

ОБЩЕСТВО С ОГРАНИЧЕННОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ «ТЮМЕНСКИЙ  
НЕФТЯНОЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР»  
(ООО «ТННЦ»)

*На правах рукописи*

**Кудаманов Александр Иванович**

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ  
ТУРОН-КАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ)**

1.6.5 – Литология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Тюмень – 2024

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>Глава 1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ</b> .....	12
1.1. Геолого-геофизическая изученность.....	12
1.2. Роль вулканических и гидротермальных процессов в формировании отложений верхнего мела Западной Сибири .....	40
1.3. Тектоника мезозоя и кайнозоя .....	48
1.4. Представления о происхождении осадочных кремневых формаций.....	59
1.5. Проявление неравномерной кристаллизации ОКТ-фазы в пределах Западно-Сибирской плиты, на примере опок стратона НБ1 .....	85
1.6. Существующие проблемы.....	93
<b>Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	94
2.1. Изучение керна лабораторными методами.....	95
2.2. Литолого-седиментологический анализ.....	96
2.3. Палеотектонический анализ.....	97
<b>Глава 3. ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (защищаемое положение № 1)</b> .....	98
<b>Глава 4. РОЛЬ ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩ ТУРОНА-МААСТРИХТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (защищаемое положение № 2)</b> .....	113
<b>Глава 5. ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (защищаемое положение № 3)</b> .....	123
<b>Глава 6. ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (защищаемое положение № 4)</b> .....	132

<b>Глава 7. ВЕРХНИЙ МЕЛ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ОБЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ.....</b>	<b>147</b>
7.1. Общие результаты .....	148
7.2. Современные представления о влиянии Космоса на развитие Земли.....	164
7.3. Основные результаты и краткие выводы.....	174
7.4. Пути дальнейших исследований.....	175
 <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	 <b>177</b>
 <b>СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....</b>	 <b>188</b>
 <b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	 <b>191-</b>
	<b>225</b>

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность проблемы.** Выработка запасов газа сеномана определяет потребность вовлечения в разработку новых залежей в отложениях верхнего мела Западно-Сибирской плиты (ЗСП), для стабилизации уровня добычи либо снижения темпов падения. Верхнемеловые толщи (над сеноманом) могут рассматриваться как возвратный объект разработки при истощении основных залежей. Известные оценки ресурсов надсеноманского газа достигают 50 трлн м<sup>3</sup>., что в три раза превышает начальные запасы сеноманского газа. Эффективность разработки надсеноманского мела определяется близостью состава газа к сеноманскому (содержит преимущественно метановый газ), малой глубиной залегания (не более 1000-1200 м), а также наличием инфраструктуры разработки газовых месторождений. Одна их основных проблем – коллекторы нетрадиционного типа (кремнисто-глинистые и кремневые отложения). Геолого-геофизические работы по изучению надсеноманского мела Западно-Сибирской плиты (ЗСП) были «заморожены» более 30-и лет назад – ввиду господствующего в то время мнения о *«простом их строении и низкой перспективности»*. Накопленные объёмы сеймики, поисково-разведочного бурения, лабораторных исследований керна (за 3 десятка последних лет), позволили выявить недостатки существующих представлений о глинисто-кремнистых отложениях верхнего мела ЗСП. Доказанные перспективы промышленной газоносности и низкий уровень изученности определяют актуальность новых исследований.

**Объект исследования** – верхнемеловые автохтонные отложения биогенно-хемогенного генезиса (глинистые, глинисто-кремнистые и кремневые) в пределах ЗСП.

**Степень разработанности темы исследования.** Историю изучения верхнего мела Сибири в разные годы создавали многие специалисты, для простого перечисления их имён понадобится многотомное издание.

Впервые коренные выходы верхнего мела на площади ЗСП (пос. Воронцово, руч. Брагина) открыты в 1866 г. геологом П.А. Лопатиным. В.И. Бодылевский в 1938 г. установил верхнемеловой возраст (турон-коньяк) воронцовских отложений. Стратиграфия и палеонтология разреза р. Танама приведена В.Н. Саксом (1945). Верхнемеловые

отложения на р. Янгода (р. Джангода; правый приток р. Агапа) открыты Н.И. Куликовым и В.С. Ломанчиковым (1954). Специальные тематические работы на Янгодской возвышенности проведены сотрудниками НИИГА (Е.П. Колокольцева и др., 1964). В.И. Ефремова, В.И. Бодылевский, Н.И. Шульгина – на р. Янгода три яруса с комплексами руководящих видов иноцерамов и аммонитов. Выделены: нижний и верхний турон, коньяк, нижний и верхний сантон. Пять подъярусов привязаны к пяти «фосфоритовым горизонтам» (с основными находками фауны), реперам при геологической съемке и буровых работах (Е.П. Колокольцева). В решениях III МРСС по Средней Сибири (Новосибирск, 1978) отмечено, что отсутствие новых данных по стратиграфии верхнего мела тормозит дальнейшую детализацию стратиграфических схем ЗСП. В результате работ ИГиГ СО РАН в 80-х годах XX века разработаны детальные шкалы по иноцерамам, диноцистам, спорам и пыльце (Захаров и др., 1991; Микрофитофоссилии ..., 1994). Разработана шкала геологических событий, основанная на трансгрессивно-регрессивных колебаниях земной коры (Захаров и др., 1991; Sahagian et al., 1994).

Заметный вклад в изучение верхнего мела севера Сибири сделан В.Н. Саксом (Сакс, Ронкина, 1957; Сакс и др., 1963). Установлены основные черты палеогеографии Усть-Енисейского залива. В 60-70-е гг. – работы по реконструкциям ЗСП и отдельных её районов; «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» (1968) и «Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины» (1976). Публикация разрезов (Захаров и др., 1986; Захаров, Бейзель, Похиалайнен, 1989; Захаров, Бейзель, Зверев и др., 1989). Важными оказались разрезы Хатангской впадины, р. Хета, Приполярного Зауралья, р. Сыня, р. Северная Сосьва, разрезы ряда скважин ЗСП. Здесь проведены палеонтолого-стратиграфические и литолого-седиментологические исследования. Изучены иноцерамы, двустворки, гастроподы, аммониты, морские ежи. Исследованы – микрофитопланктон, споры и пыльца (Ильина и др., 1994). На Приполярном Зауралье изучены фораминиферы. Изучены – структура, геология разреза, седиментология, состав глинистых минералов, фосфоритоносность. Стратиграфические шкалы по иноцерамам, диноцистам, спорам и пыльце, для западной части – по фораминиферам. Методами зональной стратиграфии разрезы скоррелированы между собой, составлен сводный разрез верхнего мела – для расчленения и корреляции закрытых районов ЗСП (Sahagian et al., 1994; Захаров и др., 1998).

Современный уровень изученности верхнего мела ЗСП позволяет предполагать возможность открытия крупных залежей газа в верхнем мелу на севере.

Новый импульс придали нефтегазодобывающие компании в 10-е годы XXI века (получены промышленные притоки газа). Верхнемеловые отложения на поверхность

выходят лишь редкими фрагментами на периферии плиты. К северу от сибирских увалов строение этой части разреза ЗСП до сих пор во многом подобно «белому пятну». Объективно, лучше изучены месторождения Сибири в коллекторах неморского генезиса. Морскому верхнему мелу до последнего времени практически не уделялось внимания. Но для них разработаны лито- и биостратиграфические Схемы. Для Западной и Восточной Сибири существуют местные литостратиграфические единицы: свиты, пачки, пласты. Также – параллельные биостратиграфические шкалы по двустворкам (иноцерамам), фораминиферам, спорам, пыльце, динофлагеллятам. В континентальных отложениях выделены свиты, прослеженные по латерали методами ГИС и сейсмостратиграфии, и датированные споро-пыльцевыми комплексами (СПК), редкими фораминиферами. Корреляционные схемы, разработанные специалистами Ленинграда (ВНИГРИ, НИИГА), научных центров Сибири – Новосибирска (СНИИГГиМС, ИГиГ СО РАН), Тюмени (ЗапСибНИГНИ), Свердловска (ИГиГ УрО РАН), Томска (ТГУ), служат хорошим каркасом для сопоставления стратонов и определения возраста верхнего мела по всей территории Сибири.

**Цель исследований:** реконструкция формирования верхнего мела ЗСП (на примере турон-кампанских отложений), на основе, во-первых современных представлений о глобальных закономерностях седиментации позднего мела, и, во-вторых, результатов комплексного анализа актуализированной геолого-геофизической информации, в том числе, на территории ЗСП.

**Задачи исследований.** Для достижения цели необходимо решить следующие задачи:

1. По результатам анализа данных и на основе характерных признаков **выявить** в разрезе глинисто-кремнистых толщ (горизонтов) верхнего мела Западной Сибири региональные стратиграфические комплексы/стратоны.

2. **Уточнить** происхождение, и детализировать состав и строение стратонов, показать сходство и различие.

3. **Установить** циклический характер седиментации турон-маастрихтских отложений.

4. **Показать** корреляцию циклов верхнего мела Западной Сибири с планетарными событиями (например, аноксийными, ОАЕ).

**Методы исследований.** Теоретической основой послужили разработки известных отечественных и зарубежных ученых. В области литологии осадочных комплексов – Л.Б. Рухина [1961], Н.М. Страхова [1948, 1960], Г.И. Теодоровича [1958], В.Д. Шутова [1967], В.Н. Шванова [1969, 1987, 1992], Б.А. Лебедева [1992], Н.В. Логвиненко [1984], В.Г. Фролова [1995]. Материалы монографий – «Систематика и классификация...» [1998], Ю.Г. Волохина [2013], О.В. Япаскурта [2016], П.Л. Тихомирова [2018]. Седиментологии – Дж.

Р. Аллена [1983], Ю.П. Казанского [1976, 1983], С.И. Романовского [1977, 1985, 1988], Р. Градзиньского и др. [1980], Г.-Э. Рейнека и И.Б. Сингха [1981], Р.Ч. Селли [1989], М.Р. Лидера [1986]. Цикличности процессов осадконакопления – труды Ю.А. Жемчужникова [1956], И.А. Вылцана [1977], Ю.Н. Карогодина [1980], Э. Хэллеме [1983], А.А. Нежданова [1990], Л.Н. Ботвинкиной и В.П. Алексеева [1991], В.П. Алексеева [2002], П.Л. Тихомирова [2018], и многих др. Фаций и литолого-фациального анализа – результаты исследований В.Г. Фролова [1984], R.G. Walker и P.J. Noel [1992], В.П. Алексеева [2002, 2007], И.А. Вылцана [2002], В.М. Цейслера [2004], В.Г. Кузнецова [2012]. Системного подхода в геологии – Е.Г. Аввакумова [1986], Я.Э. Юдовича и М.П. Кэтрис [1988], А.Н. Дмитриевского [1998], Е.М. Емельянова [1998], Ю.Н. Карогодина и Е.А. Гайдебуровой [1989], Н.Е. Мартьянова [2003], Л. Косентино [2007], С.Г. Неручева [2007], С.Л. Шварцева и др. [2007], К.Ю. Еськова [2014], П.Л. Тихомирова [2018], и др.

**Фактический материал.** Основой диссертационной работы являются результаты практического изучения автором геологических объектов (природных обнажений и керн) в течение более 40 лет. Изучением коллекторов и флюидоупоров осадочного разреза ЗСП (в Когалыме и Тюмени) автор занимается более 20-и лет; в последние 10 лет – представленных преимущественно нетрадиционными типами коллекторов (баженовская свита, газсалинская пачка, опоки нижнеберёзовского горизонта). Проанализировано более 3 тыс. п.м. керн десятков скважин глубокого бурения на территории ЗСП (Харампурский, Береговой, Кынско-Часельский, Русский, Губкинский, Северо-Комсомольский, Ван-Ёганский, Мессояхский, Ем-Ёговский и другие лицензионные участки, ЛУ). Кроме лабораторных исследований керн проведена системная оценка комплекса геолого-геофизических и промысловых данных, по скважинам, вскрывшим верхний мел. А также выполнен литолого-седиментологический анализ (керна, ГИС, сеймика). Разработаны концептуальные и объёмные (для отдельных объектов) фациальные модели (турон, сантон, кампан). Проведён анализ палео-реконструкций – на основе базовых характеристик продуктивных пластов и флюидоупоров. Вещественный состав и закономерности распространения, установленные в результате региональных исследований, уточнены опубликованными данными. Возрастные датировки, стратиграфические разбивки и экология горизонтов и стратонов, кроме актуальных исследований ООО «ТННЦ», дополнялись опубликованными и фондовыми данными (спорово-пыльцевые комплексы, определения микро- и макрофауны, палеомагнитные данные, и пр.).

**Личный вклад соискателя.** С 2003 года автор занимался изучением отложений преимущественно осадочного разреза ЗСП. В Центре исследования керн (г. Когалым,

2003-2011) Компании ЛУКОЙЛ (ЛУ Сургутского и Вартовского сводов, Шаимского района, ЯНАО). С 2011 г. по настоящее время – в ООО «ТННЦ». При изучении верхнего мела ЗСП (ЦИП № 151 «Локализация запасов газа, выбор и разработка технологий освоения низкопроницаемых газовых залежей берёзовской свиты») выполнял ряд операций. Комплекс основных направлений исследований включает:

- участие в проектах заложения скважин поисково-разведочного бурения;
- разметка интервалов отбора керн в скважинах текущего бурения;
- визуальное выделение по верхнемеловому керну стратонов и их границ, предварительная характеристика литолого-минералогического состава стратонов (и их границ), а также оценка эволюции свойств в разрезе скважин текущего бурения (2015-2023 годы);
- постановка задач и выбор комплекса методов их решения, разметка отбора образцов для лабораторных исследований литолого-минералогических и геохимических параметров (минерального скелета) пород – по керну текущего бурения 2015-2023 годов;
- разработка прикладных методик комплексного анализа результатов литолого-минералогических, геохимических и седиментологических методов исследования керн верхнемеловых отложений ЗСП;
- интерпретация и корректирование полученных результатов, выводы (защищаемые положения).

В публикациях (в соавторстве с коллегами), соискателю принадлежит седиментологическая, литолого-минералогическая, геохимическая (минерального скелета) характеристика отложений, оценка нюансов эволюции обстановок, степени влияния вулканических процессов, тектоники и цикличности, преобразований и изменений осадочного разреза. Результаты изучения изложены в материалах ряда научно-производственных отчётов.

**Научная новизна работы.** По результатам выполненных исследований:

*Впервые* показано, что эпизоды регрессии отражают колебательный характер малоамплитудных вертикальных движений дна Западно-Сибирского бассейна в позднем мелу, с периодичностью в среднем 3,0-3,5 млн. лет;

*Впервые* показано, что этапы активизации крупных провинций кремнекислого вулканизма на сопредельных территориях, в позднем мелу оказывали влияние на осадконакопление аморфного кремнезёма коньяк-сантонского возраста (десятки тысяч км<sup>3</sup>);

*Впервые* отмечено, что в основании трансгрессивных фаз циклитов присутствуют повышенные содержания пирита (в 2-4 превышающие доли пирита во вмещающих

отложениях), связанные с формированием локальных эпизодов стагнации. Отдельные границы (например, сеноман-турон, коньяк-сантон) с аномальным пиритом соответствуют глобальным аноксийным событиям ОАЕ (ОАЕ2 и ОАЕ3, соответственно).

**Публикации и апробация работы.** Характеристики стратонов и прогноз закономерностей их распространения находят своё подтверждение в текущих работах ПАО «НК-Роснефть», ПАО «Газпром» и ПАО «Новатэк». Промежуточные данные обсуждались на различных форумах (за 9 лет порядка 25 авторских презентаций): НПК, совещания, симпозиумы, в том числе международные (5) и с международным участием (4). По теме диссертации опубликовано порядка 80 работ, в том числе 33 статьи (общий объём 32,44 п.л.) в научных журналах. В рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI, и в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ – 28; в журналах, рекомендованных ВАК при Минобрнауки России – 5. Более 45 статей, тезисов и рефератов – в сборниках материалов конференций и совещаний. Основные положения и результаты работы докладывались автором на конференциях и совещаниях. Например, на Российской нефтегазовой технической конференции SPE (Москва, 2018), Интерэкспо ГЕО-Сибирь (Новосибирск, 2017, 2018, 2019), Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей (Казань, 2019), Экзолит (МГУ, 2018, 2020, 2021, 2023), Литологические совещания (Екатеринбург, 2016, 2018, 2020; Новосибирск, 2013; Томск, 2015), EAGE (2018, 2021), Новые Идеи в Геологии Нефти и Газа (МГУ, 2021), Меловые совещания (Крым, 2016; Белгород, 2018; Магадан, 2020; Томск, 2022), и др.

**Теоретическая и практическая значимость.** Обоснованное утверждение о преобладании автохтонного биогенно-хемогенного типа осадконакопления надсеноманской части разреза верхнего мела ЗСП; детализация трансгрессивно-регрессивной цикличности; выявление тектонического контроля процессов седиментации отдельных стратонов. Установление влияния вулканогенных процессов на седиментацию осадочных толщ верхнего мела ЗСП. Вывод о формировании в начальные фазы этапов трансгрессии обстановок кислородного голодания (проявленных повышенными содержаниями пирита), в ряде случаев (рубежи сеноман-турон и коньяк-сантон) совпадающих с океаническими событиями аноксии ОАЕ2 и ОАЕ3 (соответственно).

Практическая значимость – детальное расчленение ССК (горизонтов) в составе верхнего мела ЗСП на дополнительные стратиграфические подразделения – стратоны (и их характеристика). Закономерности распространения стратонов позволили с высокой эффективностью прогнозировать характер распределения коллекторских свойств и перспектив данных отложений на территории ЗСП.

**Достоверность результатов работы** определяется детальной проработкой верхнемеловых разрезов Западной Сибири в течение ряда лет по керну современного бурения с применением комплекса взаимодополняющих лабораторных и геолого-геофизических методов. Достоверность, предложенных автором выводов и прогнозов, контролируется актуальными результатами текущего поисково-разведочного бурения.

**Структура и объём диссертации.** Диссертация состоит из 1-ой книги, содержащей введение, семь глав, заключение, список сокращений и список литературы (всего 381 наименование). Общий объём – 225 страниц машинописного текста, включая 118 рисунков, 1 таблицу. Диссертационная работа выполнена в ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр» (ООО «ТННЦ»; г. Тюмень) ПАО «НК-Роснефть».

**Благодарности.** В течение сбора, систематизации, анализа и оформления диссертации оказана неоценимая помощь со стороны руководства, экспертов и менеджеров ООО «ТННЦ»: А.В. Аржиловского, А.Н. Бабурина, А.Н. Фищенко, М.В. Лебедева, Т.А. Рязановой, Н.В. Нассоновой, А.О. Гордеева, Е.А. Иванова, А.В. Храмцовой, Д.А. Сидорова, которым автор благодарен, и признателен за ценные и своевременные советы, рекомендации и поддержку.

Автору неоднократно приходилось консультироваться и пользоваться советами В.П. Алексева, Е.Ю. Барабошкина, А.Л. Бейзеля, Л.Г. Вакуленко, П.А. Яна; А.В. Маслова, В.П. Меркулова, Г.А. Мизенса, В.П. Морозова, З.Я. Сердюк, П.А. Тишина, Г.М. Татьянина, А.И. Чернышова, О.М. Гринёва, А.В. Файнгерца, Н.М. Недоливко, А.В. Ежовой, О.В. Бетхер, О.В. Япаскурта, А.И. Малиновского, В.Г. Кузнецова, Э.А. Абли, В.Г. Колокольцева, А.П. Вилесова, К.В. Зверева, А.Д. Коробова, Н.В. Лопатина, В.М. Подобинной, О.П. Гончаренко, Н.И. Коробовой, Е.В. Щепетовой, В.Д. Немовой, И.В. Панченко, А.Ю. Гужикова. Всем специалистам автор выражает глубокую признательность и благодарность за помощь в работе и конструктивную критику.

С.Е. Агалаков и В.А. Маринов взялись детально оценивать все итерации Работы и оперативно формировать критические замечания, за что им низкий сердечный поклон.

Особая благодарность друзьям, учителям и коллегам: Т.М. Карих, А.И. Гордину и Р.И. Гординой, А.Э. Жарову, В.Г. Евсюкову, Г.В. Сидельниковой, М.П. Кортусову, В.А. Баженову, А.И. Родыгину и В.Г. Родыгиной, С.А. Родыгину, И.А. Вылцану, А.И. Летувнинкасу, Г.М. Тюлюпо, В.А. Баженову, А.И. Гончаренко, С.Л. Свешниковой, Д.А. Васильеву, Г.Б. Князеву, Ю.В. Уткину, Ю.В. Индукаеву, В.В. Хахлову, В.П. Парначёву, К.Е. Закревскому, В.Ф. Евсееву, А.М. Донову, Н.Ф. Каячеву, Ю.В. Кострову, И.А. Квардакову, О.В. Шишковой, А.М. Фадееву, И.Г. Павлуткину, Е.В. Панёву, Е.С. Климовой, А.В. Кочетову, В.В. Васильеву, Ю.М. Земцову, С.В. Степанову, С.В. Соколову,

А.М. Исмагиловой, И.А. Лебедевой, М.Ю. Новосёловой, Т.В. Глухову, И.О. Ошнякову, Д.А. Митрофанову, А.А. Кузовкову, Л.Р. Дистановой, С.Л. Белоусову, Е.В. Смирновой, В.А. Аксарину, А.Э. Лыткину и многим другим – за терпение, поддержку и неформальное отношение при обсуждении проблем седиментации и литогенеза, в том числе верхнего мела Западно-Сибирской плиты.

**Соответствие диссертации паспорту научной специальности.** Область диссертационного исследования по направленности решаемых задач соответствует паспорту специальности 1.6.5 – «Литология», а именно: пункту 1 – *«вещественный состав, структура и геохимия осадочных горных пород (обломочных, хемогенных, органогенных, полигенных)»* и пункту 2 – *«палеогеографические реконструкции условий осадконакопления; процессы транспортировки и аккумуляции осадочного материала и их моделирование»*.

# Глава 1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

## 1.1 Геолого-геофизическая изученность

История интенсивных геолого-геофизических исследований Западно-Сибирской плиты (ЗСП) составляет более семи десятилетий. Территория покрыта съёмками: государственной геологической, гравиметрической, аэромагнитной и сейсморазведочной. Основные сейсмические работы проведены, начиная с 80-х годов прошлого века. Изученность 2Д сейсмическими данными неоднородна. Наиболее плотно изучена территория ХМАО и территория Гыданского полуострова (ЯНАО). На юге ЯНАО и на востоке от территории ХМАО в Красноярском крае и Томской области изученность сейсмическими 2Д работами менее плотная. Общая длина 2Д профилей на территории ЗСП составляет более 800 тыс. пог. км. 3Д сейсмические работы на территории ЗСП проводились в основном уже в XXI веке (более 40 000 км<sup>2</sup>). Наиболее плотно 3Д работами изучен регион ХМАО и юг тюменской области. В интерпретационном проекте собраны данные по скважинной изученности ЗСП, включая участки Компании РН, других владельцев лицензий, и участки нераспределённого фонда недр. Итоговый объём информации включает данные почти 19,5 тыс. скважин, из которых 12,3 тыс. поисково-разведочных скважин находятся в пределах ЗСП. Из них, в пределах участков Компании РН, загружены данные почти 5,6 тыс. скважин<sup>1</sup>. Качественные материалы ГИС в целевом

---

<sup>1</sup> При подготовке данного Раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.**, Агалаков С.Е., Маринов В.А. Новые находки пирокластики в отложениях верхнего мела Западной Сибири // Геология нефти и газа. ФБГУ «ВНИГНИ». – М, 2020. – № 4. – С. 19-28 (Импакт-фактор РИНЦ – 0,863; 1,250 печатных листов; авторский вклад 30 %).
2. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.** Мультимасштабный подход к исследованию отложений берёзовской свиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2020, – № 5, С. 15-24. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,535; 1,250 печатных листов; авторский вклад 50 %).
3. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.** Свидетельство гидротермально-метасоматических процессов в опоках сантона (верхний мел) на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. ФБГУ «ВНИГНИ». – М, 2021. – № 2. – С. 81-89.
4. **Кудаманов А.И.**, Карих Т.М. Следы проявления вулканогенно-гидротермальных процессов в глинисто-кремнистых отложениях верхнего мела Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2023. - Т. 18. - № 1. - [http://www.ngtp.ru/rub/2023/4\\_2023.html](http://www.ngtp.ru/rub/2023/4_2023.html). DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/4\\_2023](https://doi.org/10.17353/2070-5379/4_2023)

интервале (от 1000 м и выше), представлены в 9 114 скважинах, из них в проекте собраны данные по 3 371 скважине. В проекте собраны стратиграфические отбивки по ОГ «С» по 6 491 скважине, из них в пределах ЛУ «НК «Роснефть» по 2 771 скважине.

В 2015 г. для изучения отложений надсеноманской части разреза ЗСП было доступно 333,2 м исторического керна (12 скв., плохой сохранности). Дополнительно автором был задокументирован керн 3-х архивных скв. (35 м, так же плохой сохранности) в Окружном кернохранилище ХМАО (г. Ханты-Мансийск). В процессе обзорного анализа степени изученности верхнего мела были использованы материалы опорных скважин (ОС) середины XX-го века (всего 10 скв.).

Для уточнения характеристики турон-кампанских отложений верхнего мела ЗСП использованы данные по керну текущего глубокого бурения более 3-х десятков новых скважин. Количество керна составляет около 3 тыс. пог. м.; детальность отбора образцов – от 1 обр. на 2-3 метра, до 2-3, иногда до 4 точек на 1 метр. Новая информация позволяет значительно уточнить (и дополнить) существующие представления. Но отмечаются и некоторые отклонения от современной концепции. Так, глинистые и кремневые компоненты отложений образуют единые агрегаты (не удаётся разделить на составляющие индивиды даже при увеличении в несколько тысяч раз). Что со всей очевидностью отражает структуры распада твёрдых растворов («старение»/коагуляцию органо-минеральных илов/коллоидов). Преобладающие хлопьевидные выделения кремнезёма (1-5 мкм) при малом содержании (обычно 5-10, редко до 15-25 %) остатков фауны (радиолярий, диатомей, спикул) ставит под сомнение значительность роли скелетообразующих организмов в масштабах осадконакопления. Более вероятен бактериально-хемогенный способ седиментации.

Качество сейсмоки позволяет изучить строение верхнего мела на уровне сеймостратиграфических комплексов (ССК, Рисунки 1.1-1.3).

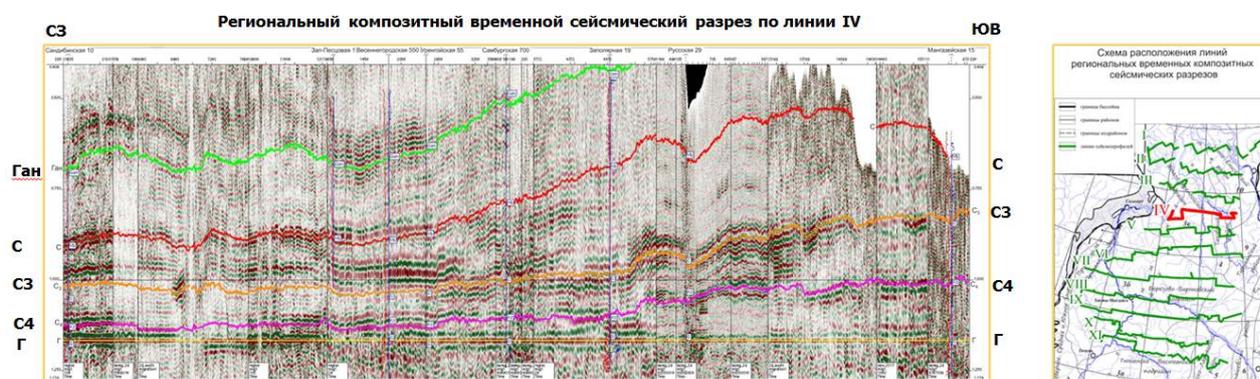


Рисунок 1.1. Региональный композитный временной сейсмический разрез по линии IV (ООО «ТННЦ», 2018).

На Рисунках 1.1-1.2 наглядно представлено увеличение толщин выделенных комплексов (ССК) в восточной части ЗСП, что обусловлено периодическими эпизодами накопления в этой части плиты локальных тел регрессивных алевролитов в составе каждого ССК. Подробнее генезис алевролитов будет охарактеризован ниже по тексту.

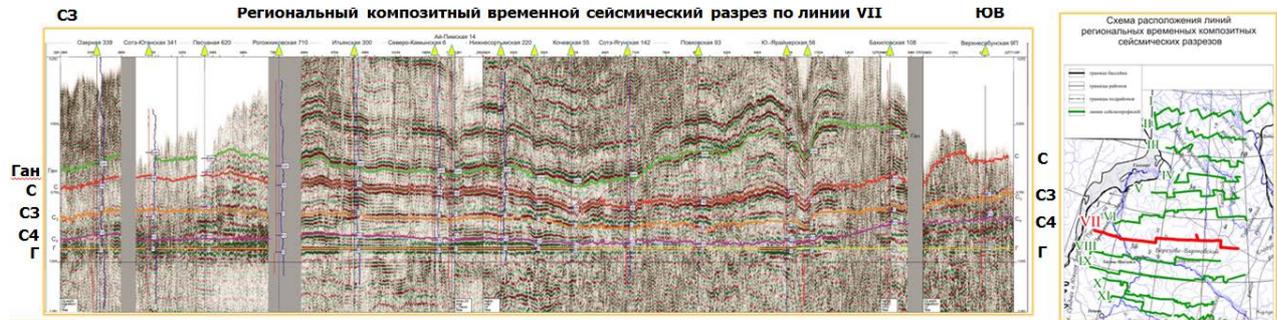


Рисунок 1.2. Региональный композитный временной сейсмический разрез; линия VII, выровненный на кровлю покурской свиты сеноманского возраста (ОГ Г) (ООО «ТННЦ», 2018).

Основными Отражающими Горизонтами (ОГ) для верхнемеловых отложений являются Г, С4, С3, С2, С1 (Рисунок 1.3).

ОГ обладают различной динамической выраженностью и стабильностью. Но, в целом, уверенно прослеживаются на большей части площади Западной Сибири. И только на западной, северо-восточной и восточной периферии плиты на временных разрезах наблюдается хаотическая волновая картина (Рисунок 1.3).

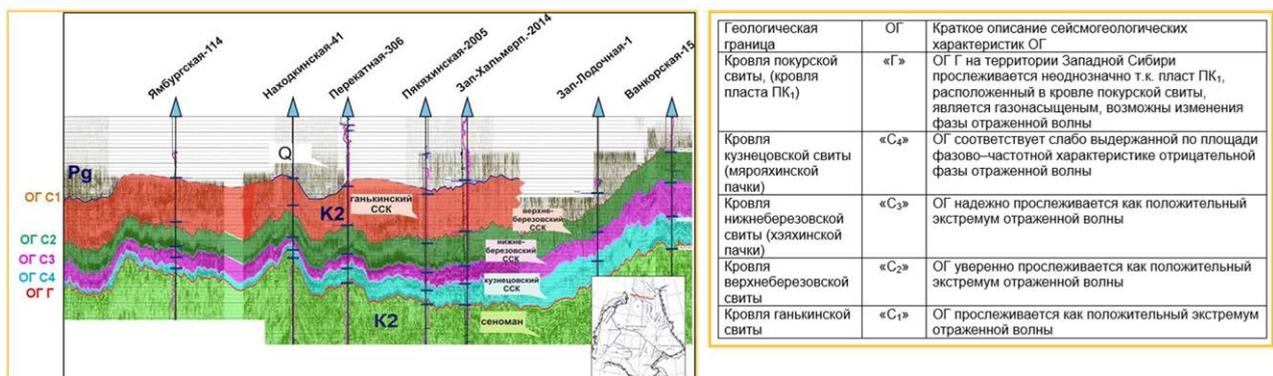


Рисунок 1.3. Сейсмогеологическая модель надсеноманских отложений. Композитный профиль III-III верхнего мела на севере Западной Сибири [Агалаков, 2020].

По результатам анализа 265 тыс. пог. км 2D-сеймики; 6 участков 3D-сеймики, 186 скважин с вертикальным сеймопрофилерованием (ВСП), в пределах Западно-Сибирской

плиты уверенно выделены, и устойчиво прослежены четыре ССК (Рисунки 1.3-1.4); кроме того, построены карты общих толщин для каждого ССК.

Для построения карт толщин в рабочий проект загружено более 4 тыс. скв. (с корректными материалами ГИС), построены 17 региональных схем корреляции (11 в широтном и 6 в меридиональном направлении) с использованием 220 скв. На востоке Западной Сибири, в меридиональной зоне фациальных переходов, построены ещё 16 детальных схем корреляции по 148 скв. (Рисунок 1.4) [Агалаков, 2020].

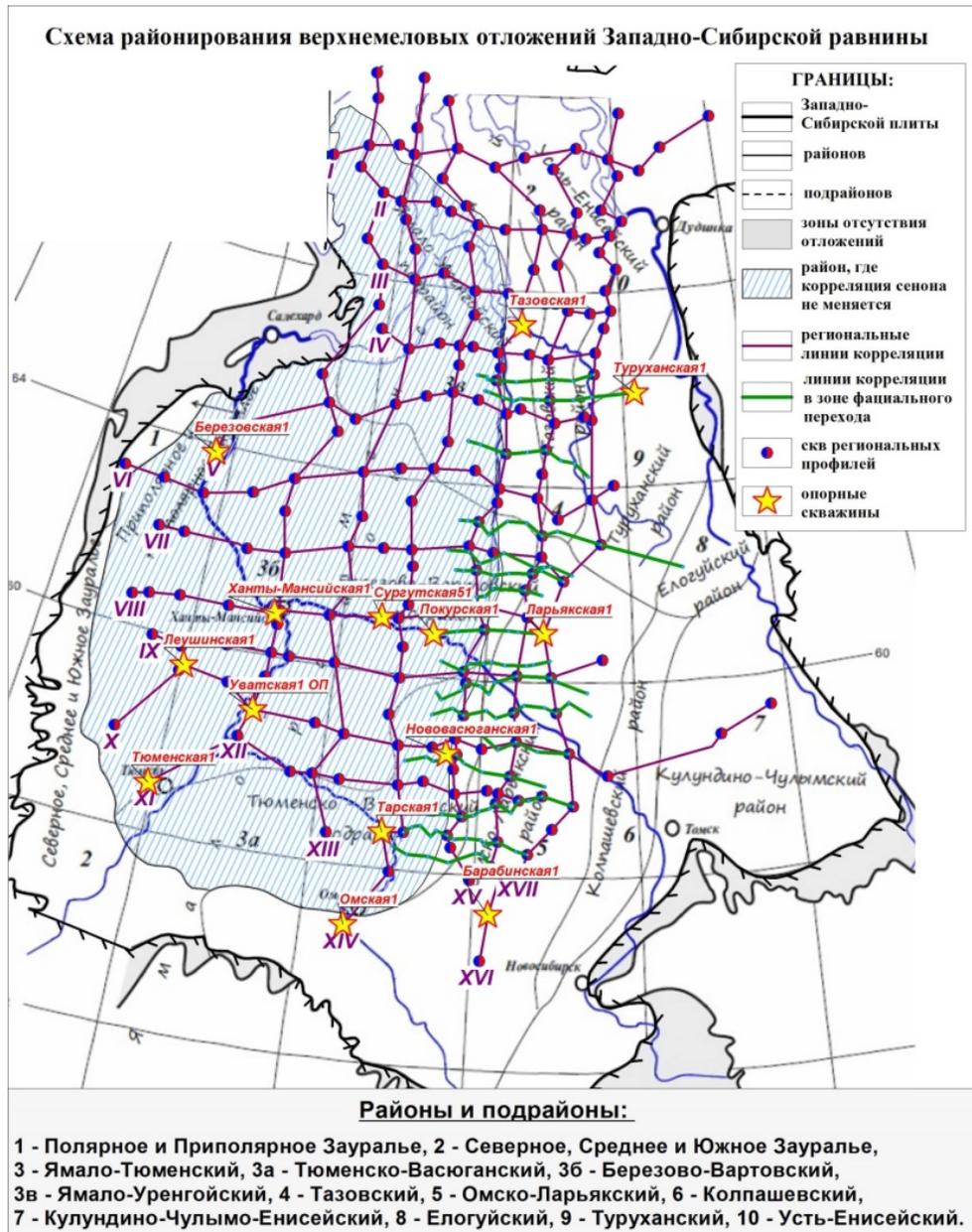


Рисунок 1.4. Региональные и детализированные (выделены зелёным цветом) профили корреляции скважин [Агалаков, 2020].

Схематичные карты толщин ССК построены на основе корреляции – для *кузнецовского* (турон-нижний коньяк), *нижнеберёзовского* (коньяк-сантон), *верхнеберёзовского* (кампан) и *ганькинского* (маастрихт) ССК.

По результатам комплексного анализа данных ГИС и керна, внутри турон-кампанских отложений, дополнительно выделены стратоны (Рисунки 1.5, 1.6) [Кудаманов, 2017; Агалаков и др., 2017а, 2017б, 2017в; Кудаманов и др., 2018а, 2018б, 2018в, 2018г].

№ №	ТОЛЩА (горизонт)	СТРАТОН	Краткое описание сейсмогеологических характеристик ОГ в кровле толщи	Краткое описание преобладающей литологии
	<b>С1</b>		ОГ С1 прослеживается как положительный экстремуму отражённой волны	
1	<b>МААСТРИХТ (40-80 м, на северо-востоке до 250-350 м)</b>			карбонатистые глины, мергели
	<b>С2</b>		ОГ С2 уверенно прослеживается как положительный экстремуму отражённой волны	
2	<b>КАМПАН (40-150 м, на северо-востоке до 250 м)</b>	ВБ0		слабо кремнистые смектитовые глины
3		ВБ1 (на северо-востоке до 140 м)		песчаные алевролиты со смешанным глинистым цементом
4		ВБ2		кремнистые глины
5		ВБ3 (на северо-западе до 50 м)		глинисто-кремнистые алевролитистые отложения
	<b>С3</b>		ОГ С3 надёжно прослеживается как положительный экстремуму отражённой волны	
6	<b>КОНЬЯК-САНТОН (60-100 м, на северо-востоке до 260 м)</b>	НБ1 (20-25 м, на севере до 35 м)		опоки
7		НБ2 (на востоке до 25-30 м)		опоковидные глины
8		НБ3 (северо-восток до 150-250 м)		песчаные алевролиты со смешанным глинистым цементом
9		НБ4 (северо-восток до 25-30 м)		опоковидные глины
	<b>С4</b>		ОГ С4 соответствует слабо выраженной по площади фазово-частотной характеристике отрицательной фазы волны	
10	<b>ТУРОН (40-60 м, на востоке до 220 м)</b>	мярояхинская пачка (5-10 м)		глауконитово-смектитовые глины
11		газсалинская пачка (на востоке до 120-140 м)		песчаные алевролиты со смешанным глинистым цементом
12		дорожковская свита (25-50 м)		смектитовые глины
	<b>Г</b>		ОГ Г на территории Западной Сибири прослеживается неоднозначно - поскольку пласт ПК1 в кровле покурской свиты является газонасыщенным, возможны изменения фазы отражённой волны	
13	<b>СЕНОМАН (Г)</b>			неравномерно алевролитовые песчаники

Рисунок 1.5. Отражающие горизонты верхнего мела (турон-маастрихт), выделенные стратоны, толщины, краткая характеристика ОГ и литологии стратонов (2023).

Так, например, в составе *кузнецовского* ССК были выделены 3-и стратона: *дорожковская свита* (включающая *мамийскую битуминозную* и перекрывающую *лукияхинскую глинистую* пачки) в основании горизонта, газсалинская пачка алевролитов (локально распространённая на востоке ЗСП) и мярояхинская пачка глауконитовых глин в кровле горизонта (Рисунок 1.5 внизу). Можно добавить, что ещё во второй половине XX века было отмечено, что «в Тазовском и северо-восточной части Вартовско-Надымского районов *кузнецовская свита разделена на четыре пачки снизу вверх: мамийскую,*

глинистую, местами битуминозную; лудьяхинскую, глинистую, прослоями алеврито-глинистую; газсалинскую, существенно алевритовую, газоносную; и мярояхинскую, глинистую» (Рисунок 1.7) [Булынникова и др., 1977].

В результате детализации толщ (ССК) выявлена трансгрессивно-регрессивная цикличность верхнего мела, особенно наглядно выраженная на востоке и северо-востоке Западной Сибири (Рисунок 1.4-1.6).

В нижних 2-3 метрах мамийской битуминозной пачки глин (нижний турон непосредственно над сеноманом) по керну ряда скважин нами зафиксированы «аномалии» концентраций пирита (до 10-12 % и более) относительно песчаников сеномана (как правило, не более 1,5-2,0 %) (Рисунок 1.5).

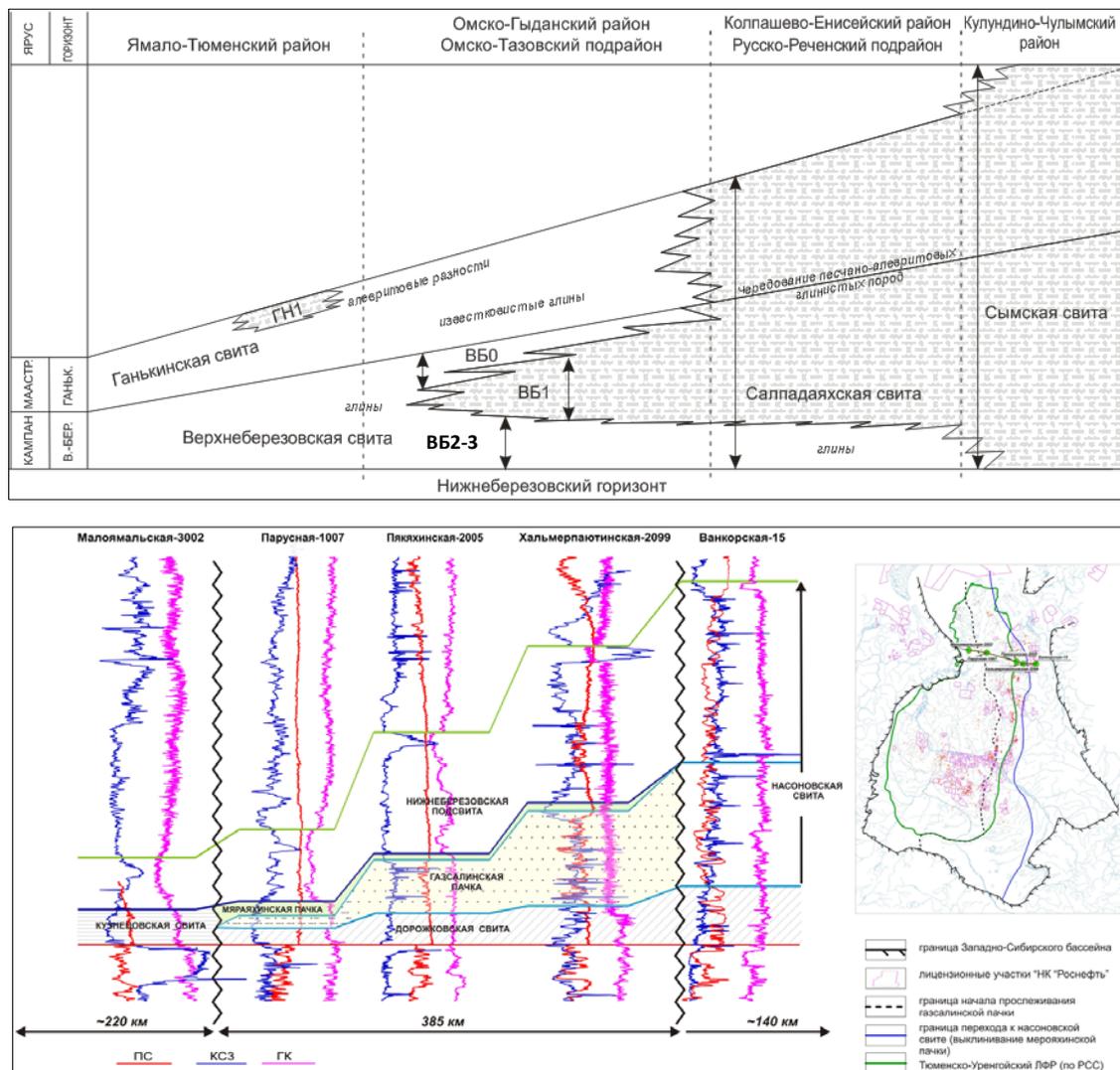


Рисунок 1.6. На севере и северо-востоке ЗСП схематичные разрезы по ГИС – (вверху) для верхнеберёзовского (кампан) и ганькинского (маастрихт) ССК; (внизу) – для нижнеберёзовского (коньяк-сантон) и кузнецовского (турон-нижний коньяк) ССК [Агалаков, 2020].

Что, по всей видимости, является *отражением на территории ЗСП океанического аноксийного События ОАЕ2*, выделенного в осадках океанов на границе сеноман-турон [Савельева, 2010]. По данным ГИС нижние две пачки уверенно не разделяются, поэтому, на фоне незначительного отбора керна, объединены нами в единую дорожковскую свиту (трансгрессивного происхождения).

*Нижнеберёзовский* ССК (горизонт) на северо-востоке ЗСП содержит 4-е стратона (снизу вверх): опоковидные глины НБ4 (средний коньяк), алевролиты НБ3 (верхний коньяк; выделены на северо-востоке, стратон глинизируется на западе), опоковидные глины НБ2 (нижний сантон; Рисунок 1.8) и опоки НБ1 (верхний сантон; регионального распространения; Рисунок 1.9).

На юго-западе плиты опоковидные глины НБ4, НБ3 и НБ2 сливаются в нерасчленимую (по ГИС) единую толщу НБ4-НБ2 (коньяк-нижнесантонского возраста; Рисунки 1.6, 1.10).

В составе *верхнеберёзовского* ССК первоначально выделялись 3-и стратона: кремнистые глины ВБ2 в основании горизонта, пласт алевролитов ВБ1 (так же локально представленный на северо-востоке ЗСП), и в кровле неравномерно кремнистые глины ВБ0 (Рисунок 1.6 вверху).

Несколько забегая вперёд, необходимо отметить, что в процессе дальнейшего изучения разреза в основании *верхнеберёзовского* ССК был выделен дополнительный пласт/стратон ВБ3 (нижний кампан), в значительной мере сложенный обломочными продуктами эрозии опок подстилающего стратона НБ1 (верхний сантон) (Рисунок 1.11).

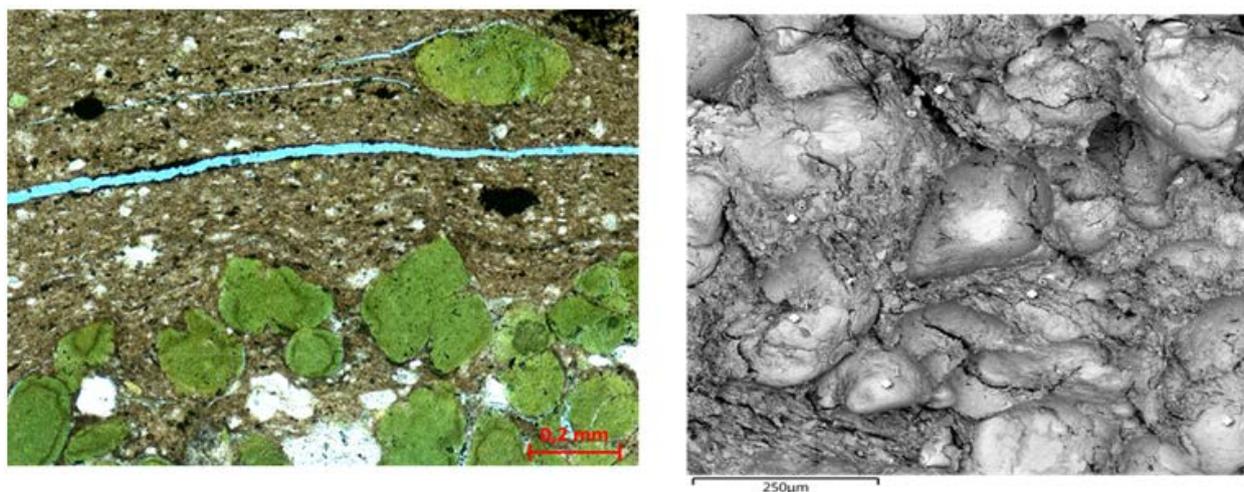


Рисунок 1.7. Мярояхинская пачка. Слева (фото шлифа) – глауконитово-глинистая порода, алевропесчанистая, пиритизированная, с биогенными остатками; без анализатора, Справа (изображение РЭМ) – микроконкреции глауконита (90-280 мкм) сцементированы смектит-иллитом. Редко встречаются зёрна кварца и полевых шпатов, ПШ (до размера мелкого псаммита) (ООО «ТННЦ», 2019).

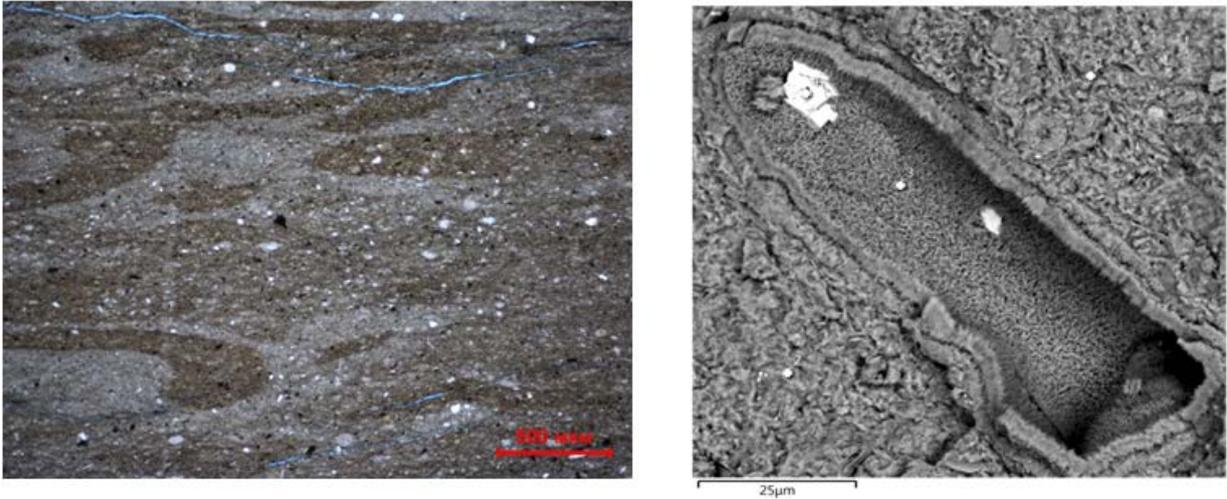


Рисунок 1.8. Опоковидные глины (стратон НБ2). Слева (фото шлифа) – глинисто-кремневая порода с примесью обломочного материала (ОМ), глауконита, биогенных остатков, пирита, слабо биотурбированная; без анализатора, Справа (изображение РЭМ) – продольный срез цилиндрического скелета диатомеи кремневого состава ( $37 \times 108$  мкм), внутри с волокнистыми агрегатами ОКТ-фазы. Кристаллы пирита белого цвета (до 14 мкм) (ООО «ТННЦ», 2020).

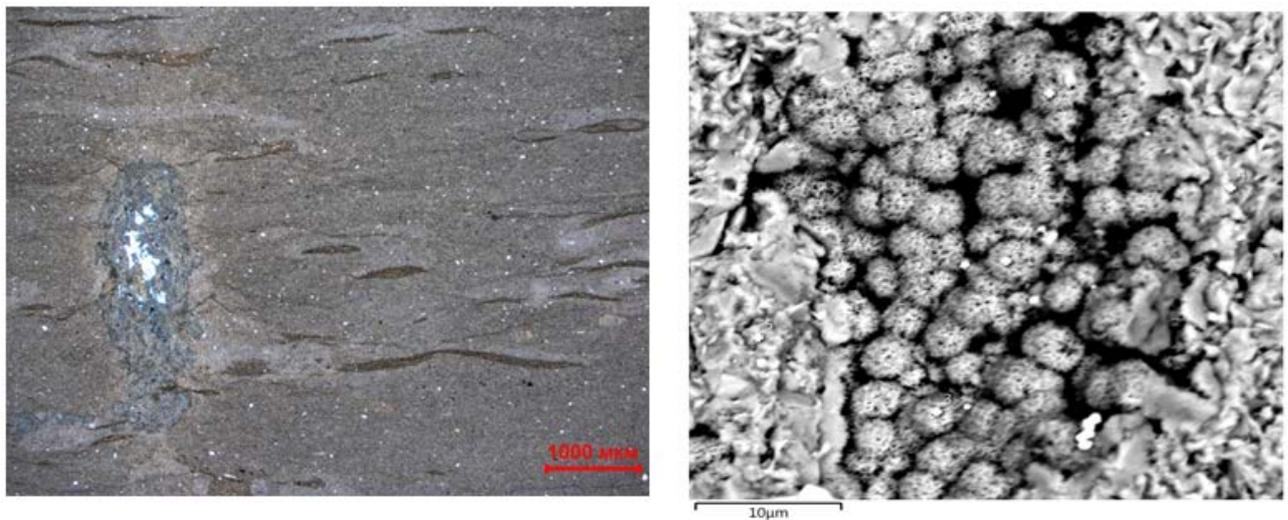


Рисунок 1.9. Слабо глинистые опоки (стратон НБ1). Слева (фото шлифа) – опока глинистая, с незначительной примесью ОМ, глауконита, пирита, с неравномерными мелкими глинистыми обособлениями, со следами биотурбации в крест наслоению; без анализатора, Справа (изображение РЭМ) – кремнесфера (Ø 44 мкм), заполненная леписферами («ёжиками» Ø до 1,5 мкм) ОКТ-фазы, с микропорами между обособлениями (ООО «ТННЦ», 2020).

Поздне-кампанское время на территории ЗСП знаменуется завершением эпизода регрессии в среднем кампане (когда на северо-востоке ЗСБ сформировались алевролиты стратона ВБ1, с относительным опреснением бассейна и, вероятно, похолоданием климата).

Отложения ВБ3 характеризуются устойчивой отрицательной аномалией по ГК, аналогично опокам НБ1 (верхнего сантона), что вызвано высокой долей обломков

низкорadioактивных опок верхнего сантона, но проявленной в заметно меньшей степени (Рисунок 1.12).

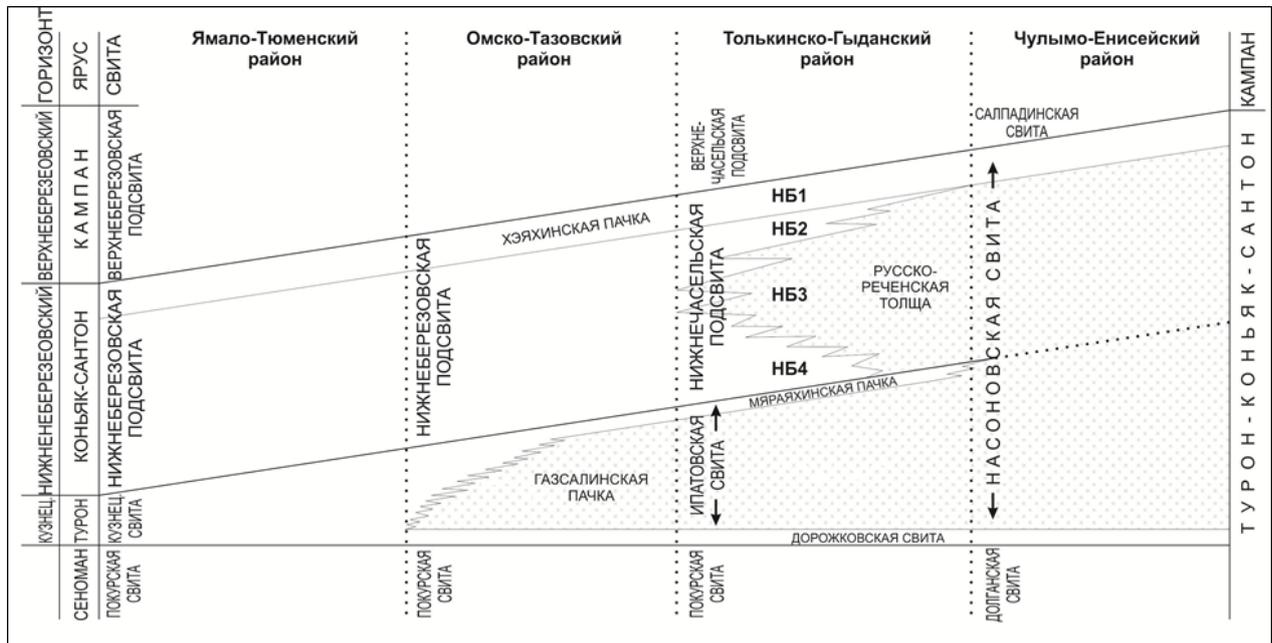


Рисунок 1.10. Схематичный широтный разрез (по данным ГИС) отложений турон-раннеконьякского и коньяк-сантонского возраста на северо-востоке ЗСП [Кудаманов и др., 2018в].

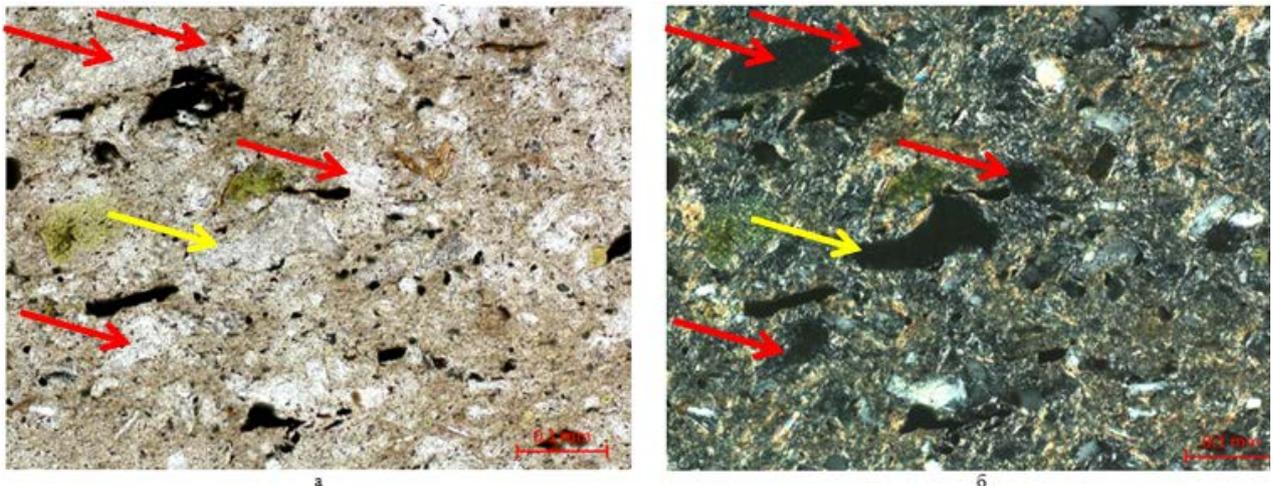


Рисунок 1.11. Стратон ВБ3, глубина 844 м (Рисунок 1.8). Фото шлифа. Кремнисто-глинистая алевритовая порода, с зёрнами глауконита, слабо пиритизированная, с частыми литогенетическими трещинами. Вид а – без анализатора, б – с анализатором. Красными стрелками указаны обломки изотропных опок; жёлтая стрелка – серповидный обломок вулканического стекла (ООО «ТННЦ», 2022).

Выше ВБ1 происходит возобновление региональной трансгрессии и накопление кремнистых глин (иллит-сметкитового состава) стратона ВБ0 (с относительной аномалией пирита в нижней части) в нормально морских условиях (рис. 1.13).

Фосфатная конкреция (Ø до 18-20 см; Рисунок 1.13) в основании стратона трансгрессивных глин ВБ0 аналогична конкрециям, неоднократно описанным в публикациях по верхнему мелу ЗСБ. Например, «В сводном разрезе верхнего мела на северо-востоке Западной Сибири насчитывается порядка 15 горизонтов с фосфоритовыми конкрециями. ... Накопление фосфоритовых желваков, по общему мнению, происходит на участках морского дна с низкими скоростями осадконакопления, и в окислительной среде, в диапазоне глубин 30—200 м» [Захаров и др., 2003].

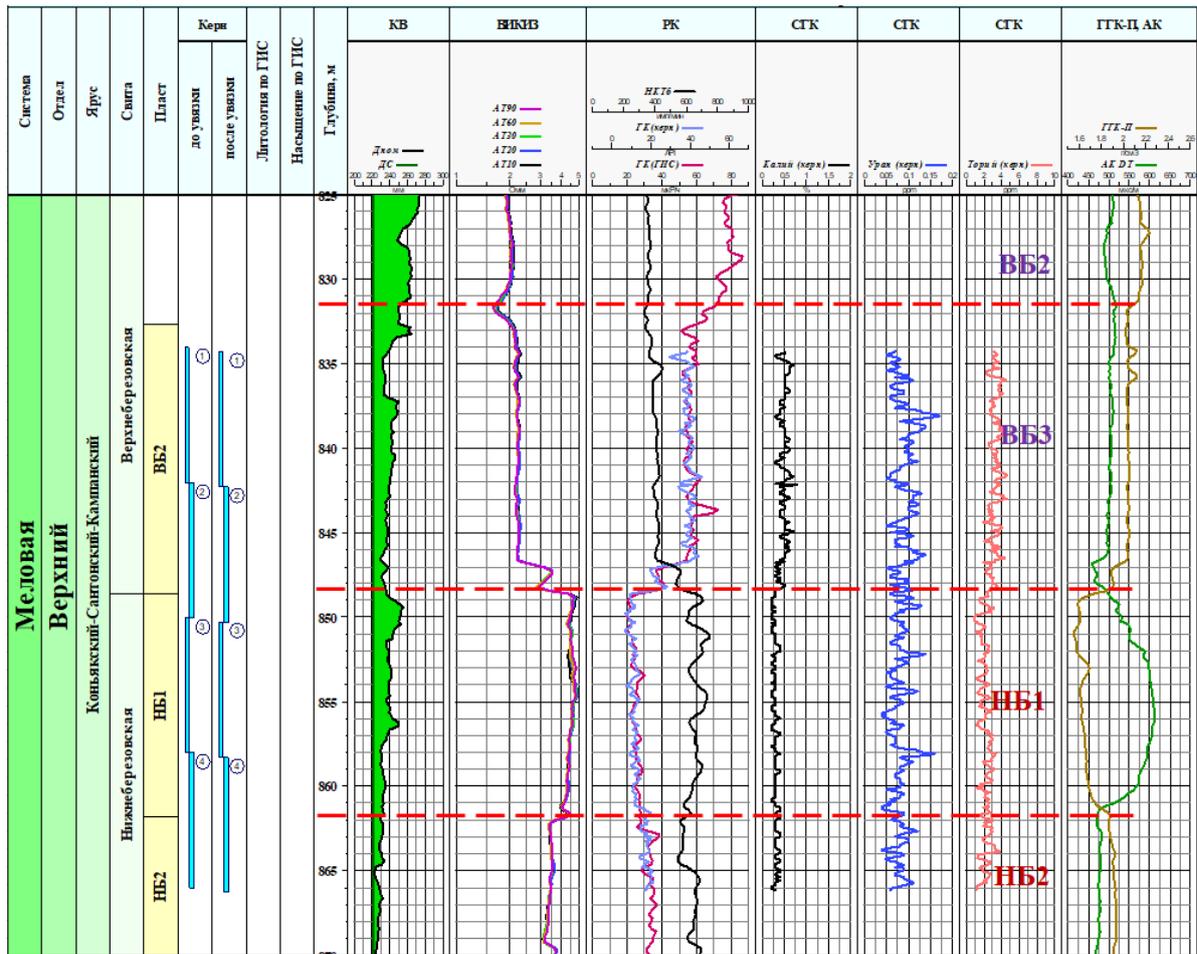


Рисунок 1.12. Фрагмент стандартного Планшета с материалами каротажа (ГИС) в районе границы нижнеберезовского (стратона НБ2 и НБ1; нижний-верхний сантон) и верхнеберезовского (стратона ВБ3 и ВБ2; нижний кампан) горизонтов ЗСБ. Красный пунктир – границы стратонов и горизонтов.

Характерно, что конкреции фосфатов (не перемещённые) приурочены к основанию пластов трансгрессивных глин (сметитовых, часто с примесью 1-3 % глауконита, иногда больше, зачастую с повышенными долями пирита, что противоречит утверждению об «окислительной среде»), фиксирующих в разрезе начальные фазы очередного этапа трансгрессии.

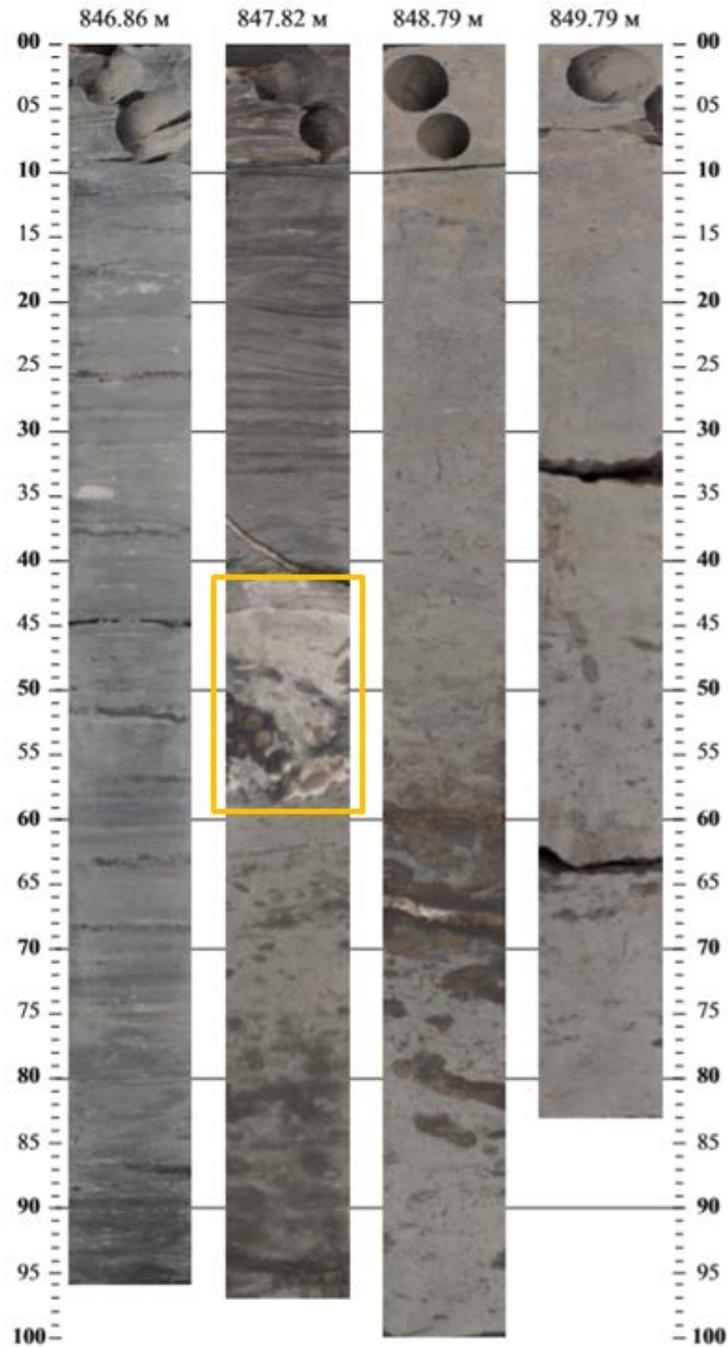


Рисунок 1.13. Фото керн в дневном свете. Жёлтым контуром выделена глинисто-фосфатная конкреция в основании стратона ВБ0 (неравномерно кремнистых иллит-сметитовых глин верхнего кампана). Ниже конкреции залегают алевролиты стратона ВБ1 (средний кампан). (ООО «ТННЦ», 2022).

Под микроскопом (рис. 1.14) порода конкреции состоит из тонкой агрегатной смеси желтовато-бурого цвета карбонатно-фосфатного состава, с неравномерным содержанием ОМ (25 % от площади шлифа), гигантозернистых литокластов (25 %), обломочного глауконита (до 5 %), биогенных остатков (3-5 %), растительного атрита (3-4 %).

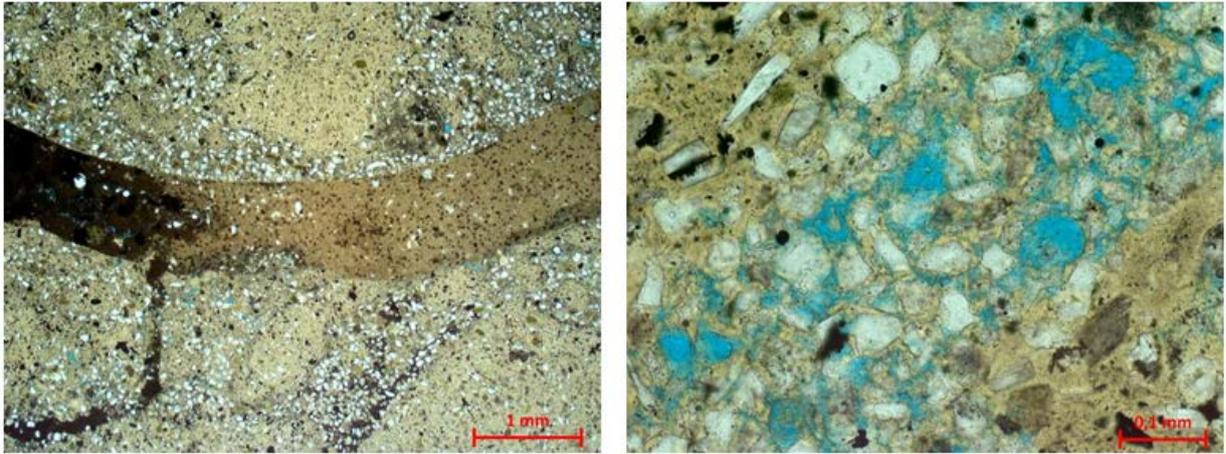


Рисунок 1.14. Фото шлифа из фосфатной конкреции. Карбонатно-фосфатная порода, с неравномерной примесью обломочного материала (ОМ), с литокластами гравийного размера, единичными фосфатными биокластами, сидеритизированная, с примесью пирита, биотурбированная. Без анализатора. Пустотное пространство (поры, трещины) подчёркнуто эпоксидной смолой голубого цвета (ООО «ТННЦ», 2022).

На Рисунке 1.15 справа – фото шлифа из алевролитов стратона ВБ1 (залегающих ниже конкреции фосфоритов на Рисунке 1.13), и, слева, – фото шлифа из глин стратона ВБ0 (выше конкреции – на Рисунке 1.13). *Алевролиты* (ВБ1) песчанистые, с примесью глауконита (до 5 %), биотурбированные.

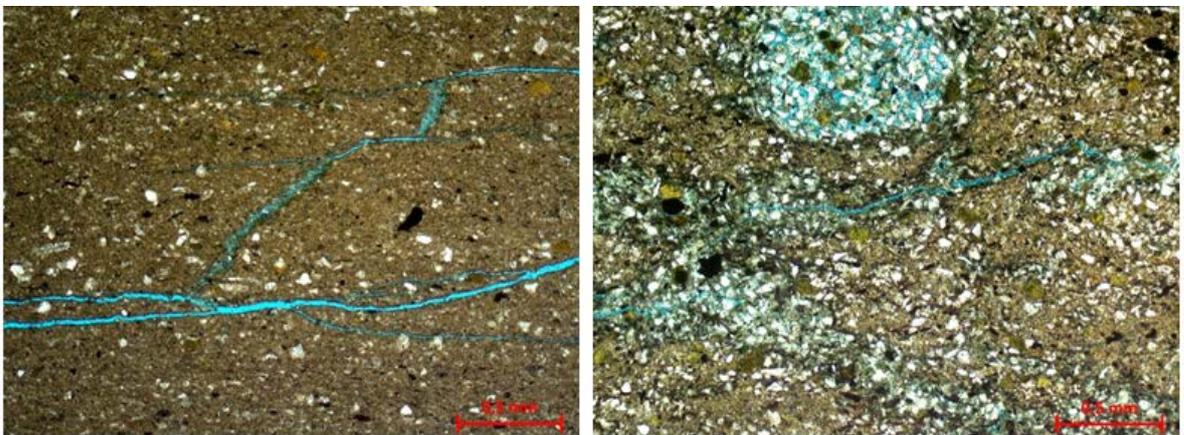


Рисунок 1.15. Фото шлифов без анализатора. Слева – неравномерно кремнистые глины ВБ0, с примесью ОМ, с редким глауконитом, с примесью растительного аттрита, пирита и сидерита, с частыми литогенетическими трещинами. Справа – алевролит (стратон ВБ1) мелко-крупнозернистый (м-кр/з), песчанистый, глинистый, с зёрнами глауконита, редким пиритом, растительным аттритом, редкими биогенными остатками, биотурбированный, с частыми литогенетическими трещинами (ООО «ТННЦ», 2022).

