Интервал отбора; место отбора (м)	Образец	Свита	Характеристика проб	Фото образцов с точками отбора проб	δ13C, ‰VPDB	δ18O, ‰VPDB	T, °C пересч.
322П, Дружное	2849,47	198	баженовская	конкреция		-16,6	-9,4	90
306П, Южно-Ягунское	2800,41	234 (1)	баженовская	светло-серая конкреция		-17,6	-6,1	39
		234 (2)		белая (фауна?)		-5,9	-4,3	30
306П, Южно-Ягунское	2800,62	236	баженовская	светло-серая конкреция		-18,1	-1,1	14

Согласно Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич (Эдер и др., 2019а) высокий индекс продуктивности (0,16–0,32) и значительные вариации водородного индекса (312–544 мгУВ/г$C_{орг}$) могут являться свидетельством неравномерного распределения в отложениях миграционного битумоида. Содержание хлороформенного экстракта изменяется от 0,10 до 0,29% на породу. Битумоидный коэффициент высокий (10–31%), что также говорит о миграционных процессах. В групповом составе битумоидов доминируют углеводороды – до 64% (значения отношения насыщенных УВ к ароматическим >1). На асфальтены приходится от 5 до 10%. Распределение основных групп углеводородов–биомаркеров насыщенной и ароматической фракций идентично вышеописанному (Эдер и др., 2019а).

По данным Н.С. Балушкиной (Эдер и др., 2019а) коллекторские свойства пород этого интервала низкие, пористость не превышает 2,5%, в большинстве образцов – менее 1%.

Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста (Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992; Предтеченская, и др., 2009; Коробов и др., 2017; и др.). По изотопным данным определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в стадию катагенеза (Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017; Eder et al., 2018). По результатам исследований В.Д. Немовой (2012), доломитизация баженовских радиоляритов происходила в конце раннего катагенеза (температура около 100^{o}C) при активизации процессов дегидратации глин. Выделившиеся щелочные растворы мигрировали из–под матрицы в

единственный проницаемый слой – окремненный радиолярит, что привело к выщелачиванию кремнезема, росту кристаллов доломита, формированию апорадиоляритовых кремнистых доломитов со вторичным пустотным пространством. По мнению ряда авторов, в результате дегидратации глин также высвобождается значительное количество магния, необходимого для доломитизации пород в катагенезе (Страхов, 1960; Юдович, Кетрис, 1988; 2008; Немова, 2012; Коробов и др., 2015, 2017). Именно эти породы, согласно (Балушкина и др., 2016; Немова и др., 2017; Spiridonov, Kolpakov, 2018; и др.), рассматриваются в качестве наиболее емких коллекторов на некоторых месторождениях (Средне– Назымское и др.).

Карбонатный пласт с реликтами радиолярий и кокколит

В разрезе одной из скважин Южно–Ягунской площади на границе баженовской и георгиевской свит выделяется карбонатный пласт мощностью 3,85 м, сложенный известняками микритовыми (рис. 5.2.7) черными или светло–бурыми на сколе и светло–бурыми и серыми на поверхности выветривания, трещиноватыми, иногда брекчированными. Микротекстура – от однородной до косослоистой, обусловленной наличием светлых карбонатных прослоев с относительно пониженным содержанием пирита и ОВ толщиной 2–5 см. Угол наклона прослоев 30–45^{o}, границы между прослоями резкие, некоторые из них выклиниваются (рис. 5.2.8). Основная масса породы представлена микрокристаллическим известковым материалом. В этом прослое также наблюдается яснокристаллический кальцит, развитый по трещинам и жилам, в большом количестве пронизывающим породы. Он выполняет роль заполнителя в брекчированных участках. В основной массе распространены реликты радиолярий (0,05–0,2 мм) субокруглой или овальной формы с более темным ядром, представленные тонко– и микрокристаллическим кальцитом, и единичные остатки раковин двустворок. Содержание нерастворимого остатка в карбонатном пласте ≤25%, а в переходном к нему слое 40–50%. Содержание органического углерода в карбонатном пласте изменяется от 2 до 5%, а в переходном – 8–9%. Породы характеризуются неравномерным нефтенасыщением (рис. 5.2.9).

В нижней части БС впервые обнаружены остатки кокколитофоридовых водорослей на Южно–Ягунской, Присклоновой и Северо–Салымской площадях (рис. 5.1.10).

По данным Е.А. Костыревой, Е.В. Козловой, И.С. Сотнич (Эдер и др., 2019а) в кровле карбонатного пласта наблюдается брекчированный, нефтенасыщенный прослой толщиной 0,3 м (см. рис. 5.2.9). Порода пахнет нефтью, характеризуется неравномерным свечением в желтых и бурых тонах в ультрафиолетовом освещении. Нефтенасыщение подтверждается данными пиролиза – повышенными значениями параметров S_1 (до 8,4 мг УВ/г породы), S_2 (до

37,3 мг УВ/г породы) и индекса продуктивности PI (до 0,18). Водородный индекс достигает 756 мгУВ/г$С_{орг}$. Выход хлороформенного экстракта изменяется в широких пределах от 0,1 в переходном слое до 3,92 в нефтенасыщенном прослое.

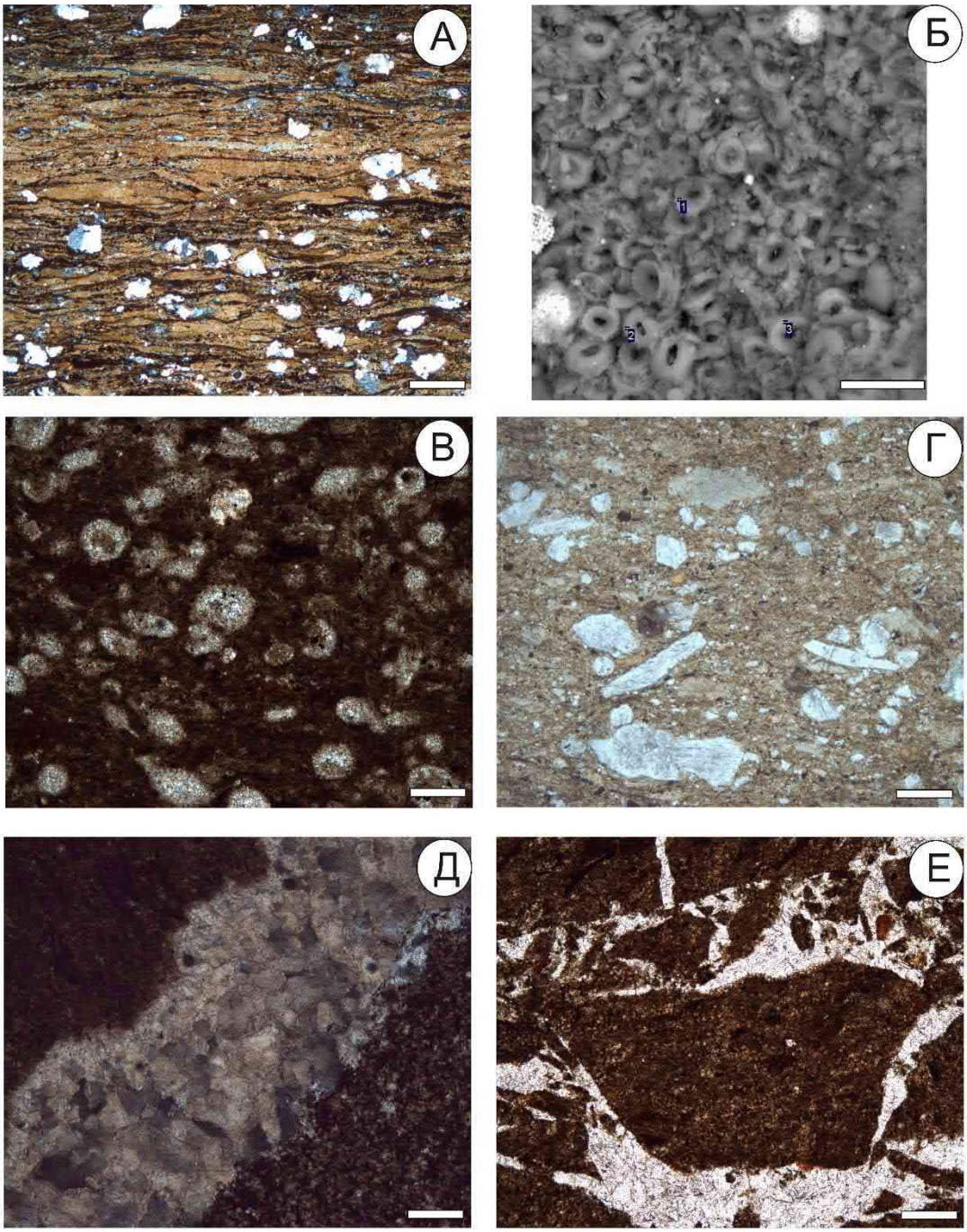


Рис. 5.2.7. Породы баженовской и абалакской свит Хантейской гемиантеклизы. А – микстит кероген–карбонатно–кремнистый с линзами кокколит. Дружная площадь. Глубина 2850,7 м. Б – реликты кокколит верхней пачки баженовской свиты. Новоортьягунская площадь. Глубина 2887,9 м. В – известняк апорадиоляриевый. Южно–

Ягунская площадь. Глубина 2815,9 м. Г – обломки кальцита в известняке абалакской свиты. Южно–Ягунская площадь. Глубина 2816,9 м. Д – трещина, залеченная микрокристаллическим кальцитом. Южно–Ягунская площадь. Глубина 2818,9 м. Е – разнонаправленные трещины в известняке керогеновом абалакской свиты. Южно–Ягунская площадь. Глубина 2817, 2 м. Масштаб: А, В–Е – 150 мкм, Б – 10 мкм.

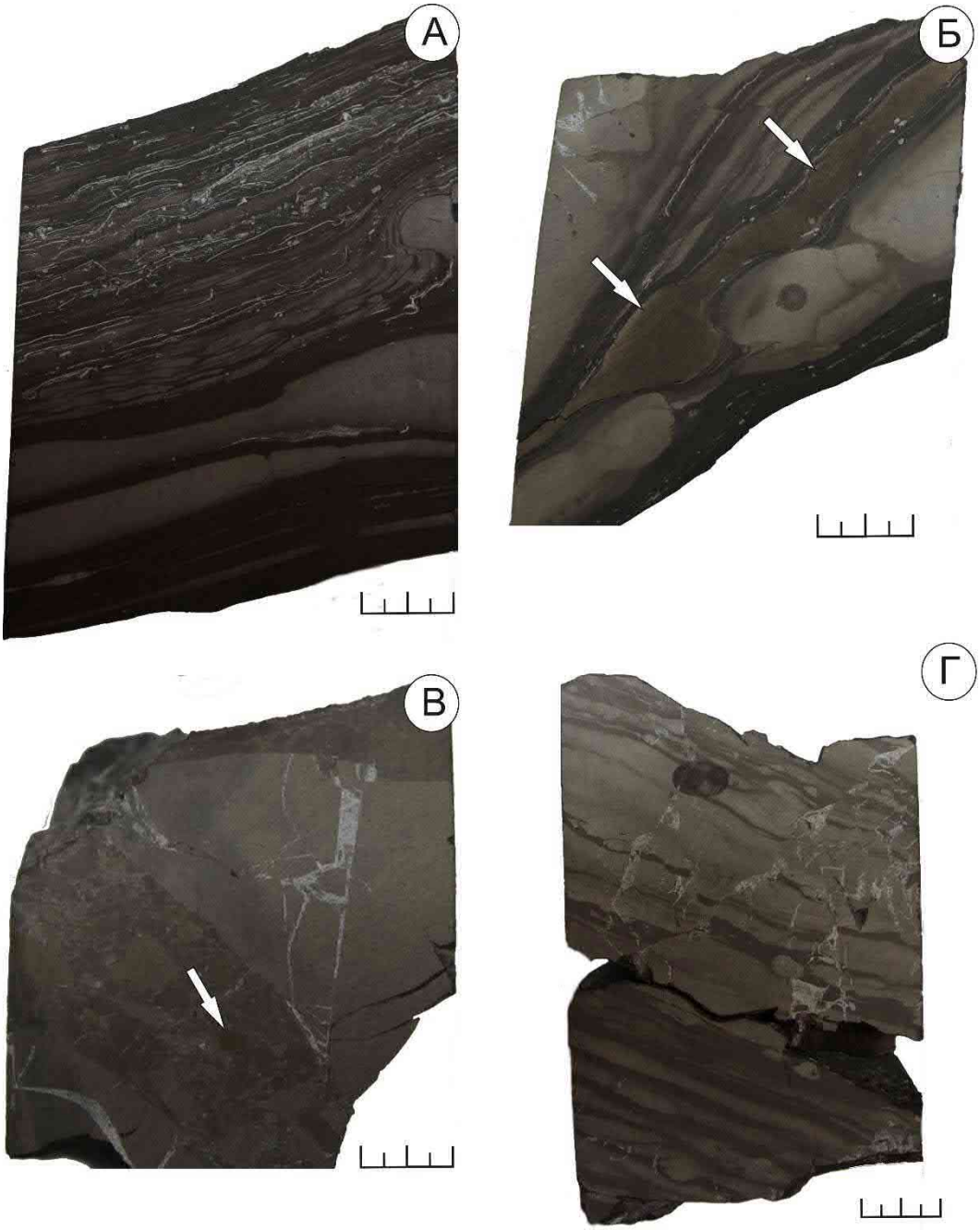


Рис. 5.2.8. Образцы керна карбонатного пласта на границе баженовской и абалакской свит. Южно–Ягунская площадь. А – косое переслаивание карбонатных и низкокарбонатных высокоуглеродистых прослоев зоны переходы между баженовской и абалакской свитами; Б – нефтенасыщенная карбонатная линза; В – брекчированный известняк абалакской свиты с

трещинами, залеченными кальцитом. Некоторые карбонатные обломки – нефтенасыщены; Г – косое переслаивание карбонатных высоко– и низкоуглеродистых прослоев абалакской свиты.

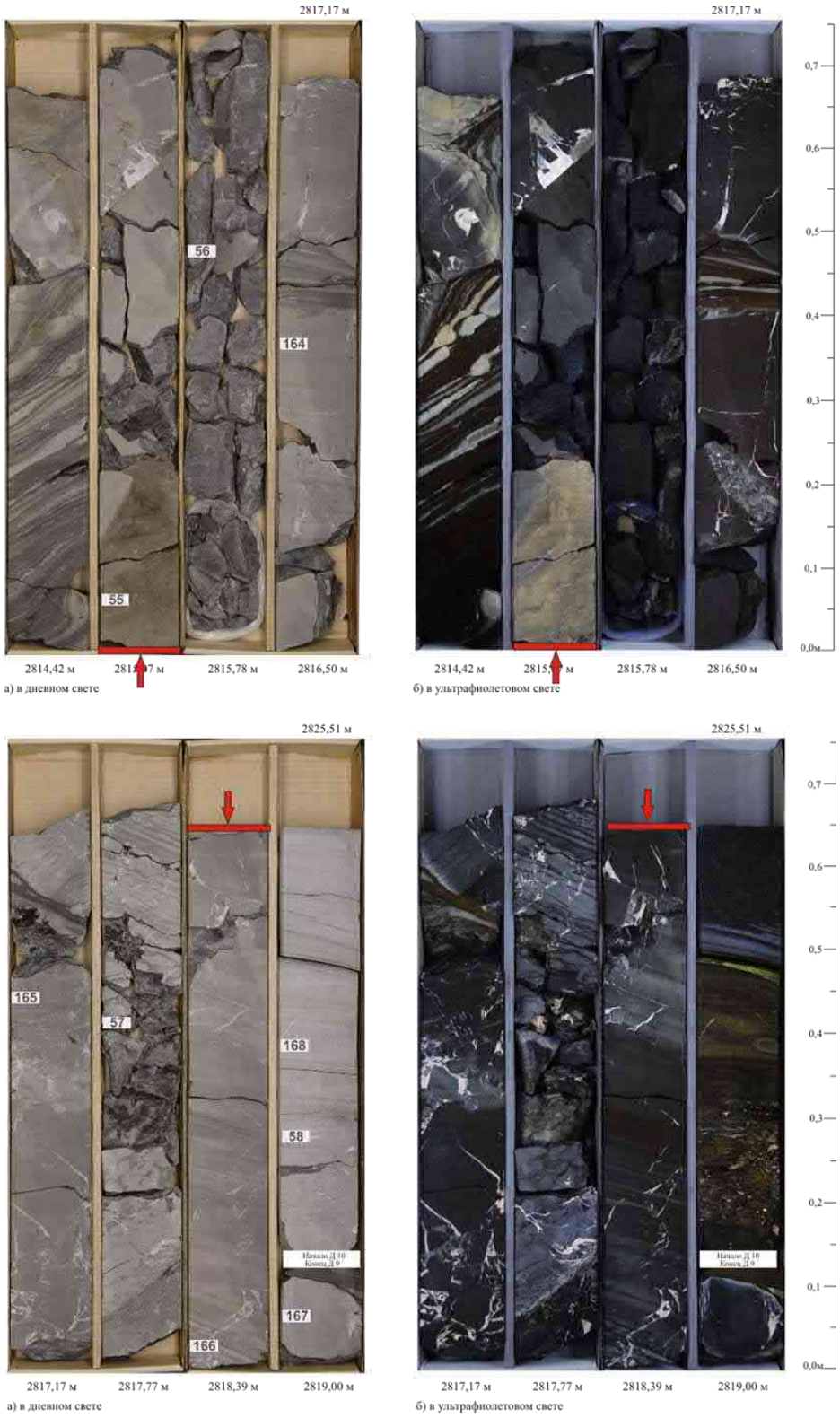


Рис. 5.2.9. Керн карбонатного пласта с нефтенасыщенными прослоями в интервале 2814,42–2819,0 м подошвы баженовской свиты Южно–Ягунской площади (в дневном и ультрафиолетовом свете).

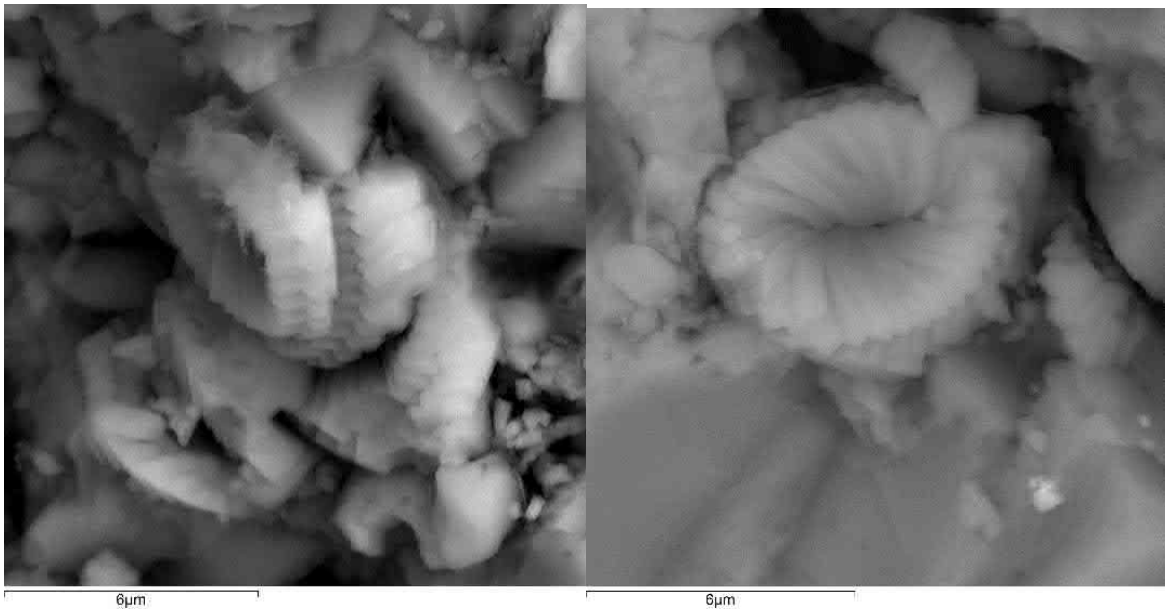


Рис. 5.2.10. Остатки кокколитофоридовых водорослей в подошвенной части баженовской свиты. Глубина 2816,6 м. Южно–Ягунская площадь

Битумоидный коэффициент в карбонатном пласте такой же высокий (10–20%), как и в апорадиоляритовом слое, достигая даже 98% в нефтенасыщенном прослое, что свидетельствует о миграционных процессах. В групповом составе битумоидов также доминируют углеводороды до 63% (значения отношения насыщенных УВ к ароматическим ≥0,7). На асфальтены приходится всего 2–4%. Распределение основных групп углеводородов–биомаркеров насыщенной и ароматической фракций идентично вышеописанному.

Результаты анализа фильтрационно–емкостных свойств (ФЕС) согласно данным Н.С. Балушкиной (Эдер и др., 2019а) показали, что породы карбонатного пласта, расположенного на границе БС и подстилающей ее георгиевской свиты района исследования, характеризуются низкими значениями фильтрационно–емкостных свойств и не являются коллекторами. Вероятно, уменьшение объема порового пространства вызвано интенсивными процессами вторичной кальцитизации межформенного пространства и перекристаллизации с образованием микритовых разностей (<0,05 мм). Другим фактором, отрицательно сказавшимся на емкости пород, явилось заполнение порового пространства остаточным битуминозным веществом. К нефтенасыщенному коллектору отнесен только маломощный прослой известняков в верхней части пласта, характеризующихся не только наличием миграционных битумоидов, но также обладающих повышенными значениями ФЕС (Эдер и др., 2019а).

По мнению А.Ю. Юрченко (Эдер и др., 2019а) распределение стабильных изотопов

указывает на осаждение карбонатного материала на поверхности или в придонной части осадков (рассчитанные температуры 15–17°С) в результате микробиальной переработки метана, за счет чего в осаждающихся карбонатах происходит выборочное накопление легкого изотопа углерода (Reitner et al., 2005).

Брекчированность пород, наличие многочисленных трещин и жил, выполненных яснокристаллическим высокотемпературным кальцитом, указывает на сходство в строении пласта с основными нефтеотдающими трещинными и кавернозными коллекторами Салымского, Красноленинского и других месторождений (Эдер и др., 2019а). Необходимо дальнейшее изучение карбонатных пород этого типа на других участках для уточнения временного и пространственного распределения известкового нанопланктона в рассматриваемый промежуток времени, для уточнения условий формирования этих толщ. Отдельной задачей стоит детальное изучение вторичных процессов в подобных толщах, приводящих к формированию коллекторской емкости или утрате породами фильтрационно–емкостных свойств, для повышения качества прогноза нефтеносности.

По данным Н.С. Балушкиной (Эдер и др., 2019а) повышенные значения фильтрационно–емкостных свойств – $К_п$ 6,69–7,96%, $К_{пр}$ 0,011–0,056 мД, характерны только для маломощного прослоя известняков в верхней части пласта, где было зафиксировано нефтенасыщение. Остальные породы характеризуются низкими значениями фильтрационно–емкостных свойств и не являются коллекторами.

По результатам изучения изотопного состава $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, проведенного А.Ю. Юрченко (Эдер и др., 2019), известняки разделились на две группы по соотношению стабильных изотопов. Известняки первой группы значительно обогащены легким изотопом углерода ($\delta^{13}C$ до –21 ‰VPDB) при значениях $\delta^{18}O$, схожих с неизмененными раковинами морских организмов (0 ± 4 ‰). Вторая группа изотопно более тяжелая по углероду ($\delta^{13}C$ от –12,5 до –7,6 ‰VPDB), но более легкая по кислороду ($\delta^{18}O$ от –14,2 до –9 ‰VPDB), что свидетельствует о вторичной природе известкового материала, кристаллизовавшегося при повышенной температуре в катагенезе (рассчитанные температуры кристаллизации – от 56 до 91°С) (Фор, 1989). Жильный кальцит по изотопным характеристикам близок к вторичным карбонатам матрицы ($\delta^{13}C$ от –11 до –14,3 ‰VPDB) и характеризуется более легкими значениями $\delta 1^8O$ ($\delta^{18}O$ от –20,4 до –11,7 ‰VPDB), что указывает на его кристаллизацию в условиях повышенных температур в катагенезе или из гидротермальных растворов (рассчитанная температура от 118 до 210°С) (Эдер и др., 2019а). Данные по результатам изотопного анализа приведены в таблице 5.2.2.

Согласно А.Ю. Юрченко (Эдер и др., 2019а) в исследованных образцах в жильном

кальците присутствуют двухфазовые газово–жидкие включения, что позволило выполнить микротермометрию флюидных включений для более точного расчета температур его кристаллизации. Результаты термо– и криометрических исследований 20 индивидуальных флюидных включений в жильном кальците показали, что в составе растворов двухфазовых флюидных включений преобладали хлориды Na, K и Mg. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений в температурном интервале от –35 до –37°С.

Таблица 5.2.2.

Результаты изотопного анализа (C^{13} и O^{18}) карбонатного пласта (подошва БС).

306П, Южно-Ягунское	2816,56	296 (1)	георгиевская	белый кальцит в трещине		-13,2	-19,6	200
		296 (2)		коричневый кальцит вокруг трещины		-18,9	-5,5	36
		296 (3)		осн. масса		-21,0	-1,6	17
		296 _2 (1)		белый кальцит в трещине		-12,5	-15,1	150
		296 _2 (2)		бежевый кальцит вокруг трещины		-13,1	-15,9	158
306П, Южно-Ягунское	2818,39	306 (1)	георгиевская	белый кальцит		-11,6	-20,4	211
		306 (2)		серая осн. масса		-8,5	-14,0	90

Таким образом, в изучаемых отложениях баженовской свиты Хантейской гемиантеклизы выделены следующие известковые образования: а) первичные биогенные – прослои ракушняков и остатки кокколит («кокколитовая» пачка); б) диа– и катагенетические – в различной степени перекристаллизованные породы с кокколитами, конкреции и апорадиоляриты (карбонатные конкреции, апорадиоляриты и карбонатный слой); в) катагенетические – трещины, залеченные кальцитом в карбонатном слое подошвы БС.

Характерной чертой БС Хантейской гемиантеклизы является присутствие многочисленных известковых конкреций в верхней, в меньшей степени, средней частях свиты. Основным источником этих образований в первом случае служили кокколиты, во втором – раковины двустворок. По данным А.Ю. Юрченко (Эдер и др., 2019а) кристаллизация

карбонатного материала конкреций происходила в разных условиях: в придонной части осадков (температуры 12–21°С) и на более поздних стадиях диагенеза, с возможной перекристаллизацией в катагенезе (температуры 28–39°С, до 58°С).

Жильный кальцит карбонатного пласта подошвы БС формировался в катагенезе при температуре 150–202°С.

На территории исследования характер распределения и генезис карбонатного материала в подошве БС различен. Изученные разрезы БС отличаются по среднему содержанию кальцита и доломита. Карбонатность разрезов убывает в следующей последовательности: Южно– Ягунская →Повховская → Новортьягунская → Дружная площади, что связывается как с фациальными особенностями, благоприятными для развития карбонатной фауны, так и с различным характером развития вторичной карбонатизации пород. На Повховской площади в подошве БС присутствует пласт карбонатизированного радиолярита с низкими фильтрационно–емкостными свойствами. На Южно–Ягунской площади известковые, в меньшей степени доломитовые, скрыто– и микрокристаллические породы в подошве баженовской свиты являются нефтенасы– щенными и обладают повышенными фильтрационно–емкостными свойствами в верхней части. На Дружной и Новоортъягунской площадях карбонатные пласты в подошве БС отсутствуют.

Органическое вещество в разных типах карбонатных пород баженовской свиты в пределах одной площади отличается только по содержанию $C_{орг}$, выходам битумоидов, значениям пиролитических характеристик, оставаясь неизменным по составу насыщенной и ароматической фракций. Характер распределения индивидуальных соединений в битумоидах каждого типа карбонатных пород на территории Хантейской гемиантеклизы зависит, по–видимому, от степени преобразованности ОВ, залегающего на разных глубинах. Преобразованность ОВ увеличивается в северо–восточном направлении от Южно–Ягунской к Повховской площади, что подтверждено молекулярными параметрами катагенеза.

Карбонатные породы подошвенной части БС на Южно–Ягунской площади схожи по строению с основными нефтеотдающими коллекторами Салымского и Красноленинского месторождений.

5.3. Литолого–геохимические свидетельства отложения аутигенных минералов на геохимических барьерах

5.3.1 Карбонаты

Согласно А.И. Перельману (1961) геохимические барьеры – это те участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов, и, как следствие, их концентрация. Основоположниками концепции существования геохимических барьеров являются W.C. Krumbein, R.M. Garrels (1952), Н.М. Страхов (1960, 1976), А.И. Перельман (1961; 1989). Геохимические барьеры располагаются на участках изменения факторов среды. Выделяются их несколько типов: физико–химические, механические и биогеохимические (Алексеенко, Алексеенко, 2003). По данным вышеупомянутых авторов физико–химический барьер в своей основе представляет зону осаждения химических элементов (их ионов) из вод с разными окислительно–восстановительными и кислотно–щелочными обстановками. Концентрация элементов на барьере происходит за счет резкого изменения термодинамической, щелочно–кислой или окислительно–восстановительной обстановок, и как следствие этого выпадение в осадок ряда элементов (Страхов, 1976; Алексеенко, Алексеенко, 2003).

Карбонаты БС достаточно хорошо изучены, неоднократно рассматривался их генезис (Предтеченская и др., 2006 и др.) с привлечением изотопного анализа (Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова и др., 2017а; Эдер и др., 2018 и др.). В разрезе БС породы этого типа занимают подчиненное значение, их суммарная мощность составляет редко более 10 % от разреза. В то же время на ряде территорий они являются коллекторами углеводородов (Нестеров, 1979; Мормышев, Завьяловец, 1985; Немова, 2011; Зубков, 2016; Балушкина и др., 2016 и др.).

Исследование, изложенное в этом подразделе направлено на установление приуроченности карбонатных пород к границам смены физико–химических условий в черных сланцах и зонах их перехода в подстилающие и перекрывающие отложения на примере баженовской свиты Западной Сибири. Проведенный анализ будет способствовать развитию теории диа– и катагенеза черносланцевых отложений на примере баженовской свиты, в частности определению специфики образования вторичных карбонатных пород в толщах этого типа.

Закономерности распространения карбонатных пород в БС

Карбонатные породы встречаются в разных частях разреза БС в: 1) ее кровле или подошве подачимовской толщи; 2) средней части; 3) ее подошве или в кровле подстилающих

отложений (георгиевская или абалакская свиты) (рис. 5.3.1–5.3.2). Необходимо отметить, что в некоторых разрезах отсутствует керн нижней половины разреза БС (Салымский подрайон), в юго–восточных районах ЗСБ кровельная часть свиты не охарактеризована керном. Таким образом, указание в тексте присутствия карбонатных прослоев только в кровле какой–либо скважины ни коим образом ни указывает на то, что прослои этого типа отсутствуют в нижней части и наоборот. Полным выходом керна характеризуются разрезы лишь Северо–Сургутского подрайона. Ниже приведена более подробная характеристика и приуроченность к определенным разрезам карбонатных пород этих интервалов изучаемых разрезов.

Кровля БС или подошва подачимовской толщи. Ранее (Eder et al., 2017; Эдер, 2020) определено, что у границ с БС в подстилающих и перекрывающих отложениях в большинстве изученных разрезов отмечаются так называемые пиритовые и пирит–керогеновые слои, в которых отсутствует корреляция между органическим углеродом и серой сульфидной. Первые из вышеупомянутых характеризуются низкими содержаниями органического углерода и относительно высокими пирита. Вторые – находятся в самой БС у ее кровли и отличаются высокими содержаниями пирита и $C_{орг}$. Породы этого типа рассматриваются как перенесшие на стадии диа– и катагенеза вторичную пиритизацию в результате осаждения пирита из растворов на редокс–барьерах. Установлено, что в большинстве разрезов БС в непосредственной близости от пиритовых и пирит–керогеновых прослоев залегают карбонатные породы разных типов по составу. Так, в кровле БС под пиритовым слоем на Салымской площади наблюдается известково–доломитовый слой, скрытокристаллический, тонкослоистый, на Повховской площади – линзы известняка и доломита микрокристаллического толщиной 5–10 см, на Южно–Ягунской площади – линза известняка доломитового скрытокристаллического с баритом толщиной около 10 см. Над пиритовой низкоуглеродистой породой в подошве подачимовской толщи Чупальской площади залегает прослой известняка, в Малобалыкской площади – прослой доломита. Микроструктура пород – скрытокристаллическая, микротекстура в первом случае – массивная, во втором – линзовидно–слоистая. В скважинах Юго–восточного, Юго–западного и Южного районов ЗСБ керновый материал кровельной части разреза БС отсутствует.