Цемент глинистый (до 30 %) иллит-смектитовый. Характерна *значительная примесь* растительного детрита (до 5 %), редко – остатки диатомей, агглютированных фораминифер, единичные остатки ихтиодетрита. *Глины* (ВБ0) в виде тонко агрегатной

смеси с неравномерной примесью кремнезёма (мелкие изотропные участки). Обломочный материал (до 12-15 %) распределён неравномерно, представлен кварцем, ПШ, редкими зёрнами кварц-серицитовых микросланцев. Доля глауконита не превышает 1-2 %.

В течение накопления неравномерно кремнистых глин пласта ВВ0 (поздний кампан) химизм бассейновых вод испытывал постепенные изменения (за счёт усиления роли тёплых южных вод).

Наряду с кремнескелетным планктоном (диатомеи, радиолярии и др.) появились, а затем (в маастрихте) «стремительно» распространились в пределах Западно-Сибирского бассейна карбонатоскелетные планктонные организмы (кокколитофориды и пр.). На Рисунке 1.16 приведены примеры остатков планктона ганькинского горизонта.

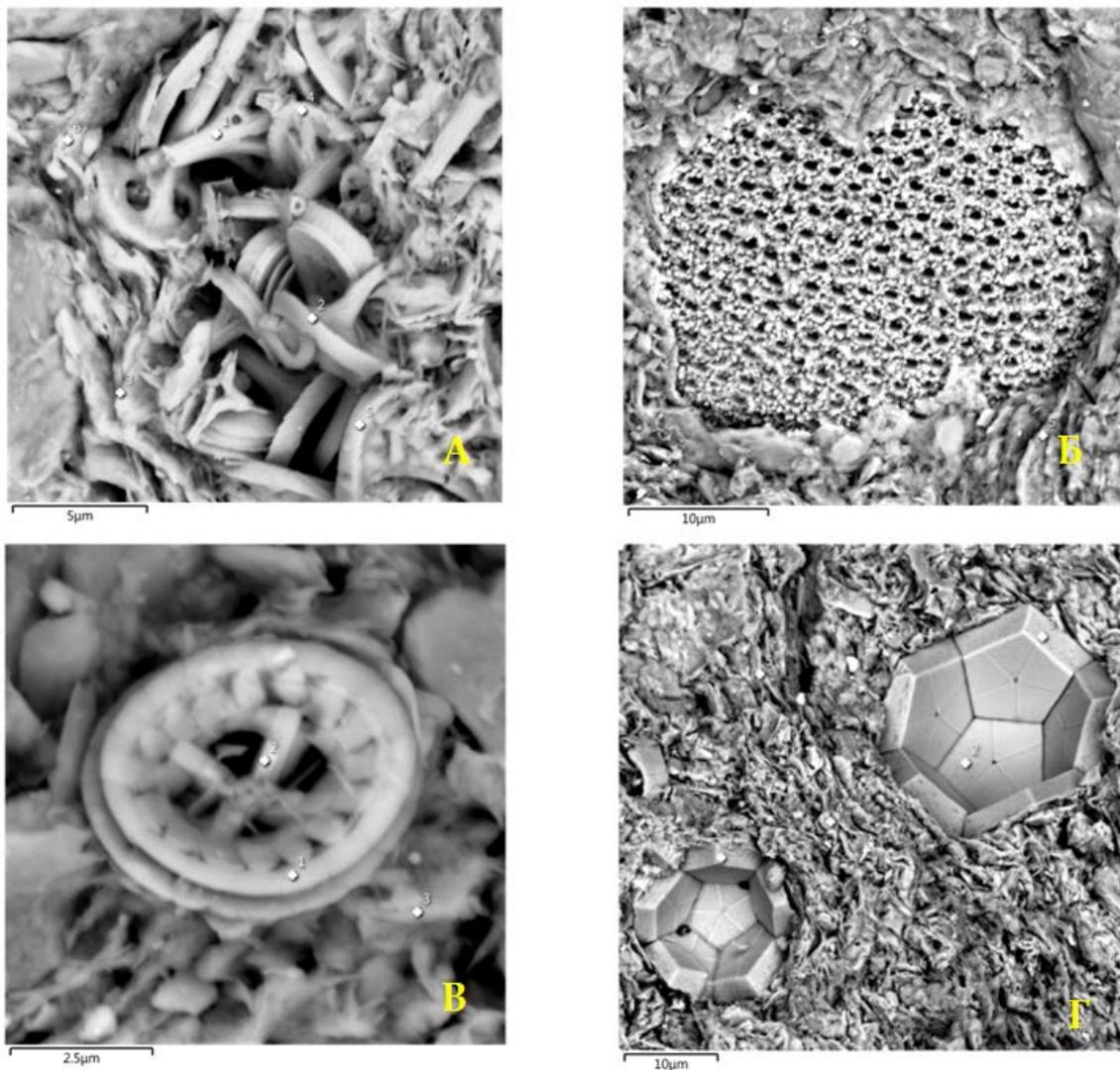


Рисунок 1.16. Изображения РЭМ (карбонатистые глины маастрихта). А – Скопление остатков кокколитов (до  $13 \times 20$  мкм). Отдельные элементы грибовидной формы («шляпки» 3-5 мкм). Межформенные сообщающиеся поры (до 2 мкм). Б – Фрагмент раковины ( $26 \times 30$  мкм) из родохрозита, с ячеистым строением. В – Хорошей сохранности известковый диск кокколита ( $\varnothing$  6 мкм). Г – Остатки нанофосилий (фитопланктона *Braarudosphaera bigelowii*) кальцитового состава (до  $16 \times 25$  мкм) [Рязанова и др., 2020].

Появление обеднённых известковых секреторных и агглютинированных фораминифер неоднократно отмечалось уже в позднем кампане [Подобина, 2021]. В маастрихтское время, повсеместное распространение получили теплолюбивые остракоды и кокколитофориды.

Таким образом, при формировании глинистых отложений стратона ВБ0 позднего кампана (после накопления на северо-востоке Западной Сибири, алевролитов стратона ВБ1 среднего кампана) очередной этап трансгрессии внутриконтинентального бассейна проходил, по всей видимости, с юга на север (с постепенным проникновением тёплых вод на территорию ЗСБ через Тургайский пролив) [Подобина, 2021].

Далее по тексту будут дополнительно показаны примеры характеристик отдельных литостратонов, а также некоторые примеры границ и переходов между ними.

Во многих публикациях приведены фактические данные (в том числе, по материалам наших исследований) детальной характеристики относительного возраста осадочных отложений в разрезе верхнего мела ЗСП. Определение возраста обосновано историческими и актуальными результатами применения *биостратиграфических* и *магнитостратиграфических* методов, например [Кудаманов и др., 2018, 2019; Маринов, Урман, 2013; Маринов, 2020; Маринов и др., 2021; Подобина, 1967, 1970, 1989, 2013, 2021; Гнибиденко и др., 2014].

***Новые находки пирокластики в отложениях верхнего мела ЗСП.*** Концептуальная модель строения верхнего мела (фрагментами) показана на Рисунках 1.1-1.7. Индивидуальные по составу стратоны являются отражением седиментации на разных этапах трансгрессивно-регрессивных циклов.

Стратон Т (газалинская пачка, средний-поздний турон) повсеместно содержит редкие прослой/конкреции (мощностью/Ø до 1 м, с резкими границами) карбонатных алевролитов (кальцит, сидерит, реже – доломит, родохрозит), с неравномерно распределённой примесью глауконита и пирита (Рисунки 1.17-1.19).

По ГИС (Рисунок 1.17) слои с карбонатным цементом характеризуются резкими положительными аномалиями сопротивлений и плотности. По данным РФА – доля кальция составляет до 20 %, марганца – до 0,22 %, железа – 11,2 %, фосфора – 0,45 %.

Порода (Рисунок 1.19) сложена полуугловатыми, редко полуокатанными зёрнами кварца (преобладают) и ПШ изометричной и слабо удлинённой формы (от 34 до 132 мкм). Единичные зёрна кварца частично регенерированы, с ровными гладкими гранями

восстановления кристаллографической формы. Неравномерно отмечаются фрамбоидальные стяжения, реже скопления пирита.

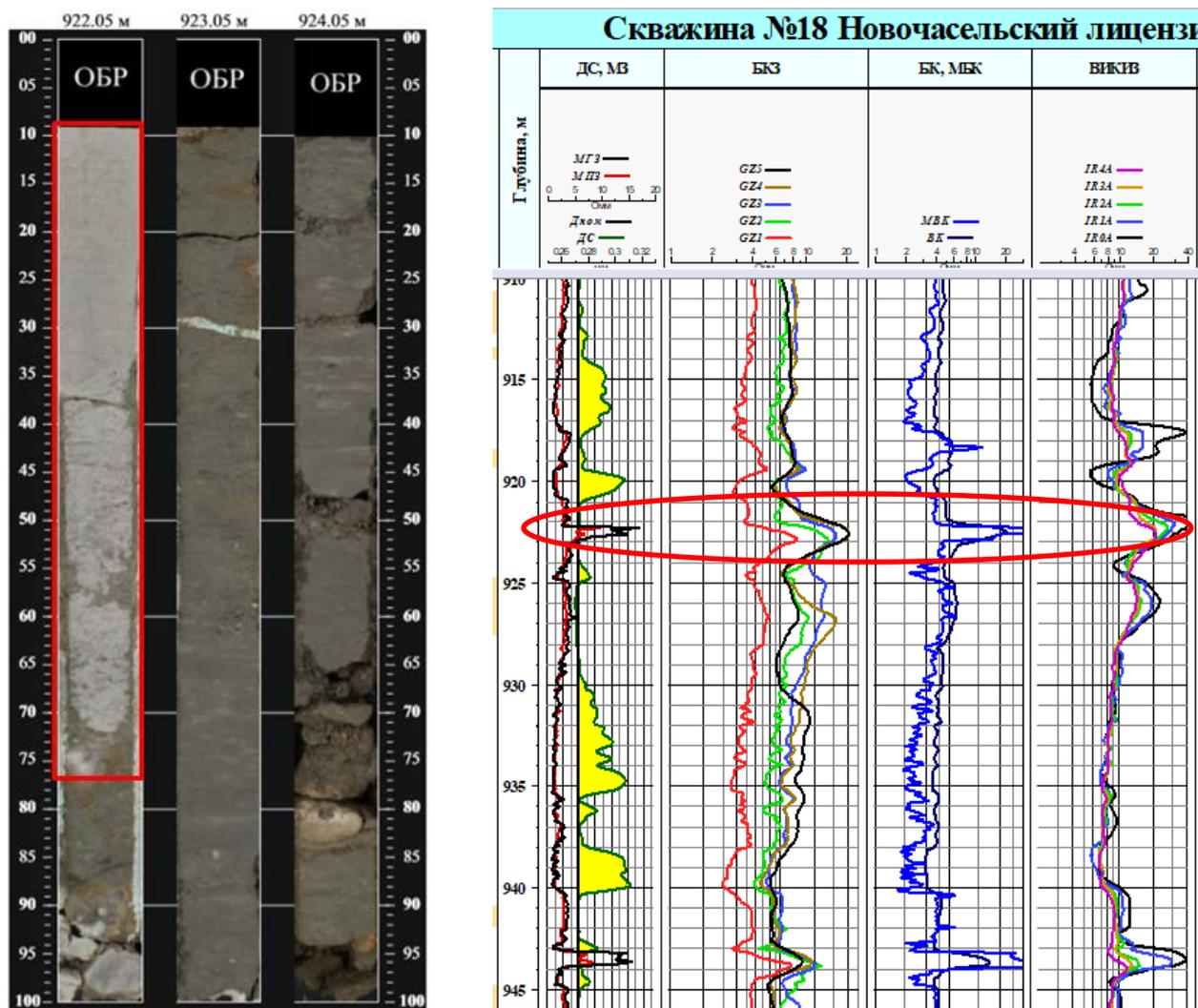


Рисунок 1.17. Ново-Часельское месторождение, скважина 18П. Слева – фото керна в дневном свете. Справа – фрагмент Планшета по материалам ГИС. Красный контур – прослой алевролитов с карбонатным цементом (в стратоне Т).

Цемент многочисленный, *карбонатный*, реже глинистый. Карбонатный цемент, повсеместно заполняет межзерновое пространство, представлен пелитоморфным кальцитом. Глинистый цемент – чешуйчатые агрегаты смектита-иллита, редко с хлоритом, заполняет межзерновое пространство (совместно с кальцитом). Отмечаются полуугловатые зёрна ильменита (до 47 мкм) и фторapatита (до 81 мкм; Рисунок 1.19).

В кровле стратона Т – резкая граница, фиксирующая финал средне-позднетуронской регрессии и возобновление затопления в раннем коньяке (мярояхинская пачка, как правило, с относительными аномалиями пирита в основании).

Стратон Т (газсалинская пачка алевролитов) на востоке ЗСП опесчанивается, к западу от зоны Колтогорско-Уренгойских рифтов – глинизируется.

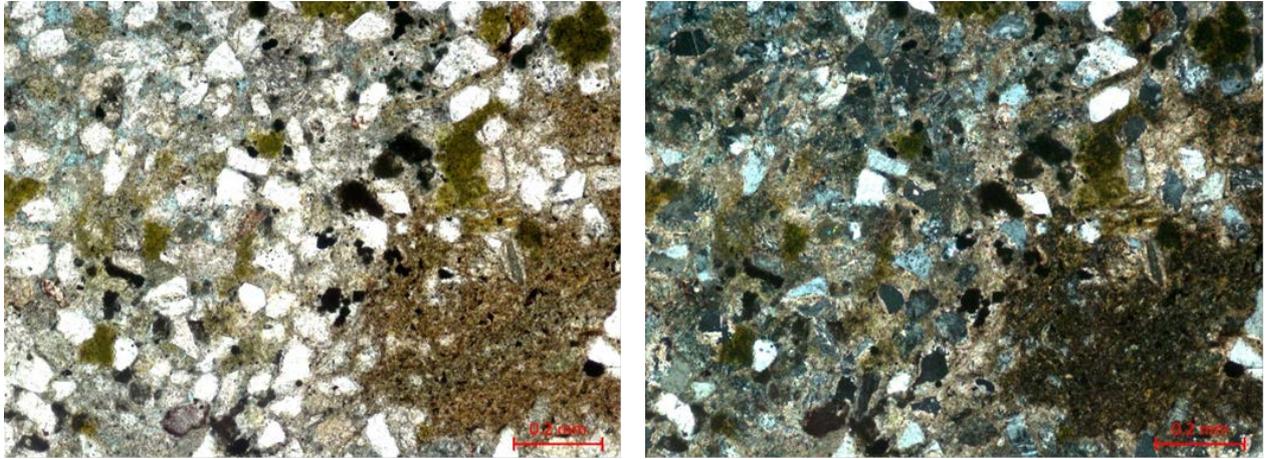


Рисунок 1.18. Образец № 33018, стратон Т, глубина по бурению 922,68 м (Рисунок 1.16). Песчаник мелко-тонкозернистый, алевролитистый, граувакковый аркоз, с поровым глинисто-карбонатным цементом, с зёрнами глауконита, растительным атритом, глинистыми интракластами, слабо сидеритизированный, пиритизированный, неравномерно микропористый. Вид а – без анализатора, увеличение 100, б – с анализатором, увеличение 100.

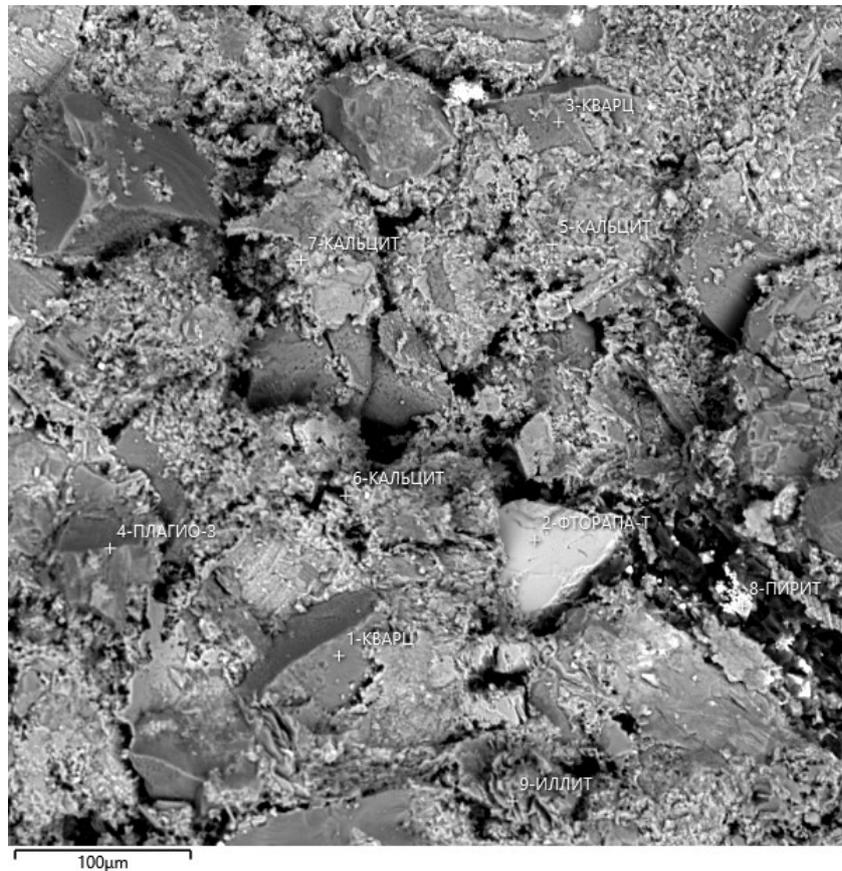


Рисунок 1.19. Изображение РЭМ. Образец № 33018, стратон Т, глубина по бурению 922,68 м. Увеличение  $\times 370$ .

Например, на Харампурском ЛУ накопление алевролитов стратона Т происходило на значительном удалении от восточного побережья (в 200-400-х км к западу), и примерно в 200-300 км к востоку от названной зоны рифтов [Объяснительная..., 1976].

Следы интенсивной биотурбации и отсутствие признаков волнения (возможно, уничтоженных биотурбаторами), говорят о благоприятных условиях седиментации, ниже базиса штормов, но не глубже границы проникновения солнечного света (первые десятки метров). В верхней части алевролитов стратона Т снижается доля глин (увеличивается доля алевролита), «резко» уменьшается доля аутигенных набухающих глин, что может быть отражением усиления темпов седиментации (расширение регрессии, относительное приближение побережья, частичное опреснение, эоловые процессы, пыльные бури).

Ветровые *процессы* образуются при взаимодействии холодных и тёплых атмосферных фронтов, сопровождаются усилением волновых процессов, и, при уменьшении глубины, проявлением размыва слабо сцементированных отложений.

В результате происходит отмучивание глинистого материала и пелитовых фракций, относительная «очистка» обломочного материала (зёрен кварца, ПШ, обломков пород, биогенных остатков, глауконита) на возвышенных и склоновых участках рельефа, образование линз обогащения гранулярными фракциями. В паузах (затишьях) осадки перерабатывались бентосом (на куполах темпеститы и волновые текстуры отсутствуют).

Находки вулканических стёкол и остроугольных обломков кварца и ПШ алевролитовой размерности в породах стратона Т на территории ЗСП реликтивно отражают проявления вулканической активизации в средне-поздне-туронское время (Рисунок 1.20). Отсутствие находок кр/з обломков пирокластов несомненно указывает на значительную удалённость активных в это время вулканических провинций.

Обзор «Древних вулканов» отмечает низкую сохранность вулканических конусов даже третичного возраста, не говоря уже о более древних. Отмечено: *«на востоке Сибири, в бассейнах якутских рек Оленека и Вилюя, не так давно ... открыта еще одна древняя вулканическая область. Оказалось, в пермский и триасовый периоды истории, а может быть, и в более поздние эпохи, в Восточной Сибири существовали особые вулканы»* [Лебединский, Шалимов, 1965].

В шлифе (обр. № **ЛЕ-ЗП-2**) – алевролит с сидеритом в цементе, примесью глауконита и пирокластического материала, с повышенным содержанием минералов тяжёлой фракции (Рисунок 1.20.А, 1.20.Б). Сортировка хорошая. Микроконкреции глауконита (0,05-0,40 мм, обычно 0,15-0,25 мм), *пирокласты* (0,05-0,35 мм). *Текстура* микрослоистостая (удлинения обломков и чешуек слюды). Глауконита до 10 %, *явных пирокластов* – до 5 %. Сидерит

(цемента) корродирует обломки, частично замещая их. Реже, кроме сидерита диагностируются – анкерит, доломит, кальцит.

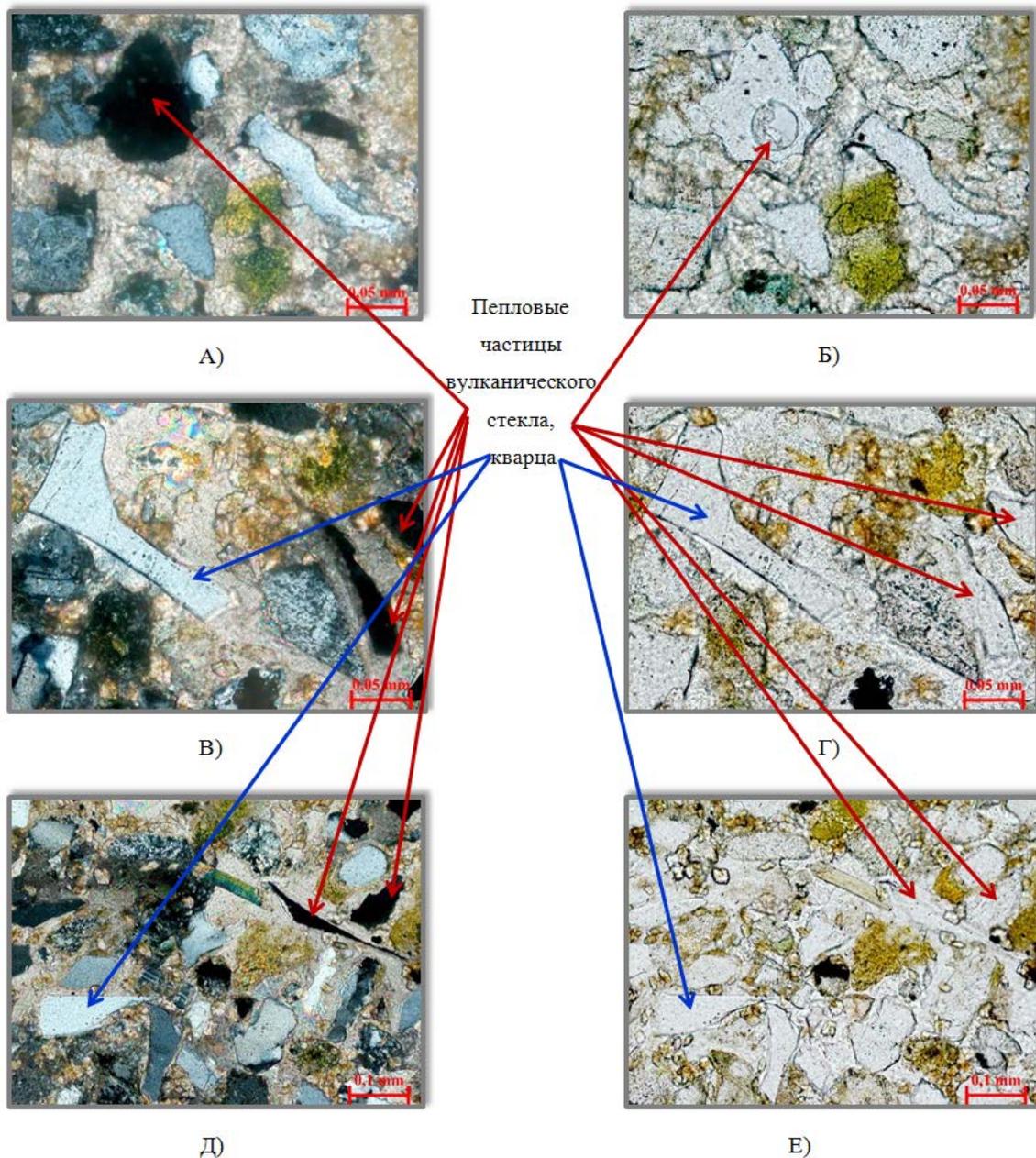


Рисунок 1.20. Фото шлифов. **Обр. ЛЕ-3П-2** (гл. по бур. 920,30 м). Стратон Т (турон). Алевролит м-кр/з песчаный, граувакковый аркоз, с поровым сидеритовым цементом, с глауконитом, с примесью пепловых частиц, с повышенной долей тяжелой фракции. Отмечается оплавленный обломок вулканического стекла с пузырьком газа. (А) – николи скрещенные. (Б) – николи параллельные [Карих и др., 2020].

**Обр. ЛЕ-3П-3** (гл. по бур. 928,90 м). Стратон Т (турон). Алевролит м-кр/з песчаный, граувакковый аркоз, с базально-поровым карбонатным цементом, с глауконитом, с примесью туфогенного материала, с сидеритовыми интракластами и повышенным содержанием тяжелой фракции. (В, Д) – николи скрещенные. (Г, Е) – николи параллельные [Карих и др., 2020].

Глауконит изумрудно-зелёный, равномерно распространённый. *Туфогенные обломки* – чистые, иногда слабо изменённые вулканические стекла с пузыристой текстурой, нередко серповидные, реже – остроугольный изогнутый кварц и призматический плагиоклаз. Примесь ильменита, магнетита, титаномагнетита (в сумме 2-3 %). Реже – сфен, циркон, эпидот, гранат, шпинель, турмалин. Редкая примесь УРД (0,10-0,25 мм, с клеточной структурой растительной ткани).

Стратон Т трансгрессивно перекрывается глауконитовыми глинами мярояхинской пачки, выклинивающейся на востоке ЗСП (результат эрозии в течение очередной регрессии). Неоднократно установленные признаки эрозии в кровле мярояхинской пачки (находки янтаря, примесь песка, растительного детрита и пр.; например, Сургутская ОС), как уже было сказано, свидетельствуют о проявлении субаэральной экспозиции (возможно, в виде множества островов на площади ЗСП), в завершение ранне-коньякского времени (Рисунки 1.21-1.23).

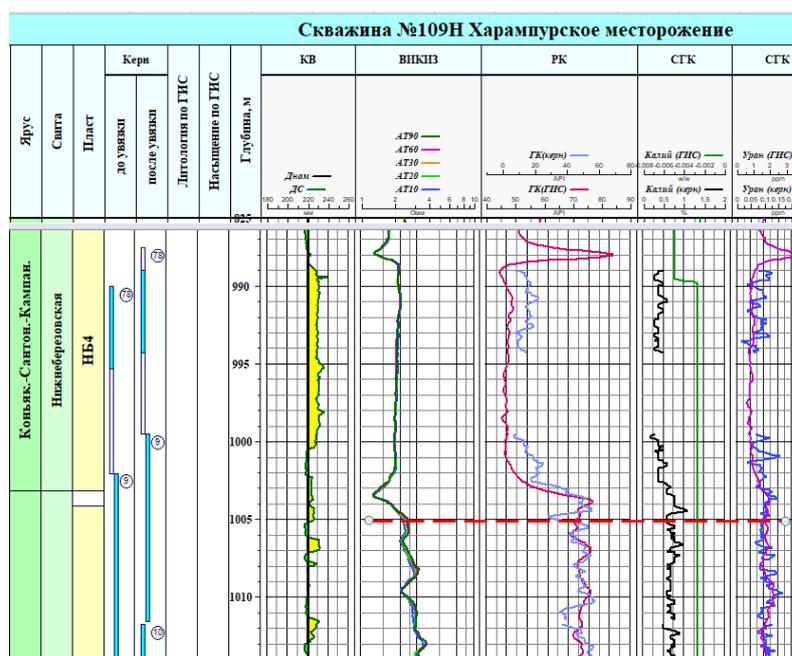


Рисунок 1.21. Скважина 109Н Харампурской ЛУ. Фрагмент Планшета по материалам ГИС. Красный пунктир – нижняя граница мярояхинской пачки (затопление над стратоном Т).

Под микроскопом (Рисунок 1.23) описана глауконитово-глинистая порода, алевропесчаная, пиритизированная, с биогенными остатками, трещиноватая. Доля глауконита составляет до 30 %. *Структура* алевро-псаммо-пелитовая. Размер ОМ – от 0,005 до 0,2-0,4 мм, редкие литокласты до 0,6-0,8 мм; преобладающая фракция 0,05-0,15 мм. Количество ОМ 15-18 % (из них псаммита 7-10 %). Форма обломков угловатая и полуугловатая, редко полуокатанная.

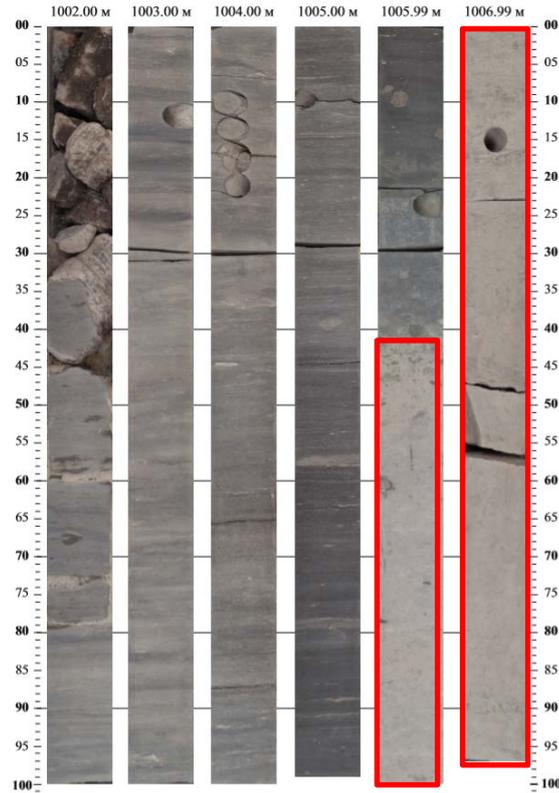


Рисунок 1.22. Скважина 109Н Харампурский ЛУ. Фото керна в дневном свете. Красным контуром выделены алевролиты стратона Т (выше, с резкой границей, залегают глауконитовые глины мярояхинской пачки).

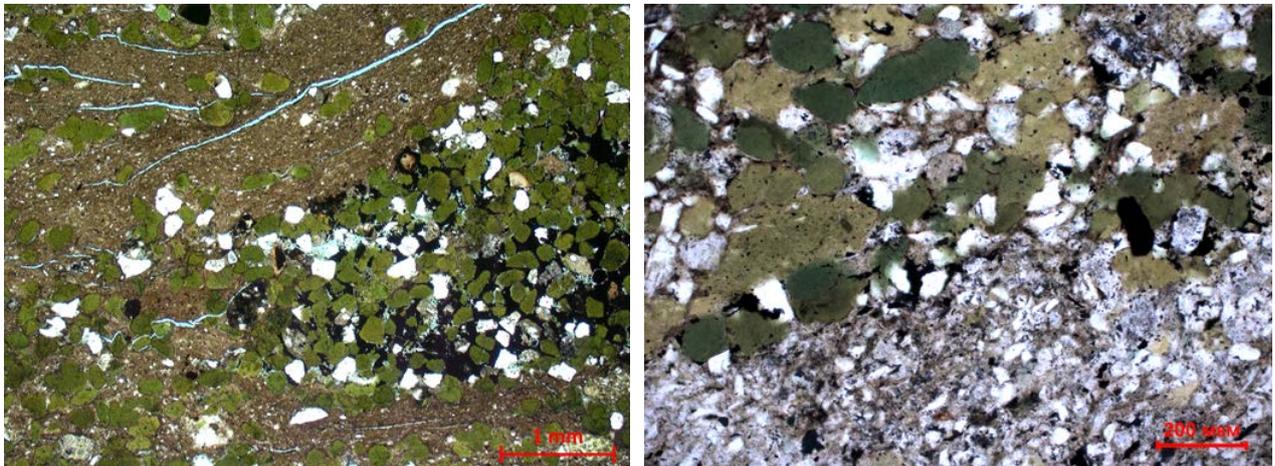


Рисунок 1.23. Скважина 109Н Харампурский ЛУ. Глауконитовые глины мярояхинской пачки. Фото шлифов без анализаторов. Слева – глубина по бурению 1006,12 м. Справа – глубина по бурению 1006,38 м.

Микроконкреции глауконита 0,07-0,20 мм (до 0,32 мм). Сортировка плохая. *Текстура* неотчётливо слоистая, линзовидно-пятнистая неправильного рисунка (биотурбационная).

Кроме биотурбации текстура, возможно, обусловлена процессами размыва или взмучивания на границе слоёв, принадлежащих разным типам пород. Проявляется в

неравномерной линзовидно-пятнистой локализации сгустков основных компонентов породы (глинистого материала, глауконита, обломков алевритовой и псаммитовой размерности, пирита) в различном соотношении.

Участками (причём, в линзах разного состава) хорошо заметна скрученность осадка. Встречаются обрывки (интракласты) преимущественно глинистого состава, не всегда отчётливо ограниченные, ориентированные преимущественно по наслоению.

По данным метода РФА (Рисунок 1.24) горизонты (ССК) и стратона верхнего мела ЗСП, выделенные в разрезе скважины 109Н Харампурского ЛУ, характеризуются заметно выраженным индивидуальным составом.

Стратиграфическая единица	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Cr	Cu	Zn	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Ga	La	Nb	ППП
ВБ0 (4)	55,27	0,75	14,6	13,3	0,310	0,86	1,76	1,18	2,26	0,290	0,030	0,014	0,003	0,005	0,005	0,002	0,003	0,007	0,010	0,007	0,011	0,002	0,004	0,001	9,47
ВБ1 (4)	64,04	0,66	12,9	9,00	0,300	0,78	1,71	1,25	2,04	0,100	0,060	0,016	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,007	0,008	0,006	0,016	0,001	0,004	0,001	7,16
ВБ2 (4)	75,45	0,48	9,55	5,12	0,028	0,53	1,16	1,07	1,45	0,670	0,020	0,013	0,003	0,005	0,006	0,002	0,003	0,010	0,009	0,007	0,009	0,001	0,003	0,001	4,92
ВБ3 (3)	79,75	0,47	8,89	3,40	0,010	0,41	0,85	0,90	0,79	0,000	0,020	0,012	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,008	0,006	0,006	0,009	0,001	0,003	0,001	4,44
НБ1 (3)	90,5	0,16	3,88	1,24	0,000	0,29	0,08	0,60	0,21	0,030	0,053	0,015	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,001	0,002	0,006	0,001	0,002	0,001	3,09
НБ2 (4)	80,1	0,46	8,83	3,26	0,010	0,38	0,75	0,89	0,59	0,000	0,023	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,005	0,005	0,010	0,001	0,003	0,001	4,71
НБ4 (7)	79,68	0,41	8,25	2,92	0,010	0,52	10,14	1,17	0,99	0,000	0,020	0,017	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,014	0,005	0,006	0,009	0,001	0,002	0,001	4,83
Мяра (2)	60,92	0,50	10,59	10,8	0,030	1,71	2,10	0,99	3,69	3,150	0,030	0,012	0,005	0,004	0,006	0,002	0,002	0,010	0,012	0,012	0,011	0,001	0,004	0,001	5,46

Рисунок 1.24. Усреднённые данные по содержанию отдельных химических компонентов в стратонах верхнего мела ЗСП, выделенных в разрезе скважины 109Н Харампурского ЛУ. В скобках приведено количество образцов, отобранных в стратоне. Красными тонами отмечены положительные относительные аномалии; жёлтым цветом выделены минимальные содержания для данной части разреза. Выделяются опоки НБ1 (минимумы практически всех компонентов, кроме окиси кремния) (ООО «ТНЦ»).

Так, например, для нижнеберёзовского ССК (относительно верхнеберёзовского ССК) характерна положительная аномалия кремнезёма (80-90 %). Стратон НБ4, кроме того, содержит аномалии магния, бария и стронция. Верхнеберёзовскому горизонту присущи повышенные концентрации титана, глинозёма, железа, кальция. А также – натрия, серы, хрома, цинка, никеля, ванадия, циркония, галлия и лантана. Можно отметить, что характеристики (по РФА) мярояхинской пачки и верхнеберёзовского горизонта очень похожи, что может указывать на определённое сходство условий их осадконакопления.

В отложениях нижнего коньяка впервые для верхнего мела отмечаются находки планктона с кремневым скелетом (диатомеи, реже радиолярии), что свидетельствует о повышении концентраций растворённого кремнезёма в морской воде.

Мярояхинские глины со стратиграфическим несогласием (отсутствуют верхи нижнего коньяка) перекрываются опоквидными глинами (стратон НБ4 среднеконьякского

времени) нижеберёзовского ССК. Концептуальная модель коньяк-сантонских отложений показана на Рисунках 1.6, 1.10.

Схематичная карта толщин нижеберёзовского горизонта приведена на Рисунке 1.25.

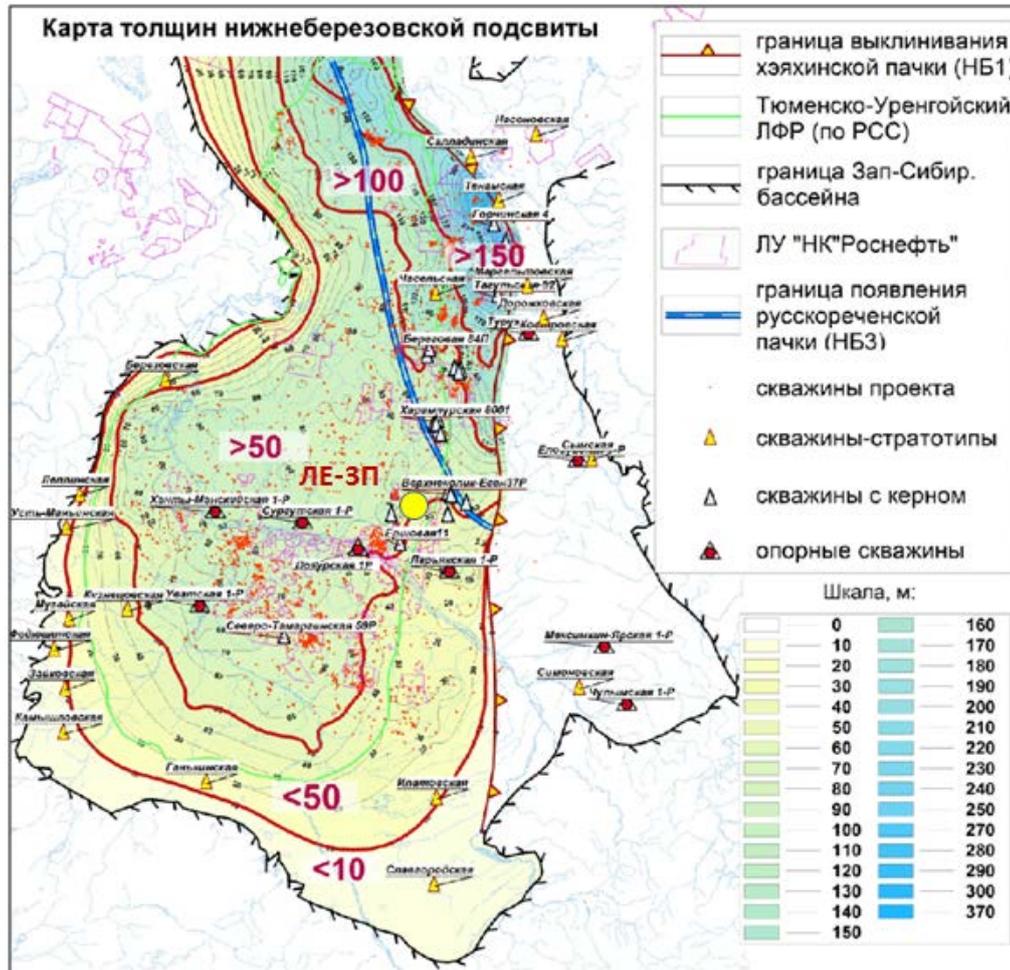


Рисунок 1.25. Схематичная карта распределения толщин нижеберёзовского горизонта коньяк-сантонского возраста [Кудаманов и др., 2018г, с дополнениями]. Жёлтым овалом отмечено место отбора образцов (ЛЕ-3П) из отложений покурской свиты, стратонав НБ3 и НБ1 нижеберёзовского ССК.

Горизонт снизу вверх представлен стратонами НБ4...НБ1. По ГИС стратон НБ3 уверенно оконтуривается только на крайнем северо-востоке ЗСП, переходя на востоке в русско-реченскую толщу (опесчанываясь), и выклиниваясь (глинизируясь) на западе и юго-западе (Рисунок 1.25). Является генетическим аналогом пласта Т, отражает регрессию в позднем коньяке. В составе алевролитов стратона НБ3 – продукты выветривания (обломки кремнистых пород, глауконит, скелетные остатки, кварц, ПШ и пр.) нижележащих неуплотнённых осадков, «вышедших» на северо-востоке ЗСП на субаэральный уровень, подвергшихся эрозии и денудации в юго-западном направлении. На Рисунке 1.26 пример относительно резкой верхней границы стратона НБ3.

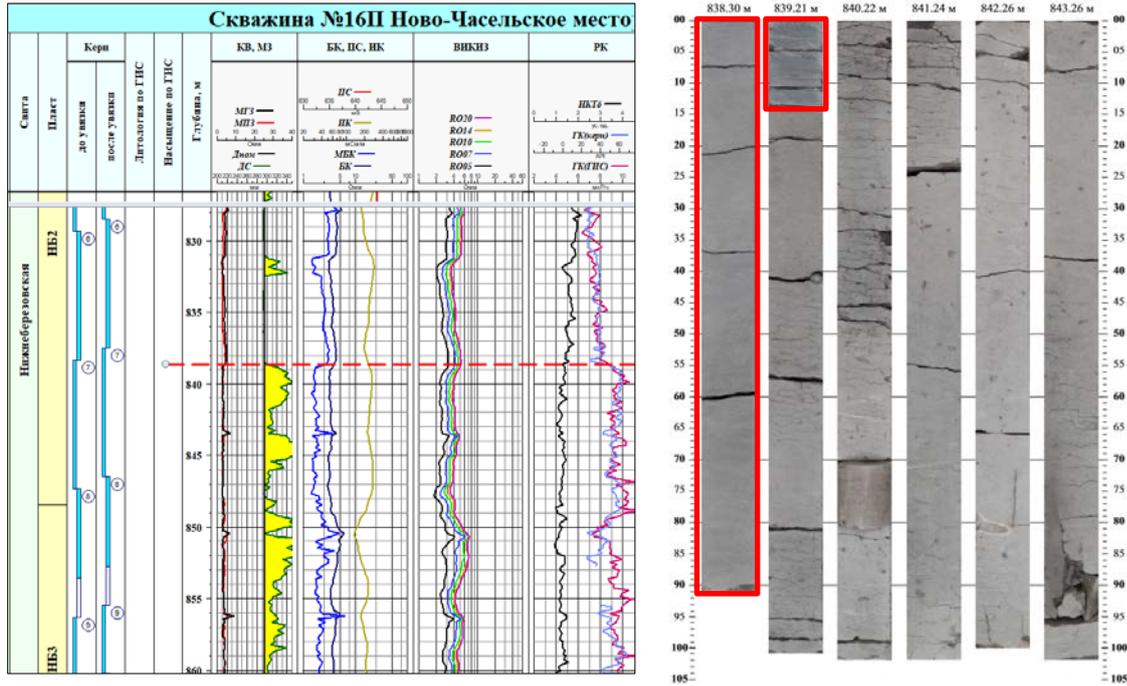


Рисунок 1.26. Скважина 16П Ново-Часельского ЛУ. Слева – фрагмент Планшета с данными ГИС. Красный пунктир – граница стратонов НБ2 (сверху) и НБ3 (снизу). Справа – фото керна в дневном свете. Красный контур – опоковидные глины стратона НБ2; ниже – алевролиты стратона НБ3.

На Рисунке 1.27 примеры алевролитов стратона НБ3 и опоковидных глин стратона НБ2 (под микроскопом).

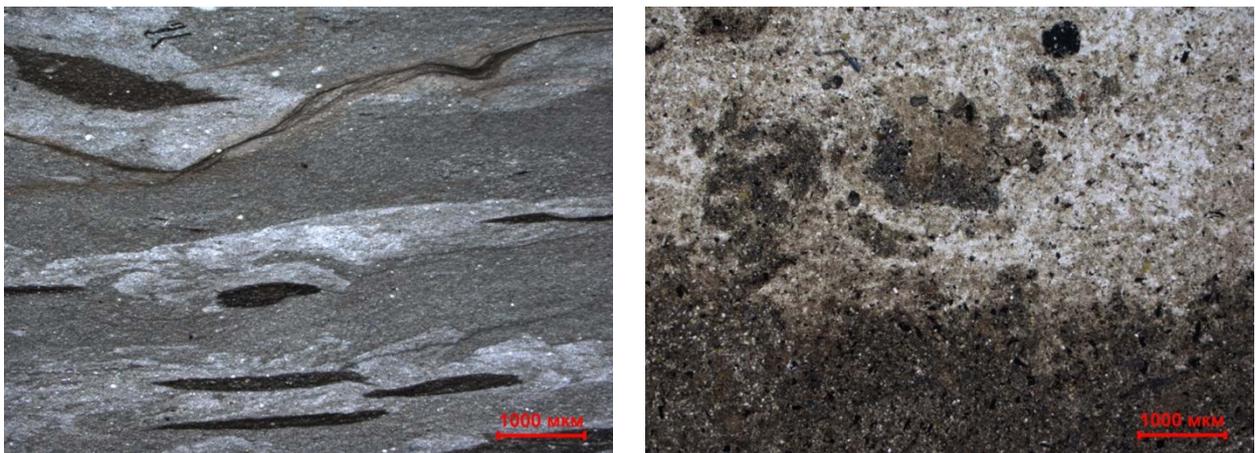


Рисунок 1.27. Скважина 16П Ново-Часельского ЛУ. Фото шлифов. Слева – опоки глинистые, с редкими включениями ОМ, глауконита, пирита, с глинистыми прожилками уплотнения и интракластами глинистого состава, биотурбированные (стратон НБ2). Без анализатора, глубина по бурению 839,27 м. Справа – алевролиты крупно-мелкозернистые полимиктовые сильно глинистые, с многочисленным углистым детритом, с глауконитом, биогенными остатками, интенсивно биотурбированные (стратон НБ3). Без анализатора, глубина по бурению 841,08 м.

По результатам РФА (Рисунок 1.28) хорошо заметны различия стратонов по химическому составу. В стратоне НБ2 выделяются образцы (25618, 25626 и 25627) с высокими значениями модуля Страхова – за счёт высокого содержания глауконита (по шлифам – 65, до 80 и 65 %, соответственно).

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа. месторождение Ново-Часельское, скважина 16П																																			
№ шп	Лабораторный номер образца	Плоск	Глубина отбора по бурению, м	Глубина отбора по ГИС, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Cr	Cu	Zn	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Ga	La	Nb	Cl	Co	As	Y	ППП	Модуль Страхова	
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		%
1	25592	ВБ3	798,79	797,95	77,50	0,44	8,68	3,33	0,012	0,42	0,99	1,02	1,09	0,05	0,254	0,015	0,007	0,004	0,008	T	0,004	0,014	0,014	0,006	0,008	T	T	T	0,028	0,002	T	T	5,71		
2	25597	ВБ3	801,29	800,45	73,13	0,50	10,29	4,05	0,015	0,79	1,17	1,10	1,22	0,08	0,270	0,025	0,009	0,003	0,008	T	0,003	0,015	0,016	0,007	0,009	0,002	T	T	T	0,161	T	T	T	6,69	
3	1669	ВБ3	802,53	801,69	70,40	0,56	11,33	4,54	0,021	0,99	1,32	1,17	1,38	0,05	0,279	T	0,012	0,005	0,009	T	0,004	0,016	T	0,008	0,011	T	T	T	0,493	T	T	T	6,98		
4	25603	НБ1	804,61	803,77	86,09	0,22	4,52	1,77	0,012	0,34	0,49	0,72	0,63	0,06	0,228	T	0,006	0,004	0,005	T	T	0,009	0,005	0,004	0,003	T	T	T	0,053	T	T	T	4,48		
5	25608	НБ1	807,04	806,20	86,41	0,17	3,99	2,04	0,020	0,54	0,47	0,74	0,44	0,04	0,199	T	T	T	0,004	T	0,003	0,008	0,009	0,003	0,003	T	T	T	0,078	T	T	T	4,52		
6	25612	НБ1	809,13	808,29	84,15	0,29	5,48	2,03	0,006	0,40	0,61	0,79	0,76	0,06	0,197	T	0,010	0,004	0,006	T	0,004	0,012	T	0,005	0,006	T	T	T	0,078	T	T	T	4,81		
7	25616	НБ1	811,28	810,44	85,63	0,23	4,63	1,97	0,005	0,28	0,56	0,84	0,66	0,04	0,234	T	0,006	0,004	0,004	T	0,003	0,010	T	0,003	0,005	T	T	T	0,045	T	T	T	4,48		
8	25618	НБ2	812,28	811,44	67,12	0,17	5,09	11,99	0,030	1,14	1,55	0,75	2,83	0,63	1,201	T	0,016	T	0,012	T	0,004	0,014	0,022	0,015	0,006	T	T	T	0,018	T	T	T	5,57	70,7	
9	25626	НБ2	813,45	812,61	56,57	0,37	8,55	14,95	0,045	0,52	1,96	1,07	2,82	0,10	2,179	T	0,012	T	0,013	T	0,006	0,013	0,024	0,016	0,008	T	T	T	0,021	T	T	T	7,46	40,7	
10	25627	НБ2	813,61	812,77	54,20	0,51	11,61	12,11	0,034	0,58	1,92	1,30	2,25	0,14	2,413	T	0,014	0,005	0,016	T	0,007	0,014	T	0,013	0,009	T	T	T	0,018	0,002	0,003	T	9,20	23,7	
11	25630	НБ2	815,06	814,22	72,81	0,50	10,23	3,89	0,014	0,57	1,31	1,13	1,26	0,07	0,365	T	0,006	0,002	0,008	T	0,004	0,017	0,021	0,007	0,009	T	T	T	0,120	T	T	T	7,09		
12	25652	НБ2	824,63	823,79	75,53	0,41	7,25	5,79	0,018	0,75	1,08	1,06	1,72	0,21	0,418	0,025	0,011	0,004	0,009	T	0,003	0,023	0,019	0,009	0,013	T	T	T	0,026	T	T	T	4,97		
13	25677	НБ2	836,57	835,73	67,97	0,58	11,24	5,21	0,017	0,68	1,53	1,29	1,54	0,13	0,672	0,026	0,010	0,005	0,010	T	0,006	0,024	T	0,007	0,010	T	T	T	0,052	T	T	T	7,97		
14	25684	НБ2	838,61	837,77	69,97	0,59	10,45	4,95	0,016	0,81	1,35	1,61	1,87	0,12	0,419	0,063	0,011	0,005	0,009	T	0,005	0,053	T	0,008	0,013	0,002	T	T	T	0,123	T	T	T	6,89	
15	25689	НБ3	840,34	839,50	57,97	0,90	17,38	6,54	0,028	1,04	2,16	1,61	2,28	0,30	0,635	0,051	0,012	0,007	0,014	T	0,009	0,030	T	0,010	0,015	T	T	T	0,072	T	0,003	T	7,95		
16	25704	НБ3	847,58	846,74	58,43	0,92	16,36	6,39	0,019	1,04	1,89	1,85	2,26	0,14	0,810	0,068	0,013	0,006	0,012	T	0,008	0,050	0,017	0,010	0,019	T	T	0,001	0,044	T	0,004	0,002	8,38		
17	25706	НБ3	848,43	847,59	53,50	0,90	19,19	7,64	0,026	0,60	2,04	1,35	2,25	0,09	1,111	0,035	0,012	0,006	0,012	T	0,009	0,019	T	0,010	0,016	0,002	T	0,001	0,033	T	0,004	0,002	9,44		
18	25709	НБ3	849,23	848,39	59,47	1,03	18,24	5,64	0,043	0,89	2,17	1,59	2,50	0,14	0,393	0,033	0,013	0,005	0,012	T	0,009	0,020	T	0,010	0,019	T	T	0,001	0,117	T	0,002	T	7,05		
19	25716	НБ3	851,05	850,21	59,69	0,84	15,20	7,70	0,050	0,97	2,24	1,68	2,73	0,23	0,850	0,046	0,012	0,005	0,012	T	0,006	0,018	T	0,011	0,021	T	T	T	0,061	T	T	T	6,33	9,2	
20	25717	НБ3	851,30	850,46	35,10	0,40	9,19	27,94	0,592	1,98	2,37	1,12	1,39	0,15	0,780	0,022	0,008	0,006	0,005	T	0,005	0,010	T	0,006	0,010	T	T	T	0,030	T	T	T	17,71	71,7	
21	25724	НБ3	856,88	856,04	20,25	0,28	5,96	41,11	0,763	2,76	2,69	0,71	0,75	0,13	0,091	T	0,005	0,004	0,003	T	0,007	T	0,003	0,007	T	T	T	0,047	0,005	T	T	24,28	152,3		
22	28761	НБ3	861,91	861,07	57,73	1,04	19,45	6,23	0,048	0,68	1,95	1,25	2,36	0,12	0,409	0,029	0,012	0,007	0,013	T	0,008	0,017	0,023	0,010	0,020	0,002	T	0,001	0,034	T	0,003	0,002	7,90		
		НБ3	80,27	0,79	15,12	13,65	0,196	1,24	2,19	1,40	2,06	0,16	0,635		0,011	0,006	0,010				0,021	0,009	0,016		0,055							11,13			

Рисунок 1.28. Скважина 16П Ново-Часельского ЛУ. Данные по химическому составу стратонов (и усреднённые значения). Самая правая колонка – значения модуля Страхова (зелёные – в глауконитовых глинах, голубые – в сидеритолитах).

В стратоне НБ3 – два образца (25717 и 25724) с высокими значениями модуля Страхова, но, в данном случае, за счёт аномальных содержаний сидерита (по шлифам – 35-40 и более 80 %, соответственно) (Рисунок 1.28).

По данным  $РСА_{пор}$  при переходе от алевролитов стратона НБ3 (верхний коньяк) к опоковидным глинам стратона НБ2 (нижний сантон) доля примеси пирита увеличивается в 2 раза, что свидетельствует об относительном усилении дефицита кислорода, что, в свою очередь, видимо, является слабым отражением аноксигенного События ОАЕЗ, установленного в отложениях Мирового океана на этом рубеже.

На западе-юго-западе стратон НБ3 глинизируется, по ГИС уверенно не установлен (не отличается от прилегающих стратонов НБ4 и НБ2).

Стратоны НБ2 и НБ4 (Рисунки 1.6, 1.10) сложены опоковидными глинами (с неравномерной примесью глауконита, сидерита, пирита, с кремневыми органическими

остатками, УРД, аксессуориями, обломочными зёрнами, нередко пепловой природы; Рисунок 1.29).

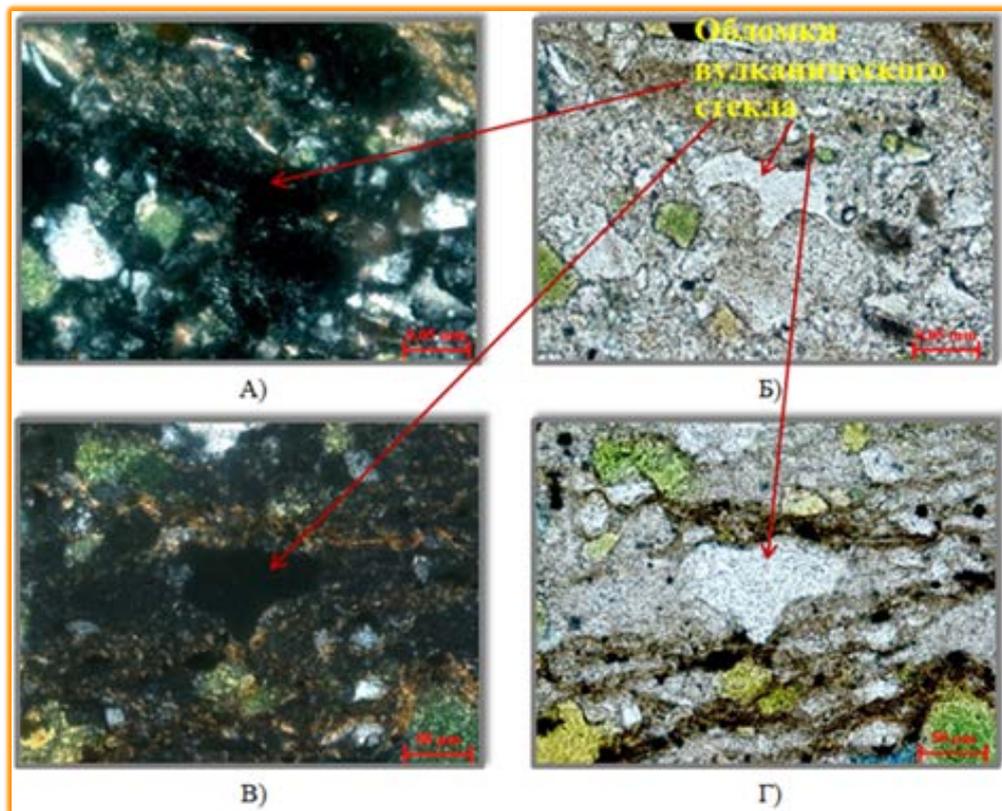


Рисунок 1.29. Фото шлифов. Обр. 19488 (гл. по бур. 999,33 м). **Стратон НБЗ** (верхний коньяк). Глинисто-кремнистая порода с примесью алеврита, глауконита, с кремневыми органическими остатками. Оплавленный обломок вулканического стекла. (А) – николи +. (Б) – николи II. Обр. 28554 (гл. по бур. 954,51 м). **Стратон НБ1** (хэяхинская пачка; сантон). Опока глинистая песчано-алевритистая, с глауконитом. Оплавленный обломок вулканического стекла. (В) – николи +. (Г) – николи II (ООО «ТННЦ»).

Глинистый материал представлен преимущественно набухающими смектитами с незначительной примесью ССО, каолинита и хлорита (на уровне погрешности анализа).

Установленные (по данным РСАглин) примеси иллита (гидрослюды), вероятнее всего, двойкой природы – частично являются результатом терригенного разноса (наравне с хлоритом и каолинитом), а частично – продуктом трансформации набухающих глин (смектитов).

Повышенные значения модуля Страхова, как уже отмечалось, свидетельствуют о влиянии вулканогенно-гидротермальных процессов на осадконакопление стратонов, содержащих высоко-глауконитовые глины и сидеритолиты. Но влияние происходит, по всей видимости, в условиях, значительно различающихся режимом седиментации.

В одних случаях происходит аутигенное формирование высокожелезистых слоистых алюмосиликатов (глауконитов). Высокие содержания глауконита характерны для базальных слоёв трансгрессивных глин, перекрывающих пласты регрессивных алевролитов (например, стратонны – Т, НБЗ и ВБ1) и/или залегающих на эрозионных поверхностях (например, в кровле мярояхинской пачки и в кровле опок стратона НБ1).

В других случаях аутигенно образуются слои/конкреции преимущественно сложных карбонатов и карбонатных цементов (преобладают сидериты/анкериты, менее представлены – кальцит, доломит, родохрозит и пр.). Подобные обособления характерны для эпизодов регрессии и осадконакопления пластов алевролитов (отмечается повсеместная встречаемость в стратонах Т, НБЗ и ВБ1).

Следовательно, можно констатировать, что аутигенное накопление глауконитов фиксирует в разрезе ЗСП начальные фазы очередного этапа региональной трансгрессии, по завершении регрессивных эпизодов (как и упомянутые конкреции фосфоритов; например, Рисунок 1.13). Накопление трансгрессивных преимущественно смектитовых глин отражает медленный и длительный процесс (конденсированный тип седиментации). Вероятно, медленный и длительный характер присущ и образованию глауконита на каждом пострегрессионном этапе.

Образование конкреций и субпластовых тел сидеритолитов, напротив, приурочено к эпизодам регрессий и формированию линзовидных пластов песчаных алевролитов (с повышенными темпами осадконакопления – примерно на порядок выше, относительно трансгрессивной седиментации). Переход растворённых компонентов в твёрдую карбонатную форму происходит, в данном случае, «стремительно» (в геологическом времени). При равных исходных данных (одинаковые концентрации и соотношения растворённых веществ) – колебания температуры, например, приводят к нарушению изначально неустойчивого равновесия. Похолодание среды осадконакопления – снижает способность к растворимости карбонатов (они выпадают в осадок); потепление приводит к удалению растворённой углекислоты из раствора – и карбонаты так же выпадают в осадок. Перенасыщение раствора продуктами растворения также может привести к выпадению твёрдой фазы. Корреляция эпизодов регрессии и периодов относительного похолодания, позволяет нам предположить, что кристаллизация карбонатов связана, скорее всего, с понижением температуры.

В составе ГМ абсолютно преобладают аутигенные смектиты и гидрослюда (иллит, как продукт трансформации смектитов; Рисунки 1.30, 1.31); редко отмечается более-менее заметная примесь каолинита, хлорита, ССО (за счёт ветрового разноса).

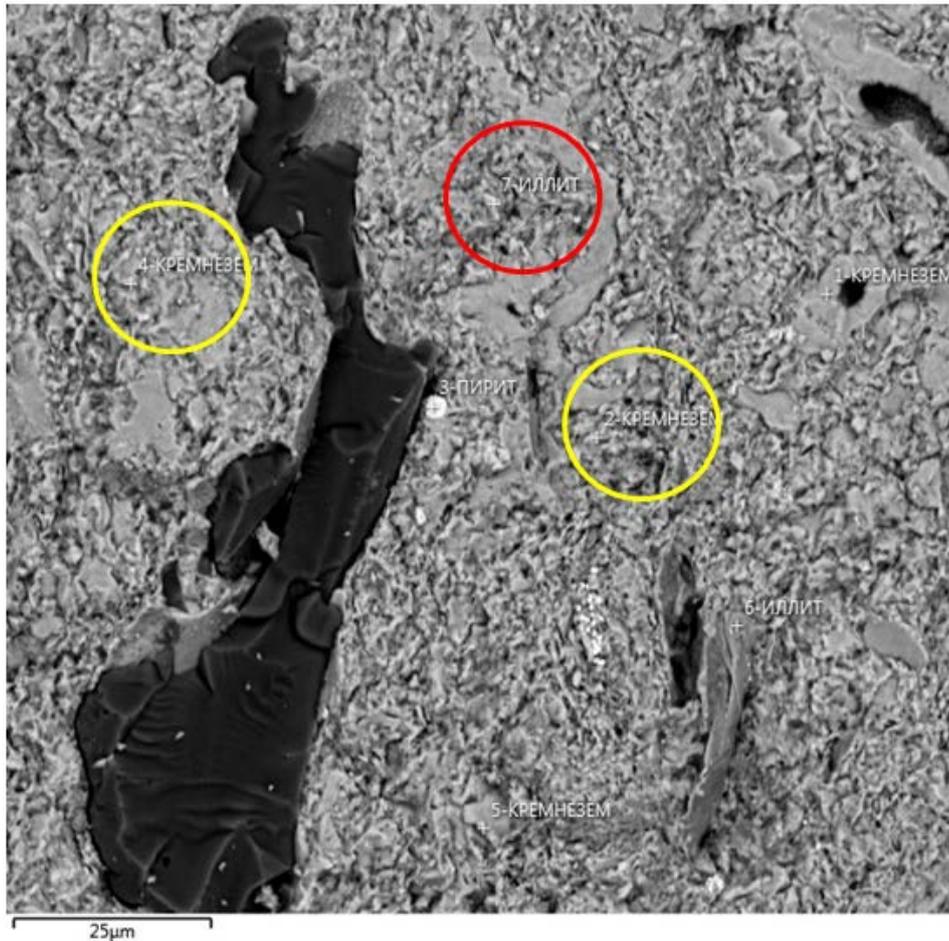


Рисунок 1.30. Изображение РЭМ. Скважина № 70 Минховский ЛУ. Обр. 13194 (гл. по бур. 866,28 м). **Стратон НБ1** (верхний сантон). Основная масса имеет чешуйчатую, хлопьевидную микроструктуру, сложена, в основном, неиндивидуализированными агрегатами кремневого состава, между которыми отмечаются чешуйчатые и листоватые микроагрегаты иллита (смектита). В основной массе – включения полуугловатых зёрен кварца (до 100 мкм) и альбита (до 18 мкм). Неравномерно распределены редкие округло-изометричные зёрна глауконита (до 85 мкм). Частые скелетные остатки диатомей трубчатой и округло-изометричной формы (до 121 мкм), внутри заполненные леписферами и волокнистыми агрегатами кремнезёма. Встречаются деформированные, хлоритизированные и гидратированные листоватые чешуи биотита. Частые глобулярные стяжения и скопления микрокристаллов пирита. Цветными овалами отмечены индивиды иллита и кремнезёма (размером менее 3 мкм), не имеющие кристаллографической выраженности (ООО «ТННЦ», 2022).

При большом увеличении (до 3-4 тыс. раз) в Растровом Электронном Микроскопе (РЭМ) отчётливо видно, что кремневые и глинистые компоненты образуют микрокомпонентный агрегат (размер индивидов 1-3 мкм), что является результатом химического и/или биогенно-химического осаждения (т.е., автохтонным) (Рисунки 1.30, 1.31).

Темпы седиментации конденсированных осадков (первые мм/тыс. лет) не противоречат современным наблюдениям аутигенного минералообразования смектитов в области активизации чёрных и белых «курильщиков» Срединно-Океанических Хребтов (СОХ) [Емельянов, 1998].

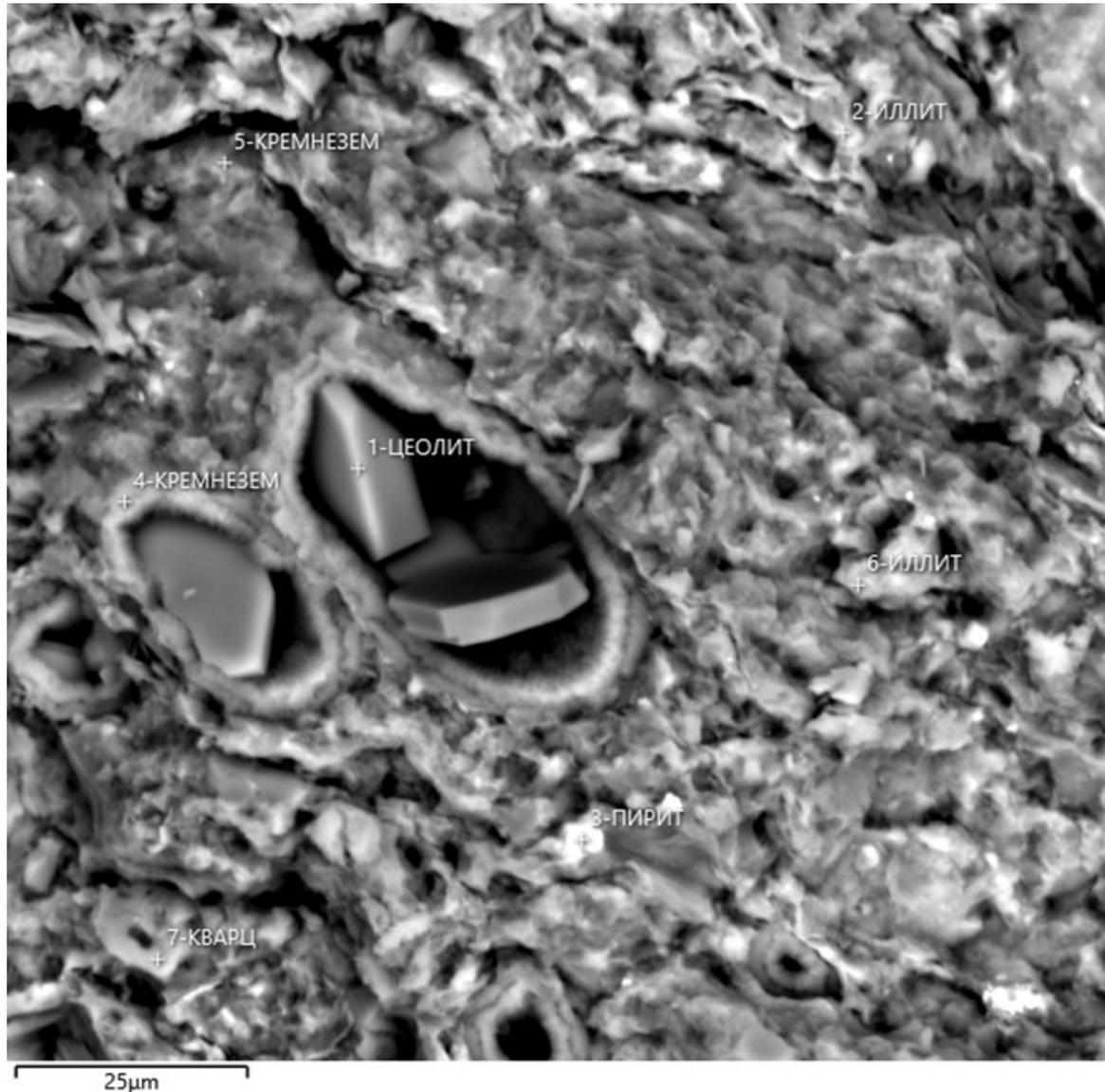


Рисунок 1.31. Изображение РЭМ. Скважина № 18П, Ново-Часельский ЛУ. Обр. 30977 (гл. по бур. 884,93 м). **Стратон НБ4** (средний коньяк). Увеличение  $\times 1500$ . Основная масса сложена листовато-чешуйчатыми микроагрегатами иллита, редко с хлоритом, реже – неиндивидуализированные агрегаты кремнезёма. Редкие включения полуугловатых зёрен кварца и ПШ (до 22 мкм). Реликты диатомей трубчатой формы (51 мкм). Единичные зёрна аутигенных цеолитов – во внутриформенных пустотах, скелетных остатков диатомей. Единичные глобулярные зёрна пирита (до 4 мкм) (ООО «ТННЦ», 2022).

Таким образом, нередкие находки мелко-алевритовых обломков рогульчатых, пузырчатых вулканических стёкол, угловатых и остроугольных и обломков кварца, ПШ (Рисунок 1.28) являются прямыми признаками интенсивного вклада тонкой пироклаستيку пепловых облаков в осадконакопление верхнего мела Западной Сибири. Кроме того, нередко установленные слои с высоким содержанием глауконита (глауконитовые глины) или сидерита (сидеритолиты в алевролитах стратонов – Т, НБ3 и ВБ1) и высокими

значениями модуля Страхова (более 25, иногда до 100-400), вероятно, свидетельствуют в пользу пульсирующего влияния гидротерм на седиментацию верхнего мела ЗСП.

## **1.2. Роль вулканических и гидротермальных процессов в формировании отложений верхнего мела Западной Сибири**

Предваряя рассмотрение вопроса об условиях и обстановках осадконакопления в позднем мелу ЗСП, необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. Протяжённость с севера на юг ЗападноСибирского моря составляет около 2000 км, т.е., 2 млн. метров (Рисунок 1.4); следовательно, максимальная глубина Западносибирского бассейна 200 м (максимально возможная для позднего мела) достигает всего 0,0001 доли от его протяжённости. Практически, это сопоставимо с толщиной бумажной страницы книги стандартного размера (А5), т.е., образно – море являло собой огромную мелкую лужу. Поэтому, представления о ведущей роли континентальных источников осадочного вещества верхнего мела ЗСП, по меньшей мере, весьма сомнительны.

Кроме того, существует проблема *одновременного* заполнения бассейна (до 2,5 млн. км<sup>2</sup>) относительно «чистыми» смектитовыми глинами (частично трансформированными в иллит). Невольно возникает представление, что осадочный материал поступал синхронно непосредственно сверху – «*надал из воздуха*».

Итак, основными проблемами трансгрессивного осадконакопления верхнего мела ЗСП (на территории до 2,5 млн. км<sup>2</sup>) являются – источники осадочного вещества, пути транспортировки, и механизмы одновременной седиментации на такой огромной территории. Забегая вперёд, уточним, что накопление верхнего мела ЗСП проходило на фоне активизации 3-х крупных провинций кремнекислого вулканизма на восточных и юго-восточных территориях – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП; *поздний мел*), Юго-Восточно-Китайская (*ранний–поздний мел*), Восточно-Сихотэ-Алинская (*сеноман–палеоцен*) [Тихомиров, 2018].

Микроскопическими методами лабораторного изучения пород в разрезе верхнего мела ЗСП установлены следы вулканических активизаций (см. Рисунки 1.20, 1.29). Известно, что материал вулканических пеплов, попадая в морскую воду, преобразуется в более устойчивые минералы, например, «камуфлированную пирокластику» [Коссовская, 1975], обнаруженную в современных и древних толщах Русской плиты (РП). Пирокластический материал выявлен в ниже- и средневожских мергелях и горючих сланцах (в Западной Сибири это баженовский горизонт и его аналоги) в виде остроугольных осколков вулканических стёкол с плоскораковистым изломом и газовыми включениями, а также

обломков «свежих» кристаллов пироксена, амфибола и биотита. При изучении цеолитсодержащих средневожских горючих сланцев Заволжья установлено присутствие «камуфлированной пирокластики» (ассоциации *монтмориллонит, цеолиты, вулканическое стекло*), свидетельствующей о влиянии на осадконакопление синхронных вулканических процессов, например [Зорина и др., 2008, 2015], видимо, связанных с активизацией провинций кремнекислого вулканизма.

Комплексное изучение вещества фрагментов разреза *верхнемеловых* и палеоценовых толщ востока и юго-востока РП, показало повсеместное присутствие *цеолитов*, которые, наряду с *бентонитоподобными* глинами (сметкитами) и вулканическими стёклами, так же относятся к комплексу «камуфлированной пирокластики».

В целом, основным признаком «камуфлированной пирокластики» является парагенез *аутигенных* минералов: *опал-кристобалит-тридимита (ОКТ-фаза), смектитов, клиноптилолита (цеолит), глауконита, в ассоциации с полурстворившимися обломками вулканических стёкол, из которых они преобразовались*. В отложениях верхнего мела (без сеномана) ЗСП выявлен комплекс глинистых минералов (сметкиты, гидрослюда, ССО, глауконит), значимые количества аморфного кремнезёма, заметные доли цеолитов, а также вкрапления вулканических стёкол (Рисунки 1.29, 1.32, 1.33).

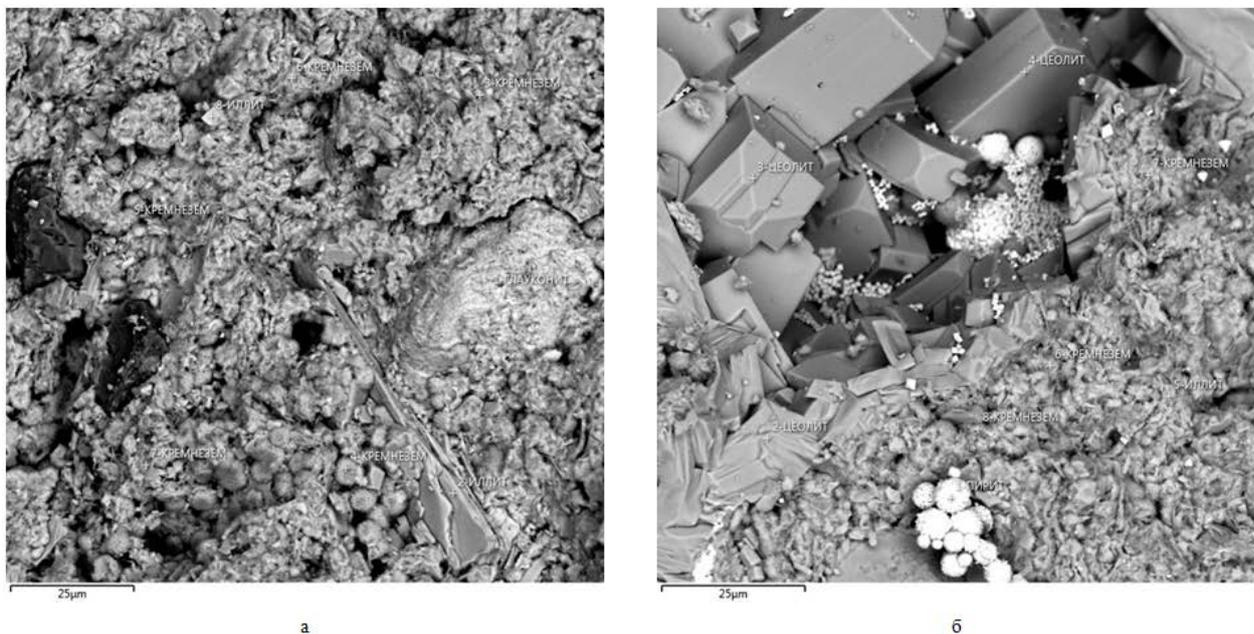


Рисунок 1.32. Изображения РЭМ. Русское месторождение, образец № 10524/22, **стратон НБ4**, глубина по бурению 606,28 м. Вид а – снимок с увеличением  $\times 940$ , б – снимок с увеличением  $\times 1100$ . Слева – леписферы кремнезёма и микроконкреция глауконита. Справа – друзы кристаллов цеолитов в отпечатке кремнесферы, мелкие фрамбоиды пирита. (ООО «ТННЦ», 2022).

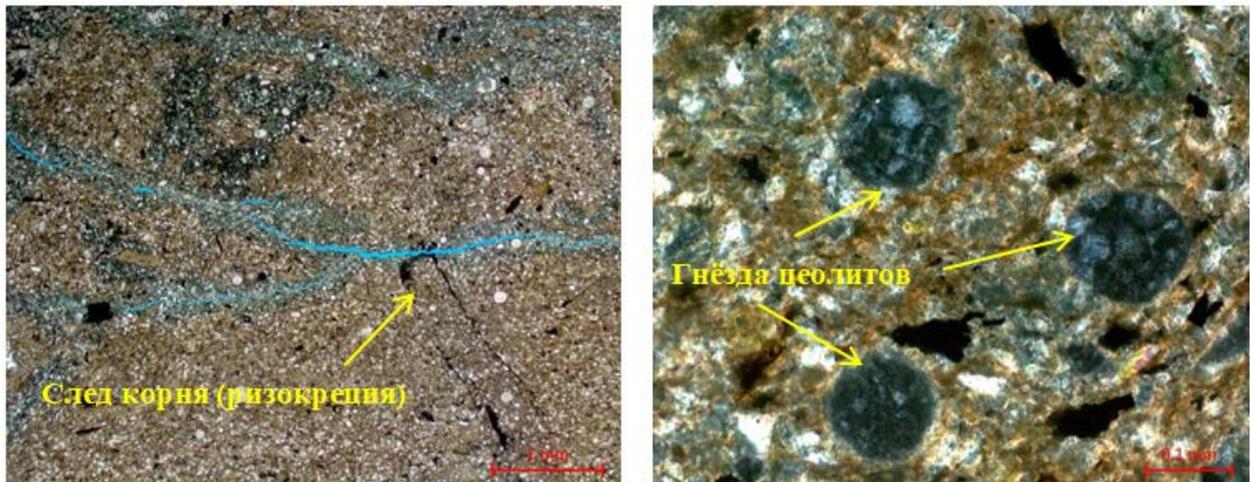


Рисунок 1.33. Фото шлифа. Глинистая порода алевритовая с биогенными остатками, зёрнами глауконита, цеолитизированная (заполнение скелетов или отпечатков радиолярий;  $\varnothing$  0,1 мм), с растительным детритом и единичными корневыми ризокрециями, трещиновато-микропористая. Вид слева – без анализатора, увеличение  $\times 25$ , справа – с анализатором, увеличение  $\times 200$ . Русское месторождение, образец № 9562/22, стратон НБ4, глубина по бурению 609,5 м.

Минеральные индивиды верхнего мела ЗСП образуют сложный криптозернистый агрегат, аналогичный ассоциации «камуфлированной пирокластике» сенона РП [Зорина и др., 2012], что может быть свидетельством значительного вклада в осадконакопление верхнего мела ЗСП вулканических пеплов. *Состав конечной породы зависит от объёма привнесённой пирокластике*. Если количество пирокластике превышало долю терригенного материала, в бассейне создавались условия для образования мономинеральных пород — *опок, бентонитов* [Япаскурт, 2008]. *Бентонитовая глина* — материал природного происхождения. Состоит из монтмориллонита (группы смектитов). В разрезе ЗСП, относительно мономинеральные породы (опоки, бентонитоподобные глины) слагают слои (от долей мм до первых десятков метров), чередующиеся в разрезе (как результат распада твёрдых растворов и/или вариаций интенсивности поступления тех или иных веществ).

Концепция стадийного преобразования вещества [Япаскурт, 2008] логично объясняет наличие цеолитсодержащих и глауконитсодержащих песчаников и алевролитов меловатской (сеноман) свиты (разрез «Меловатка», Волгоградская область) [Афанасьева и др., 2013] и *верхнемеловых цеолитсодержащих опок с прослоями бентонитоподобных глин разреза «Вишневое»* (Саратовская область) [Зорина и др., 2015].

Особенности кристаллохимии глауконита меловатской свиты сеномана [Афанасьева и др., 2011] показывают, что *ферриалюмокремнистый гель, получающийся в результате разложения пепловых частиц, явился источником реакционно способных и неустойчивых минеральных фаз, выявленных в составе меловатских пород*: Fe-Al

сметита, ОКТ, цеолита, и железа при образовании глауконита. Нанопетрографическое изучение наиболее чистых опок (*стратиграфического и литологического аналога стратона НБ1 Западной Сибири*) свидетельствует [Зорина и др., 2011], что основная масса породы сложена *глобулярными выделениями ОКТ-фазы* (леписферами), образующим небольшие скопления и сплошные кремнистые массы разной степени уплотнённости. Среди глобулярных агрегатов – большое количество обломков вулканических стёкол с ребристой поверхностью и следами растворения по краям. Наличие обломков полурасстворившихся вулканических стёкол и радиолярий, рассеянных глобул и сплошных кремнистых масс разной степени уплотнённости характеризуют *метастабильное состояние* вещества и свидетельствуют о происходящем (в настоящее время) переходе в более устойчивое физико-химическое состояние. *Наиболее вероятным механизмом образования опок считается диагенетическое преобразование кислых пепловых частиц с полимеризацией кремнезёма, сопровождающееся глинизацией и цеолитизацией илов.* Кремневый гель – неустойчивая физико-химическая субстанция, с течением времени подвергается постепенной раскристаллизации с образованием ОКТ-фазы, а затем кварца. *Процесс стадийного «старения» кремнистых пород,* реконструированный Вон Радом с соавторами [Von Rad et al., 1978], *объясняет отсутствие опок в геологических разрезах древнее мезозоя.* Предложен вариант реконструкции очерёдности трансформации пирокластики после разгрузки пепловой тучи (многостадийный процесс). После разгрузки (I стадия) и осаждения частиц стекла дацитов в морской бассейн образуются клиноптилолит-радиоляриево-монтмориллонитовые илы (II стадия), подвергшиеся затем диагенетическому преобразованию [Зорина и др., 2012, 2015]. В эоцене РП (аналог люлинворской свиты ЗСП) наблюдается процесс распада клиноптилолита и радиолярий с переходом в ферриалюмокремнистые гелеподобные образования и новообразованный монтмориллонит (III стадия). Дальнейшее развитие коллоида будет заключаться в интенсивном уплотнении, обособлении и раскристаллизации геля и завершится, вероятно, формированием *глобулярного опал-кристобалит-тридимита (ОКТ-фазы) и глауконита,* а конечная фаза диагенеза (IV стадия) приведёт к *глауконит-монтмориллонитовой (глауконит-бентонитоподобной) глине с кремнистыми конкрециями* [Зорина и др., 2012, 2015]. Следовательно, дальнейшее изучение эффекта «камуфлированной пирокластики» должно преследовать цель *реконструкции шлейфов распространения взрывного материала от областей активного вулканизма до участков разгрузки.* Другими словами (несколько забега вперёд), для верхнего мела Западной Сибири, необходимо провести

реконструкцию шлейфов от восточных и юго-восточных крупных провинций кремнекислого вулканизма, а также – от провинций базальтового вулканизма.

Также нельзя забывать, что активизации вулканизма не ограничиваются лишь излиянием лавы и эруптивным образованием пепловых туч. Ранее уже упоминались процессы современной гидротермальной (газово-жидкой) разгрузки вулканических очагов (фумаролы наземных вулканов, «курильщики» СОХ). Температура термальных вод достигает 100°C, а в гидротермах океанов может доходить до 300-400°C [Емельянов, 1998]. Наряду с температурным барьером на границе гидротерм и морских вод существует ещё и кислотный барьер. Термальные воды обычно кислые (рН равен 3,3-5,9), в то время как рН придонной морской воды около 7,8 (субщелочная среда). В группе кислых гидротерм практически отсутствуют *соединения карбонатов*, бикарбонатов и Mg; в них много  $H^+$   $Al^{3+}$   $Fe^{2+}$  и др. *Зачастую гидротермы лишены кислорода и содержат сероводород* [Емельянов, 1998]. Существуют два основных типа подводных гидротермальных источников. Во-первых, высокотемпературные (Т° до 350°C) и быстрорастущие «чёрные курильщики». Во-вторых, более низкотемпературные (Т° 32-330°C) «белые курильщики». *При затухании «чёрные курильщики», очевидно, превращаются в «белые»* [Емельянов, 1998]. При этом ангидрит растворяется, метаустойчивые сульфиды окисляются, *возможно*, частично сульфиды реагируют с кремнием, образуя богатые железом смектиты. У выходов гидротерм часто создаются «оазисы» специфической жизни, характерные не для всей поверхности Земли. Очевидно, система «гидротерма-морская вода» является основой *системы хемосинтеза* [Емельянов, 1998]. Отмечено, что *«рудное гидротермальное вещество... накапливается вблизи выходов гидротерм, в то время как кремний, фосфор, марганец и некоторые микроэлементы рассеиваются по всей акватории моря, повышая либо фоновые их концентрации в морской воде, либо в донных осадках»* [Емельянов, 1998].

Важным показателем примеси гидротермального вещества в осадках пелагиали, как уже упоминалось, является модуль  $(Fe+Mn)/Ti$  [Страхов, 1976]. На Рисунке 1.34 – значения модуля Страхова (столбец справа; значения от 52-77 до 135-251) для сидеритолитов в составе стратон ВБ2, ВБ1 и ВБ0 верхнеберёзовского горизонта.

На Рисунке 1.35 – значения модуля Страхова для глауконитовых глин турона (стратон Т кузнецовского горизонта) и сантона (стратон НБ2 и НБ1 нижнеберёзовского горизонта). Значения модуля более 25 показывают, что примесь гидротермального вещества весьма значительна и осадки переходят в металлоносные.

№ п/п	Лабораторный номер образца	Планет	Глубина отбора по бурению, м	Глубина отбора по ГИС, м	Содержание, %																										
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Cr	Cu	Zn	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr			Ga	La	Nb	ППП
					10	5430/19	B50	860,07	862,30	61,052	0,857	15,811	5,891	0,026	0,442	2,297	1,254	1,996	0,071	0,132	0,034	0,002	0,004	T	0,001			0,005	0,012	0,017	0,010
11	5434/19	B60	861,69	863,92	59,904	0,890	16,005	6,995	0,028	0,407	2,205	1,202	2,177	0,057	0,120	0,040	0,002	0,004	0,003	0,001	0,007	0,013	0,018	0,011	0,019	0,003	0,004	0,002	9,88		
12	5435/19	B50	862,07	864,30	61,187	0,828	16,120	5,922	0,009	0,469	2,152	1,193	2,253	0,059	0,136	0,095	0,002	0,003	T	0,001	0,004	0,013	0,021	0,013	0,018	0,003	0,004	0,001	9,62		
13	5438/19	B60	863,40	865,63	11,599	0,204	2,293	47,963	3,289	2,603	2,241	1,074	0,402	0,204	0,084	T	0,008	0,003	0,002	T	0,002	0,005	0,011	T	0,004	T	0,004	T	28,00	250,9	
14	5439/19	B61	863,59	865,72	60,866	0,641	12,588	9,458	0,034	0,456	2,076	0,886	2,708	0,067	0,150	0,016	0,003	0,003	T	T	0,004	0,012	0,026	0,012	0,014	0,003	0,005	0,001	9,97		
15	5451/19	B61	865,36	867,49	68,266	0,713	12,604	5,294	0,029	0,466	1,663	1,587	2,224	0,076	0,134	0,041	0,001	0,003	T	0,001	0,004	0,011	0,015	0,009	0,030	0,002	0,005	0,002	6,82		
16	5454/19	B61	866,49	868,62	68,655	0,695	12,164	5,559	0,029	0,409	1,523	1,475	2,227	0,076	0,124	0,039	0,001	0,003	T	0,001	0,003	0,011	0,015	0,010	0,030	0,002	0,005	0,002	6,94		
17	5456/19	B61	867,15	869,28	38,679	0,403	5,333	28,558	1,268	1,917	2,685	1,447	1,111	0,082	0,019	T	0,005	0,003	T	T	0,004	0,007	0,012	0,002	0,009	0,001	0,005	T	18,45	74,1	
18	5462/19	B61	867,89	870,02	38,499	0,391	5,239	28,441	1,712	1,564	2,509	1,978	1,100	0,096	0,018	T	0,005	0,003	T	T	0,003	0,007	0,012	0,002	0,009	0,001	0,004	T	18,40	77,1	
19	5468/19	B52	869,69	871,82	67,885	0,767	13,573	5,268	0,040	0,404	1,605	1,463	2,250	0,071	0,090	0,043	0,001	0,003	T	0,002	0,003	0,012	0,015	0,010	0,034	0,002	0,005	0,002	6,45		
20	5472/19	B52	870,01	872,14	44,212	0,506	6,915	25,224	0,929	1,567	2,313	1,343	1,368	0,075	0,061	T	0,005	0,003	T	T	0,004	0,009	0,013	0,003	0,013	0,001	0,005	T	15,43	51,7	
21	5476/19	B62	870,83	872,96	64,538	0,845	15,405	5,615	0,020	0,372	1,771	1,318	2,234	0,050	0,079	0,049	0,001	0,003	T	0,002	0,004	0,012	0,017	0,011	0,028	0,002	0,005	0,002	7,62		
22	5489/19	B52	872,43	874,56	66,409	0,820	14,894	4,988	0,010	0,336	1,709	1,274	2,281	0,059	0,100	0,030	T	0,003	T	0,001	0,003	0,012	0,016	0,011	0,027	0,002	0,004	0,002	7,01		
23	5491/19	B52	872,97	875,10	61,569	0,910	16,354	6,418	0,020	0,360	1,949	1,120	2,239	0,050	0,124	0,048	0,002	0,004	T	0,001	0,005	0,013	0,020	0,012	0,021	0,003	0,005	0,002	8,75		
24	5493/19	B62	873,63	875,76	63,524	0,881	15,746	5,856	0,020	0,380	1,802	1,814	2,262	0,060	0,115	0,050	0,001	0,004	T	0,002	0,005	0,013	0,017	0,012	0,023	0,003	0,005	0,002	8,04		
25	5504/19	B62	874,83	876,96	61,093	0,849	16,302	5,847	0,018	0,389	2,238	1,114	2,114	0,053	0,151	0,024	0,002	0,004	T	0,001	0,005	0,012	0,018	0,011	0,018	0,003	0,004	0,002	9,73		
26	5510/19	B62	876,26	878,39	63,240	0,854	15,899	5,318	0,009	0,375	1,942	1,304	2,195	0,047	0,085	0,042	0,001	0,004	0,001	0,001	0,004	0,012	0,018	0,012	0,022	0,003	0,004	0,002	8,61		
27	5518/19	B62	877,19	879,32	61,286	0,878	16,034	5,943	T	0,486	2,018	1,140	2,177	0,065	0,081	0,032	0,002	0,004	T	0,001	0,005	0,013	0,019	0,012	0,020	0,003	0,004	0,002	9,78		
28	5529/19	B62	878,31	880,44	63,591	0,804	15,163	5,069	0,009	0,424	2,005	1,280	2,234	0,044	0,087	0,028	0,001	0,003	T	0,001	0,004	0,012	0,017	0,012	0,020	0,003	0,004	0,002	9,18		
29	5530/19	B62	878,72	880,85	62,052	0,826	16,315	5,315	0,018	0,422	1,959	1,221	2,100	0,061	0,070	0,039	0,001	0,004	T	0,001	0,004	0,012	0,019	0,011	0,019	0,003	0,004	0,001	9,52		
30	5532/19	B52	879,72	881,85	60,396	0,831	16,340	5,788	0,009	0,463	2,186	1,137	2,186	0,044	0,094	0,042	0,002	0,004	T	0,001	0,005	0,012	0,021	0,012	0,018	0,003	0,004	0,001	10,40		
31	5535/19	B62	880,88	883,01	62,544	0,797	15,580	5,196	0,009	0,433	2,070	1,221	2,278	0,061	0,086	0,041	0,001	0,003	T	0,001	0,004	0,012	0,019	0,012	0,018	0,003	0,004	0,001	9,61		
32	5549/19	B62	882,06	884,19	61,221	0,841	16,448	5,656	0,009	0,394	2,031	1,128	2,380	0,054	0,061	0,040	0,002	0,004	T	0,001	0,004	0,012	0,021	0,013	0,018	0,003	0,004	0,002	9,65		
33	5559/19	B62	882,90	885,03	60,124	0,828	16,456	5,865	0,026	0,457	2,087	1,078	2,346	0,052	0,048	0,025	0,002	0,004	T	0,001	0,005	0,012	0,021	0,012	0,017	0,003	0,004	0,001	10,53		
34	8540/19	B62	883,35	885,48	16,708	0,282	3,579	41,915	1,725	3,399	3,374	0,738	0,584	0,212	0,020	T	0,008	0,003	0,003	T	0,003	0,005	0,014	0,001	0,004	T	0,005	T	27,42	154,6	
35	5560/19	B62	883,61	885,74	57,938	0,828	16,713	6,749	0,068	0,665	2,184	1,049	2,355	0,060	0,054	0,049	0,002	0,004	T	0,001	0,006	0,012	0,022	0,012	0,016	0,003	0,004	0,001	11,20		
36	5573/19	B62	884,94	887,07	59,578	0,813	16,871	5,794	0,017	0,394	2,222	0,998	2,356	0,050	0,061	0,035	0,002	0,004	T	0,001	0,006	0,011	0,024	0,012	0,016	0,003	0,004	0,001	10,72		
37	8541/19	B62	895,04	896,71	19,886	0,317	3,894	40,532	2,439	2,830	2,281	1,190	0,635	0,344	0,014	T	0,008	0,003	0,004	T	0,003	0,008	0,015	0,001	0,004	T	0,005	T	25,58	135,4	
38	5575/19	B62	895,76	897,43	60,631	0,784	15,656	5,877	0,026	0,477	2,436	1,175	2,104	0,051	0,095	0,039	0,002	0,004	T	0,001	0,005	0,014	0,025	0,012	0,016	0,003	0,004	0,001	10,56		

Рисунок 1.34. Фрагмент Таблицы результатов рентгено-флуоресцентного анализа (РФА); красными тонами выделены положительные аномалии, жёлтым цветом – отрицательные аномалии отдельных химических компонентов (ООО «ГННЦ», 2018).

В Атлантическом океане такие осадки приурочены главным образом к Срединно-Атлантическому хребту (САХ) аридных климатических зон, где *скорости осадконакопления минимальны*.

В отложениях верхнего мела ЗСП эпизоды формирования прослоев сидеритолитов, вероятно, являются результатом гидротермальных импульсов, например, в зоне Колтогорско-Уренгойских рифтов. Кроме аномалий железа и *марганца* сидеритолитам дополнительно присущи повышенные доли ряда компонентов (кальция, магния и фосфора; реже – серы, меди и цинка, стронция и ванадия, лантана и др.).

Осадки, попадая в бассейн (особенно морской) и проходя многочисленные «сита» барьерных зон, испытывают различные преобразования. Диагенетическое распределение вещества активно происходит и после достижения дна, где выделяется «Верхний Активный Слой Осадков» (геохимическая барьерная зона – ГБЗ «ВАСО») с дефицитом кислорода [Емельянов, 1998].

Одними из аутигенных минералов, активно накапливающихся в ГБЗ «ВАСО» в пелагических условиях открытого океана, являются *железистые смектиты*. Смектиты (нонтронит, монтмориллонит и др.) образуют группу набухающих глинистых минералов, абсолютно *преобладающих* в иловых осадках многих котловин Тихого океана [Емельянов, 1998].

№ п/п	Стратиграфия	№ образца лаб.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Cr	Cu	Zn	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Ga	La	Nb	ППП
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	2	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
1	Часельская свита	31754/20	67,230	0,611	12,070	5,330	0,019	0,562	2,190	1,680	1,410	0,058	0,097	T	0,012	0,002	0,011	T	0,006	0,006	0,023	0,004	0,005	0,001	T	0,001	8,468
2	НБ1	24748/20	79,270	0,347	6,370	4,310	0,015	0,380	1,220	1,420	1,060	0,074	0,058	T	0,014	0,001	0,005	T	0,004	0,004	0,011	0,002	0,004	T	0,001	0,001	5,421
3	НБ1	24749/20	87,000	0,149	3,680	1,290	0,006	0,201	0,623	1,030	0,387	0,030	0,019	T	0,011	0,001	0,002	T	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001	T	0,001	0,001	5,551
4	НБ1	25937/20	81,540	0,294	6,150	2,140	0,007	0,289	1,120	1,240	0,700	0,051	0,043	T	0,008	0,001	0,004	T	0,002	0,004	0,006	0,002	0,002	T	0,001	T	6,390
5	НБ1	24753/20	84,660	0,220	4,660	1,610	0,005	0,241	0,827	1,130	0,540	0,037	0,027	T	0,007	0,001	0,003	T	0,003	0,003	0,006	0,001	0,002	T	T	T	6,014
6	НБ1	25938/20	89,770	0,119	2,650	1,090	0,005	0,193	0,436	0,875	0,314	0,024	0,018	T	0,008	0,001	0,002	T	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	T	0,002	0,001	4,474
7	НБ1	24762/20	87,710	0,147	3,320	1,280	0,005	0,222	0,893	0,972	0,372	0,026	0,041	T	0,008	0,001	0,003	T	0,004	0,003	0,004	0,001	0,001	T	T	T	4,983
8	НБ1	24765/20	83,010	0,180	3,660	4,810	0,022	0,350	0,956	1,070	0,933	0,141	0,062	T	0,031	0,001	0,007	T	0,009	0,003	0,020	0,002	0,003	T	T	0,001	4,728
9	НБ1	24767/20	76,050	0,399	8,620	3,050	0,011	0,384	1,570	1,470	1,010	0,069	0,056	T	0,013	0,001	0,006	T	0,003	0,005	0,010	0,002	0,004	T	0,001	0,001	7,258
10	НБ1	24768/20	88,350	0,151	3,210	1,470	0,005	0,184	0,575	0,946	0,397	0,025	0,029	T	0,008	0,001	0,003	T	0,003	0,003	0,004	0,001	0,002	T	T	0,001	4,629
11	НБ1	24769/20	87,350	0,156	3,330	1,400	0,012	0,259	0,621	0,999	0,391	0,031	0,022	T	0,007	0,001	0,004	T	0,003	0,003	0,005	0,001	0,002	T	T	0,001	5,200
12	НБ1	24773/20	85,730	0,188	4,400	1,470	0,010	0,253	0,801	1,120	0,460	0,038	0,025	T	0,007	0,001	0,005	T	0,002	0,003	0,005	0,001	0,002	T	0,001	0,001	5,469
13	НБ1	24775/20	87,630	0,160	3,710	1,420	0,007	0,265	0,678	1,070	0,406	0,032	0,029	T	0,009	0,001	0,003	T	0,003	0,003	0,004	0,001	0,002	T	T	0,001	4,561
14	НБ1	25943/20	80,440	0,222	4,860	1,640	0,007	0,263	0,912	1,170	0,527	0,035	0,031	T	0,009	0,001	0,004	T	0,003	0,003	0,005	0,001	0,002	T	0,001	T	9,862
15	НБ2	24783/20	77,770	0,394	7,100	3,210	0,011	0,473	1,480	1,420	1,050	0,108	0,065	T	0,013	0,001	0,006	T	0,003	0,005	0,007	0,002	0,005	T	T	0,001	6,872
16	НБ2	24785/20	76,490	0,431	7,660	3,340	0,012	0,507	1,610	1,440	1,090	0,106	0,066	T	0,011	0,001	0,006	T	0,003	0,005	0,007	0,002	0,005	T	T	0,001	7,261
17	НБ2	24788/20	76,340	0,402	7,490	3,950	0,010	0,448	1,610	1,480	1,000	0,088	0,059	T	0,011	0,001	0,006	T	0,003	0,005	0,008	0,002	0,004	T	T	0,001	7,698
18	НБ2	24789/20	73,170	0,368	7,650	3,570	0,015	0,521	2,040	1,430	1,380	0,098	0,149	T	0,014	0,001	0,007	T	0,004	0,006	0,011	0,003	0,004	T	T	0,001	7,562
19	НБ2	24793/20	65,840	0,186	5,480	14,370	0,070	0,456	2,050	1,190	2,530	0,147	0,391	T	0,030	0,001	0,015	T	0,007	0,005	0,040	0,006	0,003	T	T	0,001	7,191
20	НБ2	24795/20	73,560	0,448	8,990	3,560	0,014	0,513	1,860	1,640	1,060	0,085	0,067	T	0,011	0,002	0,008	T	0,004	0,007	0,010	0,003	0,005	0,001	T	0,001	8,146
21	НБ2	24797/20	69,490	0,519	10,310	5,060	0,024	0,746	2,770	1,760	1,440	0,165	0,089	T	0,013	0,002	0,010	T	0,005	0,006	0,012	0,003	0,005	T	0,002	0,001	7,562
22	НБ2	24799/20	70,560	0,522	9,640	6,000	0,027	0,666	2,040	1,710	1,500	0,174	0,096	T	0,015	0,002	0,010	T	0,005	0,007	0,011	0,003	0,007	T	0,002	0,001	6,995
23	НБ2	24801/20	67,320	0,559	10,840	6,400	0,029	0,637	2,300	1,710	1,510	0,104	0,107	T	0,013	0,002	0,012	T	0,006	0,007	0,015	0,003	0,005	T	T	0,001	8,412
24	НБ2	24802/20	71,650	0,464	9,540	4,120	0,016	0,465	1,820	1,560	1,060	0,065	0,081	T	0,010	0,002	0,009	T	0,003	0,007	0,013	0,003	0,004	T	T	0,001	9,102
25	НБ2	24803/20	71,230	0,492	10,010	3,970	0,017	0,461	1,900	1,610	1,140	0,071	0,086	T	0,011	0,002	0,009	T	0,004	0,006	0,014	0,003	0,005	T	T	0,001	8,952
26	НБ2	24804/20	72,440	0,435	9,150	3,800	0,018	0,525	1,800	1,560	1,030	0,110	0,103	T	0,010	0,001	0,006	T	0,004	0,007	0,013	0,002	0,004	T	0,001	T	8,973
27	НБ2	24805/20	73,850	0,381	8,700	3,460	0,020	0,507	1,750	1,520	0,934	0,098	0,064	T	0,008	0,001	0,006	T	0,002	0,006	0,012	0,002	0,003	T	T	0,001	8,671
28	T1	24806/20	60,530	0,843	17,780	5,920	0,045	0,825	2,890	2,450	2,610	0,206	0,154	T	0,013	0,003	0,011	T	0,005	0,005	0,017	0,003	0,008	0,001	0,001	0,001	5,675
29	T1	24809/20	58,560	0,953	18,050	6,710	0,053	0,916	3,010	2,500	2,610	0,147	0,194	T	0,018	0,003	0,013	T	0,007	0,007	0,018	0,005	0,012	0,001	0,001	0,001	6,208
30	T1	24817/20	60,380	0,793	17,690	6,470	0,038	0,581	2,640	2,300	2,510	0,121	0,132	T	0,017	0,003	0,009	T	0,007	0,005	0,021	0,003	0,009	0,001	0,002	0,001	6,258
31	T1	24823/20	56,590	0,823	16,940	8,430	0,036	0,920	3,990	2,060	3,100	0,168	0,451	T	0,019	0,003	0,013	0,001	0,007	0,006	0,030	0,006	0,011	0,001	0,002	0,001	6,385
32	T1	24825/20	41,100	0,557	13,980	19,730	0,223	2,250	3,040	1,780	1,790	0,120	0,360	T	0,012	0,002	0,006	T	0,006	0,004	0,015	0,002	0,006	T	T	0,001	15,012
33	T1	24831/20	58,440	0,879	18,600	6,730	0,041	0,717	2,870	2,250	2,870	0,146	0,145	T	0,016	0,004	0,011	T	0,007	0,006	0,023	0,004	0,011	0,001	0,002	0,001	6,224
34	T1	24835/20	60,300	0,926	18,330	5,610	0,044	0,871	3,010	2,320	2,640	0,231	0,114	T	0,016	0,003	0,012	T	0,007	0,006	0,020	0,004	0,010	0,001	0,002	0,001	5,514

Рисунок 1.35. Фрагмент Таблицы результатов РФА. Западно-Часельский ЛУ. Зелёными строками разделены интервалы стратонов. Жёлтым цветом выделены минимальные значения компонентов, розовым и красным – максимальные значения. Зелёным цветом (слева) отмечены образцы 24765, 24793, 24825 из глауконитовых глин (ООО «ТННЦ», 2018).

Современные смектиты (иллит) формируют частицы *порядка 1 мкм* (Рисунок 1.21). Образуются при температуре +40° С; сырьём служат гидроокислы Fe и продукты растворения Si (за счёт растворения SiO<sub>2ам</sub>) и Al, адсорбированные гидроокислами железа и марганца. Вблизи гидротермальных «курильщиков» образуется *железистый нонтронит*, на удалении – *Fe-монтмориллонит* (Cu, Zn, Mn и Ni входят в структуру смектитов). В радиоляриевой зоне, где в поровых водах присутствуют избытки растворённого кремния, появляется прекрасная возможность использовать столько железа, сколько требуется для образования смектитов [Емельянов, 1998].

Постседиментационные преобразования пелитоморфных толщ (диагенез и катагенез) заключаются, преимущественно, в трансформации глинистых минералов, особенно *смектитов (бентонитовых глин)*. При температуре 70-80°С и выше активизируются процессы (протекающие постоянно, но с очень низкими темпами) ухода межслоевых

молекул  $H_2O$  совместно с  $OB$  и обменными катионами ( $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ). В тетраэдрах кристаллической решётки осуществляется частичная замена каждого 3-го катиона  $Si^{+4}$  на катион  $Al^{+3}$ , обладающий меньшим ионным радиусом (*с нарушением баланса кристаллических зарядов*). Но, баланс восстанавливается привнесением в межслоевое пространство (на место «выдавленной» молекулы воды) катионов  $K^+$ , источником которых могут послужить в том числе корродируемые ПШ и другие минералы из соседних слоёв обогащения обломочным материалом, *либо магматических пород кислых эффузивов*. Совершается межслоевой обмен веществом: из глин в псаммиты отжимаются растворы, содержащие  $SiO_2$  (в резерв кремнезёма, необходимого для развития кварцевой регенерации), напротив, в глины из песчаников поступают флюиды с растворённым  $K^+$ , *что влечёт за собой трансформацию смектита в диоктаэдрическую слюду — иллит (гидрослюду)* [Коссовская, 1971; Япаскурт, 2008; Зорина и др., 2012].

Следовательно, изучая глинистые породы верхнего мела, необходимо предполагать наличие, как минимум, двух генетических типов иллита – терригенно-осадочный (совместно с каолинитом и хлоритом, что характерно для алевролитов стратонев – Т, НБЗ и ВБ1, смешанного происхождения) тип, и диагенетический (вторичный), образующийся при трансформации смектитов.

В процессе изучения (ООО «ТННЦ», 2015-2023) кремнисто-глинистых и кремневых пород верхнего мела ЗСП методом РЭМ с применением микроанализатора, зачастую фиксируется *заметная примесь алюминия* (например, стратоны НБ2, НБ1 и БВ0) *в составе кремневого вещества*. Также регистрируется примесь калия в иллитах (и низкая доля железа), *что, очевидно, отражает определённые стадии преобразования смектитов в иллит*. Принимая во внимание, что часть иллита может являться результатом трансформации бентонитовых глин, дальнейшее изучение глинистых толщ надсеноманского верхнего мела ЗСП, комплексный анализ лабораторных данных и интерпретация результатов анализа – должны быть ориентированы на уточнение и детализацию генезиса, и преобразований кремнисто-глинистых отложений. *С учётом вероятности отнесения их к образованиям «камуфлированной пирокластики» и/или аутигенным термальным образованиям.*

Кроме следов непосредственного вклада вулканогенно-гидротермальных процессов в осадконакопление верхнего мела ЗСП, были установлены факты гидротермально-метасоматических проявлений (в виде жильных комплексов) в опоковидных глинах и опоках стратонев НБ2 и НБ1. Более подробно проявления жильных метасоматитов будут охарактеризованы ниже по тексту (*защищаемое положение № 2*).

Также можно отметить, что следы гидротермально-метасоматического изменения юрских пород ЗСП были неоднократно отмечены в публикациях, например [Сердюк и др., 2008; Коробов и др., 2015, 2017], но для верхнемеловой части разреза ЗСП таких данных нам обнаружить не удалось.

### 1.3. Тектоника мезозоя и кайнозоя

В раннем триасе на территории Сибири воплотилось событие «внутриплитной» масштабной деструкции. Событие проявилось двояко: образованием рифтовой системы в пределах ЗСП и активизацией плато-базальтового вулканизма на Сибирской платформе (Рисунок 1.36).

Рифтогенез раннего триаса *охватил огромные пространства Арктики и Северной Атлантики*. Западно-Сибирская рифтовая система в Арктико-Северо-Атлантической рифтовой мегасистеме занимает самое крайнее восточное положение. Рифтогенез в пределах ЗСП – часть глобального рифтогенеза, охватившего в целом территорию суперконтинента *Палеопангея*.

Рифтовые системы этого периода отмечаются на северо-западе Европы в бассейнах Северного, Норвежского, Баренцева и Карского морей. В Северной Америке это – залив Св. Лаврентия, море Баффина и др. В ЗСП рифтовая система, положившая начало формированию плитного мезозойско-кайнозойского комплекса, представлена Колтогорско-Уренгойским, Худуттейским, Худосейским, Ямальским, Аганским, Усть-Тымским, Чузыкским и другими грабен-рифтами, и межрифтовыми поднятиями: Северо-Ямальским, Красноселькупским, Уренгойским, Сургутским, Нижневартовским, Каймысовским, Александрово-Васюганским, Сенькино-Сельгинским (Рисунок 1.36).

Современный структурный план мезозойско-кайнозойского чехла ЗСП формировался под воздействием активных движений структурных зон и блоков фундамента, образованных покровно-складчатыми системами рифейского, палеозойского возрастов и раннетриасовой рифтовой системой.

Импульс направленных тектонических движений в структурных зонах и блоковых структурах после их образования сохраняется длительное время (около 200-250 млн. лет; что в целом сопоставимо с *циклом Бертрана, или длительностью Галактического Года, ГГ, в 217 млн. лет* [Неручев, 2007]).

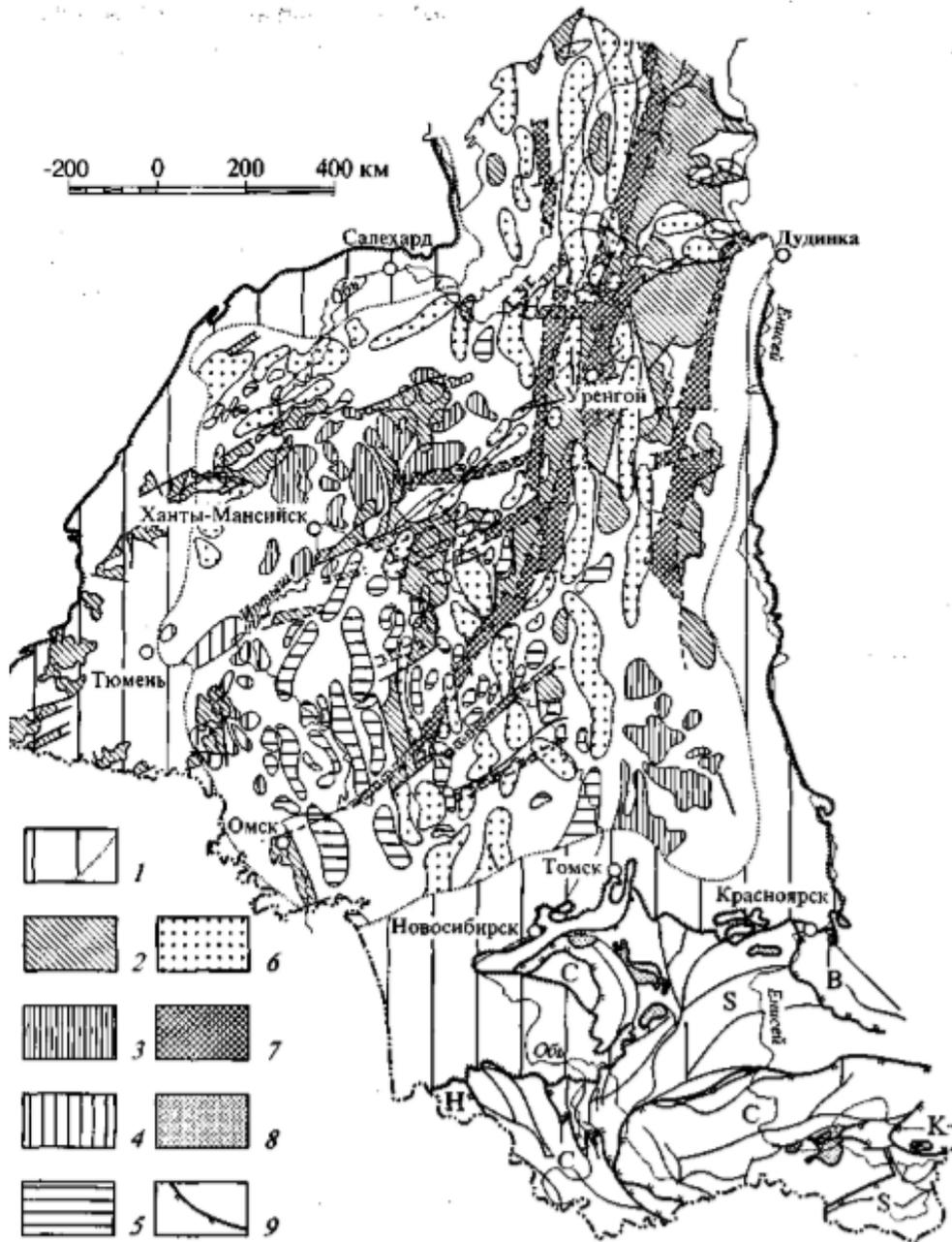


Рис. 1.36. Тектоническая схема Западной Сибири (мезозойско-кайнозойские структурно-формационные комплексы). По А.В. Абрамову, О.Г. Жеро, А.Э. Конторовичу, В.П. Коробейникову (ред.), Б.Г. Краевскому, В.Н. Крамнику, Л.В. Смирнову, В.С. Суркову (ред.).  
Условные обозначения: 1 – внешняя зона; 2 – рифтогенные грабены; 3-6 – конседиментационные поднятия с завершением структурообразования: 3 – в юре-начале мела, 4 – в раннем меле, 5 – в позднем меле, 6 – в неогене; 7 – надрифтовые желоба; 8 – мезозойские впадины Алтае-Саянской складчатой области; 9 – домезозойские тектонические мегакомплексы Алтае-Саянской складчатой области (В – рифейские, S – салаирские, С – каледонские, Н – герцинские, К – Байкальская кайнозойская рифтовая зона) [Западная..., 2000].

Поэтому интенсивность и направление этих движений в мезозое и кайнозое, их отражение в структуре чехла определялось возрастом покровно-складчатых и блоковых структур фундамента, их плотностной неоднородностью.

Структурные зоны триасовых рифтов, как наиболее молодые, *продолжали унаследовано развиваться на протяжении всего мезозоя и кайнозоя*, и сыграли определяющую роль в формировании структур платформенного чехла. Над грабен-рифтами в платформенном чехле сформировались мегажелоба (Колтогорско-Уренгойский, Худосейский, Агинский, Усть-Тымский, Ямальский, Чузикский и др.). Над межрифтовыми поднятиями – крупные сложно построенные структуры сводовых поднятий (Сургутское, Нижневартовское, Александровско-Васюганское и др.). Вероятно, существует зависимость между интенсивностью развития рифтогенеза и масштабами распространения платформенного чехла. На юге Западно-Сибирской плиты рифтогенный процесс, в следствие влияния тангенциальных напряжений со стороны Центрально-Азиатского блока, проявился слабо. В Казахстане и Алтае-Саянской области сформировались тела интрузивных долеритов и покровных эффузивов раннетриасового возраста (Кузнецкий бассейн, Кушмурунский грабен). На юге ЗСП рифтогенный процесс отражён сериями небольших грабенов-рифтов [Сурков, Жеро, 1982], что в мезозойско-кайнозойском чехле привело к уменьшению общей мощности осадков и увеличению площади распространения платформенных отложений. На севере и в центральной части ЗСП рифтогенный процесс проявлялся в условиях интенсивного растяжения земной коры синхронно с общим рифтогенезом в Северной Атлантике и Арктике. Рифтогенез и пострифтовое прогибание (сжатие) здесь проявились наиболее интенсивно, особенно на этапе формирования нижнеплитного комплекса (верхний триас, нижняя, средняя юра), что отразилось в увеличенной мощности этих отложений в надрифтовых желобах. Напротив, на межрифтовых поднятиях нижнеплитный комплекс уменьшенной мощности. Нисходящие движения рифтовых зон и восходящие движения межрифтовых поднятий сформировали основную структурную расчленённость мезозойско-кайнозойского чехла ЗСП, согласно [Западная..., 2000]. В центре и на западе ЗСП, где в фундаменте залегают покровно-складчатые системы герцинид, в мезозойско-кайнозойском чехле чётко проявлена система линейных структур, конседиментационный рост которых под воздействием новейших движений структур фундамента продолжался до неогенового периода включительно. На востоке ЗСП (где залегают покровно-складчатые системы байкалид и салаирид) в мезозойском чехле унаследованное конседиментационное структурообразование завершилось в юрское время. На северо-востоке в чехле выделяются структуры линейного типа, сформированные в течение юрско-мелового времени, в одном случае, над блоковыми структурами фундамента, образовавшими в конце палеозоя в пределах развития байкалид, так называемые *корневые структуры*. В другом случае структуры сформировались за счёт тангенциальных напряжений со

стороны Арктики в палеоген-неогене, так называемые *бескорневые структуры*. Такого типа структуры особенно характерны для Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). На карте (Рисунок 1.37) выделяются надпорядковые структуры.

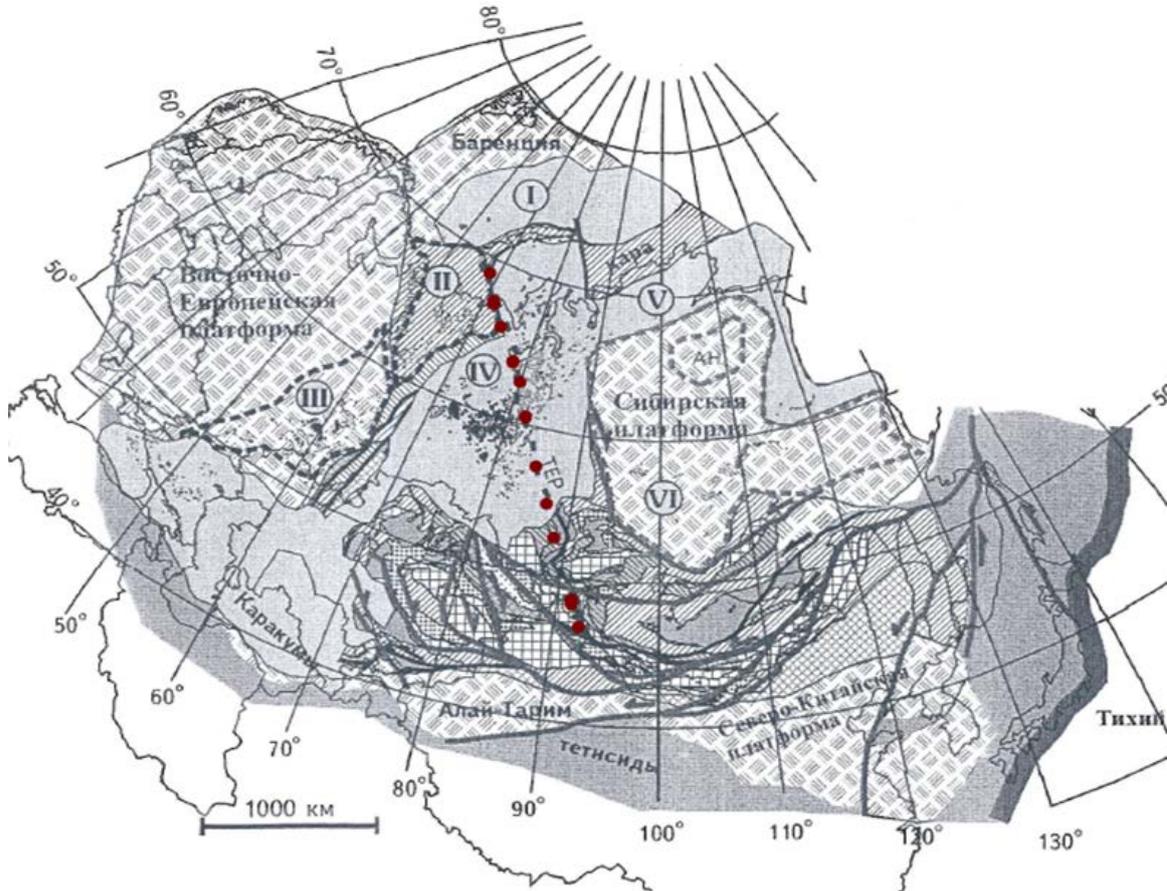


Рисунок 1.37. Положение Трансевразийского сдвига (точечный пунктир красного цвета) [Соборнов и др., 2006].

Это – *внешний пояс*, где отмечается сокращение мощности мезозойско-кайнозойских отложений и выпадение из разреза многих горизонтов (по мере приближения к горно-складчатому обрамлению), и *внутренняя область*.

Во внешнем поясе выделяются преимущественно незамкнутые структуры (типа моноклиз): Приуральская, Приказахстанская, Приалтае-Саянская, Приенисейская, Притаймырская моноклизы, осложнены мелкими незамкнутыми структурами. Во внутренней области плиты – крупные мегазоны, в том числе типа мегавалов: Нурминская, Северо-Ямальская, Восточно-Уральская, Тазовская, Пыль-Караминская, Сургутско-Пурпейская, Восточно-Демьяновская, Старосолдатско-Михайловская и др. Мегавалы разделены между собой мегапрогибами и впадинами. Мегавалы, мегапрогибы и впадины осложнены структурами более высокого порядка. В восточной части плиты и в

Мансийской синеклизе основные типы структур чехла – своды, впадины, прогибы, обрамляющие по низам чехла блоковые структуры фундамента.

В мезозойско-кайнозойском чехле выделены структурные элементы различного генезиса и времени формирования. Алтае-Саянская область в мезозое и кайнозое под влиянием тангенциальных напряжений со стороны Центрально-Азиатского блока испытала общее воздымание (превратилась в горно-складчатую структуру блокового типа). Раннемезозойская тектоно-магматическая активизация проявилась здесь в «диффузионной форме» крайне ослабленно. Позднемезозойская тектоно-магматическая активизация воплотилась формированием седиментогенных впадин в юре (Кузнецкая, Тувинская, Минусинские, Доронинская и др.), а также ареалов тектоно-магматических структур.

Дополнительно, в развитии ЗСП достаточно активное участие принимала ещё одна разломная (сдвиговая) зона диагонального простирания (Рисунок 1.37). В рифейско-палеозойском цикле в фундаменте ЗСП ряд исследователей [Денисов, 2001; Нежданов, 2004; Соборнов и др., 2006] выделяют два основных региона с диагональной границей. *«Гигантский Трансевразийский разлом делит регион на Казахско-Хинганский и Алтай-Монгольский домены. Трансевразийский разлом ... протягивается из Монголии через Иртыш-Зайсанскую зону и Западную Сибирь в направлении южнее Новой Земли, что и вызвало резкий излом Уральско-Новоземельской складчатой системы. Под покровом осадочных толщ ЗСП сдвиговый разлом трассируется по данным магнито- и сейсморазведки. На основе сопоставления метаморфических и островодужных комплексов в обнажённых складчатых областях левостороннее смещение по разлому составляет до 1000 км. Предполагается **позднепермский** возраст этого смещения, так как разлом запечатан дайковыми поясами и рифтогенными структурами триасовых траппов»* [Соборнов и др., 2006].

В зонах столкновения континентальных блоков породы дислоцированы и подвергнуты шарьированию. А.А. Нежданов [2004] показывает деформацию ЗСП и Уральской складчатой системы вследствие раскрытия Евразийского арктического бассейна. Евразийский бассейн локализован в центральной части Северного ледовитого океана. Центральная часть бассейна (зона рифта) является и зоной современного спрединга с СОХ имени Гаккеля. Активное раскрытие бассейна началось примерно 56 млн. лет назад (начало эоцена; *формирование люлинворских опок*) [Парначёв, 2021].

Уральская герцинская складчатая система посредством этого разлома была деформирована и разорвана. *«Северная окраина Евразийской плиты вместе с Уралом переместилась в южном направлении, причем арктические и северные районы ЗСП*

*испытывали максимальные стрессовые давления с севера (за счёт спрединга) и с запада (из-за изгиба и вдавливания в Западно-Сибирскую плиту Урала). Северная оконечность Новой Земли переместилась на Ю-ЮВ более чем на 500 км. Северная оконечность Урала переместилась на ЮВ более чем на 300 км. Горизонтальные движения на территории Западно-Сибирской плиты – общее воздымание, рост сводовых поднятий и погружение прогибов» [Нежданов, 2004].*

Неотектонические движения на территории ЗСП охарактеризованы в трудах [Варламов, Найденова, 1970; Новейшая..., 1981]. Основные черты неотектоники Западной Сибири – **общая восходящая направленность и ритмичная периодичность проявления**. Для ЗСП и Алтае-Саянской горной области характер неотектоники различен. Суммарные амплитуды новейших движений на территории ЗСП (от 50-100 до 300-400 м) небольшие – относительно горообразования Алтае-Саянской области. В краевой части на севере плиты (где присутствуют верхнемеловые клиноформы) интенсивность неотектоники более заметная (колебания с большими амплитудами), чем на юге. Южная часть плиты испытывала движения меньшей контрастности [Западная..., 2000]. При анализе суммарных амплитуд движений новейшей тектоники установлено, что на фоне общего регионального подъёма выделяются отдельные участки повышенных или относительно пониженных значений.

На севере (Надым-Пурское междуречье) установлена область, где суммарные движения с отрицательными или малыми положительными значениями от 50-70 до 100 м. Крупный прогиб в поле суммарных амплитуд – в Енисей-Хатангском районе. Значения последних оцениваются здесь в 50-150 м, в расположенных к югу и северу структурах – подъём до 300-500 м. Низовье р. Обь – региональная зона погружения (суммарная амплитуда не превышает 150 м). Высокие значения (до 250-300 м) на Сибирских Увалах. Зона пониженных значений – в нижнем течении р. Енисей.

К югу от Сибирских Увалов расположена одна из крупнейших в Западной Сибири (Среднеобская) отрицательная структура. Минимальные суммарные амплитуды движений неотектоники (-25 м) – на участке к востоку от нижнего течения р. Иртыш. На юге плиты выделяется Васюганское поднятие, отделяющее Среднеобскую впадину от Кулундино-Барабинской (суммарные амплитуды от -50 до +50 м), лежащей южнее. Большая часть Алтае-Саянской складчатой области – район активизации неотектонических движений, отличается резкой их контрастностью (сводово-глыбовый характер). Суммарная амплитуда здесь – от 100 до 2000-2500 м. Максимальные значения в структурах Горного Алтая (до 2000 м), Восточного Саяна и Тувы (1500-2500 м). Стабильный режим развития присущ Кузнецкой и Минусинской котловинам (суммарные движения – 100-300 м).

Небольшое поднятие характерно для Салаирского кряжа (суммарные амплитуды 300-350 м). Крупную структуру образует субмеридиональная Кузнецко-Алатауская зона поднятий (суммарные амплитуды в краевых частях 300-500 м, в центральных – 1000-1250 м).

### Следы влияния тектонических процессов на литогенез отложений верхнего мела ЗСП

В результате проведения дополнительных исследований по методике ФИП/РЭМ (*Фокусированный Ионный Пучок / в Растровом Электронном Микроскопе*; Рисунок 1.38) по керну ряда месторождений, наглядно показано различие масштабов и морфологии пустотного пространства, например, в опоках Харампурского (верхняя строка) и Берегового (нижняя строка) ЛУ.

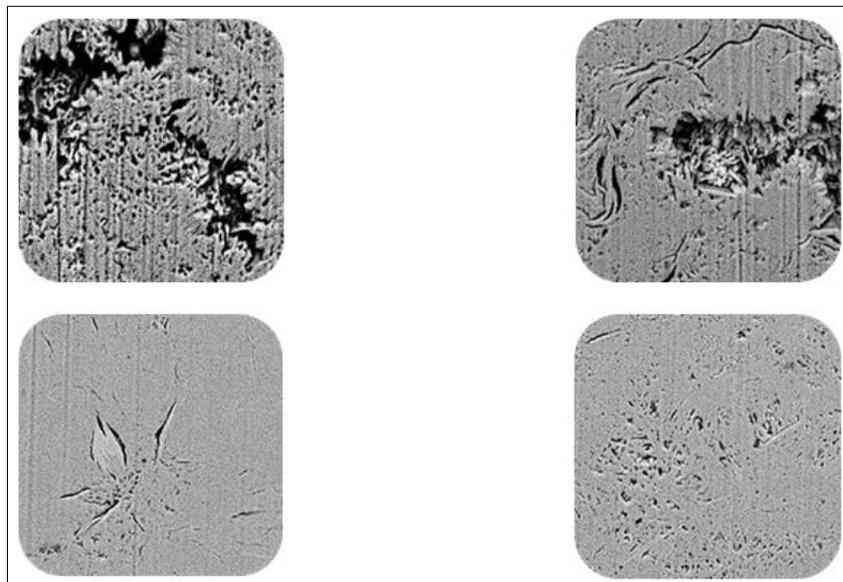


Рисунок 1.38. Характерные срезы ФИП/РЭМ (изображения с разрешением  $\leq 20$  нм) по скважинам Харампурского (верх) и Берегового ЛУ (низ). Стратон НБ1.

По данным исследований керна по методике ФИП/РЭМ проведена оценка вариаций фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) в опоках стратона НБ1 в пределах ЗСП, и построен схематический разрез (Рисунок 1.39). По состоянию изученности на 2020 год – некачественный коллектор в опоках стратона НБ1 установлен на Береговом месторождении и, частично, КЧЛУ; средний по качеству коллектор – на Русском ЛУ и, частично, КЧЛУ. Другими словами, *ухудшение ФЕС стратона НБ1 происходит в северо-восточном направлении*. Что, возможно, связано с повышенной степенью литогенеза опок за счёт дополнительного теплового потока в области Колтогорско-Уренгойских рифтов на этапах их постсантонской активизации.

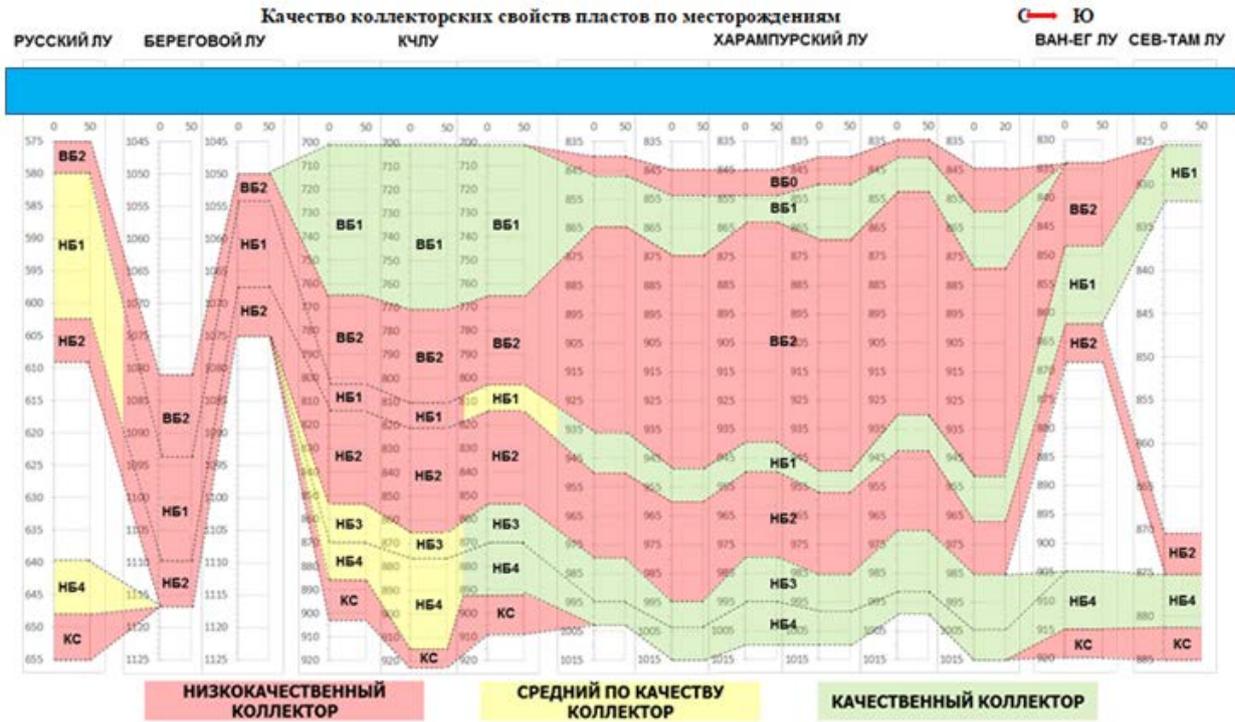


Рисунок 1.39. Схематичный разрез пластов (С-Ю), разделённых по качеству коллектора в скважинах на месторождениях (ООО «ТННЦ», 2020, по данным ООО «СМА»).

Следы малоамплитудного влияния дизъюнктивной неотектоники в интервале нижеберёзовского горизонта нередко отмечаются по керну многих скважин северо-востока ЗСП. Например, тектонический контакт стратона НБ3 и перекрывающего стратона НБ2 на Ново-Часельском ЛУ (Рисунки 1.40 и 1.41).

Иногда смещение блоков вдоль диагональных трещин уверенно не фиксируется, но отмечаются следы низкотемпературного гидротермального влияния. Например, в разрезе скважины Русского ЛУ (Рисунки 1.42, 1.43) керном охарактеризована только нижняя часть стратона НБ4 (по бур. в инт. 646,00-655,65 м, всего 9,65 м). Согласно камеральному описанию, в средней и верхней частях керна преобладают алевролиты м/з, кр-м/з, серые, неравномерно зеленоватые, интенсивно биотурбированные (*Arenicolites?*, *Asterosoma*, *Helminthopsis*, *Phycosiphon*, *Skolithos*, *Terebellina*, *Chondrites*, иногда *Thalassinoides*, *Skolithos*). В нижней части – глинистые и кремнисто-глинистые породы серые, неравномерно зеленоватые (примесь глауконита), умеренно (в подошве слабо) биотурбированные (*Chondrites*, *Asterosoma*, *Cosmorhapha*, *Helminthopsis*, *Macaronichnus*, *Phycosiphon*, редко *Terebellina*).

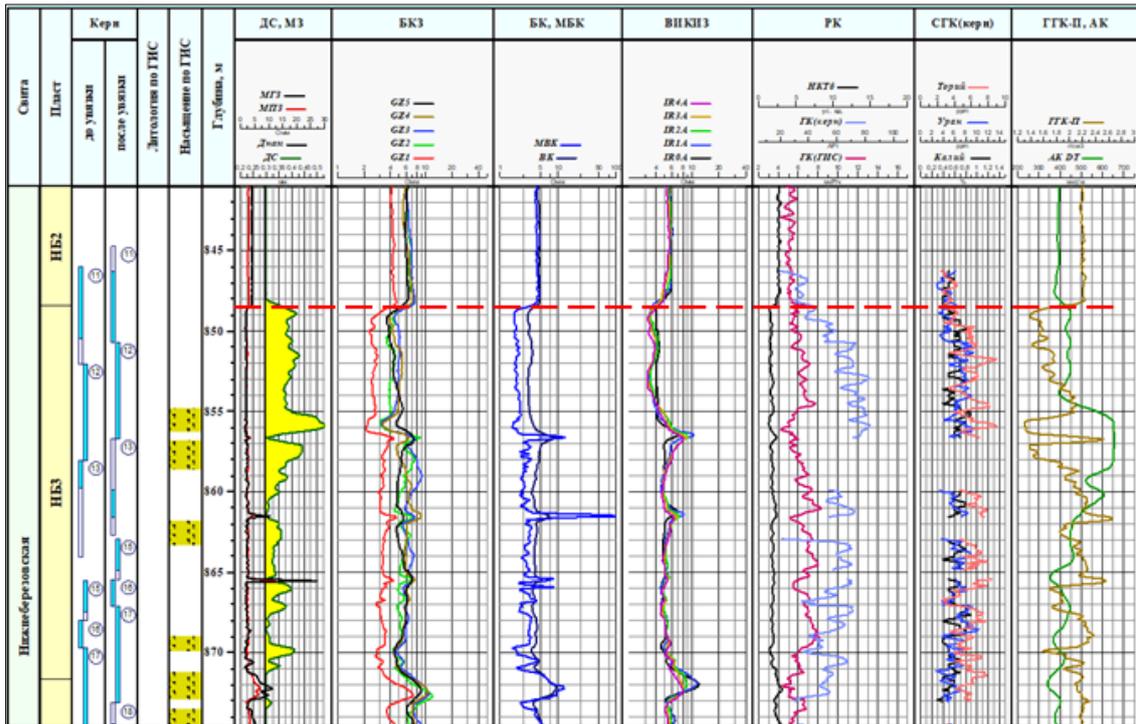


Рисунок 1.40. Фрагмент Планшета по скважине Ново-Часельского ЛУ. Красным пунктиром показана граница стратонв НБ2 и НБ3 (тектонический контакт; Рисунок 1.40).

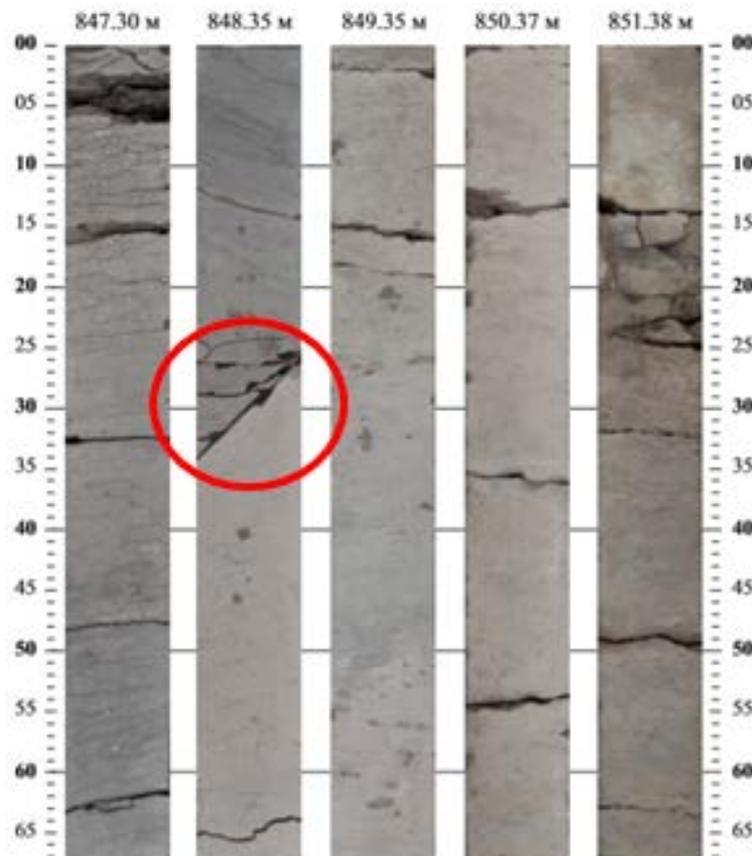


Рисунок 1.41 Фото керн скважины Ново-Часельского ЛУ. Красным овалом выделена тектоническая граница стратонв НБ2 и НБ3 (тектонический контакт; Рисунок 1.40).

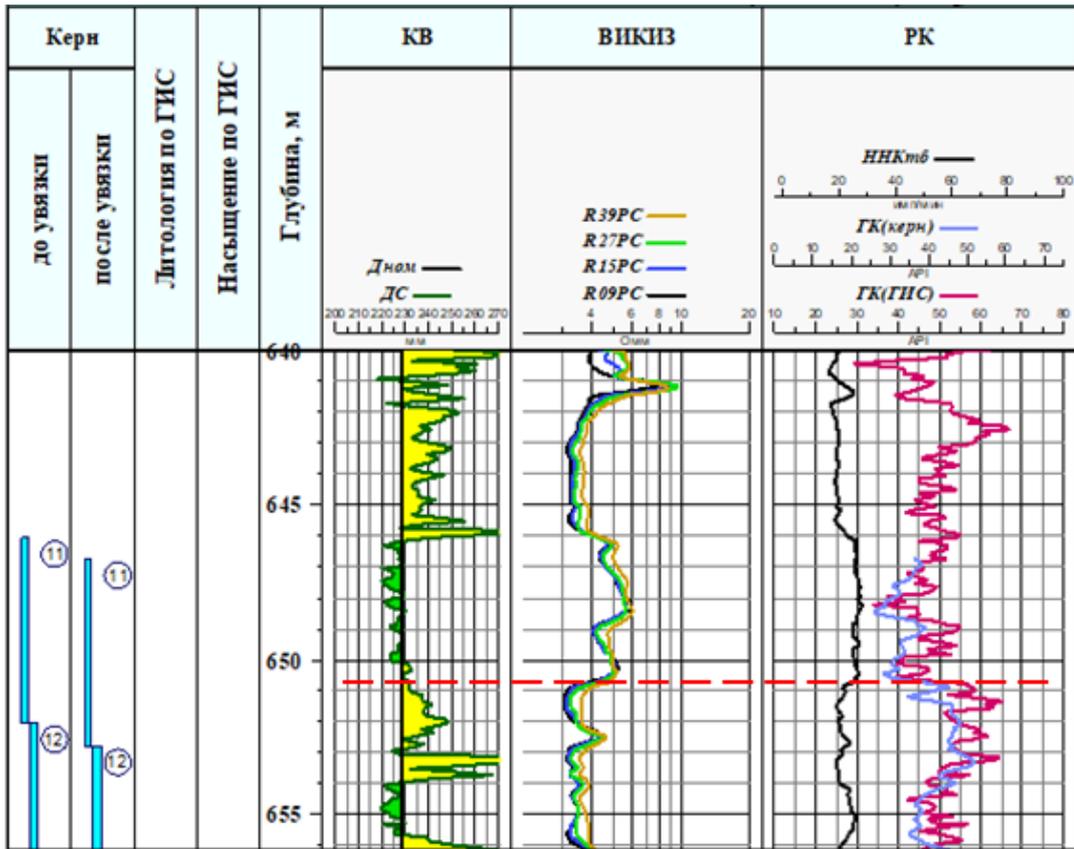


Рисунок 1.42. Фрагмент Планшета скважины Русского ЛУ. Красным пунктиром выделена тектоническая трещина (Рисунок 1.43) с осветлением верхнего блока (в результате влияния гидротерм).