В целом непосредственно у верхней границы БС встречаются прослои или линзы доломитового, известкового или смешанного состава, которые представлены скрыто– или микрокристаллическим карбонатным материалом. Мощность этих образований 0,05–0,2 м.

Средняя часть БС (верхняя половина БС). В скважинах Салымского подрайона в БС наблюдается существенное количество карбонатных прослоев. В верхней половине свиты Салымской площади наблюдается серия из 8 прослоев микститов кремнисто–известково–

доломитисто–глинистого состава каждый. Изучение шлифов пород показало, что многие из этих прослоев содержат карбонатизированные реликты радиолярий, реже карбонатный материал в них скрыто– или микрокристаллический. На Северо–Салымской площади также наблюдается серия из 5 прослоев микститов глинисто–кремнисто–доломитовых, три из которых представлены апорадиоляритами или содержат карбонатизированные радиолярии. Содержание доломита в карбонатных прослоях составляет 10–25 %, в кровле БС Северо–Салымской площади содержание доломита несколько понижено (5–13 %).

В рассматриваемых отложениях близких к Салымскому подрайону площадях (Малобалыкской и Чупальской) количество доломитизированных прослоев или линз в верхней половине свиты несколько понижено (2–3) по сравнению с вышеупомянутыми разрезами скважин Салымского месторождения. Они также представлены, главным образом, апорадиоляритами, в ряде случаев микрокристаллическими известняками или смешанными породами известково–доломитового состава. Доломита в них присутствует порядка 15–20 %. В средней части БС в некоторых изучаемых разрезах (Салымская, Урьевская, Чупальская, Малобалыкская площади) фиксируются прослои карбонатизированного апорадиолярита мощностью 0,1–0,3 м.

В разрезах БС Северо–Сургутского подрайона и в разрезах некоторых сводовых структур Севреного района (Северного свода) в верхней половине свиты находится существенное количество карбонатных конкреций толщиной 10–13 см. Как показало исследование в сканирующем микроскопе, некоторые из них в переходной зоне между конкрецией и вмещающей породой содержат реликты кокколитовых водорослей, так же, как и сама вмещающая порода (Эдер и др., 2016). В целом полагается, что при формировании верхней части БС вышеупомянутых районов основной породообразующей фауной являлись кокколитофоридовые водоросли. Предполагается, что именно они являлись материалом для вышеупомянутых конкреционных образований. В единичных случаях встречаются конкреции, окаймленные реликтом раковины двустворки. Также в разрезах этого района на рассматриваемом интервале наблюдаются редкие сантиметровые прослои карбонатизированного радиолярита.

Для разрезов Юго–восточного и Южного районов ЗСБ характерны лишь единичные прослои карбонатных пород в верхней половине БС мощностью 0,1–0,2 м. Так, в некоторых разрезах скважин Юго–восточного района (Пельгинская и Южно–Майская площади) в средней части БС залегает прослой доломита микрокристаллического с реликтами радиолярий (5–15 %). В рассматриваемой части свиты Ракитинской площади наблюдается прослой

известняка скрытокристаллического, на Северо–Покачевской и Тай–Тымской площадях – прослои микститов доломитисто–известкового с карбонатизированными радиоляриями.

Подошва БС или кровля абалакской или георгиевской свит. В большей части разрезов Северо–Сургутского подрайона в рассматриваемом интервале присутствует карбонатная пачка пород. В нижней части БС на Повховской площади в нескольких метрах от нижней границы свиты наблюдается пачка известняка доломитистого апорадиоляриевого, в кровле этой пачки присутствует доломит известковистый мощностью 1,5 м. В подошве БС и кровле подстилающей ее георгиевской свиты Южно–Ягунской площади залегает карбонатный нефтенасыщенный пласт, представленный известняками доломитистыми, микститами известково–доломитистыми микритовыми, на некоторых интервалах брекчированными, в ряде образцов этой пачки обнаружены реликты кокколит, в кровле пачки присутствуют реликты радиолярий. Мощность карбонатного пласта составляет около 4 м. На Новоортьягунской площади в подошве БС над пиритовым бескарбонатным прослоем находятся известково–доломитистые линзы толщиной 10 см, которые также характеризуются повышенным содержанием пирита. На Тай–тымской площади залегают прослои доломита (0,1 м) известковистого непосредственно под пиритовым пластом у нижней границы БС.

Нижняя часть разрезов Салымского и некоторых разрезов Северо–Сургутского (Северо–Покачевская и Урьевская) подрайонов керном не охарактеризована.

Во многих разрезах Юго–восточного района в 1–4–х метрах от подошвы БС встречается прослой доломита известковистого апорадиоляриевого мощностью около 0,2– 1 м (Полонская, Средне–Юлжавская, Межовская, Толпаровская, Западно–Квензерская площади).

Изменение состава пород на интервалах залегания карбонатов

В разрезах БС Центрального района во многих случаях на или вблизи границы «кокколитовой» пачки, представленной микститами кероген–карбонатно–кремнистыми, и нижележащей низкокарбонатной пачки микститов кероген–глинисто–кремнистых во многих случаях залегают карбонатные известковые или доломитовые породы породы. На этих интервалах происходит следующая смена состав пород от «кокколитовой» к нижележащей пачке: 1) изменяется содержание кремнезема от менее 20% до 40–50% в Салымской и Юганском районах, в Северо–Сургутском такого резкого изменения содержания этого компонента пород не наблюдается; 2) заметно изменяется содержание карбонатного материала в породах – от 10–30% до менее 5%. На границах рассматриваемых пачек карбонатные прослои или линзы наблюдаются на следующих площадях: Салымской, Северо–Салымской, Малобалыкской, Южно–Ягунской, Присклоновой, Дружной.

На границе пачек микститов кероген–глинисто–кремнистых и силицитов также в некоторых разрезах (Дружная, Южно–Ягунская, Малобалыкская), фиксируются карбонатные прослои. На этом интервале произошло резкое увеличение содержания кремнезема: от менее 30% до более 50%. В разрезах БС Северо–Покачевской, Средне–Юлжавской и Южно–Майской площадей прослой известняка залегает на интервале следующей смены состава пород: содержание кремнезема меняется от менее 30% до более 35%.

В БС Юго–восточного района в нижней части карбонатные прослои в большинстве случаев залегают на границе пачек микститов кероген–глинисто–кремнистых с содержанием глинистого материала менее 35% и более 40% (Ракитинская, Ледовая, Толпаровская).

Особенности смены состава пород и окислительно–восстановительного режима у верхней и нижней границ БС рассмотрены ранее (Eder et al., 2017; Эдер и др., 2020). У верхней границы БС карбонаты (линзы или прослои) отмечаются в практически во всех разрезах центральных районов ЗСБ на следующих площадях: Дружная, Повховская, Южно–Ягунская, Новоортьягунская, Салымская, Чупальская, Малобалыкская, Северо–Салымская.

Как было отмечено ранее керновый материал по кровле БС Юго–восточного района отсутствует. Верхнюю границу свиты возможно проследить лишь в разрезе Арчинской площади, в которой прослой известняка апорадиоляриевого в кровле залегает на границе смены состава пород с менее (25–35%) до более (35–45%) кремнистого состава.

У верхней границы БС часто происходит резкое уменьшение содержания карбонатов – с 5–25% до 0–3 %, таким образом на этой границе меняются кислотно–щелочные характеристики среды в толще.

Карбонатные породы часто наблюдаются в ассоциации с пиритовыми низкоуглеродистыми породами у нижней границы БС в ее подошве или кровле георгиевской или абалакской свит (Дружная, Новортьягунская, Повховская, Тай–Тымская, Ай–Пимская, Ракитинская, Горстовая, Арчинская).

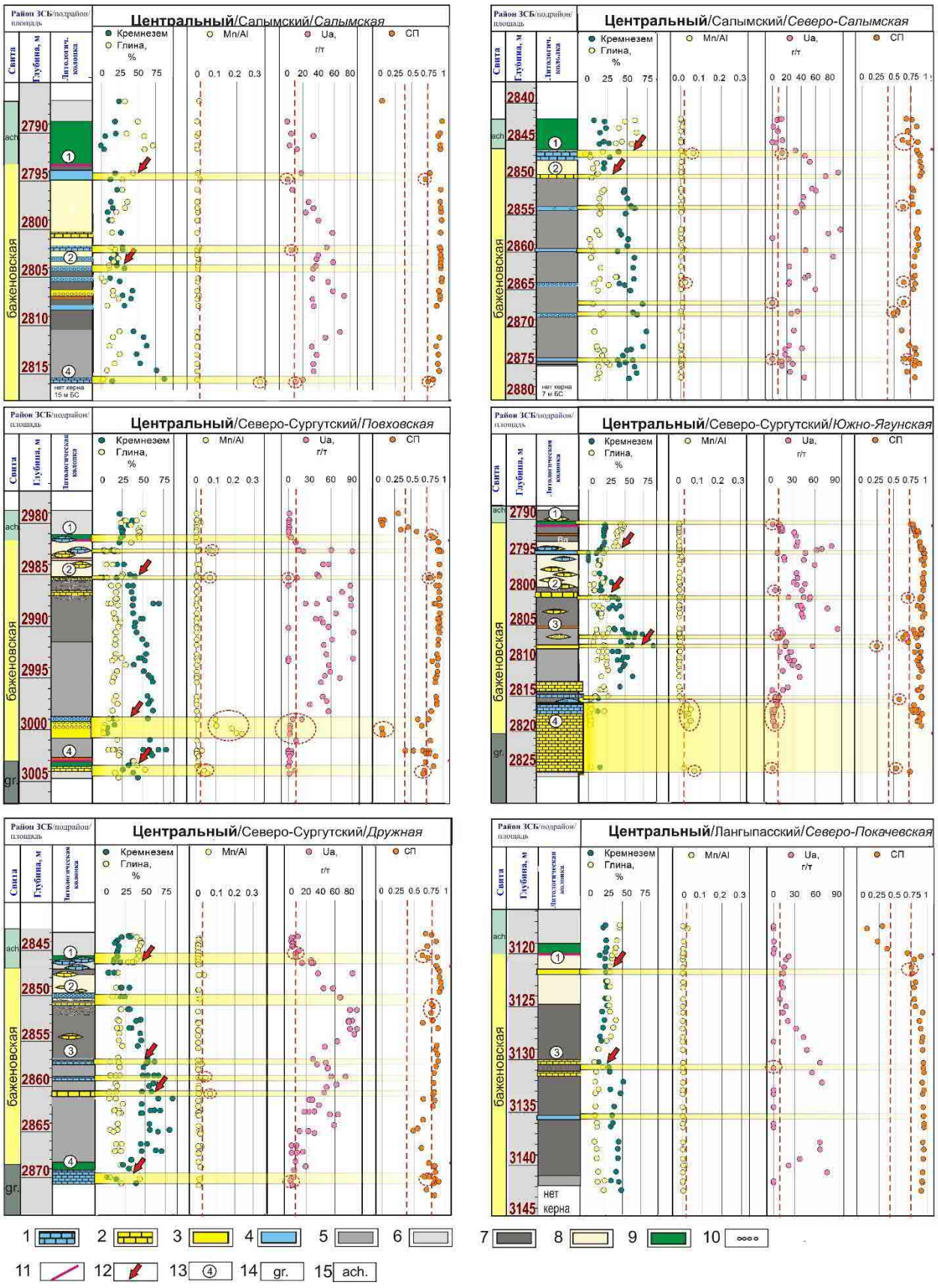


Рис. 5.3.1. Литологические колонки и диаграммы распределений по разрезу кремнезема и глинистого материала, значений редокс–показателей (СП, U_a, Mn/Al) в породах баженовской

свиты и зон ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения Центрального района ЗСБ (Эдер и др., 2019б).

Условные обозначения: 1 – доломиты породы и доломитовые микститы, 2 – известняки и известковые породы, 3 – известковистые микститы, 4 – доломитистые микститы, 5 – силициты, 6 – микститы глинистые и аргиллиты, 7 – микститы кероген–глинисто–кремнистые, 8 – микститы кероген–кремнисто–карбонатные с реликтами кокколит, 9 – пиритовые низкоуглеродистые породы, 10 – апорадиоляриты, 11 – границы баженовской свиты; 12 – стрелки указывают на границы изменения вещественного состава пород, 13 – геохимический барьер, 14 – георгиевская свиты, 15 – ачимовская толща.

Закономерности изменения редокс–показателей на интервалах залегания карбонатных пород баженовской свиты

Литолого–геохимический анализ изучаемых отложений позволил установить по характеру изменения редокс–показателей (на интервалах их залегания) несколько групп карбонатных пород БС (см. рис. 5.3.1–5.3.2):

1). Известняки, известково–доломитовые породы кровли (Северо–Салымская, Повховская, Ледовая площади) и подошвы БС (Тай–Тымская, Новоортьягунская, Ай–Пимская, Ледовая площади) характеризуются увеличением значения отношения Mn/Al. В некоторых разрезах БС в доломитах ее кровли не отмечается изменения редокс–показателей (Малобалыкская, Салымская площади). Непосредственно над кровлей и под подошвой БС наблюдается значительное снижение СП.

2). Апорадиоляриты. На интервалах залегания апорадиоляритов БС (известковые и известково–доломитовые породы) в большинстве случаев наблюдается увеличение Mn/Al и уменьшение U_a, во многих случаях отмечается уменьшение СП (Повховская, Малобалыкская, Чупальская, Южно–Ягунская, Присклоновая, Толпаровская, Полонская площади).

3). Доломиты Салымской площади. В БС Салымской площади прослои доломитов распространены по всему разрезу БС. В большинстве случаев на интервалах их залегания не наблюдается изменения редок–показателей, встречен лишь один прослой доломита, в котором устанавливается увеличение значений отношения Mn/Al и уменьшение U_a, небольшое снижение значений СП.

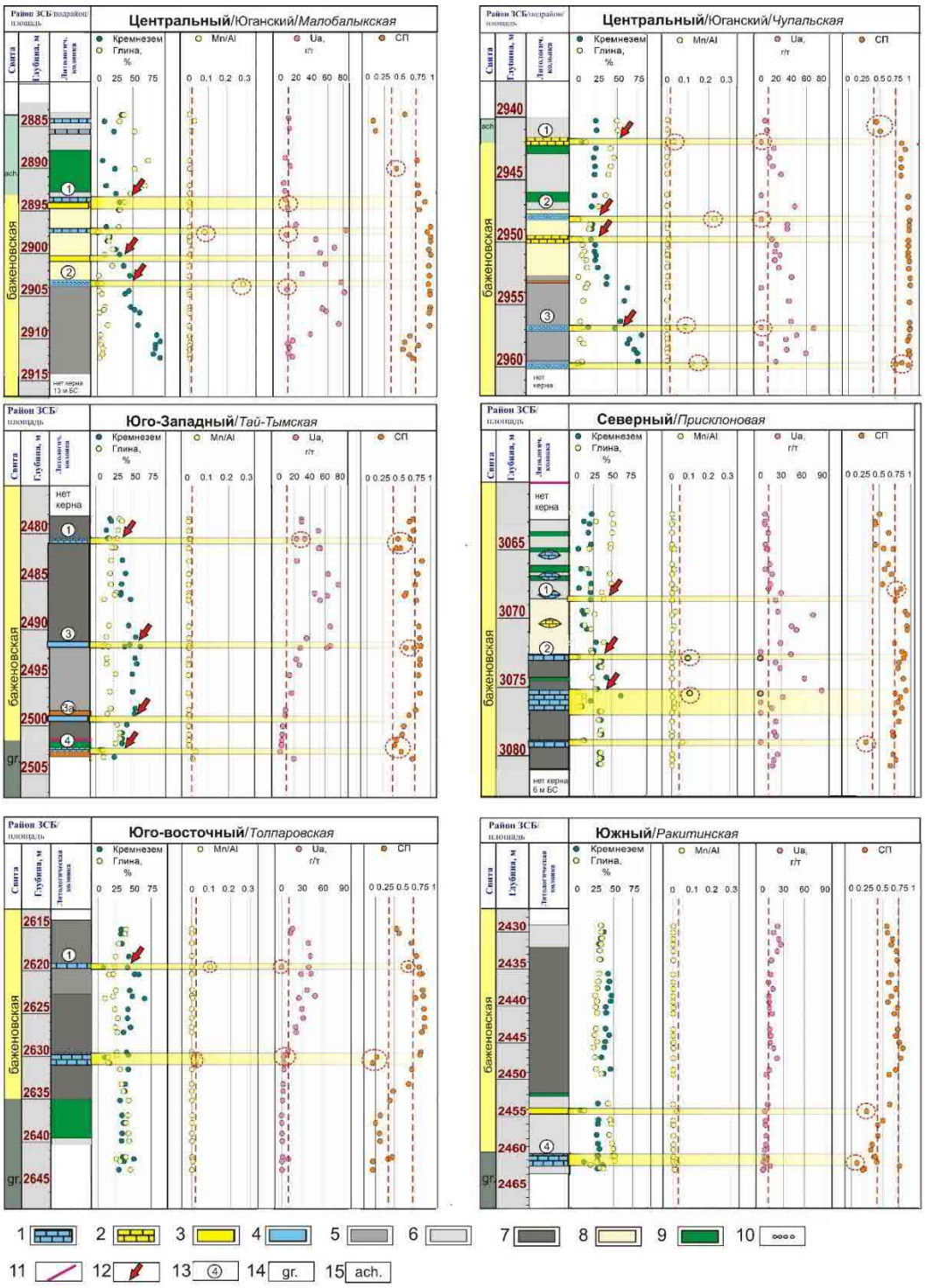


Рис. 5.3.2. Литологические колонки и диаграммы распределений по разрезу кремнезема и глинистого материала, значений редок– показателей (СП, U_a, Mn/Al) в породах баженовской свиты и зон ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения Юго–восточного, Юго–западного, Южного и Северного районов ЗСБ (Эдер и др., 2019б). Условные обозначения см. рис. 5.3.1.

В целом на интервалах залегания карбонатных пород в БС не наблюдается существенного изменения значений степени пиритизации железа, за исключением границ БС с подстилающими и перекрывающими отложениями, что было описано ранее (Eder et al., 2017; Эдер и др., 2020). Значения отношения Mn/Al и U_a напротив в большинстве случаев изменяются на этих интервалах. Как показали предыдущие исследования (Предтеченская и др., 2006; Юрченко, 2017; Эдер и др., 2019а) в БС присутствует седиментационный, диагенетический и катагенетический карбонатный материал. Первый из них слагает реликты кокколит и обломки раковин двустворок.

Диа– и катагенетические карбонатные образования в БС – это в различной степени перекристаллизованные породы с кокколитами, конкреции и апорадиоляриты. Необходимо отметить, что рассматриваемые в настоящем исследовании карбонатные породы БС имеют диа– или катагенетическую природу (конкреции, апорадиоляриты, скрыто– и микрокристаллические породы). По данным большинства исследователей (Условия формирования…, 1988; Предтеченская, 2006; Балушкина и др., 2016; Юрченко, 2017; Коробов, 2017; Эдер и др., 2019а; и др.) вторичный кальцит в БС является продуктом перераспределения карбонатного вещества осадочно–диагенетических известняков, обломков раковин двустворок, аммонитов, известковых водорослей и др.

Доломиты кремнистые апорадиоляриевые БС характеризуются массивной текстурой, микрокристаллической структурой. Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста (Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992 и др.). По изотопным данным было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в стадию катагенеза (Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017; Эдер и др., 2018). В.Д. Немова (2012) определила температуру доломитизации баженовских радиоляритов по изотопным данным в 100ºС. По данным Н.С. Балушкиной и соавторов (2016) изотопный состав углерода доломитов ($\delta^{13}C$ от –3,7 до –6,7‰ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, облегченный состав кислорода указывает на диагенетические и/или катагенетические преобразования ($\delta^{18}O$ от –13,93 до –14,42 ‰ VPDB). По данным А.А. Махнача (1989) «процесс доломитообразования в кровле и подошве карбонатных пластов и известковых линз внутри глинистых отложений вызван миграцией из последних реакционноспособных растворов». В качестве источника магния А.Д. Коробов (2017) рассматривает водоросли баженовского палеоморя, которые при жизни накапливают магний. Многие авторы (Юдович, Кетрис, 2011; Коробов, 2017; и др.) полагают, что освобождающийся в катагенезе при трансформации глин Mg (Ca и Mg) может также

участвовать в образовании гидротермального (гидротермально–метасоматического) доломита.

Определено, что в большинстве разрезов БС доломиты и известняки: 1) тяготеют к кровле или подошве свиты. Во многих случаях они залегают непосредственно выше или ниже пиритовых прослоев. 2) часто расположены на границах пачек разного состава. По всей видимости на этих интервалах, вследствии различного содержания карбонатного и кремнистого веществ в граничащих пачках существовали кислотно–щелочные барьеры. В случае образования карбонатных пород на границах «кокколитовой» кремнисто–карбонатной пачек и нижележащей низкоуглеродистой кремнистой пачки, а также вышележащей низкокарбонатной пачки микститов глинистых и аргиллитов подачимовской толщи – это контакт осадков с явно разными pH условиями. Таким образом на границе между этими пачками вероятно существовал щелочной барьер. По данным В.А. Алексеенко и Л.П. Алексеенко (2003) щелочные барьеры – формируются на участках, где кислая среда сменяется щелочной, слабощелочная – резкощелочной или сильнокислая – слабокислой. Согласно этим авторам они возникают при скачкообразном изменении pH, что способствует осаждению из водных растворов многих минералов, относящиеся к карбонатам, гидроксидам, фосфатам, арсенатам, ванадатам. Свидетельства отложения вторичных карбонатов в подошве подачимовской пачки и кровле отложений георгиевского горизонта непосредственно на контакте с БС приводили в своей работе Ю.Г. Зимин, А.Э. Конторович и Э.Э. Фотиади (1972).

В случае локализации карбонатных минералов на границах пачек силицитов и микститов кероген–глинисто–кремнистых, а также микститов этого типа с различным содержанием глинистого материала – это граница сильнокислых и менее кислых пород, еще один так называемый щелочной барьер БС. По результатам исследования в БС предварительно выделены интервалы с двумя редокс/кислотно–щелочными барьерами и тремя кислотно–щелочными барьерами (см. рис. 5.3.1–5.3.2). Вероятно, интервалов разреза с геохимическими барьерами в диагенезе существовало больше, чем мы можем наблюдать в настоящее время, в связи с перераспределением вещества по мере погружения БС. С этим фактом частично связывается нахождение некоторых карбонатных разностей внутри пачек этой толщи.и

В результате проведенного исследования получены следующие результаты:

1. На границах между пачками разного литологического состава в БС во многих случаях происходила карбонатизация пород, часто апорадиоляритов. На этих границах вероятно существовали кислотно–щелочные барьеры, что способствовало осаждению карбонатного вещества из растворов на стадии диа– и катагенеза.

2. В БС и зонах ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения определены следующие интервалы с геохимическими барьерами (снизу–вверх по разрезу), на которых обнаружены свидетельства локализации карбонатных минералов (снизу–вверх по разрезу):

– *Интервал 1* (редокс и кислотно–щелочной барьер). Нижняя граница БС – граница пачек аргиллитов (низкокарбонатных) георгиевского горизонта и силицитов.

– *Интервал 2* (кислотно–щелочной барьер). Граница пачек микститов кероген–глинисто–кремнистых, кероген–кремнистых и силицитов.

– *Интервал 3* (кислотно–щелочной барьер). Центральный район: граница пачек микститов кероген–карбонатно–кремнистых «кокколитовой» пачки и микститов кероген–глинисто–кремнистых и кероген–кремнистых. Юго–восточный район: граница пачек микститов кероген–глинисто–кремнистых с содержанием глинистого материала около 30 % и более 40 %.

– *Интервал 4* (редокс и кислотно–щелочной барьер). Верхняя граница БС. Граница пачек микститов кероген–карбонатно–кремнистых («кокколитовой» пачки) БС (в Центральном районе) и кероген–глинисто–кремнистых (в Юго–восточном районе) и аргиллитов (низкокарбонатных) подачимовской толщи (характерен для Центрального района ЗСБ). На рисунке 3 приведена обобщенная модель распространения геохимических барьеров в БС.

На рисунке 5.3.3 приведена обобщенная модель распространения геохимических барьеров для Центрального района ЗСБ.

5.3.2. Пирит

Как было отмечено выше, содержание как пирита, так и ОВ в породах БС изменяется в пределах от 5 до 25% (Zanin et al., 2008 и др.). По мнению большинства исследователей (Гурари, Матвиенко, 1980; Филина и др., 1984; Захаров, 2006 и др.), во время седиментации БС в палеобассейне преобладало сероводородное заражение, что способствовало накоплению значительного количества органического вещества (ОВ) в осадках и образованию в них высоких концентраций пирита. Явления интенсивной пиритизации низкоуглеродистых пород, находящихся на границе с углеродистыми отложениями, в диагенезе при относительно низких температурах описаны в отложениях Черного моря (Волков, 1961; Страхов, 1960, 1976; Leventhal, 1995), Прибалтики (Страхов, 1962), в мезозойско–кайнозойских толщах юга России (Гаврилов, 2010). Свидетельства процессов пиритизации, происходивших при высоких температурах в начале стадии катагенеза приведены Дж.С. Левенталем (Leventhal, 1995), Х.Г. Мачелом (Machel et al., 1995), а также З.А. Каниповой с соавторами (Канипова и др., 2014), А.Ю. Юрченко с соавторами

(Юрченко и др., 2016). По данным (Страхов, 1960; Перельман, 1961, 1989; Гаврилов, 2010; Алексеенко, Алексеенко, 2003 и др.), свидетельств осаждения сульфидов следует ожидать на границах осадков разного состава, накапливавшихся в разных окислительно–восстановительных условиях.

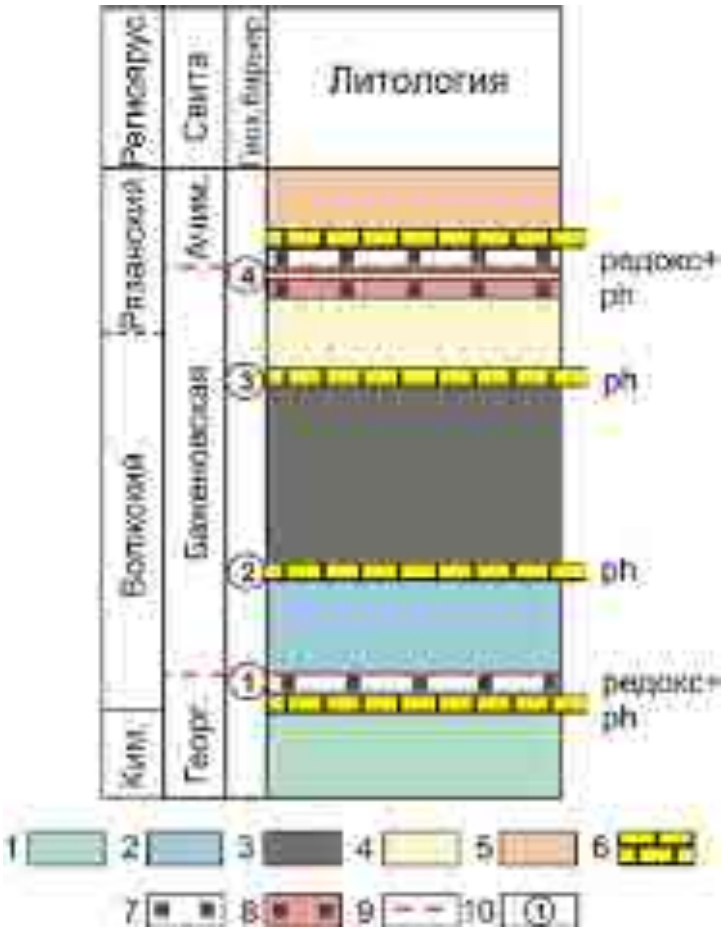


Рис. 5.3.3. Модель распространения интервалов редокс и кислотно–щелочных геохимических барьеров в БС Центрального района. Условные обозначения: 1 – глинисто–алевритовые и песчаные породы с глауконитом георгиевского горизонта, 2–4 – породы баженовской свиты, 2 – силициты, 3 – микститы кероген–глинисто–кремнистые, 4 – микститы кероген–кремнисто–карбонатные (”кокколитовая” пачка), 5 – аргиллиты подачимовской пачки, 6 – вторичные карбонатные породы, 7 – пиритовые низкоуглеродистые породы, 8 – пирит–керогенвые породы, 9 – границы свит, 10 – геохимические барьеры (редокс – окислительно–восстановительные, ph – кислотно–щелочные).

Существование повышенных концентраций пирита в зоне перехода от БС к перекрывающим отложениям ранее было отмечено (Зубков, 2016; Панченко и др., 2016) в разрезах центральной части ЗСБ, но генезис их не обсуждался. Целью исследования,

изложенного в этом подразделе диссертации, являлось выявление свидетельств образования пирита на геохимических барьерах в черных сланцах и зонах их контакта с приграничными толщами (на примере БС), уточнение генезиса кристаллического и скрытокристаллического пирита, приуроченного к границам свиты. В задачи работы входило: 1) выяснение закономерностей распределения пирита по разрезу БС, выявление приуроченности его повышенных концентраций к определенным интервалам баженовской толщи; 2) анализ корреляционной связи между величинами содержания органического углерода (C) и серы сульфидной (S), распределения значений отношения C/S по разрезу; 3) определение интервалов с резкими изменениями окислительно–восстановительного режима и исследование приуроченности к ним повышенных концентраций пирита.

При анализе корреляционной зависимости между содержанием серы сульфидной и органического углерода в породах БС, в большинстве изученных разрезов устанавливаются низкие значения коэффициента детерминации (R^2 = 0.2–0.5, редко 0.6), при этом во многих разрезах основная масса проанализированных образцов выделяется в группу, в которой содержания этих элементов явно связаны прямой зависимостью. Но, как видно из приведенных графиков (рис. 5.3.4), существуют и отклонения. Определено, что в таких образцах, представлены: 1) породы из зон перехода БС к отложениям подстилающей георгиевской (абалакской) свиты и перекрывающей подачимовской толщи, с относительно низкими содержаниями ОВ (0–5%) и повышенными – пирита (более 7%, часто более 10–15%); 2) породы БС с примерно равными высокими содержаниями пирита и ОВ (10–20% и более каждого компонента). Породы первого типа были названы – пиритовыми, второго типа – пирит–керогеновыми. При исключении образцов пиритовых и пирит–керогеновых пород из анализируемой выборки, значение коэффициента детерминации, рассчитанного для серы сульфидной и органического углерода, заметно возрастает (R^2=0.7–0.9), т.е. прямая зависимость между величинами содержания этих элементов в породах БС становится более значимой (см. рис. 5.3.4).

По результатам исследования в СЭМ, установлено два морфологических типа пирита (рис. 5.3.5) в интенсивно пиритизированных породах, присутствующих в толще БС и в зонах ее перехода к подстилающим и перекрывающим отложениям: 1) скрытокристаллический (см. рис. 5.3.5 а, б, д, е) и кристаллический (см. рис. 5.3.5 г); 2) фрамбоидальный (см. рис. 5.3.5 а, б, в).

Фрамбоидальный пирит, образование которого связано по мнению большинства исследователей с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий, более широко распространен в породах БС. Скрытокристаллический и кристаллический пирит образует

мелкие линзы, микропрослойки и довольно мощные (от нескольких сантиметров до одного метра) прослои в зонах перехода БС к ниже– и вышележащим отложениям.

По характеру взаимоотношений с фрамбоидальным пиритом, который в некоторых случаях выполняет пустоты в скрытокристаллических агрегатах пирита, можно судить о более позднем формировании фрамбоидального – на стадии раннего диагенеза (см. рис. 5.3.5 а, б, г). Фрамбоиды пирита в породах БС имеют размерность 6–9 микрон, а фрамбоиды в пиритизированных породах зон перехода в подстилающие и перекрывающие отложения – 10–14 микрон.

В целом наблюдается тенденция изменения диаметра фрамбоидов, установленная ранее Р.Т. Уилкин с соавторами (Wilkin et al., 1996): образования этого типа, сформировавшиеся в восстановительных обстановках (высокоуглеродистые осадки БС) характеризуются меньшим диаметром по сравнению с теми, которые были образованы в субоксидных обстановках (подстилающие и перекрывающие отложения). Детальное изучение фрамбоидов пирита в отложениях БС представляет собой отдельное самостоятельное исследование, и в задачи этой работы не входило. В высокоуглеродистых породах БС, величина отношения C/S изменяется в пределах 1.5–6. Низкоуглеродистые пиритовые породы локализуются вблизи подошвы и кровли БС (в кровле георгиевской или абалакской свит и у основания перекрывающей БС подачимовской толщи) (рис. 5.3.6–5.3.7). В единичных случаях, прослои пиритовых пород этого типа встречаются в баженовской толще.

Величина отношения C/S в пиритовых низкоуглеродистых породах в целом изменяется от 0.2 до 1, и редко достигает 2. Так, например, в БС Салымского подрайона в прослоях пиритовых пород установлены следующие соотношения содержаний ОВ и пирита (в числителе и знаменателе указаны %): 1/20, 2/16, 6/23, 0.7/7, 0.6/9, 0.4/24 и т.п., то есть при крайне низком содержании ОВ концентрации пирита достаточно высокие. Толщина прослоев пиритовых пород, развитых над верхней границей БС Салымской и Северо–Салымской площадей, а также Северо–Сургутского подрайона (Дружная площадь) достигает 2.5–5.5 м, в остальных изученных разрезах – менее 1 м. В таблице 5.3.1. представлены распределения ОВ и пирита у верхней границы БС на примере Повховской площади. Прослои пиритовых пород присутствуют также в зоне перехода георгиевской свиты к БС, при этом на Новоортъягунской площади по мощности они достигают 2 м, на Повховской площади – 1.3 м.

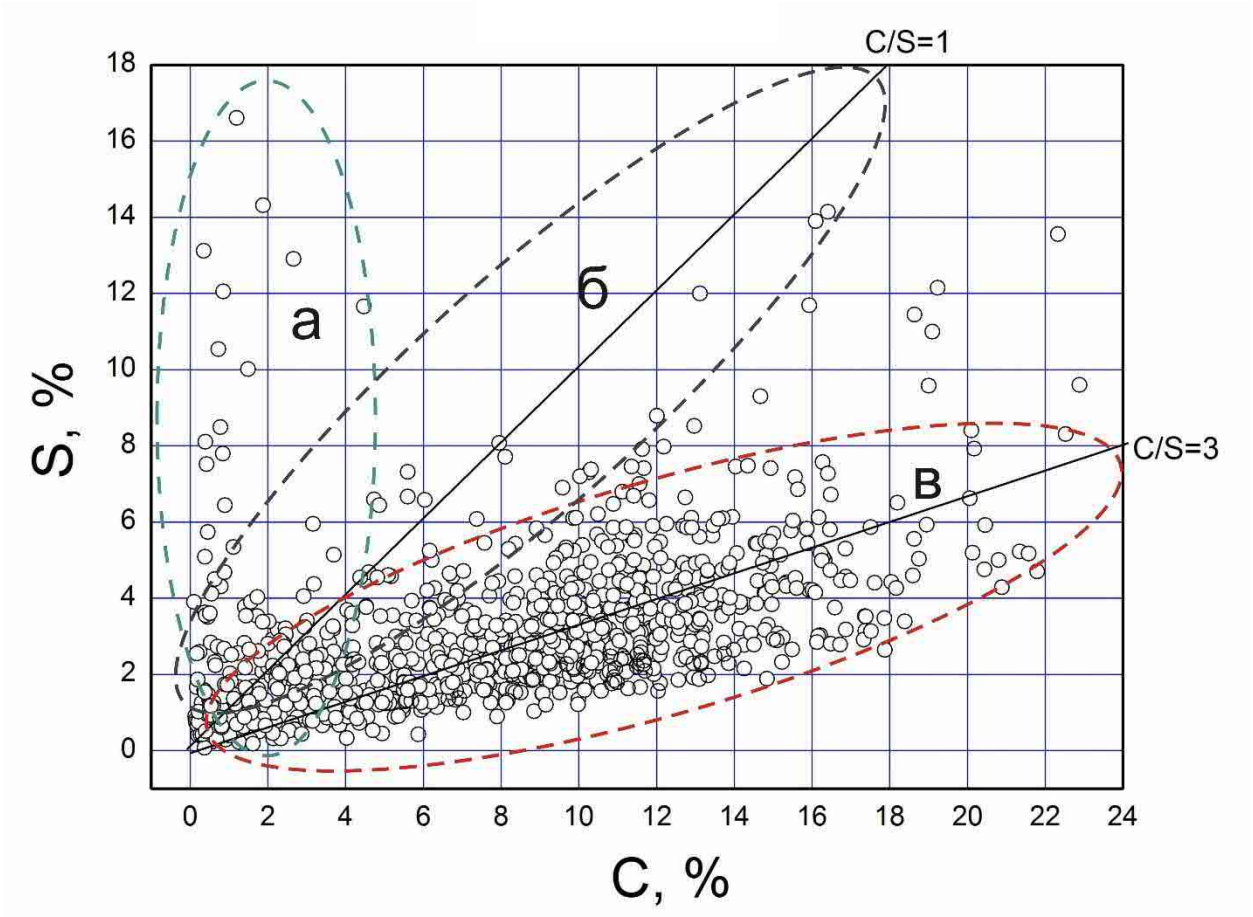


Рис. 5.3.4. Диаграмма коррелятивной зависимости между органическим углеродом (С) и серой сульфидной (S) в породах баженовской свиты и зонах ее перехода в подстилающие и перекрывающие отложения (Эдер, 2020). А – пиритовые низкоуглеродистые породы зон перехода баженовской свиты подстилающие и перекрывающие отложения; Б – пирит–керогеновые породы с С/S около 1, В – породы БС с С/S около 3, подчиняющиеся линейной значимой положительной зависимости.

В некоторых разрезах Юго–восточного района (Арчинская, Пельгинская площади) мощность прослоев пиритовых пород в верхнем переходном интервале также достигает 1– 2 м, в остальных разрезах – не превышает 0.5 м. В Северо–Сургутском подрайоне, на ряде площадей (Дружная, Новоортъягунская) и в Юго–западном районе (Тайтымская площадь) вблизи кровли георгиевской свиты и у нижней границы БС, т.е. в зоне перехода георгиевской свиты к БС, наблюдается переслаивание пиритовых кремнисто–глинистых пород с известняками или известково–доломитовыми породами.

Однако, в некоторых случаях в пределах этого переходного интервала окраска пород меняется с темно–серой, отчетливо коричневатой на темно–серую за счет уменьшения органического вещества. Текстуры пиритовых пород в зоне перехода массивные, по структуре

породы скрытокристаллические. При изучении пиритовых пород в шлифах, в них наблюдаются многочисленные пиритизированные линзочки, толщиной 0.01–0.03 мм и длиной 0.05–0.07 мм, ориентированные по напластованию. Состав пород определялся при помощи комплекса химических анализов. Пиритовые низкоуглеродистые породы представлены, в основном, пиритизированными микститами кремнисто–глинистыми (с содержанием глинистого и кремнистого материала по 20–30%), а в некоторых случаях – пиритизированными доломитами или пиритизированными известково–доломитовыми породами. При наблюдениях в керне, пиритовые низкоуглеродистые породы, присутствующие в самой нижней части подачимовской толщи, практически не отличаются от пиритовых пород, относящихся к верхам БС (рис. 5.3.8). В ряде случаев, в зонах перехода БС к подстилающим и перекрывающим отложениям (чаще под нижней ее границей) присутствует серия пиритовых прослоев, образовавшихся по породам разного состава – кремнисто–глинистым, доломитовым, доломитово–известковым. Как правило, под нижней границей БС располагается низкокарбонатный пиритовый слой, который, в свою очередь, подстилается карбонатной или карбонатсодержащей пиритовой породой. Над верхней границей БС, в зоне ее перехода к вышележащей подачимовской толще, пиритовые прослои слагаются в основном микститами кремнисто–глинистыми.

Пирит–керогеновые породы

Пирит–керогеновые породы обычно присутствуют в самой верхней части БС, вблизи ее кровли, и значительно реже встречаются ниже по разрезу. Эти породы подразделяются на два типа: 1) с содержанием ОВ – более 20% и пирита – более 10%; 2) с примерно одинаковым (по 10–15%) содержанием ОВ и пирита. Значение отношения C/S в прослоях обоих типов – около 1, и в основном не превышает 1.8–2, что резко отличается от пород остальной части разреза БС, для которых характерны значения C/S до 2–3 и более, что отмечено выше.

Прослои микститов глинисто–кремнистых, в которых содержание ОВ превышает 20% и пирита – более 10%, как правило, встречаются в БС, залегая вблизи ее кровли часто вместе с доломитовыми или известковыми прослоями, а также породами с примерно одинаковым (по 10–15%) содержанием ОВ и пирита (см. рис. 5.3.6–5.3.7).

Прослои пирит–керогеновых пород второго типа могут встречаться как в самой верхней части БС, у ее кровли, так и на других ее уровнях. В разрезах Малобалыкской и Чупальской площадей, в 2 м ниже кровли БС залегает пачка мощностью 1–2 м, в которой наблюдается следующий характер переслаивания (сверху вниз): микстит доломитисто–кремнисто–глинистый, пирит–керогеновая порода (ОВ – 25%, пирита – 20%), известняк доломитовый, пирит–керогеновая порода (ОВ – 16%, пирита – 13%). В некоторых скважинах

Северо–Сургутского подрайона (Повховская и Дружная площади) подобная пачка переслаивающихся пород наблюдается непосредственно у верхней границы БС, под пиритовым слоем мощностью 0.2–0.5 м. На Южно–Ягунской площади этого подрайона пачка переслаивания залегает в 3 м ниже кровли БС, и ее мощность достигает 3.5 м. В прослоях пирит-керогеновых пород установлены следующие соотношения ОВ и пирита (в числителе и знаменателе приведено содержание в %): 24/24, 24/19, 28/18. Указанные величины содержаний этих компонентов являются самыми высоким в разрезе БС.

На Салымской площади мощность рассматриваемой пачки около 2 м, соотношение ОВ и пирита: (в числителе и знаменателе приведено содержание в %):12/14, 9/8, 12/14 и 14/15, т.е. содержание обоих компонентов понижено по сравнению с породами приведенных выше разрезов. В БС Северо–Салымской площади мощность пачки чередования пирит–керогеновых и карбонатных пород около 3 м. Близкая по мощности пачка переслаивания установлена на Северо–Покачевской площади, однако она расположена в 5 м ниже кровли БС. На Ай–Пимской площади кероген-пиритовая пачка с прослоями карбонатных или карбонатсодержащих пород, мощностью около 2 м, также располагается в 5 м ниже кровли БС. Подобная пачка также встречается под верхней границей БС Юго–западного района ЗСБ (Тай–Тымская площадь, мощность 1 м), присутствует в некоторых разрезах БС Юго–восточного района (Арчинская площадь, мощность 1 м) и Северного района (Присклоновая площадь, мощность 2.6 м).

В разрезах БС Юго–восточного района пирит–керогеновая пачка имеет несколько иные характеристики. Содержание ОВ и пирита в слагающих ее породах существенно понижено по сравнению с такой же пачкой, присутствующей в БС центральной части Западной Сибири. Например, на Межовской площади Южного района ЗСБ, прослои с одинаковым содержанием этих компонентов присутствуют у кровли БС (ОВ – 5%, пирита –5%) и в средней ее части (ОВ – 7–10%, пирита – 7–10%) части БС. На Пельгинской и Полонской площадях пирит-керогеновая пачка (1–2 м) также характеризуется пониженным содержанием и ОВ (менее 10%), и пирита (менее 10%), и залегает в прикровельной части БС. В средней части разреза БС, вскрытого скважинами на этой территории, встречаются единичные прослои пирит–керогеновых пород в ассоциации с карбонатными прослоями. Закономерность распределения значений отношения C/S в отложениях БС, установленная в Центральном районе, сохраняется и в Юго–восточном.

Таблица 5.3.1.

Распределение значений содержаний ОВ (керогена) и пирита в породах зоны перехода от баженовской свиты к вышележащей подачимовской пачке. А – пирит–керогеновые породы, Б – пиритовые породы.

скв. Повховская-70

	кероген,%	пирит, %	
	1,3	4,1	Баженовская свита
	3,3	5,7	
Б	6,9	14,4	
А	18,1	18,7	
	3,7	5,6	
А	19,7	23,5	
	6,44	7,2	
	14,2	8,1	
	10,0	6,1	
	12,4	9,0	
	15,9	9,1	
	2,0	1,4	Подачим.пачка
	5,4	2,6	

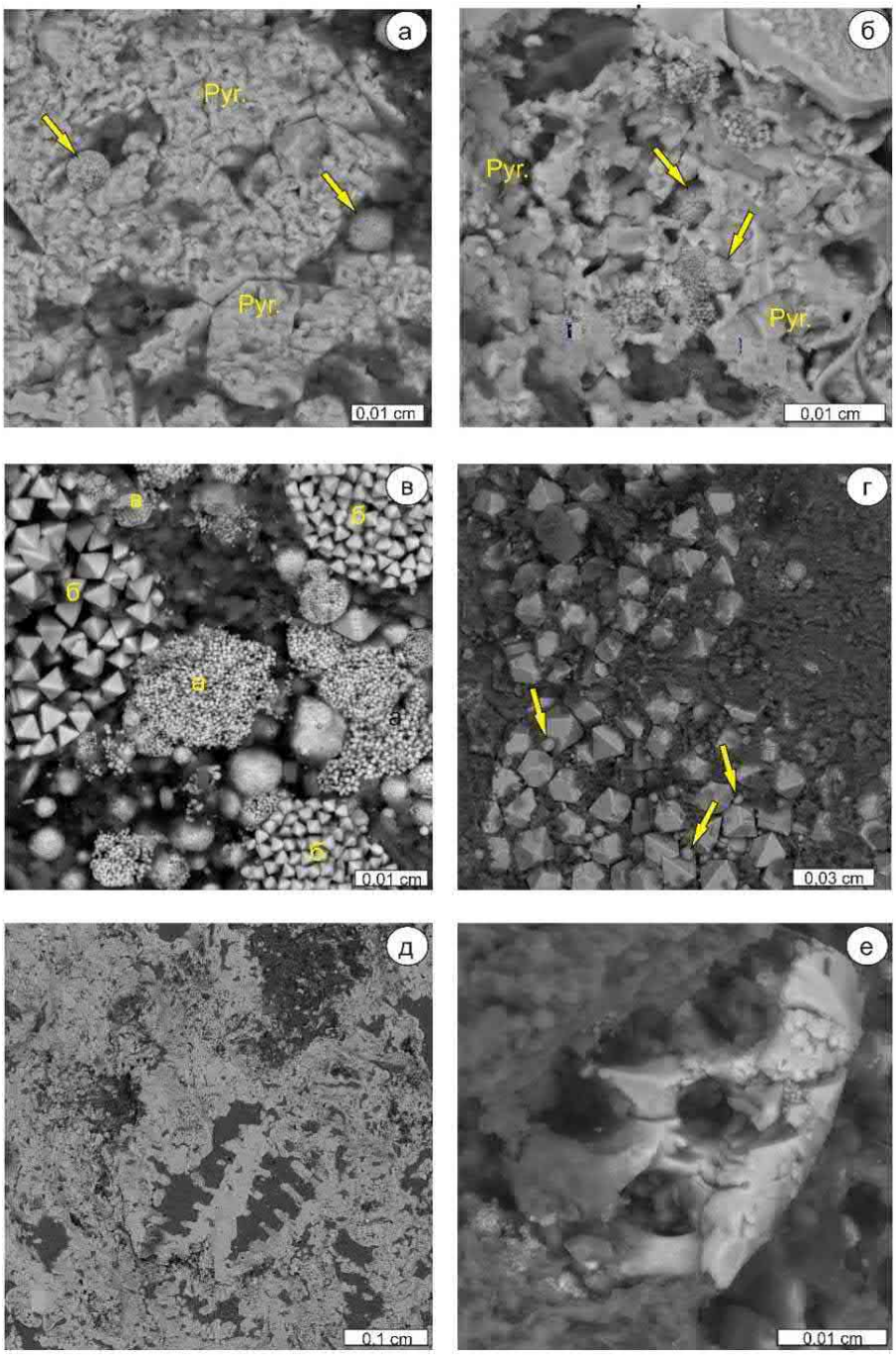


Рис. 5.3.5. Морфологические виды пирита баженовской свиты (Эдер., 2020). А, Б – кристаллический пирит с заполнением пустот фрамбоидами; В – фрамбоиды пирита разных генераций: а) кубические; б) крупные – октаэдрические; в) пентагондодекаэдрические; Д, Е – замещение реликтов радиолярий пиритом.

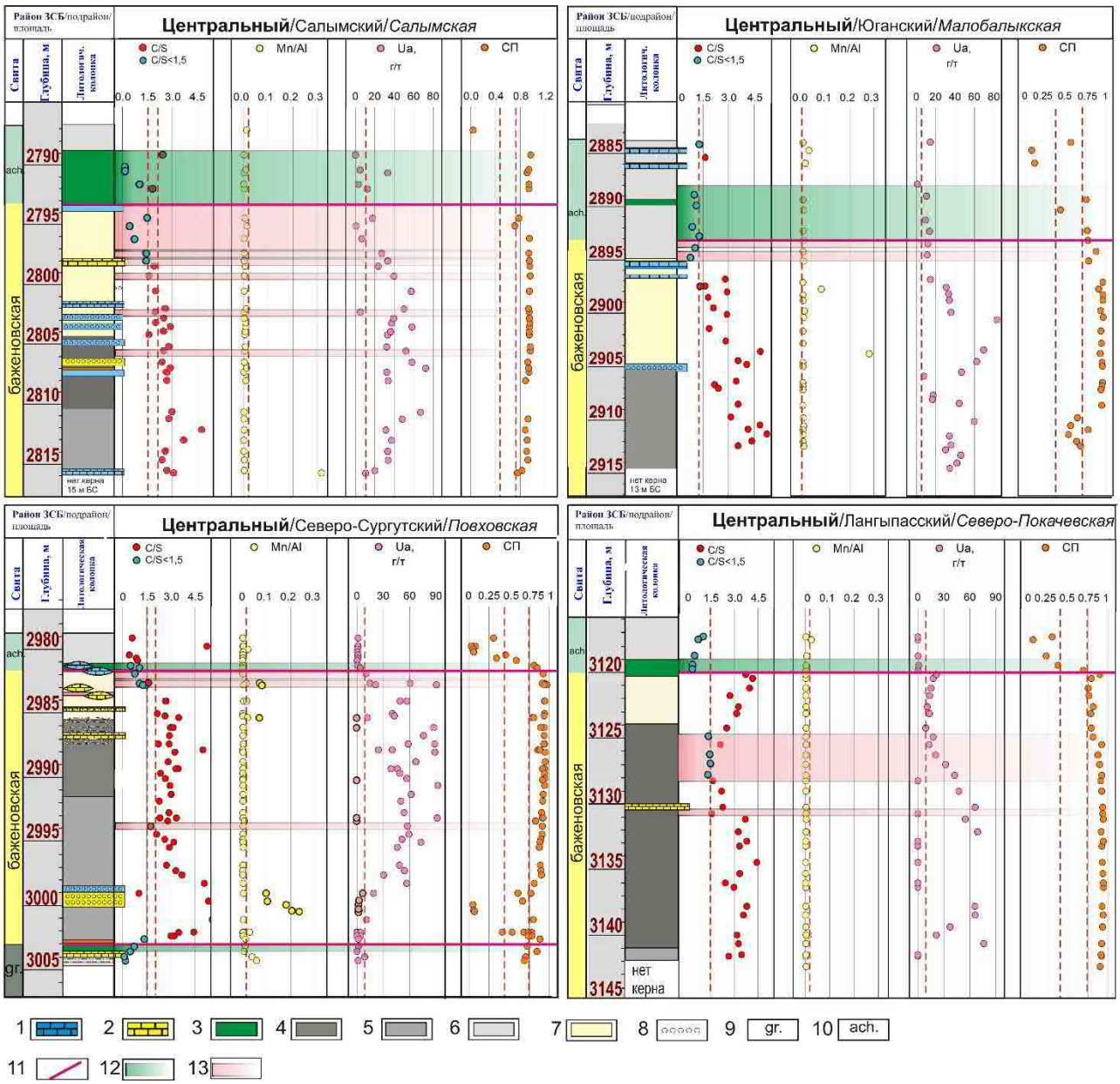


Рис. 5.3.6. Литологические колонки баженовской свиты Центрального района и диаграммы распределений по разрезу значений редокс–показателей (СП, U_a, Mn/Al) (Эдер, 2020). Условные обозначения. Литологическая колонка: 1 – доломитовые и доломитистые породы; 2 – известняки и известковые породы; 3 – пиритовые низкоуглеродистые породы; 4 – микститы кероген–глинисто–кремнистые; 5 – силициты; 6 – микститы глинистые и аргиллиты; 7 – микститы кероген–кремнисто–карбонатные с реликтами кокколит; 8 – апорадиоляриты; 9 – георгиевская свита; 10 – ачимовская толща; 11 – границы баженовской свиты. Диаграммы редокс–показателей: 12 – пиритовые породы; 13 – пирит–керогеновые породы.

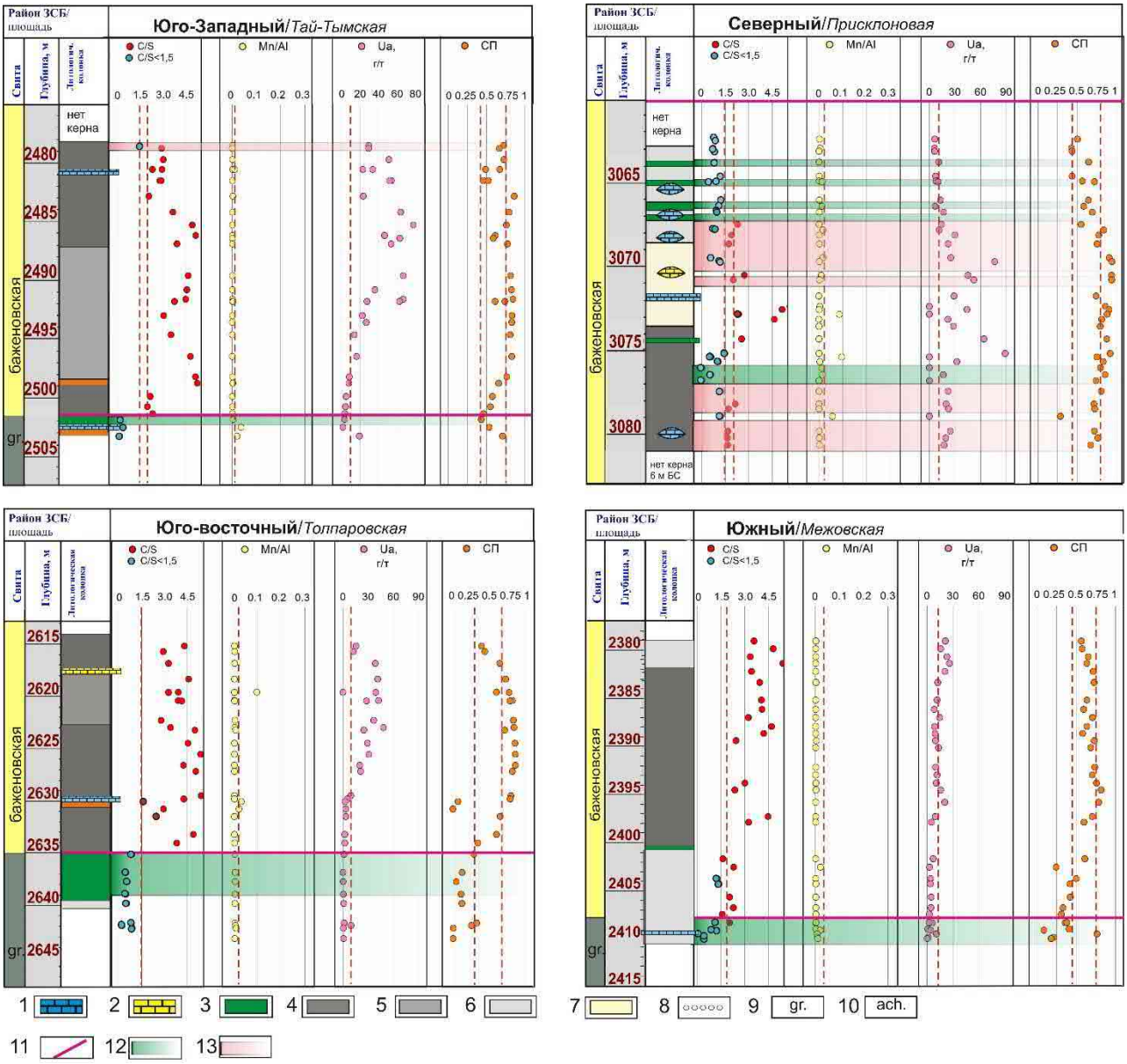


Рис. 5.3.7. Литологические колонки баженовской свиты Юго–Западного, Юго–восточного, Южного и Северного районов и диаграммы распределений по разрезу значений редокс–показателей (СП, U_a, Mn/Al) (Эдер, 2020). Условные обозначения см. рис. 5.3.6.

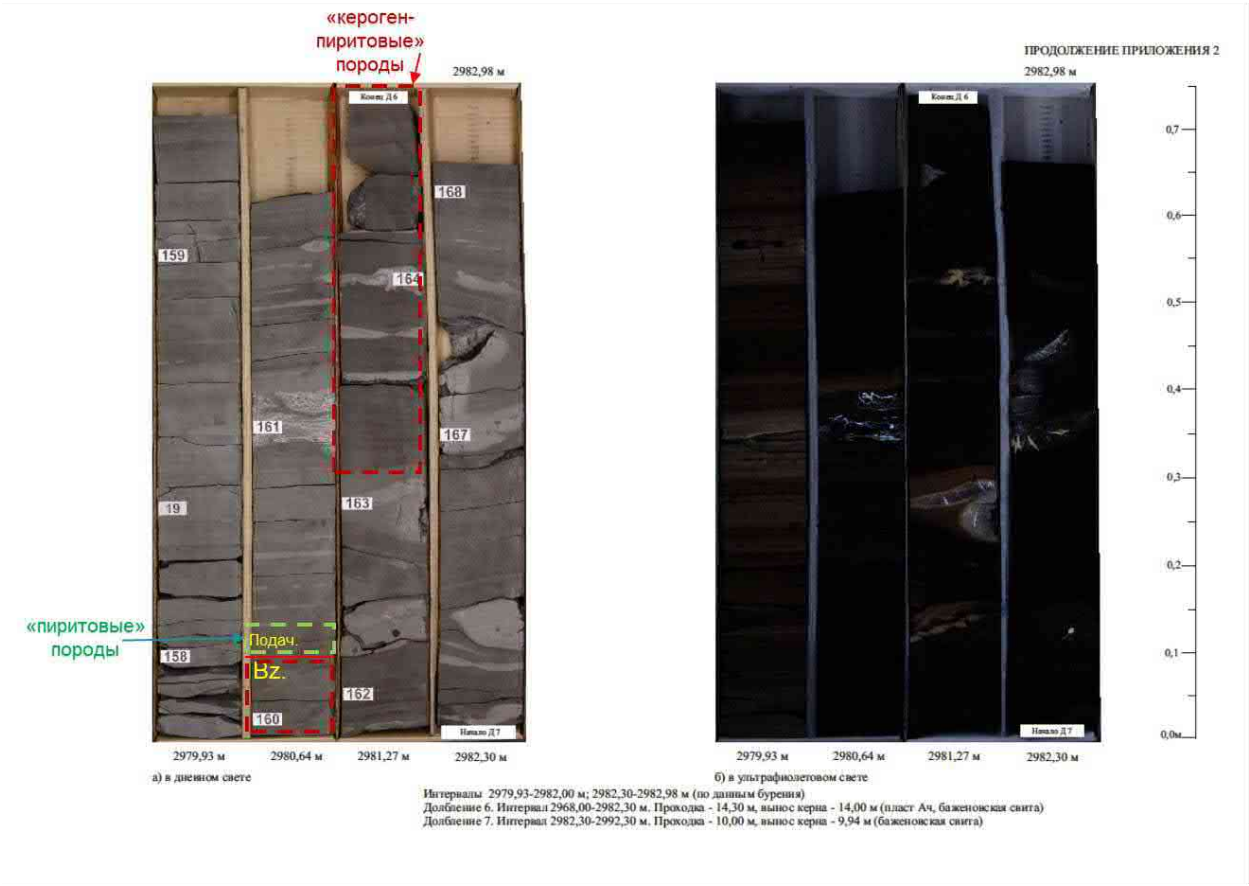


Рис. 5.3.8. Пиритовые и пирит–керогеновые породы баженовской свиты в керне. Повховская площадь.

Анализ изменений состава пород и величин редокс–показателей в интервалах распространения пиритовых низкоуглеродистых и пирит–керогеновых пород

Наблюдения показывают, что зоны интенсивной пиритизации вблизи кровли БС тесно связаны с изменениями содержания глинистого материала в породах. Так в Северо–Сургутском подрайоне содержание этого компонента увеличивается с 15–20% в породах БС до 40% и более в перекрывающих породах подачимовской толщи, на Северо–Покачевской площади – с 35 до 40%; в Салымском подрайоне – с 20–30 до 40–50%, в Юганском подрайоне – с 40 до 50%. Во многих разрезах над верхней границей БС (в зоне перехода БС в подачимовскую толщу) в породах резко уменьшается содержание карбонатного материала: с 5–20% и более до 0–1% (реже до 3%). Содержание кремнезема в породах практически не изменяется (20–25%). Однако генезис кремнезема у этой границы меняется коренным образом – с преимущественно биогенного на терригенный, и в породах заметно увеличивается количество мелкой алевритовой примеси.

Вблизи нижней границы БС, в георгиевской свите, в большинстве скважин, охарактеризованных керном, также присутствуют пиритовые низкоуглеродистые породы, и

прослеживается сходная закономерность, связанная с изменениями содержания глинистого материала и биогенного кремнезема. По результатам анализа величин отношений ряда химических элементов, использующихся нами в качестве редокс–показателей, можно предполагать, что в БС на стадии диагенеза преобладали аноксидные условия, а в наддонных водах часто развивалось сероводородное заражение: в среднем в породах БС значения степени пиритизации железа СП> 0.75; доля урана аутигенного U_a >15; величина отношения – Mn/Al не превышает 0.005, а Mo/Mn>1.

В интервалах разреза, в которых распространены “пиритовые” породы, наблюдается резкое снижение степени пиритизации железа (СП<0.75) и уменьшение содержания аутигенного урана (U_a <10) (см. рис. 5.3.6, 5.3.7). В некоторых разрезах БС подобная тенденция снижения СП и уменьшения U_a отмечается в более низких горизонтах – в пирит–керогеновых породах БС, расположенных под ее кровлей (Салымская, Южно–Ягунская площади). Значения Mn/Al в подачимовской толще существенно не меняются (не превышает 0.005), молибдена к марганцу Mo/Mn составляют около 0.001, т.е. указывают на окислительные условия. На основании различий в значениях СП, U_a и Mo/Mn можно предполагать, что во время накопления осадков БС в них существовали восстановительные условия, тогда как в подачимовской пачке – субоксидные до окислительных. При анализе величин редокс–показателей в пиритовых породах зоны перехода георгиевской (абалакской) свиты к БС также устанавливаются отличия от тех значений СП, U_a, Mn/Al и Mo/Mn, которые определены в породах БС и в подстилающих ее отложениях. Окислительные и субоксидные геохимические обстановки, существовавшие в наддонных водах и в верхнем слое осадков при накоплении георгиевской или абалакской свит, сменились резко восстановительными обстановками во время накопления БС (см. рис. 5.3.6, 5.3.7, разрезы Ракитинской, Толпаровской, Тай–Тымской, Повховской и др. площадей).

Таким образом, интенсивная пиритизация с образованием прослоев пиритовых низкоуглеродистых и пирит–керогеновых пород могла быть связана с изменениями окислительно–восстановительного режима в толще отложений БС и его резкими изменениями в зонах ее перехода к подстилающим и перекрывающим отложениям. По данным И.В. Панченко и др. (2016), граница БС с перекрывающими подачимовскими глинами часто бывает подчеркнута в керне маломощной (первые сантиметры) зоной пиритизации. М.Ю. Зубков (2016) отмечал, что в одной из скважин на Салымском месторождении был зафиксирован пласт толщиной до 1 м, сложенный на 40–60% пиритом и на 25–30% карбонатами (кальцитом, доломитом, сидеритом).