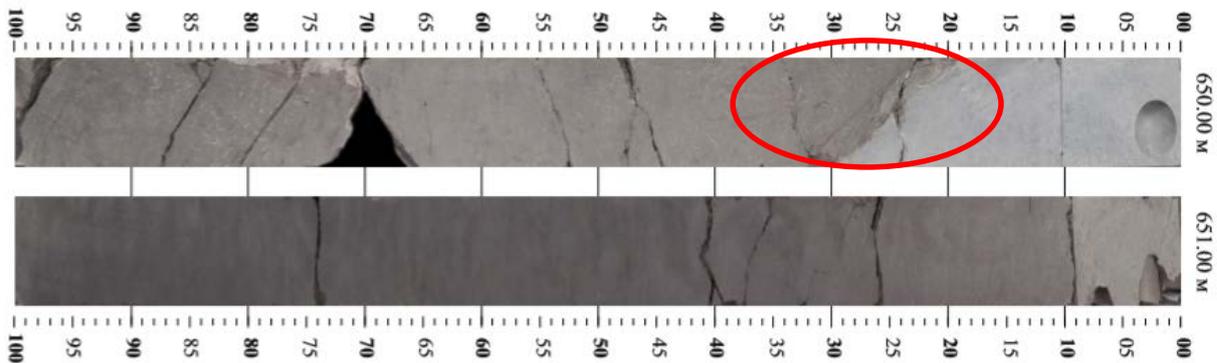


Рисунок 1.43. Фото керна скважины Русского ЛУ. Красным овалом выделена тангенциальная тектоническая трещина (Рисунок 1.42) с осветлением верхнего блока (в результате влияния низкотемпературных гидротерм).

В средней части керна (по бур. отм. 650,25 м) прослеживается резкая диагональная тектоническая граница (Рисунки 1.43 1.44), относительно которой проявлена разная окраска пород (в верхнем блоке осветление – результат влияния гидротерм).

Осветлённые породы верхнего блока на кислоту не реагируют, значит, карбонатизация первичных алевролитов исключается.

Пласт	Глубина отбора по бурению, м	Глубина отбора по ГИС, м	Содержание, %																						
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	Ba	Cr	Cu	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Ga	ППП		
НБ4	649,34	650,56	73,55	0,55	10,37	3,58	0,02	0,41	1,24	1,61	1,71	0,231	0,333	T	0,002	0,002	0,003	0,069	0,013	0,008	0,017	0,002	6,179		
НБ4	650,14	651,36	78,07	0,40	7,27	3,74	0,01	0,32	0,77	1,23	1,31	0,238	0,264	T	0,001	0,002	0,003	0,054	0,010	0,006	0,016	0,001	6,189		
НБ4	651,76	652,98	60,92	0,74	16,15	4,55	0,05	0,62	2,26	1,83	2,00	0,217	0,844	0,001	0,002	0,001	0,005	0,061	0,017	0,009	0,016	0,002	9,633		
НБ4	652,42	653,69	71,22	0,45	8,58	6,79	0,02	0,42	1,33	1,08	2,02	0,171	0,398	0,002	0,002	0,001	0,004	0,046	0,015	0,010	0,013	0,002	7,332		

Рисунок 1.44. Результаты РФА. Розовой строкой выделена зона тектонической трещины.

При камеральном описании керна выше трещины описаны **кремневые породы (опоки)**, светло-серые, с чешуйками слюды, неяснослоистые, интенсивно биотурбированные, с зёрнами глауконита, с фосфатными включениями по ходам биотурбаторов, тонкопористые, крепкие. Ихнови́ды: *Asterosoma*, *Helminthopsis*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, *Terebellina*, другие вертикальные и горизонтальные ходы ихнофоссилий.

Но, как видно на Рисунке 1.44, непосредственно выше трещины, в гидротермально изменённом (осветлённом) блоке, отмечаются заметные увеличения значений кремнезёма (но значительно меньше, чем в опоках), серы и свинца (по цирконию нет изменений). Для всех остальных компонентов характерно относительное снижение концентраций (в 1,5-3,0 раза), что, очевидно, является результатом гидротермальной проработки (растворения и выноса).

Иногда тектоническая активизация выражена образованием относительно крупных разломов (раскрытостью до 3-5 см), залеченных мусковит-кварцевым гидротермально-метасоматическим агрегатом (жильный комплекс; рис. 1,45).

По керну Ван-Еганской скважины – плоская разломая трещина диагонального направления (если нормализовать разрез к горизонту), что характерно для тектонического дизъюнктивного проявления (Рисунок 1.45).

По керну Береговой скважины – жила метасоматитов ориентирована субгоризонтально (практически, вдоль наслоения), что позволяет предположить литогенетический характер первичной трещины, с последующей трансформацией – с расширением, проработкой гидротермами (температурный пик) и залечиванием (перенасыщение и постепенное охлаждение).

Более подробно об особенностях литогенеза, и о механизмах трещинообразования в глинисто-кремнистых отложениях верхнего мела ЗСП будет показано ниже.

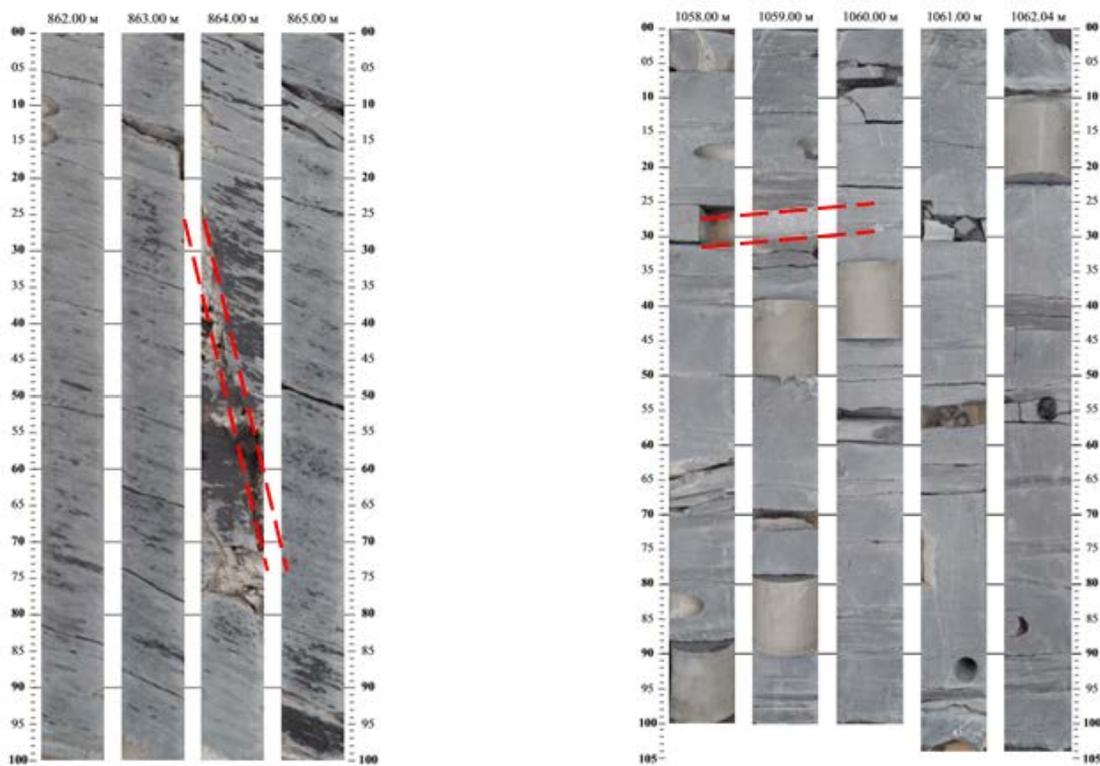


Рисунок 1.45. Фото керна скважины Ван-Еганского (слева; стратон НБ2) и Берегового (справа; стратон НБ1) ЛУ. Красными пунктирами выделены разломные тектонические трещины (залеченные метасоматическими кварцитами).

#### 1.4. Представления о происхождении осадочных кремневых формаций

Раздел составлен по материалам из Главы «Развитие представлений о генезисе кремневых пород и формаций складчатых областей» монографии «Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии» Ю.Г. Волохина (2013) [Волохин, 2010]. Показаны результаты подробного анализа проблемы глобального кремненакопления в *складчатых областях* («отпрепарированных» речной эрозией).

Очевидно, что информация, изложенная в данной монографии, не может быть напрямую использована для кремневых формаций огромных равнин (например, ЗСП, Русская плита), вследствие гораздо меньшей степени их изученности (по точечным скважинам глубокого бурения) – в условиях глубокого залегания и отсутствия естественных обнажений (за исключением редких фрагментов по обрамлению площади плиты). Анализ кремненакопления в блоках (террейнах) *складчатых областей* [Волохин, 2013] не отвечает на вопросы масштабной седиментации кремнезёма на гигантских

территориях равнин. В публикациях, в целом, не обнаружены данные о системных исследованиях осадочных кремневых формаций на площадях, аналогичных ЗСП. Хотя есть *единичные исключения*, например, диссертация «Опал-кристобалитовые породы Зауралья: литология и условия формирования» П.В. Смирнова (рассматриваются кремневые породы люлинворской свиты ЗСП палеогенового возраста) [Смирнов, 2017]. А также диссертации «Перспективы нефтегазоносности сенонских отложений Севера Западной Сибири» [Пережогин, 2017] и «Геология и газоносность верхнемеловых надсенонских оложений Западной Сибири» [Агалаков, 2020]. К разряду исключений можно отнести единичные публикации (в объёме статей) о кремневых толщах (опоках) сантона Русской плиты, например [Зорина и др., 2012]. Наш опыт регионального изучения литологии верхнемеловых (над сеноманом) глинистых, кремнисто-глинистых и кремневых отложений ЗСП, на основе объёмного массива геолого-геофизических данных, *объективно является уникальной попыткой* уточнения состава, строения и истории формирования данной части разреза на площади более 2,5 млн. км<sup>2</sup>. В результате многолетних исследований на огромной территории ЗСП (до 2,5 млн. км<sup>2</sup>) выделены ССК верхнего мела (над сеноманом), содержащие кремневые толщи. Скважинные данные (керна, ГИС) подтвердили границы выделенных ССК, и позволили в строении ССК установить более мелкие подразделения (стратоны), характеризующиеся индивидуальной литологией и относительным возрастом. Результаты проведённого нами комплексного анализа накопленных данных, позволяют выделить ряд признаков, уточняющих вопросы происхождения кремневых формаций в обстановках внутриконтинентальных морей.

Проблема формирования глинисто-кремнистых осадочных формаций до сих пор не имеет однозначного решения. Как индикаторы отдельных геологических обстановок (климатических, географических, тектонических, вулканических, геохимических и других) данные формации широко применяются при историко-геологических реконструкциях. Основной отличительной особенностью, относительно терригенных толщ, является то, что кремневые формации относятся к конденсированному типу разреза и, как правило, характеризуются сравнительно небольшой мощностью и наибольшей (латерально) фациальной выдержанностью. Повсеместные остатки фауны позволяют детально коррелировать удалённые разрезы, и поэтому такие формации являются удобными «стратиграфическими реперами». Кроме того, кремневые формации нередко генерируют и/или вмещают месторождения нефти, газа, фосфоритов, железа, марганца и других металлов, а некоторые виды силицитов сами являются ценными полезными ископаемыми [Волохин, 2013].

«Белые пятна» (как результат резко выраженной неоднородности по степени изученности) в интерпретации геологического строения глинисто-кремнистых толщ ЗСП препятствуют созданию непротиворечивых геологических карт и реконструкции геологической истории их развития [Агалаков, 2020]. Одной из задач изучения глинисто-кремнистых отложений ЗСП является диагностика индивидуальных особенностей стратиграфических подразделений (ССК и стратонов), позволяющих выявлять по литологическим признакам разновозрастные толщи, что потребовало детального изучения стратонов по керну текущего бурения (комплексом структурных, минералогических, литологических, биостратиграфических и др. методов).

Реконструкции палео-обстановок и процессов накопления осадочных толщ подразумевают знание условий и механизмов седиментации в современных морских бассейнах, возможностей и ограничений сравнительного литологического метода. Но, объективные недостатки метода актуализма, требуют системного (взвешенного, обоснованного) подхода с привлечением информации из смежных областей естественных наук о Земле (палео-климатология, палео-гидрология, палео-экология, космология и т.д.). *Разобщённость направлений изучения различных сфер планеты является реальным тормозом развития наук о Земле* [Мартьянов, 2003].

Констатируется, что **«несмотря на успехи в изучении осадков Мирового океана, среди которых биогенные кремнистые илы играют весьма существенную роль и практически являются концентраторами всего свободного кремнезёма в твёрдой фазе, в наши дни дискуссии по проблеме кремненакопления не только не утихли, но даже обострились»** [Волохин, 2013]. Уже в этой констатации заложены скрытые ограничения использования метода актуализма – речь идёт только о **«биогенных кремнистых илах»**, и об ограниченных концентрациях **«свободного кремнезёма, растворённого в водах Мирового океана»**.

Как будет показано ниже по тексту, современные обстановки и условия даже близко не содержат аналогий – таких масштабов проявления осадочного кремненакопления, какие были установлены региональными исследованиями для формаций верхнего мела (над сеноманом) ЗСП.

Итак, на современном этапе, представления о происхождении осадочных кремневых толщ подразделяются на две основные группы [Волохин, 2013]. Сторонники **ПЕРВОЙ** группы считают причиной накопления осадочных толщ кремнезёма – периодическое существование источников (эндогенных либо экзогенных) поступления больших масс кремнезёма в бассейн седиментации. **ВТОРАЯ** группа рассматривает и изучает

специфические обстановки (уникальное сочетание комплекса условий) накопления кремневых толщ, существовавшие в бассейне и/или на сопредельных площадях.

К **ПЕРВОЙ ГРУППЕ** относится вулканогенно-осадочная гипотеза. В XIX веке геологи считали стратиформные силициты вулканическими по генезису (или результатом метаморфизма и окремнения глинистых осадков). Вулканические процессы (на этапе завершения активного этапа) формировали источники кремнезёма (гидротермы), аномально высокую продуктивность радиолярий, и являлись причиной окремнения глинистых отложений. *Существует корреляция периодов расцвета диатомей и эпизодов разноса кислых вулканических пеплов.* Во второй половине XX века были сформулированы три основные положения вулканогенно-осадочной гипотезы [Волохин, 2013]. **Во-первых**, за счёт вулканических процессов осуществлялось – либо поступление кремнезёма (подводные эруптивные извержения), либо выщелачивание (из лавы и пеплов на морском дне). **Во-вторых**, стимуляция «вбросами» кремнезёма – способности к высокой продуктивности кремне-скелетного планктона и лучшей «консервации» кремневых скелетов. **В-третьих**, снижение критической глубины карбонатакопления (за счёт кислых вулканических газов) – накопление бескарбонатных радиоляриевых илов на меньших глубинах.

Вулканогенно-осадочная гипотеза, в разной мере, развивалась многими исследователями (Хераскова, 1979; Афанасьева, 1980; Gibson and Towe, 1971; Stanaway et al., 1978; Хотин, 1979; Moore, 1983; Nakazava et al., 1983; Вишневская, 1984; Nachev, Nachev, 1989; Ruiz-Ortiz et al., 1989; Зайкова, 1991 и др.). Н.М. Страхов (1963, 1971б) допускал участие вулканогенного кремнезёма в образовании яшм. Наиболее полно гипотеза излагается в работах И.В. Хворовой (1968; 1976; 1979; 1980, и др.) [Волохин, 2013], согласно которой, толщи кремнистых осадков зачастую тяготеют к формациям с преобладанием спилитов. Прогнозируется, что «эволюция магматического очага (разделение магмы на базальтовую часть и богатую кремнием летучую) является причиной альбитизации вулканитов и «вброса» кремнезёма в область осадконакопления». Кроме того, «области современного кремненакопления широтной ориентировки, причём радиоляриевые илы ограничены тропическо-экваториальной зоной. **Кремнистые пояса прошлого совпадают с простиранием геосинклинальных систем (а значит, рифтовых зон), а не с планетарной климатической зональностью, как бы её ни реконструировать**» (Хворова, 1968, с. 115) [Волохин, 2013].

Важное положение вулканогенно-осадочной гипотезы – представление о масштабном проявлении хемогенной седиментации кремнезёма в мезозойских и, особенно, в

палеозойских морях (Davis, 1918; Taliaferro, 1933; Дзоценидзе, 1965, 1968; Хворова, 1968; Nakazawa et al., 1983; Зайкова, 1991 и др.) [Волохин, 2013]. В доказательство приводились следы выходов гидротерм (венты) и колломорфные структуры, находимые в силицитах осадочных комплексов *складчатых областей*. В кремневых толщах есть прослои обогащения кремнистыми скелетными остатками спикул губок, радиолярий или диатомей, *и слои, не содержащие их*. В самих силицитах (особенно в палеозойских яшмах, кремнях и фтанитах) *биогенные остатки не составляют большей части, а значительный объём породы слагает абиморфный кремнезём с остатками кремнистых организмов*. «Структурно-текстурные соотношения в этих породах чётко свидетельствуют – что в фанерозойских бассейнах *биогенная садка кремнезёма была подавлена хемогенной*» (Холодов, 1987). Предполагается, что в геологическом прошлом, количество растворенного  $\text{SiO}_2$  в морских водах могло достигать высоких содержаний (100-120 мг/л). И тогда: «... в условиях, близких к насыщению, каждый источник начнёт проявлять себя наиболее контрастно, отлагая всю массу кремнистых осадков в непосредственной близости от мест поступления; при этом весь растворённый  $\text{SiO}_2$  данного источника будет переходить в осадок» (Холодов, 1987, с. 27-28) [Волохин, 2013]. Ведущая роль гидротерм и преобладание хемогенного осаждения кремнезёма в древних морях – представления об эволюции кремненакопления – от хемогенного в докембрии до практически полностью биогенного в кайнозое, что связывается с развитием кремне-скелетного планктона, в особенности, диатомей (Каледа, 1956, 1966, 1987; Страхов, 1960, 1963; Холодов, 1987). «Изменение общей бассейновой гидрогенной седиментации, происшедшее на рубеже палеозоя и мезозоя, не сказалось на формировании базальтово-яшмовой ассоциации: она прослеживается и в палеозое, и в мезозое. Очевидно, это связано с влиянием вулканической, эксгальцационно-гидротермальной деятельности на образование яшм» (Хворова, Вишневская, 1987, с. 75). «В палеозое, триасе и юре среди вулканогенно-кремнистых формаций – породы с радиоляриями (яшмы, фтаниты), в меловых же и кайнозойских формациях они имеют несравненно меньшее распространение. Даже если допустить, что диатомовые в домеловое время имели такое же развитие, что и позднее, то можно утверждать, что соотношение их с радиоляриями с течением времени менялось. *Характерно, что меловой период как будто бы является в этом отношении переломным*. И вопрос хемогенного кремненакопления в палеозое и раннем мезозое может решаться иначе, чем на современном этапе» (Хворова, 1968, с. 128). Эволюция кремненакопления сопряжена с *необратимыми изменениями* атмосферы, гидросферы (Maisonneuve, 1982) и питающих провинций на суше (увеличением доли осадочных пород и уменьшением –

магматических). «Прогрессирующее развитие осадочных питающих (в целом, расширение регрессии) провинций привело к неуклонному снижению долей растворённого  $\text{SiO}_2$  в водах рек и морей; недосыщение запретило хомогенное его осаждение и выдвинуло на первый план проблему вулканогенно-осадочного или биогенно осадочного  $\text{SiO}_2$ » (Холодов, 1987, с. 38) [Волохин, 2013].

Также рассматривается вариант **образования кремневых толщ** в результате преобразования кислых пеплов *in situ* в диагенезе (Goldstein, Hendricks, 1953). Вулканические пеплы и термальные минерализованные растворы (с предполагаемой концентрацией растворённого  $\text{SiO}_2$  в сотни и тысячи мг/л) – как основная причина образования силицитов некоторых платформенных формаций, например, желваковых кремней позднего мела и палеоцена глауконито-кремнистой формации Русской платформы (РП) (Муравьев, 1983, 1987). Подтверждение вулканогенно-осадочного происхождения кремней – минеральные продукты изменения вулканических пеплов, такие как монтмориллонит, палыгорскит, сепиолит,  $\alpha$ -кristобалит и клиноптилолит (Муравьев, 1983, 1987). Парагенезис клиноптилолита, неупорядоченного кристобалита и монтмориллонита считался доказательством пепловой природы содержащих их слоев (Reynolds, 1970; Gibson and Towe, 1971; Мачабели, 1987) [Волохин, 2013]. Аналогичный парагенезис аутигенных минералов – в сантоне Русской платформы – «*камуфлированная пирокластика*» [Зорина, 2012; Афанасьева, 2013]. В туфо-кремнистых толщах Западной Камчатки вулканические пеплы и стёкла не претерпели минеральных изменений с миоценового времени. Но при погружении в течение большого времени, в катагенезе, по пеплам развиваются монтмориллонит и цеолиты, с высвобождением какого-то количества кремнезёма (Гречин, 1976) [Волохин, 2013]. Скорость, масштабы и конкретный парагенез вторичных минералов (результат трансформации вулканических пеплов) зависят от изначального состава пеплов (*кремнекислые* или *базальтовые*), конкретных условий их «приземления», в том числе, в какую среду происходит их оседание (*и в каких условиях*).

**Возражения к вулканогенно-осадочной гипотезе (с ремарками автора диссертации, КАИ):**

1. Активный вулканизм (*какого состава?*) и накопление силицитов *часто разделены* во времени (Фролов, 1968) – *как часто, и насколько точно определены возрастные характеристики?* (КАИ).

2. В современных бассейнах нет значимых накоплений хомогенного кремнезёма, прямо связанных с вулканическими поступлениями, которые количественно могли быть сравнимыми с геосинклинальными кремневыми толщами. Воды морей и океанов не были насыщены  $\text{SiO}_2$  из-за жизнедеятельности кремнистых планктонных организмов с начала

фанерозоя. Поэтому, пересыщенные кремнезёмом растворы, поступающие из вулканических очагов, не могли мигрировать в водной толще на десятки и сотни километров. Они должны были разбавляться морской водой, где содержание  $\text{SiO}_2$  далеко от насыщения (пополняя запас «обезличенного» кремнезёма). Образование вулканогенноосадочных формаций исключено (Страхов, 1963, 1971a) – *на современном этапе отсутствуют аналоги геосинклиналей – и поэтому, дальнейшие сравнения не имеют смысла (это как раз к вопросу об излишне прямолинейном подходе к методу актуализма)* (КАИ).

3. Отсутствует корреляция между типами ассоциирующихся вулканических и кремневых пород. Одни и те же силициты часто связываются с различными вулканическими процессами и разными типами магм, а разные типы силицитов – с одинаковыми (Фролов, 1968) – *читать Тихомирова (2018)* (КАИ).

4. Часто в *складчатых областях* нет кондуитов – кварцевых подводных гидротермы каналов (Bramlett, 1946) – *1946 год, когда это было (степень изученности этого вопроса на тот год). Но нас интересуют плиты и платформы* (КАИ).

5. Вулканогенно-осадочная гипотеза не объясняет зональности (Чайкин, 1982) и циклического строения (Волохин, 1985) кремневых толщ – *циклическость вполне объяснима циклическостью вулканических активизаций; зональность, видимо, имеется в виду – для террейнов* (КАИ).

Дополнительно, **о возможности вулканогенно-осадочного генезиса** кремневых формаций:

1) Формы проявления вулканизма и состав базальтовых магм кардинально не различались с конца докембрия до нашего времени. Почему в современных бассейнах с активным вулканизмом нет накоплений кремнезёма, сопоставимых с «хемогенными» в геосинклях? – *читать Тихомирова (2018)* (КАИ).

2) В областях проявления гидротерм (Восточно-Тихоокеанское поднятие, рифтовая система Атлантического океана, Красное море), образование чистых кремневых накоплений не происходит (Лисицын, 1978; Левитан, 1979). Гидротермальный опал присутствует в холмах (гидротермальных «курульщиках») в рифтовых зонах, но хемогенных кремнистых толщ там не образуется. Доли  $\text{SiO}_2$  в осаждающихся кремнисто-железистых и алюмо-кремневых гелях не превышает 40 % (Крейг, 1974; Shanks, Bischoff, 1977; Corliss et al., 1979; Solomon, 1980; Гурвич, 1998) [Волохин, 2013].

*Эти комментарии не учитывают циклическость развития планеты (циклов Уилсона, Бертрана, Штилле и др.), движение Солнечной Системы (СС) на Галактической орбите, и*

т.д. Другими словами, *предполагается изоляция Земли и/или Солнечной системы от влияния Космоса (КАИ).*

*«Большую длительность формирования и медленные скорости накопления радиоляриевых кремней трудно совместить с какой-либо из форм вулканогенно-осадочной гипотезы. Потому, что такое влияние (в том числе и на расцвет микропланктона) должно быть длительным и устойчивым в течение миллионов лет, когда другие типы седиментации должны быть исключены»* (Garrison, 1974, с. 374) [Волохин, 2013]. Попытка, на основе актуального знания о современном вулканизме, количественно оценить возможность вулканогенно-осадочного происхождения кремневых толщ в древности [Волохин, 2013]. Объёмы накопившихся в фанерозое кремневых и вулканогенных пород и формаций часто представляют величины близкого порядка, т.е. количественно соизмеримы, что не позволяет (?) связать накопление большинства кремневых формаций с поставкой вулканогенного кремнезёма, тем или иным способом [Волохин, 2013].

Существуют представления, что образование эоценовых кремней Тихого океана связано с циркуляцией *неювенильных* гидротерм в областях с повышенным тепловым потоком и высоким температурным градиентом [Moore, 2008]. Океанические придонные воды, с низкими длями растворённого кремнезёма (< 300 моль/кг) и температурой 2-4° С, просачиваются в базальтовую кору, нагреваются до 25-60°С. Поднимаясь в базальные слои осадочного чехла (обычно < 40 м выше фундамента, редко > 120 м), нагретые воды растворяют *биогенный* опал, насыщаются кремнезёмом, который осаждается по мере остывания вод, образуя кремневые слои (до 150 м выше фундамента) выше зоны растворения опала. По Т. Муру [Moore, 2008], это является причиной образования кремневых слоев на относительно небольших глубинах ниже поверхности дна в пелагических разрезах Тихого океана.

А.Д. Архангельский (1936), изучая синхронное накопление кремневых толщ в геосинклиналях, платформенных бассейнах – и эпохи пенемена на суше, выдвинул гипотезу образования силицитов с экзогенными источниками кремнезёма. Два фактора способствуют накоплению кремневых илов: достаточная энергия химического выветривания на суше, и низкая доля обломочных частиц с суши (отсутствие разбавителя). По А.Д. Архангельскому: *«при разложении силикатов освобождаются и образуют растворы... не только кремнекислоты, но и соединений железа и алюминия; эти соединения, подобно кремнекислоте, попадают вместе с водой потоков в море и там осаждаются... При выделении из раствора веществ приносимых в море реками, в первую очередь, близ берегов должны осаждаться железные руды и бокситы, а также*

*соединения типа шамозита и глауконита; значительная часть кремнезёма может быть унесена течениями в растворе дальше в море и выделиться там почти в чистом виде».*

Теоретические выкладки были подкреплены примерами кремневых формаций разных возрастов: S<sub>2</sub>–D<sub>1</sub>, D<sub>3</sub>, C<sub>1</sub>, J<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>, Pg<sub>2</sub> и N<sub>1</sub><sup>3</sup>. По А.Д. Архангельскому палеозойские кремневые породы в значительной мере образовались химическим осаждением кремнезёма из водной толщи. Другая часть кремнезёма осаждалась в виде кремнистых скелетов организмов (при массовом поступлении в раствор продуктов выветривания формировались благоприятные условия существования биоты). Он также утверждал ведущую роль организмов в накоплении кремнезёма в мезозое и третичное время, когда *«...главным фактором литогенеза были организмы, но и здесь терригенно-химический кремнезём играл некоторую роль»* [Архангельский, 1936]. При образовании девонских и более древних силицитов им допускалось вулканогенное происхождение, по крайней мере, части кремнезёма. Т.е., кремневые породы формируются не потому, что в море пышно расцветают диатомовые и другие «кремнистые» организмы. Наоборот, «кремнистые» организмы начинают доминировать, когда в море появляется избыточная кремнекислота, необходимая для формирования кремневых пород (Казаринов, 1965). Образование коры выветривания на суше (пенеплен), совпадавшее во времени с кремненакоплением в бассейнах, *связывалось с распространением влажного тропического и субтропического климата на обширной территории* (Grunau, 1965; Leclaire, 1974). Существует представление – отложение кремнистых осадков в эпиконтинентальных бассейнах *происходило в периоды трансгрессий моря и относительного тектонического покоя* (Дистанов, 1980; Казанский и др., 1965; Казаринов, 1958, 1965; Казаринов, Казанский, 1969) [Волохин, 2013]. Синхронность эпизодов накопления кремневых формаций и периодов проявления тёплого влажного климата в условиях (относительно) пассивного тектонического режима могла воплотиться двумя основными путями. **Во-первых**, накопление осадочного кремнезёма происходило *не за счёт* интенсивности его поступления с суши, *а в результате* резкого снижения разубоживания биогенного кремнезёма обломочным материалом (Страхов, 1960; 1963). **Во-вторых**, в эпохи пенеплена – образования коры выветривания увеличивалось насыщение речных вод кремнекислотой (но активность самих рек при этом снижалась), что приводило к химическому осаждению кремнезёма в зоне смешения речных и морских вод (в прибрежной зоне). И стимуляции продуктивности кремневого планктона в водах принимающего бассейна (Архангельский, 1936; Казаринов, 1958, 1965; Leclaire, 1974). Изменение климата – от тропического до умеренного – является основной причиной снижения (в 5-10 раз) количества терригенного материала, смываемого в равнинных

областях (Страхов, 1962). В большой степени объёмы механической денудации зависят от рельефа. Накопление высококремнистых илов в эпиконтинентальных морях, вероятно, является результатом дефицита обломочного и глинистого материала с суши [Волохин, 2013]. Гипотеза А.Д. Архангельского, не имеющая широкого признания, чаще используется для объяснения образования молодых платформенных кремневых формаций (Дистанов, 1980; Казанский и др., 1965; Казаринов, 1958, 1965; Казаринов, Казанский, 1969). Критика гипотезы [Страхов, 1971] – неточности возрастной корреляции кремневых толщ и эпизодов развития коры выветривания на суше [Волохин, 2013] (*Браво! Накопление осадков пениплена, и транспортировка их в принимающий бассейн – смещены во времени последовательно. Это разные части единого трансгрессивно-регрессивного цикла.* КАИ). По факту, иловые воды (в скважинах глубоководного бурения) с мелового периода не были насыщены кремнезёмом. При способности кремнистого планктона быстро размножаться, и интенсивно извлекать растворённый кремнезём из ненасыщенных вод, вероятно, морские воды не были насыщены им со времени появления организмов с кремневым скелетом – с позднего докембрия [Страхов, 1971]. Или – с начала палеозоя (Wise and Weaver, 1974) (*в таком случае, откуда в палеозойских и выше отложениях эпиконтинентальных морей периодически накапливались кремневые толщи?* КАИ). Воды рек субтропических и тропических широт – также далеки от насыщения.

**О химическом осаждении кремнезёма.** Во второй половине XX-го века – «вспышка» изучения биогенной седиментации *в океанах* (Безруков, 1960; Жузе, 1962; Лисицын, 1966а, б; 1970; 1974; 1978; Лисицын и др., 1977; Лисицын, Виноградов, 1982; Емельянов, 1975; Страхов, 1978; Calvert, 1966; Wollast, 1974; DeMaster, 1981; и др.). По данным глубоководного бурения и результатам изучения иловых вод (Бруевич, 1953; Heath, Dymond, 1973; Heath, 1974; Murray et al., 1978; Wakefield, 1982). А так же, процессов диагенеза и диагенетической трансформации минеральных форм кремнезёма, с помощью природных наблюдений и лабораторных экспериментов (Конюхов, Соколов, 1975; Гречин, 1976; Левитан, 1979; Левитан, Богданов, 1980; Плюснина, Левитан, 1975; Lancelot, 1973; Lawson et al., 1978; Lewin, 1961; Calvert, 1974; Mizutani, 1966, 1967; Laurent, Scheere, 1971; Isaacs et al., 1983; Kano, 1983; Kastner et al., 1977; Kastner, Gieskes, 1983; Keller, Isaacs, 1985; Mann, Müller, 1985; Hesse, 1989; и др.). ***Что практически, полностью дискредитировало гипотезу химического осаждения кремнезёма из водной колонны,*** которая была существенной опорой двух рассмотренных выше гипотез [Волохин, 2013]. Изучение первых вскрытых бурением океанических кремней (стяжений, *но не толщ!* КАИ) привело Ш. Вайза и Ф. Уивера к заключению: «*В пределах границ разрешения оптической и электронной микроскопии имеющихся в настоящее время,*

никакой аморфной гелевой фазы зарождающихся **океанических кремней** пока не было обнаружено; **поэтому думается, никакой такой гелевой фазы не существовало во время формирования этих пород**» (Wise and Weaver, 1974, с. 323). На смену гипотезе химического осаждения (*накопления толщ и формаций*) пришла «теория созревания» («maturation theory») – абиоморфные силициты и абиоморфный матрикс кремней (стяжений) как результат диагенетических процессов. В диагенезе, в иловых водах происходит растворение нестойких форм биогенного опала-А и переотложение его в абиоморфный опал-КТ, кристобалит, далее в халцедон и кварц (Wise and Weaver, 1974). В океанических кремнистых илах **кремневые стяжения диагенетические, их частота увеличивается с возрастом вмещающих отложений**. Гели  $\text{SiO}_2$  могут осаждаться не из водной колонны, а из иловых растворов при повышении в них концентрации кремнекислоты свыше 96-107 мг/л (Левитан, 1979) [Волохин, 2013]. Для **палеозойских и мезозойских кремневых пород – хемогенно-осадочное происхождение** хотя бы части кремнезёма признают многие исследователи (Stanaway et al., 1978; Nachev, Nachev, 1989; Obradović and Goričan, 1989; Ruiz-Ortiz et al., 1989; Холодов, 1987; Зайкова, 1991; и др.).

*Кремнистые гели могут образовываться при внедрении в биогенный полужидкий кремнистый ил потоков базальтовой лавы.* Нагрев иловых вод – растворение биогенного опала, повышение концентрации растворённого кремнезёма – при остывании растворов образует желваки и линзы кремней с колломорфными текстурами. К хемогенным относятся гейзериты (*хемогенные силициты*) современных вулканических областей, с участием пресноводных диатомей и бактерий (Шуменко, 1987). Хемогенной природы кремни содовых озёр в зоне семиаридного климата (оз. Магади в Восточно-Африканской рифтовой системе, оз. Алкали в Орегоне, США). В оз. Магади, из высоко щелочных, перенасыщенных кремнезёмом вод (1900 мг/кг) формировался **магадиит** ( $\text{NaSi}_7\text{O}_{13} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), который со временем терял в осадке натрий и воду, и за несколько сотен лет, через промежуточные фазы (кениаит и другие), породил кремни (Hesse, 1989). Высокие доли растворённого  $\text{SiO}_2$  – результат выпаривания [Волохин, 2013].

**Во ВТОРОЙ ГРУППЕ – гипотезы образования кремневых толщ в специфических условиях и/или обстановках в области седиментации.**

**Гипотеза глубоководного образования силицитов (батиметрическая гипотеза).** Оптическая микроскопия, находки радиолярий в силицитах палеозоя и раннего мезозоя привели к представлениям о биогенно-осадочном генезисе яшм и кремней, признание их **гомологами современных океанических радиоляриевых илов**. Ассоциация «ленточных кремней» (ribbon cherts) и силурийских граптолитовых сланцев в Британии и на

Ньюфаунленде (Peach, Horn, 1899; Dewey, Flatt, 1911; Sampson, 1923) позволила решить, что *«кремни – морские глубоководные осадки, потому что таковыми являются граптолитовые сланцы»* (цит. по Hein, Karl, 1983). Мезозойские кремни – абиссальные осадки радиолярий (ниже критической глубины карбонатакопления) – Г. Штейнман (Steinmann, 1913) и Ж. Обуэн (1967). Ж. Обуэн – *«батиметрическая гипотеза»*, пригодна для всех радиоляритов в геосинклях, особенно – для радиоляритов миогеосинклинальных прогибов [Волохин, 2013]. На генезис силицитов Японии не существует единого мнения, продолжается активная дискуссия о кремневых толщах в отдельных провинциях, например, в террейнах Шиманто и Санбосан (Iijima, Utada, 1983) [Волохин, 2013].

**Возражения** против гипотезы глубоководного генезиса океанических силицитов *складчатых поясов* были озвучены сразу после её появления. Парагенезы силицитов и мелководных (?) пород, установленные в осадочном разрезе, позволили Ф. Рэнсому и Г. Фербэнксу (F.L. Ransome, H.W. Fairbanks, 1893-1895 гг.) допустить формирование силицитов и в мелководных условиях (цит. по Davis, 1918). В результате анализа ассоциаций силицитов с другими осадочными породами И.В. Хворова (1968, с. 130-131) пришла к выводу, что среди радиоляритов есть *и глубоководные, и мелководные разности*. При сравнении кремнистых илов и пород она заключает: *«Радиоляриевые илы, как было показано, в целом характеризуются много более низким содержанием SiO<sub>2</sub>, чем радиоляриты»*, что *«геосинклинальные существенно радиоляриевые породы (яшмы, фтаниты) не являются гомологами современных океанических радиоляриевых илов»* (Хворова, 1968, с. 116) [Волохин, 2013].

Д. Хайн и С. Карл (Hein, Karl, 1983) заключили, что *«ленточные кремни»*, *встречающиеся в орогенных поясах на суше, не являются аналогами кремней, пробуренных в пелагиали Тихого океана, но отлагались в бассейнах, тектонически сформированных вблизи континентальной окраины*. Данные авторы заключили, что срединно-океанические спрединговые центры или подводные горы не могут рассматриваться как места образования ленточных кремней (Hein, Karl, 1983). Пелагическими фациями, но не имеющими параллелей с породами пробуренными в океане, считали палеозойские и мезозойские «ленточные кремни» Х. Дженкинс и Е. Винтерер (Jenkyns, Winterer, 1982). Дженкинс заключил, что *«...интерпретировать ленточно-слоистые радиоляриты как просто литифицированные радиоляриевые илы является переупрощением»* (Jenkyns, 1986, с. 393) [Волохин, 2013]. Для кремнистых толщ Японии Х. Шимизу и А. Масуда (Shimizu, Masuda, 1977) установили, что в пермско-юрских кремнях отсутствует *отрицательная цериевая аномалия*, характерная для

морской воды и океанических кремней, что объясняется присутствием терригенного материала, и склонились в пользу окраинно-морской обстановки накопления кремней Японии.

*Отметим отдельно, в опоках НБ1 Западно-Сибирской плиты доля церия в 2-3 раза ниже, чем в кремнистых глинах коньяка и, особенно, кампана-маастрихта (КАИ).* На рисунке 1.46 слева – аббревиатура стратонов. Розовой заливкой отмечены повышенные, жёлтым – пониженные доли элементов; зелёным цветом – низкие аномалии (для НБ1-НБ2) по церию. На Рисунке 1.46 – относительно кларка в земной коре (43 ppm), концентрации Се в породах НБ2 (22-23 ppm), НБ1 (21-22 ppm) и ВБ2-ВБ3 (34 ppm) значительно ниже (практически в 1,5-2,0 раза). Стратон ВБ2-ВБ3 сложен продуктами эрозии кровли стратона НБ1 – пониженные значения по церию унаследованы от НБ1.

М	AF	AG	AH	AI	AJ	AK	AL	AM	AT	AU	AV	AW	AX	AY	AZ	BA	BB	BC	BD	BE	BF	BG
Стратиграфическая единица по ГИС	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Y	Pb	As*	Ci*	ППП	La	Ce	Pr	Pm
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm
ВБ1	11,89	67,21	1,96	0,55	0,71	0,03	4,84	0,170	0,007	0,006	0,013	0,013	0,018	0,002	0,002	0,001	0,033	8,46	22,089	47,565	5,432	T
ВБ1	16,43	55,30	1,88	1,09	0,68	0,02	6,50	0,080	0,004	0,004	0,006	0,008	0,014	0,001	0,001	0,001	0,038	11,59	11,577	30,272	2,949	T
ВБ1	8,05	31,55	0,83	1,66	0,51	0,73	31,62	0,210	0,003	0,004	0,007	0,006	0,015	0,001	0,001	0,002	0,030	20,45	17,700	41,242	4,531	T
ВБ1	16,74	57,48	2,10	1,09	0,68	0,03	5,44	0,110	0,006	0,007	0,010	0,013	0,021	0,001	0,002	0,001	0,037	9,02	20,558	49,646	5,238	T
	13,28	52,89	1,69	1,10	0,65	0,20	12,10	0,143	0,005	0,005	0,009	0,010	0,017	0,001	0,002	0,001	0,035	12,38	17,981	42,181	4,538	T
ВБ2	13,42	61,57	1,63	0,70	0,75	0,03	5,37	0,090	0,010	0,006	0,013	0,015	0,013	0,001	0,002	0,001	0,035	11,94	17,511	40,189	4,103	T
ВБ2	13,55	58,89	1,41	1,00	0,64	0,01	4,58	0,060	0,006	0,006	0,008	0,007	0,014	0,001	0,001	0,002	0,032	14,85	13,370	32,321	3,462	T
ВБ2	11,29	64,53	1,25	0,93	0,59	0,02	3,58	0,030	0,005	0,005	0,010	0,008	0,011	0,001	0,001	0,001	0,037	12,60	12,601	30,486	3,094	T
НБ1	7,18	73,92	0,85	0,37	0,36	0,01	2,45	0,060	0,004	0,006	0,009	0,006	0,014	0,001	0,001	0,001	0,022	11,03	12,233	32,699	2,889	T
	11,36	64,73	1,29	0,75	0,59	0,02	4,00	0,060	0,006	0,006	0,010	0,009	0,013	0,001	0,001	0,001	0,031	12,61	13,929	33,924	3,387	T
НБ1	4,82	79,23	0,62	0,59	0,41	0,01	1,67	0,075	0,003	0,003	0,005	0,003	0,007	T	T	T	0,024	10,25	6,584	15,128	1,613	T
НБ1	5,38	80,18	0,61	0,74	0,57	T	0,23	0,030	0,004	0,003	0,005	0,004	0,009	0,001	0,001	0,001	0,016	9,44	8,216	19,217	2,063	T
НБ1	6,08	78,10	0,60	0,83	0,64	T	<0,1	0,070	0,003	0,003	0,006	0,004	0,009	0,001	0,001	T	0,011	10,08	8,934	20,419	2,205	T
НБ1	4,66	78,32	0,73	0,40	0,23	0,01	2,81	0,100	0,004	0,005	0,008	0,005	0,011	0,001	0,001	T	0,015	9,43	11,439	27,667	2,779	T
НБ1	3,16	80,32	0,54	0,40	0,21	0,01	1,96	0,100	0,004	0,005	0,006	0,005	0,022	0,001	0,001	0,001	0,014	11,58	10,080	25,118	2,714	T
	4,82	79,23	0,62	0,59	0,41	0,01	1,67	0,075	0,004	0,004	0,006	0,004	0,012	0,001	0,001	0,001	0,016	10,16	9,051	21,510	2,275	T
НБ2	9,07	69,96	0,96	1,00	0,63	0,01	1,28	0,120	0,004	0,005	0,008	0,006	0,011	0,001	0,001	0,002	0,009	12,44	12,002	27,341	2,849	T
НБ2	6,91	75,96	0,83	0,45	0,36	0,01	2,26	0,110	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	T	T	T	0,018	11,27	3,661	8,760	0,949	T
НБ2	8,39	58,14	2,05	0,99	0,67	0,03	11,36	0,090	0,005	0,012	0,016	0,006	0,018	0,001	0,001	0,001	0,019	9,39	11,353	31,397	3,204	T
	8,12	68,02	1,28	0,81	0,55	0,02	4,97	0,107	0,003	0,006	0,009	0,004	0,011	0,001	0,001	0,002	0,015	11,03	9,005	22,499	2,334	T
НБ3	5,91	76,99	1,09	0,83	0,32	0,01	2,79	0,130	0,006	0,008	0,036	0,009	0,057	0,001	0,001	T	0,025	8,41	18,789	49,937	4,971	T
НБ3	10,18	70,12	1,27	1,11	0,63	T	2,01	0,070	0,007	0,006	0,028	0,007	0,043	0,001	0,001	0,001	0,024	10,45	13,469	31,732	3,310	T
НБ3	13,01	63,77	1,67	1,31	0,67	0,02	3,55	0,150	0,007	0,008	0,029	0,008	0,050	0,001	0,001	0,001	0,023	10,25	18,691	46,134	4,875	T
НБ3	7,59	74,51	0,97	1,04	0,66	0,00	1,32	0,070	0,004	0,004	0,015	0,001	0,005	0,023	0,001	T	0,013	10,00	10,343	26,104	2,661	T
	9,17	71,35	1,25	1,07	0,57	0,01	2,42	0,105	0,006	0,007	0,027	0,006	0,039	0,007	0,001	0,001	0,021	9,78	15,323	38,477	3,954	T
НБ4	7,43	70,25	0,92	0,54	0,36	0,01	2,70	0,090	0,007	0,007	0,016	0,015	0,022	0,002	0,001	0,002	0,017	14,18	24,038	55,948	6,158	T
НБ4	10,49	63,83	1,16	1,07	0,64	0,01	2,96	0,090	0,003	0,003	0,007	0,009	0,010	0,001	0,001	T	0,025	14,26	12,360	28,813	3,160	T
НБ4	12,13	65,51	1,58	1,16	0,68	0,01	3,37	0,070	0,007	0,007	0,026	0,007	0,042	0,001	0,001	0,001	0,018	11,09	16,482	42,303	4,296	T
	10,02	66,53	1,22	0,92	0,56	0,01	3,01	0,083	0,006	0,006	0,016	0,010	0,025	0,001	0,001	0,002	0,020	13,18	17,627	42,355	4,538	T

Рисунок 1.46. Фрагмент Таблицы результатов РФА зерна берёзовской свиты в одной из скважин Харампурского месторождения ЗСП. Зелёным цветом выделены отрицательные аномалии по Се (ООО «ТННЦ», 2020).

Доли Се, близкие к кларкам – в НБ3, НБ4 (в среднем, 38,5 и 42,4 ppm) и ВБ1 (в среднем, 42,2 ppm). Кроме того, для стратона НБ1 повсеместно (во всех скважинах с отбором зерна) характерны отрицательные аномалии практически по всем элементам (за редким исключением – кремнезём, редко фосфор, цинк, барий). *Стратоны НБ2 (опоковидные глины), НБ1 (опоки) и ВБ2-ВБ3 (кремнистые глины) накапливались в*

условиях нормальной морской воды при угнетении терригенной примеси (особенно для НБ2-НБ1, отражающих максимум трансгрессии). ВБ2-ВБ3, как уже было сказано, унаследовано – с пониженными концентрациями церия.

А. Ииджима и соавторы (Iijima et al., 1978) считают, что триасовые кремни Японии формировались в низкоэнергетической среде при периодическом поступлении терригенной глины (иллит и хлорит) – кремневые толщи триаса отлагались в окраинном море – в центральной и юго-восточной Японии, между метаморфическими породами массива Хида и террейном Куросегава-Офунато во внешней части Японской островной дуги.

«Насколько мы знаем, никаких эквивалентных современным кремнистым илам слоистых кремней в Японии не было найдено, за исключением красных радиоляриевых кремней офиолитовой свиты Хороканаи в центральном Хоккайдо, о которой у нас есть свое мнение» (Iijima, Utada, 1983, с. 55). Два важных отличия палеозойских и мезозойских кремней Японии от современных радиоляриевых илов и океанических кремней: 1) ритмичная слоистость не проявлена в кремнях и кремнистых илах (из керна глубоководного бурения), 2) средние скорости седиментации слоистых кремней Японии – выше таковых для океанических радиоляриевых илов [Волохин, 2013].

**Гидродинамические гипотезы.** Распространена гипотеза прибрежных апвеллингов (Calvert, 1966; Ramsay, 1973; Сеньковский, 1977; Isaacs et al., 1983; Koizumi, 1983). Накопление и сохранение обогащённых кремневыми скелетами осадков в районе апвеллингов контролируется тремя условиями (Рисунок 1.47).

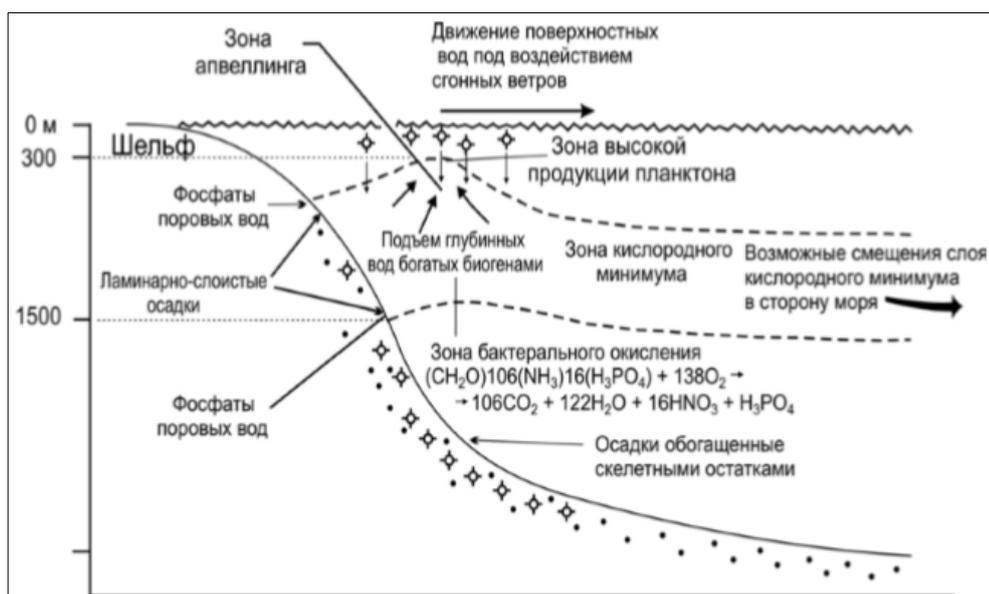


Рисунок 1.47. Схема седиментационных процессов в областях прибрежных апвеллингов, возникающих под воздействием сгонных ветров (Jenkyns, 1986) [Волохин, 2013, с. 22].

**Во-первых**, высокая концентрация биогенов – «вспышки» продуктивности фитопланктона и биопланктона (радиолярий). **Во-вторых**, высокие темпы осаждения кремневых скелетов и органического вещества (ОВ), снижающие растворение и способствующие лучшей сохранности скелетов (образование предохранительных плёнок). **В-третьих**, уменьшение критической глубины карбонатакопления – высокая продукция ОВ и растворение карбонатных скелетов на меньших глубинах (De Wever, 1989). Режим проявления апвеллингов контролируется тектоникой через изменения морфологии бассейнов и топографии дна [Волохин, 2013].

**Гипотеза механического обогащения слоёв остатками кремневых микрофоссилий.** Изучение цикличности, структур кремневых слоёв в шлифах с применением радиографических методов продвинуло генетический анализ на более тонкий уровень. В кремневых слоях установлены текстуры, аналогичные «циклам Боума», что позволило распространить турбидитный механизм на формирование всей серии ритмично-слоистых кремней Греции (Nisbet, Price, 1974).

Отмечают: *«Ритмичная слоистость, параллельная ламинация, градационная слоистость и редкие интервалы «С» цикла Боума позволяют предполагать, что эти кремни отложены турбидитными потоками, что прослой глинистых сланцев, возможно, частично – хвосты турбидитов, а частью – гемипелагические глины»* (Hein et al., 1983, с. 143) [Волохин, 2013]. Другие авторы расценивают аргиллито-кремневые и карбонатно-кремневые циклиты как следствие климатических циклов, определявших вариации продукции карбонатного планктона при циклически менявшейся или постоянной продукции радиолярий и постоянстве скоростей осаждения фонового терригенного материала (Ruiz-Ortiz et al., 1989). М. Балтук, отвергая диагенетическую природу элементарной цикличности слоистых кремнистых толщ зоны Пиндос (Греция), также связывает цикличное строение толщ силицитов с *периодическими изменениями условий седиментации*. Известно, что диагенетические процессы затушёвывали или усиливали черты первичной слоистости (Baltuck, 1983) [Волохин, 2013].

**Закономерности распределения кремневого планктона в донных осадках современных океанов.**

Большинство специалистов считают, что в современном океане растворённая кремнекислота «обезличена», её источник полигенный, и накопление биогенных кремнистых илов не имеет прямой связи с конкретными источниками поступления кремнезёма (реками, гидротермами и др.). В ежегодном поступлении в современный океан

поставка растворённого кремнезёма реками преобладает над его поступлением из эндогенных источников. По А.П. Лисицыну (1974), поступление растворённого  $\text{SiO}_2$  с речным стоком составляет  $4,52 \times 10^{14}$  г. Количество биогенного опада отлагающегося на дне океана демонстрирует карта абсолютных масс аморфного кремнезёма (Рисунок 1.48).

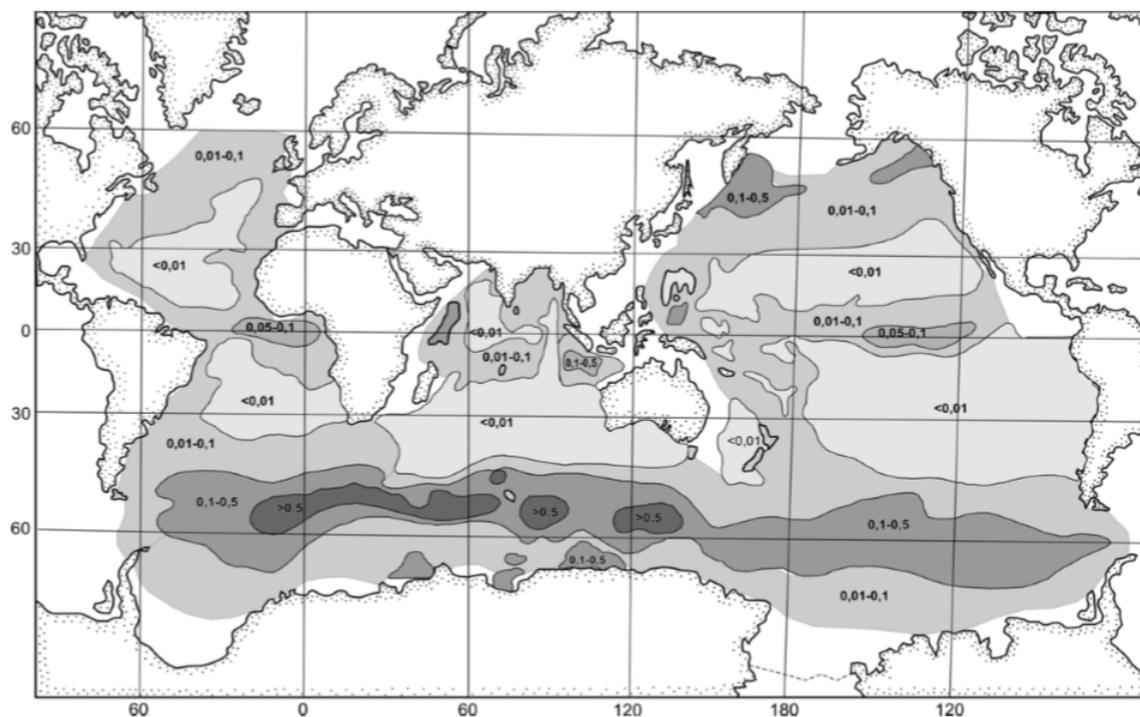
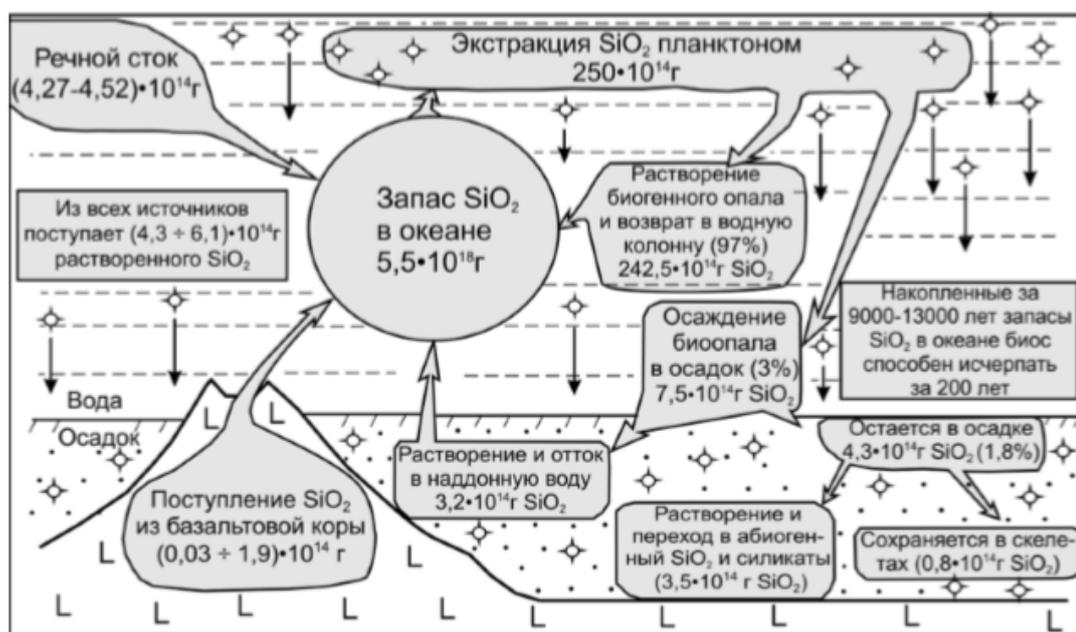


Рисунок 1.48. Абсолютные массы аморфного кремнезёма в донных отложениях Мирового океана (в  $\text{г/см}^2$  за 1000 лет) (Лисицын, 1977). [Волохин, 2013, с. 25].

На карте не показаны высокопродуктивные прибрежные области: окраинные моря, области апвеллингов и другие. Связь продуктивности кремневого планктона с зонами подъёма глубинных вод (апвеллингами) установлена во второй половине XX-го столетия (Лисицын, 1966а, б, в, 1970; Волковинский и др., 1972; Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982; Богоров, 1974; Страхов, 1976, 1978; Vogoyavlensky, 1967; Calvert, 1966, 1974 и др.). Кремне-скелетные организмы (остатки которых присутствуют в современных кремнистых илах), – это диатомовые (31-75 % в тропиках), радиолярии, силикофлагелляты и губки. Радиолярии здесь составляют 2-59 %, а силикофлагелляты – 9-21 % от общего количества планктонных кремне-скелетных организмов (Blueford, 1989). Во взвеси Антарктического региона около 99 % диатомей, и менее 1 % радиолярий и силикофлагеллят [Волохин, 2013]. Биотические факторы – питание и симбиоз с водорослями. Абиотические – температура, солёность, глубина, динамика водных масс, интенсивность течений, освещённость вод, климатическая зональность, удалённость мест

обитания от береговой линии (Афанасьева и др., 2005а, б). Большинство современных видов радиолярий живёт в водах с нормальной солёностью [Волохин, 2013].

В пелагиали океана подъём богатых биогенами глубинных вод происходит в широтных зонах дивергенции – части круговых циклонических течений, охватывающих по вертикали большие массы воды (gyres). На современном этапе – три зоны: две высокоширотные (северная и южная, из которых наиболее продуктивная – область субантарктической дивергенции) и наименее продуктивная экваториальная (Лисицын, 1966а, б, 1974). Зоны кремнистых илов на дне океанов отражают области высокой продуктивности кремнистого фито- и зоопланктона в верхней водной толще (пеллетный механизм транспортировки на дно) [Волохин, 2013]. В северной зоне кремненакопления (включая окраинные моря) до дна доходит до 10 % массы всего отлагаемого биогенного кремнезёма и примерно столько же в эстуариях (10-15 %) (De Master, 1981). В области субантарктической дивергенции отлагается 75-85 % биогенного кремнезёма (De Master, 1981; Nelson, Smith, 1986) [Волохин, 2013]. Контрольная функция живых организмов в отношении доли растворённого кремнезёма наглядно проявляется при подведении баланса кремнезёма в океане (Рисунок 1.49).



Составлено по данным: Лисицын, 1974; Wollast, 1974; De Master, 1981.

Рисунок 1.49. Годичный цикл кремнезёма в океане. [Волохин, 2013, с. 28].

Ежегодная экстракция SiO<sub>2</sub> (250 × 10<sup>14</sup> г) в десятки раз превышает его поступление из всех источников, которое составляет лишь 2 % от всего кремнезёма, ежегодно

экстрагируемого биосом. Темпы извлечения кремнезёма планктоном, относительно его поступления из имеющихся источников, лавинообразны.

С учётом современного баланса поступления и экстракции, пересыщение кремнезёмом морских вод со времени появления кремнистых организмов (по крайней мере с начала фанерозоя) представляется невозможным.

В целом, на морское дно попадает от 1 до 10 % кремнезёма опаловых створок и раковин планктонных организмов, а 90-99% растворяется в верхних сотнях метров, и участвует в общем круговороте вод в океане (Bogoyavlenskiy, 1967; Hurd, 1973; Heath, 1974; Harper, Knoll, 1975).

Из достигшего дна океана биогенного опала (около 3 %) почти половина растворяется в иловых водах, и кремнезём диффундирует в придонные воды (Рисунок 1.50).

Бассейн	Площадь, см <sup>2</sup>	Абс. массы SiO <sub>2</sub> ам. г/см <sup>2</sup> за 1000 лет	Содержание SiO <sub>2</sub> ам., %
<b>Окранны континентов</b>			
<i>Западное побережье северной Америки</i>			
Залив Саанич (Британская Колумбия)	?	24,0	19
Санта Барбара	?	5,0	5
Побережье центрального Орегона	8·10 <sup>14</sup>	50,0	?
<b>Апвеллинги</b>			
Калифорнийский залив	7,6·10 <sup>14</sup>	13,2	20
Перуано-Чилийский	19·10 <sup>14</sup>	3,2	13
Юго-Западной Африки	2,5·10 <sup>14</sup>	44,0	40
<b>Окранные моря</b>			
Охотское	80·10 <sup>14</sup>	1,7	30
Берингово	120·10 <sup>14</sup>	2,3	?
<b>Эпиконтинентальные моря</b>			
Балтийское	42·10 <sup>14</sup>	0,56	1
Азовское*	3,9·10 <sup>14</sup>	0,7	?
Азовское (глубоководная часть)*	?	5,6	1
Северный Каспий вне дельты рек Урал и Эмба*	?	1,25	1-2
Средний Каспий*	?	?	4-12
Аральское*	5,11·10 <sup>14</sup>	3	
Аральское (западная впадина)*	?	20	> 5
<b>Пелагиаль океана</b>			
<i>Северный пояс кремненакопления</i>			
Северо-западная часть Тихого океана	400·10 <sup>14</sup>	0,33	13
Северо-восточная часть Тихого океана	300·10 <sup>14</sup>	0,067	8
<i>Экваториальный пояс кремненакопления</i>			
Индийский океан	200·10 <sup>14</sup>	0,035	25
Тихий океан	1000·10 <sup>14</sup>	0,010	10
<i>Южный пояс кремненакопления</i>			
	1900·10 <sup>14</sup>	2-8	55
* – по (Хрусталеv, Кутилин, 1974; Хрусталеv, 1987).			

Рисунок 1.50. Абсолютные массы накопления аморфного кремнезёма за последние 18000 лет (De Master, 1981). [Волохин, 2013, с. 30].

Только около 0,3-1,0 % сохраняется в остатках скелетов. Запасы растворённого кремнезёма в океане велики –  $5,5 \times 10^{18}$  г (Страхов, 1963), а время его пребывания в воде (residence time) оценивается около 13000 лет (Wollast, 1974) [Волохин, 2013]. У западных границ материков (берега Калифорнии, Перуано-Чилийское, Юго-Западной Африки), подъём глубинных вод, богатых элементами-биогенами (азотом, фосфором, углеродом, кремнием, селеном и др.), необходимыми для жизни кремневого планктона, формируется устойчивой системой течений (контроль пассатными ветрами) (Calvert, 1966; Ramsay, 1973; Isaacs et al., 1983). У восточных окраин Евразии и Африки подъём глубинных вод обуславливается сезонными муссонными ветрами (Hein, Parrish, 1987).

Распределение абсолютных масс, рассчитанных Н.М. Страховым (1976) в осадках трансокеанского профиля от шельфа Японии к Гавайским островам, так же показывает высокие скорости кремненакопления в приконтинентальных областях западной части Тихого океана (Рисунок 1.51).

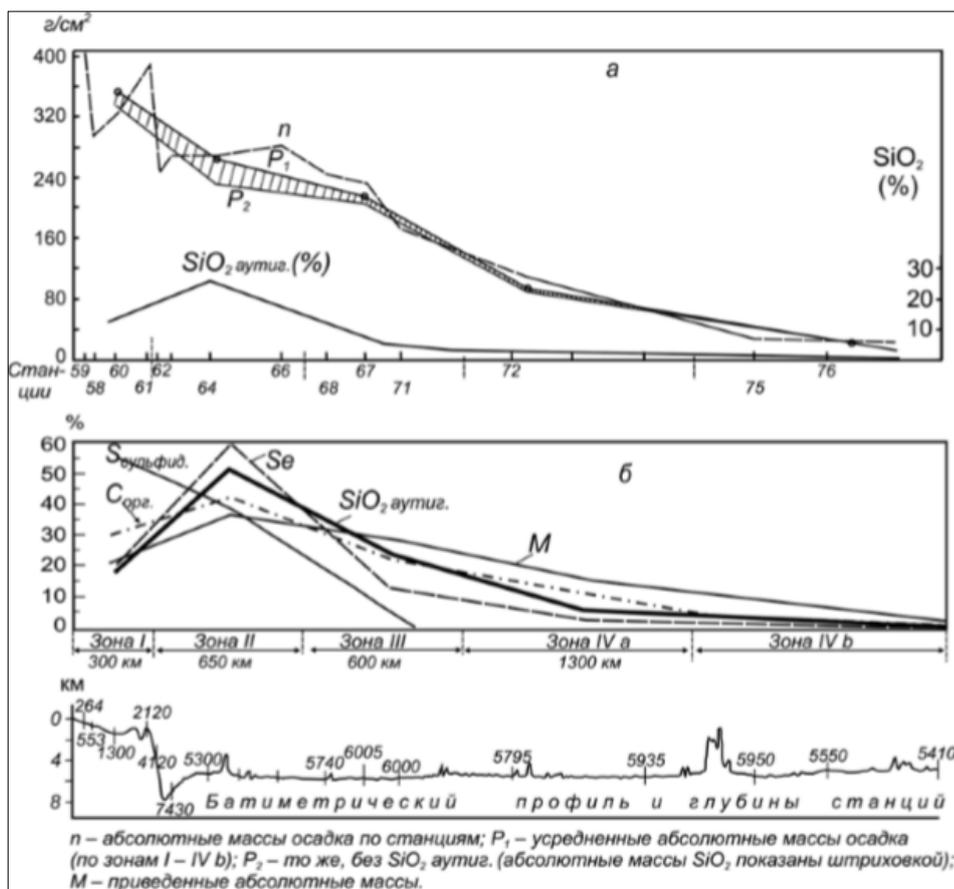


Рисунок 1.51. Абсолютные массы поздней плейстоцен-голоценовой седиментации (а) и приведенные (к 100 %) абсолютные массы  $SiO_2$  аутиг., С орг., S сульфид., Se (б) в осадках Японского профиля (Страхов, 1976). [Волохин, 2013, с. 29].

Количество  $\text{SiO}_2$  ам. накопившегося в 1000-километровой вдольбереговой полосе (зоны I и II, вместе с шельфом) составляет около 70 % всего захороненного в западном секторе Тихого океана кремнезёма.

В области эпелагиали (зоны IVa, IVb) накопилось не более 10 % всего захороненного  $\text{SiO}_2$ . *Умеренно высокие и высокие скорости кремненакопления свойственны окраинным и некоторым внутренним морям.* В пелагиали Мирового океана, кроме южного пояса кремненакопления, абсолютные массы кремнезёма ниже в десятки и сотни раз (см. Рисунок 1.42). В окраинных морях и гемипелагических зонах океана осаждается 85-90 % всего кремнезёма, маскируемого терригенной взвесью (Heath, 1974; Oehler, 1975) [Волохин, 2013].

**В отношении пространственной ассоциации и синхронности формирования осадочных кремневых формаций и активизации вулканических провинций – выдержки из Главы № 6 «КРУПНЫЕ ПРОВИНЦИИ КРЕМНЕКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА ЗЕМЛИ И МОДЕЛЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ»** автореферата докторской диссертации «*Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма*» П.Л. Тихомирова [Тихомиров, 2018].

В Главе № 6 выделены крупные вулканические провинции, с долей в изверженных породах (40-90 %) *вулканитов кремнекислого состава. "Крупная вулканическая провинция"* (Large Igneous Province, LIP; по Bryan, Ernst, 2008) – общий объём изверженных пород более 100 тыс. км<sup>3</sup>, площадь вулканитов, не меньше 100 тыс. км<sup>2</sup>, продолжительность формирования провинции менее 50 млн. лет. *Примерный объём кремнезёма только литостратона НБ1 (20-30 тыс. км<sup>3</sup>) составляет 20-25 % (1/4-1/5) объёма изверженных пород одной «крупной вулканической провинции».* В группе провинций, удовлетворяющих указанным критериям, *лишь немногие содержат значительные объёмы кремнекислых вулканитов.* В обзорной работе (Bryan, Ernst, 2008) в фанерозое выделены всего четыре подобные провинции – при том, что количество "обычных" базитовых LIP, сформированных в это же время, исчисляется десятками (Рисунок 1.52).

К кремнекислым LIP (Silicic LIP или SLIP) относятся следующие провинции: (1) Кеннеди (Северо-Восточная Австралия, *средний карбон – ранняя пермь*); (2) Чон Айке (Патагония и Антарктический полуостров, *средняя-поздняя юра*); (3) Уитсанди (Восточная Австралия, *ранний мел*); (4) Западная Сьерра-Мадре (Мексика, *эоцен-миоцен*).

Обзор публикаций о геологическом строении, истории формирования и петрологии магматизма указанных провинций [Тихомиров, 2018] выявляет ряд признаков их сходства с Охотско-Чукотским поясом (ОЧВП; *верхний мел*). Каковы причины сходства, и существуют ли ещё где-либо вулканические провинции с близкими характеристиками объёма, продолжительности формирования и состава изверженных магм?

Анализ доступных данных о геологии подвижных поясов фанерозоя позволяет включить в список SLIP, по меньшей мере, пять вулканоплутонических поясов Азии:

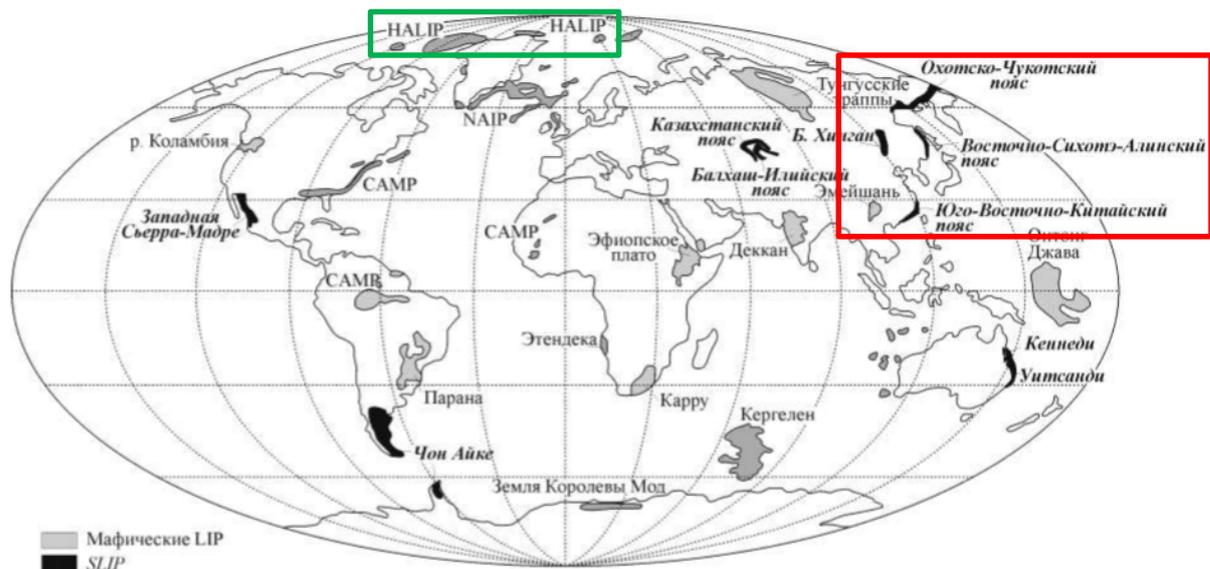


Рисунок 1.52. Крупнейшие вулканические провинции фанерозоя (Вгуан et al., 2002, с дополнениями). Сокращения названий провинций: CAMP – Центрально-Атлантическая, NAIP – Северо-Атлантическая, HALIP – провинция Высокой Арктики (зелёный контур; апг-альб). Красный контур – крупные провинции активного кремнекислого вулканизма (поздний мел) [Тихомиров, 2018].

- 1) Казахстанский девонский (*ранний–поздний девон*);
- 2) Балхаш-Илийский (*карбон–пермь*);
- 3) Большой Хинган (*поздняя юра – ранний мел*);
- 4) Юго-Восточно-Китайский (*ранний–поздний мел*);
- 5) Восточно-Сихотэ-Алинский (*сеноман–палеоцен*).

Расположение крупнейших кремнекислых вулканических провинций Земли и наиболее известных базитовых LIP показано на Рисунке 1.52. Кратко объём и состав фанерозойских SLIP – на Рисунке 1.53. Приведенные сведения скомпилированы из опубликованных данных (главные источники информации указаны на Рисунке 1.53) [Тихомиров, 2018].

Название	Протяженность, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Объем, тыс. км <sup>3</sup>	Доля кислых вулканитов, %	Время начала и окончания формирования, млн лет	Источник
Казахстанский пояс	2100	350*	1004 <sup>1</sup>	58	414–384(360?)	<i>Бахтеев, 1987</i>
Балхаш-Илийский пояс	1700	275	1200 <sup>1</sup> 350 <sup>2</sup>	65-70	340–250(?)	<i>Бахтеев, 1987; Сейтмуратова, 2002</i>
Пояс Бол. Хингана	1000	100	100	70-80	162–111	<i>Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008</i>
ЮВ-Китайский пояс	1800	80	130	90	150–80	<i>Zhou et al., 2006; Wang, Shu, 2012; Тихоокеанская..., 1991</i>
ОЧВП	3200	>390	>800	60	106–74	<i>Котляр и др., 1981; Акинин, Миллер, 2011; данная работа</i>
Вост.-Сихотэ-Алинский пояс	1400	110	100	70	100–60	<i>Михайлов, 1989а, 1989б; Геодинамика, магматизм..., 2006; Сахно, Акинин, 2008</i>
Кеннеди	1900	н/д	500	≥90	357–260	<i>Bain, Draper, 1997; Bryan et al., 2003; Cham-pion, Bultitude, 2013;</i>
Чон Айке	3000	>100	>230	≥75	188–153	<i>Pankhurst et al., 1998, 2000; Riley et al., 2001</i>
Уитсанди	2500	>500 <sup>4</sup>	>2200 <sup>3</sup>	≥75	132–95	<i>Bryan et al., 2000, 2002; Bryan, Ernst, 2008</i>
Западная Сьерра-Мадре	2000	>390	>390	≥75	45–18	<i>Cameron et al., 1980; Ferrari et al., 2002, 2007; Aguirre-Diaz, Labarthe-Hernandez, 2003</i>

<sup>1</sup> оценки включают предполагаемый объем эродированных вулканических комплексов;  
<sup>2</sup> без вулканитов фамен–раннекаменноугольного возраста и без эродированных комплексов;  
<sup>3</sup> в оценку включен объем осадочных комплексов (> 2 млн км<sup>3</sup>), предположительно представляющих перетолженный вулканогенный материал данной провинции;  
<sup>4</sup> в оценку включена предполагаемая площадь распространения вулканитов под морскими акваториями.

Рисунок 1.53. Краткая характеристика крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. [Тихомиров, 2018].

Несмотря на возрастные различия и на принадлежность к разным континентам и подвижным поясам, указанные на Рисунке 1.52 магматические провинции сходны по ряду признаков [Тихомиров, 2018]:

- все рассматриваемые провинции сформированы на континентальной коре в активных зонах перехода континент–океан или во *внутриконтинентальных* областях в относительной близости (первые сотни километров) от активных зон субдукции;
- вулканиты указанных провинций налегают на сравнительно молодую континентальную кору, причем началу активных извержений обязательно предшествует другое значимое магматическое событие, сопровождающееся плавлением материала коры. Продолжительность магматической паузы перед вспышкой кислого вулканизма не превышает 10 млн. лет. Данный признак отличает крупные кремнекислые провинции от

базитовых LIP, которые, как правило, сформированы на древней архейско-протерозойской коре (Рисунок 1.54);

- обобщённые разрезы рассматриваемых провинций, как правило, имеют трёхчленное строение: "нижние андезиты" – толщи кремнекислых вулканитов – "верхние базальты";
- наиболее распространённые элементарные геологические тела областей кремнекислого вулканизма – *игнимбритовые потоки*, часто объединяющиеся в обширные и мощные покровы. Широко распространены гранитоидные плутоны, комагматичные с вулканитами;
- субгоризонтальное (при отсутствии наложенных деформаций) залегание кремнекислых вулканогенных толщ и преобладание туфопесчаников среди вулканомиктовых осадочных пород указывают, что палеорельеф при активных извержениях был слабо расчленённым. Вероятно, в связи со сглаживанием рельефа при частых выбросах "палящих туч";

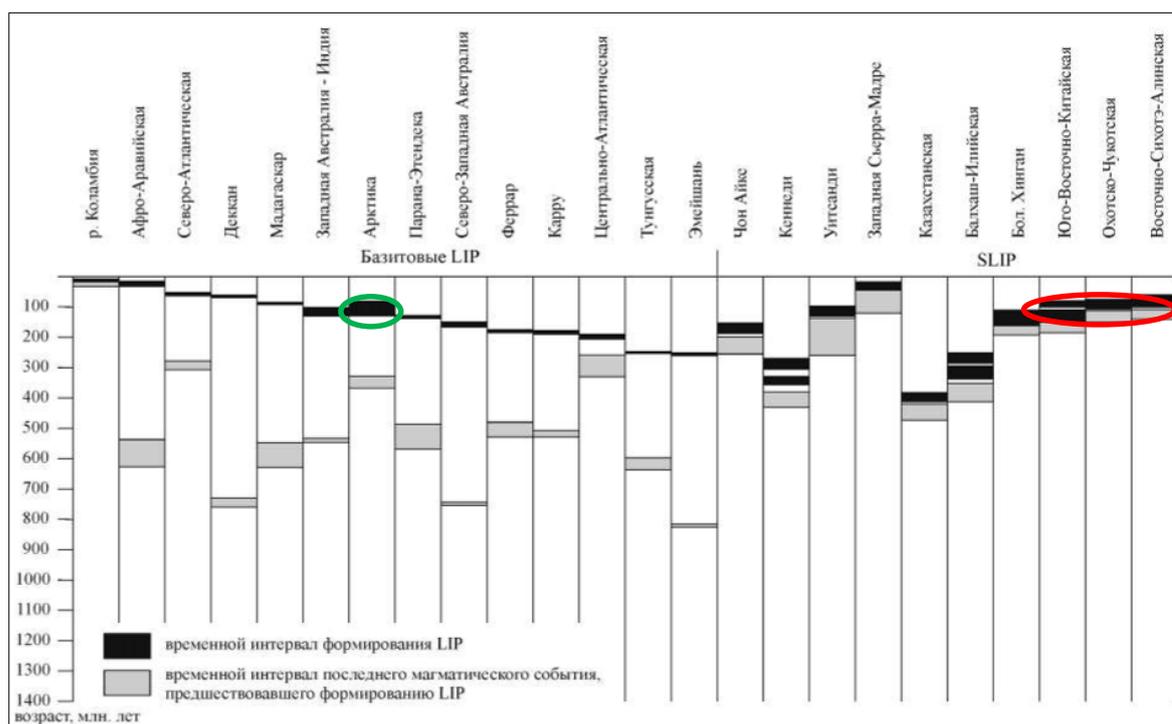


Рисунок 1.54. Возраст крупнейших фанерозойских вулканических провинций Земли в сопоставлении с возрастом последних магматических событий, предшествовавших их заложению (Bryan, Ernst, 2008, с изменениями и дополнениями). [Тихомиров, 2018]. Зелёный овал – базальтовая провинция Высокая Арктика; красный овал – провинции кремнекислого вулканизма, активные в позднем мелу.

- извержение значительных объёмов кремнекислых магм сопровождалось активным формированием компенсационных структур – кальдер и вулканотектонических депрессий. Толщи вулканитов среднего и основного состава в указанных провинциях –

стратовулканы. "Верхние базальты" образуют плато со следами щитовых построек и трещинных излияний;

- на кремнекислые породы приходится 60-90 % общего объёма вулканитов указанных провинций. В базитовых LIP доля кремнекислых пород не превышает 5 % (Bryan et al., 2002) – *таким образом, крупные вулканические провинции Земли образуют две группы, различающиеся долей кремнекислых вулканитов, без постепенных переходов;*
- формирование крупных провинций кремнекислого вулканизма – *выраженного эпизодического характера*, с чередованием этапов активных извержений и затишья;
- для пород провинций, указанных на Рисунке 1.52, типично совмещение геохимических признаков надсубдукционных и внутриплитных образований. Соотношение этих признаков вверх по разрезу обычно меняется в пользу внутриплитных;
- геохимические характеристики магм – в отчётливой связи с возрастом континентальной коры. Чем древнее кора, тем более магмы (коровые и мантийные) обогащены несовместимыми элементами. Обогащение источников магм отражается в изотопном составе пород: в пределах древних блоков возрастают отношения  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  и убывают значения  $\epsilon\text{Nd}$ .

Итак, формирование кремневых отложений верхнего мела ЗСП, сопровождалось на прилегающих территориях (на востоке) активизацией 3-х крупных вулканических провинций – ОЧВП (*поздний мел*), Юго-Восточно-Китайская (*ранний–поздний мел*) и Восточно-Сихотэ-Алинская (*сеноман–палеоцен*). Накопление кремнийсодержащего баженковского горизонта ЗСП – синхронно с активизацией 2-х провинций – Юго-Восточно-Китайской (*ранний–поздний мел*) и Большого Хингана (*поздняя юра – ранний мел*). Накопление люлинворских опок ЗСП проходило при активизации 2-х провинций – «близкой» Восточно-Сихотэ-Алинской (*сеноман–палеоцен*) и удалённой Западной Сьерра-Мадре (Мексика, *эоцен-миоцен*).

*Ритмичное проявление активизаций крупных провинций кремнекислого вулканизма (смена периодов активных извержений и относительно затишья), с интенсивным разносом пепловых туч, и синхронных им этапов образования осадочных кремневых формаций ЗСП, очевидно, является отражением закономерности и взаимной обусловленности этих процессов.*

Главные различия между крупными провинциями кремнекислого типа [Тихомиров, 2018]:

- возраст рассматриваемых провинций – от девонского (414-380 млн. лет) до эоцен-миоценового (45-18 млн. лет). Различна степень преобразований вулканических комплексов. В палеозойских провинциях вулканогенные породы смяты в складки и сравнительно глубоко эродированы. В мезозойских и кайнозойских областях внешние компрессионные деформации в большинстве случаев незначительны, но структуры провинций Уитсанди и Чон Айке сформированы под влиянием тектонических процессов активной окраины Пацифики;

- в указанных провинциях в различной степени – следы деформаций растяжения, и различно время проявления этих деформаций относительно накопления кремнекислых толщ. Так, в провинции Западная Сьерра-Мадре – серия грабенов и флексур, субпараллельных границе континент-океан, формировавшихся одновременно с извержениями кремнекислых магм. В ОЧВП подобные структуры редки, выражены слабее. В большинстве прочих провинций явные признаки растяжения проявились уже после накопления кремнекислых толщ;

- непостоянны и следы сдвиговых деформаций в вулканических комплексах. Иногда они столь отчетливы, что являются основанием для построения моделей, связывающих вулканизм со сдвиговой тектоникой (Сахно, 2001), в некоторых провинциях практически отсутствуют;

- "нижние андезиты" нередко отделены от более молодых стратонов слабым несогласием и небольшим, до 5 млн. лет, перерывом в извержениях – исследователи связывают эти стратоны с разными вулканическими событиями (общепринятые взгляды на геологическую историю провинций Западная Сьерра-Мадре, Кеннеди и Юго-Восточно-Китайского пояса);

- миграция вулканических ареалов внутри рассматриваемых провинций не обнаруживает устойчивых закономерностей;

- породы провинций различаются средним уровнем щёлочности. Так, в девонском поясе Казахстана и в ОЧВП преобладают породы нормальной щёлочности, а в провинции Большого Хингана доминируют субщелочные вулканы, и нередко встречаются производные щелочных серий. Вместе с суммой  $K_2O+Na_2O$  повышаются калий-натровое отношение и содержания большинства несовместимых литофильных элементов;

- в некоторых провинциях хорошо выражена изотопная зональность, продольная к простиранию окраины континента (ОЧВП, Большой Хинган, Западная Сьерра-Мадре), в некоторых – поперечная (Юго-Восточно-Китайский пояс). Поскольку изотопные метки вулканических пород хорошо увязываются с возрастом континентальной коры, различный характер зональности можно объяснить особенностями структуры фундамента.

«*Черты сходства провинций (на Рисунке 1.53), явно доминируют над чертами их различия*», сделан вывод, что все рассматриваемые провинции формировались при воздействии сходных факторов [Тихомиров, 2018]. Предложено рассматривать эти провинции в составе *отдельной таксономической единицы*. От базитовых LIP и от типичных поясов андийского типа они отличаются, помимо состава пород, своей тектонической позицией.

С одной стороны, крупные провинции кремнекислого вулканизма явно приурочены к субдукционным окраинам, а с другой – формируются на *большем* удалении от океанов, чем обычные андийские пояса. Главным источником кремнекислых магм в подобных провинциях, как полагает большинство исследователей (Hildreth, Moorbath, 1988; Pankhurst et al., 1998; Bryan et al., 2002; Ferrari et al., 2007; Chen et al., 2008; и многие другие), является вещество континентальной коры.

*Кристаллизационное фракционирование мантийных расплавов и эволюция магм по AFC-механизму (De Paolo, 1981) также принимают участие в петрогенезе, но играют подчиненную роль* [Тихомиров, 2018]. Обзор данных о вулканической продуктивности различных тектономагматических систем (White et al., 2006) показывает, что рассматриваемые провинции кремнекислого вулканизма принципиально не отличаются от крупных субдукционных поясов. Это делает менее насущным вопрос об источниках энергии магматических систем подобных областей, но не решает проблемы аномальных

объёмов коровых анатектических магм, изверженных на поверхность. В качестве важной предпосылки формирования SLIP обычно указывается повышенное содержание воды в коровом протолите (Pankhurst et al., 1998; Bryan, Ernst, 2008). Признавая резонность подобной гипотезы, обращаем внимание и на другой фактор, обойдённый вниманием исследователей.

На Рисунке 1.53 временной интервал между событием, породившим крупную вулканическую провинцию (чёрная заливка), и последним предшествующим магматическим событием (серая заливка) для большинства базитовых LIP составляет сотни миллионов лет, а для SLIP не превышает 10 млн. лет. Это дает основания предполагать, что *одной из ключевых предпосылок проявления крупных провинций кремнекислого вулканизма является тепловая энергия от предыдущих эпизодов магматической активности*.

*Деление крупных магматических провинций на две группы, резко различающиеся долей кремнекислых пород (SLIP и "обычные" базитовые LIP), хорошо объясняется экранирующей функцией областей плавления континентальной коры (Pankhurst et al.,*

1998). Базальтовые магмы (средняя плотность  $2,83 \text{ г/см}^3$ ) проходят сквозь верхнюю кору (средняя плотность  $2,65 \text{ г/см}^3$ ) лишь за счёт гидростатического напора, и для их излияния на поверхность необходимо наличие трещин-магмоводов. Но в областях частичного плавления коры *хрупкие деформации невозможны или крайне затруднены*.

При превышении коровым очагом некоторого критического значения в размере, система получает обратную связь: область корового анатексиса задерживает базитовые магмы вблизи границы Мохо либо внутри коры, а увеличение размера андерплейта, в свою очередь, ведёт к разрастанию области плавления коры. В магмах, достигших поверхности, доля производных коры оказывается гораздо выше, чем в магматической системе в целом.

Латеральное распространение базитовых андерплейтов (Saunders et al., 2007) в условиях ограничения доступа магм к поверхности может послужить причиной смещения вулканических центров во внутриконтинентальные области относительно позиции обычных поясов андийского типа. Представляется вероятным, что *этот процесс стимулируется растяжением в тыловых зонах активных окраин. Следы растяжения, синхронного с вулканизмом, выявлены в большинстве провинций*, указанных на Рисунках 1.52-1.54, а для некоторых из них предложены генетические модели, связывающие вулканизм SLIP именно с задуговым рифтингом (Bain, Draper, 1997; Riley et al., 2001; Bryan et al., 2008).

### **1.5. Проявление неравномерной кристаллизации ОКТ-фазы в пределах Западно-Сибирской плиты, на примере опок стратона НБ1**

По результатам лабораторного анализа комплексом методов установлено ярко выраженное противоречие между данными петрографии и  $\text{РСА}_{\text{общ.}}$  относительно содержания кварца. По данным  $\text{РСА}_{\text{общ.}}$  доля кварца (по керну более 30 скважин) незакономерно по площади ЗСП изменяется от 5 до 90 % (напримр, Рисунок 1.55). При этом, по шлифам содержание обломочного материала (ОМ) редко превышает 10-15 %. «Излишки» кварца по данным  $\text{РСА}_{\text{общ.}}$ , очевидно, являются вторичным кварцем (кристаллизации ОКТ-фазы) микроскопической размерности.

Для интерпретации и характеристики генезиса кварца в породах кремнистых формаций (первично осадочный в виде примеси ОМ, или литогенетический, как результат старения коллоидного осадка и кристаллизации опала) наиболее эффективно комплексное применение 3-х лабораторных методов (на примере опок стратона НБ1, Рисунок 1.55).

№ скв.	Кол-во обр., шт.	Привязка					После экстракции					ОКТ по РСАобщ, %	Кристаллизация ОКТ, %
		Кровля по ГИС	Подощва по ГИС, м	Стратиграфическая единица	Пористость по гелию	Прониц-сть по газу	Плотность, г/см <sup>3</sup>		Общая глина по РСАобщ, %	Кварц по РСАобщ, %			
							объемная	минералогическая					
520	40 обр.	990,80	998,90	НБ1	32,6	0,27	1,59	2,36	8,10	38,50	45,00	41	
1311	14 обр.	771,50	800,00	НБ1	40,7	0,17	1,33	2,25	9,10	7,10	80,90	2	
6145	8 обр.	862,60	869,20	НБ1	33,2		1,75	2,62	19,10	77,60	0	100	

Рисунок 1.55. Характеристика некоторых свойств глинисто-кремнистых отложений стратона НБ1, вскрытого в разрезе 3-х скважин, отмеченных на Рисунке 1,56 [Кудаманов и др., 2023].

**ПЕРВЫЙ** – изучение в прозрачных шлифах под поляризационным микроскопом. Здесь важно оценить количество гранулярной составляющей отложений (ОМ, в том числе кварца, глауконита, остатков скелетных организмов, пирита, карбонатов, цеолитов и пр.), и объём глинисто-кремнистого субстрата (матрицы породы). Диагностика новообразованного кварца, в следствие его микроскопических размеров, под обычным микроскопом очень и очень затруднительна. Кварц в глинисто-кремнистых отложениях верхнего мела ЗСП представлен 2-мя типами. В составе ОМ (макроскопический первичный – терригенный, пирокластический, окварцованные остатки планктона), и в частично раскристаллизованном агрегате глинисто-кремнистого субстрата/матрицы (вторичный, криптозернистый, практически не диагностируемый под микроскопом).

Для оценки доли криптозернистого кварца используется **ВТОРОЙ** метод – рентгено-структурного анализа породообразующих компонентов породы (РСА<sub>общ.</sub>). Кроме оценки содержаний кварца, полевых шпатов (ПШ), цеолита, карбонатов, пирита и ОКТ-фазы, методом РСА<sub>общ.</sub> определяется суммарное содержание на породу глинистых минералов (в том числе, глауконита). В данном случае, в составе глиен абсолютно преобладают смектиты (частично трансформированные в иллиты [Коссовская, 1971]) и глауконит. Смектиты и иллит образуют агрегаты с аморфным кремнезёмом (отдельные компоненты в шлифах не диагностируются, их размеры не превышают 1-3 мкм; но существует возможность оценить общий объём агрегатного комплекса).

По данным РСА<sub>общ.</sub> (Рисунок 1.55) приводится оценка общего содержания кварца на породу. По шлифам, для всех 3-х скважин содержание ОМ составляет, как правило, 1-3 %,

редко 5-7 % и, единично до 20-25 %. Даже при условии абсолютного преобладания кварца в составе ОМ (по шлифам), численные значения кварца по данным метода РСА<sub>общ.</sub> значительно превышают результаты петрографической оценки.

Устойчивой особенностью данных РСА (Рисунок 1.55) являются пропорции аморфного кремнезёма ОКТ и кварца (в сумме порядка 80-90 %). Например, в скважине 520 сумма ОКТ-фазы всего 45 % (кварца 38,5 %), в скважине 1311 – более 80 % (кварца всего 7 %). А в скважине 6145 – ОКТ-фаза не установлена вовсе (доля кварца – до 78 %). Иначе говоря, чем больше доля кварца, тем меньше содержание ОКТ-фазы, и наоборот.

Налицо неравномерная степень кристаллизации аморфного кремнезёма. Но скважины 520 и 1311 расположены практически рядом (Рисунок 1.56) – глубина современного залегания стратона НБ1 в скважине 520 составляет 990-998 м, а в 1311 – 770-800 (Рисунок 1.55).

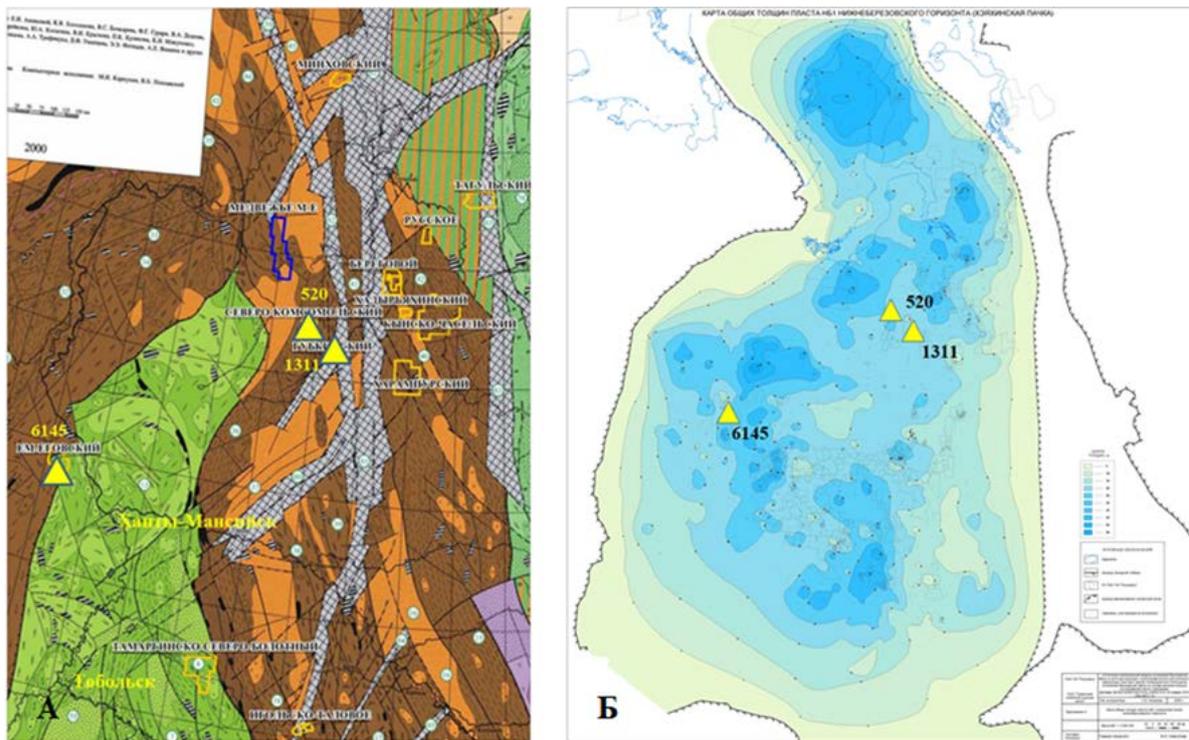


Рисунок 1.56. А – Фрагмент тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты [Жеро и др., 2000] с дополнениями; Б – Карта общих толщин (5-50 м) пласта НБ1 (ООО «ТННЦ», Новосёлова М.Ю., 2021); Жёлтые треугольники – скважины с изученным керном стратона НБ1 [Кудаманов и др., 2023].

Вряд ли нахождение стратона в одной скважине относительно другой на 200 м ниже могло привести к столь резким различиям в степени кристаллизации кремнезёма.

Дополнительно к анализу привлечены результаты изучения опок из керна скважины 6145 на западе Западной Сибири (Рисунки 1.55-1.56). По шлифам установлено до 5 % примеси ОМ (единично линзовидными пятнами до 20 %). По данным РСА<sub>общ.</sub> наличие

аморфного кремнезёма (ОКТ-фазы) в стратоне НБ1 скважины 6145 не установлено совсем, но аномальное содержание кварца составляет от 73 до 85 % (Рис. 4). Содержание суммы глин в скважине 6145 относительно отложений стратона НБ1 других скважин (Рисунки 1.55-1.56) заметно повышенное (от 12 до 18-23 %; доля глауконита не превышает 1-2 %).

Таким образом, фактически установлена резко неравномерная степень кристаллизации ОКТ-фазы даже в соседних скважинах (в скважине 6145 кристаллизация аморфного кремнезёма прошла на 100 %). Так как  $РСА_{общ.}$  регистрирует суммарное количество кварца – долю обломочного кварца можно оценить под микроскопом, а оставшееся количество, видимо, можно «записать на счёт» кристаллизации аморфного кремнезёма. Процедура довольно приблизительная – точную оценку доли кварца в составе ОМ сделать весьма затруднительно, тем более выделить в составе агрегата-матрицы кремневую составляющую и разделить её на кристаллическую (новообразованную) и аморфную (остаточную) части. Т.е., для оценки степени кристаллизации ОКТ-фазы разрешающей способности обычного поляризационного микроскопа явно не хватает.

Для обоснованной интерпретации данных применения  $РСА_{общ.}$  эффективно использовать возможности больших увеличений (десятки тысяч раз) растрового электронного микроскопа (РЭМ) – ТРЕТЬЕГО метода лабораторных исследований, в нашем случае, специфических глинисто-кремнистых отложений верхнего мела Западной Сибири (Рисунки 1.57-1.60).

**Фрамбоидальные стяжения (глобулы)** (Ø от 3-5 мкм, до 10-15 мкм) овальные, сложены в разной степени сближенными кристаллами пирита (октаэдры, размером в первые доли мкм). Часто изнутри фрамбоидов между кристаллами пирита «прорастают» нитевидные кристаллы ангидрита («волоски»). Иногда на поверхности фрамбоидальных стяжений «прилипают» немного более толстые «палочки» или «бруски» того же сульфата.

**Леписферы** («волосатые колобки», Ø 2-3 мкм, иногда до 4-5 мкм) – в виде овальных индивидов аморфного кремнезёма (ОКТ-фаза) с волосовидными наростами (удлинёнными «шипиками») кремнезёма на поверхности (кристаллиты кварца). Хорошо различимы в пустотах (отпечатках) кремнесфер (Ø до 25-30 мкм, по радиоляриям) и диатомей. В основной массе опок – плотно сросшиеся «колобки» с укороченными «шипиками», обычно с признаками деформации («смятые», вероятно, в процессе диагенетического роста).

Вторичные минералы свидетельствуют о процессах частичного преобразования (растворения, перекристаллизации) глинисто-кремнистого агрегата (матрицы отложений;

с переходом части опала в ОКТ-фазу, и части смектита в иллит), происходящих при дальнейшем обезвоживании и отвердевании коллоидного вещества иловых осадков.

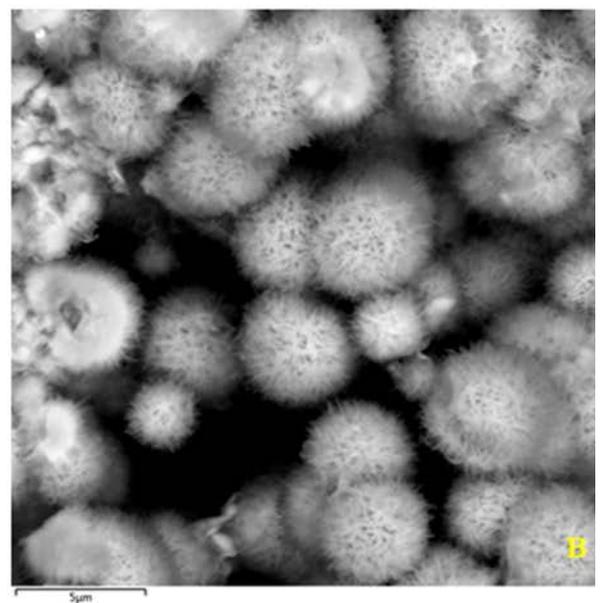
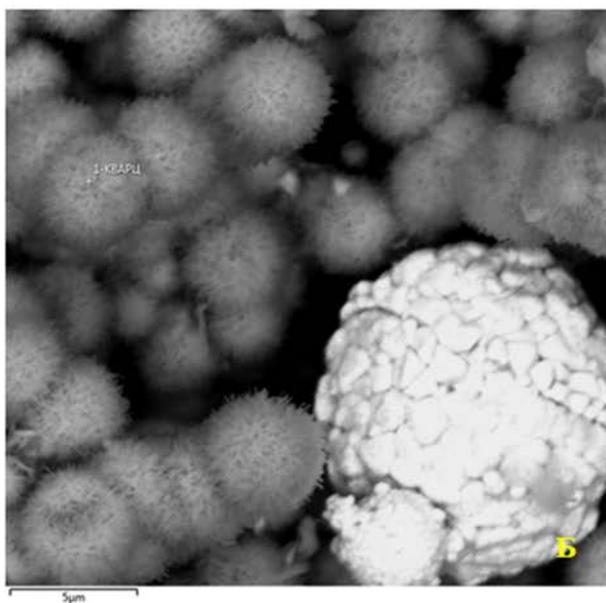
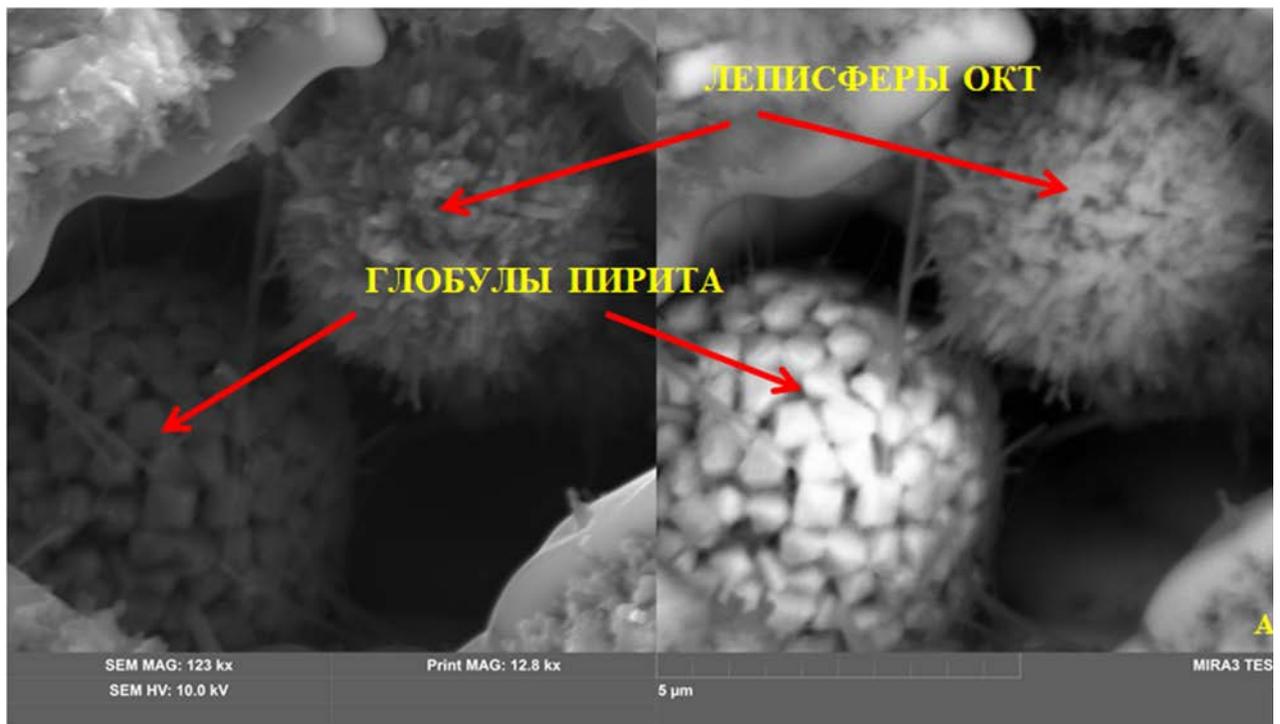


Рисунок 1.57. Примеры леписфер и фрамбоидов (глобул). А – фрамбоидальное стяжение кристаллов пирита (до 5 мкм) и леписфера (до 4 мкм) ОКТ-фазы (скв. 520, обр. 16332; одно изображение разными методами). Б – фрамбоидальное стяжение пирита (до 10-12 мкм), леписферы (3-4 мкм) ОКТ-фазы (скв. 1311, обр. 6652). В – леписферы (2-3 мкм) ОКТ-фазы (скв. 1311, обр. 6600) [Кудаманов и др., 2023].

При этом, повышенные концентрации химических компонентов (кремний, алюминий, железо) в растворе способствуют аутигенному формированию новых (цеолиты, сульфаты,

возможно, ПШ) и, вероятно, регенерационному росту уже существующих минералов (пирита, кварца, ПШ, вероятно, глауконита).

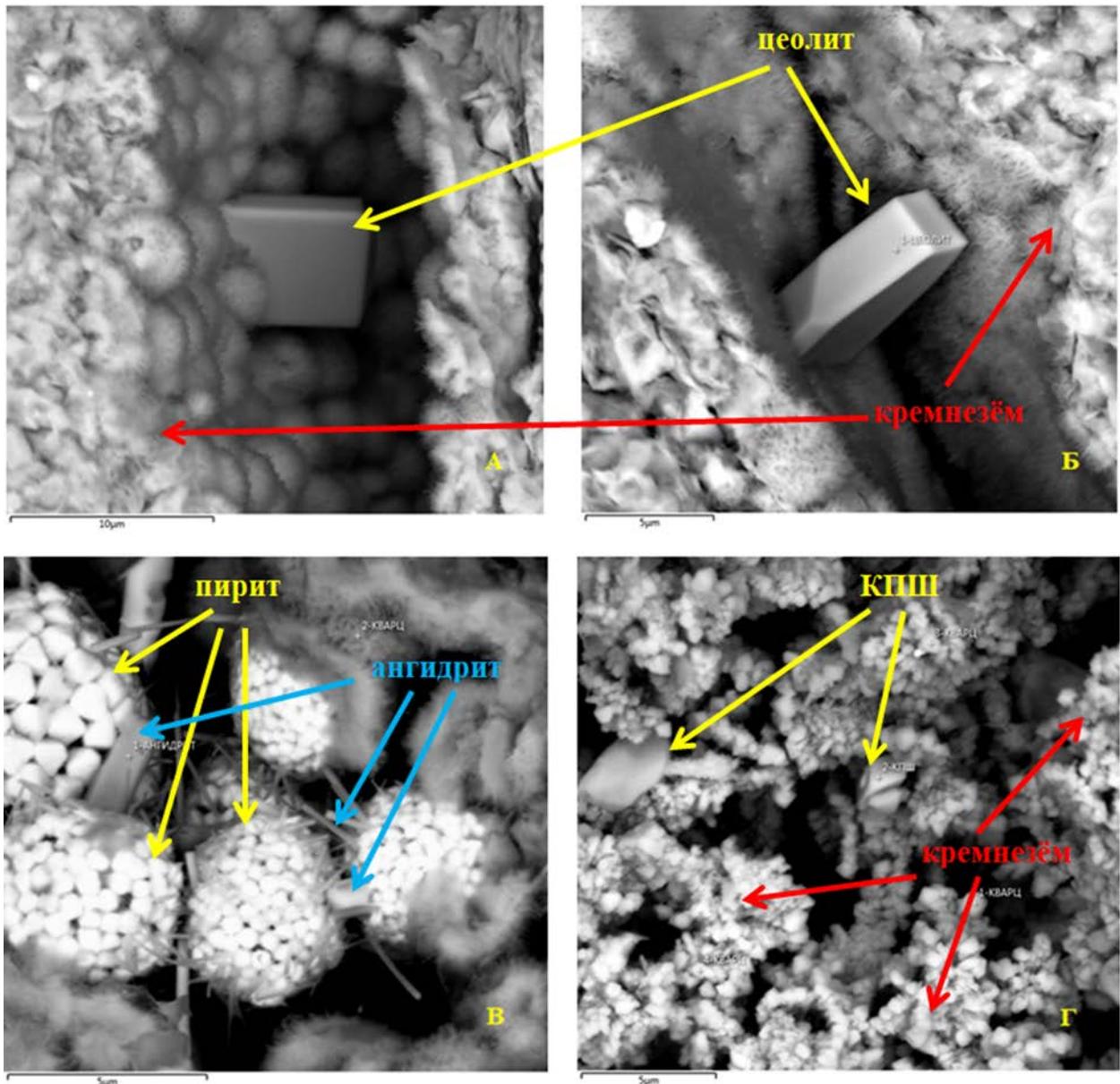


Рисунок 1.58. Примеры вторичных минералов в опоках пласта НВ1. А – кристалл цеолита внутри скелетного остатка диатомеи, заполненного по стенкам леписферами ОКТ-фазы (скв. 1311, обр. 8232). Б – кристалл цеолита внутри смятого скелетного остатка диатомеи, заполненного по стенкам леписферами ОКТ-фазы (скв. 1311, обр. 6600). В – кристаллы пирита (тетраэдры, октаэдры), образующие сферолитовые стяжения, с волосовидными и шестоватыми кристаллами ангидрита (проросшими из внутренней части пиритовых стяжений), в обрамлении смятых леписфер ОКТ-фазы (скв. 1311, обр. 6626). Г – сростки кристаллов (кристаллитов) вторичного кварца (по леписферам ОКТ-фазы), вторичного КПШ (скв. 6145, обр. 7547) [Кудаманов и др., 2023].

Хорошо различимые фрамбоиды и леписферы приурочены к скелетным остаткам диатомей и радиолярий (кремнесферам). В скважине 6145 леписферы ОКТ-фазы не установлены; фрамбоиды меньшего размера ( $\varnothing$  не более 3 мкм) с менее плотной

упаковкой кристаллов пирита. В разрезе скважины 1311, кроме «угнетённых» леписфер ОКТ-фазы, отмечены микроконкреции глауконита размером до 100 мкм и больше [Кудаманов, Карих, 2023].

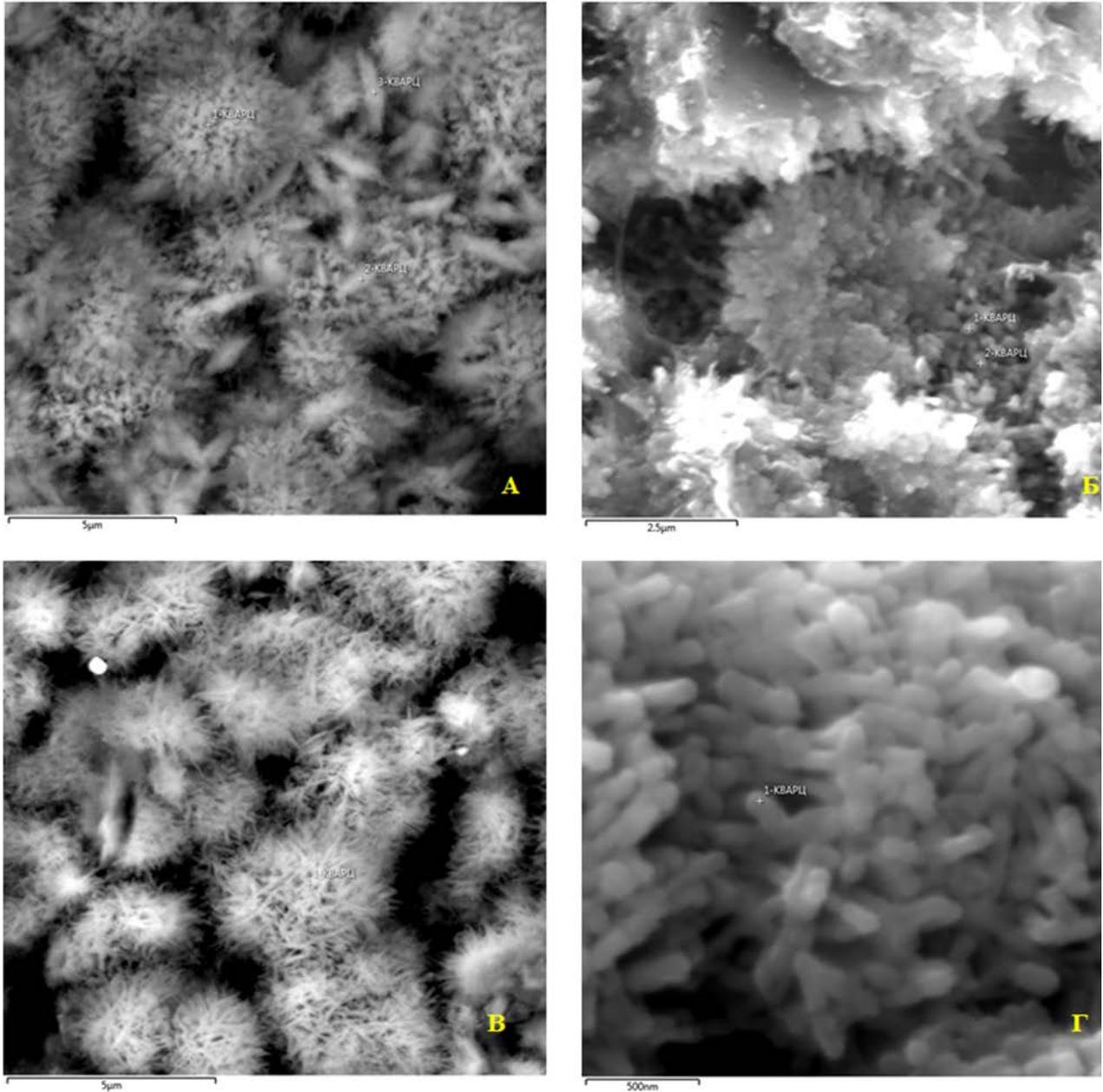


Рисунок 1.59. Сравнение леписфер. А – леписферы (до 3 мкм) ОКТ-фазы и кремневые «снопики» (связующие мостики) между ними (скв. 520, обр. 16320,  $\times 7040$ ). Б – частично разрушенные леписферы (до 3 мкм) ОКТ-фазы (скв. 520, обр. 16342,  $\times 12700$ ). В – леписферы (2-3 мкм) ОКТ-фазы без связующих кремневых «снопиков» (скв. 1311, обр. 6652,  $\times 8750$ ). Г – поверхность леписферы ОКТ-фазы с частыми сростками (друзами, щётками) кристаллов вторичного кварца размером менее 0,5 мкм (скв. 1311, обр. 6603,  $\times 50500$ ) [Кудаманов и др., 2023].

Наглядно отражено, что волосовидные наросты (шипики) на поверхности леписфер при бóльшем увеличении выглядят как микроскопические кристаллы (сложенные

исключительно двуокисью кремния). Кроме того, сноповидные образования между леписферами установлены только в опоках скважины 520.

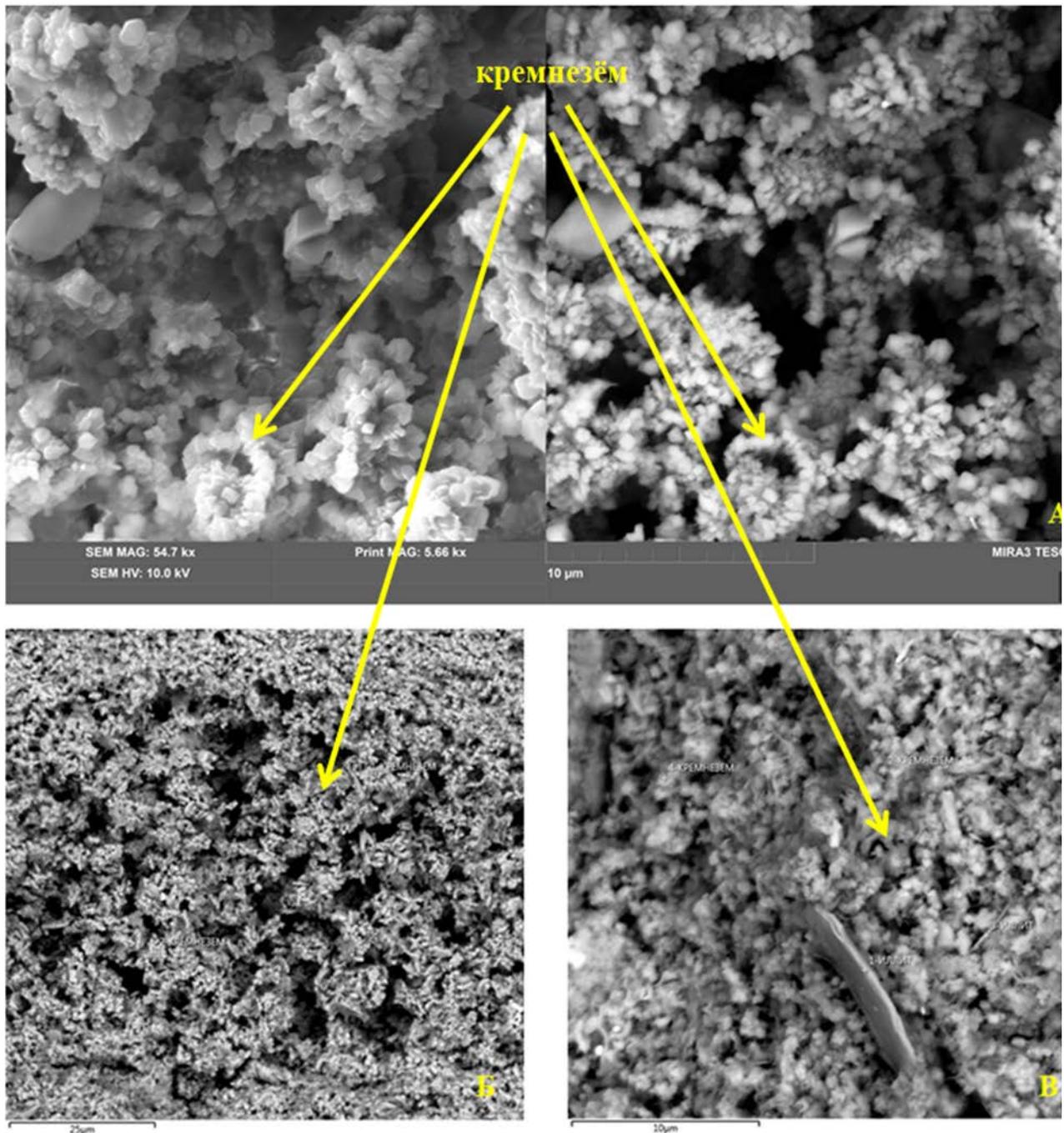


Рисунок 1.60. Примеры микроскопических индивидов кварца пласта НБ1 в скважине 6145. А – изогнутые нитевидные агрегатные сростки кристаллитов кварца в «ёмкости» отпечатка планктона (скв. 6145, обр. 7547; одно изображение разными методами, дополнительно см. Рис. 1.58Г). Б – заполнение вторичным кварцем отпечатка кремнесферы (скв. 6145, обр. 7547). В – землястые агрегаты гранул/кристаллитов вторичного кварца (скв. 6145, обр. 7530) [Кудаманов и др., 2023].

Таким образом, даже в разрезе трёх показанных скважин вещество  $\text{SiO}_2$  (кремниевая кислота) стратона НБ1 находится в различном агрегатном состоянии. В 520 и 1311 – в

преобладающем виде леписфер (по  $РСА_{общ.}$  – ОКТ-фаза и кварц), но в 520 добавляются хорошо выраженные сноповидные агрегаты между леписферами. В 6145 (Рисунок 1.60) – в виде сложно переплетённых агрегатных сростков микроскопических кристаллов (кристаллитов, размером не более 0,5 мкм) кварца (по данным  $РСА_{общ.}$ ).

По всей вероятности, неравномерное проявление степени зрелости/старения аморфного кремнезёма обусловлено различным сочетанием причин – экзогенного и/или эндогенного характера. Необходимо проведение детального (по латерали и в разрезе) анализа конкретных соотношений ОКТ-фазы и вторичного кварца, с учётом зон глубинных разломов, этапов тектонической активизации и проявлений гидротермальных процессов. Кроме того, учитывая способность набухающих глин (смектитов) трансформироваться в ненабухающую глину – иллит (гидрослюдю) под влиянием продолжительно повышенных значений температуры и давления, использовать распределение по площади отношения смектиты/иллит – для прогнозной оценки степени вторичных преобразований и трансформаций.

### 1.6. Существующие проблемы

Основные проблемы формирования гигантского объёма турон-кампанских отложений верхнего мела ЗСП, на данной стадии исследований, можно сгруппировать в несколько блоков:

- Каковы ведущие источники осадочного материала и причины вариаций их влияния на осадконакопление;
- Отсутствие однозначного понимания механизма, обстановок и условий седиментации, и эволюции (цикличность и тренды) их во времени;
- Каковы стадийные преобразования и наложенные изменения осадков (литогенез); распределение (зональность) интенсивности тех и других в разрезе верхнего мела, в пределах территории ЗСП;
- Каковы причины и механизмы формирования трещиноватости, и закономерности распределения трещинных систем в разрезе верхнего мела ЗСП.

## Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Систематизирован большой объём геолого-геофизической информации (результаты лабораторных анализов, материалы ГИС, и сеймики), выполнен литолого-седиментологический анализ верхнемеловых отложений ЗСП. Дополнительно для комплексного анализа привлекались материалы публикаций и производственных отчётов, существующие представления об обстановках, условиях седиментации и литогенеза глинисто-кремнистых отложений в целом, и верхнемеловых отложений ЗСП, в частности. Основные фактические объёмы изученного автором керна и результатов лабораторных исследований, использованных в диссертационной работе, приведены в Таблице 2.1.

Таблица 2.1

<b>№ пп</b>	<b>Вид исследования</b>	<b>Ед./измер.</b>	<b>Кол-во (обр./м)</b>
1.	Литолого-седиментологический анализ керна	п.м.	<b>2760,00</b>
2.	Результаты петрографического анализа шлифов	обр.	<b>1660 (0,6)</b>
3.	Результаты изучения в РЭМ	обр.	<b>800 (0,3)</b>
4.	Результаты гранулометрии	обр.	<b>1230 (0,5)</b>
5.	Результаты рентеноструктурного анализа породы (РСАпор)	обр.	<b>1600 (0,6)</b>
6.	Результаты рентеноструктурного анализа глины (РСАглин)	обр.	<b>1750 (0,6)</b>
7.	Результаты рентенофлуоресцентного анализа (РФА)	обр.	<b>1230 (0,4)</b>
8.	Результаты определения карбонатности	обр.	<b>600 (0,2)</b>
9.	Результаты метода ICP	обр.	<b>320 (0,12)</b>

Проанализировано около 3 тыс. п.м. керна (более 40 скважин глубокого бурения) в интервале верхнего мела на территории ЗСП (Харампурское, Береговое, Кынско-Часельское, Русское, Северо-Комсомольское, Губкинское, Вать-Еганское и др. ЛУ). В скобках указана средняя плотность отбора образцов на 1 погонный метр керна.

## 2.1 Изучение керна лабораторными методами

**Первичная обработка** керна – приёмка, систематизация, фотографирование, продольная распиловка, замер естественной гамма-активности и естественной потоковой проницаемости. При необходимости, определение трещиноватости и распределения плотностных характеристик (рентгеновская томография). Для интервалов с отбором керна строится Планшет, где вынесены результаты привязки (по бурению и по гамма-каротажу, ГК), замеры других методов ГИС. Проводится камеральное описание керна (с учётом Планшета, фото керна, ГИС, томографии и пермеаметрии) Разметка образцов керна для лабораторных исследований обязательно должна проводиться с учётом результатов профильных процедур. Частота отбора и комплекс лабораторных методов исследований контролируется, преимущественно сложностью строения разреза, степенью изученности объектов, литологическим составом, степенью сохранности керна, и т.д. Иногда, в интервалах без отбора керна, для характеристики отдельных параметров отложений возможно использование шлама.

**Стандартный комплекс лабораторных исследований керна** представлен несколькими блоками.

Изучение **вещества** (минеральный уровень и геохимия минерального скелета) и агрегатного состояния. В нефтегазовой отрасли определён стандартный набор методов:

1. Гранулометрический анализ (размерность, сортировка и пр.);
2. Определение Общей карбонатности (определение кальцита и доломита);
3. Рентгено-структурный анализ (обломочных,  $РСА_{пор}$ , и пелитовых фракций,  $РСА_{глин}$ );
4. Рентгено-флуоресцентный анализ (РФА; породообразующие и другие химические компоненты);
5. Петрографический метод;
6. Метод изучения в Растровом Электронном Микроскопе (РЭМ).

Стандартный комплекс может быть расширен (включением других методов) или сокращён. Далее будут освещены отдельные нюансы тех или иных операций обработки керна.

Другими важными направлениями являются: **определение фильтрационно-емкостных свойств** (ФЕС) – плотность объёмная и минеральная, пористость, проницаемость, водонасыщенность, УЭС и пр., стандартными методами (согласно ОСТам и ГОСТам); и **геомеханических свойств** (деформации при растяжении, сжатии, изгибе и пр.).

## 2.2 Литолого-седиментологический анализ

Литолого-фациальный анализ (ЛФА) включает следующую последовательность выполнения работ: детальное изучение и описание пород керна (природного обнажения), определение литогенетических типов и фаций (с уточнением результатами профильных и лабораторных исследований), составление седиментологической колонки, выделение циклов/сиквенсов, составление фациальных профилей, построение литолого-фациальных и палеогеографических карт. На каждом этапе – проверка полученных результатов. Седиментологическое описание керна – в той же последовательности, что и при стандартном литологическом описании [Методические указания..., 2015]. Более детально и подробно регистрируются диагностические признаки фаций, границы выделенных обстановок, приводится краткая интерпретация генезиса выделенных слоев (фация, макрофация, условия/режим осадконакопления). Порядок описания, классификации обломочных пород по гранулометрическому и минеральному составу, представлены в работах известных отечественных литологов [Рухин, 1961; Алексеев, 2002; Тимофеев, 2006; О.С. Чернова, 2009; Япаскерт, 2016 и др.]; в обобщённом виде приводятся в «Методическом Указании» ООО «ТННЦ» по камеральному описанию керна. Наиболее полные сведения о текстурах терригенных отложений, условиях их образования и классификации можно найти в работах отечественных и зарубежных авторов [Ботвинкина, 1962; Тимофеев, 2006; Реддинг, Сингх, 1971; 1981; Селли, 1989; Алексеев, 2002; 2007; 2019, Чернова, 2009 и др.]. Особенности изучения высокодисперсных глинисто-кремнистых пород слабо изучены. Рекомендуется использовать современные публикации, например [Аввакумов, 1986; Аргентовский, 1975; Афанасьева и др., 2013; Баженова, 1991; Верзилин и др., 2015; Волохин, 2013; Григорьев, 1971; Гудыма и др., 2013; Деревскова и др., 2014; Дриц, Коссовская, 1990; Емельянов, 1998; Занин и др., 2011; Зорина и др., 2012; Карих и др., 2019; Карих и др., 2021; Карымова и др., 2018; Колокольцев и др., 2010; Коссовская, 1971, 1975; Кринари и др., 2018; Лисицын, 1988; Милановский, 1999; Неручев, 2007; Панченко и др., 2015; Рыбьяков и др., 2020; Савельева, 2019; Савко и др., 2015; Ушатинский и др., 1978].

Для диагностики ихнофоссилий рекомендуется использовать атласы-определители, например [Pemberton, 2017; Knaust, 2017; и др.]. Дополнительными методами определения фаций являются геохимические, литологические и палеонтологические исследования. Юдовичем Я.Э. и Пучковым [1980], Бхатиа [1983], Ерофеевым и Цеховским [1983] и др. предложен ряд литохимических, геохимических, палеоклиматических диаграмм,

коэффициентов и модулей (отношение петрогенных окислов и элементов), позволяющих классифицировать породы и сделать некоторые генетические выводы [Маслов, 2005]. Минералогические коэффициенты (парные отношения минералов с различными свойствами), карты преобладающих акцессорных минералов – определение источников и направления сноса обломочного материала [Бергер, 1986; Гроссгейм и др., 1984 и др.]. Геохимические модули и минералогические коэффициенты используются при корреляции немых толщ.

### 2.3 Палеотектонический анализ

Наиболее точно на данный момент палеотектонические обстановки реконструируются методом изопахит. Метод изопахит – восстановление интенсивности погружения, конседиментационных областей, отстававших в погружении, и поднятия. При построении карт изопахит обязательно необходимо соблюдать несколько основных условий:

1. выбирается интервал разреза, важный с точки зрения тектонического развития региона;
2. осадочный комплекс должен представлять ряд генетически взаимосвязанных отложений;
3. палеотектонические элементы карты должны быть объединены единой тектонической концепцией;
4. необходимо учесть степень уплотнения, особенно глинистых осадков;
5. учесть особенности истории предыдущего развития площади исследований.

Карты изопахит дополняются картами разломов, проявившихся в период седиментации. Вместе с секвенс-стратиграфическими построениями, карты позволяют определить время заложения структур, периоды активного роста, установить изменение углов наклона моноклиналей во времени (необходимое условие для выяснения возможностей образования залежи) – с учётом неравномерного уплотнения толщ разного литологического состава. Характер тектонических движений контролирует размещение поднятий (питающих провинций), морфологию береговых линий и внутренней структуры бассейна. Необходимо установить общую направленность вертикальных колебательных движений и суммарную величину амплитуд в течение определенных геологических периодов времени.

### Глава 3. ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ № 1)

В Главе 1 на Рисунках 1.1-1.2 приведены Примеры Региональных композитных временных сейсмических разрезов. Хорошо видно, что к востоку и северо-востоку толщины выделенных сейсмокомплексов заметно увеличиваются. На Рисунке 1.3 показан Обобщённый Композитный профиль верхнего мела, построенный по материалам сейсмических работ последних лет на севере Западной Сибири. Прослежены плащевидные сеймостратиграфические комплексы (ССК) турон-маастрихтских отложений, охарактеризованные палеонтологическими (в том числе палинологическими) и магнитостратиграфическими данными [Маринов и др., 2021].

Основными отражающими горизонтами (ОГ) для верхнемеловых отложений ЗСП являются Г, С4, С3, С2, С1, имеющие различную динамическую выраженность и стабильность, но в целом уверенно прослеживаются на большей части площади Западной Сибири, и только на западной, северо-восточной и восточной периферии плиты на временных разрезах наблюдается хаотическая волновая картина (Рисунок 1.5) [Агалаков, 2020]<sup>2</sup>.

К востоку и северо-востоку Западной Сибири происходит опесчанивание разреза верхнего мела, в том числе, глинистых пачек. Стратиграфическое расчленение отложений

<sup>2</sup> При подготовке данного Раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

5. **Кудаманов А.И.**, Агалаков С.Е., Маринов В.А. Трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления в коньяке-сантоне верхнего мела Западной Сибири // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2018, – № 7, С. 58-63. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,863; 1,250 печатных листов; авторский вклад 30 %).

6. **Кудаманов А.И.**, Т.М. Карих, С.Е. Агалаков, В.А. Маринов. Хэяхинская пачка опок и перекрывающие кремнисто-глинистые отложения (верхний мел, Западная Сибирь). Особенности строения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2019, – № 11, С. 21-30.

7. **Кудаманов А.И.**, Агалаков С.Е., Маринов В.А., Новосёлова М.Ю., Карих Т.М., Глухов Т.В. Следы тектонического контроля осадконакопления в туроне Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ОАО "ВНИИОЭНГ", 2020. – № 10. – С. 12-21.

8. Маринов В.А., Агалаков С.Е., Глухов Т.В., **Кудаманов А.И.**, Новосёлова М.Ю. Региональные и местные стратиграфические подразделения верхнего мела центральных районов Западной Сибири // Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы (МОИП). Отд. Геол. 2021. Т. 96, вып. 3. С. 12-39.

верхнего мела по данным только сейсмоки и ГИС невозможно (необходимо привлечение результатов литолого-минералогического изучения керна, палинологии, палеонтологии и магнитостратиграфии). Как уже было сказано, области повышенных толщин ССК (*клиноформно подобные структуры*) расположены на востоке (кузнецовский горизонт) и северо-востоке (вышележащие три горизонта), что обусловлено опесчаниванием ССК, видимо, в результате неравномерных движений разных частей (блоков, доменов) Западно-Сибирской плиты в течение периодических эпизодов активизации малоамплитудных тектонических движений (Рисунки 1.1-1.3).

Выделение в структуре ССК, и комплексная характеристика устойчивых стратиграфических подразделений (*стратонов*) по данным керна и ГИС проводились на основе индивидуальности преобладающего литолого-минералогического состава и палеонтологического (а также палинологического и магнитостратиграфического) определения относительного возраста (Рисунок 1.5).

**ПРИМЕРЫ** палеонтологической характеристики выделенных стратонов [Атлас ..., 2023].

**Газалинская пачка** кузнецовской свиты содержит комплексы иноцерамид (двустворчатых моллюсков) среднего и нижней части верхнего турона *Inoceramus renngarteni* и верхней части верхнего турона *Mytiloides ex gr. Incertus*;

**Мярояхинская пачка** сложена глауконитовыми глинами и относится к конденсированным горизонтам. Пачка отнесена к нижнему коньяку на основании находок иноцерамид *Stenoceras sp. (ex gr. erectus)* и *Mytiloides ex gr. Gibbosus*;

**Стратон (НБЗ)** глинистых алевролитов относится к верхнему коньяку по находке индексного вида иноцерамид *Sphenoceras cf. Subcardisoides*;

**Хэяхинская пачка (стратон НБ1)** представлена глинистыми опоками. В нижней части стратона найдены фораминиферы, характерные для верхнего сантона, зоны *Cribrostomoides exploratus*, *Ammotarginulina crista*;

**Ганькинская свита** соответствует маастрихту, представлена чередованием песков глинистых, глин и алевролитов серого и зеленовато-серого цвета. Вблизи подошвы свиты обнаружен комплекс фораминифер нижнего маастрихта *Gaudryinarugosa spinulosa*, *Spiroplectamina variabilis*.

**СТРАТОН** — геологическое тело, совокупность горных пород (например, слой или группа смежных слоёв), занимающая определённое положение в последовательности геологических тел, слагающих земную кору, и характеризующаяся каким-либо признаком или комплексом признаков.

Для корреляции стратонов в рабочий проект загружено – 2Д сейсмика (протяжённость профилей 265 тыс. пог. км.), 3 000 скважин, в которых каротаж ГИС прописан выше сеномана, по всем сделаны разбивки в разрезе сеномана и выше, частично скважины с вертикальным сейсмическим профилированием (ВСП; 186 скважин). Построено 17 региональных схем корреляции (11 – субширотного направления, 6 – субмеридионального) с использованием 220 скважин (Рисунок 1.4).

Дополнительно построено 16 детальных схем корреляции в зоне фациальных переходов с использованием 148 скважин (на Рисунке 1.4 показаны зелёным цветом) [Агалаков и др., 2017; Агалаков, 2020]

Построены карты толщин  $\Delta T$  (сейсмика и ГИС) каждого ССК в пределах Западно-Сибирской плиты (Рисунок 3.1).

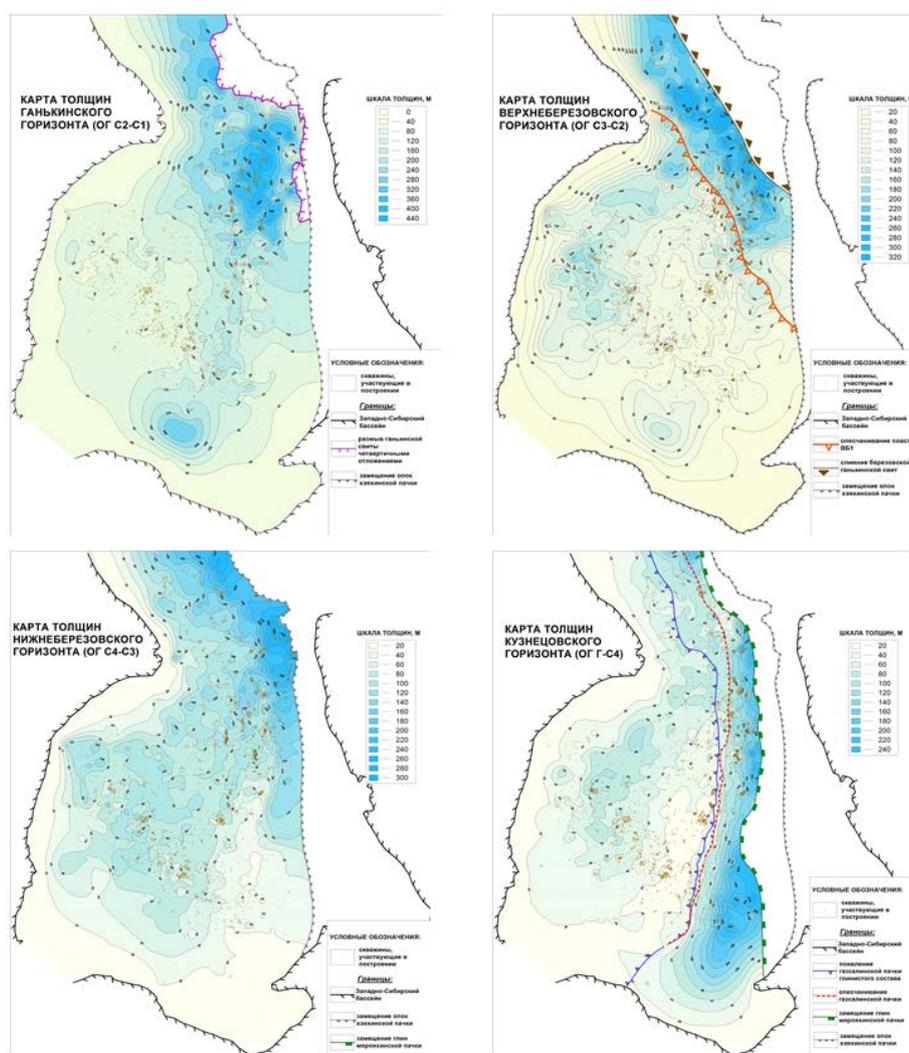


Рисунок 3.1. Схематичные карты толщин ССК верхнего мела Западной Сибири (ООО «ТННЦ»). **Верхняя строка.** Ганькинский горизонт (до 350 м на северо-востоке). Верхнеберёзовский горизонт (до 300 м на северо-востоке). **Нижняя строка.** Нижнеберёзовский горизонт (до 300 м на северо-востоке). Кузнецовский горизонт/свита (до 250 м на востоке) (ООО «ТННЦ»).

Области распространения бóльшей части стратонов прослежены в пределах ЗСП (например, Рисунки 3.1, 3.2).

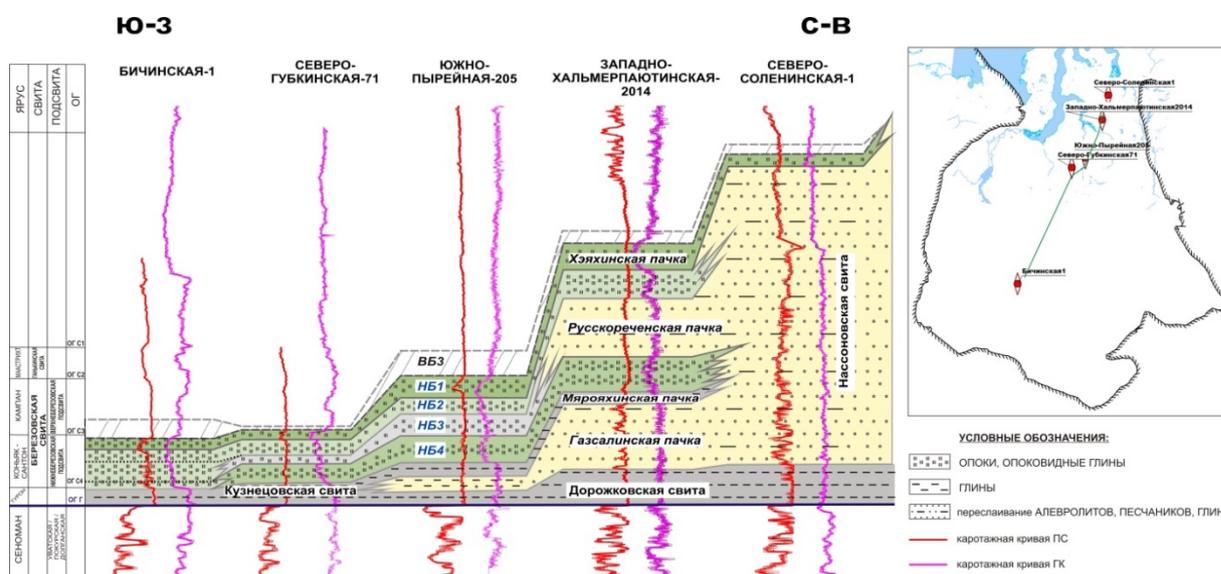


Рисунок 3.2. Концептуальный схематичный разрез турон-сантонских отложений Западной Сибири. Жёлтым цветом выделены толщи продуктивных алевролитов газалинской пачки и стратона НБ3 ограниченного распространения. Хэйхинская пачка опок (стратон НБ1) перекрыта кремнистыми глинами стратона ВБЗ (ООО «ТНЦ»).

Глинисто-кремнистые толщи верхнего мела Западной Сибири представлены высокодисперсными отложениями преимущественно пелитоморфной размерности; реже (только на востоке и северо-востоке) выделяются локальные тела песчано-алевритового состава (преобладают мелкозернистые фракции). В результате комплексного анализа лабораторных данных (с детальностью отбора образцов в среднем 1-2 обр./м) показано индивидуальное своеобразие литолого-минералогического состава каждого стратона (например, Рисунок 3.3), как результат специфических условий их формирования (осадконакопления и вторичных преобразований/изменений).

Другими словами, по данным керна и ГИС в структуре 3-х нижних ССК выявлены и прослежены на бóльшей части территории Западной Сибири стратоны с относительно резкими границами, отличающиеся возрастом (по данным палеонтологии) и нюансами литологического состава.

Основными реперами в разрезе верхнего мела Западной Сибири являются: граница между песчаниками и алевролитами покурской свиты (сеноман), песчаниками и глинами кузнецовской свиты туронского возраста (ОГ «Г»; Рисунок 3.2), а также опоки в кровле

нижнеберёзовского ССК (пласт опок НБ1, или хэяхинская пачка, на границе сантона и кампана; ОГ «СЗ»; Рисунок 3.2).