Согласно Р. Бернеру (Berner, 1983) и Дж. Левенталю (Leventhal, 1995), в аноксических

обстановках ОВ и пирит взаимосвязаны. Поскольку в этих обстановках происходит образование в основном фрамбоидального (бактериогенного) пирита, количество пирита, образованного в осадках на стадии раннего диагенеза, зависит от содержания в них свежего реакционноспособного ОВ. В отложениях, накапливавшихся в аноксидных условиях, отношение C/S около 3 (Berner, 1983; Leventhal, 1995). Как было показано выше, в породах БС преобладает фрамбоидальный пирит, образование которого, по мнению многих исследователей, обусловлено деятельностью сульфатредуцирующих бактерий в восстановительных условиях, существовавших в наддонных водах и в верхнем слое осадков (Герасименко, Заварзин, 1993; Maclean et al., 2008; Савельева и др., 2013 и др.). Для пород БС характерна довольно тесная связь органического углерода и серы сульфидной. В пиритовых низкоуглеродистых и пирит–керогеновых породах, залегающих вблизи верхней и нижней границ БС, как было установлено в ходе настоящего исследования, такая связь между этими элементами отсутствует, что может служить признаком образования пирита в этих отложениях без участия бактериальной деятельности. Пирит в интенсивно пиритизированных породах подобного типа преимущественно кристаллический и скрытокристаллический.

По мнению Н.М. Страхова (1960) и Ю.О. Гаврилова (2010), интенсивно пиритизированные горизонты в разрезах осадочных толщ часто бывают приурочены к границам, разделяющим породы с резко различными литологическими и геохимическими характеристиками, и эти границы соответствуют резким изменениям окислительно–восстановительного режима, существовавшего в осадочной толще на стадии диагенеза. Подобная пиритизация рассматривается как результат миграции сульфидной массы (гидротроилита) из углеродистых отложений, в которых она первоначально формировалась, под действием гравитационных сил (Страхов, 1960; Гаврилов, 2010), а также диффузии и элизионных процессов (Гаврилов, 2010). Таким образом, по их мнению, миграция гелеобразного сульфида железа происходила из материнских пород в соседние – низкоуглеродистые, где его образование по геохимическим условиям было невозможно; и здесь происходила кристаллизация моносульфида железа в виде пирита.

Р. Бернер (Berner, 1969), проведя экспериментальные работы, смог доказать, что в результате анаэробного бактериального процесса и возникновения градиента концентрации в насыщенном ОВ слое, происходит диффузия восстановленных ионов и молекул, в том числе H_2S, в подстилающие или перекрывающие отложения. Растворенный H_2S не может мигрировать из богатого органикой слоя, до тех пор, пока все реакционноспособное железо в этом слое не перейдет в сульфид железа. С того момента, как все «местное» железо будет использовано на образование пирита, затем H_2S может накапливаться в порах и

диффундировать в подстилающие и перекрывающие отложения, где вступит в реакцию с железом. Высокие содержания реакционного железа в органическом слое и подстилающих отложениях могут задерживать сульфид на значительное время в пределах ОВ слоя или у его границы, тогда как низкое содержание реакционного железа позволит относительно свободное распространение (Berner, 1969).

Дж. Левенталь (Leventhal, 1995), исследуя осадки Черного моря, определил, что некоторые образцы характеризуются высоким содержанием сульфидной серы (более 1%) и низким – органического углерода (менее 1%). Таким образом, значения C/S в них не соответствуют модели Р. Бернера (C/S = 1), предполагающей линейную зави симость между органическим углеродом и серой. Вследствие этого, Дж. Левенталь пришел к выводу о том, что породы с C/S около 1 претерпели позднедиагенетическую сульфидизацию; вторичный пирит, по его мнению, сформировался в результате взаимодействия реакционноспособного железа и HS^{-}, образовавшейся в позднем диагенезе (по зарубежной классификации, что по Н.В. Логвиненко, Л.В. Орловой (1987) соответствует среднему катагенезу, началу “нефтяного окна”). Х.Г. Мачел различает два типа сульфат–редукции – биогенную и абиогенную термохимическую (Machel et al., 1995). В работе (Канипова и др., 2014) отмечена катагенетическая пиритизация в нефтесодержащих отложениях Башкирского Приуралья. А.Ю. Юрченко (2016) и соавторы, проанализировали изотопы серы в пирите пиритизированных пород из кровли подстилающей БС абалакской свиты Салымского месторождения и получили свидетельства образования этого минерала термохимическим путем в при термохимическом преобразовании ОВ и его связывания с реакционноспособным железом.

Установлено, что пиритовые низкоуглеродистые и пирит–керогеновые породы, расположенные вблизи границ БС с подстилающими и перекрывающими отложениями – перенесли интенсивную пиритизацию и характеризуются отношением C/S <2, часто менее 1,5. Таким образом, эта величина может быть использована, как индикатор пород БС, в которых на более поздних стадиях диагенеза и в катагенезе произошли изменения первоначальных содержаний органического углерода и пирита, достигнутых в раннедиагенетических процессах. В этих породах корреляционная связь между органическим углеродом и серой сульфидной отсутствует.

Выявлено, что прослои изученных нами пирит–керогеновых пород присутствуют в зоне перехода БС к подстилающим и перекрывающим отложениям и находятся вблизи границы относительно низкоглинистой (20%) и высокоглинистой (40% и более) пачек. Над верхней границей БС и далее вверх по разрезу практически полностью исчезает карбонатная

фауна. Анализ значений содержания урана аутигенного в породах этого интервала разреза (см рис. 5.3.6–5.3.7) свидетельствует о резком изменении редокс–условий от резковосстановительных до переходных или окислительных. Возможные причины изменений окислительно–восстановительного режима в толще отложений БС были нами рассмотрены ранее и связываются с увеличением привноса терригенного материала на стадии седиментации, обусловленным проградацией береговой линии позднеюрско–нижне–мелового ЗСБ (Эдер и др., 2015а), на завершающем этапе крупной морской трансгрессии, начавшейся в конце позднего оксфорда (Конторович и др., 2013). Возрастание доли глинистого материала приводило к разбавлению ОВ и разубоживанию высокоуглеродистых осадков. Вероятно, в результате более активной гидродинамики, застойный режим в придонных водах часто нарушался. Смена обстановок осадконакопления в центральных частях палеобассейна способствовала также и изменению окислительно–восстанови– тельных условий в наддонных водах и в верхних горизонтах осадка. Таким образом, после захоронения между толщами осадков, накапливавшимися при различной биопродуктивности палеоводоема и в разных редокс–обстановках, возник физико–химический окислительно–восстановительный барьер, вероятно, сохранявшийся и на более поздних стадиях преобразования пород. Об изменении окислительно–восстановительной обстановки свидетельствует исчезновение следов инфауны, смена глауконита в георгиевской свите на пирит в БС, изменение значений СП, U_a и Mo/Mn в породах.

Аномально высокое содержание ОВ и пирита в породах, залегающих в кровле БС, под глинистой пачкой подачимовской толщи, а также отсутствие прямой зависимости между содержанием органического углерода и серы в этих породах, позволяет предположить, что они были вторично пиритизированы. Вероятно, породы этих двух типов образовались, в результате интенсивной пиритизации в диагенезе на интервалах геохимических редокс–барьеров, посредством реакции между, образованной в БС H_2S, и реакционноспособным железом. По характеру взаимоотношений фрамбоидального и скрытокристаллического пирита, установленному при наблюдениях в СЭМ, можно предположить, что рассмотренные выше процессы интенсивной пиритизации начались в раннем диагенезе и продолжились в катагенезе. Особенности распространения (локализации) пиритовых и пирит–керогеновых пород в БС и зонах ее перехода к подстилающим и перекрывающим отложениям показаны на рис. 5.3.6–5.3.7.

В дальнейшем необходимо продолжить исследование генезиса пирита БС с привлечением изотопного анализа серы в этом минерале, для уточнения результатов проведенного нами стадиального анализа.

В результате проведенного исследования получены следующие выводы:

1. В изученных отложениях установлено присутствие двух основных типов пирита: а) фрамбоидальный пирит, образованный в основном в раннем диагенезе при участии бактериальной деятельности; б) скрытокристаллический и кристаллический пирит.

2. Выяснено, что на стадии раннего диагенеза скрытокристаллический пирит был образован раньше фрамбоидального.

3. В зонах перехода БС к подстилающим и перекрывающим отложениям в большинстве изученных разрезов присутствуют пиритовые низкоуглеродистые и пирит–керогеновые породы. Первые располагаются под подошвой БС, в подстилающих георгиевской или абалакской свитах и над кровлей БС, в подачимовской пачке), вторые – в самой верхней части БС, под ее кровлей. Пиритизированные породы этих двух типов, как правило, характеризуются значениями отношения C/S <2 и ассоциируют с диа– и катагенетическими карбонатами.

4. Выяснено, что скрытокристаллический и кристаллический пирит характерен для пиритовых низкоуглеродистых и пирит–керогеновых пород, расположенных на границах литологически и геохимически разных (преимущественно биогенного генезиса в БС и терригенного – в подстилающих и перекрывающих отложениях), которые накапливались в разных окислительно–восстановительных обстановках. Определено, что породы этих двух типов перенесли интенсивную пиритизацию в диагенезе, в результате осаждения пирита вблизи геохимических редокс–барьеров (см. рис. 5.3.3). Предположительно процессы пиритизации продолжились в мезокатагенезе, в результате процессов термохимического преобразования ОВ и осаждения пирита.

Свидетельства аутигенной минерализации на интервалах геохимических барьеров на примере БС Новоортьягунской площади (исследование проведено совместно со студентом 4–го курса Коваленко И.А.)

В изучаемом разрезе баженовской и георгиевской свит определены 5 интервалов геохимических барьеров, которые маркируют смену физико–химических условий в диа– и катагенезе. Снизу–вверх по разрезу наблюдаются следующие закономерности смены аутигенного минералообразования (рис. 5.3.9):

1. Граница баженовской и подстилающей ее георгиевской свиты: пиритизация и осаждение родохрозита.

Для георгиевской свиты характерно присутствие аутигенного глауконита. В работе В.С. Крумбейна и Р.М. Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952) используется классификация,

демонстрирующая зависимость от значений Eh и pH образования некоторых минералов, которые входят в состав хемогенных осадочных пород. Согласно этой схеме, существует граница сульфатов – сульфидов с характерным набором минералов с каждой стороны. В БС среди сульфидов распространен пирит, в подстилающей ее георгиевской свите среди аутигенных минералов выделяется глауконит. Пириту соответствуют значения Eh меньше –0,25, глаукониту – больше –0,25. В изучаемом разрезе глауконит характерен для пород георгиевской свиты и для первых метров нижней части баженовской свиты, такая особенность позволяет говорить о более окислительных условиях формирования георгиевской свиты относительно баженовской. Присутствие следов жизнедеятельности организмов (биотурбация) в породах георгиевской свиты говорит о присутствии кислорода в осадке на момент формирования. Также различные текстуры пород изучаемого разреза указывают на более активный гидродинамический режим георгиевской свиты и косвенно на большие глубины баженовского моря (Конторович и др., 2013). Смена типа седиментации – с терригенного (георгиевская свита) на преимущественно биогенный (БС). Наличие реликтов онколитов субокруглой формы, размером 2–5 см, выполненных родохрозитом в георгиевской свите, указывает на факт присутствия кислорода в осадке, что является необходимым для образования этого минерала (Pedersen, Price, 1982; Холодов, Недумов, 1991).

Все вышеперечисленные выводы, а также распределение геохимических маркируют смену окислительно–восстановительного режима, что было вызвано сменой седиментационного режима при переходе от георгиевской к баженовской свите. Последнее, в свою очередь, предопределило возникновение в осадке на стадии диагенеза геохимических окислительно–восстановительных барьеров в зоне перехода, на которых произошло отложение марганца в осадок и пиритизация.

2. Граница силицитов и силицитов керогеновых: образование фосфатных конкреций. Фосфатные породы встречаются в нижней части свиты в виде линз–прослоев мощностью 0,7–5 см в интервале глубин 2903,2–2903,6 м. В этом интервале происходит следующая смена состава пород (снизу–вверх): смена высококремнистых силицитов (среднее содержание кремнезема 65 %) на керогеновые силициты (среднее содержание кремнезема 55 %); изменение содержание ОВ – от 5–6 % до 11–12 % (рис. 5.3.10) Наблюдается контакт осадков с разными pH условиями: более кислые высококремнистые силициты, в которых, согласно схеме У.С. Крумбейна и Р.М. Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952), существовали благоприятные условия для осаждения фосфатов, и более щелочные керогеновые силициты. Таким образом, на границе между этими пачками вероятно существовал кислотно–щелочной барьер. Согласно В.А. Алексеенко и Л.П. Алексеенко (2003), геохимические барьеры

возникают при изменении pH, что способствует осаждению из водных растворов многих минералов, относящиеся к карбонатам, гидроксидам, фосфатам, арсенатам, ванадатам. Кислотно–щелочные барьеры возникают при смене кислой среды на щелочную, резковосстановительных условий слабовосстановительными и слабоокислительных – резкоокислительными. Также фосфатные породы характеризуются увеличением значений отношения Mn/Al, и пониженными значениями $U_{аут}$ и СП. Вероятно, что на вышеописанной границе пачек разного состава также существовал окислительно–восстановительный барьер в диагенезе.

3. Без видимых изменений литологического состава на интервале – частичная кальцитизация радиолярий. В интервале 2899,1–2899,5 м залегает серия частично карбонатизированных микропрослоев силицитов–радиоляритов. Данные прослои характеризуются высокими значениями отношения Mn/Al и пониженными значениями СП (0,65), что указывает на чуть более окислительные обстановки диагенеза, в отличии от выше– и нижележащих пород баженовской свиты. Таким образом, на границе между этими пачками вероятно существовал кислотно–щелочной барьер. На рассмотренном кислотно–щелочном барьере, на границе между 1 и 2 пачками наблюдается окремнение пород и пиритизация. Окремненные породы представлены силицитами массивными скрытокристаллическими с высоким содержанием SiO_2 (более 65 %), характеризуются повышенными значениями отношения Mn/Al и низкими значениями СП, которые отвечают слабовосстановительным условиям в диагенезе (см. рис. 5.3.9).

В изучаемом разрезе кероген-пиритовые породы представлены микститами кероген–кремнистыми с примерно равными высокими содержаниями ОВ и пирита 12–19 %. Повышенные значения отношения Mn/Al и значения C/S около 1,5 говорят о смене обстановки на более окислительную (слабовосстановительную) и свидетельствуют о вторичной пиритизации пород (Leventhal, 1995). Таким образом, получены литолого–геохимические свидетельства, что на границах пачек пород различного состава в результате изменения на них кислотно–щелочных и окислительно–восстановительных условий происходило осаждение пирита и кремнезема на геохимических барьерах.

4. Граница пачек силицитов керогеновых и микститов кероген–кремнистых – окремнение и пиритизация. В интервале 2892–2893,2 м изучаемого разреза на границе между пачками 1 и 2 происходит смена пород от силицитов керогеновых к микститам кероген–кремнистым (рис. 5.3.11). На этом интервале изменяется содержание кремнезема от 50–60 % до 30–40 %; силициты керогеновые низкокарбонатные сменяются микститами кероген–кремнистыми с многочисленными известковыми прослоями раковин двустворчатых

моллюсков. Наблюдается контакт осадков с разными pH условиями: более кислых пород – силицитов керогеновых и микститов кероген–кремнистых с меньшим содержанием кремнезема. Таким образом, на границе между этими пачками вероятно существовал кислотно–щелочной барьер. На этом интервале наблюдается окремнение пород и пиритизация. «Окремненные» породы представлены силицитами массивными скрытокристаллическими с высоким содержанием SiO_2 (более 65 %), характеризуются повышенными значениями отношения Mn/Al и низкими значениями СП, которые отвечают слабовосстановительным условиям в диагенезе/

В изучаемом разрезе пирит–керогеновые породы представлены микститами кероген–кремнистыми с примерно равными высокими содержаниями ОВ и пирита 12–19 %. Повышенные значения отношения Mn/Al и значения C/S около 1,5 говорят о смене обстановки на более окислительную (слабовосстановительную) и свидетельствуют о вторичной пиритизации пород (Leventhal, 1995). Полученные результаты подтверждаются предположениями ряда авторов (Страхов, 1960; Berner, 1969; Перельман, 1960) об осаждении сульфидов на границах осадков разного состава, формировавшихся в разных окислительно–восстановительных условиях.

5. Зона перехода баженовской свиты в отложения подачимовской пачки – доломитизация. На глубине 2886,53 м наблюдается прослой доломита мощностью 0,07 м (рис. 5.3.12). Доломиты микрокристаллические располагаются в кровельной части «кокколитовой» пачки. Выше глубины 2885 м керн отсутствует, судя по каротажной диаграмме вверх по разрезу над доломитами залегают пирит–керогеновые породы (пик ГК) и непосредственно над ними пиритовые низкоуглеродистые породы подачимовской пачки (пик ИК), между которыми, по всей видимости, проходит верхняя граница баженовской свиты (глубина 2883,5 м). Доломитизированный прослой характеризуется повышенными значениями отношения Mn/Al и низкими показателя СП (0,5), что говорит о смене условий в сторону более окислительных (слабовосстановительных). Таким образом, в БС и в зоне её перехода в подстилающие и перекрывающие отложения на Новоорьягунской площади определены следующие интервалы с геохимическими барьерами на границах контакта (снизу–вверх по разрезу):1) БС и георгиевской свиты – пиритизация и образование родохрозита; 2) силицитов и силицитов керогеновых – образование фосфатных конкреций; 3) средняя часть 1 пачки – карбонатизация радиолярий; 4) силицитов керогеновых и микститов кероген–кремнистых – окремнение и пиритизация; 5) зона перехода баженовской свиты в перекрывающую подачимовскую пачку – доломитизация.

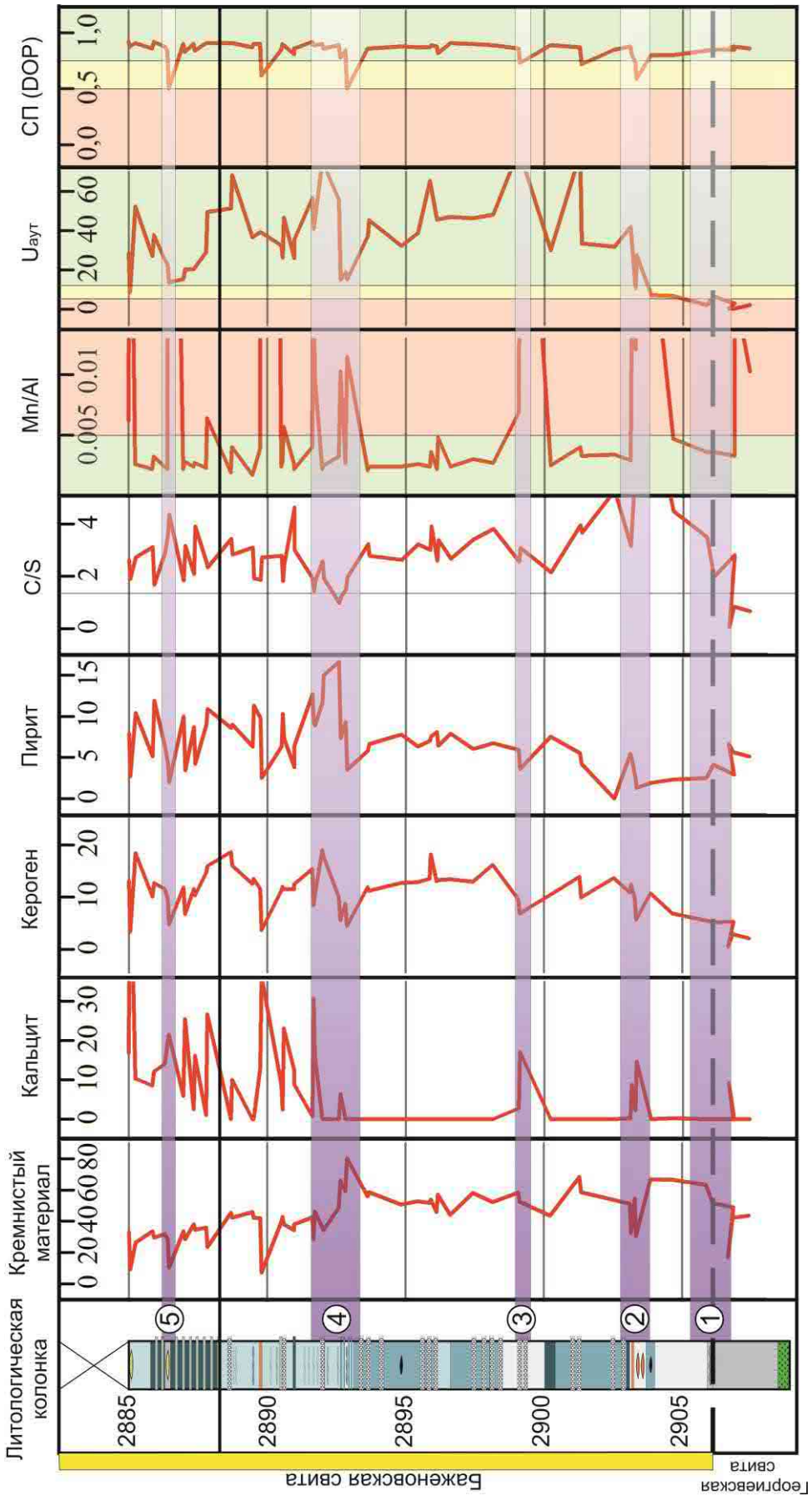


Рис. 5.3.9. Литологическая колонка и распределение основных породообразующих компонентов и значений окислительно–восстановительных показателей. Условные обозначения: 1 – интервалы геохимических барьеров, 2 – их зоны распространения

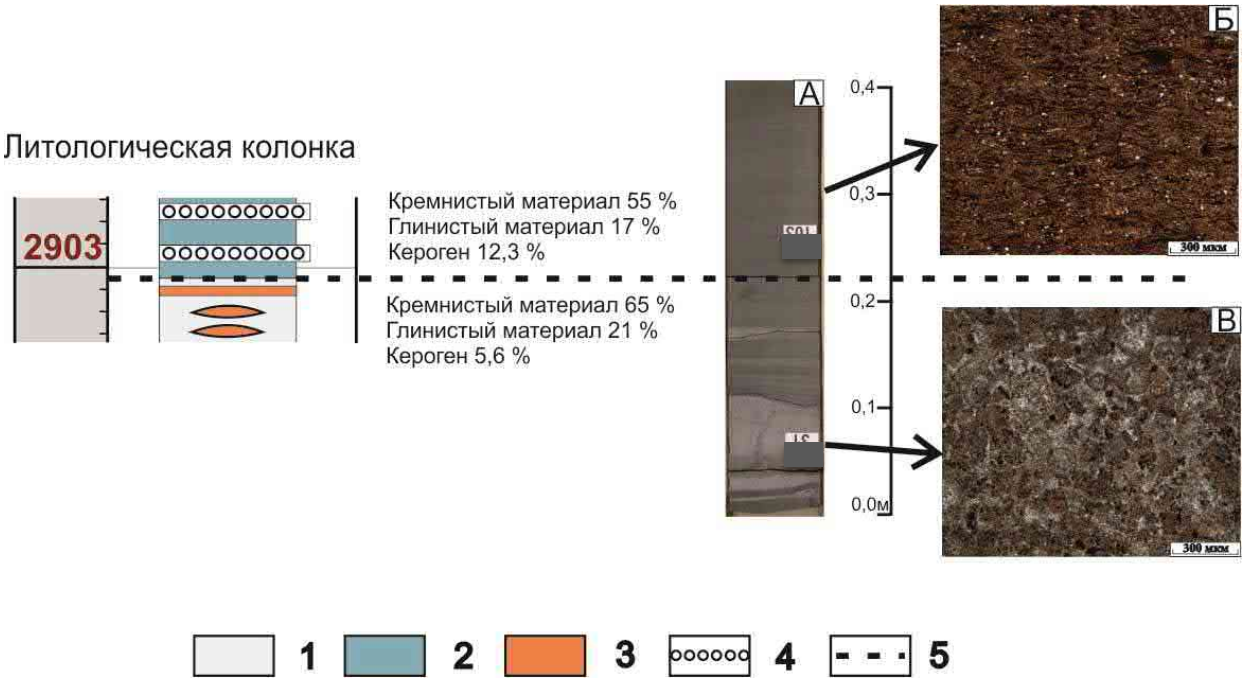


Рис. 5.3.10. Литологическая характеристика интервала с геохимическим барьером №2. 1 – силицит; 2 – силицит керогеновый; 3 – фосфатная порода; 4 – прослои силицитов–радиоляритов; 5 – граница пород разного состава; А – керн интервала 2902,85–2903,3 м; Б – силицит керогеновый; В – фосфатная порода.

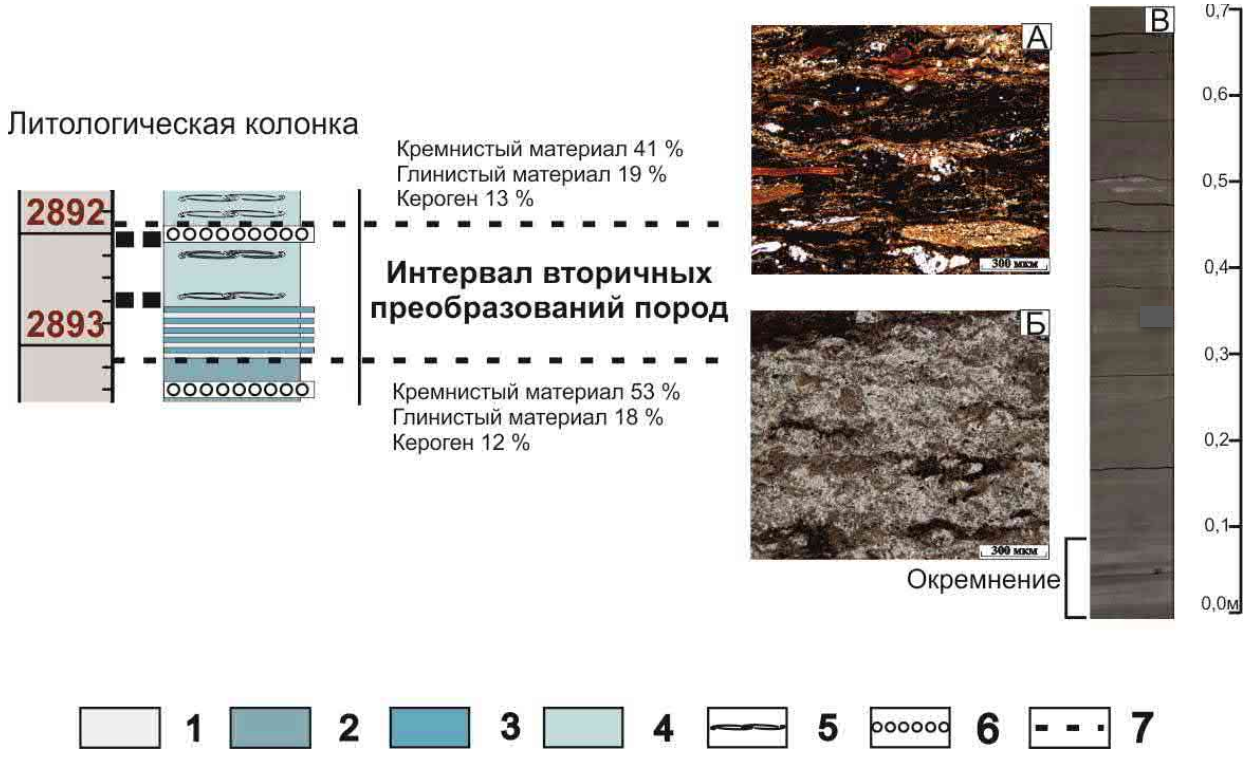


Рис. 5.3.11. Литологическая характеристика интервала с геохимическим барьером №4. 1 – силицит; 2 – силицит керогеновый; 3 – силицит с сод. SiO_2 >70%; 4 – микстит кероген–кремнистый; 5 – прослои с реликтами двустворчатых моллюсков; 6 – прослои силицитов–радиоляритов; 7 – границы интервала с геохимическим барьером № 4. А –

микстит кероген–кремнистый с сод. ОВ 18 %, пирита 15 %; Б – силицит с сод. SiO_2 80 %; В – керн интервала 2892,06–2892,76 м.

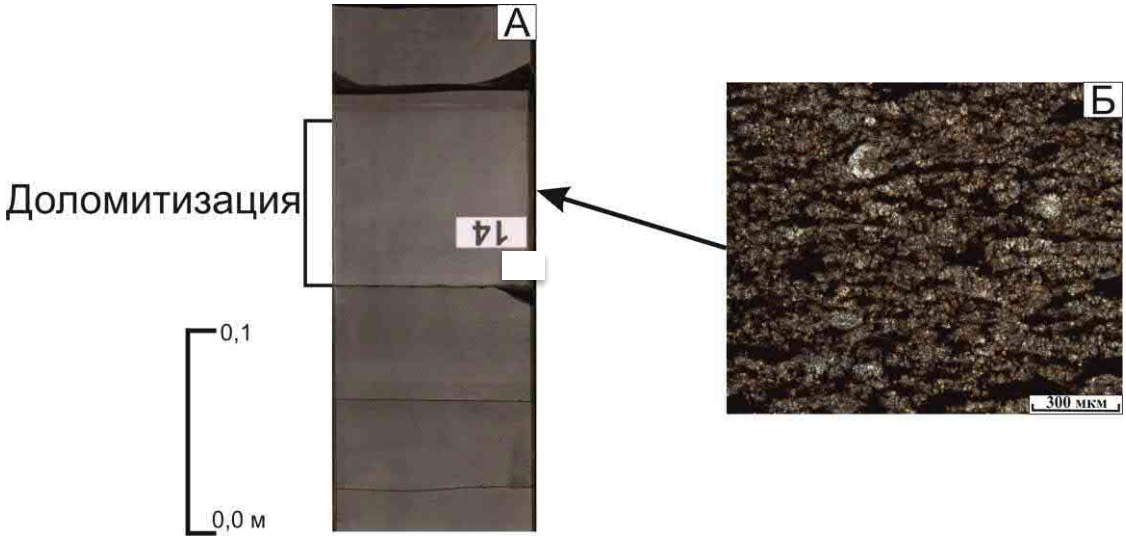


Рис. 5.3.12. Литологическая характеристика интервала с геохимическим барьером №5. А – керн интервала 2886,41–2886,66 м; Б – доломит.

5.4. Свидетельства изменений вещественного состава пород БС в катагенезе

Изучению доломитизации пород БС посвящено значительное количество работ (Коробов и др., 2015; 2017, 2018; Немова, 2012; Балушкина и др, 2016; Заграновская, 2019). В.Д. Немовой (2012) установлено, что в районе Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины апорадиоляриевые доломиты являются основными коллекторами. Установлено, что доломитизация прослоев пород этого типа происходила в катагенезе (Немова, 2012; Балушкина и др. 2016; Юрченко, 2017 и др.). Ранее присутствие доломита в нефтеносных формациях рассматривалось как признак нефтеносности (Перозио, Мандрикова, 1971; Ушатинский, Зарипов, 1978; Предтеченская, 2009; Коробов и др., 2015 и др.). А.Д. Коробов и др. (2017) установил, что в районе Пальяновского месторождения в скважинах с высокими дебитами, находящихся вблизи разрывных нарушений, породы характеризуются повышенным количеством доломита, в то время как для пород «сухих» скважин он не характерен. Упомянутые выше исследования касаются анализа распространения карбонатов БС, как правило, одного из районов ЗСБ, в основном Красноленинского свода. Комплексного сравнительного анализа и выявления вторичной карбонатизации БС, а также закономерностей распределения основных компонентов пород

и с различной степенью катагенетической преобразованности ОВ значительно удаленных друг от друга (сотни км) районов ЗСБ ранее не осуществлялось.

В настоящем разделе изложены результаты стадиального анализа пород БС, содержащих в различной степени преобразованное ОВ. Для проведения исследования были изучены закономерности распределения ОВ, пирита (отношения C/S) и аутигенных карбонатов в этой толще, позволило выяснить закономерности изменения вещественного состава пород на разных этапах катагенеза. Согласно результатам А.Н. Фомина (2014), исследовавшего катагенетическую преобразованность ОВ БС, изученные разрезы находятся в зонах, где: а) ОВ является слабо–преобразованным ($МК_1^1$); б) преобразование углеводородов умеренное ($МК_1^2$); в) процессы преобразования ОВ находятся в активной стадии ($МК_2$) (рис. 5.4.1).