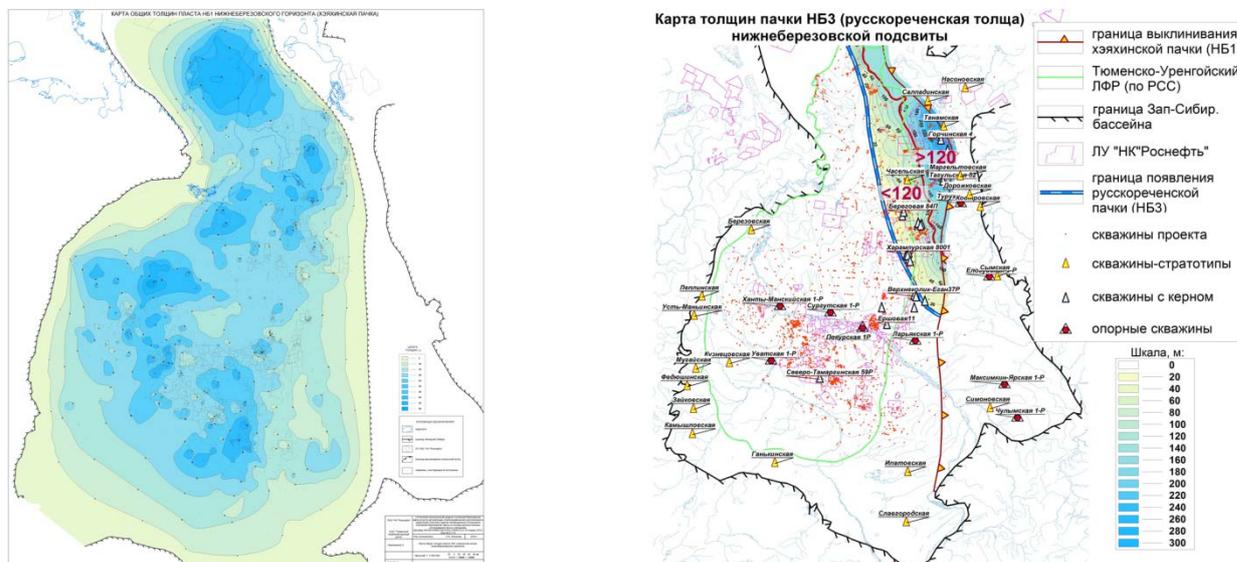


Рисунок 3.3. Примеры Схематичных карт Общих толщин опок стратона НБ1 (слева, толщиной до 50 м), и алевролитов стратона НБ3 (справа, до 300 м) нижнеберёзовского горизонта; ЗСП (ООО «ТННЦ»).

Как уже было сказано раньше, для разреза отложений верхнего мела Западной Сибири характерна ассоциация аутигенных минералов: смектиты (*бентонитоподобные глины*), глауконит, цеолиты, аморфный кремнезём – ОКТ-фаза (*различные соотношения в разных стратонах*). На Русской платформе группа перечисленных породообразующих минералов отражает ассоциацию «*камуфлированной пирокластики*» [Япаскерт, 2008; Зорина и др., 2012, 2015].

Так же, для разреза верхнего мела Западной Сибири, в результате региональных работ ООО «ТННЦ», с учётом опубликованных данных (Рисунок 3.4), было установлено и прослежено, что синхронное осадконакопление глинисто-кремнистых стратонов проходило на огромной территории до 2,5 млн. км<sup>2</sup>, на глубинах, как правило, не более 100 м (Рисунки 3.3А, 3.4).

На Рисунке 3.4 показано, что после готеривского времени в пределах Западно-Сибирской плиты глубины моря не превышали 100 м, а в позднем апте и сеномане – 25 м. В раннем туроне (Рисунок 3.5) Общая площадь моря составляла более 2,7 млн. км<sup>2</sup>, из них более 1,1 млн. км<sup>2</sup> (около 40 %) характеризуется глубиной менее 25 м. В кампанае – при общей площади моря более 2,9 млн. км<sup>2</sup>, глубина практически половины бассейна не превышала 25 м; глубины 25-100 м характерны для центральной части акватории (Рисунок 3.5).

Площади палеогеографических областей мелового периода Западной Сибири (тыс. км <sup>2</sup> )													
Время	Низкие горы	Равнина				Внутренние пресные водоемы	Море					Общая площадь моря	Общая площадь бассейна
		возвышенная	депрессивно-аккумулятивная	низменная, аккумулятивная	прибрежная		прибрежная часть, 0—25 м	мелкое, 25—100 м	мелкое, 100—200 м	глубокое, 200—400 м	глубокое, более 400 м		
Позднекампан-маастрихт-датское	0	1710	450	390	430	0	1640	830	0	0	0	2470	3290
Кампанское	0	1690	250	450	165	0	1430	1490	0	0	0	2920	3535
Среднепозднеуронское	80	1780	295	530	290	0	1575	1020	0	0	0	2595	3415
Раннеуронское	80	1730	310	460	260	0	1110	1630	0	0	0	2740	3460
Сеноманское	470	1300	350	1100	1130	0	1290	0	0	0	0	1290	3520
Раннесреднеальское	690	1260	300	950	790	0	1110	410	0	0	0	1520	3260
Позднеальское	730	1260	320	1720	550	0	900	0	0	0	0	900	3170
Раннеальское	680	1270	320	1530	670	0	900	160	0	0	0	1060	3260
Барремское	730	1030	440	1160	590	890	540	130	0	0	0	670	3310
Готервиское	760	1070	500	90	840	380	1110	230	290	245	0	1875	3185
Позднесваланжинское	860	1500	150	0	580	440	1230	300	280	340	0	2150	3170
Раннесваланжинское	700	1620	150	0	360	130	1300	370	320	570	0	2560	3050
Берриасское	520	1850	170	0	350	0	1140	490	320	675	10	2635	2985

Рисунок 3.4. Оценка площади палеогеографических областей мелового периода Западной Сибири [Конторович и др., 2014]

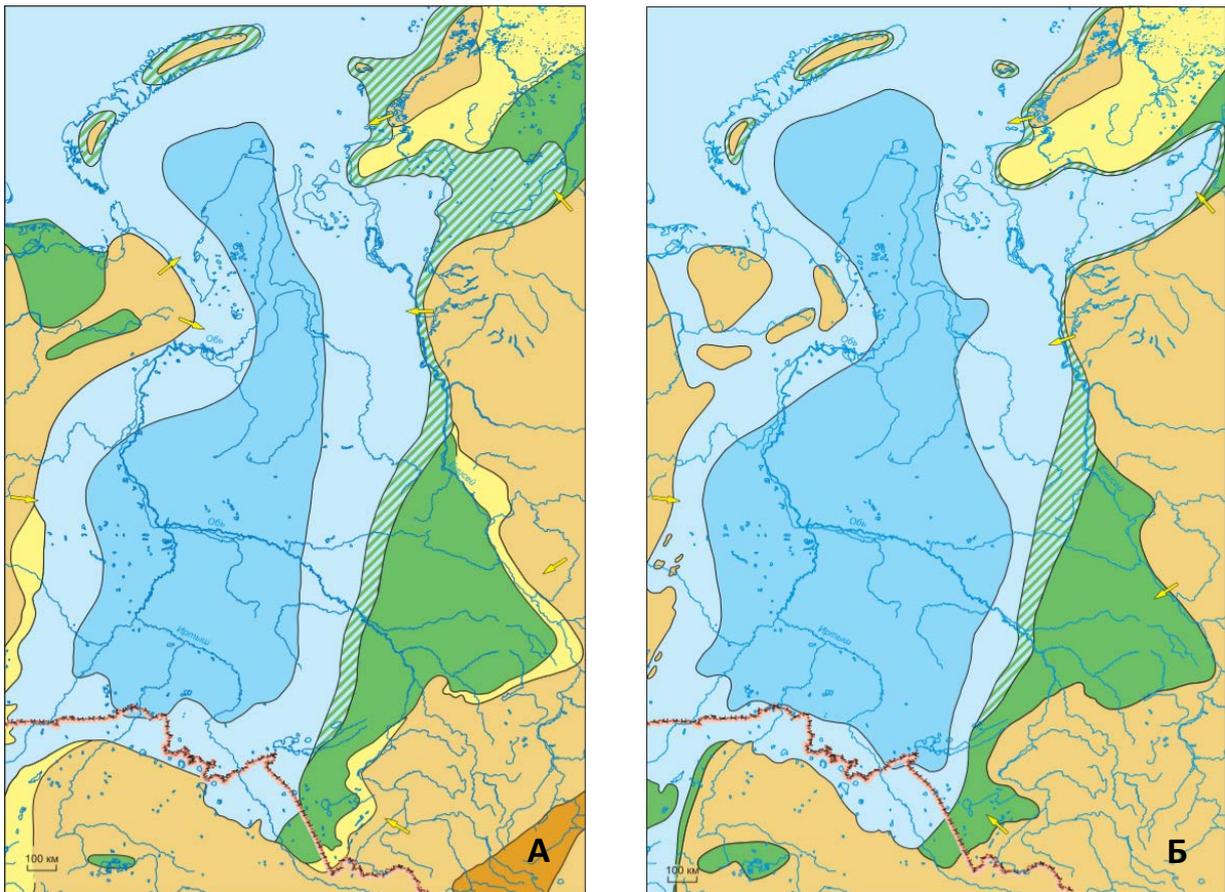


Рисунок 3.5. Палеогеографические схемы Западной Сибири – среднепозднеуронского (А) и кампанского (Б) возраста [Конторович и др., 2014].

На Рисунке 3.6 показаны Схематичные карты Общих толщин верхнеберёзовского сейсмокомплекса и стратона ВБ3 (сложенного преимущественно продуктами эрозии опок нижележащего стратона НБ1, Рисунок 3.3). Хорошо видно, что на западе Западной Сибири общие толщины верхнеберёзовского ССК заметно сокращённой мощности. Но основное поле распространения стратона ВБ3 находится как раз на западе ЗСП (наибольшие глубины кампанского моря, но не больше 100 м; Рисунок 3.5).

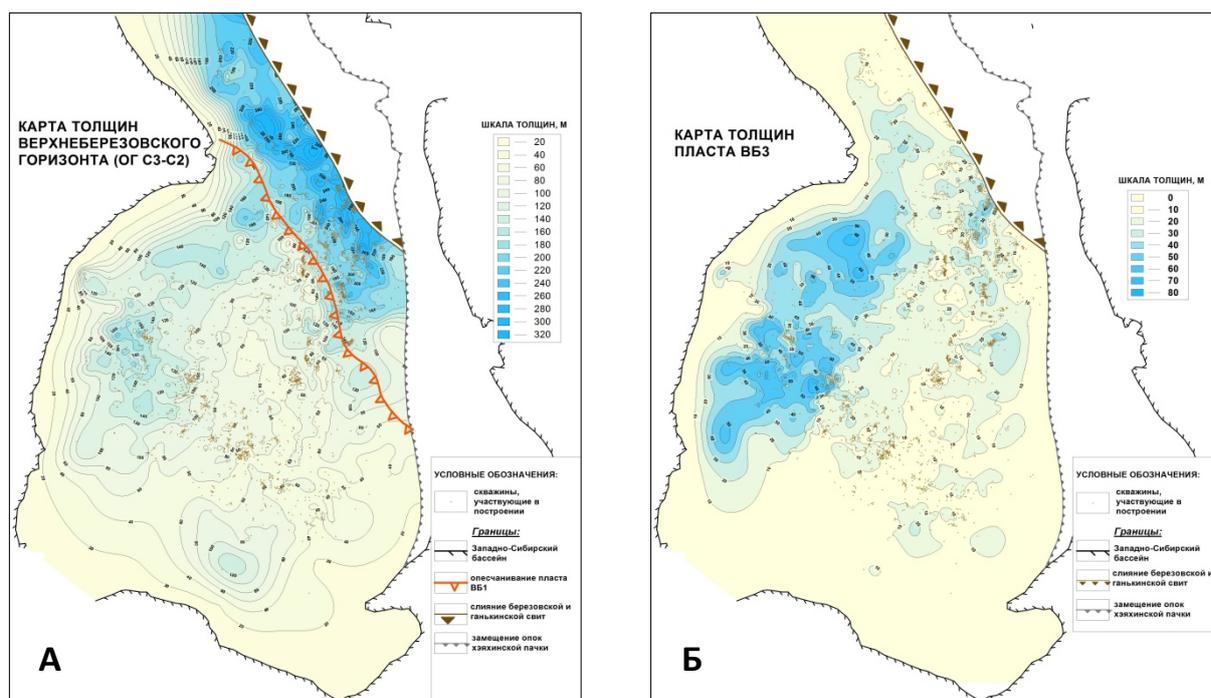


Рисунок 3.6. Схематичные карты Общих толщин верхнеберёзовского горизонта (А) и стратона ВБ3 (Б) Западной Сибири [Глухов и др., 2021]

Относительно продольной протяжённости бассейна (около 2 тыс. км), толщина воды в центральной части моря составляла менее 0,0001 доли сечения бассейна. Образно говоря, Западно-Сибирский бассейн в кампанское время представлял собой *«гигантскую мелкую лужу»*.

В цитируемой работе коллектива новосибирских геологов [А.Э. Конторович и др., 2014], к сожалению, не приводится аналогичная оценка для коньяк-сантонского времени. Но, с учётом накопленной информации (в том числе по экологии и гидродинамике бассейна), обстановки и условия коньяка-сантона вряд ли в заметной степени отличались от кампанского времени.

Следовательно, *считать Западно-Сибирский бассейн даже относительно глубоководным на время осадконакопления глинисто-кремневых отложений коньяка-сантона, практически нет оснований.*

Границы стратонов (по керну и ГИС), как правило, резкие, реже постепенные в коротком интервале (осложнённые биотурбацией и/или следами мелкого волнения) (например, Рисунки 3.7, 3.8).

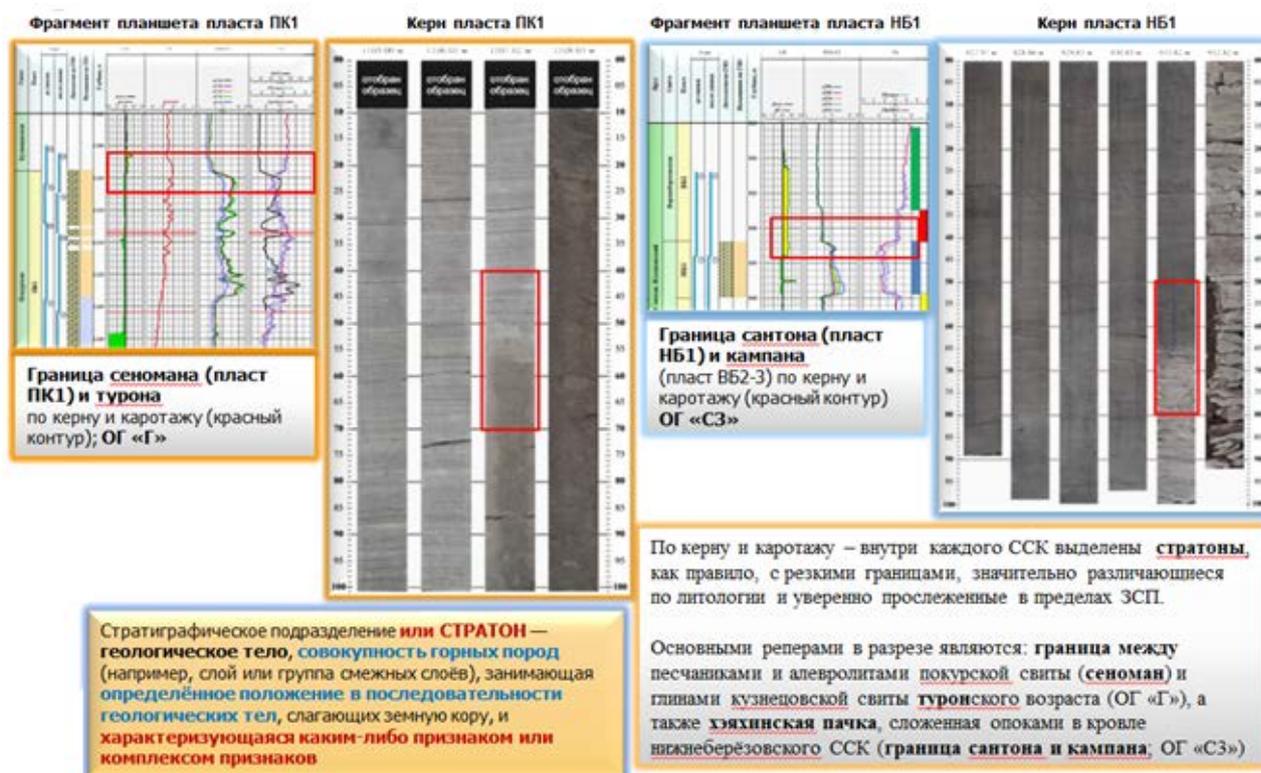


Рисунок 3.7. Примеры выделения границ стратонов по керну и ГИС в сеноман-кампанских отложениях Западно-Сибирской плиты (ООО «ТНЦ»).

Что свидетельствует об относительно быстром (кардинальном) изменении режима седиментации («резко» выраженные трансформации источников осадочного материала и/или обстановок и условий осадконакопления).

Аналогичные примеры «резких» седиментогенных границ приведены на Рисунках 1.12-1.13, 1.17, 1.22, 1.26.

На Рисунке 3.9 показан пример резкой границы (с признаками «твёрдого дна» и следов сверления – биотурбации *Glossifungites*; то есть, поверхность перерыва в осадконакоплении, или локальной эрозии) алевролитов стратона Т (газсалинская пачка, средний-верхний турон) и трансгрессивных глауконитовых глин мярояхинской пачки (нижний коньяк).

На Рисунке 3.10 приведено отражение этой границы (кровли стратона Т) на диаграммах ГИС.

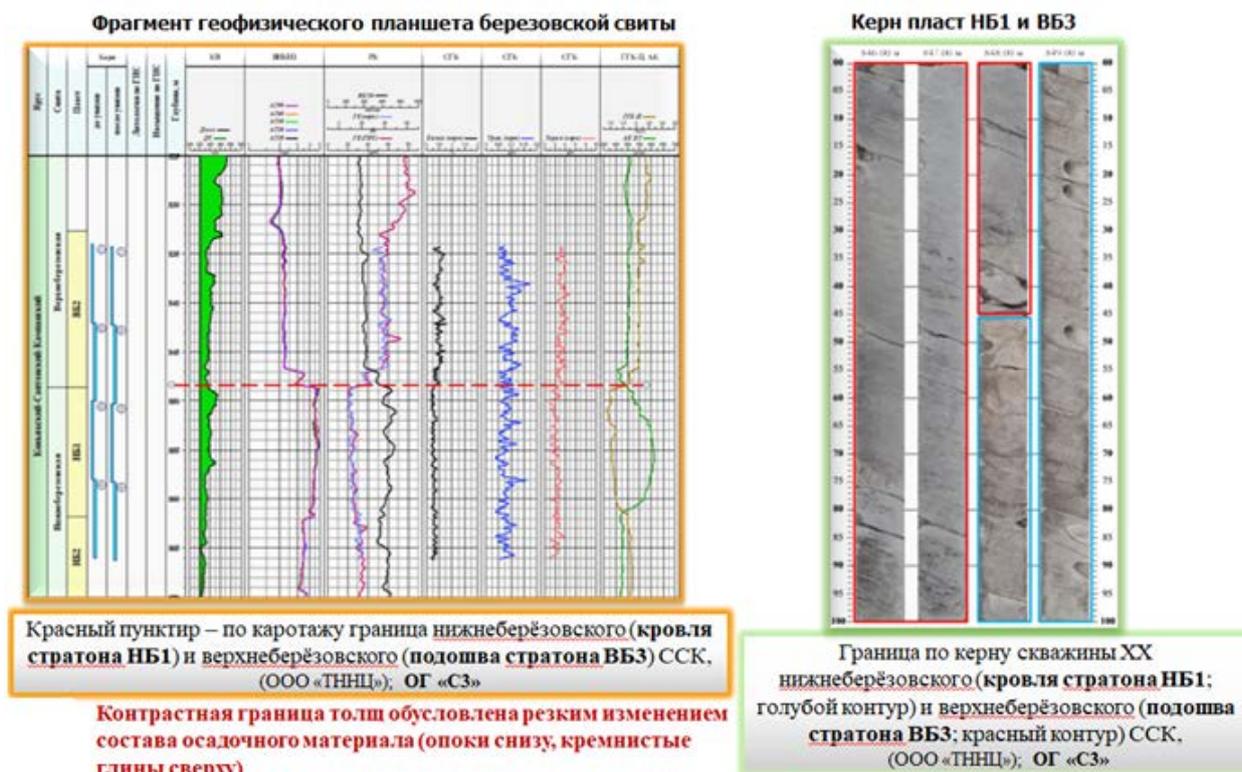


Рисунок 3.8. Примеры границы стратонов по керну и ГИС на рубеже сантона-кампана Западно-Сибирской плиты (ООО «ТНЦ»).

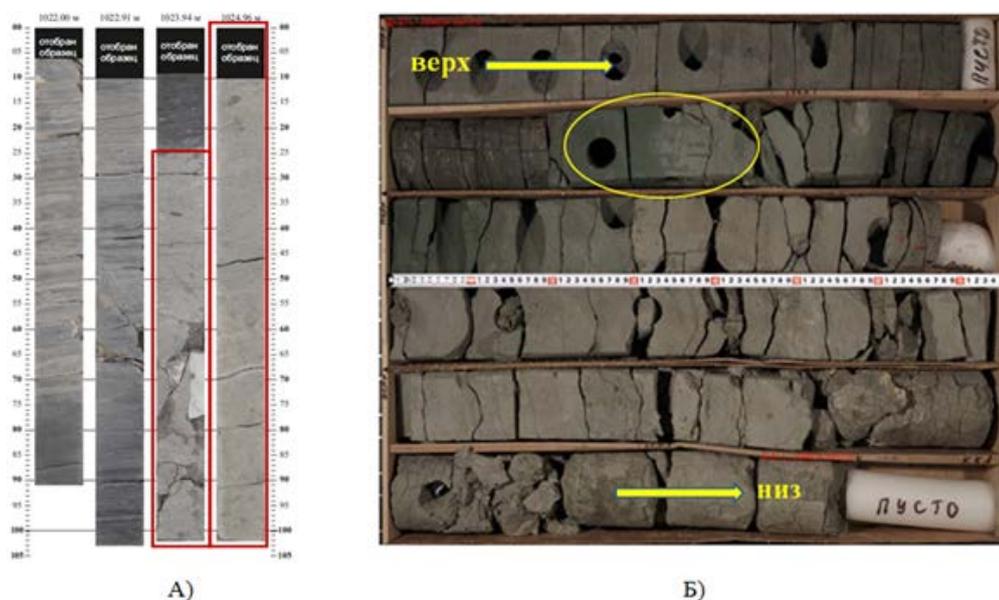


Рисунок 3.9. (А) Фото распиленного керна скважины Харампурского месторождения – инт. по бур. 1022,00-1028,00 м; красным контуром – кровля газалинской пачки. (Б) – инт. по бур. 1047,90-1052,00 м; жёлтый овал – граница газалинской и мярояхинской пачек с биотурбацией *Glossifungites* (ООО «ТНЦ»).

Резкое изменение значений каротажа (Рисунок 3.10) уверенно подтверждается значительными колебаниями данных рентгено-флуоресцентного анализа (Рисунок 3.11).

Например, значения многих компонентов для стратона ВБ2-ВБ3 в 2-3 раза выше относительно опок стратона НБ1 (Рисунок 3.11).

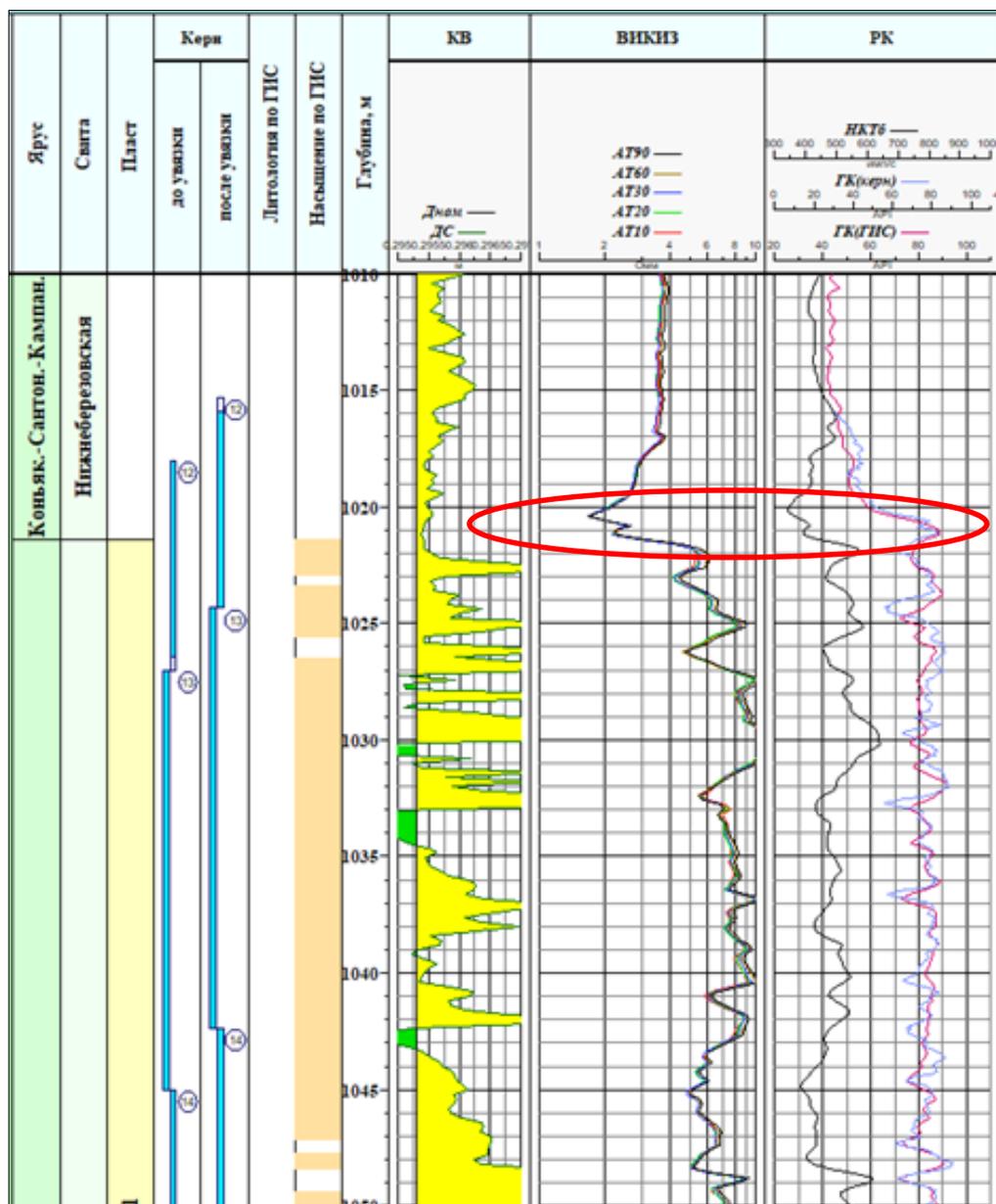


Рисунок 3.10. Фрагмент Планшета скважины Харампурского месторождения. Красным овалом отмечена зона перехода от алевролитов газсалинской пачки (внизу), через глауконит-содержащие глины мярояхинской пачки, к опоковидным глинам стратона НБ4 с резким снижением значений ГК (вверху) (ООО «ТННЦ»).

Контрастные границы (или переходы в интервале в первые десятки см) фиксируют в разрезе перерывы осадконакопления и/или субэаральную экспозицию стратона НБ1 с частичной эрозией кровли опок НБ1 (Рисунок 3.12).

В течение эпизодов регрессии прилегающие области Сибирской платформы на востоке и северо-востоке плиты испытывали, видимо, относительно восходящие движения (или

отставание в погружении), с малоамплитудным увеличением градиента наклона рельефа в сторону ЗСП (понижение базиса эрозии).

№ п/п	Лабораторный номер образца	Глубина по Бур., м	Глубина по ГИС, м	Стратиграфическая единица	Элементы																											
					Стратиграфическая единица																											
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Cr	Cu	Zn	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Ga	La	Nb	ППП			
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29				
1	8227/18	838,14	837,26	ВБ0	64,650	0,830	16,470	5,890	0,020	0,520	1,740	1,330	2,030	<0,01	0,030	0,014	0,003	0,006	0,006	0,002	0,003	0,008	0,009	0,008	0,013	0,002	0,003	0,001	6,43			
2	8244/18	840,42	839,54	ВБ0	62,530	0,860	17,360	6,340	0,030	0,480	1,830	1,270	2,060	<0,01	0,030	0,014	0,003	0,006	0,007	0,002	0,004	0,008	0,010	0,008	0,012	0,002	0,003	0,001	7,10			
3	8268/18	842,51	841,63	ВБ0	63,460	0,860	16,970	5,930	0,030	0,460	1,730	1,320	2,050	<0,01	0,030	0,014	0,003	0,006	0,006	0,002	0,004	0,008	0,009	0,008	0,013	0,002	0,003	0,001	7,06			
4	8279/18	844,53	845,62	ВБ0	30,440	0,430	7,730	35,210	1,170	1,990	1,700	0,780	2,880	0,290	0,030	0,013	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,005	0,013	0,004	0,007	0,001	0,005	0,001	17,29			
5	8293/18	846,42	847,51	ВБ0	55,27	0,75	14,63	13,34	0,31	0,86	1,76	1,18	2,26	0,290	0,030	0,014	0,003	0,005	0,005	0,002	0,003	0,007	0,010	0,007	0,011	0,002	0,004	0,001	9,469			
6	8307/18	847,54	848,63	ВБ1	69,850	0,660	12,830	6,080	0,040	0,510	1,440	1,360	2,340	<0,01	0,030	0,017	0,004	0,005	0,004	0,002	0,003	0,007	0,008	0,007	0,019	0,001	0,004	0,001	4,77			
7	8307/18	847,54	848,63	ВБ1	49,050	0,450	7,910	20,340	1,100	1,630	2,310	0,970	1,450	0,100	0,150	0,014	0,002	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,007	0,003	0,011	0,001	0,005	0,001	14,30			
7	8307/18	849,40	850,49	ВБ1	70,410	0,720	14,220	4,610	0,030	0,490	1,370	1,440	2,150	<0,01	0,030	0,015	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,008	0,007	0,007	0,019	0,001	0,003	0,001	4,45			
8	8370/18	852,48	853,57	ВБ1	66,840	0,810	16,690	4,960	0,020	0,500	1,520	2,220	2,200	<0,01	0,030	0,018	0,003	0,005	0,004	0,002	0,003	0,008	0,008	0,008	0,015	0,002	0,003	0,001	5,13			
9	8373/18	922,35	922,35	ВБ1	64,04	0,66	12,91	9,00	0,30	0,78	1,71	1,25	2,04	0,100	0,060	0,016	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,007	0,008	0,006	0,016	0,001	0,004	0,001	7,163			
9	8373/18	922,35	922,35	ВБ2	79,840	0,410	8,220	2,850	0,020	0,630	0,950	1,300	0,960	<0,01	0,020	0,018	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,017	0,005	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,83			
10	8379/18	924,41	924,41	ВБ2	74,280	0,570	10,910	4,620	0,040	0,450	1,290	1,060	1,860	<0,01	0,020	0,012	0,004	0,005	0,007	0,002	0,005	0,008	0,011	0,007	0,009	0,002	0,003	0,001	3,43			
11	8386/18	926,54	926,54	ВБ2	73,160	0,600	11,660	4,880	0,040	0,480	1,340	1,070	1,530	<0,01	0,020	0,012	0,004	0,005	0,008	0,002	0,003	0,008	0,011	0,008	0,009	0,002	0,003	0,001	5,32			
12	8389/18	927,50	927,50	ВБ2	74,530	0,320	7,390	8,140	0,010	0,630	1,050	0,830	0,230	0,670	0,020	0,011	0,003	0,004	0,005	0,002	0,001	0,007	0,010	0,009	0,008	0,001	0,004	0,001	4,10			
13	8485/18	928,42	928,42	ВБ2	80,180	0,450	8,380	3,390	0,010	0,380	0,830	0,900	0,740	<0,01	0,020	0,011	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	0,008	0,006	0,006	0,009	0,001	0,002	0,001	4,67			
14	8491/18	930,39	930,39	ВБ2	81,240	0,440	8,370	3,140	0,010	0,410	0,780	0,890	0,710	<0,01	0,020	0,016	0,002	0,005	0,004	0,002	0,003	0,008	0,006	0,006	0,009	0,001	0,003	0,001	3,91			
15	8499/18	932,42	932,42	ВБ2	77,830	0,530	9,930	3,670	0,010	0,430	0,950	0,920	0,910	<0,01	0,020	0,011	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,008	0,006	0,006	0,010	0,001	0,003	0,001	4,74			
16	17424/18	933,24	933,24	ВБ2	77,29	0,47	9,27	4,38	0,02	0,48	1,03	1,00	1,17	0,670	0,020	0,013	0,002	0,005	0,005	0,002	0,003	0,009	0,008	0,007	0,009	0,001	0,003	0,001	4,715			
16	17424/18	933,24	933,24	НБ1	90,600	0,160	3,460	1,050	<0,01	0,390	0,140	0,600	0,370	0,030	0,120	0,022	0,000	0,004	0,002	0,001	0,006	0,001	0,002	0,002	0,005	0,001	0,002	0,001	3,04			
17	8404/18	935,70	935,70	НБ1	90,030	0,180	4,160	1,450	<0,01	0,260	0,020	0,600	0,050	<0,01	0,020	0,014	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,006	0,002	0,003	0,007	0,001	0,002	0,001	3,20			
18	8423/18	937,88	937,88	НБ1	90,740	0,140	4,010	1,220	<0,01	0,210	<0,01	0,600	<0,01	<0,01	0,020	0,008	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,001	0,002	0,005	0,001	0,002	0,001	3,03			
19	8430/18	939,38	939,38	НБ1	90,46	0,16	3,88	1,24	<0,01	0,29	0,08	0,60	0,21	0,030	0,053	0,015	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,001	0,002	0,006	0,001	0,002	0,001	3,092			
19	8430/18	939,38	939,38	НБ2	77,130	0,530	10,150	3,970	0,010	0,410	0,970	0,930	0,860	<0,01	0,030	0,011	0,003	0,005	0,005	0,002	0,003	0,008	0,006	0,006	0,012	0,001	0,003	0,001	4,96			
20	8435/18	940,04	940,04	НБ2	81,130	0,420	8,370	3,020	0,010	0,380	0,700	0,880	0,520	<0,01	0,020	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,50			
21	8444/18	942,22	942,22	НБ2	81,490	0,430	8,170	2,920	0,010	0,370	0,700	0,870	0,500	<0,01	0,020	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,47			
22	8451/18	944,26	944,26	НБ2	80,450	0,450	8,620	3,140	0,010	0,370	0,640	0,860	0,480	<0,01	0,020	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,004	0,005	0,009	0,001	0,003	0,001	4,91			
23	8218/18	990,04	988,90	НБ2	80,05	0,46	8,83	3,26	0,01	0,38	0,75	0,89	0,59	<0,01	0,023	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,005	0,005	0,010	0,001	0,003	0,001	4,710			
24	8461/18	991,17	990,03	НБ4	82,960	0,350	6,770	2,330	0,010	0,460	0,650	1,130	0,780	<0,01	0,020	0,020	0,002	0,005	0,003	0,002	0,002	0,016	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,48			
25	8479/18	994,61	993,47	НБ4	80,940	0,380	7,640	2,640	0,010	0,480	0,970	1,210	0,840	<0,01	0,020	0,019	0,002	0,005	0,004	0,002	0,003	0,015	0,005	0,006	0,010	0,001	0,002	0,001	4,91			
26	2685/18	1002,90	1000,16	НБ4	80,590	0,400	8,050	2,700	0,010	0,510	1,150	1,110	0,850	<0,01	0,020	0,015	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,013	0,005	0,005	0,008	0,001	0,002	0,001	4,56			
27	2696/18	1004,62	1001,88	НБ4	77,970	0,440	9,100	3,330	0,010	0,570	1,390	1,070	1,100	<0,01	0,020	0,014	0,002	0,005	0,007	0,002	0,002	0,011	0,006	0,006	0,009	0,002	0,002	0,001	4,92			
28	2704/18	1005,36	1002,62	НБ4	75,570	0,490	9,880	3,830	0,020	0,580	1,700	1,150	1,390	<0,01	0,020	0,014	0,002	0,005	0,008	0,002	0,003	0,011	0,007	0,007	0,009	0,002	0,003	0,001	5,29			
29	2709/18	1006,12	1003,38	НБ4	79,68	0,41	8,25	2,92	0,01	0,52	1,14	1,17	0,99	<0,01	0,020	0,017	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,014	0,005	0,006	0,009	0,001	0,002	0,001	4,83			
29	2709/18	1006,12	1003,38	МБрп	58,060	0,440	10,420	11,070	0,030	2,370	2,180	0,940	3,660	4,620	0,030	0,011	0,005	0,004	0,007	0,002	0,002	0,011	0,012	0,011	0,009	0,001	0,005	0,001	6,11			
30	2712/18	1006,																														

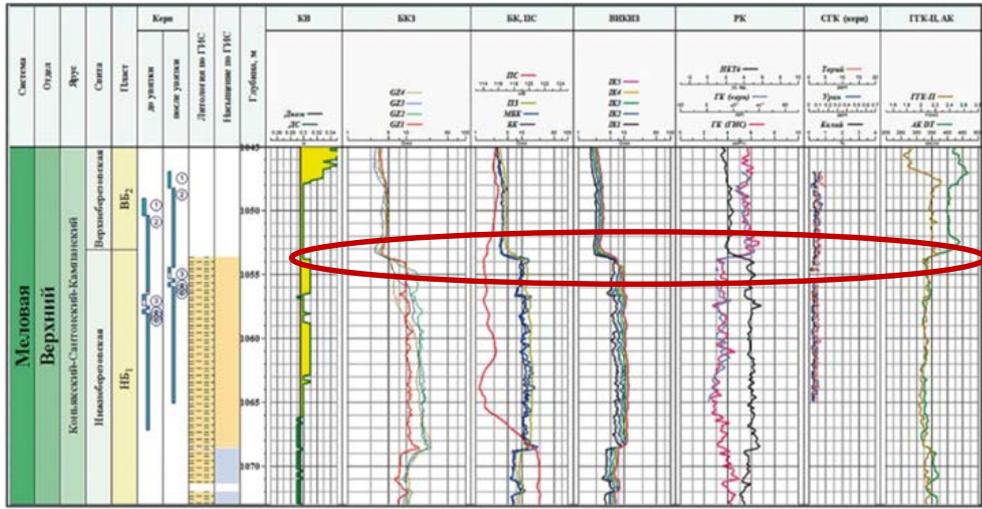


Рис. 2. Фрагмент плана скв. ХХР (север ЗСП). Граница нижней (сантон) и верхней (кампан) подсистем берёзовской свиты (1053,78 м) установлена по керну и ГИС

Рисунок 3.12. Фрагмент Планшета скважины Берегового ЛУ. Красным овалом отмечена коленообразная зона перехода от опок стратона НБ1 (внизу; верхний сантон), к кремнистым глинам стратонов ВБ2-ВБ3 (вверху; нижний кампан) (ООО «ТННЦ»).

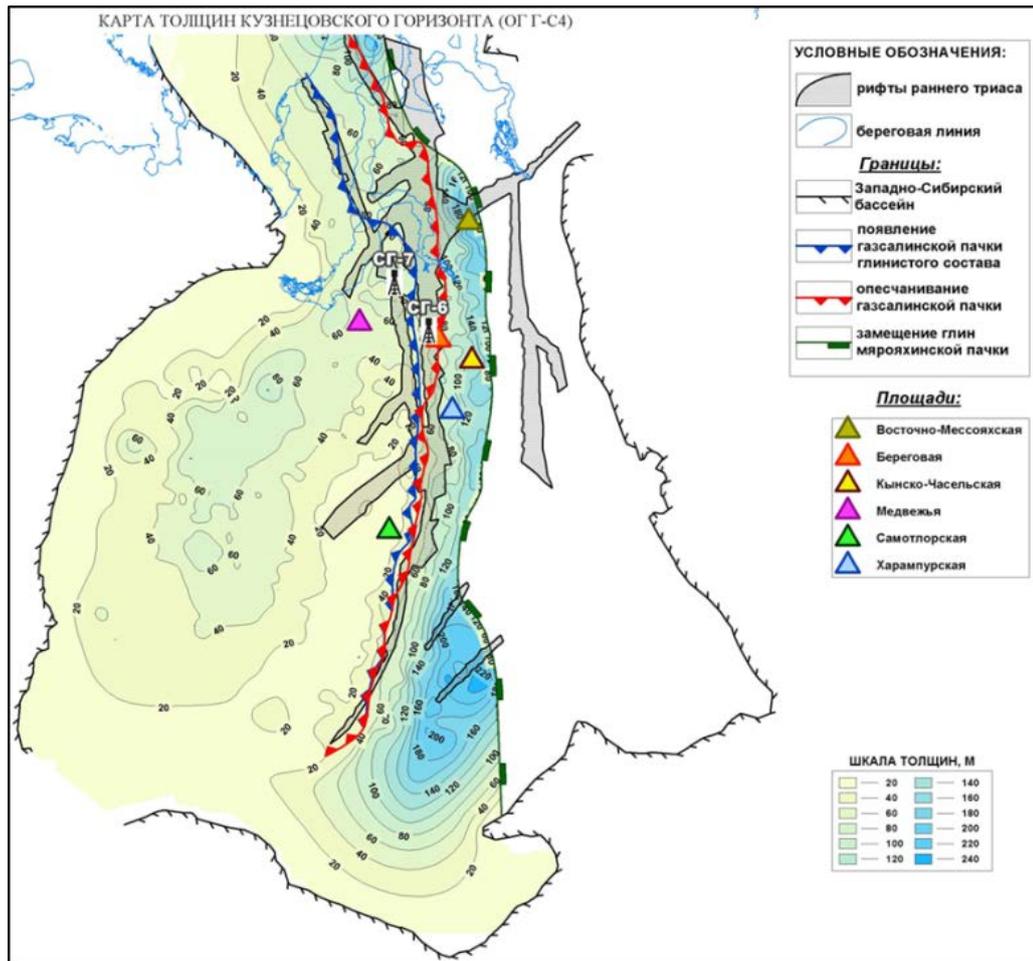
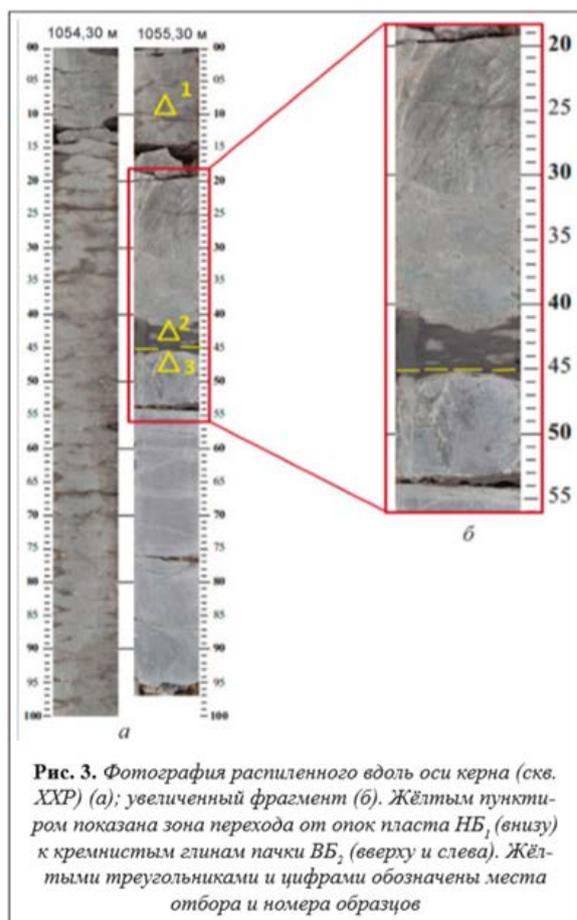
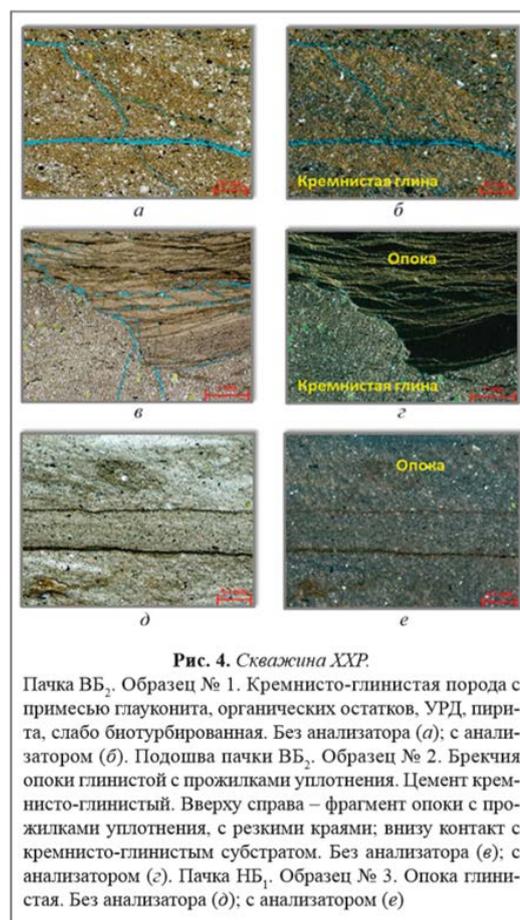


Рисунок 3.13. Карта толщин Кузнецовского горизонта. Характерна резкая (ступенеобразная) западная граница тела повышенных толщин (газсалинской пачки) с амплитудой порядка 20-40 м (ООО «ТННЦ», 2018).

На Рисунке 3.14 приведена макроскопическая характеристика (и под микроскопом) границы на рубеже сантон-кампан. Уверенно выделяются признаки эрозии в кровле стратона НБ1 с образованием дресвяно-щебневых обломков опок (не сортированных), сцементированных кремнистыми глинами (сметкитами) стратона ВБ3.



**Рис. 3.** Фотография распиленного вдоль оси керна (скв. ХХР) (а); увеличенный фрагмент (б). Жёлтым пунктиром показана зона перехода от опок пласта НБ<sub>1</sub> (внизу) к кремнистым глинам пачки ВБ<sub>2</sub> (вверху и слева). Жёлтыми треугольниками и цифрами обозначены места отбора и номера образцов



**Рис. 4.** Скважина ХХР.

Пачка ВБ<sub>2</sub>, Образец № 1. Кремнисто-глинистая порода с примесью глауконита, органических остатков, УРД, пирита, слабо биотурбированная. Без анализатора (а); с анализатором (б). Подошва пачки ВБ<sub>2</sub>, Образец № 2. Брекчия опоки глинистой с прожилками уплотнения. Цемент кремнисто-глинистый. Вверху справа – фрагмент опоки с прожилками уплотнения, с резкими краями; внизу контакт с кремнисто-глинистым субстратом. Без анализатора (в); с анализатором (г). Пачка НБ<sub>1</sub>, Образец № 3. Опока глинистая. Без анализатора (д); с анализатором (е)

Рисунок 3.14. Фрагмент фото керна (слева) скважины Берегового ЛУ. Фото шлифов в зоне перехода от опок стратона НБ1 (внизу; верхний сантон), к кремнистым глинам стратона ВБ2-ВБ3 (вверху; нижний кампан) [Кудаманов и др., 2019].

На Рисунке 3.15 – пример включения обломков кремнезёма и фосфатов (размером тысячные доли мм) в составе стратона ВБ3, установленного на Изображениях РЭМ. Рисунок 3.16 показано различие значений породообразующих и микрокомпонентов соседних стратонов по результатам РФА.

На Рисунке 3.17 приведены варианты корреляции глинисто-кремнистых отложений верхнего мела – официально существующий с 1991 года, и предлагаемый (актуализированный с учётом результатов региональных исследований). Данные проведённых работ (ООО «ТННЦ», 2015-2023) позволяют уверенно рассматривать

накопление опок стратона НБ1 (верхний сантон) синхронным на всей территории Западной Сибири.

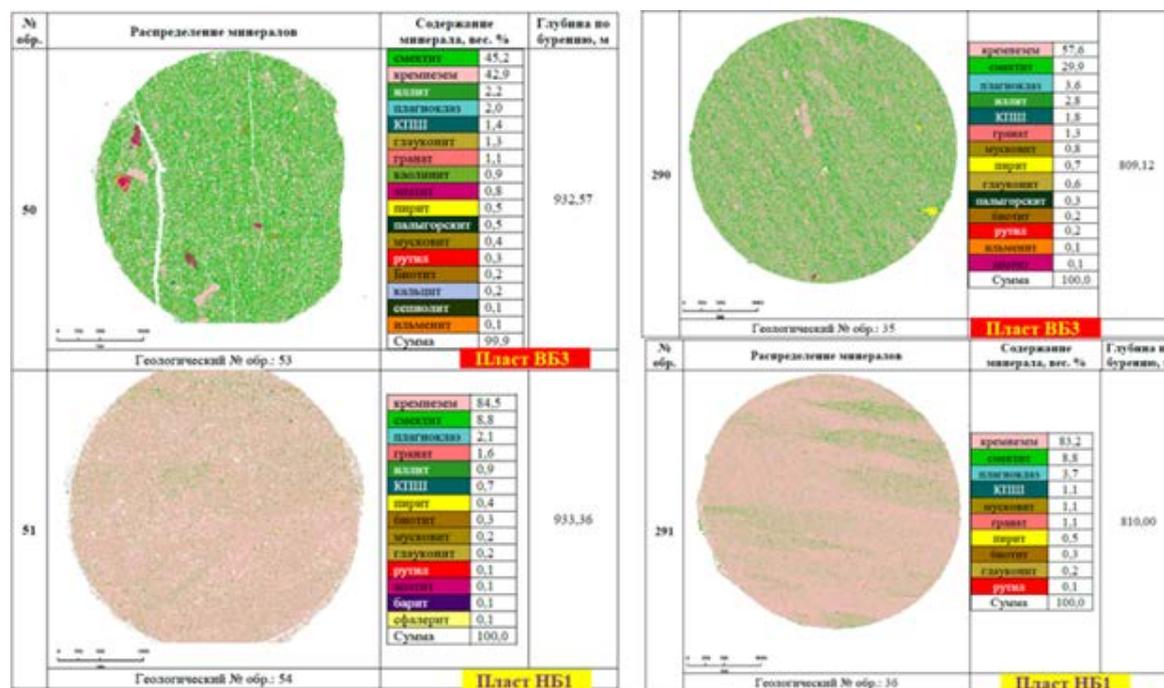


Рисунок 3.15. Результаты автоматического анализа состава пород при переходе от сантона к кампану (расстояние между точками менее 1 м), с применением точечного рентгеновского анализатора установки РЭМ (по технологии **Maps-Mineralogy**). Розовым цветом – опоки стратона НБ1 (внизу; верхний сантон); зелёным цветом – кремнистые глины стратона ВБ2-ВБ3 (вверху; нижний кампан). Хорошо видны розовые обломки опок (красных фосфатов и единичного жёлтого пирита) в зелёных глинах кампана. (ООО «ТННЦ»).

Среднее содержание химических компонентов по пластам. В скобках показано число образцов на пласт

Пласт	Толщина, м	Среднее содержание, %																				
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Cr	Cu	Zn	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Cl	ППП
ВБ <sub>2</sub> (19)	7	70,35	0,63	12,25	4,90	0,02	0,48	1,328	1,17	1,63	0,07	0,22	0,009	0,005	0,012	0,006	0,012	0,027	0,009	0,014	0,025	6,462
НБ <sub>1</sub> (33)	11	86,29	0,23	4,48	1,87	0,01	0,38	0,442	0,67	0,64	0,05	0,32	0,007	0,004	0,005	0,003	0,006	0,011	0,004	0,005	0,031	4,091

Рисунок 3.16. Усреднённые значения ряда химических параметров «соседствующих» отложений примыкающих ССК (нижнеберёзовского и верхнеберёзовского), выраженных опоками НБ1 и кремнистыми глинами ВБ2-ВБ3. (ООО «ТННЦ»).

Иначе говоря, в новом предлагаемом варианте корреляции изучаемых отложений, опоки стратона НБ1 нижеберёзовского горизонта (верхний сантон) представлены единым геологическим телом и достаточно уверенно по керновым данным и ГИС прослеживаются на большей части Западно-Сибирской плиты. Также практически доказано локальное распространение на северо-востоке и востоке алевролитов (в составе стратонов Т, НБ3 и ВБ1), формирующихся в течение эпизодов регрессий.

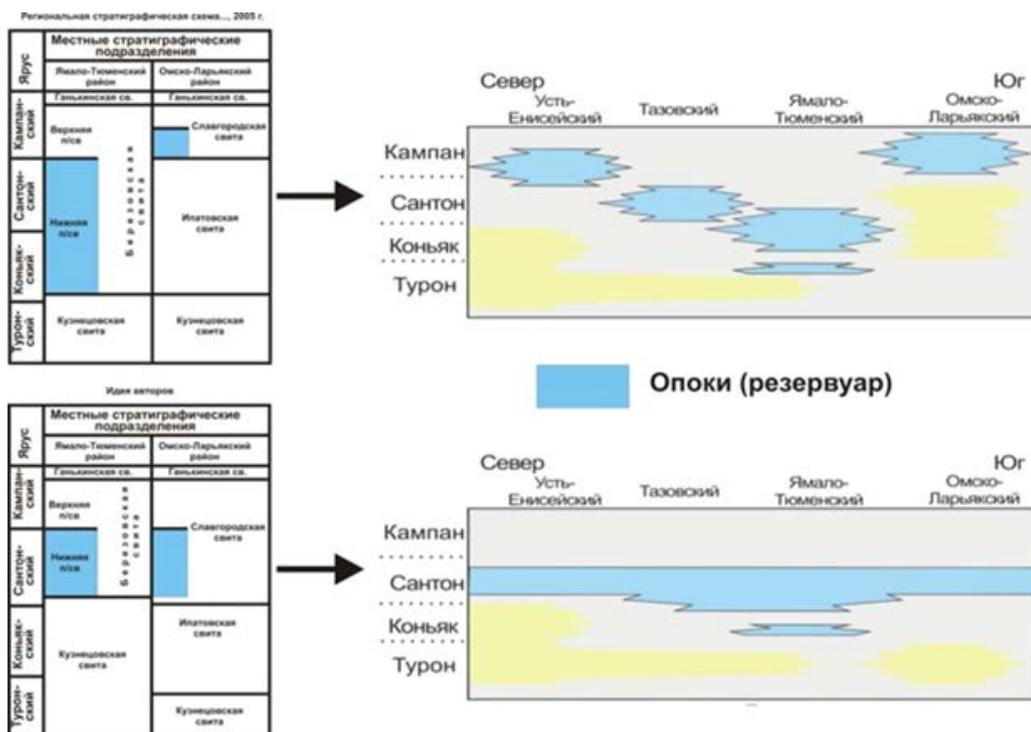


Рисунок 3.17. Варианты корреляции кремнистых отложений верхнего мела. Верх – официальный 2003 года; низ – ООО «ТННЦ», 2017 год [Агалаков, 2020].

Следовательно, в результате комплексного анализа лабораторных данных доказано индивидуальное своеобразие литолого-минералогического состава каждого стратона (с определением относительного возраста палеонтологическими методами), как результат особенностей условий их осадконакопления и породообразования (Рисунок 1.5).

## ПЕРВОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

*1. В составе толщи турон-кампанского возраста Западно-Сибирской плиты выделяются стратоны (в целом, глауконитово-сметтитового, кремнистого и кремнисто-глинистого состава), отличающиеся четко выраженными границами, а также соответствующие относительно крупным этапам развития внутриконтинентального палеобассейна, и отражающие последовательную смену условий осадконакопления, обусловившую формирование отложений различного литологического состава.*

**Глава 4. РОЛЬ ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В  
ОБРАЗОВАНИИ ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩ  
ТУРОНА-МААСТРИХТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
(ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ № 2)**

К важнейшим особенностям отложений турона-кампа верхнего мела Западной Сибири относятся следующие характеристики:

- при незначительной мощности (десятки метров) толщ/стратонов относительно равномерное распространение на площади более 2,5 млн км<sup>2</sup>;
- на фоне дефицита терригенного осадочного материала – ведущая роль процессов аутигенного минералообразования в течение десятков миллионов лет;
- при ограниченном разнообразии минералов в составе осадков – преобладание минеральной ассоциации – смектиты, гидрослюда, глауконит, ОКТ-фаза, цеолиты (аналогично комплексу «камуфлированной пирокластики Русской Платформы»);
- повсеместная примесь включений вулканического пепла алевритовой размерности (сеноман-турон-коньяк-сантон-кампан);
- проявление полигональной разрывной нарушенности;
- проявление структур распада твёрдых растворов;
- наличие трещин со следами проявления гидротермальных процессов<sup>3</sup>.

---

<sup>3</sup> При подготовке данного Раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

9. **Кудаманов А.И.**, Агалаков С.Е., Маринов В.А. К вопросу о турон-раннеконьякском осконакоплении в пределах Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ОАО "ВНИИОЭНГ", 2018. – № 7.С. 19-26. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,584; 0,5 печатных листов).

10. **Кудаманов А.И.**, Авраменко Э.Б. Некоторые аспекты седиментации турона в восточной части Западно-Сибирской плиты на примере Харампурского лицензионного участка // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2017, – № 9, С. 70-75. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,680; 0,375 печатных листов).

11. Авраменко Э.Б., Грищенко М.А., Ошняков И.О., **Кудаманов А.И.** Концептуальная геологическая модель туронских отложений на примере Харампурского месторождения Западной Сибири // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2019, – № 10, С. 82-87. (Импакт-фактор РИНЦ – ?; 0,375 печатных листов).

12. **Кудаманов А.И.**, Авраменко Э.Б. Некоторые аспекты седиментации турона в восточной части Западно-Сибирской плиты на примере Харампурского лицензионного участка // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2017, – № 9, С. 70-75. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,680; 0,375 печатных листов).

На Рисунке 1.19 показаны примеры обнаруженных новых находок пирокластики в отложениях верхнего мела Западной Сибири. Нередкие знаки мелкоалевритовой размерности обломков рогульчатых, пузырчатых вулканических стёкол, угловатых и остроугольных обломков кварца, полевых шпатов – прямые признаки вклада тонкой пирокластики пепловых облаков удалённого происхождения в осадконакопление глинисто-кремнистых отложений верхнего мела Западной Сибири.

Как уже было сказано раньше, глинисто-кремнистые отложения верхнего мела Западной Сибири представлены преимущественно комплексом (ассоциацией) аутигенных минералов – смектитами (бентонитоподобными глинами), аморфным кремнезёмом (опал-кристобалит-тридимит – ОКТ-фаза), глауконитом, цеолитами. По сути, данный комплекс аналогичен парагенезу «камуфлированной пирокластики», установленной в сеноне (сантоне-кампане) на Русской платформе (РП) [Япаскурт, 2000; Зорина и др., 2013].

Кроме того, отмечается заметная (иногда значительная) примесь обломочного кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов (частично аутигенных), примесь пирита, иногда карбонатов (доломита, сидерита, анкерита и родохрозита).

Под микроскопом и на Изображениях в Растровом Электронном Микроскопе (РЭМ) установлены структуры твёрдого распада, образованные в процессе обезвоживания неравновесной поликомпонентной системы иловых осадков (коллоидов, по сути) и «расщепления» на более устойчивые минеральные фазы (глауконит, опал, смектиты, цеолиты и пр.) (Рисунки 4.1-4.4).

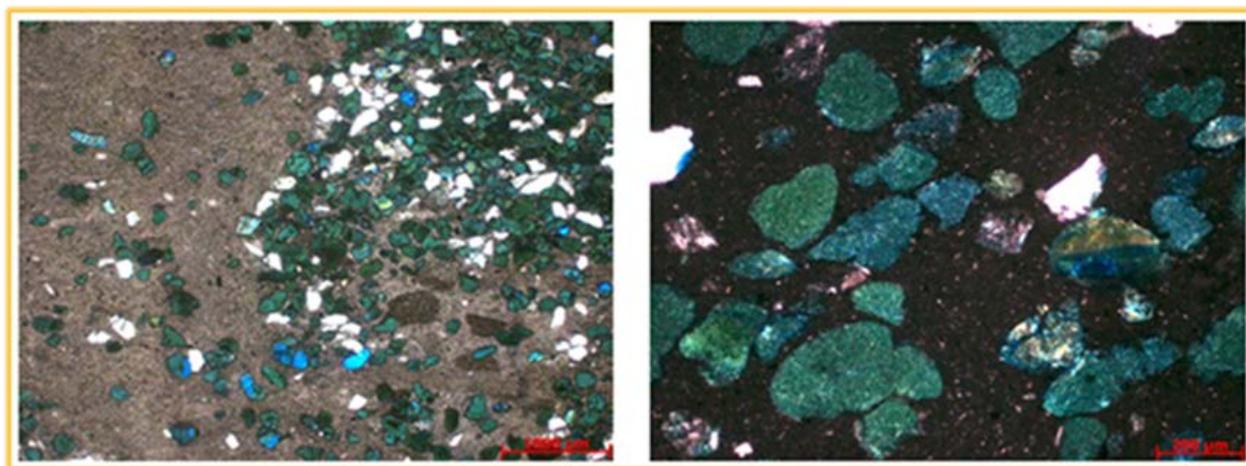


Рисунок 4.1. Фото шлифов. Опока слабо глинистая, с многочисленной примесью микроконкреций глауконита, с рассеянной примесью обломочного материала.

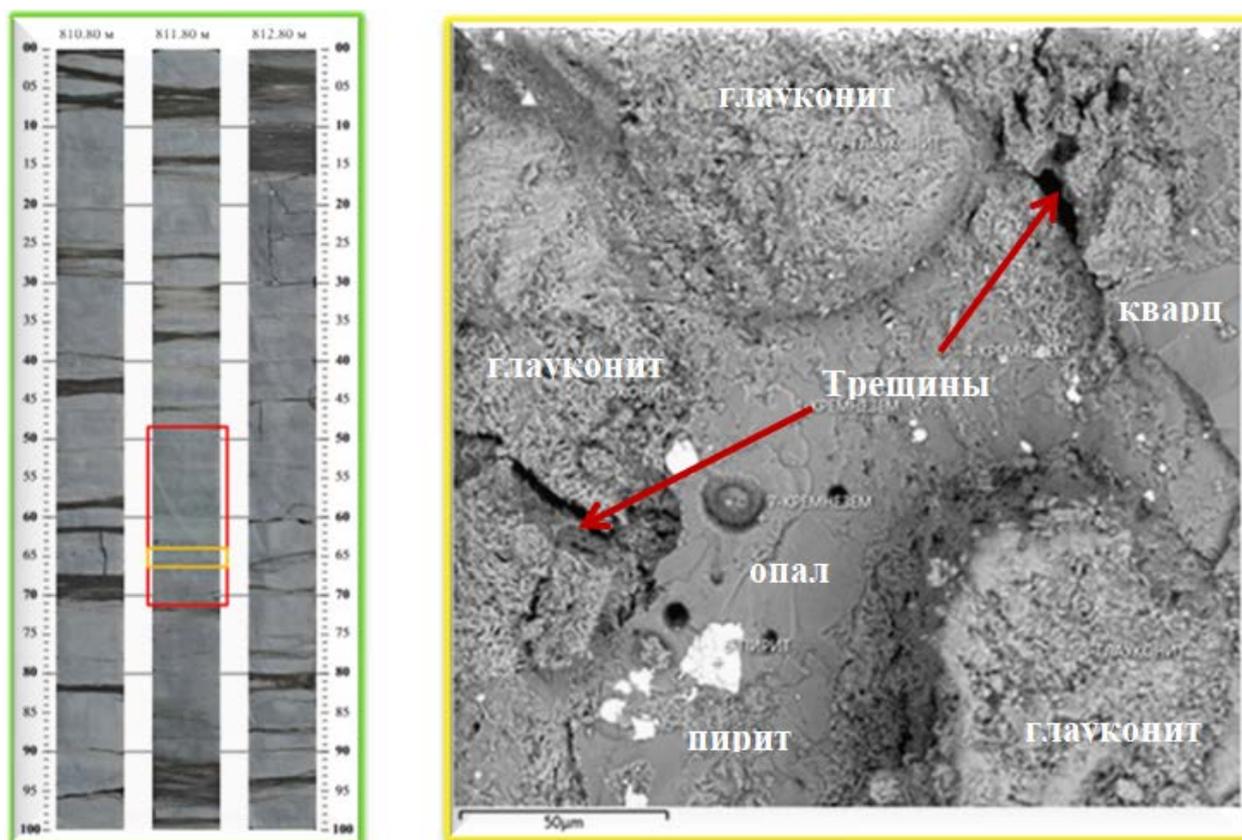


Рисунок 4.2. Фото керна опок стратона НБ1 в дневном свете (слева). Красный контур отмечает прослой «глауконит-глинисто-кремневых пород зеленовато-серых»; жёлтый контур – место отбора образца. Изображение РЭМ (справа; стратон НБ1). Опока с примесью глауконита и обломочного материала. Трещины (усыхания) внутри зёрен глауконита (ООО «ТННЦ»).

Первыми выделяются из коллоида микроконкреции глауконита, затем смектиты. Дальнейшая потеря растворителя (воды) приводит к сжатию остаточного субстрата и, вероятно, к образованию трещин усыхания на поверхности микроконкреций глауконита (Рисунок 4.2).

Остаточный коллоид представлен исключительно аморфным кремнезёмом, цементирующим выделения (до 0,1 мм и больше) глауконита (Рисунок 21), или глинисто-кремнистым агрегатом (Рисунок 4.3) с размером визуально недиагностируемых индивидов не более 3 мкм (см. Рисунок 1.8, 1.31-1.32).

**Отношение  $(Fe+Mn)/Ti$**  в геологической литературе называется «модуль Страхова» в честь Николая Михайловича Страхова, предложившего к использованию это отношение. Значения модуля более 25 указывают, что на осадконакопление оказывали влияние гидротермально-вулканогенные процессы (вплоть до образования осадочных руд).

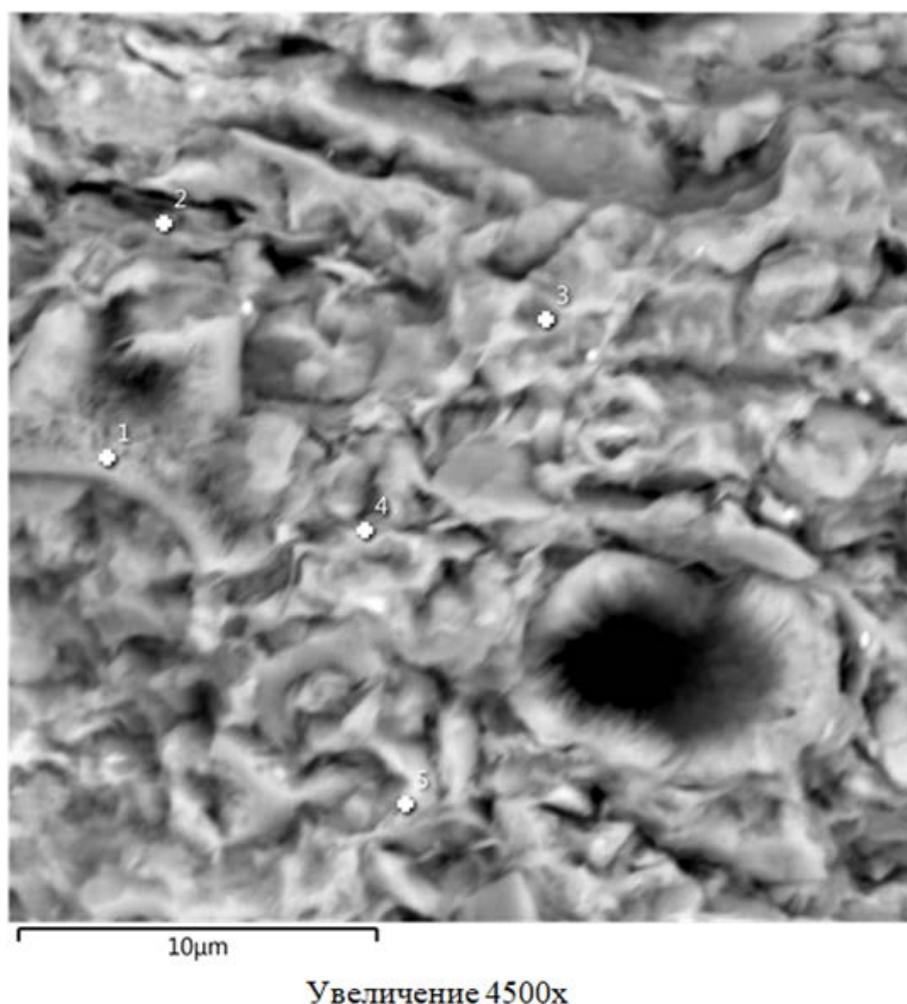


Рисунок 4.3. Изображение РЭМ. Кремнезём хлопьевидной формы, с вкраплениями смектита-иллита. Срез трубчатого скелетного остатка диатомеи ( $\varnothing$  7,5 мкм). Точки наблюдения 1, 3, 5 – кремнезём; 2, 4 – смектит-иллит (ООО «ТННЦ»).

В глинисто-кремнистых отложениях верхнего мела Западной Сибири модуль Страхова (более 25) «срабатывает» для двух объектов – для глауконитовых глин (трансгрессивные этапы) и для конкреций и слоёв сидеритолитов (как правило, эпизоды регрессий, но не всегда). Т.е., для стратонов разного генезиса (разные геохимические условия). Рассмотренные глауконит-кремневые породы стратона НБ1 (Рисунок 4,1) характеризуются значением модуля Страхова 26,84.

Наряду с глауконитово-кремневыми отложениями НБ1 установлены глауконитово-глинистые породы, например, мярояхинской пачки (Рисунок 4.4; модуль Страхова равен 25,23). В составе глин мярояхинской пачки абсолютно преобладают смектиты, частично трансформированные в гидрослюда (иллит), зачастую обогащённые аутигенным глауконитом, что свидетельствует о значительном (если не определяющем) влиянии вулканогенно-гидротермальных проявлений (фемической направленности).

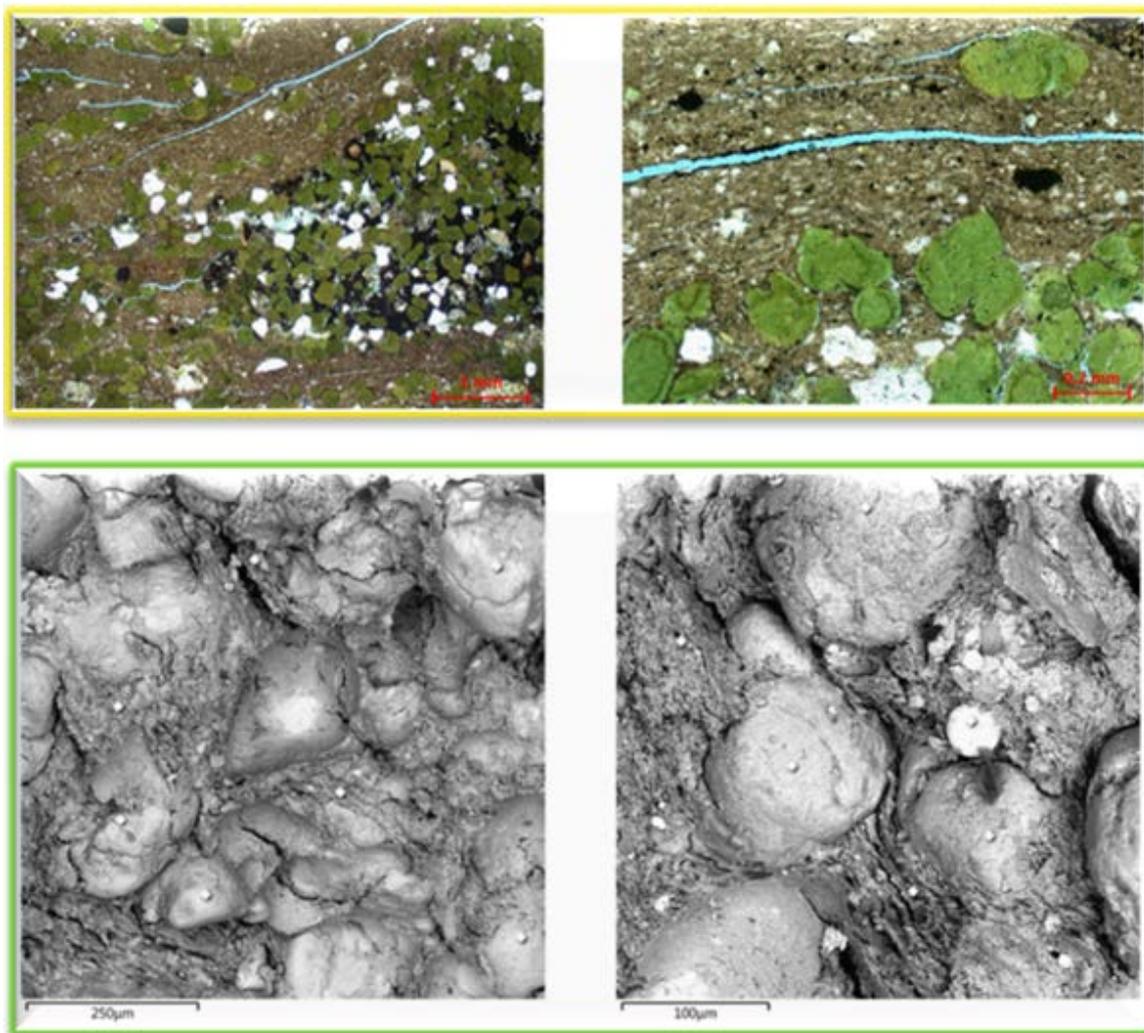


Рисунок 4.4. Верх – фото шлифов – мярояхинская пачка (ранний коньяк), глауконит-глинистые отложения; значение модуля Страхова составляет 25,23. Низ – Изображения РЭМ (тот же образец) (ООО «ТННЦ»).