Рис. 5.4.1. Фрагмент карты–схемы катагенетической преобразованности ОВ в верхнеюрских отложениях Западной Сибири (Фомин, 2014, уточненная по результатам геохимических исследований МГУ) и расположение на ней изученных разрезов БС.

В результате анализа средних значений (по разрезу) содержаний доломита, кальцита в породах установлено, что БС Центрального района ЗСБ характеризуется повышенными содержаниями доломита и кальцита, несколько пониженными значениями содержания этих компонентов пород характеризуются разрезы Юго–восточного района (рис. 5.4.2). Таким образом, сравнение литолого–геохимических характеристик БС, с одной и той же градацией катагенеза из разных районов ЗСБ некорректно, в связи с особенностями их образования и, как следствие, различной степенью карбонатности. В связи с этим, в настоящем исследовании проведено сравнение разрезов БС, характеризуемых градациями мезокатагенеза $МК_1^1$–$МК_1^2$ (в Юго–восточном районе) и $МК_1^2$–$МК_2$ – в Центральном районе.



Рис. 5.4.2. Средние содержания кальцита и доломита в БС Центрального (А), Юго–восточного (Б) районов. * – обозначение скважин, данные по которым предоставлены МГУ.

Доломит в БС встречается в виде нескольких морфологических модификаций: 1) в скрыто– и микрокристаллическом виде, как продукт замещения карбонатных или кремнистых пород, в основном апорадиоляритов (Эдер и др., 2019б); 2) в виде отдельных микрокристаллов ромбоэдрической, равномерно распределенных в породе; 3) в микродисперсном виде. Как было описано ранее (Эдер и др., 2019а), прослои доломита или известняка в различной степени доломитизированного часто встречаются у границ пачек разного литологического состава (кислотно–щелочных барьеров), что позволяет предположить его образование на стадии диагенеза. В некоторых случаях наблюдается частичное замещение известняка доломитом. В качестве отдельного генетического типа пород БС выделяются доломитсодержащие преимущественно кремнистые породы – силициты–радиоляриты и микститы кероген–кремнистые, содержащие значительное количество остатков радиолярий, часто доломитизированных (15–20 % доломита). Расположение этого литотипа в БС не приурочено к интервалам геохимических барьеров. Он широко развит в разрезах Центрального района, в частности Салымского поднятия, где степень преобразованности ОВ соответствует градации мезокатагенеза $МК_2$. Несколько меньшее его количество присутствует в разрезах БС Центрального, а также некоторых разрезах БС Юго–восточного района (разрез Западно–Квензерской пл.), где степень преобразованности ОВ отвечает $МК_1^2$ и $МК_2$. В то же время выделяется группа разрезов, где степень преобразованности ОВ соответствует $МК_1^1$ и $МК_1^2$ (R^0<0,7) для которых доломитсодержащие породы этого типа не характерны. Установленные закономерности позволяют сделать вывод о том, что доломит доломитсодержащих кремнистых пород образовался на стадии катагенеза, что подтверждается данными изотопии предыдущих исследователей (Немова, 2012; Юрченко, 2016). На рисунке 5.4.3 приведена схема, на которой представлены основные морфологические типы доломита БС, их приуроченность к определенным литотипам, а также предполагаемый генезис.

В результате анализа закономерностей распределения литолого–геохимических характеристик, выделяются разрезы породы, которых являются относительно слабоизмененными, среднеизмененными, существенно измененными.

БС (слабоизмененная) – $МК_1^1$–$МК_2^1$. В БС Юго–Восточного района, а также на Урьевской и Северо–Покачевской площадях Центрального района преобладают породы с относительно высокими значениями отношения C/S≥3 (рис. 5.4.4). Степень преобразованности ОВ в породах БС в этих районах соответствует градации $МК_1^1$ (Среднеюлжавская, Ракитинская, Арчинская, Пельгинская пл.) и $МК_1^2$ (Горстовая, Полонская, Ледовая, Южно–майская, Толпаровская, Западно–Квензерская пл.) (Фомин,

2014). В этих разрезах пирит–керогеновые породы встречаются лишь в верхней части разреза в виде единичных прослоев, и содержание доломита в них существенно понижено, и часто не превышает 5–7%. Коэффициент детерминации в большей части этих разрезов составляет 0,7–0,9.

Представляет интерес сравнительный анализ литолого–геохимического состава Западно–Квензерской и Южно–Майской площадей, расположенных в пределах одной тектонической структуры – Нюрольской мегавпадины (Юго–Восточный район). Для обеих скважин степень преобразованности ОВ соответствует градации $МК_1^2$ (Фомин, 2014). Первая из них расположена ближе к центру этой структуры, в ней ОВ является более преобразованным (R^0=0,76), в керне черного цвета встречаются нефтенасыщенные прослои. Вторая приурочена к бортовой части вышеупомянутой тектонической структуры, проявления нефти в ней не обнаружены, керн имеет несколько более светлый оттенок, значения R^0 составляют 0,66.

В БС Западно–Квензерской площади встречаются 3 прослоя доломита и доломитсодержащих пород с содержанием доломита 16–66%. Для пород этого разреза в целом характерны значения отношения C/S более 3, присутствует несколько прослоев с C/S менее 2,5. Значение коэффициента детерминации между C и S в породах этого разреза относительно понижено и составляет 0,5. Среднее содержание доломита не превышает 6– 7 % (см. рис. 5.4.4).

В БС Южно–Майской площади наблюдается один прослой доломита (55,6 % доломита) и только один прослой с соотношением C/S менее 2,5. Эти разрезы БС (также, как и Салымской и Северо–Салымской площадей) отличаются по содержанию ОВ. В БС Западно–Квензерской площади оно не превышает 15%, в основном не более 12%, в БС Южно–Майской площади довольно часто содержание ОВ составляет более 15%. Т.е. исследуемые разрезы отличаются по количеству прослоев доломитсодержащих пород, прослоев с низкими значениями отношения C/S, а также по содержанию ОВ.

По литолого–геохимическим характеристикам породы БС Южно–Майской площади близки к породам БС, описанным выше, со степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации $МК_1^1$. Таким образом, породы БС Южно–Майской площади являются относительно слабоизмененными (начальная стадия $МК_1^2$) по сравнению с породами Западно–Квензерской площади (конечная стадия $МК_1^2$).



Рис. 5.4.3. Схема основных характеристик (морфология, приуроченность к литотипам, генезис) разных типов доломита БС.

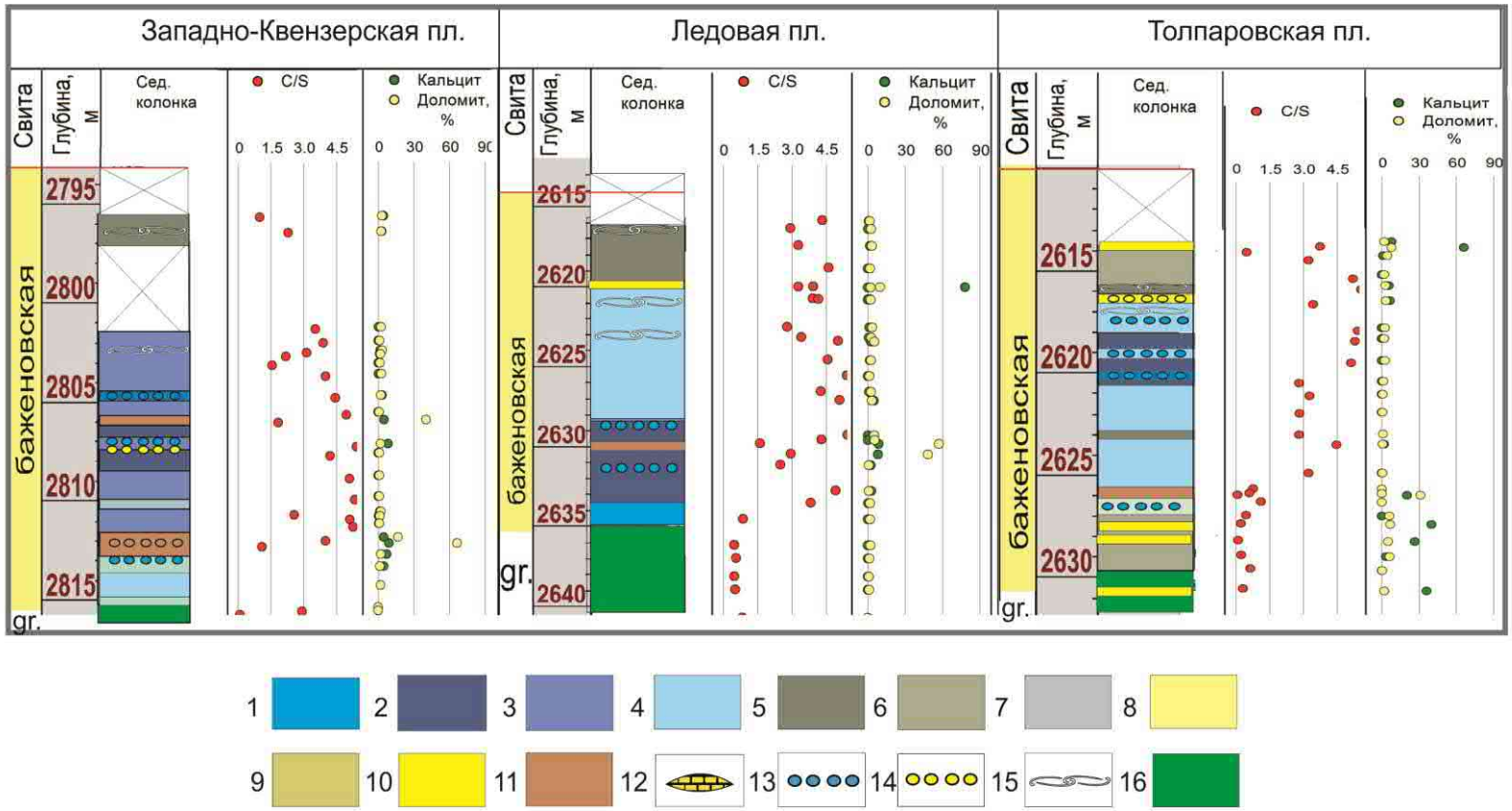


Рис. 5.4.4. Литологическая характеристика и распределение C/S, кальцита и доломита в БС Юго–восточного района. Условные обозначения: 1 – силициты, 2 – силициты кероговые, 3 – микститы кероген–глинисто–кремнистые близкие к силицитам (Кр>45 %), 4 – микститы кероген–глинисто–кермнистые, 5 – микститы кероген–кремнисто–глинистые, 6 – микститы кремнисто–глинистые близкие к аргиллитам, 7 – микститы глинистые, 8 – микститы кероген–карбонатно–кремнистые (карб>25%), 9 – микститы карбонатсодержащие (5%>карб.<25%), 10 – известняки, 11 – доломиты, 12 – карбонатные конкреции, 13 – радиоляриты кремнистые, 14 – радиоляриты карбонатизированные, 15 – прослои, насыщенные статками раковин двустворок, 16 – алеврито–глинистые породы георгиевского горизонта с глауконитом.

БС (среднеизмененная) – МК$^1_2$. Разрезы БС, расположенные в Юганском подрайоне (Малобалыкская, Чупальская площади), и южной половине Хантейской гемиантеклизы, имеют около 1–4 прослоев доломитсодержащих пород в кровле БС (доломита >15 %) и несколько прослоев с содержанием доломита <10 % в остальной части разреза (рис. 5.4.5). Содержание доломита в карбонатных и карбонатсодержащих прослоях БС Чупальской и Малобалыкской площадей составляет 10–25 %. Карбонатные породы кровли БС Хантейской гемиантеклизы характеризуются близким содержанием доломита, в остальной части разреза оно понижено (5–10 %). В целом, около половины пород разреза БС характеризуются пониженными значениями отношения C/S (<3), остальные – >3. Коэффициент детерминации между C и S составляет 0,85. Для разреза характерны прослои или линзы известняков толщиной 7–15 см.

БС – МК$_2$. Выявлено две группы разрезов, представленных породами, в которых степень преобразованности ОВ соответствует градации МК$_2$ – наблюдается в БС Салымского подрайона (на территории Салымской и Северо–Салымской площадей). В первом из них по данным А.Н. Фомина показатель отражательной способности витринита составляет 1,05 (*существенно измененная БС*), во втором – 0,9 (*среднеизмененная БС)* соответственно. БС Салымской площади отличается от этих отложений Северо–Салымской площади пониженными содержаниями пирита, ОВ и кремнезема (рис. 5.4.6).

В БС Салымской площади наблюдается наибольшее количество доломитсодержащих прослоев в количестве 6–8 (см. рис. 5.4.6). Практически весь разрез изучаемой толщи Салымской площади характеризуется пониженными значениями отношения C/S (менее 3). На Северо–Салымской площади напротив лишь в кровельной части БС отношение C/S в породах составляет менее 3, в остальной части разреза, за исключением единичных прослоев, оно более этой величины. Корреляционная связь между органическим углеродом и серой сульфидной в разрезах Салымской и Северо–Салымской площадей этого района относительно высокая, коэффициент детерминации (R^2) составляет соответственно 0,6 и 0,8. Если из выборки исключить образцы пиритовых и пирит–керогеновых пород зон перехода вблизи кровли БС (описанных ранее Эдер и др., 2020), то зависимость между C и S становится выше, R^2 составляет 0,78 и 0,83 соответственно. Содержание доломита в карбонатсодержащих прослоев пород изменяется от 5 до 30%. В БС Салымской площади присутствует повышенное количество доломитсодержащих прослоев (доломита >5%), содержание ОВ в них понижено и не превышает 12–15%. В БС Северо–Салымской площади содержание ОВ достигает 25%. В кровле свиты присутствуют

известняки доломитистые с содержанием доломита 5–13 %. Анализ среднего содержания доломита в целом по разрезу БС показал, что именно на Салымской площади они характеризуются наиболее высокими значениями этого показателя – 9% (см. рис. 5.4.2), что, вероятно, указывает на более масштабное развитие в нем доломитизации, по сравнению с БС других районов. В БС Салымской площади наблюдаются повышенные значения содержания пирита в породах зоны перехода БС в подстилающие и перекрывающие отложения. Здесь на протяжении 5 м в породах перекрывающей БС подачимовской толщи содержание пирита составляет 8–20%, в породах БС содержание пирита – ниже 15%. В БС Северо–Салымской площади мощность пиритизированной пачки составляет порядка 3 м, но содержание пирита в зоне перехода несколько понижено – 9–16%. В кровле БС присутствуют пирит–керогеновые породы, где содержание пирита и ОВ составляют на Северо–Салымской площади – 27 и 26%, Салымской – 13,5 и 15%. Отмечается обратная закономерность, в зоне перехода БС Салымской площади содержания пирита выше, чем в самой толще, в БС Северо–Салымской площади – наоборот. Так, БС в разрезах Салымской площади характеризуется: а) пониженным содержанием ОВ (< 12–15%); б) низкими значениями отношения C/S (<2); в) присутствием значительного количества пирит–керогеновых и доломитсодержащих прослоев. Тогда как, БС Северо–Салымской площади отличается (см. рис. 5.4.5): а) существенной долей пород с высоким содержанием ОВ (>20%); б) преобладанием пород с относительно высокими значениями отношения C/S (>2); в) присутствием пирит–керогеновых пород лишь в кровле свиты, а доломитсодержащих пород – по всему разрезу. БС Северо–Салымской площади, для которой ранее определена градация $МК_2$ по вышеописанным характеристикам сходна с группой разрезов, характеризуемых градацией $МК_1^2$, описанных выше.

Для подтверждения полученной закономерности рассмотрены разрезы БС со степенью преобразованности ОВ соответствующей градации мезокатагенеза $МК_2$ (еще одной скважины Салымской площади, Лемпинской и Приразломной площадях) и $МК_1^2$ Правдинской площади. Согласно проведенному анализу БС Салымской и Лемпинской площадей характеризуется содержанием ОВ<15 %, средним содержанием доломита более 5 % (6–8 %). По этим характеристикам рассмотренные разрезы близки к БС Салымской площади, описанной выше. В БС Приразломной ($МК_2$) и Правдинской площадей ($МК_1^2$) присутствует значительное количество прослоев с содержанием ОВ 16–20%. Среднее содержание доломита в БС составляет 3,8–4,3%, т.е. относительно понижено. По этим признакам БС Приразломной площади близка к разрезам Северо–Салымской площади и

разрезам Юганского и Северо–Сургутского районов (со степенью преобразованности ОВ $МК_1^2$).

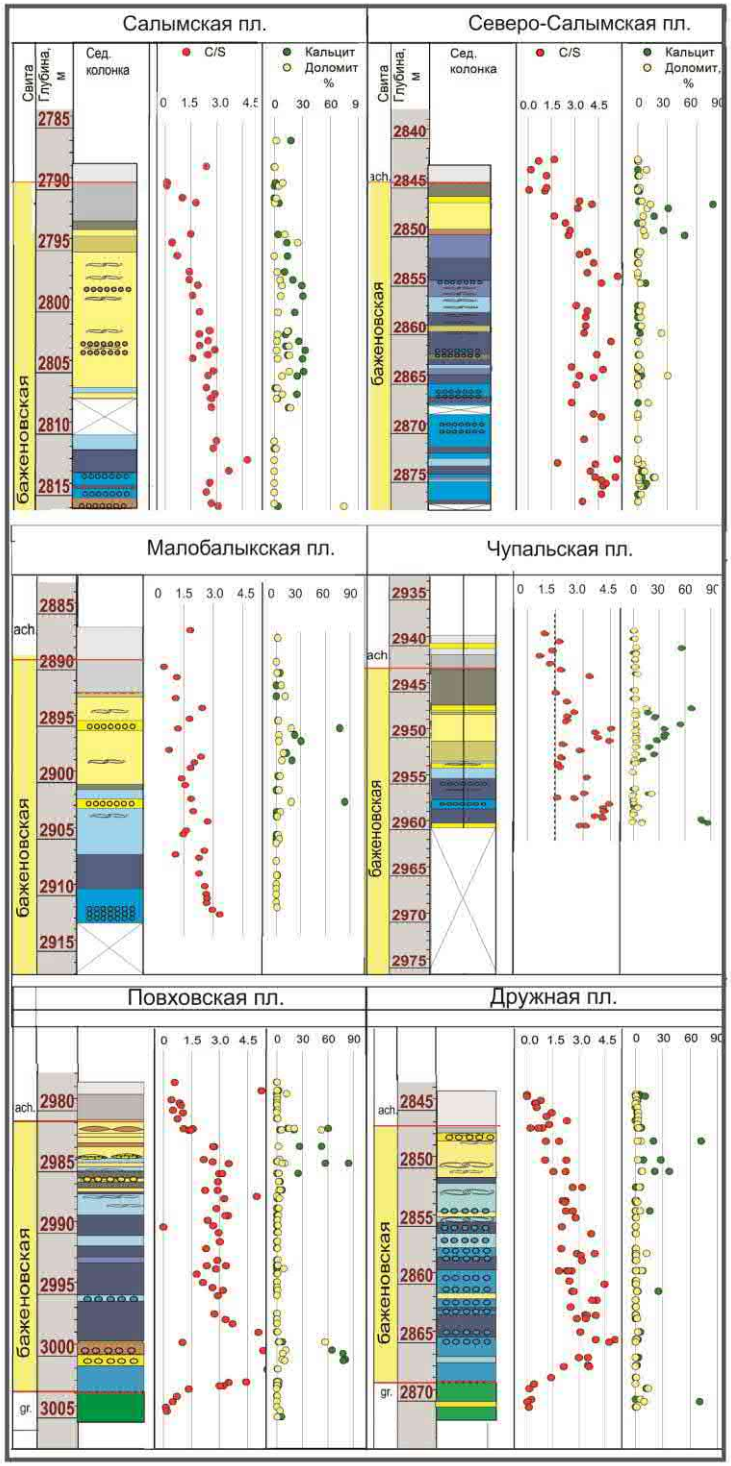


Рис. 5.4.5. Распределение C/S, кальцита и доломита в БС Центрального района. Условные обозначения см. рис. 5.4.4.

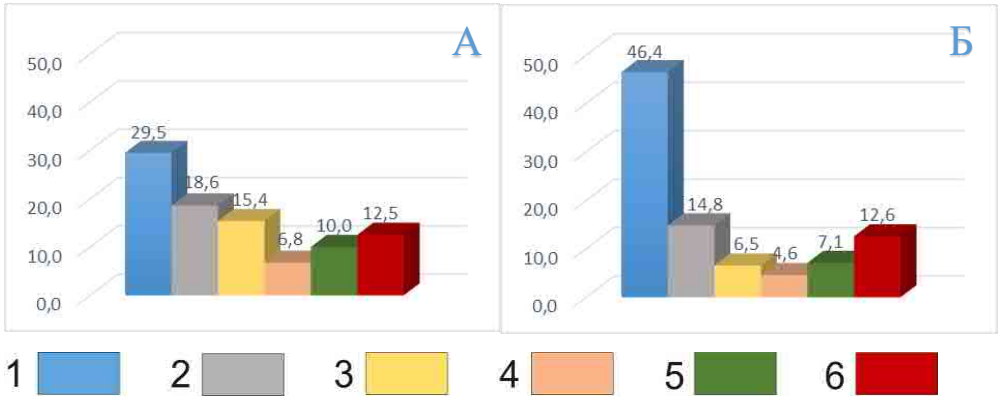


Рис. 5.4.6. Распределение среднего содержания основных породообразующих компонентов БС на площадях: А – Салымской, Б – Северо-Салымской. 1 – кремнезем, 2 – глинистый материал, 3 – кальцит, 4 – доломит, 5 – пирит, 6 – ОВ.

Свидетельства катагенетической доломитизации известны в отложениях различного возраста (Bausch, Hoefs, 1972; Mastuda, Iijima, 1989; Farr, 1992 и др.). По изотопным данным было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в катагенезе (Немова, 2012; Балушкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017; и др.). В.Д. Немова (2012) определила температуру доломитизации баженовских радиоляритов по изотопным данным в 100ºС. По данным Н.С. Балушкиной и соавторов (2016) изотопный состав углерода доломитов ($\delta^{13}C$ от –3,7 до –6,7 ‰ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, облегченный состав кислорода указывает на диагенетические и/или катагенетические преобразования ($\delta\ ^{18}O$ от –13,93 до –14,42 ‰ VPDB). Согласно А.Ю. Юрченко и соавторам (2019) изотопный состав кальцита кокколитовой пачки тутлеймской свиты $\delta\ ^{18}O$ меняется в узком диапазоне от –8,99 до –11,6‰ VPDB, что по мнению авторов указывает на относительно повышенные значения температуры его образования по сравнению со значениями температурами в придонных слоях бассейна, а также на образование этого кальцита с участием углекислоты, поступавшей из органического вещества тутлеймской свиты.

По данным И.Н. Ушатинского и О.Г. Зарипова (1978) в «разрезе нефтеносных пластов распределение карбонатных и карбонатизированных пород упорядоченное. Они приурочены к прослоям слабофильтрующих отложений (глины и др.), что связано с оттеснением поровых вод поступающими в ловушки УВ». Согласно этим авторам, в общем случае наиболее важным реагентом при образовании доломита в нефтегазоносных отложениях следует считать углекислоту органического происхождения, возникшую при метаморфизме ОВ и взаимодействии углеводородов с поровыми водами. «За счет углекислоты щелочной резерв поровых вод резко повышается, что способствует усилению

мигрантоспособности ионов магния, которые накапливались в отдельных участках породы, приводят к доломитизации кальцита» (Ушатинский, Зарипов, 1978). Идея о том, что главнейшим фактором в механизме диагенетического доломитообразования является повышение щелочного резерва за счет усиленного поступления в воду CO_2 ранее выдвинута Н.М. Страховым (1960) и позднее поддержана многими исследователями, в то числе Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (1988, 2008). Вышеупомянутые авторы, приходят к выводу, что доломитизация кальцитового цемента во многих случаях может считаться признаком былой или существующей нефтегазоносности отложений. По данным А.А. Махнача (1989) «процесс доломитообразования в кровле и подошве карбонатных пластов и известковых линз внутри глинистых отложений вызван миграцией из последних реакционноспособных растворов». Многие авторы (Юдович, Кетрис, 2008; Коробов, 2017, 2018; и др.) полагают, что освобождающийся в катагенезе при трансформации глин Mg (Ca и Mg) может также участвовать в образовании гидротермального (гидротермально–метасоматического) доломита. По данным А.Э. Конторовича с соавторами (2009), в большинстве случаев над магматическими массивами отмечаются повышенный тепловой поток и геотермический градиент (4,0–5,0°С/100 м, на остальной территории около 2,5–3,0°С/100 м), что отражается в дополнительном прогреве пород осадочного чехла. По мнению Г.А. Калмыкова и соавторов (2019) в зонах контакта гранитных массивов с вмещающими толщами возможно формирование трещиноватости, по которой, при определенных условиях, могут двигаться гидротермальные растворы, привносящие дополнительное тепло в породы осадочного чехла. Идею гидротермального воздействия на образование залежей БС на некоторых участках ЗСБ поддерживали М.Ю. Зубков (1992), Е.А. Предтеченская (2015), А.Д. Коробов (2015, 2017), Д.Е. Заграновская (2019) и др.

Вероятно, в БС мы имеем дело с процессами, описанными выше. Образование углекислоты в процессе преобразования УВ, впоследствии вступившей в химическую реакцию с высвободившимся в результате трансформации глин магнием, способствовало доломитизации известковых или кремнистых прослоев или линз. Наблюдается тенденция к увеличению количества прослоев доломитсодержащих пород в БС по направлению $МК^1_2$–$МК_2$. Необходимо отметить, что изученные разрезы, характеризуемые $МК_1{}^1$ расположены в основном в юго–восточных районах ЗСБ и пониженное содержание в них доломитовых и в целом карбонатных прослоев может быть также связано с меньшим развитием в этом регионе карбонатной фауны. Как было установлено ранее (Эдер и др., 2015) в разрезах Юго–восточного района ЗСБ на заключительной стадии осадконакопления существенно увеличился привнос глинистого материала, замутненность вод препятствовала развитию

карбонатной фауны в этом районе. Мощность пачки преимущественно биогенных кремнистых пород здесь в два раза меньше, чем в Центральном районе, где практически весь разрез представлен породами этого типа. В то же время сравнительный анализ литолого–геохимического состава двух разрезов юго–востока ЗСБ (Западно–Квензерская и Южно–Майская пл.), приведенный выше, подтвердил общую направленность развития процессов доломитизации, пиритизации и др., даже в низкокарбонатных разрезах БС. В ходе исследования установлено, что по значениям соотношения C/S и степени зависимости между этими компонентами, частоте встречаемости доломитсодержащих прослоев, содержанию ОВ разрезы БС разделились на три группы. Определено, что в БС, характеризуемой степенью преобразованности ОВ, соответствующей градации $МК_2$, (Фомин 2014), существует две подгруппы.

Если учесть тот факт, что по условиям формирования и составу осадков разрезы вышеупомянутых подгрупп сходны, а именно, представлены преимущественно биогенными кремнистыми и кремнисто–карбонатными породами с низким содержанием глинистого материала (менее 15–20%), то вероятно исходное содержание ОВ в этих разрезах было близким. Предполагается, что породы БС первой подгруппы (Салымской, Лемпинской площадей) перенесли более существенное перераспределение продуктов преобразования ОВ по разрезу и, вероятно, последующую его миграцию в подстилающие и перекрывающие отложения, и находятся на заключительном этапе $МК_2$. Породы второй подгруппы являются менее преобразованными (доломитизация в разрезе этого типа проявлена не столь масштабно, содержания ОВ относительно высоки) и предположительно претерпевают начальный этап $МК_2$. Таким образом, по вышеприведенным данным разрез БС Северо–Салымской площади еще не перенес столь существенное перераспределение ОВ и пирита, по сравнению с БС Салымской площади.

Ниже приведем факты, подтверждающие что породы разреза БС Салымской площади, действительно являются более преобразованными, по сравнению с БС соседних районов, с точки зрения литолого–геохимического анализа. Для разрезов БС Центрального района характерно содержание ОВ от 5–27%. Как было определено ранее (Эдер и др., 2017) в Салымском подрайоне и на близких к нему площадях, а также в Северо–Сургутском подрайоне БС представлена преимущественно биогенными карбонатно–кремнистыми и кремнистыми породами с низким содержанием глинистого материала (менее 20%). В то же время разница содержания ОВ на данный момент в породах рассматриваемого разреза и в БС соседних районов составляет около 10%. Как было показано выше, в БС Салымской площади отсутствуют прослои с аномально высоким (более 20%) содержанием ОВ.

Подобная тенденция отмечается и для пирита. Если в разрезах Юганского подрайона в кровле свиты присутствуют породы с аномально высоким содержанием пирита (20–25%), то в Салымском подрайоне на Салымской площади – содержание пирита в породах БС ниже 15%. В то же время интервал пиритизированных низкоуглеродистых пород в подачимовской толще, залегающей над БС, имеет повышенную мощность и несколько повышенное содержание пирита, отмеченное выше. Еще одним аспектом, отличающим БС Салымской площади, являются пониженные значения модуля C/S и более низкая корреляция органического углерода и серы сульфидной, что указывает на большее перераспределение этих компонентов по разрезу. Подтверждением того, что ОВ и пирит не формировались в кровле БС *in situ* являются низкие значения отношения C/S в них (около 1,5) и отсутствие линейной зависимости между этими величинами. Дополнительным фактом, идентифицирующим отличия в литологическом составе БС Салымской площади, является количество доломитовых прослоев и повышенное содержание в них доломита, а также отсутствие известняков (которые в рассматриваемом разрезе по всей видимости уже частично или полностью доломитизированы).

Обобщенная модель преобразования компонентного состава баженовской свиты с ростом катагенетической преобразованности органического вещества приведена на рисунке 5.4.7. В направлении катагенетических преобразований от $МК^1_2$–$МК_2$ наблюдаются следующие тенденции: а) увеличение количества известково–доломитовых прослоев (от 0 до 2–3 до 4–5 до 8) и возрастание содержания в них доломита (от <15 % к >15 %); б) уменьшение содержания ОВ в целом по разрезу (от 15–25% до 12–15%); в) уменьшение содержания ОВ и серы сульфидной в пирит–керогеновой пачке у кровли БС (с 20–25% каждого компонента, до 12–15%); д) понижение значений отношения C/S (от >3 до <2); е) увеличению (от нескольких см до нескольких метров) мощности пиритовой пачки в зоне перехода в перекрывающие БС вышележащие отложения и возрастания содержания пирита в ней (от <15 % до >15%).

Основные выводы: между периодами, отвечающими градациям $МК_1^2$ и $МК_2$ при увеличении температуры в осадке начинается генерация УВ, что способствует катагенетической доломитизации пород в БС. При этом из кровли БС происходит миграция УВ и H_2S вверх по разрезу в подстилающие и перекрывающие отложения. Таким образом, разрез БС, особенно его кровля, становится относительно обедненным ОВ (<15 %), многие интервалы разреза доломитизируются, над кровлей образуется относительно мощный (несколько м) пиритовый пласт за счет пиритизации, которая происходила в два этапа: на стадии диагенеза и $МК_2$.

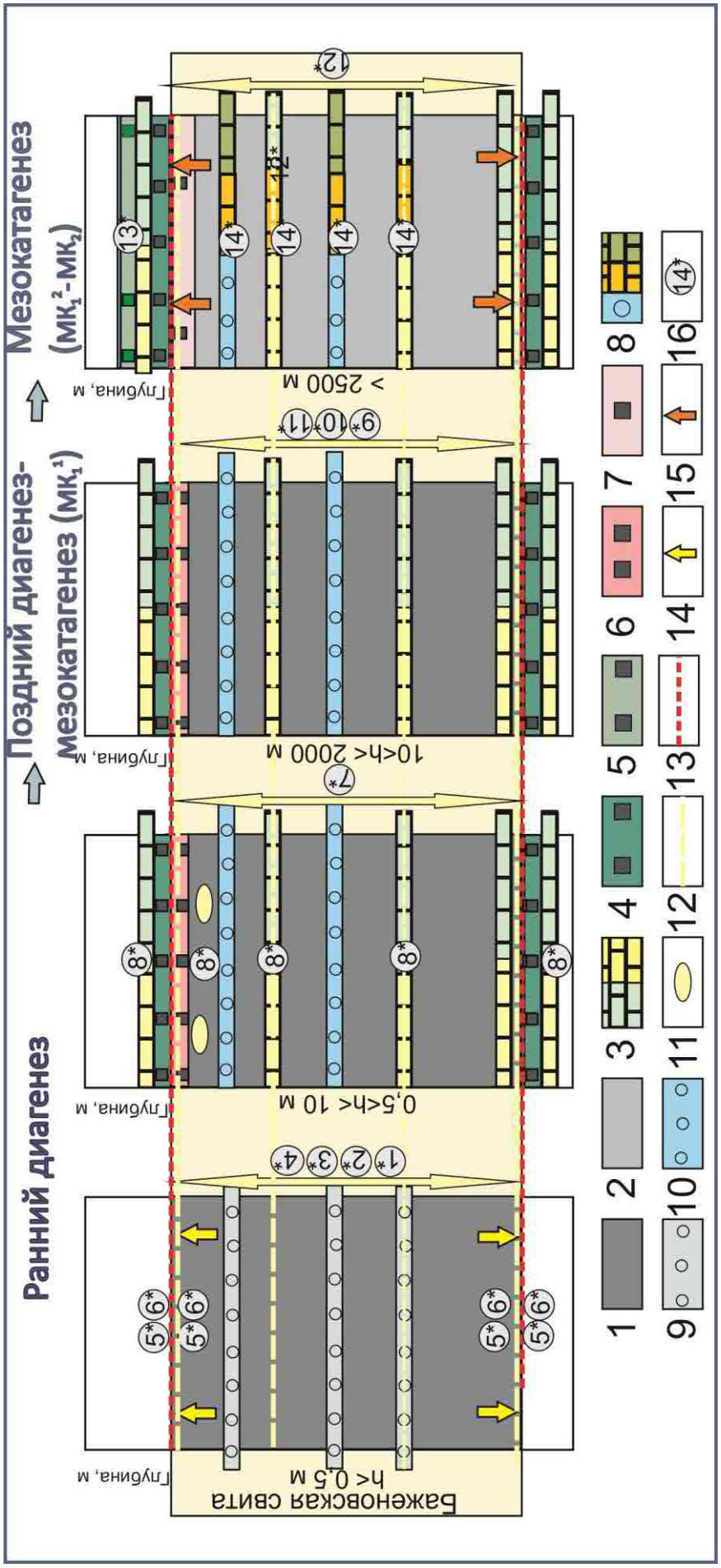


Рис. 5.4.7. Обобщенная модель преобразования вещественного состава баженовской свиты в диа– и катагенезе.

Условные обозначения к рис. 5.4.7. 1 – породы с содержанием ОВ 5–25%, 2 – породы с содержанием ОВ<15%, 3 – доломиты/известняки, 4 ,5 – пиритовые низкоуглеродистые породы: 4 – образованные в диагенезе, 5 – в катагенезе, 6 – пирит–керогеновые породы с содержанием ОВ и пирита 20–25 % каждого, 7 – пирит–керогеновые породы с содержанием ОВ и пирита 10–15 % каждого, 8 – частично кальцитизированные или доломитизированные силициты или микститы кероген–глинисто–кремнистые с остатками радиолярий, 9 – преимущественно кремнистый радиоляриевый ил, 10 – окремненные апорадиоляриты; 11 – известковые конкреции, 12 – интервалы кислотно–щелочных барьеров, расположенные на границах пачек разного состава, 13 – интервалы редокс–барьеров, расположенные у границ БС, 14 – направление миграции сероводород, образованного в результате сульфатредукции, 15 – направление миграции УВ и сероводорода, возникшего в результате катагенетического преобразования органического вещества; 16 – процессы, происходящие в толще.

Доп. Условные к рис. 5.4.7. (процессы, происходящие в БС в диа– и катагенезе).



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На территории, охватывающей большую часть распространения БС, произведена систематизация литолого-геохимических характеристик ее пород и их классификация; составлена схема, отражающая принципиальные отличия в распределении основных типов пород в разрезах разных районов; для свиты выделено 14 типов разрезов, отличающихся по строению (содержанию, распределению и мощностям пачек разного состава), а также по каротажным характеристикам (КС, ГК). *Таким образом, определены закономерности литологического строения БС, информация о которых необходима при планировании методов ее разработки.*

2. Разработана пространственно–временная модель для разных этапов осадконакопления БС, отражающая изменения характера седиментации свиты в разных районах ее распространения в зависимости от близости к источнику сноса, флуктуации уровня моря, климата и др. *Дополнена информация о закономерностях седиментации черносланцевых отложений в эпиконтинентальных бассейнах.*

3. Впервые для БС установлена приуроченность аутигенного минералообразования (пирита, карбонатов) к интервалам геохимических барьеров. Установлено, что концентрация аутигенных минералов часто происходит на границах пачек разного вещественного состава, с различными окислительно–восстановительными и/или кислотно–щелочными характеристиками. *Выяснена природа и особенности образования пиритовых и карбонатных слоев БС, что может быть использовано при расчленении и сопоставлении разрезов.*

4. Представлена обобщенная модель преобразования вещественного состава БС в диа- и катагенезе. Показано, что в катагенезе при достижении ОВ свиты градации $МК_2$ происходит доломитизация, перераспределение продуктов преобразования ОВ и новообразование сульфидов железа над кровлей БС. *Внесен вклад в понимание процессов аутигенного минералообразования в нефтематеринских отложениях на этапе катагенеза.*

В связи с тем, что БС характеризуется литологической неоднородностью даже в пределах относительно небольших районов, перспективным является продолжение ее детальных литолого–геохимических исследований. На основе разработанной типизации разрезов БС важно провести комплексные литологические и палеонтологические исследования, а также анализ данных ГИС с целью усовершенствования седиментационной модели и разработки методов определения литологического состава БС по геолого–геофизическим данным. Необходимо продолжить исследования закономерностей

аутигенного минералообразования с привлечением изотопных методов для уточнения результатов стадиального анализа. Для уточнения выводов об изменении вещественного состава и процессах, происходящих в катагенезе с ростом пластовой температуры, необходимо расширить базу данных результатов литологических исследований БС.

Принятые сокращения

БС – баженовская свита

ЗСБ – Западно-Сибирский седиментационный бассейн

ОВ – органическое вещество

УВ – углеводороды

пл. – площадь

т.р. – тип разреза

C/S – отношение органического углерода к сере сульфидной

СП (DOP) – степень пиритизации железа

СЭМ – сканирующий электронный микроскоп

РФА – рентгено-флуорисцентный анализ

м – метры

мкм – микроны

ppm – частей на миллион

РЗЭ - редкоземельные элементы

Список использованных источников

1. Алексеенко, В.А. Геохимические барьеры / Алексеенко В.А., Алексеенко Л.П. // учеб. пособие. – М.: Логос, 2003. –143 с.

2. Амон, Э.О. Радиолярии в экосистеме баженовского моря (поздняя юра– начало раннего мела), Западная Сибирь / Амон Э.О. // Литология и геология горючих ископаемых: межвуз. науч. темат. сб. под ред. В.П. Алексеева. – 2011. – С. 145–170.

3. Астахов, А.С. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря / Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, No 9. – С. 1348–1365.

4. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. – Новосибирск: Наука, 1986. – 217 с.

5. Балушкина, Н.С. Литофизическая типизация и нефтеносность пород баженовского горизонта в зоне сочленения Сургутского и Красноленинского сводов / Балушкина Н.С. // автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого–минералогических наук. – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ). Геологический факультет. Москва. – 2011.

6. Балушкина, Н.С. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта Средне–Назымского месторождения и структура их пустотного пространства / Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С., и др. // Вест. Моск. Ун–та. сер. 4. Геология. – 2014. – No 2. – С. 35–44

7. Балушкина, Н.С. Закономерности строения баженовского горизонта и верхов абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти / Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Кирюхина Т.А., Коробова Н.И., Корост Д.В., Соболева Е.В., Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Хамидуллин Р.А., Шарданова Т.А. //Геология нефти и газа. – 2013. – No 3. – С. 48–61.

8. Балушкина, Н.С. Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных коллекторов баженовской и абалакской свит / Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Петракова Н.Н., Бугаев И.А. // Нефтяное хозяйство. – 2016. – No 1. – С. 32–35.

9. Бахтуров, С.Ф. Куонамская битуминозная карбонатно–сланцевая формация / Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. // Новосибирск: Наука, 1988. – 160 с.

10. Бекман, И.Н. Ядерная физика / Бекман И.Н. // Курс лекций. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. – М.: 2010. – 511 с.

11. Белкин, В.И. Модель коллекторов нефти баженовской свиты Салымского

месторождения / Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д. // Нефтяное хозяйство. – 1983. – No 10. – С. 27– 31.

12. Богородская, Л.И. Кероген: методы изучения, геохимическая интерпретация. / Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. // Новосибирск: Изд–во СО РАН, филиал «Гео». – 2005. – 254 с.

13. Бочкарев, В.С. Раннемезозойский этап развития Западно–Сибирской геосинеклизы / Бочкарев В.С. // Основные проблемы геологии Западной Сибири. – 1985. – С. 21–34.

14. Бочкарев, В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири / Бочкарев В.С. // Геология, геофизика и разведка нефтяных месторождений. – 1999. – No 5. – С. 23–27.

15. Брадучан, Ю.В. О возрасте отложений аномальных разрезов пограничных слоев юры и мела по скважинам Северо–Конитлорского месторождения / Брадучан Ю.В., Глушко Н.К., Комиссаренко В.К., Шатова Л.А., Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Предеин С.А., Торопов Э.С. // Вестник недропользователя ХМАО, Тюмень. – 2005. –Вып. 16. – С. 20–24.

16. Брадучан, Ю.В. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). / Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячикоева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. // Новосибирск: Наука, 1986. – 217 с.

17. Бычков, А.Ю. Геохимические особенности пород баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) / Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А., Балушкина Н.А., Калмыков А.Г. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2016. – No 6. – С. 86–93.

18. Важенина, О.А. Особенности осадконакопления и литологические типы пород баженовской свиты на территории Широтного Приобья (Западная Сибирь) / Важенина О.А. // Вестник ТГУ сер. Науки о Земле. – 2010а. – No 335. – С. 161–164.

19. Важенина, О.А. Палеонтологическая характеристика отложений абалакской и баженовской свит на территории Широтного Приобья (Западная Сибирь) / Важенина О.А. // Вестник Томского государственного Университета. – 2010б. – No 340. – С. 198–201.

20. Вассоевич Н.Б. Вопросы образования нефти / Вассоевич Н.Б. // Л.: Гостоптехиздат, (Тр. ВНИГРИ; Вып. 129). – 1958. 389 с.

21. Вахрамеев, В.А. Ископаемая флора и стратиграфия континентальных меловых

отложений восточного склона Урала и Западного Казахстана / Вахрамеев В.А. // Рефераты научно–исследовательских работ за 1945 г. – М.: Л.: Изд–во АН СССР, 1945. – С. 10–11.

22. Векшина, В.Н. Кокколитофориды марьяновской формации Западной – Сибирской плиты. / Векшина В.Н. // Труды палеонтологии и стратиграфии по Западной Сибири, Труды СНИИГиМС. Л.: Гостоптехиздат, 1962б. – Т. 23. – С. 101–103.

23. Векшина, В.Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно–Сибирской низменности по данным анализа диатомовых водорослей, кокколитофорид / Векшина В.Н. // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Тр. СНИИГГиМС. Сер. Нефт. геол., – 1962а. – No 23. – С. 103–108.

24. Волков, И.И. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря / Волков И.И., Остроумов Э.А. // Геохимия. – 1957. – No 4.

25. Волков, И.И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря / Волков И.И. // Труды ин–та океанол. АН СССР. – 1961. – Т. 50.

26. Волков, В.А. Строение и генерационный потенциал баженовской свиты на территории центральной части Западной Сибири / Волков В.А., Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е., Сидоров А.А. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – No 3. – С. 79–98.

27. Войцель З.А., Спорово–пыльцевые комплексы юрских отложений Обь–Иртышского междуречья и их значение для стратиграфии / Войцель З.А., Иванова Е.А., Климко С.А. / в кн. Спорово–пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири // М.: Наука. – 1966. – С. 27–42.

28. Гаврилов, Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях разных обстанов ок седиментации / Гаврилов Ю.О. // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – No 2. – С. 133–150.

29. Гаврилов, Ю.О. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний / Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1996. – Т. 4. – No 4. – С. 3.

30. Гаврилов, Ю.О. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) / Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – No 4. – С. 396–424.

31. Гавшин, В.М. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите / Гавшин В.М., Бобров В.А. // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 76–91.

32. Гайдебурова, Е.А. Типы разрезов доманикитов Западной Сибири / Гайдебурова Е.А. // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности: сборник научных трудов / СНИИГиМС: 1982. – С. 23–32.

33. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно–Сибирской низменности. – Под ред. Н. Н. Ростовцева. – Изд–во М., Гостоптехиздат. – 1958. – 389 с.

34. Герасименко, Л.М. Реликтовые цианобактериальные сообщества / Герасименко Л.М., Заварзин Г.А. // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. – М.: Наука, 1993. – С. 222– 253.

35. Гольберт, А.В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене / Гольберт А.В. Маркова Л.Г. Полякова И.Д. Сакс В.Н. Тесленко Ю.В. Сакс В.Н. // М.: Наука, 1968. – 152 с.

36. Гольберт, А.В. О возрастной миграции неокомских свит Западной Сибири / Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Климова И.Г. // Материалы по региональной геологии Сибири. – Новосибирск: изд. СНИИГиМС. – 1971. – С. 4–9.

37. Гончаров, И.В. Молекулярные параметры катагенеза органического вещества пород баженовской свиты Томской области / Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Носова С.В. // Геология нефти и газа. – 2004. – No 5. – С. 53–60.

38. Гончаров, И.В. Катагенез органического вещества пород баженовской свиты юго–востока Западной Сибири (Томская область) / Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеева С.В. // Нефтяное хозяйство. – 2013. – No 10. – С. 32–37.

39. Гончаров, И.В. Типы и катагенез органического вещества баженовской свиты и ее возрастных аналогов / Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеева С.В., Веклич М.А., Кашапов Р.С., Трушков П.В., Бахтина Е.С. // Нефтяное хозяйство. – 2016. – No 10. – С. 20 – 25

40. Гуляева, Л.А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого / Гуляева Л.А. // Докл. АН СССР. – 1953. – Т. XCII, No 5. – С. 1019–1022.

41. Гурари, Ф.Г. Формирование залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири / Гурари Ф.Г., Гурари И.Ф. // Геология нефти и газа. – 1974. – No 5. – С. 36–40.

42. Гурари, Ф.Г. Возможные типы коллекторов, связанные с доманикитами / Гурари Ф.Г. // Геология и геофизика. – 1981. – No 12. – С. 3–8.

43. Гурари, Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь–Иртышского междуречья/ Гурари Ф.Г. // Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 174 с.

44. Гурари, Ф.Г. Палеогеография баженовской свиты по распространению в ней урана / Гурари Ф.Г., Матвиенко Н.И. // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск: 1980, Вып. 275. – С. 81– 91.

45. Гурари, Ф.Г. Тектоника мезозойско–кайнозойского осадочного чехла Западно–Сибирской плиты / Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. и др. // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск: 1971, Вып. 100. – 148 с.

46. Гурари, Ф.Г. Глинистые битуминозные толщи – новый тип коллекторов нефти и газа / Гурари Ф.Г. // Коллекторы нефти и газа и флюидоупоры. – Новосибирск: наука, 1983. – 159 с.

47. Гурова, Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно–Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью/ Гурова Т.И., Казаринов В.П. // М.: Гостоптехиздат, 1962. – 350 с.

48. Добрынин, В.М. Модель и основные параметры пластового резервуара баженовской свиты Салымского месторождения нефти / Добрынин В.М., Мартынов В.Г. // Тр. ИГИРГИ, М., – 1980. – С. 26–27.

49. Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. – Сборник научных трудов. Под ред. Ф.Г. Гурари – Новосибирск: Изд–во СНИИГГиМС. – 1982. – 138 с.

50. Дорофеева, Т.В. Литогенетические особенности пород коллекторов баженовской свиты Западной Сибири / Дорофеева Т.В., Блинкова Е.Ю. // Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири / Т.В. Дорофеева, С.Г. Краснов, Б.А. Лебедев и др. – Л.: Недра. – 1983. – 131 с.

51. Дубинин, А.В. Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидах железа в океане / Дубинин А.В., Волков И.И. // Геохимия. – 1986. No 8. – С. 1089–1100.

52. Заграновская, Д.Е. Прогнозирование залежей нефти в баженовском горизонте по данным комплексирования геолого–геофизических исследований в Красноленинской и Фроловской нефтегазоносных областях Западной Сибири / Заграновская Д.Е. // Автореферат на соискание….к.г–м.н. 25.00.12 – Москва, 2019. – 23 с.

53. Замирайлова, А.Г. Уголь–сапропелит в баженовской свите Западно–Сибирской плиты / Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Фомин А.Н. // Геология и геофизика. – 2000 Т. 41, № 9. – С. 1341–1344.

54. Занин, Ю.Н. О двух вещественно–генетических типах черных сланцев баженовской свиты / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю. // Доклады РАН. – 1999. – Т. 368. – No 1. – С. 91–94

55. Занин, Ю.Н. Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно–Сибирского осадочного бассейна / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. // Литосфера. – 2005. – No 4. – С. 118–135

56. Занин, Ю.Н. Никель, молибден, кобальт в черных сланцах баженовской свиты Западно–Сибирского морского бассейна / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. // Геохимия. – 2017. – No 2. – С. 161–170.

57. Занин, Ю.Н. Роль верхнеюрского–нижнемелового выветривания Урала в формировании отложений георгиевского и баженовского горизонтов Западно–Сибирской плиты / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. // Вестник ТГУ. Сер. Науки о Земле (геология, география, метеорология, геодезия). Приложение: Мат. науч. конф., симп., школ, проводимых в ТГУ. – 2003. – Т. II, No 3. – С. 257–259.

58. Занин, Ю.Н. Уран, торий и калий в черных сланцах баженовской свиты Западно–Сибирского морского бассейна / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.// Литология и полезные ископаемые. – 2016а. – No 1. – С. 82–94

59. Занин, Ю.Н. Халькофильные элементы в черных сланцах баженовской свиты Западно–Сибирского морского бассейна / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.// Геология и геофизика. – 2016б. – Т. 57. – No 4. – С. 771–781

60. Занин, Ю.Н. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно–Сибирского осадочного бассейна / Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. // Литосфера, – 2011. No 6. – С. 38–54.

61. Зарипов, О.Г. Закономерности размещения коллекторов в глинистых отложениях баженовской свиты и ее возрастных аналогов в Западной Сибири / Зарипов О.Г., Нестеров И.И. // Советская геология. – 1977. – No 3. – С. 19–25.

62. Зарипов, О.Г. Природа коллектора и перспективы нефтегазоносности пород баженовской свиты / Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н. // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1976. – No 110. – С. 68–71.

63. Зарипов, О.Г. Новый тип разреза баженовской свиты и перспективы увеличения извлекаемых запасов на территории деятельности ОАО «Сургутнефтегаз» / Зарипов О. Г., Сонич В. П. // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО – Югры: материалы IV науч.– практ. конф. – Ханты–Мансийск, 2001. – С. 143−153.

64. Захаров, В.А. Условия формирования волжско–берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии / Захаров В.А. // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. – С. 552–568.

65. Захаров, В.А. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты Западной Сибири / Захаров В.А., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, No 3. – С. 402–405.

66. Захаров, В.А. Баженовское (волжско–берриасское) море Западной Сибири / Захаров В.А., Сакс В.Н. // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. вып. 528. М.: Наука, 1983. – С. 5–32.

67. Зимин, Ю.Г. Основные черты гидрогеологии и геотермии осадочного чехла / Зимин Ю.Г., Конторович А.Э., Фотиади Э.Э. // в кн. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно–Сибирской низменности. – Труды СНИИГИМС. – 1972. – вып. 131. Под ред. А.А. Трофимука, Э.Э. Фотиади, Ф.Г. Гурари. – М.: Недра. – с. 67–81.

68. Зубков, М.Ю. Анализ распределения K, U, Th и B в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов / Зубков М.Ю. // Геохимия. – 2001а. – No 1. – С. 51–70.

69. Зубков, М.Ю. Закономерности распределения урана в черносланцевых толщах и битуминозных отложениях баженовской свиты / Зубков М.Ю. // Горные ведомости. – 2015. – Т. 131, No 4. – С. 28–46.

70. Зубков, М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) / Зубков, М.Ю. // Горные ведомости. – 2016. – No 3–4.– С. 46–68.

71. Зубков, М.Ю. Состав, строение и условия образования пород баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинискогo свода (Западная Сибирь) / Зубков М.Ю. // Литология и полезные ископаемые. – 2001б. – No 1. – С. 37–48.

72. Зубков, М.Ю. Геохимия пород баженовской свиты / Зубков М.Ю., Доронина Н.А. // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Сборник научных трудов СНИИГиМС. – 1982. – С. 68–76.

73. Зубков, М.Ю. Вещественный состав и условия образования пород баженовской свиты Салымского месторождения / Зубков М.Ю., Мормышев В.В. // Литология и полезные ископаемые. – 1987. – No 2. – С. 73–80.

74. Зубков, М.Ю. Методы оценки перспектив нефтегазоносности баженовской и абалакской свит Западной Сибири / Зубков М.Ю., Скрылев С.А., Бондаренко П.М. и др. // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: – 1999. – С. 206–222.

75. Казаринов, В.П. Формации мезозоя и кайнозоя Западно–Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа / Казаринов В.П. // Советская геология. – 1958. – No 12. – С. 57–68.

76. Казаринов, В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибнри. – Изд–во М., Гостоптехиздат. – 1958. – 324 с.

77. Калмыков, А.Г. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения / Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С., Фомина М.М., Мануилова Е.А., Шереметьева Е.В., Третьякова И.О., Пронина Н.В., Шишков В.А., Балушкина Н.С., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Калмыков Г.А. // Георесурсы. – 2019. – № 2. – Т. 21. – С. 159-171.

78. Калмыков, А.Г. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения / Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С., Фомина М.М., Мануилова Е.А., Шереметьева Е.В., Третьякова И.О., Пронина Н.В., Шишков В.А., Балушкина Н.С., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Калмыков Г.А. // Георесурсы. – 2019. – № 2. – Т. 21. – С. 159-171.

79. Калмыков, Г.А. Об особенности распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири / Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Алешин А.П., Глебочева Н.К. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2009 – No 1 – С.38–46.

80. Калмыков, Г.А. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала/ Калмыков Г.А., Балушкина Н.С.// М. : ГЕОС – 2017. – 247 с.

81. Калмыков, Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности / Калмыков Г.А. // Автореферат дисс. … док. г–м. н.: 25.00.12 – Москва. – 2016. 26.08.2016 – 50 с.

82. Канипова, З.А. Изотопно–геохимические особенности пирита из нефте–носных пород Аязовского месторождения (Башкирское Приуралье) / Канипова З.А., Мичурин С.В., Горожанин В.М. и др. // Институт геологии Уфимского научного центра РАН. Геологический сборник. Информационные материалы. – 2014. – No 11. – С. 169–175.

83. Карогодин, Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность / Карогодин Ю.Н./ М., Недра, 1974. – 196 с.

84. Клубова, Т.Т. Глинистые коллекторы нефти и газа / Клубова Т.Т. // М.: Изд–во

«Недра», 1988. – 155 с.

85. Козлова, Г.Э. Распространение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири / Козлова Г.Э. // М.: Наука, 1983. – С. 47–55.

86. Колганова, М.М. Некоторые черты геохимии ванадия и никеля в осадочных породах и нефтях // Колганова М.М., Конторович А.Э. / Геология нефтегазоносных районов Западно–Сибирской низменности. – Труды СНИИГГиМС.– Новосибирск: 1966. – Вып. 47. – С. 184–197.

87. Конторович, А.Э./ Геохимия верхнеюрских отложений Западно–Сибирской плиты // Литология и полезные ископаемые. – 1967, № 3. – С. 90–102.

88. Конторович А.Э., Закономерности накопления органического вещества в древних осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири) / Конторович А.Э., Полякова И.Д., Фомичев А.С.// Литология и полезные ископаемые. – 1971, № 6. – С. 16–27.

89. Конторович, А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности / Конторович А.Э. // Труды СНИИГиМС. – вып. 229. – М.: Недра – 1976. – 249 с.

90. Конторович, А.Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно–Сибирской плиты / Конторович А.Э. // Литология и полез. ископаемые. – 1967. – № 3. – С. 90–102.

91. Конторович А.Э. Палеогеография Западно–Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / Конторович А. Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 54, № 5–6. – С. 745– 776.

92. Конторович, А.Э. Химический состав осадочных пород Западно–Сибирской плиты / Конторович А.Э. // Доклады АН СССР. – 1965. – Т. 163, №4. – С. 984–987

93. Конторович, А.Э. Фациально–стратиграфическое районирование баженовского, георгиевского и васюганского горизонтов в Западно– Сибирском осадочном бассейне / Конторович А.Э., Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Казаненков В.А., Калинина Л.М., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Ян П.А. // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Седьмое Всероссийское совещание (г. Москва, 18–22 сентября 2017г.): Научные материалы. – 2017. – С. 98–101.

94. Конторович, А.Э., Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно–Сибирской низменности / Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Мельникова В.М., Стасова О.Ф., Фомичев А.С. // М.:

Недра, 1971. – 251 с.

95. Конторович, А.Э. Баженовская свита – главный источник ресурсов нетрадиционной нефти в России / Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Казаненков В.А., и др. // Электронный журнал «Георесурсы, геоэнергетика, геополитика». – 2014. – Т. 10, No 2. – С. 1–8.

96. Конторович, А.Э. Маргинальный фильтр волжско–раннеберриасского Западно–Сибирского морского бассейна и его влияние на распределение осадков / Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Борисов Е.В., Ершов С.В., Костырева Е.А., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Пономарева Е.В., Фомин М.А., Ян П.А. // Литология и полезные ископаемые. – 2019. – No 3. – С. 199–210.

97. Конторович, А.Э. Палеогеография Западно–Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – No 5–6. – С. 745–776.

98. Конторович А.Э. Твердые битумы баженовской свиты Западно–Сибирской плиты и главные особенности их геохимии / Конторович А.Э., Занин Ю.Н., Меленевский В.Н., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н., Давыдов Д.Ю. // Геология и геофизика. – 1999. – No 8. – С. 888–896.

99. Конторович, А.Э. Палеогеография Западно–Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, No 8. – С. 972 – 1012.

100. Конторович, А.Э. Геохимия битумоидов баженовской свиты / Конторович А.Э., Костырева Е.А., Родякин С.В., Сотнич И.С., Ян П.А. // Геология нефти и газа. – 2018. – No 2. С. 79–88.

101. Конторович, А.Э. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (Западная Сибирь) / Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. и др. // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, No 11. – С 1477–1491.

102. Конторович, А.Э. Фенантрены, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно–Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии / Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Иванова Е.Н., Фомин А.Н. // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, No 7. – С. 873.

103. Конторович, А.Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / Конторович А.Э.,

Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. // М.: Недра, 1975. – 680 с.

104. Конторович, А.Э. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно–Сибирской низменности)/ Конторович А.Э., Парпарова Г.М., Трушков П.А. // Геология и геофизика. – 1967. No 2. – С. 16–29.

105. Конторович, А.Э. Углеводороды–биомаркеры в нефтях Среднего Приобья (Западная Сибирь) / Конторович А.Э., Петерс К.Е., Молдован Дж.М., Андрусевич В.Е., Демейсон Д.Дж., Стасова О.Ф., Хьюзинге Б.Дж. // Геология и геофизика. – 1991. – No 10. – С. 3—34.

106. Конторович, А.Э. Распределение органического вещества в породах баженовского горизонта (Западная Сибирь) / Конторович А.Э., Пономарева Е.В., Бурштейн Л.М., Глинских В.Н., Ким Н.С., Костырева Е.А., Павлова М.А., Родченко А.П., Ян П.А. // Геология и геофизика. – 2018а. – Т. 59, No 3. – С. 357–371.

107. Конторович, А.Э., Пористость и нефтенасыщенность пород баженовской свиты / Конторович А.Э., Родякин С.В., Бурштейн Л.М., Костырева Е.А., Рыжкова С.В., Ян П.А. // Геология нефти и газа. – 2018б. – № 5. – С. 61–73.

108. Конторович, А.Э. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Западно–Сибирский бассейн / Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. // Новосибирск, – 1994. – Вып. 2. – 201 с.

109. Конторович, А.Э. Условия формирования залежей нефти и газа. Условия накопления и преобразования органического вещества в осадочных толщах / Конторович А.Э., Трушков П.А., Фомичев А.С. // Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно–Сибирской низменности. Труды СНИИГГиМС; Вып. 131. – М.: Недра, 1972. – С. 201–226.

110. Конторович, А.Э. Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно–Сибирского мегабассейна / Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В. // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, No 11. – С. 1191–1200.

111. Конторович, А.Э. Классификация пород баженовской свиты / Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, No 11. – С. 2034–2043.

112. Конторович, А.Э. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно–Сибирской низменности / Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Зимин Ю.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф.,

Луговцов А.Д., Мельникова В.М., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Фомичев А.С. // Л., Недра. – 1967. – Тр. СНИИГГиМС. – сер. Нефтяная геология. – вып. 50. – 223 с.

113. Конторович, В.А. Тектоническое строение и история развития Западно–Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое / Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, No 11–12. – С. 1832–1845.

114. Конторович, В.А. Нефтегазоносность морских отложений верхней юры на юго–востоке Западной Сибири / Конторович В.А., Моисеев С.А., Иванов И.А, Рыжкова С.В. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 2000. – No 1. – С. 8–18.

115. Конышева, Р.А О природе емкости в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири / Конышева Р.А, Сахибгареев Р.С. // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 228, No 5. – С. 1197–1199.

116. Конюхов, А.И. Нефтематеринские отложения на мезозойских и кайнозойских окраинах материков. Сообщение 1. Нефтематеринские отложения на окраинах материков в триас–юрское и неоком–аптское время / Конюхов А.И. // Литология и полезные ископаемые. – 2012. – No 5. – С. 451–470.

117. Корж, М.В. Особенности литогенеза аргиллитов баженовской свиты и возможный механизм образования в них залежей нефти / М.В. Корж, С.И. Филина // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. – М.: ИГиРГИ, 1980. – С. 6–17.

118. Коробов, А.Д. Водорослевый аутигенный доломит баженовской свиты – индикатор обстановки интенсивной генерации углеводородов / Коробов А.Д., Коробова Л.А. // В книге: Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра Материалы 12 Уральского литологического совещания. – 2018. – С. 139–141.

119. Коробов, А.Д. Аутигенный доломит высокобитуминозных баженовских отложений – показатель завершающей стадии генерации углеводородов / Коробов А.Д., Коробова Л.А., Морозов В.П., Заграновская Д.Е., Захарова О.А. // Нефтяное хозяйство. – 2017. – No 4. – С. 41–43.

120. Коробова, Н.И. Основные типы разрезов нефтеносной баженовской свиты на северо–востоке Сургутского свода / Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А., Петракова Н.Н., Юрченко А.Ю., Шарафутдинов В.Ф., Корост С.Р., Калабин В.В. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2015. – No 5. – С. 54–61.

121. Коровина, Т.А. Особенности вещественного состава пород баженовской свиты на Ай–Пимской площади/ Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Федорцов И.В.// Нефтяное хозяйство. – 2001 – № 6. – С. 18–22.

122. Коровина, Т.А. Закономерности формирования и распространения коллекторов в битуминозных отложениях баженовской свиты для оценки перспектив нефтегазоносности западного склона Сургутского свода / Коровина Т.А. // Автореф. дис…. канд. геол.–минерал. наук. – СПб.: ВНИГРИ, 2004. – 27 с.

123. Коченов, А.В. Об условиях осаждения урана из водных растворов по экспериментальным данным / Коченов А.В., Королев К.Г., Дубинчук В.Т., Медведев Ю.Л. // Геохимия. – 1977. – № 11. –С. 1711–1716.

124. Крупенин, М.Т. Элементы–примеси в пиритах Саткинского рудного поля / Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. // Тр. ИГГ УрО РАН, Ежегодник–2012, 2013. – 2013. – вып. 160. – С. 213—223.