На Рисунке 4.5 показаны стратоны (столбец 4) коньяк-сантонского (красный контур) и кампанского (зелёный контур) возраста.

Красным и розовым отмечены повышенные значения параметров; жёлтым – низкие значения. Строки голубой окраски – средние значения для отдельных стратонов. Цифрами желтого цвета (справа) показаны значения модуля Страхова – (железо+марганец)/титан. Видно, что для сидеритолитов (значения  $Fe_2O_3$  – 35,210 и 20,340) значения модуля Страхова гораздо более высокие (иногда они достигают значений 300-400).

На Рисунке 4.5 наглядно выражается эволюция химизма среды в процессе осадконакопления толщ верхнего мела Западной Сибири. Так, в коньяке-сантоне – снизу вверх растёт доля кремнезёма, при этом доли титана, глинозёма и железа убывают. От подошвы к кровле в кампане – наоборот, доля кремнезёма снижается, доли титана, глинозёма и железа увеличиваются. Состав нижнеконьякской мярояхинской пачки

аналогичен составу кампанского возраста (что свидетельствует о подобии условий седиментации).

Стратиграфическая единица	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Cr	Cu	Zn	Pb	Ni	Sr	V	Rb	Zr	Ga	La	Nb	ППП
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
В50	64,650	0,830	16,470	5,890	0,020	0,520	1,740	1,330	2,030	<0,01	0,030	0,014	0,003	0,006	0,006	0,002	0,003	0,008	0,009	0,008	0,013	0,002	0,003	0,001	6,43
В50	62,530	0,860	17,360	6,340	0,030	0,480	1,850	1,270	2,060	<0,01	0,030	0,014	0,003	0,006	0,007	0,002	0,004	0,008	0,010	0,008	0,012	0,002	0,003	0,001	7,10
В50	63,460	0,860	16,970	5,930	0,030	0,460	1,750	1,320	2,050	<0,01	0,030	0,014	0,003	0,006	0,006	0,002	0,004	0,008	0,009	0,008	0,013	0,002	0,003	0,001	7,06
В50	30,440	0,430	7,730	35,210	1,170	1,990	1,700	0,780	2,880	0,290	0,030	0,013	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,005	0,013	0,004	0,007	0,001	0,005	0,001	17,29
В50	55,27	0,75	14,63	13,34	0,31	0,86	1,76	1,18	2,26	0,290	0,030	0,014	0,003	0,005	0,005	0,002	0,003	0,007	0,010	0,007	0,011	0,002	0,004	0,001	9,469
ВБ1	69,850	0,660	12,830	6,080	0,040	0,510	1,440	1,360	2,340	<0,01	0,030	0,017	0,004	0,005	0,004	0,002	0,003	0,007	0,008	0,007	0,019	0,001	0,004	0,001	4,77
ВБ1	49,050	0,450	7,910	20,340	1,100	1,630	2,510	0,970	1,450	0,100	0,030	0,014	0,002	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,007	0,003	0,011	0,001	0,005	0,001	14,30
ВБ1	70,410	0,720	14,220	4,610	0,030	0,490	1,370	1,440	2,150	<0,01	0,030	0,015	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,008	0,007	0,007	0,019	0,001	0,003	0,001	4,43
ВБ1	66,840	0,810	16,690	4,960	0,020	0,500	1,520	1,220	2,200	<0,01	0,030	0,018	0,003	0,005	0,004	0,002	0,003	0,008	0,008	0,008	0,015	0,002	0,003	0,001	5,13
ВБ1	64,04	0,66	12,91	9,00	0,30	0,78	1,71	1,25	2,04	0,100	0,060	0,016	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,007	0,008	0,006	0,016	0,001	0,004	0,001	7,163
ВБ2	79,840	0,410	8,220	2,850	0,020	0,530	0,950	1,300	0,960	<0,01	0,020	0,018	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,017	0,005	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,83
ВБ2	74,280	0,570	10,910	4,620	0,040	0,450	1,290	1,060	1,260	<0,01	0,020	0,012	0,003	0,005	0,007	0,002	0,005	0,008	0,011	0,007	0,009	0,002	0,003	0,001	5,43
ВБ2	73,160	0,600	11,660	4,880	0,040	0,480	1,340	1,070	1,350	<0,01	0,020	0,012	0,003	0,005	0,008	0,002	0,003	0,008	0,011	0,008	0,009	0,002	0,003	0,001	5,32
ВБ2	74,530	0,320	7,390	8,140	0,010	0,650	1,050	0,830	2,230	0,670	0,020	0,011	0,003	0,004	0,005	0,002	0,001	0,007	0,010	0,009	0,008	0,001	0,004	0,001	5,10
ВБ2	75,45	0,48	9,55	5,12	0,028	0,53	1,16	1,065	1,450	0,670	0,020	0,013	0,003	0,005	0,006	0,002	0,003	0,010	0,009	0,007	0,009	0,001	0,003	0,001	4,92
ВБ3	80,180	0,450	8,380	3,390	0,010	0,380	0,830	0,900	0,740	<0,01	0,020	0,011	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	0,008	0,006	0,006	0,009	0,001	0,002	0,001	4,67
ВБ3	81,240	0,440	8,370	3,140	0,010	0,410	0,780	0,890	0,710	<0,01	0,020	0,016	0,002	0,005	0,004	0,002	0,003	0,008	0,006	0,006	0,009	0,001	0,003	0,001	3,91
ВБ3	77,830	0,530	9,930	3,670	0,010	0,430	0,950	0,920	0,910	<0,01	0,020	0,011	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,008	0,006	0,006	0,010	0,001	0,003	0,001	4,74
ВБ3	79,75	0,47	8,89	3,40	0,010	0,41	0,85	0,90	0,79	<0,01	0,020	0,012	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,008	0,006	0,006	0,009	0,001	0,003	0,001	4,44
НБ1	90,600	0,160	3,460	1,050	<0,01	0,390	0,140	0,600	0,370	0,030	0,120	0,022	0,000	0,004	0,001	0,002	0,001	0,006	0,001	0,002	0,005	0,001	0,002	0,001	3,04
НБ1	90,030	0,180	4,160	1,450	<0,01	0,260	0,020	0,600	0,050	<0,01	0,020	0,014	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,006	0,002	0,003	0,007	0,001	0,002	0,001	3,20
НБ1	90,740	0,140	4,010	1,220	<0,01	0,210	<0,01	0,600	<0,01	<0,01	0,020	0,008	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,001	0,002	0,005	0,001	0,002	0,001	3,03
НБ1	90,46	0,16	3,88	1,24	<0,01	0,29	0,08	0,60	0,21	0,030	0,053	0,015	0,001	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,001	0,002	0,006	0,001	0,002	0,001	3,092
НБ2	77,130	0,530	10,150	3,970	0,010	0,410	0,970	0,930	0,860	<0,01	0,030	0,011	0,003	0,005	0,005	0,002	0,003	0,008	0,006	0,006	0,012	0,001	0,003	0,001	4,96
НБ2	81,130	0,420	8,370	3,020	0,010	0,380	0,700	0,880	0,520	<0,01	0,020	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,50
НБ2	81,490	0,430	8,170	2,920	0,010	0,370	0,700	0,870	0,500	<0,01	0,020	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,47
НБ2	80,450	0,450	8,620	3,140	0,010	0,370	0,640	0,860	0,480	<0,01	0,020	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,004	0,005	0,009	0,001	0,003	0,001	4,91
НБ2	80,05	0,46	8,83	3,26	0,01	0,38	0,75	0,89	0,59	<0,01	0,023	0,010	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,007	0,005	0,005	0,010	0,001	0,003	0,001	4,710
НБ4	82,960	0,350	6,770	2,330	0,010	0,460	0,650	1,130	0,780	<0,01	0,020	0,020	0,002	0,005	0,003	0,002	0,002	0,016	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,48
НБ4	80,020	0,420	8,030	2,710	0,020	0,490	0,950	1,350	1,000	<0,01	0,020	0,019	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,018	0,005	0,006	0,010	0,001	0,002	0,001	4,91
НБ4	80,940	0,380	7,640	2,640	0,010	0,480	0,970	1,210	0,840	<0,01	0,020	0,019	0,002	0,005	0,004	0,002	0,003	0,015	0,004	0,005	0,009	0,001	0,002	0,001	4,80
НБ4	80,590	0,400	8,050	2,700	0,010	0,510	1,150	1,110	0,850	<0,01	0,020	0,015	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,013	0,005	0,005	0,008	0,001	0,002	0,001	4,56
НБ4	77,970	0,440	9,100	3,330	0,010	0,570	1,390	1,070	1,100	<0,01	0,020	0,014	0,002	0,005	0,007	0,002	0,002	0,011	0,006	0,006	0,009	0,002	0,002	0,001	4,92
НБ4	75,570	0,490	9,880	3,830	0,020	0,580	1,700	1,150	1,390	<0,01	0,020	0,014	0,002	0,005	0,008	0,002	0,003	0,011	0,007	0,007	0,009	0,002	0,003	0,001	5,29
НБ4	79,68	0,41	8,25	2,92	0,01	0,52	1,14	1,17	0,99	<0,01	0,020	0,017	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,014	0,005	0,006	0,009	0,001	0,002	0,001	4,83
Мэра	58,060	0,440	10,420	11,070	0,030	2,370	2,180	0,940	3,660	4,620	0,030	0,011	0,005	0,004	0,007	0,002	0,002	0,011	0,012	0,011	0,009	0,001	0,005	0,001	6,11
Мэра	63,780	0,550	10,750	10,490	0,020	1,040	2,010	1,040	3,710	1,680	0,030	0,012	0,005	0,004	0,005	0,002	0,002	0,008	0,013	0,012	0,013	0,002	0,004	0,001	4,82
Мэра	60,92	0,50	10,59	10,78	0,03	1,71	2,10	0,99	3,69	3,150	0,030	0,012	0,005	0,004	0,006	0,002	0,002	0,010	0,012	0,012	0,011	0,001	0,004	0,001	5,46

Рисунок 4.5. Фрагмент Таблицы результатов рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) отложений коньяк-кампанского возраста. Слева – стратоны; жёлтый цвет – пониженные значения компонентов; жёлтые числа (справа) – значения модуля Страхова (ООО «ТНЦ»).

Вывод о накоплении конденсированных высоко дисперсных осадков верхнего мела ЗСП изначально в виде сложных органо-минеральных илов (коллоидов) [Емельянов, 1998], как уже было сказано, подтверждается результатами изучения пород в РЭМ по технологии **Maps-Mineralogy** (Рисунок 4.6-4.8).

Например, в поле сканирования ( $\varnothing$  3 мм, с шагом точечного анализатора в 1 мкм, с использованием принятой легенды) для кровли стратона НБ2 показано (Рисунок 4.6) преобладание кремнезёма (48 %) и смектитов (36 %), с примесью ПШ (в сумме более 5 %), иллита и мусковита (более 6 %).

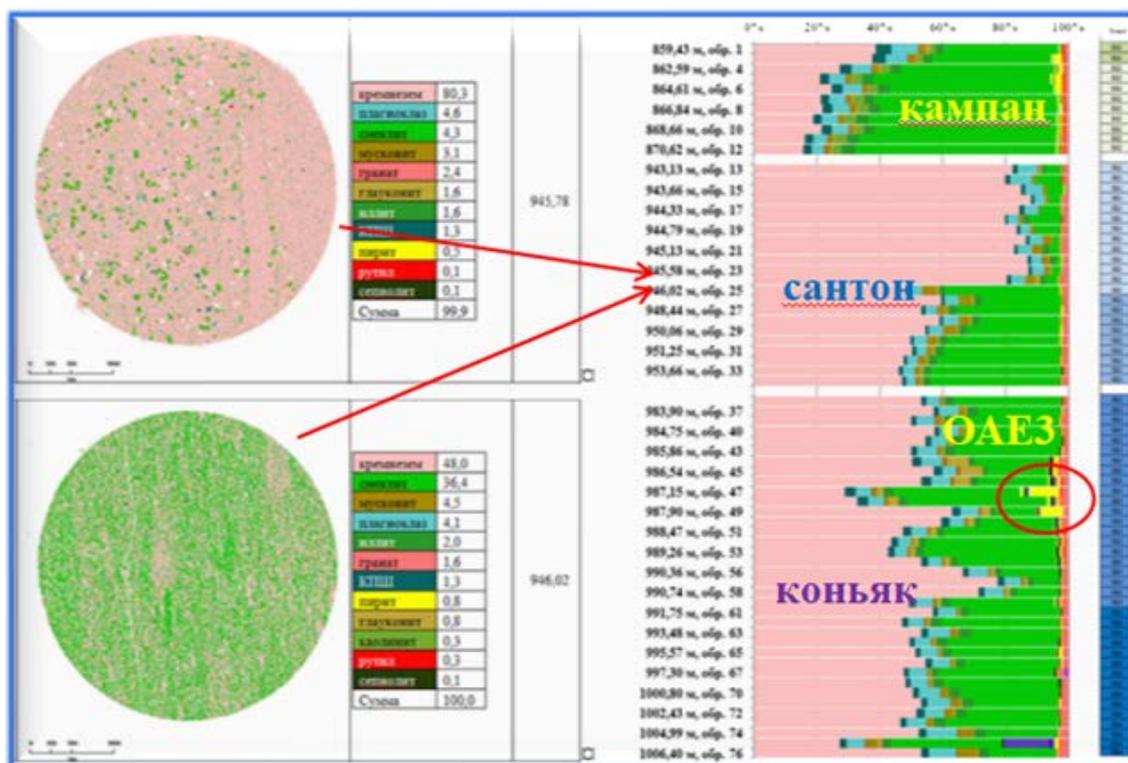


Рисунок 4.6. Распределение минералов в кровле стратона НБ2 (глубина 946,02 м) и в подошве стратона НБ1 (глубина 945,78 м). В кровле коньяка (красный овал) – аномалия пирита, вероятно, отражающая Событие ОАЕЗ (ООО «ТННЦ»).

Индивиды кремнезёма и смектитов образуют линзовидные сгущения (менее 0,005-0,010 мм). Линзовидные обособления с преобладанием разных компонентов являются реликтовым отражением (тенью) ведущей роли того или иного вещества на время седиментации, и/или следов слабой переработки процессами волнения/течения.

Возможности РЭМ (точечный анализатор) позволяют установить различный химический состав в соседних точках, на уровне 1-5 мкм. Но морфология обособлений (кремнезём, ГМ) не имеет характерных кристаллографических признаков. Другими словами, в соседних точках наблюдается различие вещества по химическому составу, но диагностировать минералы по кристаллической структуре нет возможности. В итоге сканирования получена картина распределения минеральных индивидов размером 0,001-0,003 мм. Аналогичная картина одновозрастных отложений повторяется (тиражируется) на большей части территории Западной Сибири (порядка 2,5 млн. км<sup>2</sup>).

Дополнительно, по данным ФИП/РЭМ (*Фокусированный Ионный Пучок / в Растровом Электронном Микроскопе*; Рисунок 1.38), с применением технологии *Maps-Mineralogy*, наглядно показано различие масштабов и морфологии пустотного пространства в опоках Харампурского (верхняя строка) и Берегового (нижняя строка) ЛУ.

В результате исследований керна по методике ФИП/РЭМ проведена оценка вариаций фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) в опоках стратона НБ1 в пределах ЗСП, и построен схематический разрез (Рисунок 1.39).

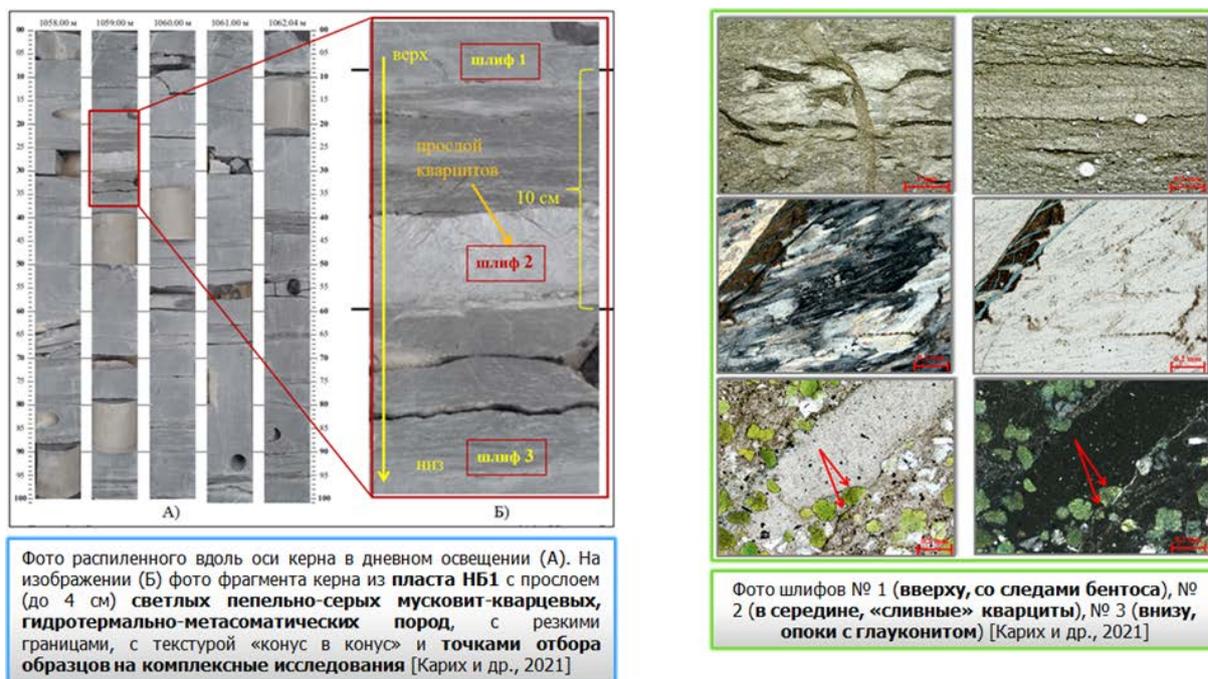


Рисунок 4.7. Следы проявления гидротерм в опоках стратона НБ1 (жилы мусковит-кварцевых гидротермально-метасоматических пород), как результат постсантонской активизации рифтовых разломов (аналогично СОХ) [Карих, Кудаманов, 2021].

Важно отметить, что по состоянию изученности на 2020 год – некачественный коллектор в опоках стратона НБ1 установлен на Береговом месторождении и, частично, КЧЛУ; средний по качеству коллектор – на Русском ЛУ и, частично, КЧЛУ. Иначе говоря, ухудшение ФЕС стратона НБ1 происходит в северо-восточном направлении (Рисунок 1.39). Что, возможно, связано с повышенной степенью литогенеза опок за счёт дополнительного теплового потока, например, в зоне Колтогорско-Уренгойских рифтов в течение эпизодов их активизации.

*С учётом гигантской площади распространения и незначительной глубины (не более 100 м в центральной части) позднемелового Западно-Сибирского моря, предполагать ведущую (значительную) роль терригенных источников осадочного материала, по крайней мере, нелогично.*

Дополнительно, отметим, что в процессе региональных работ были выявлены следы гидротермально-метасоматического воздействия на уже литифицированные отложения верхнего мела глинисто-кремнистого состава (Рисунки 4.7-4.8), как минимум в постсантонское время.

### Изображение РЭМ – Жильный кварцит

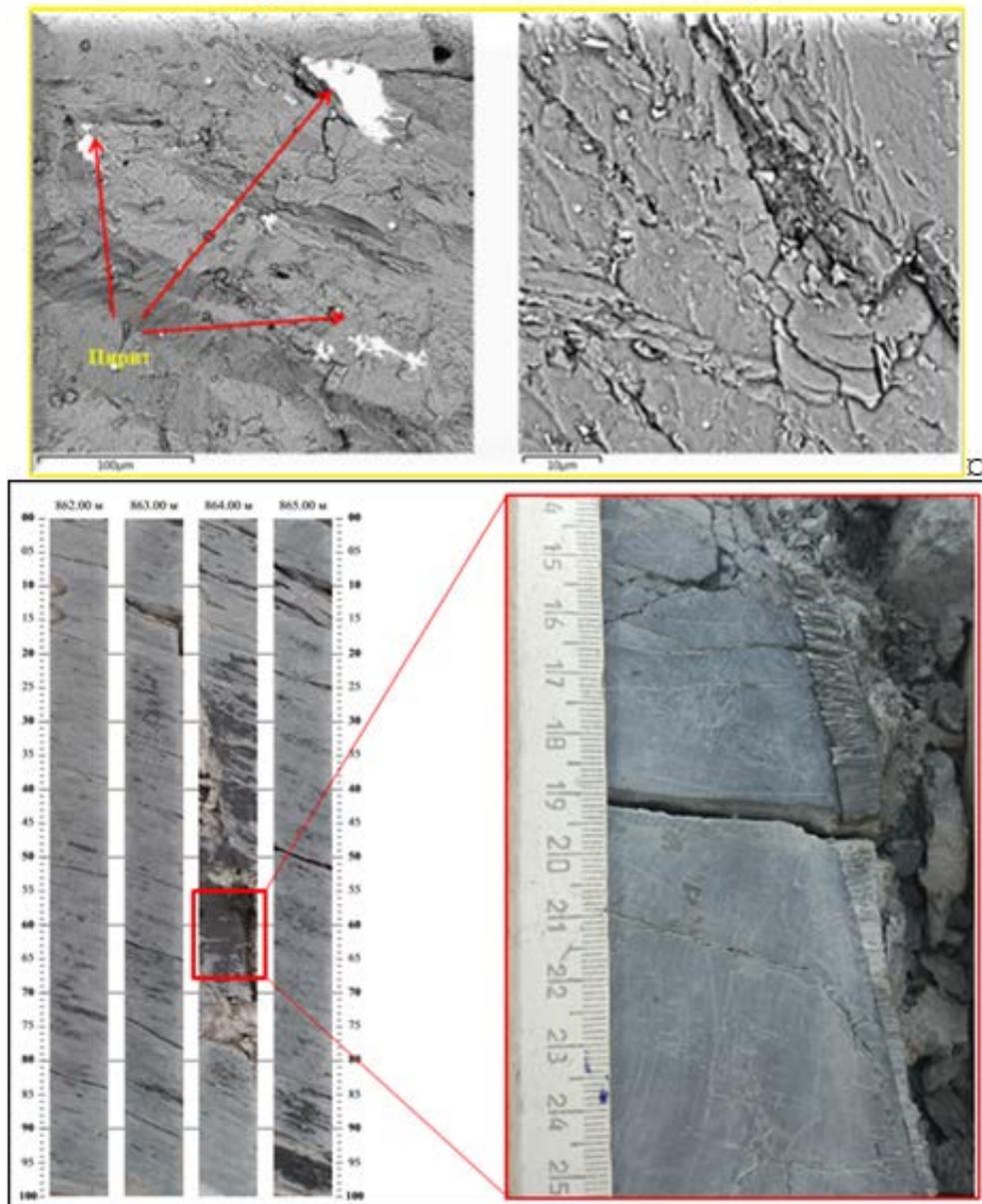


Рисунок 4.8. Верх – Изображения РЭМ – массивный жильный кварцит. Низ (Рисунок 1.45) – фото керна, Ван-Еганский ЛУ; стратон НБ2. Диагональная жила кварцита с фунтиковой текстурой (ООО «ТННЦ»).

Под *гидротермальной деятельностью* понимается циркуляция нагретых газожидких, преимущественно водных растворов по трещинам и порам горных пород [Петров и др., 2016].

На основе представлений об уровнях организации вещества система иерархических подразделений позволяет выделить в организации вещества *гидротермально-метасоматических* (ГМ) образований три уровня: первый – *гидротермальные минералы*; второй – *статистически устойчивые ассоциации гидротермальных минералов*,

определяющие видовую принадлежность гидротермалитов (ГМ породы); третий – ГМФ (*гидротермально-метасоматические формации*) как природные ассоциации ГМ пород. [Петров и др., 2016]

Следы гидротермально-метасоматического изменения, например, юрских пород ЗСП и результаты их изучения неоднократно были опубликованы раньше, например [Сердюк и др., 2008; Коробов и др., 2015, 2017] – *для верхнемеловой части разреза ЗСП подобную информацию обнаружить не удалось.*

Таким образом, наряду с вкладом минеральной ассоциации, аналогичной комплексу «камуфлированной пирокластики», в осадконакопление глинисто-кремнистых отложений верхнего мела Западной Сибири, можно допустить влияние на породообразование подводных гидротерм при активизации рифтовых систем.

## ВТОРОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

*2. Значительная роль кремневого вещества в составе отложений коньяка-кампа Западно-Сибирской плиты, региональное распространение и особенности строения этих толщ, а также синхронность их накопления с проявлением интенсивных кремнекислых извержений крупных магматических провинций, свидетельствуют, по всей видимости, о влиянии вулканогенно-гидротермальных процессов на седиментацию и породообразование исследуемых верхнемеловых глинисто-кремнистых пород одной из крупнейших нефтегазоносных провинций.*

## Глава 5. ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ № 3)

**Цикл** — законченный виток спирали развития (в том числе, геологического). В геологии и геофизике (и не только) известны многие циклы в широком диапазоне (Рисунок 5.1).<sup>4</sup>

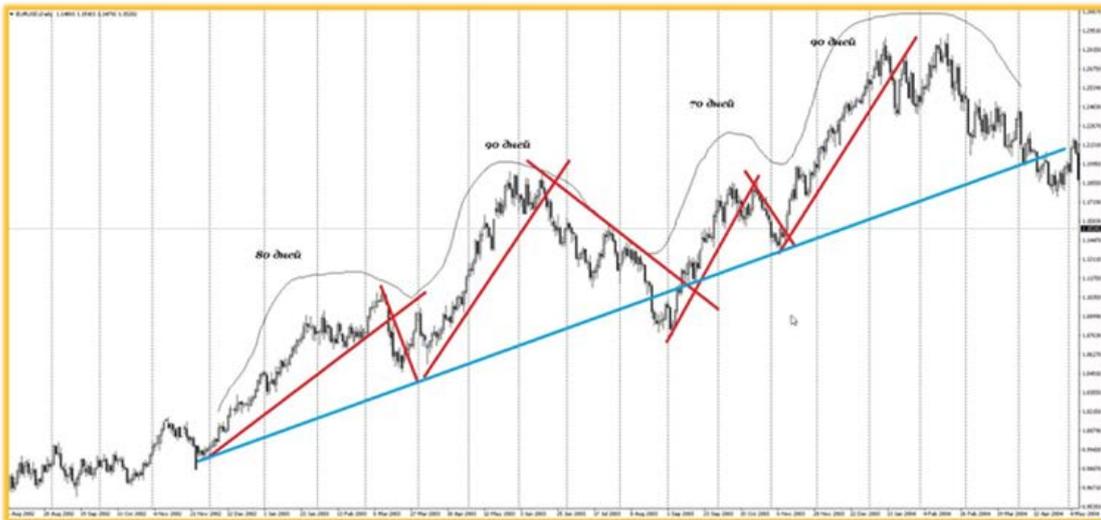


Рисунок 5.1. «Временные рыночные циклы» — пример сочетания цикличности разных уровней (эффект матрешки). **Концептуальный аналог сложной трансгрессивно-регрессивной цикличности затопления Западно-Сибирской плиты в позднем мелу (ООО «ТНЦ»).**

<sup>4</sup> При подготовке данного Раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

13. **Кудаманов А.И.** Баженовская свита Западной Сибири. Мифы и заблуждения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2016, – № 8, С. 54-62. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,335; 0,563 печатных листов).

14. **Кудаманов А.И.**, Генераленко О.С., Хохрина О.А. Возможности расчёта неуплотнённой толщины осадка по данным анализа керн и геофизических исследований скважин на примере отложений верхнетюменской подсвиты // Нефтяное хозяйство. – 2012. – № 10. – С. 28-31. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,434; 0,313 печатных листов).

15. **Кудаманов А.И.**, Карих Т.М., Лебедев М.В. К вопросу о происхождении кремнистых отложений девона Западной Сибири на примере Северо-Варьёганского месторождения // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2017, – № 11, С. 82-85. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,680; 0,250 печатных листов).

Упрощённым (но наглядным) примером пространственных вещественно-породных ритмов/циклов, отражающих *ритмичные временные вариации геологических процессов*, являются данные о комплексах слоистых морских отложений (флише), отличающихся от других слоистых толщ тонкой циклическостью/ритмичностью строения. Циклы повторяются сотни и тысячи раз, и образуют мощные (до 2-5 км) толщи с прекрасно выраженной слоистостью.

Периодическое проявление локальных регрессий (алевролиты газсалинской пачки, стратон НБ3 и ВБ1) на фоне глобальной трансгрессии – наиболее ярко отражает циклический характер осадконакопления верхнего мела Западной Сибири (Рисунок 5.2).

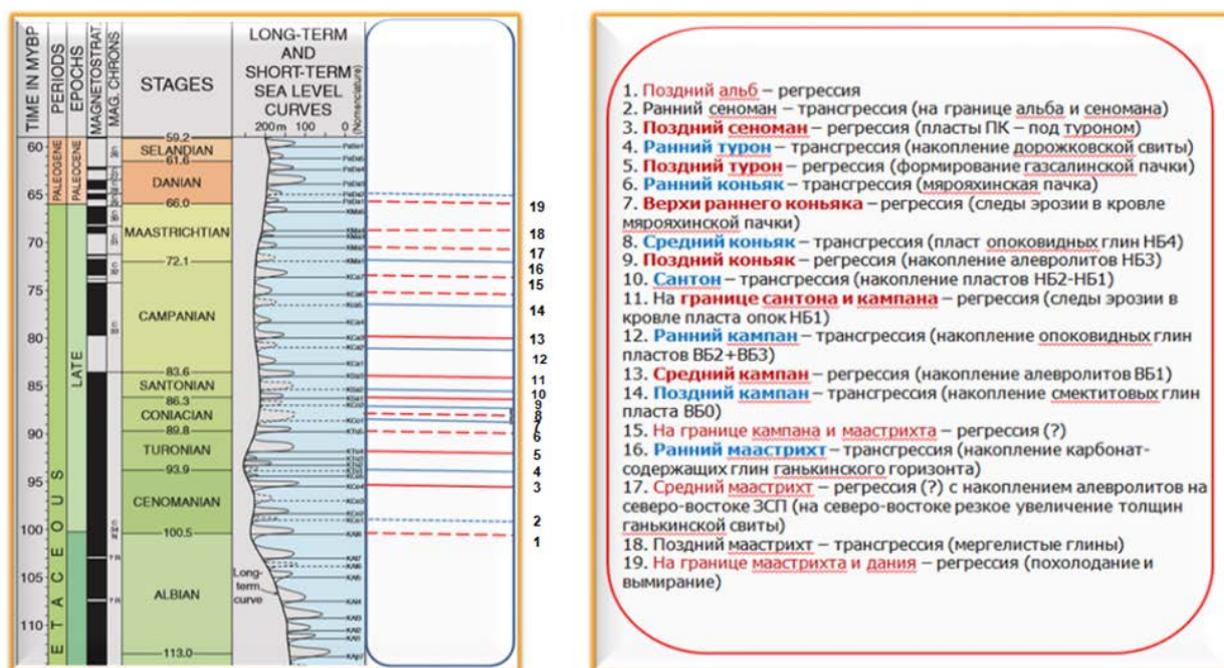


Рисунок 5.2. Закономерное повторение эпизодов регрессии, как правило, установленных по керну (до  $\frac{3}{4}$  разреза), отражает колебательный характер осадконакопления верхнего мела Западной Сибири. Красным цветом выделены эпизоды регрессий, синим – эпизоды трансгрессий. Жирным тоном и сплошными линиями выделены обстановки, установленные по керну (70-75 %) (ООО «ТННЦ»).

На Рисунке 5.2, с учётом диагностики по ГИС и опубликованным данным для фрагментов разреза, не охарактеризованных керном, всего выделено порядка 10 циклов. Таким образом, средняя продолжительность трансгрессивно-регрессивного цикла в течение верхнего мела (32,5 млн лет, [Подобина, 2000]) Западной Сибири составляет порядка 3,0-3,5 млн лет.

Для интерпретации особенностей строения разреза верхнего мела ЗСП, нами использовано обобщённое многообразие систематик геологической циклическости,

показанное в работе [Гаршин, 2012]. Согласно данному Обзору, Геологические Циклы схематично допустимо подразделить на следующие категории:

- Суточный ритм;
- Годовой ритм;
- Наноцикличность (10-2000 лет);
- Микроцикличность (20-400 тысяч лет);
- **Макроцикличность (3-5 миллионов лет) ~ ярусы и века;**
- **Циклы Штилле (30-50 миллионов лет) ~ геопериоды;**
- Циклы Бертрана (150-200 миллионов лет) ~ геозры (Галактический Год);
- Циклы Вилсона (600-900 миллионов лет) ~ геозоны.

Таким образом, пара соседних эпизодов, отражающих трансгрессию и регрессию, образует законченный трансгрессивно-регрессивный **макроцикл** (ярус-век, 3-5 млн. лет) в структуре верхнего мела Западной Сибири (например, Рисунки 5.2-5.4).

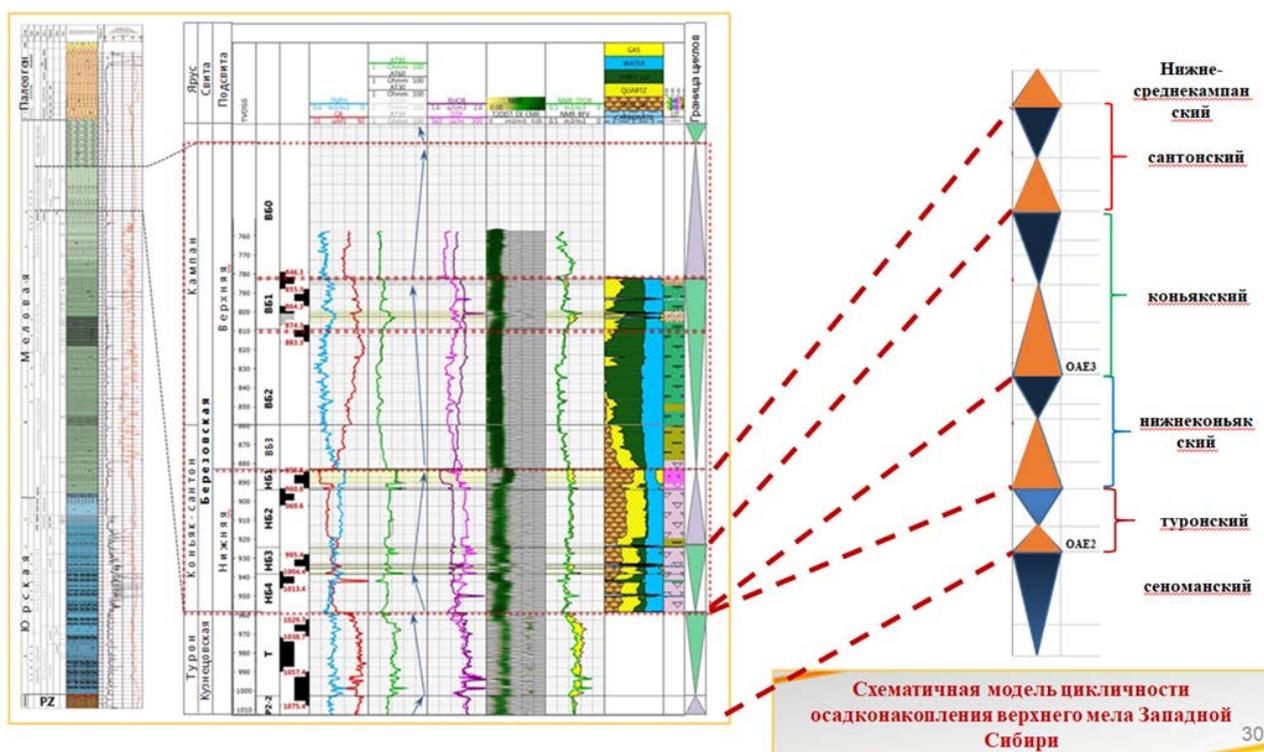


Рисунок 5.3. Фрагмент сводного геолого-геофизического разреза отложений коньяк-кампанского возраста. **Справа** – вариант 2018 года, учитывающий только колебания размерности осадочного материала. **Слева** – авторский вариант (2023 года) выделения цикличности осадконакопления сеноман-нижне-среднекампанских отложений Западной Сибири, с учётом эрозионных поверхностей. Показано положение океанических Событий стагнации ОАЕ2 и ОАЕ3 (ООО «ТННЦ»).

**Микроциклы** (20-400 тысяч лет), учитывая объективно ограниченный объём фактического материала, по результатам региональных исследований на данный момент не были выделены.

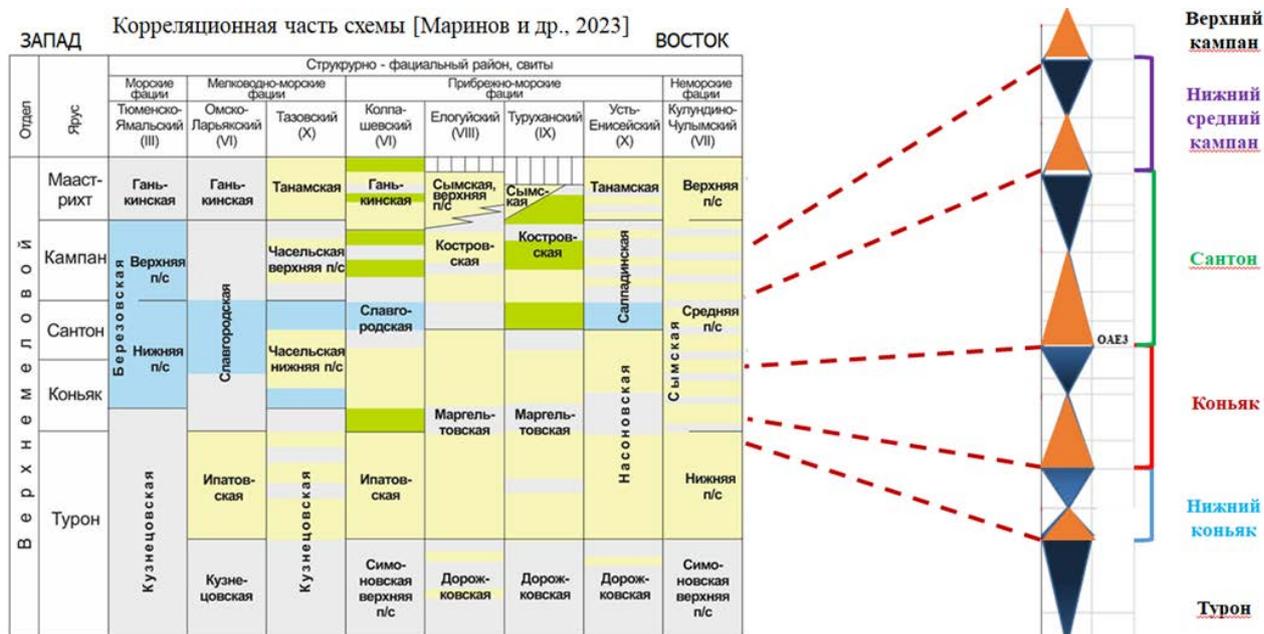


Рисунок 5.4. Пример выделения циклов в турон-кампанских отложениях верхнего мела Западной Сибири (на Схеме структурно-фашиального районирования) [Маринов и др., 2023].

На востоке и северо-востоке в зоне опесчанивания, в турон-маастрихтских отложениях относительно уверенно выделяются шесть циклитов – **туронский** (верхняя часть), **нижнеконьякский** (полный), **коньякский** (полный), **сантонский** (полный), **нижне-среднекампанский** (полный) и **верхнекампанский** (нижняя часть) (Рисунок 5.4).

Следовательно, верхний мел (32,5 млн. лет; от эрозионной поверхности на границе аптальб до поверхности перерыва на границе маастрих-даний) может соответствовать **циклу Штилле** (геопериоду, 30-50 млн. лет) [Гаршин, 2012].

На Рисунке 5.5 (расширенный вариант Рисунка 1.5) показаны выделенные 9 макроциклов – **сеноманский**, **туронский**, **нижнеконьякский**, **коньякский**, **сантонский**, **нижне-среднекампанский**, **верхнекампанский**, **нижне-среднемаастрихтский** и **маастрихтский** (авторская концептуальная модель). Жёлтые извилистые линии отражают выделенные по керну поверхности с признаками эрозии (находки янтаря, следы корней, повышенная примесь растительного детрита и песчаного материала, щебневая и дресвяная деформация пород, следы окисления и пр.). Красные линии (по данным опорного бурения середины XX столетия) – предполагаемые эрозионные поверхности на границе кампана и

маастрихта, и в кровле среднего маастрихта (нет керна). Границы циклов обозначены выше – на Рисунке 5.2 (смена регрессии трансгрессией).

№ №	ТОЛЩА (горизонт)	СТРАТОН	Краткое описание сейсмогеологических характеристик ОГ в кровле толщи	Краткое описание преобладающей литологии			
	<b>C1</b>		ОГ C1 прослеживается как положительный экстремуму отражённой волны				мод. пласт маастрихт
1	<b>МАОСТРИХТ (40-80 м, на северо-востоке до 250-350 м)</b>			карбонатистые глины, мергели			ранний средний маастрихт
	<b>C2</b>		ОГ C2 уверенно прослеживается как положительный экстремуму отражённой волны				поздний маастрихт
2	<b>КАМΠΑН (40-150 м, на северо-востоке до 250 м)</b>	ВБ0		слабо кремнистые смектитовые глины			ранний-средний кампан
3		ВБ1 (на северо-востоке до 140 м)		песчаные алевриты со смешанным глинистым цементом			
4		ВБ2		кремнистые глины			
5		ВБ3 (на северо-западе до 50 м)		глинисто-кремнистые алевритистые отложения			
	<b>C3</b>		ОГ C3 надёжно прослеживается как положительный экстремуму отражённой волны				сантон
6	<b>КОНЫЯК-САНТОН (60-100 м, на северо-востоке до 260 м)</b>	НБ1 (20-25 м, на севере до 35 м)		опоки			
7		НБ2 (на востоке до 25-30 м)		опоковидные глины		ОАЕ3	
8		НБ3 (северо-восток до 150-250 м)		песчаные алевриты со смешанным глинистым цементом			коньяк
9		НБ4 (северо-восток до 25-30 м)		опоковидные глины			
	<b>C4</b>		ОГ C4 соответствует слабо выраженной по площади фазово-частотной характеристике отрицательной фазы волны				ранний коньяк
10	<b>ТУРОН (40-60 м, на востоке до 220 м)</b>	мярояхинская пачка (5-10 м)		глауконитово-смектитовые глины			
11		газалинская пачка (на востоке до 120-140 м)		песчаные алевриты со смешанным глинистым цементом			турон
12		дорожковская свита (25-50 м)		смектитовые глины		ОАЕ2	
	<b>Г</b>		ОГ Г на территории Западной Сибири прослеживается неоднозначно - поскольку пласт ПК1 в кровле покурской свиты является газонасыщенным, возможны изменения фазы отражённой волны				сеноман
13	<b>СЕНОМАН (Г)</b>			неравномерно алевритовые песчаники			

Рисунок 5.5. Отражающие горизонты толщ верхнего мела (турон-маастрихт), выделенные стратоны, толщины и краткая характеристика ОГ и литологии стратонов (Рисунок 1.5). Авторский вариант цикличности (ООО «ТННЦ»).

Основными прямыми признаками вулканогенно-гидротермального влияния являются: находки алевритовой размерности обломков вулканических стёкол, осколков кварца (нередко оплавленных); минеральная ассоциация смектит-глауконит-ОКТ-фаза-цеолит (аналог «камуфлированной пирокластикки»); конкреции и прослои сидеритолитов и прослои глауконитовых глин с величиной модуля Страхова более 25 (*защищаемое положение № 2*). А так же, следы влияния на диагенез-катагенез глинисто-кремнистых толщ верхнего мела Западной Сибири гидротермальных процессов, как минимум, постсантонского возраста. Следовательно, факты эпизодической активизации гидротермально-вулканогенных процессов, синхронных осадконакоплению верхнего мела Западной Сибири, и постсантонского воздействия гидротерм на глинисто-кремнистые отложения верхнего мела приводят к представлениям о периодичном (цикличном) характере их проявления.

Как уже было сказано, цикличность верхнего мела ЗСП, по всей видимости, контролируется периодическими активизациями малоамплитудных тектонических процессов.

На рисунке 5.6 показаны основные зоны рифтовых систем (раннетриасового возраста) и Трансевразийского сдвига (позднепермского заложения), формирующие блочное строение Доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты (ДЮК ЗСП).

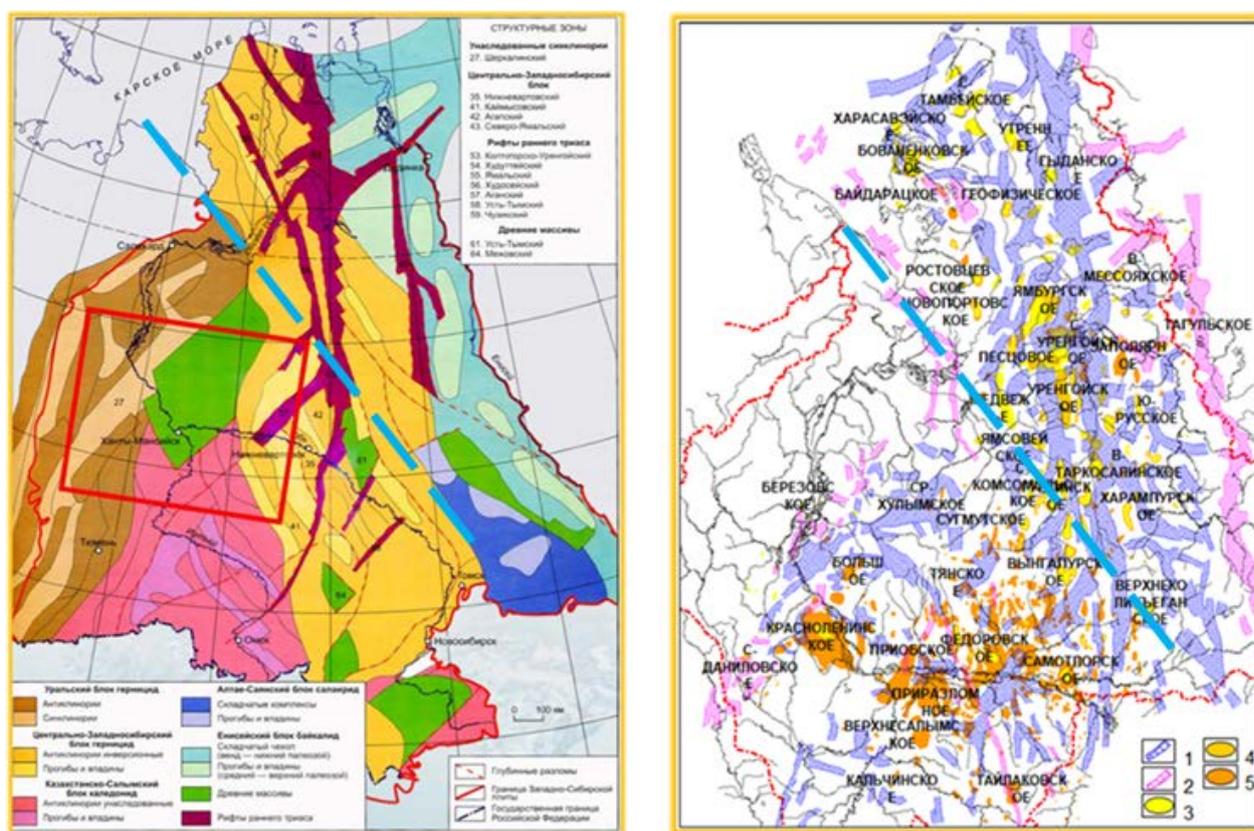


Рисунок 5.6. Слева – Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты, под ред. В.С. Суркова (2004, с доп.), с выделением основных рифтовых зон. Справа – детальная карта выделения рифтов на территории Западной Сибири [Нежданов, ЕАГЕ, Тюмень, 2021]. Кроме основных рифтовых зон дополнительно показаны более мелкие рифты. Пунктир голубого цвета отмечает зону Трансевразийского сдвига [Соборнов и др., 2006].

Зоны рифтовых систем и Трансевразийского сдвига, определяющие блочное строение Доюрского комплекса Западной Сибири, периодически испытывая импульсы относительного усиления тектонических и гидротермальных процессов (неотектонических), по всей видимости, оказывали влияние на осадконакопление и литогенез в мезозойско-кайнозойское время.

**Признаки тектонического влияния на развитие регрессий** (Рисунок 5.7). Накопление газсалинской пачки (поздний турон) ограничено с запада зоной Колтогорско-Уренгойской системы рифтов (Рисунок 5.7).

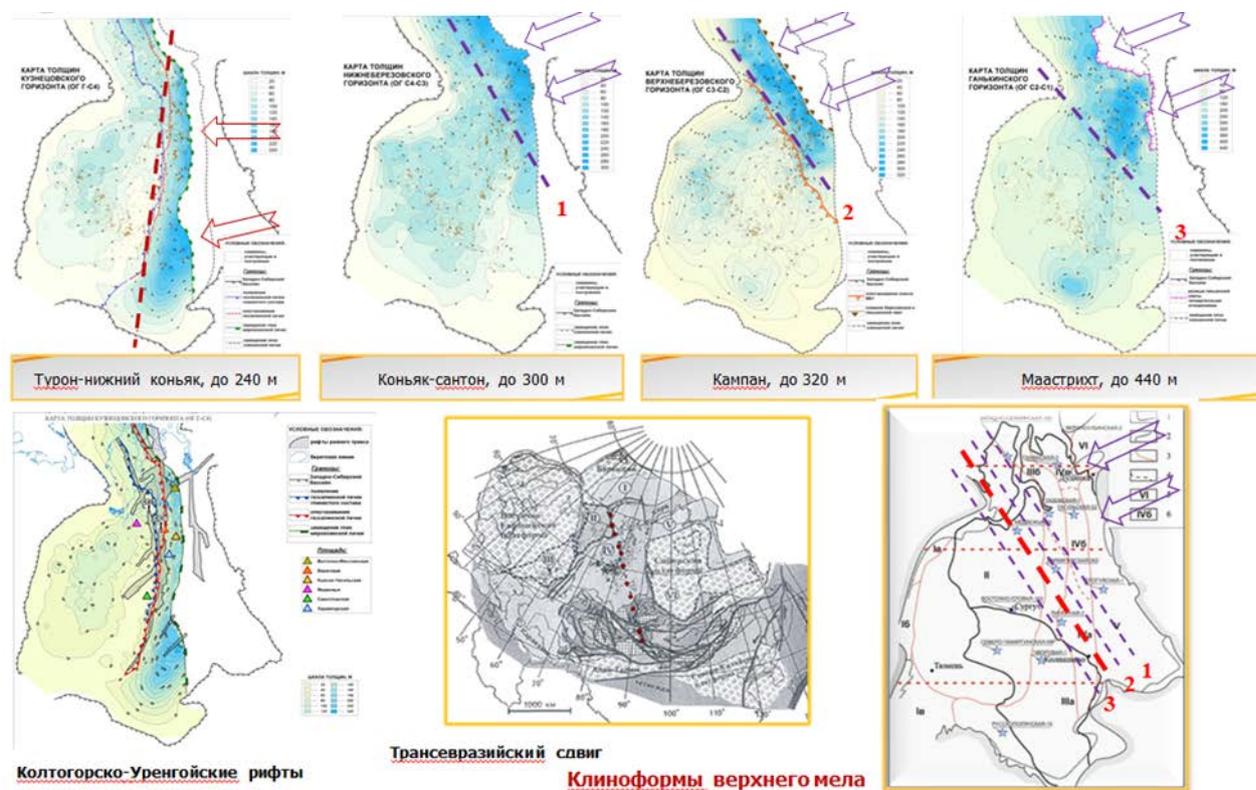


Рисунок 5.7. Карты общих толщин сейсмостратиграфических комплексов. Пунктир – зоны древних разломов; сиреневый цвет – Колтогорско-Уренгойских рифтов; красный цвет – Траневразийского сдвига. Внизу справа – пунктирные линии юго-западного выклинивания клиноформно подобных структур; цифрами обозначены структуры по мере омоложения (ООО «ТННЦ»).

Распространение алевролитов стратонов НБЗ, ВБ1 и алевролитов средней части ганькинского комплекса к юго-западу ограничивается широкой зоной северо-западного простирания. При этом, по мере омоложения, алевролиты проникают всё дальше на юго-запад, что отражает, своего рода, клиноформно подобное строение отложений коньякско-маастрихтского возраста верхнего мела Западно-Сибирской плиты (Рисунок 5.7). На Рисунке 5.7 показаны закономерности локализации максимальных мощностей ССК на картах общих толщин верхнего мела Западной Сибири.

На Рисунке 5.8 – отражение клиноформно подобных структур на сейсмическом разрезе и концептуальный разрез турон-кампанских отложений Западной Сибири.

Продвижение клиноформно подобных тел (кроме кузнецовского), в отличие от неокома, происходило на юго-запад. Установленные особенности свидетельствуют в

пользу сегментарного (блочного) строения Западно-Сибирской плиты, и периодических малоамплитудных разнонаправленных вертикальных движений отдельных сегментов плиты в течение позднего мела.

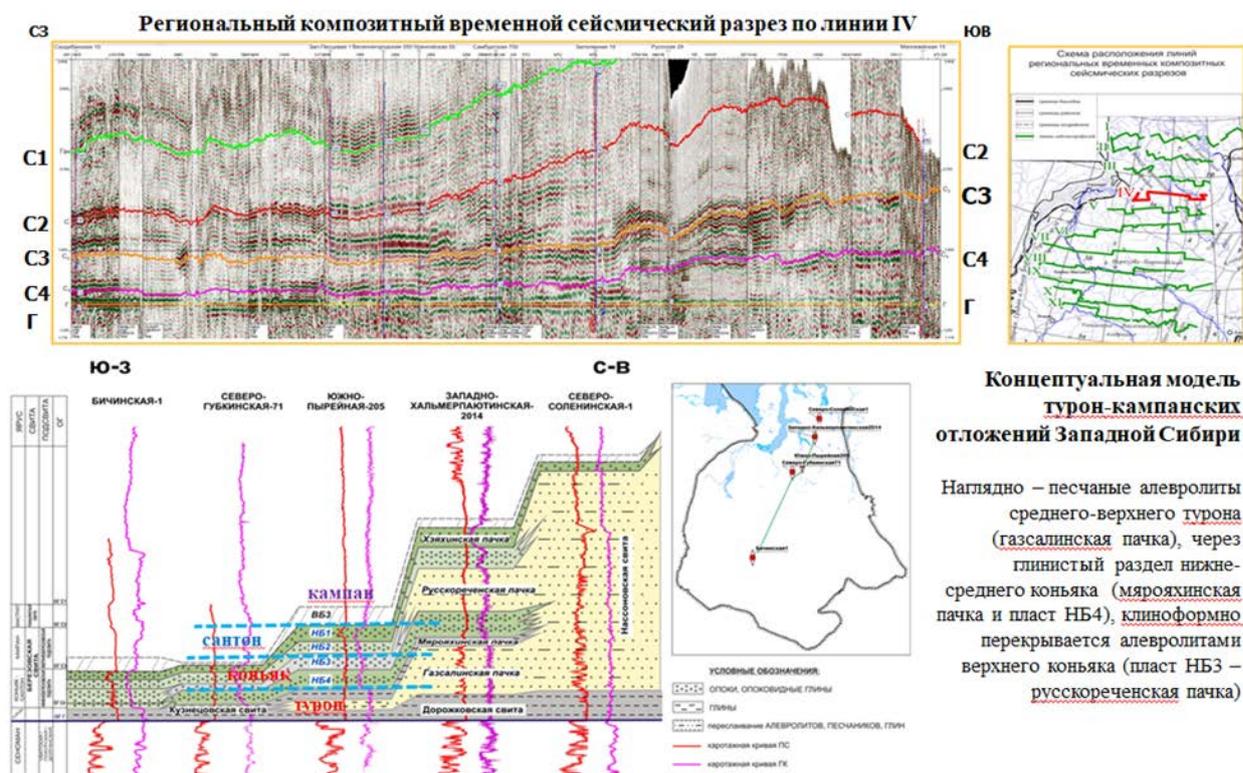
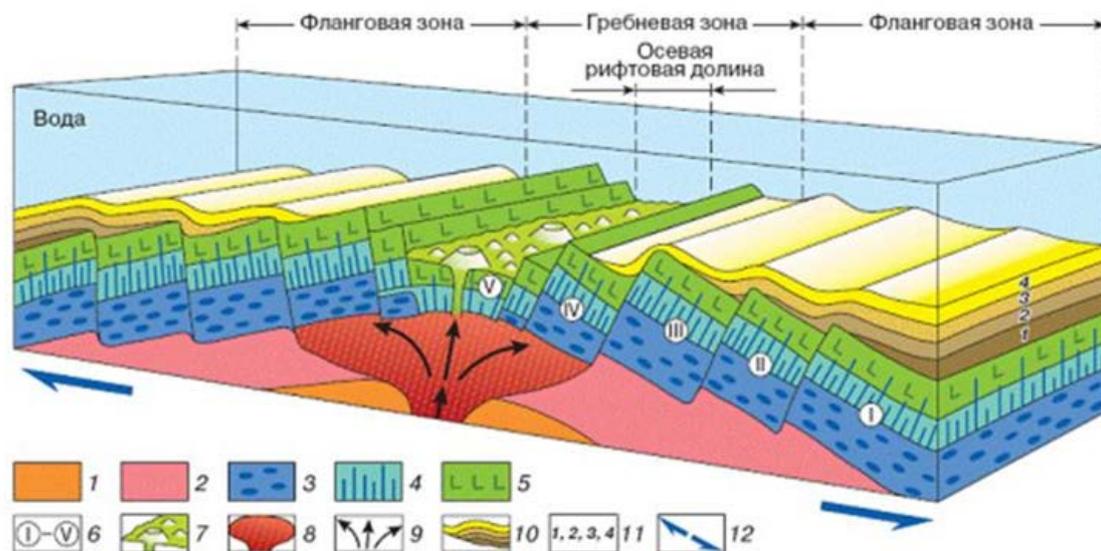


Рисунок 5.8. Клиноформы турона-маастрихта на востоке и северо-востоке Западной Сибири (ООО «ТННЦ»).

Четверть века назад результатами геолого-геофизических исследований дна океанов было продемонстрировано, что параллельная Срединно-Океаническому хребту (СОХ) структура мезозойских рифтов мирового океана отражает импульсы расширения и сжатия (пульсацию) планеты с периодом (по предварительному расчёту) порядка 3,2 млн. лет (Рисунок 5.9) [Милановский, 1999].

С учётом пульсаций океанического дна планеты, трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела Западной Сибири, с длительностью циклов 3,0-3,5 млн. лет, вполне вероятно, может быть результатом отражения в обстановках внутриконтинентальных морских бассейнов *глобальных океанических событий в области СОХ.*



Блок-диаграмма строения фрагмента внутриокеанского спредингового пояса.

1 – астеносфера, 2–7 – разновозрастные комплексы ультраосновных и основных пород океанской коры: 2 – ультраосновные породы, образовавшиеся из нижней части магматического очага ("кумулятивный комплекс"), 3 – преимущественно основные породы (габброиды), образовавшиеся из верхней части магматического очага, 4 – комплекс параллельных базальтовых даек, 5 – комплекс базальтовых лав, частично пронизанных дайками, 6 – возрастные генерации океанской коры, соответствующие разным стадиям спрединга, 7 – ограниченное сбросами дно осевой рифтовой долины, сложенное базальтовыми лавами с подводными вулканическими аппаратами, 8 – близповерхностный магматический очаг с расплавом основного состава в верхней части и ультраосновного в нижней; 9 – конвективные течения магмы в очаге; 10 – толща океанских осадков; 11 – разновозрастные стратиграфические комплексы океанских осадков; 12 – направления, по которым происходит расширение океанской коры на флангах спредингового пояса

Рисунок 5.9. Ряды рифтов, параллельных Срединному хребту на дне океанов, наглядно показывают импульсы расширения и сжатия планеты с периодом ~3,2 млн. лет [Милановский, 1999, с дополнениями].

### ТРЕТЬЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

3. Течение позднемеловой трансгрессии в пределах Западно-Сибирского плиты периодически осложнялось эпизодами регрессий, что сопровождалось на востоке и северо-востоке бассейна усилением терригенной седиментации и развитием тел песчано-алевритовых осадков. По мере омоложения импульсов регрессии граница распространения терригенного осадконакопления смещалась в юго-западном направлении, что обусловило формирование клиноформно подобного типа разреза, аналогичного толщам неокома.

## Глава 6. ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ № 4)

Строение толщ верхнего мела Западной Сибири отражает длительное существование благоприятных условий для накопления глинисто-кремнистых отложений, а так же относительно резкие изменения среды осадконакопления на границе соседних стратонов. При этом в значительной степени происходило изменение состава осадочного вещества (резкие границы по керну и ГИС). Так, например, на опоках пласта НБ1 со следами эрозии залегают кремнистые глины стратонов ВБ2-ВБ3.<sup>5</sup>

Среди источников дополнительных поставок вещества (вулканических пеплов) на территорию Западной Сибири могли быть крупные провинции активного вулканизма (Рисунок 1.52). Как уже было сказано, в ряду крупных вулканических провинций (как правило, базальтовой основности) выделяется класс провинций кремнекислого вулканизма [Тихомиров, 2018]. В позднем мелу периодически активизировались три

---

<sup>5</sup> При подготовке данного Раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

16. Новосёлова М.Ю., Агалаков С.Е., к.г.-м.н., **Кудаманов А.И.**, к.г.-м.н. Характеристика верхнемеловых флюидоупоров Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2020, – № 10, С. 15-24. (Импакт-фактор РИНЦ – ?; 0,625 печатных листов).

17. Маринов В.А., Агалаков С.Е., **Кудаманов А.И.**, Новосёлова М.Ю. Строение комплекса верхнемеловых отложений Западной Сибири // Известия ВУЗов. Нефть и газ. – 2021. – № 5. – С. 51-68.

18. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.** Свидетельство гидротермально-метасоматических процессов в опоках сантона (верхний мел) на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. ФБГУ «ВНИГНИ». – М, 2021. – № 2. – С. 81-89.

19. Кудаманов А.И., Карих Т.М. Следы влияния вулканизма на осадконакопление верхнего мела Западной Сибири // XI Всероссийское совещание с международным участием «МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ», ТГУ, Томск, 18-24 сентября 2022. Сборник научных материалов – Томск : Изд-во ЦППС НД, 2022. – С.

20. Кудаманов А.И., Карих Т.М. Влияние вулканических процессов на формирование аноксидных эпизодов в позднем мелу Западной Сибири // Экзолит – 2021. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященные 215-летию основания Московского общества испытателей природы. Москва, 25-26 мая 2021 г. Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова; под ред. Ю.В. Ростовцевой. – Москва : МАКС Пресс, 2021. – С. 124-126.

21. Дистанова Л.Р., Нассонова Н.В., Кудаманов А.И. Геологическое строение и перспективы газоносности отложений верхнеберёзовской подбиты кампанского возраста позднего мела на примере одного из месторождений Западной Сибири // Геология нефти и газа. № 5. 2022. С. DOI 10.31087/0016-7894-2022-5-0-0.

провинции кремнекислого вулканизма на востоке и юго-востоке от Западной Сибири (ОЧВП, Юго-Восточно-Китайская и Восточно-Сихотэ-Алиньская) (Рисунок 1.52).

Пепловые тучи способны преодолевать расстояния в несколько тысяч километров; следовательно, тонкозернистый состав пирокластики верхнего мела Западной Сибири косвенно указывает на отдалённые источники пеплового материала. Цикличность и степень активизации вулканических провинций контролируется, вероятно, тектоническими движениями разных уровней (порядков) цикличности.

В последние десятилетия, в меловом разрезе океанов установлено периодическое прерывание нормального пелагического/гемипелагического осадконакопления эпизодами (менее 1 млн. лет) аноксии (океанских аноксийных событий, OAE – oceanic anoxic event (Schlanger, Jenkyns, 1976)) (Рисунок 6.1) [Савельева, 2010]. Эти интервалы разреза в океанских обстановках включают богатые органическим веществом (ОВ) чёрные сланцы (условия дефицита кислорода).

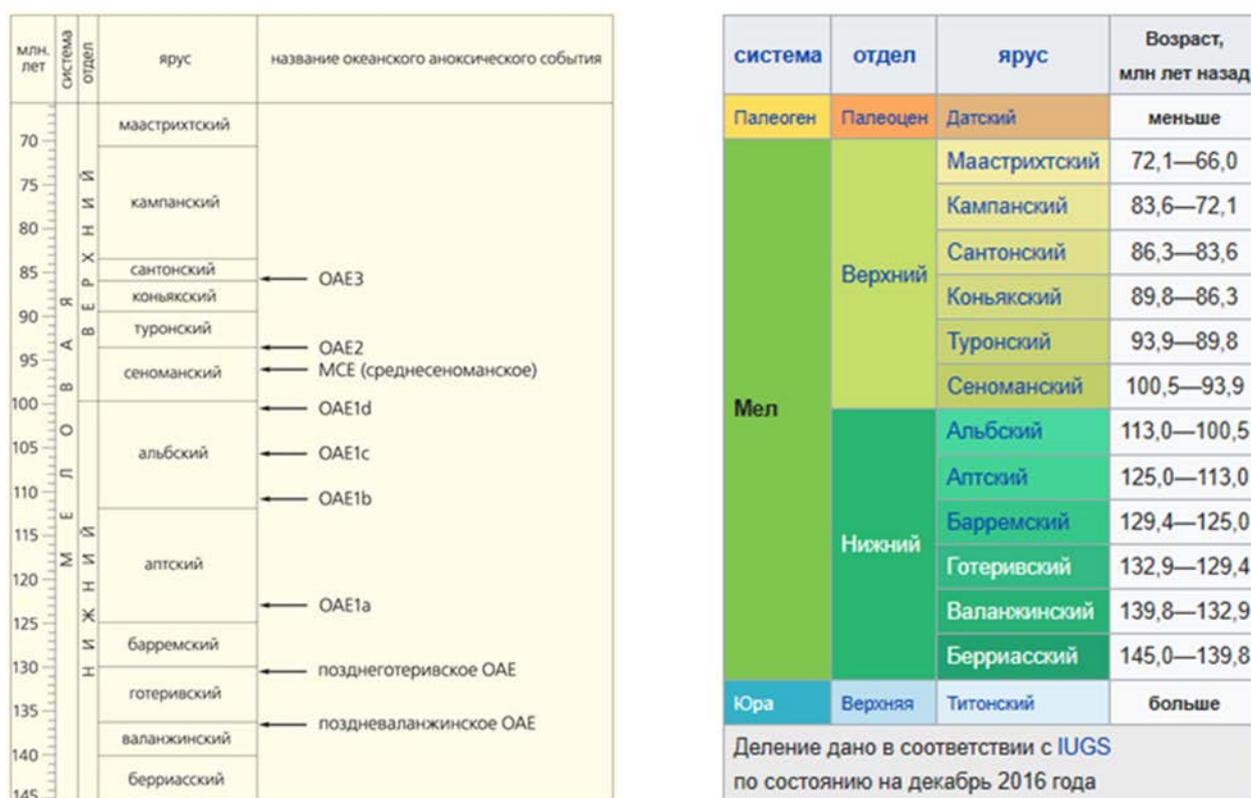


Рисунок 6.1. Слева – Стратиграфическая позиция аноксических событий мелового периода [Савельева, 2014]. Справа – Возрастные разбивки стратиграфических подразделений меловой системы

Особенности обстановок (климат, топография, океанская циркуляция и продуктивность), сыгравшие свою роль в глобальном отложении углеродистых осадков,

*весьма отличаются от современных* [Савельева, 2010]. Взвешенная всесторонняя реконструкция палеоусловий мелового возраста может выявить причины и механизмы развития кризисных океанографических и климатических изменений. Особенно чутко реагируют на эти изменения осадки открытых областей океана, где эти проявления не осложнены влиянием суши.

*Вероятно, поэтому, в разрезе верхнего мела (турон-маастрихт) Западно-Сибирской плиты отсутствуют (кроме мамийской пачки битуминозных глин в основании турона) проявления чёрных сланцев* (прямых признаков событий ОАЕ). Разные авторы выделяют разное количество эпизодов меловых ОАЕ. Для верхнего мела в глобальном плане выделяются события: ОАЕ2 (граница *сеноман-турон*) и ОАЕ3 (граница *коньяк-сантон*) [Савельева, 2010]. На территории внутриконтинентального моря Западной Сибири, данные события расположены на рубежах смены регрессий на трансгрессивное затопление ЗСП, и отразились массовым накоплением смектитовых глин (с повышенной примесью глауконита и пирита) дорожковской свиты (с *мамийской пачкой битуминозных глин* в основании свиты; нижний турон) кузнецовского горизонта и пласта опоковидных глин НБ2 (нижний сантон) нижеберёзовского горизонта. Отсутствие чёрных сланцев (кроме битуминозных глин мамийской пачки) свидетельствует о хорошей, в целом, аэрации Западно-Сибирского морского бассейна. Частые остатки планктона (диатомей, радиолярий, реже фораминифер, двустворок) говорят о благоприятных условиях среды обитания; отсутствие углеродистых чёрных сланцев – о полной переработке «мягких частей» организмов при отмирании и захоронении. В то же время, на фоне преобладающих низких значений примеси пирита (обычно 1,5-2,5, редко до 5 %), на кризисных рубежах отмечаются аномалии (Рисунки 6.2, 6.3), где доля пирита возрастает до 10-12 % (относительно вмещающих отложений). Аномалии отмечаются в интервале первых метров выше пограничной зоны на рубеже регрессия-трансгрессия.

На Рисунке 6.2 показано среднее значение доли пирита в породах стратона НБ3 (верхний коньяк; составляет 2,5 %); стратона НБ2 (нижний сантон; более 6 %). Песчаный пласт ПК1 (Рисунок 6.2) отражая регрессивный этап развития территории, залегает в кровле покурской свиты сеноманского возраста (доля пирита менее 1 %). Отложения кузнецовского (кузнец) горизонта относятся к туронскому веку (пирита в среднем 3 %, над сеноманом – до 11 %), и фиксирует эпизод трансгрессии. «Аномалии» пирита на границах сеноман-турон (ОАЕ2) и коньяк-сантон (ОАЕ3) отмечаются повсеместно в керне всех скважин текущего бурения (закономерный тренд по латерали), и являются косвенным признаком условий относительного кислородного дефицита (стагнации).