125. Крылов, Н.А. Особенности размещения залежей нефти баженовской свиты в районах Среднего Приобья / Крылов Н.А., Корнев Б.В., Козлова М.П. // Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. – М., ИГиРГИ, 1978. – С.44–54.

126. Лебедев, Б.А. Вещественный состав и природа емкости глинисто–сапропелево–кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири / Лебедев Б.А., Дорофеева Т.В., Краснов С.Г. и др. // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – No 2. – С. 90–101.

127. Лисицын, А.П. Маргинальный фильтр океанов / Лисицын А.П. // Океанология. – 1994. – Т. 34, No 25. – С. 735–743.

128. Лисицын, А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью / Лисицын А.П. // Геохимия кремнезема. – М.: Наука, 1966. – С. 321–370.

129. Литвин, В.Т. Особенности строения и интенсификации притоков нефти в сложных коллекторах баженовской свиты Пальяновского месторождения / Литвин В.Т., Стрижнев К.В., Рощин П.В. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2015. – Т. 10, No 3. – С. 12.

130. Логвиненко, Н. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. // Л.: Недра, 1987. – 237 с.

131. Лопатин, Н.В. Пиролиз в нефтегазовой геохимии / Лопатин Н.В., Емец Т.П. – М.: Наука, 1987, 144 с.

132. Макарова О.М., Коробова Н.И., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Белохин В.С., Козлова Е.В., Косоруков В.Л., Мануилова Е.А. Основные типы пород

баженовской свиты на Сургутском своде и сопредельных территориях// Георесурсы. – 2017. – с. 155–164.

133. Маринов, В.А. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела центральной части Западной Сибири / Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С. // Новости палеонтологии и стратиграфии. – 2009. – Вып. 12. – Т. 50. – С. 119–142.

134. Маслов, А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных / Маслов А.В. // Учеб. пособие по разделам дисциплин "Литология" и "Лаборатор. методы изучения полез. ископаемых" для студентов спец. 080100 – "Геол. съемка, поиски и разведка месторождений полез. ископаемых" / Федер. агентство по образованию ГОУ ВПО "Ур. гос. горн. ун–т", Ин–т геологии и геохимии УрО РАН. – Екатеринбург, 2005. – 289 с.

135. Маслов, А.В. Особенности химического состава РЗЭ–Th–Sc– систематика тонкозернистых пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Маслов А.В., Алексеев В.П. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2007. – No 2. – С. 21–29.

136. Махнач, А.А. Катагенез и подземные воды / Махнач А.А. // – Минск: Наука и техника, 1989. – 335 с.

137. Меленевский, В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии / Меленевский В.Н. // Новосибирск. – СНИИГГИМС. – 1991. – 48с.

138. Мормышев, В.В. Схема строения и обоснование режима разработки пласта $Ю_0$ Салымского месторождения / Мормышев В.В., Завьялец А.Н. // Особенности подсчета запасов нефти в баженовских отложениях Западной Сибири. Тюмень:СибНИИНП. – 1985. – С. 110–123.

139. Мухер, А.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности нижнемеловых и верхнеюрских отложений Западных районов Западной Сибири / Мухер А. Г., Кулагина С. Ф., Горячев А. В., Пахомова Е. А., Гладышев А. А. // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2017. – № 5. – С. 25–34.

140. Мухер, А.Г. Районирование баженовского горизонта по типам разреза в пределах красноленинискo–фроловской зоны (Западная Сибирь) / Мухер А.Г., Кулагина С.Ф., Пахомова Е.А. // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск. – 2013. – С. 297–301.

141. Наливкин, Д.В. Учение о фациях. Т. II. / Наливкин Д.В. // М–Л: АН СССР, 1956. – 391 с.

142. Неелов, А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород / Неелов А.Н. // Л., Наука, 1980. – 100 с.

143. Нежданов, А.А. Зоны аномальных разрезов баженовского горизонта Западной Сибири / Нежданов А.А. // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. – Тюмень, 1985. – С. 27–34.

144. Немова, В.Д. Особенности постседиментационных преобразований радиоляритов баженовской свиты / Немова В.Д. // Материалы 8–го Всероссийского литологического совещания. – Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. – 2015. – Том I. – С. 247–249.

145. Немова, В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины / Немова В.Д. // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. – 2012. – Т.7. – No 2. – С. 1– 14.

146. Немова В.Д. Методические особенности комплексных литолого–петрофизических исследований отложений баженовской свиты / Немова В. Д., Асташкин Д. А., Гаврилов С. С. // Геология нефти и газа. – 2013а. – No 2. – С. 38–45.

147. Немова В.Д. Эффективные подходы к изучению и прогнозу нефтеносности отложений баженовской свиты/ Немова В.Д., Атяшева Е.П., Панченко И.В., Бедретдинов Р.Ю.// Геология нефти и газа. – 2014. – № 6. – С. 36–48.

148. Немова, В.Д. Литолого–геохимические исследования отложений баженовской свиты в свете проблематики ее разработки / Немова В.Д., Дахнова М.В., Гаврилов С.С. // Тезисы конференции «Тюмень–2013». – Тюмень. – 2013б.

149. Немова, В.Д. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто–кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широтного Приобья / Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. // Разведка и охрана недр. – 2011. – No 12. – С. 31–35.

150. Немова В.Д. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине / Немова В.Д., Панченко И.В. // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. – 2017. – Т. 12, No 4. – С. 1–16.

151. Немова, В.Д. Обзор результатов разработки баженовской свиты в связи с ее геологическим строением и пластовыми условиями (на примере Средне–Назымского и Салымского месторождений) / Немова В.Д., Панченко И.В., Ильин В.С., Смирнова М.Е. / // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2017. – No 1. – С. 38–45

152. Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли / Неручев С. Г. // – Л. : Недра :, 1982. – 208 с.

153. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли / Неручев С.Г. // Спб.: ВНИГРИ, 2007. – 328 с.

154. Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа / Нестеров И.И. // Геология нефти и газа, 1979, No 10, С. 26–29.

155. Нестеров, И.И. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности отложений основных резервуаров неокома северных районов Западно–Сибирской равнины / Нестеров И.И., Бородкин В.Н. // Труды ЗапСибНИГНИ. – 1983. – No 183. – С. 15–29

156. Нестеров, И.И. Баженовская свита Среднего Приобья / Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. // Сов. Геология. – 1986. – No 2. – С. 32–39.

157. Нестеров, И.И. Аномальные разрезы баженовской и мегионской свит западной Сибири / Нестеров И.И., Нежданов И.И., Ушатинский И.Н. // Геология нефти и газа. – 1986. – No 4. – С. 23–28.

158. Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири / Нестеров И.И., Ушатинский И.Н., Малыхин А.Я. и др. – Мин–во геологии РСФСР; ЗапСибНИГНИ. – М.: Недра, – 1987. – 256 с.

159. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Западно–Сибирский бассейн / Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. – Изд–во «Февраль», Новосибирск. – 1994. – 201 с.

160. Николаева, И.В. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс–спектрометрии с индуктивно–связанной плазмой (ИПС–МС) / Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1085–1091.

161. Николаева, И.В. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс–спектрометрии с индуктивно–связанной плазмой после сплавления с LiBO2 / Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. // Аналитика и контроль. – 2012. – Т. 16. – № 2. – С. 134–142

162. Новиков, Р.Г. Перспективы открытия крупных залежей нефти в трещиноватых аргиллитах баженовской свиты / Новиков Р.Г., Салманов Ф.К., Тян А.В. // Нефть и газ Тюмени. – 1970. – вып. 7. – с. 1–3.

163. Павлова, М.А. Интерпретация данных электрометрии на интервале баженовской свиты / Павлова М.А., Сухорукова К.В., Глинских В.Н. // Интерэкспо ГЕО–Сибирь–2013. IX Междунар. науч. конгр. (Новосибирск, 15–26 апреля 2013 г.): Междунар.

науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология": Сб. материалов в 3 т.. – 2013. – Т. 2. – С. 132–136.

164. Павлова, М.А. Интерпретация материалов геофизических исследований скважин Широтного Приобья из интервалов баженовской свиты: строение разрезов, литотипы и их физические параметры / Павлова М.А., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. и др. // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 100–летию со дня рождения Л.Б. Рухина. (Санкт–Петербург. 25–29 сентября). СПбГУ.– 2012. – Том II. – С. 138–140.

165. Павлова, М.А. Модель баженовской свиты на примере данных участка Салымского месторождения / Павлова М.А., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Камкина А.Д., Глинских В.Н. // Геология нефти и газа. – 2015. – № 3. – С. 57–62

166. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно– Сибирской плиты /Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С.// Изд–во М.: Недра. – 1978. – 87 с.

167. Палеолан.дшафты Западной Сибири в юре, мелv и палеогене/ Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. // Изд–во «Наука» – 1968. – 151 с.

168. Палеогеография севера СССР в юрском периоде /Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др.// Новосибирск: Наука, 1983. – 191 с.

169. Панченко, И.В. Обоснование границ абалакско–баженовского комплекса на основании исследований новых керновых данных / Панченко, И.В. // Геомодель–2015. (Геленджик. 7–10 сентября). – 2015. – С. 99–115.

170. Панченко, И.В. Комплексы палеобиоты в абалакско–баженовских отложениях центральной части Западной Сибири / Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., и др.// Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2015а. – No 2. – С. 1–29.

171. Панченко, И.В. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) / Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. // Материалы VIII Всероссийского литологического совещания. 2015б. С. 258–260.

172. Панченко, И.В. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого–палеонтологического изучения керна и ГИС / Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. // Геология нефти и газа. – 2016. – No 6. – С. 22–34.

173. Парпарова, Г.М. Метаморфизм органического вещества мезо–кайнозойских

отложений Сургутского района Западно–Сибирской низменности / Парпарова Г.М. // Геология и геофизика. 1966. – No 7.пар

174. Перельман, А.И. Геохимия ландшафта. / Перельман А.И. // М.: Географгиз, 1961. – 392 с.

175. Перельман, А.И. Геохимия / Перельман А.И. // М., Высшая школа. 1989. – 528 с.

176. Перозио, Г.Н. Протодоломиты Сибири и их генезис / Перозио Г.Н., Мандрикова Н.Т. // Доклады АНН СССР. – 1971. – Т. 199. – No 4. – С. 913–914.

177. Плуман, И.И. Распространение урана, тория и калия в отложениях Западно–Сибирской плиты/ Плуман И.И. // Геохимия. – 1975. – No 5. – С. 756–766.

178. Плуман, И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно–Сибирской плиты, как критерий геохимических условий осадконакопления / Плуман И.И. // Геохимия. – 1971. – No 9. – С. 1138–1143.

179. Полякова, И.Д. Литолого–геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты / Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозио Г.Н и др. // Геология и геофизика. – 2002. – No 3. – С. 240–251.

180. Пономарева, Е.В., Органический углерод в породах баженовского горизонта Западно–Сибирского мегабассейна / Пономарева Е.В., Бурштейн Л.М., Конторович А.Э., Костырева Е.А. // Доклады РАН. – 2018. – Т. 481. – № 2. – С. 189–192.

181. Предтеченская, Е.А. Геохимические особенности и факторы модели баженовской свиты в центральных и юго–восточных районах Западно–Сибирской плиты / Предтеченская Е.А, Малюшко Л.Д. // Известия вузов. Геология и разведка. – 2016. – No 4. – С. 23–36.

182. Предтеченская, Е.А. Красноленинский и Каймысовский нефтегазоносные районы – уникальные объекты проявления гидротермальных процессов в юрских отложениях Западно–Сибирской плиты / Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. // В книге: Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра Материалы 12 Уральского литологического совещания. 2018. – С. 269–272.

183. Предтеченская, Е.А. Минералогические и геохимические аномалии как индикаторы флюидодинамических процессов в юрских нефтегазоносных отложениях Западно–Сибирской плиты / Предтеченская Е.А., Злобина О.Н., Бурлева О.В. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2015. – No 1. – С. 11–24.

184. Предтеченская, Е.А. О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго– восточных районов Западно–Сибирской плиты / Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г., Сапьяник В.В., Перозио Г.Н., Малюшко Л.Д. // Литосфера. – 2006.

– No 4. – С. 131–148.

185. Предтеченская, Е.А. Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне– среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений / Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. // Литосфера. – 2009. – No 6. – С. 54–65.

186. Прозорович, Г.Э. Новые данные о трещиноватых коллекторах баженовской свиты / Прозорович Г.Э., Соколовский А.П., Малых А.Г. // Нефть и газ Тюмени. – 1973. – No 18. – С. 7–9.

187. Региональная стратиграфическая схема берриас–аптских отложений Западной Сибири. Утверждена на расширенном заседании Бюро МСК России 8 апреля 2005 г // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – С.–Пб., 2006. – Вып. 36. – 64 с. (Тр. ВСЕГЕИ).

188. Решение 6–ого межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003г. // СНИИГГиМС, ИГНГ СО РАН, Новосибирск, 2004.

189. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно–Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.) Тюмень. – 1991. – 54 с.

190. Рихванов, Л.П. Минералого–геохимические особенности баженовской свиты Западной Сибири по данным ядерно–физических и электронно–микроскопических методов исследований / Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Ильенок С.С., Ежова А.В. // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2015. – Т. 326. – No 1. – С. 50–63.

191. Розен, О.М. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ / Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. // Геохимия. – 2000. – No 4. – С. 431–444.

192. Розен, О.М. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам / Розен О.М., Нистратов Ю.А. // Советская геология. – 1984. Т. 3 – С. 76–83.

193. Рослякова, А.С. Строение порового пространства коллекторских интервалов баженовской свиты Приобского месторождения Западной Сибири / Калмыков А.Г.,

Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Макарова О.М., Козлова Е.В. // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. – 2019. – № 2. – С. 39–45.

194. Ростовцев Н.Н. Тектоническая схема Западно–Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско–кайнозойских отложений с элементами палеотектоники. / Ростовцев Н.Н. // Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 12 с.

195. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно–Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности / Рудкевич М.Я. // М.: Недра, 1969. – 278 с.

196. Рухин Л.Б. Основы литологии / Рухин Л.Б. // Л., Гостоптехиздат, 1961. – 781 с.

197. Рыжкова С.В. Фациально–стратиграфическое районирование келловей–кимериджских отложений Западно–Сибирского осадочного бассейна / Рыжкова С.В., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Никитенко Б.Н., Шурыгин Б.Н., Борисов Е.В., Калинина Л.М., Нехаев А.Ю., Пономарева Е.В., Фомин М.А., Ян П.А. // Геология и геофизика. – Т. 61, № 3. – С. 409–421.

198. Савельева, О.Л. Фрамбоиды пирита в углеродистых породах смагинской ассоциации п–ова Камчатский Мыс / Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М. // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2013. – Т. 22, No 2. – С. 144–151.

199. Сараев, С.В. Петрохимический метод в изучении минерального состава пород баженовской свиты Западной Сибири / Сараев С.В. // Геология и геофизика. – 1987. – No 10. – С. 33–38.

200. Сидоренко, О.В. Некоторые закономерности формирования и коллекторские свойства глинистых пород баженовской свиты Западной Сибири / О.В. Сидоренко. М.С. Зонн, М.В. Корж // М.: ИГиРГИ, 1986. – С. 27–41.

201. Смыслов, А.А. Уран и торий в земной коре / Смыслов А.А. // Л.: Недра, 1974. – 231 с.

202. Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3/4. Львов: Изд–во Львовск. ун–та, 1956. С. 7–26.

203. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза / Страхов Н.М. / М.: Изд–во АН СССР. – 1960. – Т. II. – 574 с.

204. Страхов, Н.М. Об эксгаляциях на срединно–океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках / Страхов Н.М. // Литология и пол. ископаемые. – 1974 – No 3. – С. 20–38.

205. Страхов, Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза / Страхов Н.М. // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука. – 1976. – Вып. 292. – 300 с.

206. Страхов Н.М. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного

типа / Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. // М.: АН СССР. – 1959. – Труды ГИН. – вып. 23. – 223 с.

207. Страхов Н.М. Распределение аутигенпо–минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии / Страхов Н.М., Залманзон Э.С .// Изв. Акад. наук СССР, – сер. геол. – 1955. – № 1.

208. Стрекопытов, С.В. Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана / С. В. Стрекопытов, А. В. Дубинин, И. И. Волков // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – No 2. – С. 133–145.

209. Стрекопытов, С.В. Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях транстихоокеанского профиля / Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. // Геохимия. – 1995. – No 7. – С. 985—997.

210. Сурков, В.С. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно–Сибирской плиты / Сурков В.С., Жеро О.Г. // Москва: Недра, 1981. – 143 с.

211. Таруц, Г.М. Строение нефтегазоносных отложений баженовской свиты Западно–Сибирской плиты в связи с особенностями тектоники верхнеюрского бассейна осадконакопления (на примере Салымского района) / Таруц Г.М., Гайдебурова Е.А. // Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: ИГиГ СОАН СССР, 1978. – С. 80–98.

212. Тектоническая карта юрского структурного яруса Западно–Сибирской нефтегазоносной провинции / под ред. А. Э. Конторовича //ИНГГ СО РАН, 2001.

213. Тектоническая схема мезозойско–кайнозойского платформенного чехла Западно–Сибирской плиты м–ба 1–2500000 / под ред. Н.Н. Ростовцева // Тюмень.: ЗапСибНИГНИ, 1968.

214. Теодорович Г.И. К вопросу об изучении нефтепроизводящих формаций (материнских пород) / Теодорович Г.И. // Бюлл. МОИП. – 1954. – Т. 29. No 3 С. 59–66.

215. Тесленко, Ю.В. Климат Западной Сибири в Юрском периоде. Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири / Тесленко Ю.В.// Труды ИГиГ. – 1962. – вып. 20. – СО АН СССР. – 81–94.

216. Трофимук, А.А. Баженовская свита – уникальный природный резервуар нефти / Трофимук А.А., Карагодин Ю.Н. // Геология нефти и газа. – 1984. – No 4. – С. 29–33.

217. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты/ Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н., Москвин В.И., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А., Рудницкая Д.И., Стасова О.Ф., Фролов В.Х., Фролова Л.А. (под

ред. Гурари Ф.Г.) // М.: Недра, 1988. – 199 с.

218. Успенский В.А. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества/Успенский В.А., Инденбом Ф.Б., Чернышова А.С., Сенникова В.Н. //Вопросы образования нефти. Л., Гостоптехиздат, (Тр. ВНИГРИ, вып. 128). – 1958, с. 221—314.

219. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско– неокомских битуминозных отложений Западной Сибири / Ушатинский И.Н. // Советская геология. – 1981. – No 2. – С. 11–12.

220. Ушатинский И.Н. Основные литотипы и петрофизические свойства пород баженовской свиты / Ушатинский И.Н. / Петрофизическое обеспечение подсчета запасов нефти и газа, под ред. Малыхина А.Я // Тюмень, 1989. – С. 43–51.

221. Ушатинский И.Н. Природа органического вещества в отложениях баженовской свиты Западной Сибири / Ушатинский И.Н. / Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (седикахиты)// Тезисы докладов. М.: 1979. – С.251–253.

222. Ушатинский, И.Н. Геохимия породообразующих и малых элементов баженовской свиты Среднего Приобья / Ушатинский И.Н., Гаврилова Л.М., Волкова Л.Я. / Геохимия сложнопостроенных месторождений нефти и газа // Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988 – С. 44– 61.

223. Ушатинский, И.Н. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно–Сибирской плиты / Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. // Свердловск: Средне–Уральское издательство, 1978. – 208 с.

224. Ушатинский, И.Н. Особенности литологического строения баженовской свиты (месторождения Большой Салым) / Ушатинский И.Н., Ибрагимова Т.А. // Нефтегазовая геология и геофизика. – 1982. – No 11. – С. 12–13.

225. Ушатинский, И.Н. Типы и состав пород баженовской свиты / Ушатинский И.Н., Харин В.С. / Строение и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. // Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 54–64.

226. Ушатинский, И.Н. Геохимические критерии оценки нефтегазоносности мезозойских отложений Западной Сибири/ Ушатинский И.Н., Харин В.С., Гаврилова Л.М.// В кн. «Геохимические критерии оценки нефтегазоносности мезозойских отложений Западной Сибири». Вып. 157. – Тюмень, 1980. – 48–50 с.

227. Ушатинский, И.Н. Состав и микроэлементы пород баженовской свиты и вмещающих глин / Ушатинский И.Н. / Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири // Новосибирск: ИГиГ СОРАН СССР, 1984. – С.

21–31.

228. Филина, С.И. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири / Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. // М., Наука, 1984. – 36 с.

229. Фомин, А. Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно–Сибирского мегабассейна / Фомин А. Н. / Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с.

230. Фомин, А.Н. Факторы катагенеза органического вещества в юрских отложениях Западно–Сибирского мегабассейна / Фомин А.Н., Беляев С.Ю., Красавчиков В.О., Истомин А.В. // Геология нефти и газа. – 2014. – No 1. – С. 127–133.

231. Фор, Г. Основы изотопной геологии / Фор Г. / М: Мир, 1989. – 590 с.

232. Хабаров, В.В. Геолого–геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири / Хабаров В.В., Барташевич О.В., Нелепченко Д.М. / Обзор ВИЭМС. Геол., методы поиск, и разв. м–ний нефти и газа. М. – 1981. – с. 17–32

233. Хабаров, В.В. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири / Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.Н. и др. // Советская геология. М.: Недра, 1980. – С. 94–105.

234. Харченко, С.И. Связи фильтрационно–емкостных и структурно– вещественных параметров пород пласта $Ю_1$ Восточно–Придорожного месторождения / Харченко С.И. // Вестник недропользователя ХМАО. – 2003. – No 10. – С. 5–8.

235. Холодов, В.Н. Геохимия осадочного процесса / Холодов В.Н. // М.: ГЕОС, 2006. – Вып. 574. – 608 с.

236. Холодов, В.Н. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов / Холодов В.Н., Недумов Р.И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – No 12. – С. 74–82.

237. Хотылев, О.В. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири / Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Вишневская В.С., Коробова Н.И., Калмыков Г.А., Рослякова А.С. // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. – 2019. – № 1. – С. 92–97.

238.Шатров, В.А. Применение лантаноидов для реконструкций обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно–Европейской платформы) / Шатров В.А., Войцеховский Г.В. // Геохимия. – 2009. – No 8. – С. 805—824.

239. Шванов, В.Н. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов /

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. / СПб.: Недра, 1998. – 352 с.

240. Шурыгин, Б.И. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Шурыгин Б.И., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. // Новосибирск: Изд–во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 480 с.

241. Шурыгин, Б.Н. Границы юры и мела на севере Сибири и бореально–тетическая корреляция приграничных толщ / Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – No 4. – С. 830–844.

242. Эдер, В.Г. Пиритизация пород зон перехода чернослацевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири/ Эдер В.Г. // Литология и полезные ископаемые. – 2020. – No 3. – С. 1–15.

243. Эдер, В.Г. Применение кластерного анализа для выделения типов пород баженовской свиты по содержанию основных породообразующих окислов / Эдер В.Г. // Геохимия. – 2002. – No 2. – С. 233–238.

244. Эдер, В.Г. Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиантеклизы и Межовского мегамыса Западно–Сибирского нефтегазоносного бассейна / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А. // Геология нефти и газа. – 2016. – No 6. – С. 87–96

245. Эдер, В.Г. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Ян П.А., Хабаров Е.М. // Литосфера. – 2015а. – No 4. – С. 17–32.

246. Эдер, В.Г. Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. // Геология нефти и газа. – 2015б. – No 6, С. 96–106.

247. Эдер, В.Г. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., и др. // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск. – 2013. – С. 309–312.

248. Эдер, В.Г. Сравнительный анализ условий формирования баженовской свиты северной и южной частей Обь–Иртышского междуречья / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. // Материалы 8–го Всероссийского литологического совещания. – 2015в. – Т. I. – С. 301–305.

249. Эдер, В.Г. Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири / Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко

А.Ю., Балушкина Н.С., Сотнич И.С., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г., Савченко Н.И. // Георесурсы. – 2019а. – Т. 21. – No 2. – С. 129–142.

250. Эдер, В.Г. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. // Георесурсы. – 2019б. – Т. 21. – No 2. – С. 2–10.

251. Эдер В.Г. Закономерности распространения кремнистых пород и "кокколитовой" пачки баженовской свиты / Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Ян П.А. // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – No 3–4. – С. 511–521.

252. Эдер В.Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно–Сибирской плиты / Эдер В.Г., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – No 6. – С. 517–524.

253. Эдер, В.Г. Литолого–геохимические и геофизические особенности приграничных толщ баженовского и куломзинского горизонтов (основание нижнего мела) центральных районов Западной Сибири / Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Костырева Е.А., Павлова М.А., Сотнич И.С., Замирайлова А.Г., Пономарева Е.В. // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – No 7. – с. 943–961.

254. Эдер, В.Г. Карбонатные породы черносланцевой баженовской свиты района Хантейской гемиантеклизы, Западная Сибирь / Эдер В.Г., Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Костырева Е.А., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г. // Интерэкспо ГЕО–Сибирь: XIV Международный научный конгресс (г. Новосибирск, 23–27 апреля 2018 г.): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология» – 2018. – Т. 1. – С. 93–101.

255. Эдер, В.Г. Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь–Иртышского междуречья / Эдер В.Г. // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 46, No 6. – С. 746–754.

256. Эрнст, В. Геохимический анализ фаций. / Эрнст В. // Л., Недра, 1976. – 127 с.

257. Юдович, Я. Э. Минеральные индикаторы литогенеза / Юдович Я. Э., Кетрис М. П. // Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.

258. Юдович, Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза / Юдович, Я.Э. // Литологическая геохимия. М.: Геопринт, 2011. – 740 с.

259. Юдович, Я.Э. Геохимия черных сланцев / Юдович Я.Э., Кетрис М.П. // Л., Наука, 1988. – 210 с.

260. Юдович, Я.Э. Элементы–примеси в черных сланцах / Юдович Я.Э., Кетрис М.П. // Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 303 с.

261. Юргенсон, Г.А. Типоморфизм и рудные формации / Юргенсон Г.А. // Новосибирск, Наука, 2003. – 368 с.

262. Юрченко, А.Ю. Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско–баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири / Юрченко А.Ю. // автореферат дис. кандидата геолого– минералогических наук / Моск. гос. ун–т им. М.В. Ломоносова. Москва, 2017. – 25 с.

263. Юрченко, А.Ю. Строение и генезис известняков на границе абалакской и баженовской свит в центральной части Западно–Сибирского бассейна / Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Блинова В.Н. // Вестник МГУ. Серия Геологическая. Геология. – 2015. – С. 62–68.

264. Юрченко, А.Ю. Природа рассеянного и конкреционного пирита в верхах абалакской свиты Салымского месторождения Западной Сибири / Юрченко А.Ю., Такахата Н., Танака К. и др. // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. – 2016. – No 5. – С. 96–101.

265. Юрченко А.Ю. Морфологическая и литогенетическая типизация карбонатных пород абалакско–баженовского комплекса / Юрченко А.Ю., Потапова А.С. Бумагина В.А., Вилесов А.П., Чертина К.Н., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. , Хотылев О.В. // Вестник МГУ. Серия Геологическая. Геология. – 2019. – № 3. – С. 44–50.

266. Ясович, Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья / Ясович Г.С. // Геолого–геохимические условия формирования зон нефтегазонакопления в мезозойских отложениях западной Сибири, Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1981. – вып. 166. – С. 51–60.

267. Ясович, Г.С. Новые данные по строению баженовской свиты Среднего Приобья в связи с ее нефтегазоносностью / Ясович Г.С., Мясникова Г.П.// В кн.: Геология и минерально–сырьевые ресурсы Западно–Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. – Тюмень, 1979. – С.132–135.

268. Ясович, Г.С. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно–Сибирской равнины / Ясович Г.С., Поплавская М.Д. // в кн.: Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. – Тюмень: тр. ЗапСибНИГНИ. – No 102. – 1975. – С. 28–57.

269. Ясович, Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья / Ясович Г.С. // Геолого–геохимимческие

условия формирования зон нефтегазонакопления в мезозойских отложениях Западной Сибири, Тюмень, ЗапСибНИГНИ. – 1981. – No 166. – С. 51–60.

270. Abbink, O. Late Jurassic to earliest Cretaceous paleoclimatic evolution of the southern North Sea/ Abbink O., Targarova, J., Brinkhus H., Visscher H. / Global and Planetary Change. – V.30. – 2001. – Pp. 231–256.

271. Afanasieva, M. S. Biotic Crises and Stages of Radiolarian Evolution in the Phanerozoic/ Afanasieva M. S., Amon E. O. // Paleontological Journal – 2006. – Suppl. 4, V. 40. – Pp. 453–467.

272. Arthur, M.A. Sea Level Control on Source Rock Development: Perspectives from the Holocene Black Sea, the mid–Cretaceous Western Interior Basin of North America, and the Late Devonian Appalachian Basin/ Arthur, M.A., Sageman B.B./ In: Harris, N.B. and Pradier, B. (eds.), The Deposition of Organic Carbon–rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences // SEPM Special Publication. – 2005 – No 82. – Pp. 35–59.

273. Bausch, W. Isotopic composition of dolomites and calcites from the Upper Jurassic of Southern Germany/ Bausch W., Hoefs J. // Contrib. Mineral Petrology. – 1972. – V. 37, No 2. – Pp. 121– 130.

274. Berner R. Migration of iron and sulfur within anaerobic sediments during early diagenesis// American Journal of Science. – V. 267. – 1969. – pp. 19–42.

275. Berner, R. Sedimentary pyrite formation: an update/ Berner R. // Geochem. et Cosmochim. Acta. – 1984. – V. 47. – Pp. 605–615.

276. Berner, R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory/ Berner R., Raiswell R. // Geochemica et Cosmochimica Acta. – 1983. –V. 47. – Pp. 855–862.

277. Berner, R.A. The long–term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition / Berner R.A. // Nature. – 2003. – V. 426. – Pp. 323–326.

278. Brown, C.W. Coccolithoforid blooms in the Global Ocean/ Brown C.W., Yoder J.A. // J. Geophys Res–Oceans. – 1994. – V. 99. – Pp. 7467–7482.

279. Calvert, S.E. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. / Calvert S.E., Pedersen T.F. // Marine Geology. – 1993. – No 113. – Pp. 67–88.

280. Casellato, C.S. Causes and consequences of calcareous nannoplankton evolution in the Late Jurassic: implications for biogeochronology, biocalcification and ocean chemistry/ Casellato C.S. //Ph.D. Thesis. – 2007.

281. Cullers, R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox

conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA / Cullers R.L. // Chemical Geology. – 2002. – V. 191. – Pp. 305—327.

282. Dromart, G. Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidences. / Dromart G., Garcia, J.P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Lecuyer, C., Sheppard, S.M. // American Journal of Science. – 2003. V. 303. – Pp. 667–707.

283. Dymond, J. Barium in deep–sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity / Dymond J., Suess E., Lyle M. // Paleoceanography. – 1992. – No 7 (2). – Pp. 163–181.

284. Dzyuba, O.S. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential/ Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2013. – V. 381–382. – Pp. 33–46.

285. Eder, V.G. Study of Pyrite in Upper Jurassic– Lower Cretaceous Black Shales of the Bazhenov Formation in the West–Siberian Sedimentary Basin, its Distribution and Diagenetic Migration Patterns / Eder V.G., Fomin A.N., Zamiraylova A.G. // 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017. Geology, Mineral processing. Conference Proceedings. (29 June – 5 July, Albena, Bulgaria). – 2017. – V. 17, No 11. – Pp. 1059–1066.

286. Eder, V.G. Manganese carbonates in the Upper Jurassic Georgiev formation of the Western Siberian marine basin/ Eder V.G., Fomin A.N., Zamiraylova A.G. // Sedimentary Geology. – 2018. – V. 363. – Pp. 221–234.

287. EIA (Energy Information Administration, U.S). Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: Russia Independent Statistics & Analysis. U.S. Department of Energy Washington, DC. /(https://www.eia.gov/analysis/studies/worldshalegas/pdf/Russia_2013.pdf). – 2015. – Pp. 21.

288. Farr, M.R. Geochemical variation of dolomite cement within the Cambrian Bonneterre Formation, Missouri: Evidence for fluid mixing/ Farr M.R. / J. Sedimentary Petrology. – 1992. – Vol. 62, No 4. – Pp. 636–651.

289. Föllmi, K.B. Early Cretaceous life, climate and anoxia/ Föllmi K.B. // Cretaceous Research. – 2012. – V. 35. – Pp. 230–257.

290. Gavshin, V.M. Geochemistry of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia / Gavshin V.M., Zakharov V.A. // Economic Geology. – 1996. – V. 91. – Pp. 122–133.

291. Georgiev, S.V. Timing, duration, and causes for Late Jurassic–Early Cretaceous anoxia in the Barents Sea / Georgiev, S.V., Stein, H. J., Hannah, J. L., Xu, G., Bingen, B., Weiss, H. M. Timing// Earth and Planetary Science Letters. – 2017. – V.461. – Pp.151–162.

292. Goldschmidt, V.M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. / Goldschmidt V.M. // Journal of the Chemical Society. – 1937. – V. 140. – Pp. 655–673.

293. Hallam, A. The Pliensbachian and Tithonian extinction events. / Hallam A. // Nature. – 1986. – V. 319. – Pp. 765–768.

294. Haq, B.U. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea–level change. / Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. //In: Wilgus Cheryl, K. et al. (Editors), Sea level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleonto. Mineralo., SEMP Spec. Publ. – 1988. – Pp. 72–108.

295. Haq, B.U. Cretaceous eustasy revisited / Haq B.U. // Glob. Planet. Chang. 113. – 2014. – Pp. 44-58.

296. Hofmann, P. Leythaeuser coupled oceanic effects of climatic cycles from late Albian deep–sea sections of the North Atlantic / Hofmann P., Ricken W., Schwark L. / in: Evolution of the Cretaceous Ocean Climate System.// Geological Society of America. – 1999. – Special Paper 332. – Pp. 143–160.

297. Holland, H.D., The chemical evolution of the atmosphere and oceans / Holland H.D. // Princeton, New Jersey, Princeton University Press. – 1984. – Series in Geochemistry. – 582 p.

298. Huyck H.L. When is a mettalliferous black shale not a black shale? Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits. Proceedings, United States Working Group Meeting, International Geological Correlation Project 254. U.S. Geol. Survey Circular. – 1990. V. 1058. – Pp. 42–56.

299. Jarvis, I. Phosphorite geochemistry: State–of–the–art and environmental concerns / Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y., A. Almbaydin F S.M., Attia A.K.M., Castro L.N., Flicoteaux R., Hilmy M.E., Husain V., Qutavnah A.A., Serjani A., Zanin Yu.N. // Eclogae Geol. Helv. – 1994. – V. 87, No 3. – Pp. 643—700.

300. Jones, B. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones / Jones B., Manning D.A. // Chem. Geol. – 1994. – V. 111. – Pp. 111–129.

301. Ketris, M.P. Estimation of Clarks in Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals / Ketris M.P., Yudovich Ya.E. // Int. J. Coal Geology. – 2009. – V.78. – Pp. 135–148.

302. Kholodov, V.N. About geochemical criteria of hydrogen sulfide contamination of

waters in old reservoirs / Kholodov V.N., Nedumov R.I. // Izvestia Acad. Nauk., Geological Series. – 1991. – No 12. – Pp. 74–82.

303. Kim, S.–T. Equilibrium and non–equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates / Kim S.–T., O'Neil J.R. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1997. – Vol. 61. – Pp. 3461–3475.

304. Kreis, L.K. Hydrocarbon potential of Bakken and Torquay formations, southeastern Saskatchewan/ Kreis, L.K., Costa, A.L., and Osadetz, K.G. // in Gilboy, C.F. and Whittaker, S.G. (eds.), Saskatchewan and Northern Plains Oil & Gas Symposium 2006, Saskatchewan Geological Society Special Publication 19. – 2006. – Pp. 118–137.

305. Krumbein, W.C. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation – reduction potentials / Krumbein W.C., Garrels R.M. // Journal of Geology. – 1952. – V.60. – Pp. 1–33.

306. Langrock, V. Origin of marine petroleum source rocks from the Late Jurassic to Early Cretaceous Norwegian Greenland seaway. Evidence for stagnation and upwelling / Langrock V., Stein R. // Marine and petrol. Geology. – 2004. – V. 21. – P. 157–176.

307. Langmuir, D. Uranium solution–mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits / Langmuir. D.// Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1978 – v. 42. – p. 547–569.

308. Larson, R.L. Onset of the mid–Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses / Larson, R.L., Erba, E. // Paleoceanography. – 1999. – V.14. Pp. 663–678.

309. Lazar, O.R. Capturing key attributes of fine–grained sedimentary rocks in outcrops, cores and thin–sections: nomenclature and description guidelines / Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H., Schieber J. // Sedimentary research. – 2015. – V. 85. – Pp. 230–246.

310. Leventhal, J.S. Carbon–sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments / Leventhal J.S. // Geochemica et Cosmochimica Acta. – 1995. – V. 59, No 6. – Pp. 1207–1211.

311. Mastuda, H. Occurrence and genesis of Permian dolostone in the Kuzuu area, Tochigi Preference, Central Japan / Mastuda H., Iijima A. // J.Fac.Sci.Univ. Tokyo. Sec.2. – 1989. – V.22, No 1. – Pp.–89–119.

312. Machel, H.G. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction / Machel H.G., Krouse H.R., Sassen R. // Applied Geochemistry. – 1995. – V.10, No 4. – Pp. 373– 389.

313. Maclean, T.T. A high–resolution chemical and structural study of framboidal pyrite

formed within a low temperature bacterial biofilm. / Maclean T.T., Gilbert P.U. / Geobiology. – 2008. – V.6. – Pp. 471–480.

314. McLennan, L.C. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends/ McLennan L.C., Taylor S.R. // The Journal of Geology. – 1991. – V. 99. – Pp. 1–21.

315. Melinte, M.C. Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes/ Melinte M.C. // Geo–Eco–Marina 9–10. – 2004.

316. Pearson, S.J. The White Stone Band of the Kimmeridge Clay Formation, an integrated high–resolution approach to understanding environmental change. / Pearson S.J., Marshall J.E., Kemp A.E. // Journal of the Geological Society. – 2004. – Vol. 161. – Pp. 673–683.

317. Pedersen, T.F. The geochemical of manganese carbonate in Panama Basin sediments / Pedersen T.F., Price N.B. // Geochim. Cosmochim. – 1982. – No 46. – Pp. 59–68.

318. Peters, K.E. Geochemistry of selected oil sand rocks from the central portion of the West Siberian Basin. / Peters K.E., Kontorovich A.E., Moldowan J.M. // AAPG Bulletin. – 1993. V. 77. – Pp. 863– 887.

319. Peters, K.E. The biomarker guide / Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. //

2005. – V.2. – New York: Cambridge University Press. – 1155 p.

320. Pratt, L.M. Coupled manganese and carbon–isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian–Turonian boundary/ Pratt, L.M., Force, E.R., Pomerol, B. // J. Sediment. Petrol. – 1991. – V.61. – Pp. 370–383.

321. Raiswell, R. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom–water oxygenation / Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. // J. Sediment. Petrol. – 1988. – V. 58, No 5. – Pp. 812–819.

322. Raup, D. Periodicity of extinctions in the geologic past / Raup D. and Sepkoski J.J. // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 1984. – V. 81. – Pp. 801–905.

323. Taylor, S.R. The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. / Taylor, S.R. and McLennan, S.M. // 1985. – Blackwell, Oxford. – Pp. 312.

324. Tejada, M.L.G. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event / Tejada M.L.G., Suzuki K., Kuroda J. // Geology. – 2009 – V. 37 – Pp. 855–858.

325. Tribovillard, N. Geochemical study of organic–matter rich cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (UK): productivity versus anoxia / Tribovillard N., Desprairies A., Lallier–Vergès E., Bertrand P., Moureau N., Ramdani A., Ramanampisoa L. / Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1994 – V. 108 (1–2). – Pp. 165–181

326. Turekian, K.K. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth Crust / Turekian K.K., Wedepohl K.H. // Bull. Geol. Soc. Am. – 1961. V. 1, No 72. – Pp. 175–192.

327. Tyrell, T. Emiliania huxleyi: bloom observations and the conditions that induce them. / Tyrell, T. and Merico, A. / In, Thierstein, H.R. and Young, J.R. (eds.) Coccolithophores: from molecular processes to global impact. // 2004. – Berlin, Germany. Springer. – Pp. 75–97.

328. Vaughan, D.J. Mineral chemistry of metal sulfides / Vaughan D.J., Craig J.R. // 1978. – Cambrige Univerity Press. – 494 p.

329. Vine, J.D. Geochemistry of black shale deposits – a summary report / Vaughan D.J., Craig J.R. // Economic Geology. – 1970. – V. 65, No 3. – Pp. 253–272.

330. Weissert, H. Volcanism, CO_2, and paleoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record / Weissert H., Erba E. // Journal of the Geological Society. – 2004. – V. 161. – Pp. 1–8.

331. Wignall, P.B. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach / Wignall P.B., Myers K.J. // Geology. 16. – 1988. – Pp. 452–455.

332. Wignall P.B. Black shales. – Clarendon press. Oxford. – 1994. – 127 p.

333. Wilkin, R.T. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions/ Wilkin R.T., Barnes H.L., and Brantley S.L. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. – Pp. 3897–3912.

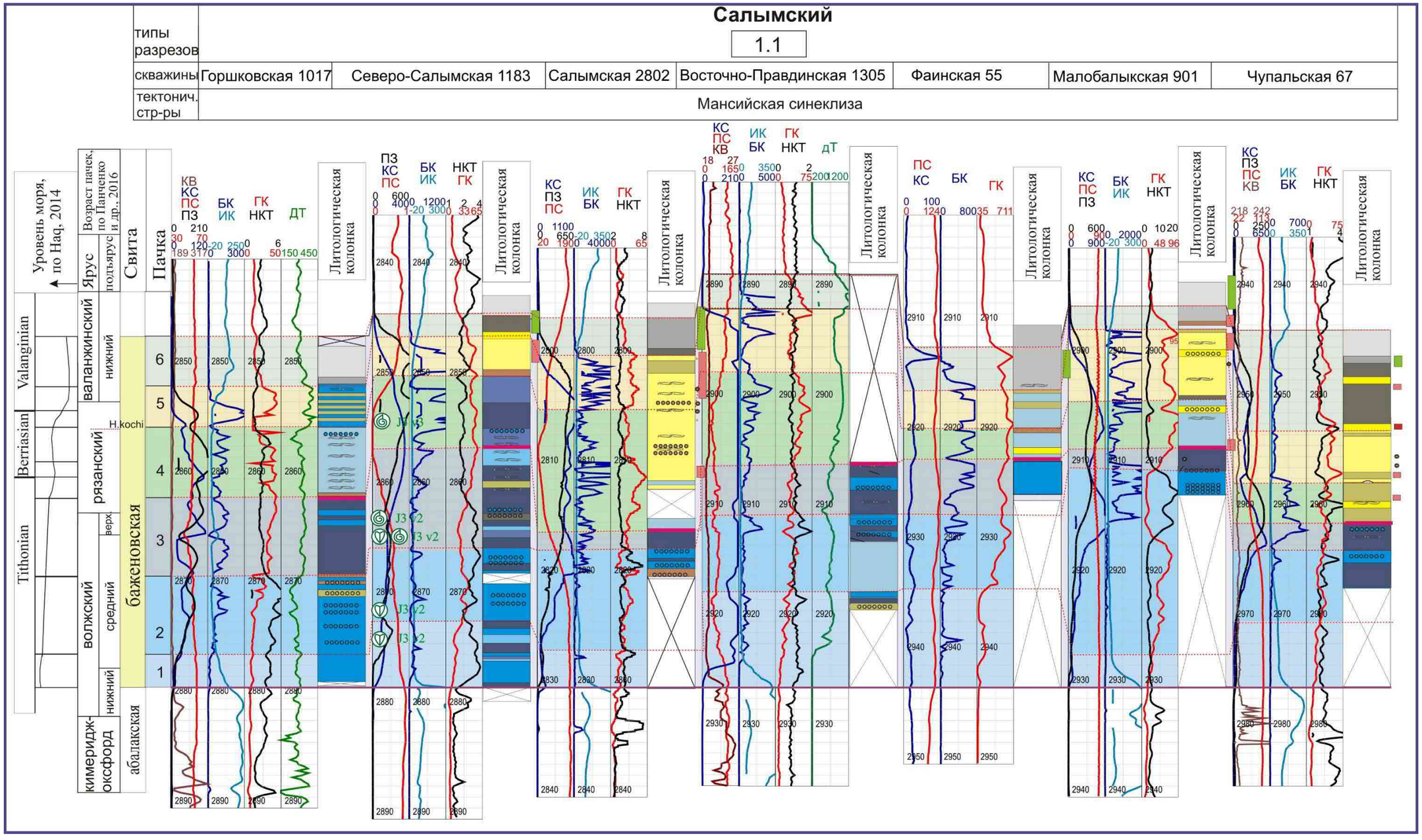
334.Wronkiewicz, D.J. Geochemistry of shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source–area weathering and provenance / Wronkiewicz D.J., Condie K.C. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1987. – V. 51. – Pp. 2401—2416.

335.Yang, H. Geochemical La and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans–Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain / Yang H., Kyser K., Ansdell K. // Prec. Res. – 1998. – V. 92. – Pp. 37–64.

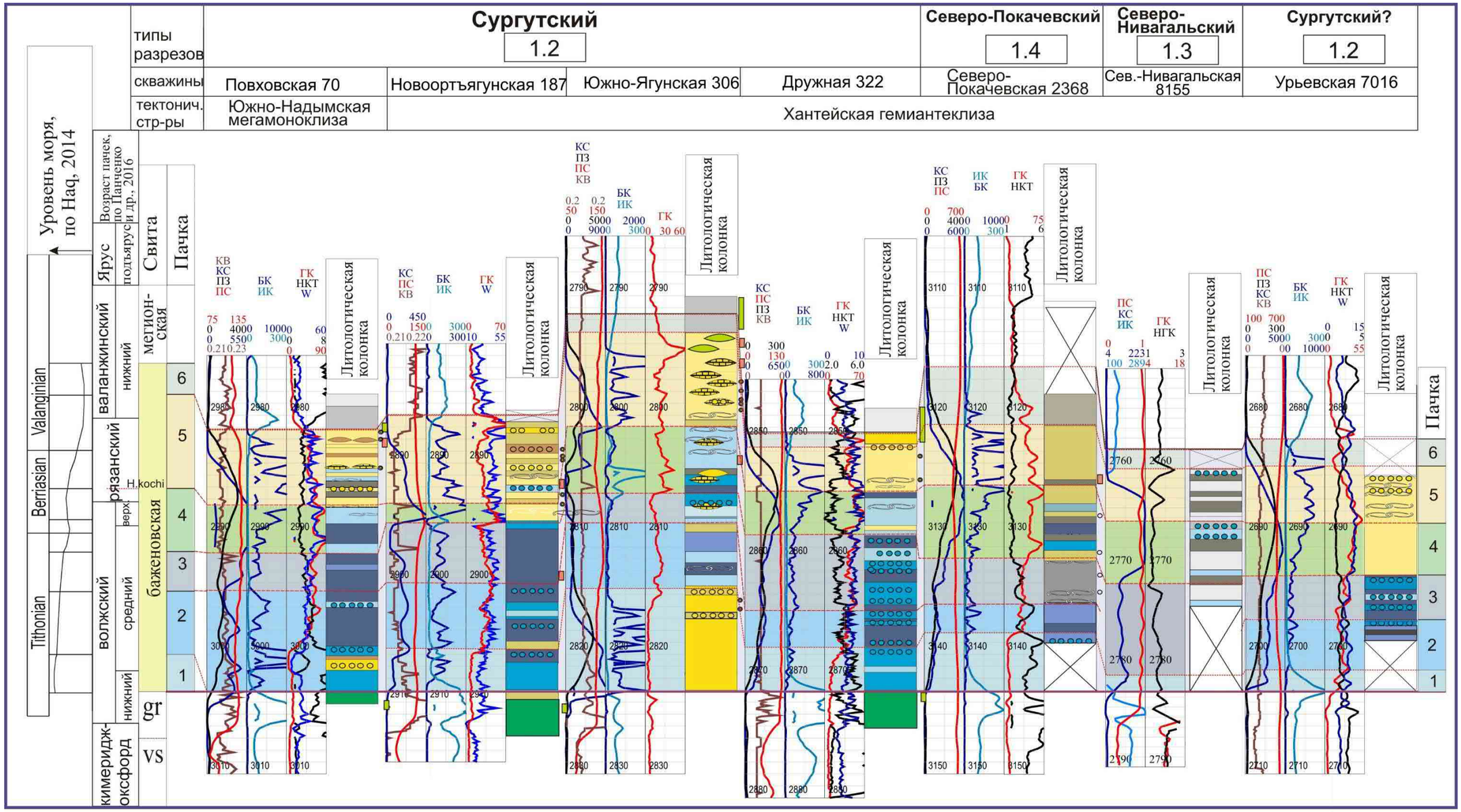
336. Zanin, Y.N. Models of the REE distribution in the black shale Bazhenov Formation of the West Siberian marine basin, Russia / Zanin Y.N., Eder V.G., Zamirailova A.G., Krasavchikov V.O. // Chemie der Erde – Geochemistry. – 2010. – T. 70. – No 4. – Pp. 363–376.

337. Zanin, Yu.N. Some Calcareous Nannofossils from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Bazhenov Formation of the West Siberian Marine Basin, Russia / Zanin Yu.N., Zamirailova A.G., Eder V.G. // The Open Geology Journal. – 2012. – No 6. – Pp. 25–31.

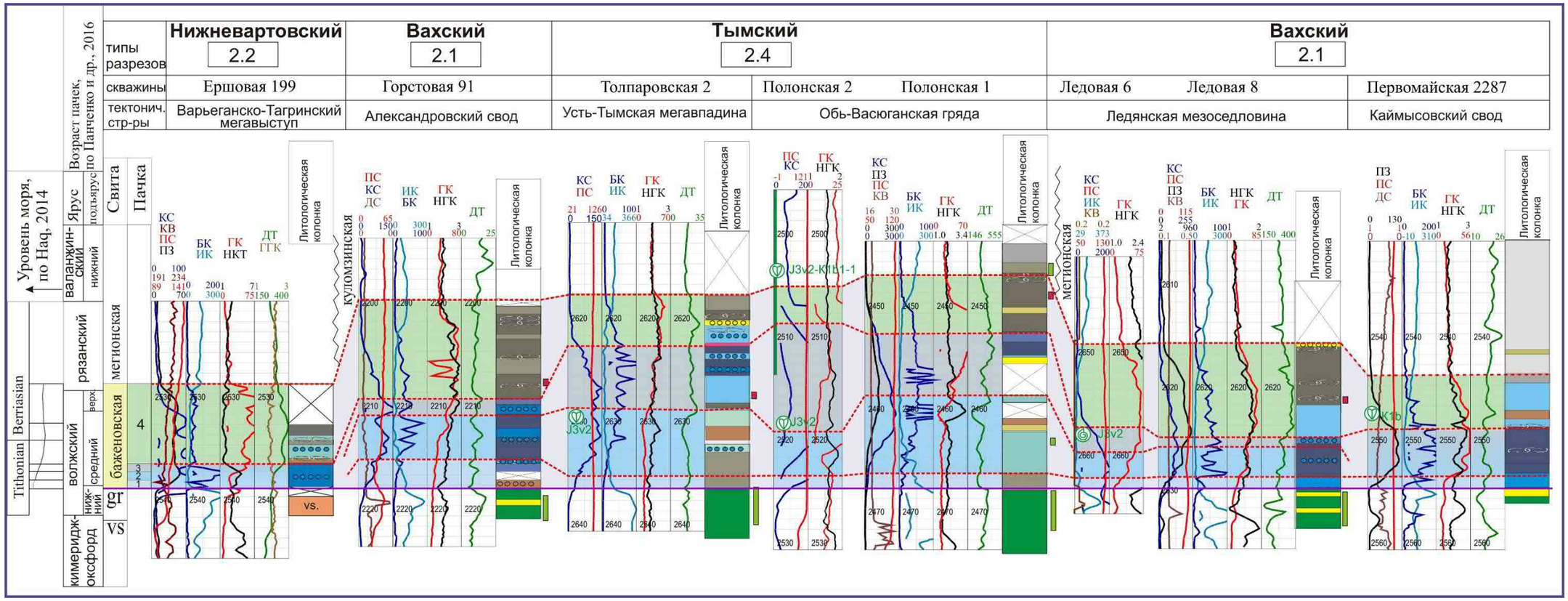
338. Zanin, Yu. N. Composition and formation environments of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous black shale Bazhenov Formation (the central part of the West Siberian Basin). / Zanin, Yu. N., Eder, V.G., Zamirailova, A.G. / Marine and Petroleum Geology. – 2008. – V. 25. – 289–306.



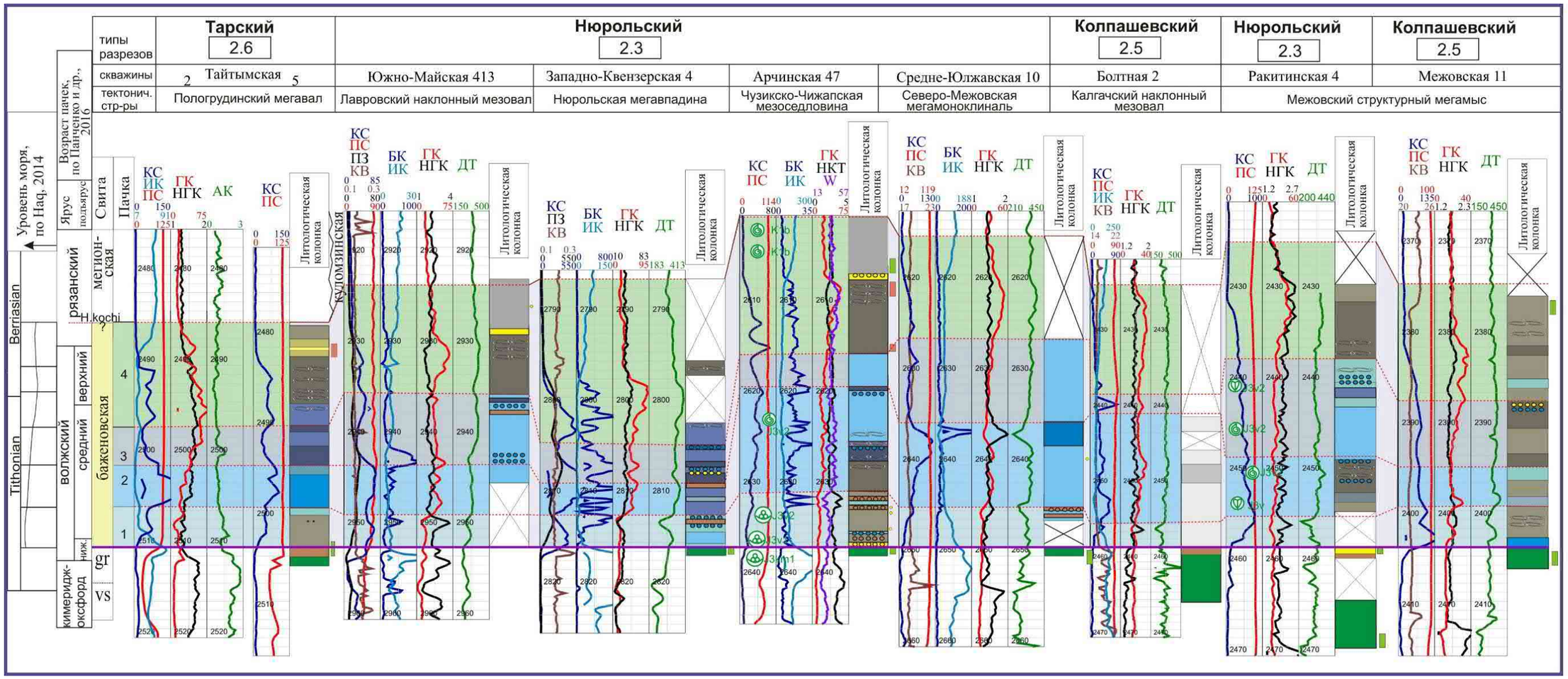
Приложение 1. Корреляционный профиль (3) разрезов баженовской свиты Центрального района. Условные обозначения см. на рисунке 3.2.7.



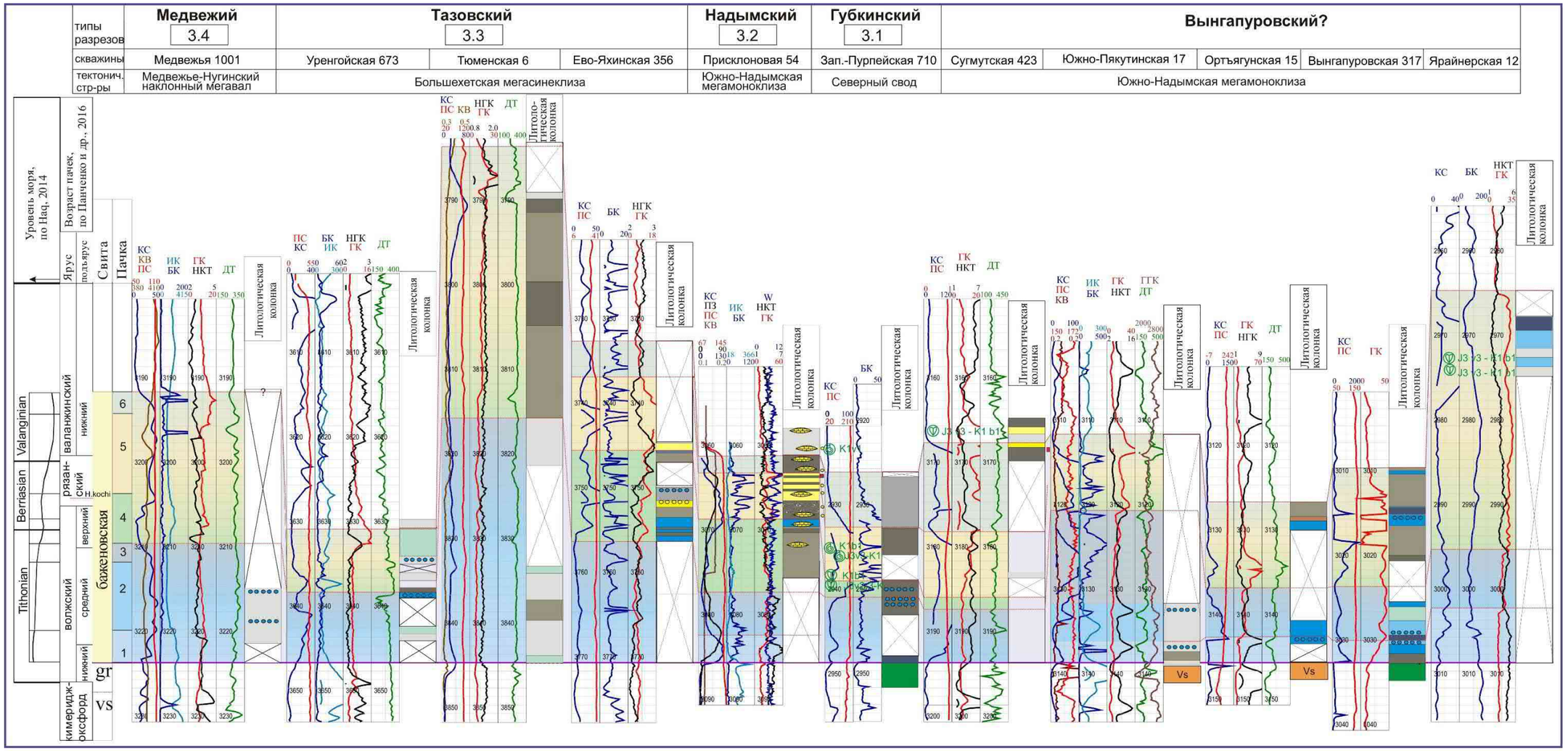
Приложение 2. Корреляционный профиль (2) разрезов баженовской свиты Центрального района. Условные обозначения см. на рисунке 3.2.7.



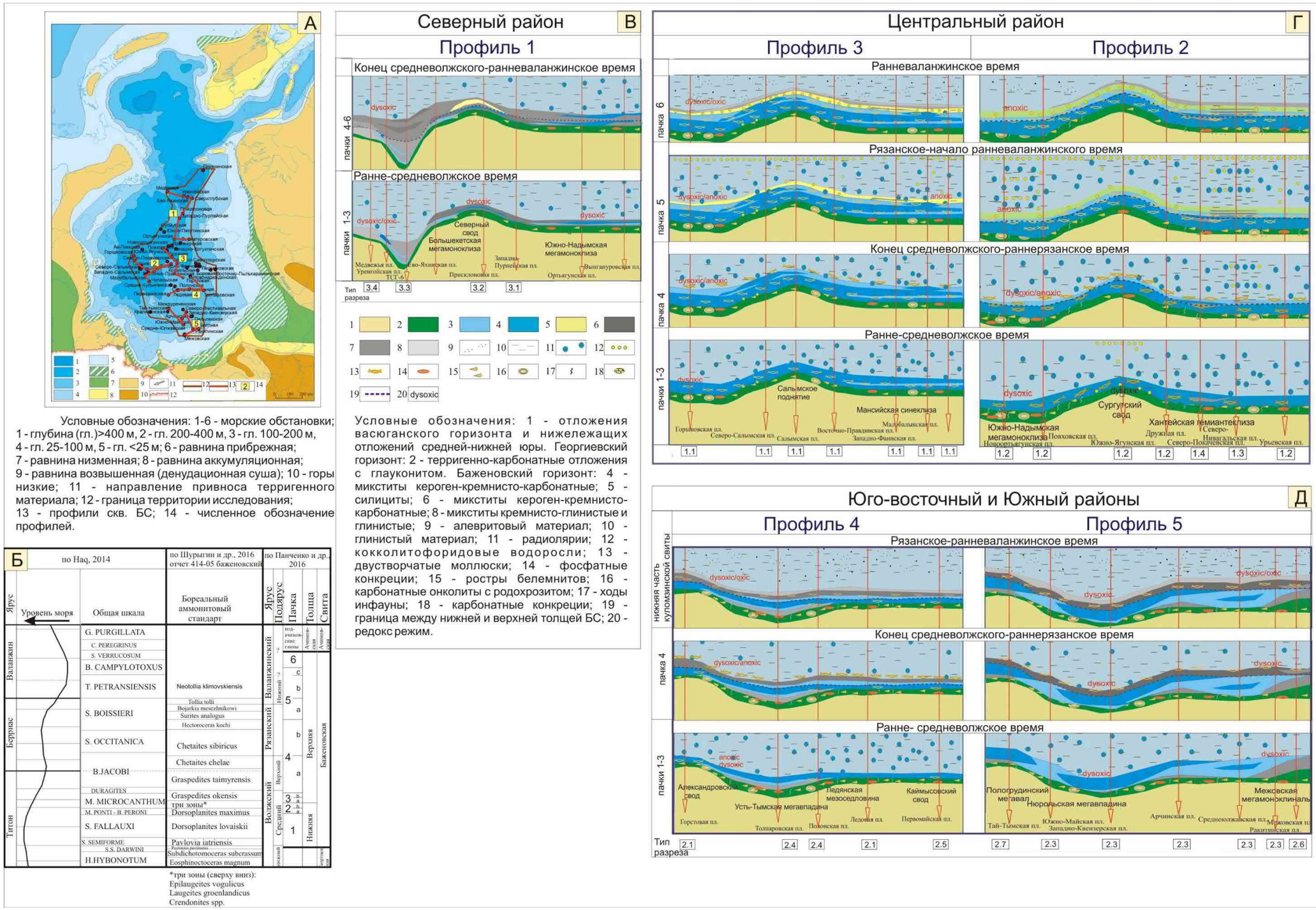
Приложение 3. Корреляционный профиль (4) разрезов баженовской свиты Юго-восточного района. Условные обозначения см. на рисунке 3.2.7.



Приложение 4. Корреляционный профиль (5) разрезов баженовской свиты Южного и Юго-восточного района. Условные обозначения см. на рисунке 3.2.7.



Приложение 5. Корреляционный профиль (1) разрезов баженовской свиты Северного района. Условные обозначения см. на рисунке 3.2.7.



Приложение 6. Рисунки к модели седиментации БС. А - схема расположения профилей изученных разрезов на палеогеографической схеме Западной Сибири (Конторович и др., 2013), Б – схема сопоставления кривой уровня моря в титон-валанжинское время в целом по миру (Haq et al., 2014) и возрастной привязки пачек БС (по Панченко и др., 2016), составлено совместно с С.В. Рыжковой (ИНГГ СО РАН), В-Д – модель осадконакопления БС на территории исследования.