№ п/п	Лабораторный номер образца	Глубина по бурению, м	Глубина по ГИС, м	Стратиграфическая единица	Содержание, %												
					Сумма глин	Кв	КПШ	NaПШ	Гл	Анг	Пр	Кц	Ам/Дл	Сд	Ал	Цл	Оп/Кр
9	36310/18	724,09	723,19	НБ1	43,5	20,7	-	4,5	-	-	5,6	-	2,8	-	-	2,2	20,7
10	36311/18	724,19	723,29	НБ1	41,6	13,0	-	3,8	-	-	4,6	-	-	-	-	-	37,0
11	36312/18	724,35	723,45	НБ1	43,5	9,9	-	2,3	-	-	4,8	-	-	-	-	-	39,5
12	36313/18	724,86	723,96	НБ1	30,9	6,6	2,6	2,3	-	-	3,5	-	-	2,0	-	1,7	50,4
				среднее НБ1	39,1	12,4		3,1			4,2					2,0	38,8
13	36314/18	725,48	724,58	НБ2	43,6	25,9	1,7	4,4	-	-	5,3	-	-	-	-	2,2	16,9
14	36315/18	726,40	725,50	НБ2	46,4	23,4	-	4,3	-	-	4,7	-	-	-	-	1,9	19,3
15	36316/18	727,45	726,55	НБ2	46,5	27,6	1,8	5,5	-	-	6,0	-	-	2,8	-	-	9,8
16	36317/18	728,16	727,26	НБ2	45,7	28,3	-	6,2	-	-	4,6	-	-	-	-	-	15,2
17	36323/18	729,83	729,86	НБ2	32,9	8,0	-	4,1	-	-	12,3	-	-	2,2	-	-	40,5
				среднее НБ2	43,0	22,6		4,9			6,6					2,1	20,3
18	36328/18	734,52	734,55	НБ3	30,5	40,6	6,6	12,6	-	-	2,7	-	-	1,7	-	5,3	-
19	36331/18	735,05	735,08	НБ3	36,8	39,2	6,5	12,3	-	-	2,5	-	-	2,7	-	-	-
20	36335/18	736,50	736,53	НБ3	44,4	32,9	4,5	10,5	-	-	2,9	-	-	1,9	-	2,9	-

№ п/п	Лабораторный номер образца	Глубина по бурению, м	Глубина по ГИС, м	Стратиграфическая единица	Содержание, %										
					Сумма глин	Кв	КПШ	NaПШ	Гл	Анг	Пр	Кц	Ам/Дл	Сд	
94	33176	977,83	978,87	Кузн	33,8	27,5	12,7	20,2	-	-	1,3	1,5	-	3,0	
95	32600	1002,82	1001,76	Кузн	26,4	32,7	11,2	22,7	-	-	3,2	1,8	-	2,0	
96	32603	1004,54	1003,48	Кузн	46,6	21,7	8,1	14,3	-	-	6,1	0,4	-	2,8	
97	32605	1006,82	1005,76	Кузн	49,5	13,1	-	11,2	-	-	10,7	14,6	-	0,9	
					34,2	27,9	10,9	16,9			2,8	8,4		1,7	
98	32628	1008,67	1007,61	ПК1	8,6	34,7	25,4	30,3	-	-	-	1,0	-	-	
99	32639	1018,87	1018,13	ПК1	11,4	42,2	22,5	22,4	-	-	0,7	0,8	-	-	
100	32642	1019,61	1018,87	ПК1	5,5	49,4	13,4	30,0	-	-	-	0,8	-	0,9	
101	32667	1021,87	1021,13	ПК1	12,0	37,6	21,7	27,0	-	-	-	1,7	-	-	
102	32695	1024,55	1023,81	ПК1	17,8	38,0	14,4	29,8	-	-	-	-	-	-	
103	32696	1024,92	1024,18	ПК1	12,7	12,6	-	2,0	-	-	-	-	-	37,0	
104	32706	1027,82	1027,08	ПК1	15,3	49,2	17,1	18,4	-	-	-	-	-	-	

Рисунок 6.2. Результаты РСАпор; красным цветом выделены положительные, жёлтым – отрицательные аномалии минеральных компонентов. **Вверху** – отражение события ОАЕ3 (рубеж коньяк-сантон); **внизу** – события ОАЕ2 (рубеж сеноман-турон) (ООО «ТННЦ»).

Дополнительно, по данным РСАпор в керне скважин текущего бурения, в основании трансгрессивной части (1-4 м) всех выделенных циклов, установлены повышенные содержания пирита, в 2-4 раза превышающие доли пирита во вмещающих отложениях. На Рисунке 6.3 показаны аномалия пирита в нижней части кремнистых глин стратона ВБ0,

непосредственно выше алевролитов стратона ВБ1, и в кремнистых глинах стратона ВБ2-3 над кровлей (с признаками эрозии) опок стратона НБ1.

№ п/п	Лабораторный номер образца	Глубина по бурению, м	Глубина по ГИС, м	Стратиграфическая единица	Содержание минералов %														Кристаллизация, %	
					Сумма глин	Кв	КПП	NaПП	Гл	Анг	Пирит	Кц	Ал/Дл	Сд	Ал	Цл	Оп/Кр	Бг		Сумма карб.
3	8244	840,42	839,54	ВБ0	54,4	31,0	3,2	5,9	-	-	5,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	8258	841,27	840,39	ВБ0	56,4	29,9	5,0	5,6	-	-	3,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	8268	842,51	841,63	ВБ0	52,1	32,2	2,1	6,7	-	-	4,1	-	-	2,8	-	-	-	-	-	2,8
6	8276	843,39	842,51	ВБ0	55,6	32,0	-	4,7	-	-	5,0	-	-	2,7	-	-	-	-	-	2,7
7	8279	844,53	845,62	ВБ0	42,6	14,3	-	2,8	-	-	-	-	-	40,3	-	-	-	-	-	40,3
					52,7	29,2	3,3	5,3			4,6			15,3						15,3
8	8288	845,51	846,60	ВБ1	34,9	47,9	5,6	7,0	-	-	2,1	-	-	2,5	-	-	-	-	-	2,5
9	8293	846,42	847,51	ВБ1	33,9	47,2	6,7	8,1	-	-	2,8	-	-	1,3	-	-	-	-	-	1,3
10	8307	847,54	848,63	ВБ1	17,5	33,5	4,3	5,8	-	-	-	-	-	38,9	-	-	-	-	-	38,9
11	7283	848,24	849,33	ВБ1	39,7	44,6	5,7	8,3	-	-	-	-	-	1,7	-	-	-	-	-	1,7

№ п/п	Лабораторный номер	Вязос	Место взятия	Глубина	а по бурению	Глубина	а по ГИС	Стратиграфическая	Сумма	ма	Кв	КП	III	NaIII	Гл	Пр	Сд	Цл	Ал	Оп/Кр
2	35627	5,15	2,14	578,14	578,73	ВБ2-3	42,5	24,8	-	5,0	-	2,7	2,6	-	-	-	-	-	-	22,4
3	34619	5,15	3,03	579,03	579,62	ВБ2-3	39,5	28,1	-	4,7	-	2,3	3,1	-	-	-	-	-	-	22,3
4	35632	5,15	3,79	579,79	580,38	ВБ2-3	30,8	23,3	-	5,9	-	9,6	3,9	-	-	-	-	-	-	26,5
5	35634	5,15	4,17	580,17	580,76	ВБ2-3	27,9	32,0	-	4,9	-	7,0	2,6	-	-	-	-	-	-	25,6
							36,8	27,0		5,0		5,1	3,2							23,0
6	35636	5,64	0,20	581,40	581,94	НБ1	17,6	7,9	-	2,5	-	3,9	-	-	-	-	-	-	-	68,1
7	35643	5,64	1,60	582,80	583,34	НБ1	16,1	10,0	-	3,9	-	3,5	-	-	-	-	-	-	-	66,5
8	35645	5,64	2,59	583,79	584,33	НБ1	27,1	16,9	-	3,1	-	3,1	-	-	-	-	-	-	-	49,8
9	35650	5,64	4,23	585,43	585,97	НБ1	27,5	9,7	-	2,6	-	3,0	-	-	-	-	-	-	-	57,2
10	35654	5,64	5,12	586,32	586,86	НБ1	23,6	7,0	-	2,7	-	2,8	-	-	-	-	-	-	-	63,9

Рисунок 6.3. Результаты РСАпор. **Вверху** – «всплеск» содержания пирита на рубеже средний – верхний кампан; **внизу** – повышение доли пирита на рубеже сантон-кампан (ООО «ТННЦ»).

Таким образом, повышенная пиритизация (как признак локального эпизода кислородного голодания) в пределах ЗСП характерна для переломных событий перемены регрессивного развития территории на трансгрессивное повышение уровня бассейна, например (Рисунок 6.4). Для этих же обстановок, кроме аномалий пирита, установлены низкие степени биотурбации и, как правило, повышенные содержания глауконита (ухудшенная экология). Непосредственно выше покурской свиты (Рисунки 6.4, 6.5) описаны мелкозернистые сильно глинистые алевролиты тёмно-серые (до 3 м) с повышенными значениями Гамма-каротажа (аналог баженовской свиты на границе юры и мела) и пирита, с низкой степенью биотурбации, очевидно, реликтовые остатки *мамийской* битуминозной пачки (отражение События ОАЕ2).



Рисунок 6.4. Северо-Комсомольское месторождение, интервал 1118,00-1124,00 м., вынос керна 6,00 м. Фотографирование в дневном свете. Жёлтый прямоугольник – граница покурской (сеноман) и кузнецовской (турон-нижний коньяк) свит (рубеж ОАЕ2) (ООО «ТННЦ»).

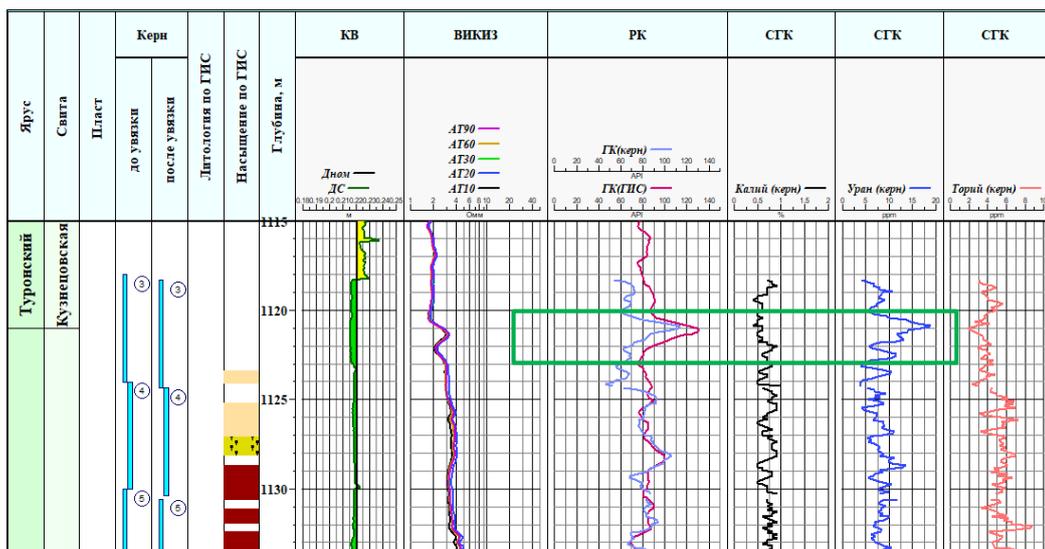


Рисунок 6.5. Фрагмент Планшета скважины, Северо-Комсомольское месторождение, интервал 1118,00-1124,00 м. Зелёный контур – мамийская пачка битумиозных глин (генетический аналог баженовской свиты – «всплеск» по ГК), отражение События ОАЕ2 (ООО «ТННЦ»).

Обратим особое внимание, что океанские события ОАЕ2 и ОАЕ3 на территории ЗСП соответствуют возобновлению трансгрессии ЗСП после эпизодов регрессивного развития бассейна.

Глобальные трансгрессии приводят к сокращению площади суши, а значит и сокращению лесного покрова (и фотосинтеза). Но деревья производят ровно столько кислорода, сколько необходимо для их «утилизации» после отмирания [Еськов, 2008]. Накопленный в течение регрессии кислород, при трансгрессивном сокращении суши, расходуется на переработку отмершей древесины и прочей органики, полноценного восполнения затрат не происходит. Развитие трансгрессий хорошо коррелируется с периодами активизации рифтовых зон, вулканизма и гидротермальных процессов.

Вулканы, кроме объёмных поставок углекислоты и серы в атмосферу и гидросферу, извергаясь и выжигая леса, приводят к масштабному снижению процессов фотосинтеза (и относительному повышению температуры – в атмосфере и гидросфере). Подводные гидротермы («курильщики») выносят из глубин широкий спектр химических элементов и соединений, часто формирующих вокруг каждого «курильщика» зону сероводородного заражения (аноксийные условия), насыщенную катионами [Емельянов, 1998]. Установлена связь трансгрессий и этапов оптимизации климата – для периодов трансгрессии характерно отсутствие ярко выраженной климатической зональности (нет полярных льдов и жаркого экватора), повышение средней температуры (до 10-14°C), например [Герман, 2000; Еськов, 2008]. Возможности развития холодных и тёплых фронтов в атмосфере и гидросфере отсутствуют (нет сильных ветров), нет волновых процессов и ярко выраженных течений (в осадочном разрезе заметные следы подобных процессов отсутствуют).

В «подогретых» океанах, на фоне «застоя» и дефицита кислорода (анаэробных условий) процессы протекают в замедленном темпе, и *распад ОВ протекает значительно дольше, чем в аэробных условиях*. Анаэробные процессы влияют на щёлочность среды (слабое понижение щёлочности). В анаэробных условиях углерод ОВ (разлагая воду) превращается в *метан*,  $\text{CO}_2$ , с выделением *водорода*; в состав газов могут входить *азот* и *сероводород*. Переработка ОВ в анаэробных условиях приводит к образованию ила (биомассы) в 5-10 раз меньше, чем в аэробных условиях. При анаэробных процессах происходит значительная минерализация ОВ и образуется сравнительно небольшая биомасса микроорганизмов (*медленная скорость роста метаногенных бактерий*). Конечным продуктом ферментации является метан, который в силу очень низкой растворимости быстро выделяется из системы. Анаэробный процесс очень чувствителен к

внезапным изменениям концентрации и состава питательных веществ, колебаниям температуры и рН. В основе анаэробного процесса минерализации осадка лежит жизнедеятельность анаэробных микроорганизмов-минерализаторов, разлагающих ОВ до конечных продуктов – воды, углекислоты, метана, сероводорода и др. В растворе накапливаются трудно разлагаемые соединения – жирные кислоты, сульфиды (гидротроилиты?), гуминовые вещества. *С ростом температуры скорость процессов увеличивается.* Морская вода имеет слабощелочную реакцию. В результате анаэробных процессов в иле могут образовываться органические кислоты, которые в свою очередь могут нейтрализоваться бикарбонатами и карбонатами воды. Однако, при отсутствии перемешивания иловых и придонных вод, реакция иловых вод может стать кислой и рН ниже 7,0. Также, рН имеет значение для биохимического коагулирования органических коллоидов и осаждения тонко диспергированной взвеси, а также для процесса созревания и распада ила, и для его обезвоживания (при существенном понижении значений).

В процессе региональных работ по разрезу турона-маастрихта ЗСП нами установлены новые следы синхронного пирокластического разноса [Карих и др., 2020]. В строении верхнего мела Западной Сибири в течение трансгрессивных этапов развития, преобладают набухающие глины (сметтиты, бентонитоподобные глины) и кремнистые глины (до опок верхнего сантона) трансгрессивного аутигенного (автохтонного) генезиса. Алевролиты регрессивных эпизодов, кроме иллит-сметтитовых глин содержат значительные примеси суммы каолинита и хлорита (иногда до 30-50 % от общего количества глин). Сметтиты трансгрессивных этапов (с неравномерной трансформацией в иллит), глауконит и аморфный кремнезём образуют криптозернистый агрегат (по данным РЭМ – недиагностируемые индивиды 1-3 мкм), с низкими темпами осадконакопления (первые мм за 1 тыс. лет; конденсированный тип). Сложное агрегатное взаимоотношение глин и аморфного кремнезёма, отражает их совместное происхождение (сложные коллоиды-илы, с последующим их распадом через ряд «трансформных состояний» на простые мономинеральные фазы – «старение» коллоидов). Аналогичные глауконит-содержащие опоквидные глины и опоки описаны в сантон-кампанских отложениях Русской платформы («камуфлированная пирокластика») [Зорина и др., 2011, 2013, 2015].

С учётом всего вышеизложенного, накопленные данные *свидетельствуют в пользу биогенно-хемогенного* типа седиментации аутигенных глин и опок верхнего мела, на этапе усиления процессов рифтообразования при тектоно-вулканических активизациях трансгрессивного развития Западно-Сибирской плиты. Аномалии химических компонентов (предельно-допустимых концентраций, ПДК, на фоне относительного прогрева) в составе гидротермальных эксгаляций ухудшали условия жизнедеятельности в

воде и донных илах, и служили «кирпичиками» для аутигенного минералообразования (смектитов, глауконита, аморфного кремнезёма и пр.). По мере осаждения растворённых компонентов в твёрдую фазу (и снижения степени прогрева), происходила нормализация условий (снижение концентраций в растворе). Химические компоненты гидротерм (необходимые для формирования аутигенных минералов) представлены катионами и анионными комплексами [Емельянов, 1998]. В аутигенных алюмосиликатах (смектитах, глауконите и пр.) химические элементы присутствуют уже в виде окислов.

Масштабное аутигенное формирование комплекса пелитоморфных минералов верхнего мела в виде ассоциации, аналогичной *«камуфлированной пирокластике»* (то есть, за счёт вулканических пеплов), и, вероятно, за счёт гидротермальных растворов, предполагает вовлечение в процессы минералообразования кислорода. *Следовательно, хемогенный синтез масштабных объёмов смектитов, глауконита, аморфного кремнезёма и цеолитов верхнего мела Западной Сибири, может приводить к мобилизации и закреплению в твёрдой фазе значительных масс растворённого кислорода.*

Аутигенные глинистые минералы (смектиты; конденсированный тип разреза) формируются с очень низкой скоростью (первые мм за 1 тыс. лет); для накопления толщи необходим постоянный «подток» составных компонентов минералообразования, в том числе кислорода [Емельянов, 1998]. Но, «если, где-то прибыло, значит, где-то убыло». На фоне трансгрессии, когда значительно и долговременно сокращены площади лесного покрова, потенциал воспроизводства свободного кислорода (фотосинтеза) объективно ограничен. Повышенные температуры и практическое отсутствие волнений и течений (особенно в начальные фазы возобновления затопления) исключают циркуляцию воды, и значительно затрудняют процесс растворения кислорода. В комплексе, перечисленные условия могут привести (и, по всей вероятности, периодически приводили) к формированию на океанском дне участков (областей) с аноксийными условиями (события ОАЕ), отражённые в условиях эпиконтинентальных морей (и Западно-Сибирского в том числе) образованием узких интервалов разреза (до 3-4 м) относительно повышенной пиритизации (в 2-4 раза по сравнению с вмещающими отложениями).

Так, кроме рассмотренных примеров, повышенные содержания пирита (в 2-4 раза превышающие доли пирита во вмещающих отложениях) в основании трансгрессивных частей всех циклитов отмечаются по керну практически всех скважин текщего бурения (где был отобран керн из этих частей разреза). Например, в основании мярояхинской пачки, фиксирующей затопление после образования алевролитов газсалинской пачки (Рисунок 6.6).

Аналогичные ситуации характерны для стратона ВБЗ (затопление стратона НБ1 с признаками эрозии в кровле; Рисунок 6.7, вверху), и для стратона ВБ0 (затопление алевролитов стратона ВБ1; Рисунок 6.7, внизу).

№	Лабораторный номер образца	Глубина по бурению, м	Глубина по ГИС, м	Пласт	Минеральный состав, %									
					Сумма глин	Кв	ПШ	Цл	Кр/Тр/Оп	Пр	Кц	Дл	Сд	Сумма карб.
11	9393	852,61	854,06	НБ3	35,1	33,8	16,8	0,0	5,3	4,3	0,0	2,4	2,3	4,7
12	9396	854,11	855,56	НБ3	37,1	32,9	15,7	0,0	6,6	5,3	0,0	0,0	2,4	2,4
13	9399	855,54	856,99	НБ3	16,8	13,1	4,3	2,9	2,6	0,0	0,0	0,0	60,3	60,3
					32,2	29,3	14,3	5,1	9,8	4,2	0,7	0,9	3,7	5,2
14	9451	891,36	893,22	Мярожа	34,9	34,7	18,7	0,0	4,6	3,0	0,0	2,0	2,1	4,1
15	9456	894,70	896,56	Мярожа	21,2	38,7	28,8	0,0	4,0	2,7	2,8	0,0	1,6	4,4
16	9461	898,25	900,11	Мярожа	28,2	30,1	25,0	0,0	5,5	11,2	0,0	0,0	0,0	0,0
					28,1	34,5	24,2	0,0	4,7	5,7	0,9	0,7	1,2	2,8
17	9470	902,88	904,74	Турон	28,8	28,4	33,3	0,0	3,0	2,9	0,0	2,0	1,6	3,6
18	9471	903,37	905,23	Турон	31,7	17,4	23,1	0,0	3,9	2,2	0,0	1,9	19,8	21,7
19	9681	935,65	937,38	Турон	34,1	27,9	27,8	0,0	4,4	1,4	0,0	2,5	1,9	4,4
20	9689	939,42	941,15	Турон	30,1	28,4	27,8	0,0	5,7	4,7	0,0	2,1	1,2	3,3
21	9706	941,90	943,63	Турон	35,7	32,1	21,1	0,0	2,8	3,4	0,0	2,6	2,3	4,9

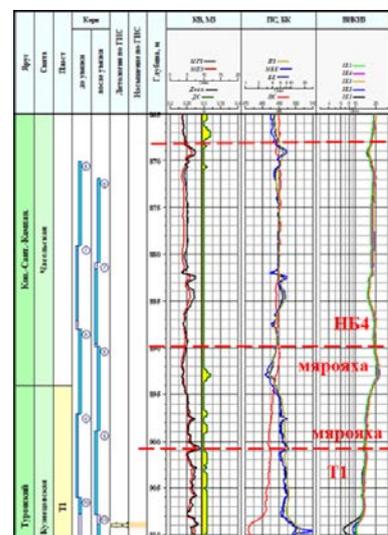


Рисунок 6.6. Слева – фрагмент таблицы результатов РСАпор.; повышенное содержание пирита в основании отложений коньяка (в 4 раза превышает долю пирита в туроне) Справа – фрагмент Планшета (граница турона и коньяка). (ООО «ТННЦ»).

Интервал границы мярояхинской пачки и стратона опоковидных глин НБ4 изучен керном в единичных скважинах (как безперспективный в отношении поиска скоплений углеводородов), но и там выделяются признаки аноксии (повышенные содержания пирита) – при затоплении мярояхинских глин со следами эрозии в кровле (Рисунок 6.6).

Кроме того, отмечается, что пиритовая составляющая, представленная в базальной части трансгрессивных фрагментов циклитов образует, как правило, плотно упакованные фрамбоидальные стяжения ( $\varnothing$  до 10-30 мкм) (Соцкая и др., 2022) микрооктаэдров пирита (не более 1 мкм) (Рисунок 6.7, справа).

Напротив, в гидротермальном заполнении микротрещин, например, в основании стратона ВБЗ (Рисунок 6.7, слева; толщиной порядка 0,1 мм), преобладают сульфаты кальция (гипс, ангидрит) с рассеянной примесью микрооктаэдров пирита (индивиды значительно менее 1 мкм). Можно предположить, что гидротермальное воздействие вдоль трещин приводило к разрушению фрамбоидальных стяжений и рассеиванию гидротермальным газовой-жидким флюидом индивидов (микрооктаэдров) пирита.

Таким образом, повышенная пиритизация (как признак локального эпизода кислородного «голодания») в турон-кампанских отложениях ЗСП характерна для переломных событий смены регрессивного развития территории на трансгрессивное

повышение уровня вод бассейна. Для этих же обстановок, кроме повышенных содержаний пирита (застойный характер среды), установлены низкие степени биотурбации и, как правило, повышенные содержания глауконита (ухудшенная экология).

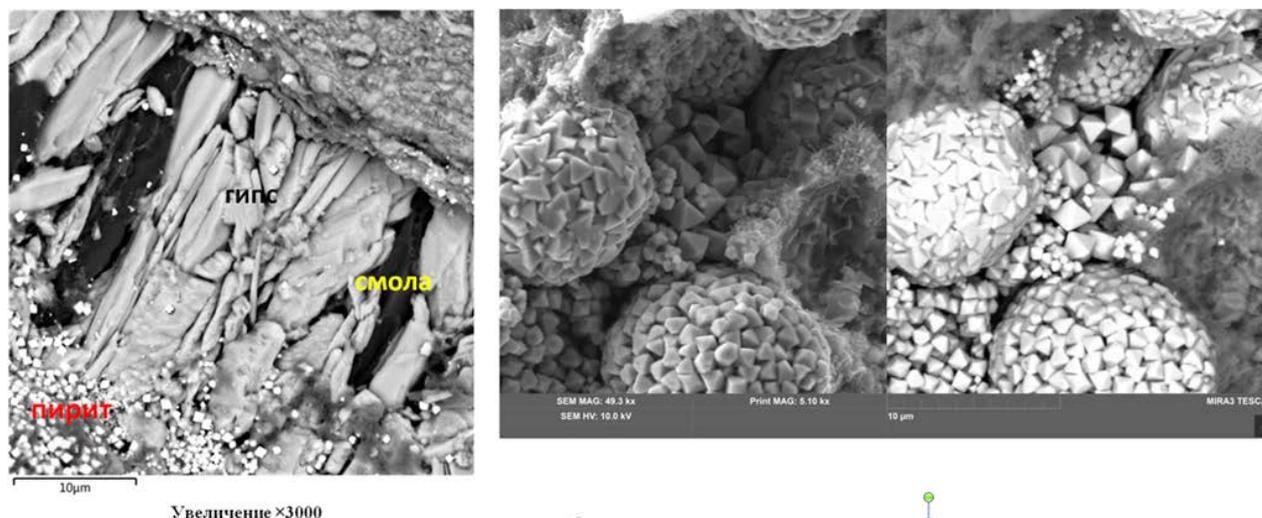


Рисунок 6.7. Изображения РЭМ. Морфология пирита в гидротермальном заполнении трещин (слева, основание стратона ВБЗ; ×3000) и в опоках стратона НБ1 (справа, средняя часть стратона; ×5100) (ООО «ТННЦ», 2023).

В позднем мелу продолжался спрединг океанических впадин, и образование СОХ в зоне спрединга, например [Милановский, 1999; Парначёв, 2021]. Активизировались, с разной интенсивностью, и рифтовые системы на континентах (в том числе и в эпиконтинентальных морях).

Океанские события ОАЕ2 и ОАЕ3 позднего мела на территории ЗСП соответствуют возобновлению трансгрессии внутриконтинентального моря по завершении эпизодов регрессивного развития бассейна.

Для рифтовых зон характерны различные формы проявления вулканизма – от лавовых излияний (в том числе, подводных) и пепловых эксплозий (пирокластических туч), до газово-жидких эксгаляций (гидротерм). В областях распространения СОХ отмечаются чёрные и белые «курильщики» – как примеры современного проявления подводных гидротермальных процессов (с поступлением из астеносферы и мантии обширного комплекса различных химических компонентов в виде катионов и анионов), характеризующиеся дефицитом кислорода, сероводородным заражением (аноксией) и аутигенным накоплением железистых смектитов, гидротроилитов и радиоляриевых илов [Емельянов, 1998].

В процессе проведения региональных работ нами установлены новые следы синхронного пирокластического разноса [например, рисунки 1.11, 1.20, 1.29; Карих и др.,

2020]. В строении верхнего мела Западной Сибири абсолютно преобладают набухающие глины (смектиты, бентонитоподобные глины, частично трансформированные в иллит/гидрослюду) и кремнистые глины (до опок верхнего сантона) трансгрессивного аутигенного (автохтонного) генезиса (с учётом представлений о «камуфлированной пирокластике»). Смектиты (с неравномерной трансформацией в иллит/гидрослюду), глауконит и аморфный кремнезём образуют криптозернистый агрегат (на Изображениях РЭМ недиагностируемые индивиды 1-3 мкм), по всей видимости, с низкими темпами осадконакопления (первые мм за 1 тыс. лет; конденсированный тип седиментации). Сложное микроагрегатное взаимоотношение глин и аморфного кремнезёма, отражает их совместное осадконакопление (изначально неустойчивые системы – сложные коллоиды-иллы, с последующим их распадом, через ряд промежуточных фаз, на более устойчивые мономинеральные компоненты – «старение»). Аналогичные глауконит-содержащие опоквидные глины и опоки описаны в сантон-кампанских отложениях Русской платформы («камуфлированная пирокластика» сенона) [Зорина и др., 2011, 2013, 2015].

Следовательно, накопленные данные, по всей видимости, свидетельствуют в пользу хемогенного (биогенно-хемогенного) типа седиментации аутигенных глин и опок верхнего мела, на этапе усиления процессов рифтообразования при тектоно-вулканических активизациях трансгрессивного развития Западно-Сибирской плиты. Наряду с дополнительным прогревом, аномалии химических компонентов (предельно-допустимых концентраций, ПДК) в составе гидротермальных эксгаляций ухудшали условия жизнедеятельности в воде и донных илах, и служили «кирпичиками» для аутигенного минералообразования (смектитов, глауконита, аморфного кремнезёма и пр.). По мере осаждения растворённых компонентов в твёрдую фазу (и относительного понижения степени прогрева), происходила нормализация условий (снижение концентраций в растворе). Химические компоненты гидротерм (необходимые для формирования аутигенных минералов) представлены катионами и анионными комплексами [Емельянов, 1998]. В аутигенных алюмосиликатах (смектитах, глауконите и пр.) химические элементы присутствуют в виде окислов. Например, в монтмориллоните  $((\text{Na}, \text{Ca})_{0,33}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O})$ , входящем в группу смектитов, окись магния (MgO) составляет 4-9 %, окись алюминия ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) 11-22 %, окись железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) 5 % и больше, вода ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 12-24 %; присутствует окись калия ( $\text{K}_2\text{O}$ ), окись натрия ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) и окись кальция ( $\text{CaO}$ ) (до 3,5 %). В составе глауконита (селадонита) (химическая формула  $(\text{K}, \text{H}_2\text{O})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$ ), доля  $\text{SiO}_2$  до 53 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 17 %, MgO – 4-5 %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 8-9 % и др. В основе строения монтмориллонитовых

глинистых минералов – две структурные единицы: октаэдрическая сетка металлоксидов и сетка кремнекислородных тетраэдров (Рисунок 6.8).

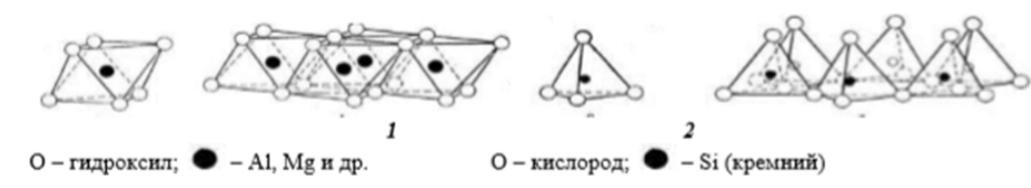


Рисунок 6.8. Структурные единицы строения глинистых минералов на основе монтмориллонита. 1 – октаэдрическая сетка; 2 – сетка кремнекислородных тетраэдров [Корнев, Рыбаков, 2016].

В первой структуре атомы алюминия, магния или железа равноудалены от шести атомов кислорода или гидроксидов. Во второй – в каждом тетраэдре атом кремния одинаково удалён от четырёх атомов кислорода. Переплетаясь сложным образом, обе структурные единицы образуют единую структуру монтмориллонита (Рисунок 6.9).

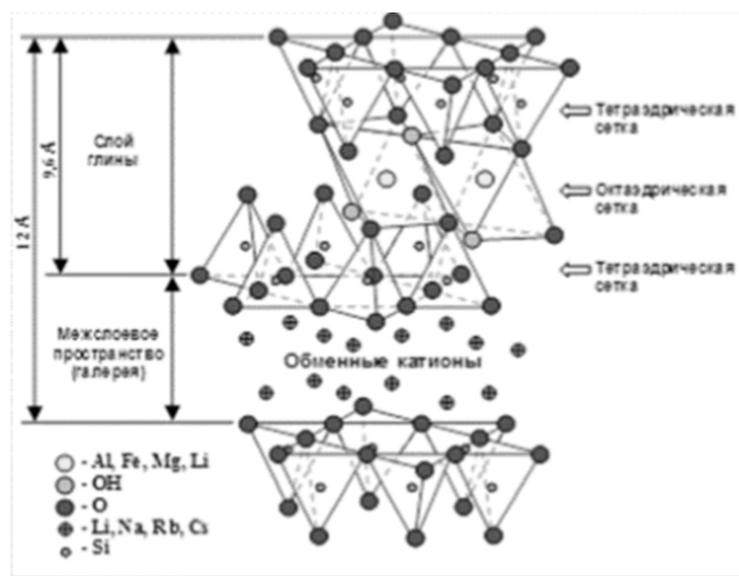


Рисунок 6.9. Структура частиц монтмориллонитовой глины [Корнев, Рыбаков, 2016].

Как видно на Рисунке 6.9, в структуре монтмориллонита имеется межслоевое пространство, в котором сосредоточены обменные катионы, что является физической и физико-химической основой сорбционной активности бентонитовых (и бентонитоподобных) глинистых пород. Чем больше в породе монтмориллонита, тем выше её дисперсность. Монтмориллонит на уровне примесей содержит смешанные минералы (ССО), гидрослюда (иллит), каолинит, цеолиты, полевые шпаты (ПШ).

Таким образом, по Рисункам 6.8 и 6.9 видно, сколько атомов кислорода задействовано в структуре слоёв монтмориллонита. Элементы-катионы (гидротермальные и/или сорбированные пепловыми частицами), насыщающие раствор, в процессе аутигенного образования слоистых алюмосиликатов, используют растворённый кислород и «связывают» его в твёрдой фазе.

*Аутигенное формирование глинистых минералов в позднем мелу, в том числе, за счёт «камуфлированной» пирокластики и гидротермальных растворов предполагает вовлечение кислорода в процессы минералообразования – в сопоставимых объёмах относительно катионов. Следовательно, хемогенный синтез масштабных объёмов смектитов, глауконита и аморфного кремнезёма верхнего мела Западной Сибири, приводит к мобилизации и закреплению в твёрдой фазе значительных масс кислорода.*

Во время глобальных трансгрессий на суше (резко сокращённой в размерах) устанавливается режим пенеппенизации рельефа. Расширяются процессы денудации и разрушения гор (базис эрозии понижается), не происходит образование сезонных льдов и ледников, и, значит, нет весенних половодий, реки деградируют. Для обстановок пенеппенизации рельефа суши характерно отсутствие крупных водотоков, на фоне повышенных температур (в том числе, за счёт снижения альбедо) – снижается способность кислорода к растворению (не происходит полноценное восполнение растворённого в воде кислорода, истраченного на окисление отмершей органики).

*Следовательно*, можно констатировать, что при глобальных трансгрессиях (как минимум, меловых) эпизоды ОАЕ (неравномерно отражённые на планете) контролируется, видимо, комплексным набором причин.

*Во-первых*, активизацией вулканических процессов: выделением  $\text{CO}_2$  в атмосферу и, в связи с этим, потеплением, повышением скорости выветривания и поступлением дополнительного количества питательных веществ; гидротермальный вынос восстановленных металлов и сульфидов, а также их окисление кислородом морской воды. Увеличение питательных веществ и  $\text{CO}_2$  отражались на повышении биопродуктивности в том числе планктона, обусловившую расходование кислорода на разложение ОВ и возникновение бескислородных условий.

*Во-вторых*, климатом: потепление обедняло воды кислородом, увеличивало интенсивность выветривания, обеспечивая дополнительное поступление питательных веществ и повышение биопродуктивности.

*В-третьих*, отсутствием или слабой циркуляцией вод.

**ЧЕТВЁРТОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

*4. Циклические глобальные процессы развития океанов на фоне активизации вулканизма нашли отражение в строении разреза верхнего мела Западной-Сибирской плиты, в том числе, в виде аномальных содержаний пирита на рубежах регрессия – трансгрессия, в ряде случаев совпавшими с глобальными аноксическими событиями, например, ОАЕ2 (граница сеноман-турон) и ОАЕ3 (граница коньяк-сантон).*

## Глава 7. ВЕРХНИЙ МЕЛ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ОБЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

В меловом периоде Лавразия и Гондвана распадались на части. Южная Америка и Африка удалялись друг от друга. Расширение Атлантики имело характер пульсаций (Рисунок 5.8) [Милановский, 1999]. Африка, Индия и Австралия так же начали расходиться, и к югу от экватора образовались гигантские острова<sup>6</sup>.

Относительное похолодание в поздней юре сохранялось до конца раннего мела (около 100 млн. лет назад) (Рисунок 6.1). Чуть раньше, 120 млн. лет назад (завершение формирования клиноформного комплекса неокома) произошло *аптское аноксическое событие* (Selli Event или *OAE1a*). Около 116 млн. лет назад (ранний апт) средняя температура упала на 5°C, похолодание продлилось больше миллиона лет. Затем (поздний апт) сформировалось относительное потепление, в это время вулканы Индийского океана активно поставляли в атмосферу углерод. В конце сеномана на площади ЗСП проявилась масштабная регрессия с проградацией побережья с востока на запад, с максимальным осушением площади ЗСП в меловое время. Относительное потепление (в позднем сеномане) привело к значительному обеднению кислородом вод океана. В результате около 94 млн. лет назад (Рисунок 6.1) произошла «*аноксийная катастрофа*». Примерно  $91,5 \pm 8,6$  млн. лет назад (на рубеже сеноман-турон) «стартовала» глобальная

---

<sup>6</sup> При подготовке данного Раздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

22. **Кудаманов А.И.**, Потапова А.С., Королёв Е.С. Классификация и характеристика коллекторов в пластах АВ1(1-3) Самотлорского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2014, – № 4, С. 4-11. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,384; 0,5 печатных листов).

23. **Кудаманов А.И.**, Потапова А.С., Карих Т.М. Специфика седиментации сеномана севера Западной Сибири (на примере месторождения Русское) // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2013, – № 11, С. 30-34. (Импакт-фактор РИНЦ – 0,480; 0,313 печатных листов).

24. **Кудаманов А.И.**, Скачек К.Г. Влияние условий седиментации и литогенеза на Кудаманов А.И. Влияние условий осадконакопления в валанжине на коллекторские свойства отложений Сургутского свода Западно-Сибирской плиты // Литология и геология горючих ископаемых: Межвуз. науч. темат. сб. – Екатеринбург, УГГУ, 2009. Вып. II (18). С. 206-218.

25. Авраменко Э.Б., Грищенко М.А., Ахмадишин А.Т., **Кудаманов А.И.**, Смышляева М.Д., Кузьмина В.А., Маринов В.А., Потапова А.С. Практическое применение геохимических индикаторов для уточнения обстановок осадконакопления в отложениях бажено-абалакского комплекса Красноленинского района // Сборник научных трудов. Выпуск № 5. – Тюмень: ОАО «Тюменский дом печати», 2019 – С. 93-119.

поздне меловая трансгрессия. Начало турона отмечено **сеномано-туронским пограничным биотическим событием (ОАЕ2)** – исчезли ихтиозавры, плиозавры, семейства мегалозавровых, стегозавровых, сократилось разнообразие других групп животных (на территории ЗСП в раннем туроне сформировалась мамийская пачка **битуминозных глин**, залегающая в основании кузнецовского горизонта). Потепление позднего альба усилилось (95-83 млн. лет назад). В пределах ЗСП происходило трансгрессивное накопление набухающих глин (турон-ранний коньяк) кузнецовского, кремнистых глин и опок (коньяк-сантон) нижнеберёзовского ССК. Относительное похолодание в кампане (верхнеберёзовский ССК) усилилось в маастрихте (ганькинский ССК). Иначе говоря, глобальная трансгрессия позднего мела (**длительностью 30-35 млн. лет**) характеризуется климатическим оптимумом и максимальным развитием в туроне-сантоне (**10-12 млн. лет**).

### 7.1. Общие результаты

Региональная трансгрессия ЗСП позднего мела неоднократно прерывалась заметно выраженными эпизодами регрессий. Некоторые эпизоды зафиксированы в разрезе локально распространёнными пластами в различной степени песчанистых алевролитов. Так, например, алевролиты газсалинской пачки, распространённые на востоке ЗСП (восточнее зоны Колтогорско-Уренгойских рифтов; Рисунок 3.13). На крайнем северо-востоке ЗСП локализованы аналогичные алевритовые пласты стратонов НБЗ и ВБ1. Там же, на северо-востоке (по керну скважин опорного бурения, а также по данным ГИС текущего бурения – повышенные общие толщины) прогнозируются пласты алевролитов (средний-поздний маастрихт) в известково-глинистом ганькинском ССК (но гораздо большего распространения в юго-западном направлении, формируя, таким образом, клиноформно подобный комплекс; Рисунок 5.6). Распространение перечисленных тел алевролитов отражает пульсирующее (и относительно локальное) проявление субаэральных условий на востоке и на северо-востоке плиты.

Так же, по керну в кровле сеномана установлены следы распространения мощных приливных отмелей (не имеющих современных аналогов), предвещающих осадконакопление морских глин дорожковской свиты (залегающей в основании кузнецовского ССК) [Информационный ..., 2013; Кудаманов и др., 2013; Конторович и др., 2014]. Перекрытие регрессивных песчаников сеномана набухающими глинами нижнего турона (мамийская пачка битуминозных глин в основании дорожковской свиты) фиксирует в пределах ЗСП аноксийное Событие ОАЕ-2 (что подчёркивается, в том числе,

повышением доли пирита, иногда в 3-4 раза, при пересечении этого рубежа) и начало региональной трансгрессии ЗСП.

Дополнительно, по данным изучения керна, выделены отдельные поверхности с признаками эрозии, но без образования явно выраженных скоплений обломочных и/или гранулитовых фракций (алевролитов). Например, в кровле глауконитовых глин мярояхинской пачки (нижнеконьякского возраста) даже в центральной части ЗСП описаны следы перемыва (мелким волнением): находки янтаря, повышенная песчанистость, повышенная примесь растительного детрита (иногда до среднего размера), иногда – следы корней растений, и пр. Кровля мярояхинской пачки, как правило, хорошо диагностируется по материалам ГИС, например (Рисунок 7.1).

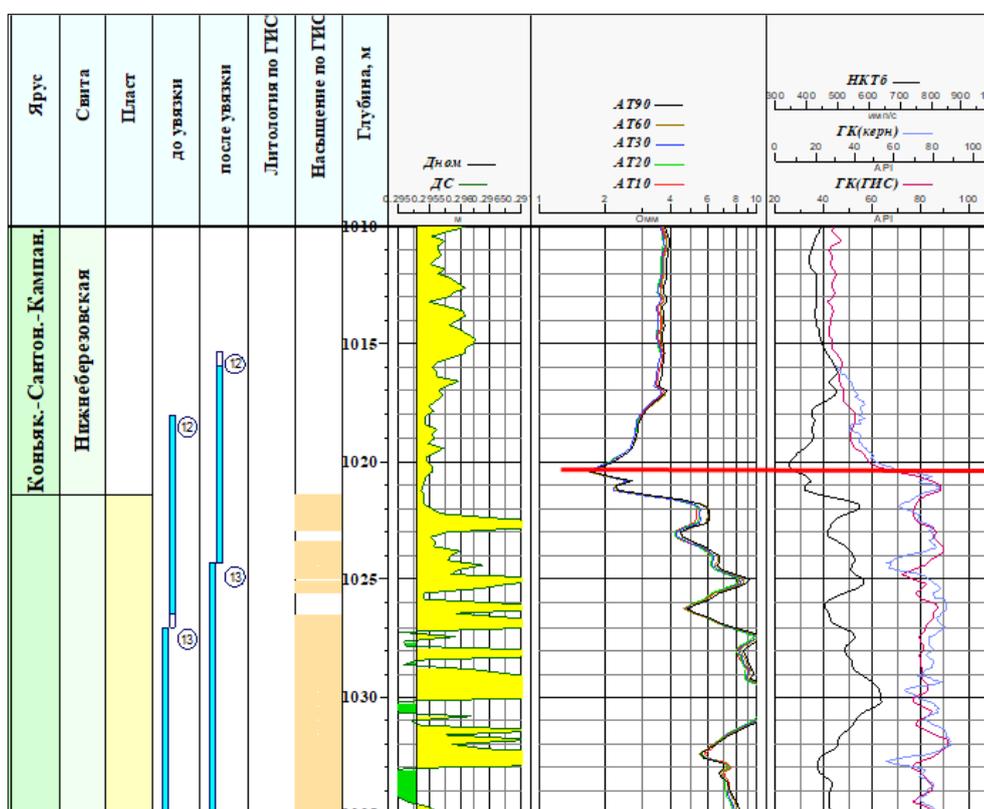


Рисунок 7.1. Фрагмент Планшета по скважине Харампурского ЛУ. Красная линия – кровля мярояхинской пачки (рост электропроводимости и падение значений ГК).

Аналогично, в кровле пласта опок НБ1 (верхний сантон, хэяхинская пачка) практически во всех скважинах актуального бурения, вскрывших этот интервал, установлены следы псевдо-брекчирования (размером от дресвы до глыб превышающих Ø керна), например (Рисунок 3.14). Обломочные фрагменты опок скреплены (цементированы) набухающими глинами выше залегающих отложений стратона ВБЗ верхнеберезовского горизонта (ранне-кампанского возраста). Нередко, в интервале

псевдо-брекчий, отмечаются ризоиды (следы корней). Верхняя граница пласта опок НБ1 также ярко выражена на диаграммах ГИС (как и в кровле мярояхинской пачки, но в противоположном порядке – для ГК), например (Рисунок 7.2).

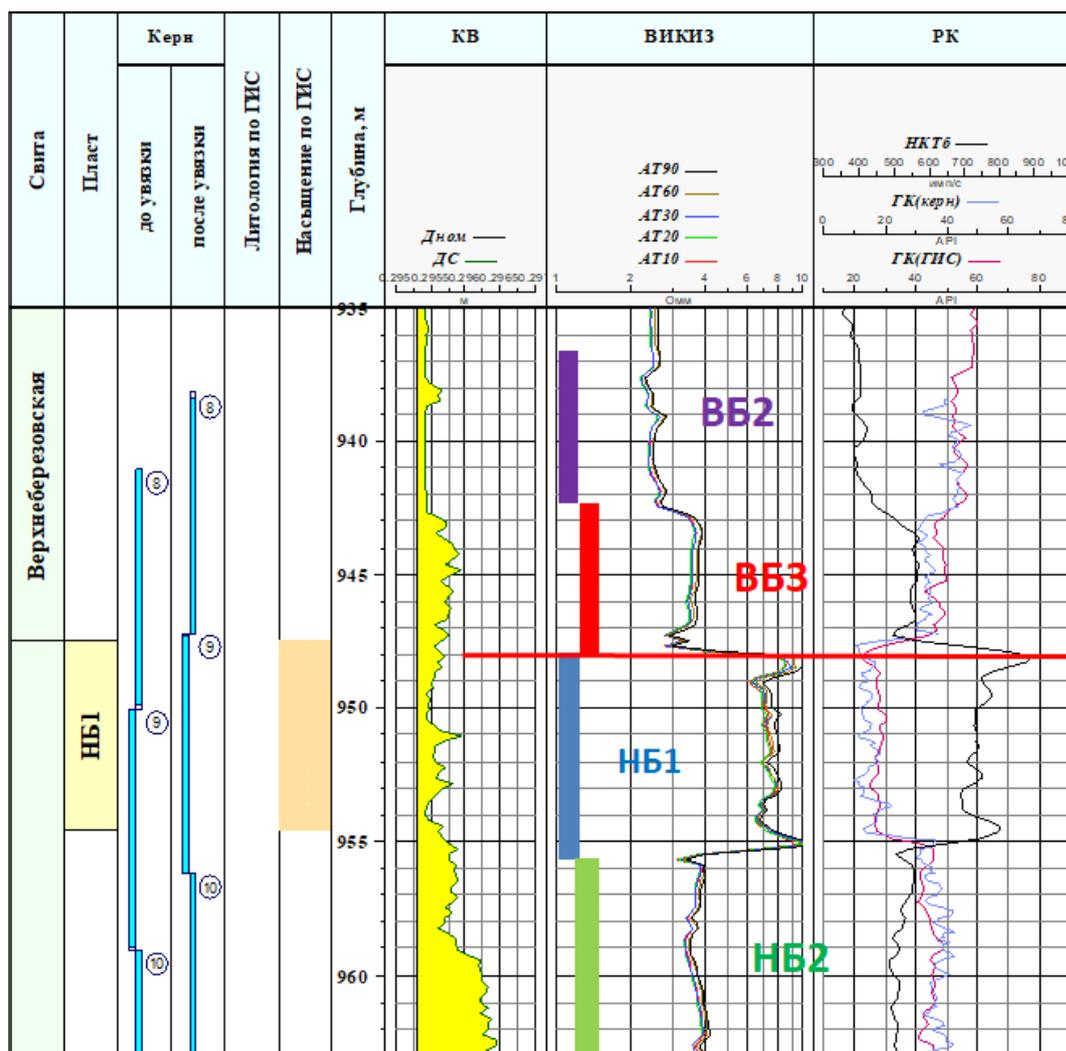


Рисунок 7.2. Фрагмент Планшета по скважине Харампурского ЛУ. Красная линия – кровля опок стратона НБ1 (падение сопротивления и рост ГК).

Повсеместное обнаружение следов субэаральной экспозиции на определённых горизонтах разреза свидетельствует об эпизодах регионального обмеления (как минимум, до состояния архипелага островов) всей территории ЗСП. Отсутствие заметных скоплений перемытого и переотложенного материала может указывать на слабую степень литификации отложений на время регрессии, и/или относительную кратковременность таких эпизодов.

Продолжим. Затопление ЗСП в туроне отражено в разрезе морскими (набухающими) глинами дорожковской свиты (в основании *мамийская битуминозная пачка*,

отражающая Событие ОАЕ2, перекрытая *лукияхинской* пачкой зеленоватых смектитовых глин) [Решение 5-го..., 1991; Конторович и др., 2013; Сургутская ОС, 1964]. Глины дорожковской свиты слагают основание кузнецовского горизонта (ССК). В среднем-позднем туроне к востоку от Колтогорско-Уренгойской зоны рифтов на глинах дорожковской свиты накопились газсалинские алевролиты (Рисунок 3.13). К западу от рифтовой зоны (по ГИС и керну) алевролиты не установлены. Кровля алевролитов (*hard ground*, с отвесными норками биотурбаторов, следами бегства – ихнофагия *Glossifungites*) перекрыта глауконитовыми глинами мярояхинской пачки (Рисунок 3.9) [Кудаманов и др., 2017; Авраменко и др., 2019]. Ранний коньяк, как уже было сказано, – время накопления пачки мярояхинских глин, с эпизодом регрессии в кровле (верхи раннего коньяка; Рисунок 3.9), что фиксируется *находками янтаря, признаками пестроцветности, примесью крупного размера УРД, песка,* и пр. [Кудаманов и др., 2018б]. Размытые и переотложенные глауконитовые глины не отражаются по ГИС; дефицит керна из этой части разреза не позволяет установить направление сноса и участки переотложения разрушенного материала. Опоковидные глины стратона НБ4 (средний коньяк) залегают на мярояхинских глауконитовых глинах, по керну – с резкой нижней границей (по ГИС – резкое падение значений ГК) (Рисунок 3.9) – эрозионный тип контакта, как результат смены условий седиментации (в частности, химизма среды), при кардинальной перестройке источников сноса и режима принимающего бассейна [Кудаманов и др., 2018а]. Опоковидные глины НБ4 на северо-востоке ЗСП перекрыты алевролитами стратона НБ3 (поздний коньяк; как было сказано ранее, проявление очередного эпизода регрессии). К юго-западу от области распространения алевролитов стратона НБ3 (контроль со стороны зоны Трансевразийского сдвига) синхронно накапливались опоковидные глины, весьма вероятно, с терригенной примесью хлорита и каолинита ветрового разноса [Кудаманов и др., 2019].

Регрессия с распространёнными процессами денудации и накоплением алевролитов стратона НБ3 (в позднем коньяке) сменилась возобновлением региональной трансгрессии (с накоплением опоковидных глин стратона НБ2 раннего сантона). В очередной раз активизируются процессы рифтогенеза (и вулканогенно-гидротермальные процессы), относительно возрастают объёмы аутигенного минералообразования (смектитов, глауконита, опала и пр.). Аноксическое Событие ОАЕ-3 отражено относительным увеличением доли пирита в 1,5-4,0 раза непосредственно выше (первые 1-3 м) границы коньяк-сантон (практически по керну всех скважин).

На юго-западе стратоны опоковидных глин НБ4, НБ3 и НБ2 «сливаются» в одну толщу; по керну и ГИС не различаются. Граница между стратонами НБ2 и НБ1 в пределах

территории ЗСП не имеет однозначной характеристики. В одних случаях, как, например, на Харампурском ЛУ, она резкая и по керну (Рисунок 7.3) и по ГИС (Рисунок 7.2).

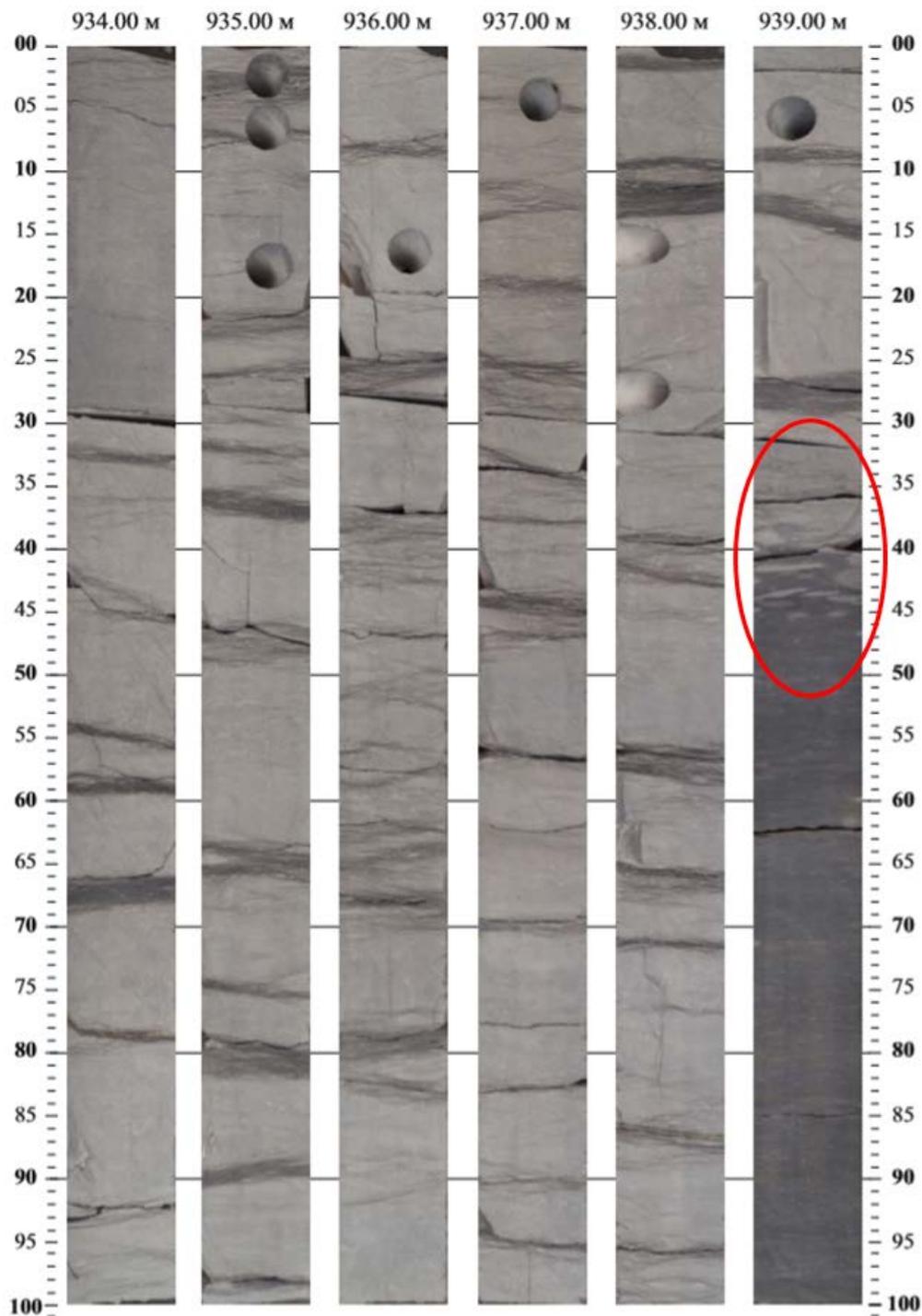


Рисунок 7.3. Фото керна в дневном свете. Харампурский ЛУ. Красный овал отмечает переход от опоквидных глин стратона НБ2 (внизу) к опокам стратона НБ1 (вверху).

Уверенные следы эрозии между стратонами НБ2 и НБ1 не установлены, скорее, перерыв в осадконакоплении (диастема) и/или относительно выраженная смена

источников осадочного вещества (преобладание кремнекислых пеплов и угнетение/дефицит базальтовых).

В других случаях, по ГИС и керну граница не имеет чёткой контрастности, например (Рисунки 7.4, 7.5).

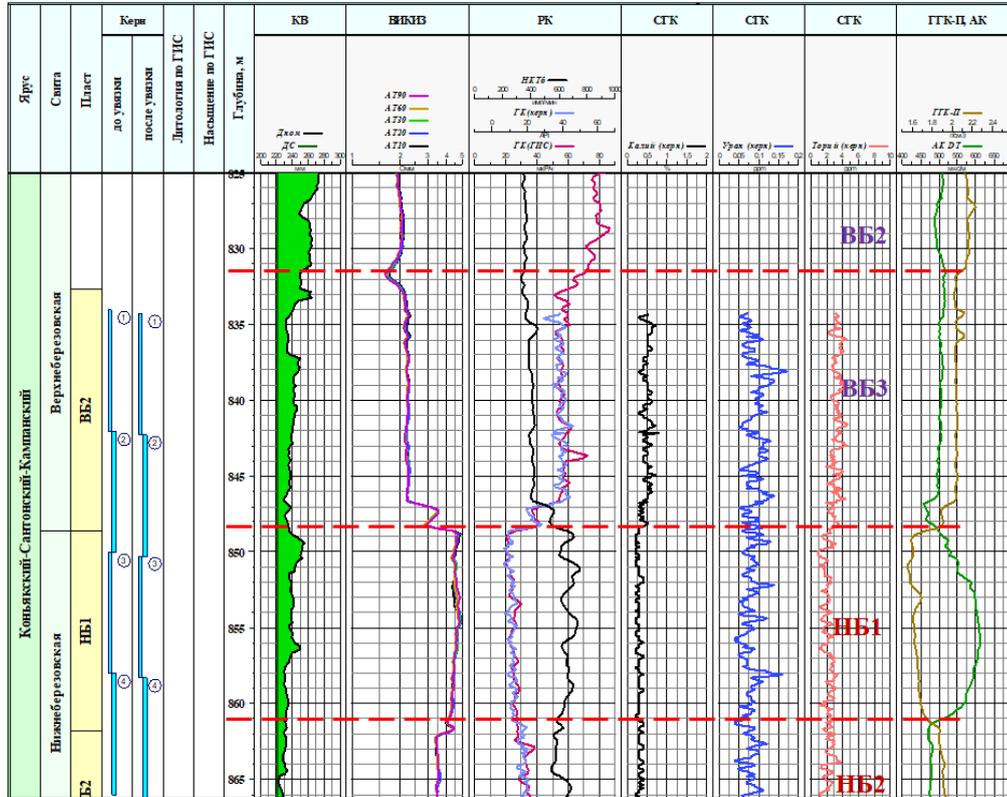


Рисунок 7.4. Фрагмент Планшета по скважине Ван-Еганского ЛУ. Относительно уверенно граница между НБ2 и НБ1 диагностируется по плотностному каротажу (ГГК-П).

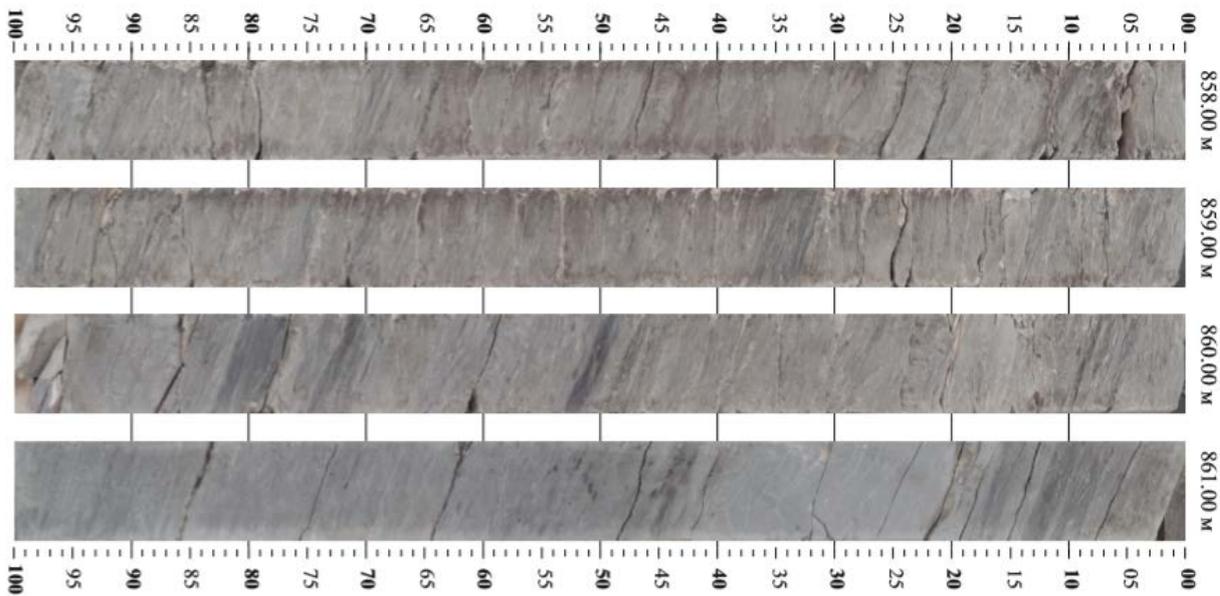


Рисунок 7.5. Фото керна в дневном свете. Ван-Еганский ЛУ. Визуально переход между стратонами НБ2 и НБ1 постепенный – примерно в интервале 860,5-861,0 м (см. Рисунок 7.4).

Для уточнения фактического положения границы необходимо дополнительное, более детальное изучение пород в зоне перехода комплексом лабораторных методов. Наиболее эффективными, в данном случае, могут быть РФА и профильная геохимия минерального скелета (с контролем в петрографических шлифах и РЭМ).

В кровле опок стратона НБ1 признаки субаэральной экспозиции и эрозии (псевдобрекчии и псевдодресвяники) установлены по керну неоднократно, например (Рисунки 3.14, 7.6-7.7).

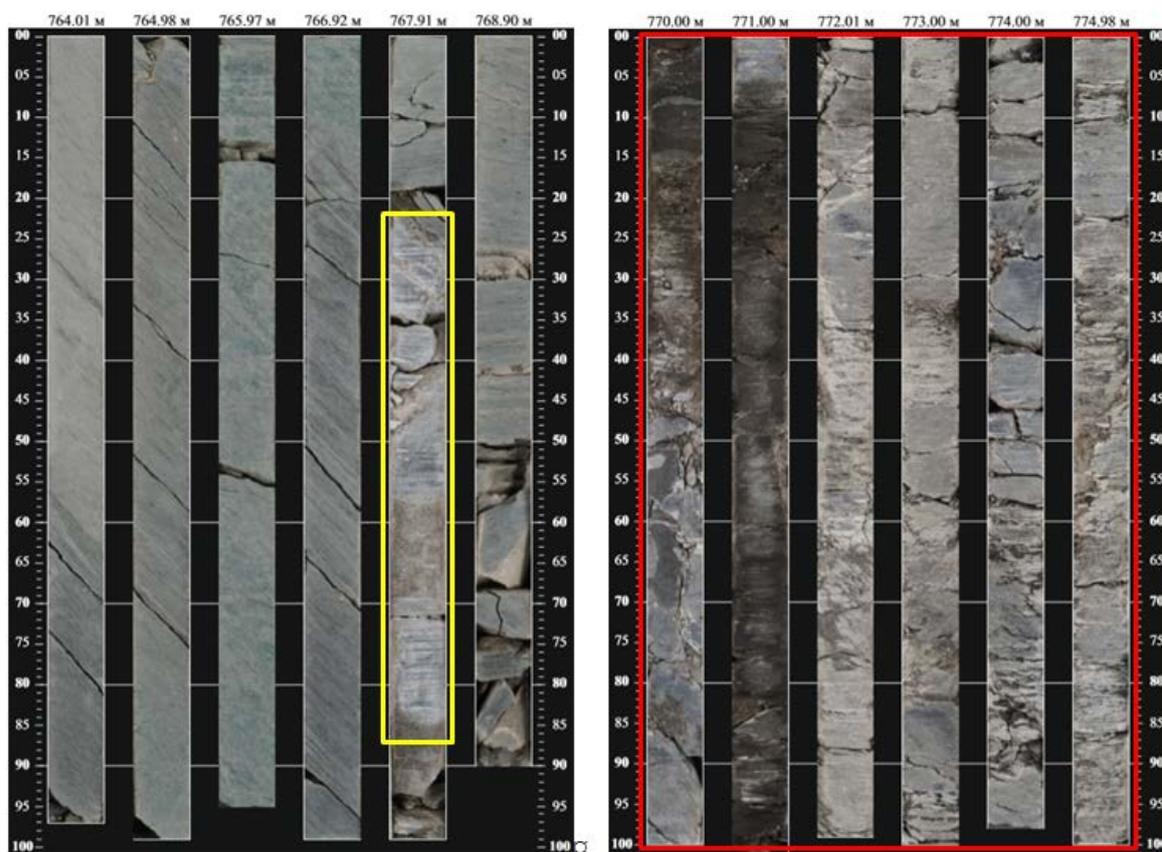


Рисунок 7.6. Фото керна в дневном свете. Губкинский ЛУ. Красный контур – интенсивно трещиноватые опок в кровле стратона НБ1; жёлтый контур – глыбовый обломок опок в нижней части стратона ВБ3.

Следы явного переноса и сортировки продуктов эрозии опок стратона НБ1 по керну на данный момент не обнаружены. Регрессивный эпизод, отражённый в кровле стратона НБ1, завершается распространением следующей фазы трансгрессии (по данным ГИС, с накоплением кремнисто-глинистых стратонов ВБ3 и ВБ2 ниже-кампанского возраста, в нижней части верхнеберёзовского ССК). Следующий локальный эпизод регрессии установлен в среднем кампане, зафиксирован в разрезе алевролитами стратона ВБ1, как уже было сказано раньше, на северо-востоке ЗСП мощностью до 100-150 м.

Диагональная зона, контролирующая распространение алевролитов (увеличенных общих толщин ССК) на юго-запад, в общих чертах, совпадает с зоной Трансевразийского сдвига (Рисунки 1.36, 4.3) [Кудаманов и др., 2020]. Выше алевролитов ВБ1 залегают автохтонные слабо кремнистые смектит-иллитовые глины стратона ВБ0 (верхий кампан), накопленные в течение очередного этапа региональной верхнемеловой трансгрессии ЗСП. Согласно существующим представлениям, граница кампана и маастрихта выражает относительно резкую смену кремнистых глин карбонатистыми глинами. Аналогично кровле стратона НБ1, на этой границе прогнозируется существование регрессивной поверхности, без образования явно выраженных тел переотложенного кремнисто-глинистого материала, узнаваемых по ГИС. Карбонатистость глин маастрихта дополнительно подчёркивается угнетением (и вымиранием) планктона с опаловым скелетом (диатомеи, радиолярии), и распространением планктона с карбонатным скелетом (кокколитофориды) (см. Рисунок 1.15).

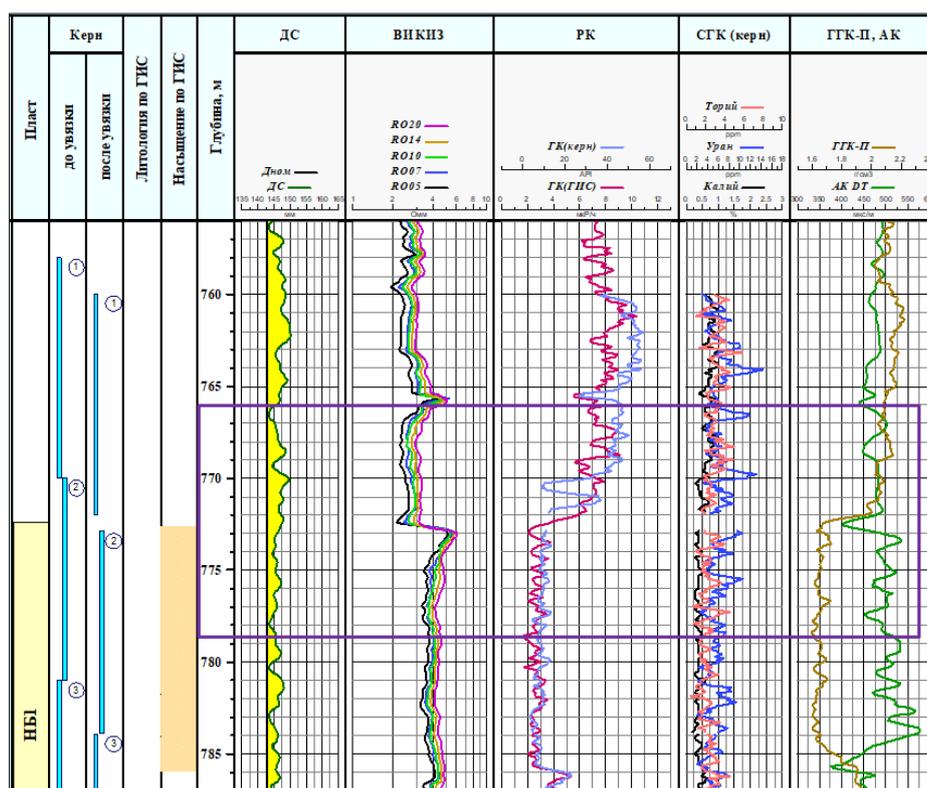


Рисунок 7.7. Фрагмент Планшета по скважине Губкинского ЛУ. Сиреневым контуром отмечен интервал отбора керна, показанного выше (Рисунок 7.6).

Этот феномен, на данный момент, интерпретируется как следствие глобального изменения преобладающих течений в акватории Западно-Сибирского бассейна – с

северного направления (бореального, прохладного) на южное (тетическое, относительно тёплое) через Тургайский пролив, например [Подобина, 2000, 2013].

Дополнительно к сказанному можно добавить, что в процессе региональных исследований были установлены *особенности проявления трещиноватости* глинисто-кремнистых отложений верхнего мела ЗСП. На фоне высокой пористости (35-40 % и более) и очень малого размера пор (субкапиллярные и меньше) в опоках ЗСП, им присущи низкие значения матричной проницаемости и эффективной пористости. С другой стороны, высококремнистые породы обладают высокой трещинной проницаемостью, основные перспективы их могут быть связаны с зонами развития естественной трещиноватости.

В начале XXI века, в результате анализа материалов сейсмоки с высокой кратностью, на территории ЗСП установлены факты аномальной разломной нарушенности надсеноманских отложений – на востоке Нижневартовского свода (центральная часть ЗСП) и в пределах Северного мегавала Пур-Тазовского района (Рисунок 7.8) [Гогоненков и др., 2002]. Характерно, что деформированная толща занимает строго определенный стратиграфический интервал разреза, выше и ниже которого следы нарушения не прослеживаются. Признаки нарушений (Рисунок 7.8А, 7.8Б) – на глубине 240-280 м, что соответствует люлинворскому горизонту (эоцен). Ниже число и амплитуда нарушений возрастает – максимально во временном интервале 0,50-0,75 мсек. (возможно, кровля сантона). Глубже амплитуда нарушений плавно уменьшается, и на временах 0,80-0,90 мсек (или глубинах 700-800 м) они полностью исчезают (очень вероятно, кровля турона). Подстилающая толща меловых отложений мощностью более 1400 м не содержит никаких признаков наличия тектонической нарушенности. Для Пур-Тазовской площади (Рисунки 7.8В, 7.8Г) – закономерности аналогичные. То же – и для некоторых других ЛУ севера ЗСП (например, Песцово-Енъяхинского, Медвежьего) [Пережогин, 2017]. Аномальный сейсмический образ формируется в процессе дегидратации гелеобразного кремнезёмистого осадка при его диагенезе и уплотнении. При «усыхании» (коагуляции) илов/коллоидов возникает дополнительная пустотность, порода сегментируется на многогранники (полигоны), разделённые системой *сеттарного типа* трещин *синерезиса*. Наложение литогенетических пустот с горизонтальными напряжениями могли привести к формированию линейных зон с добротными трещинными коллекторами [Пережогин, 2017]. К тому же, при анализе особенностей старения природных коллоидных систем (керогена и битумов баженовской свиты) было отдельно отмечено «*что трещины образуются не только при тектонических напряжениях. Они возникают и по причине синерезиса — самопроизвольного уменьшения объёма геля при его старении*»

[Колокольцев и др., 2009]. Вероятно, системы полигональных разломных трещин формировались в несколько этапов. Первичное заложение трещин могло произойти при неравномерной дегидратации (*коагуляции*) коллоидного осадка, насыщенного кремнезёмом, на этапе перекрытия, погружения и диагенеза (этап образования *трещин синерезиса*).

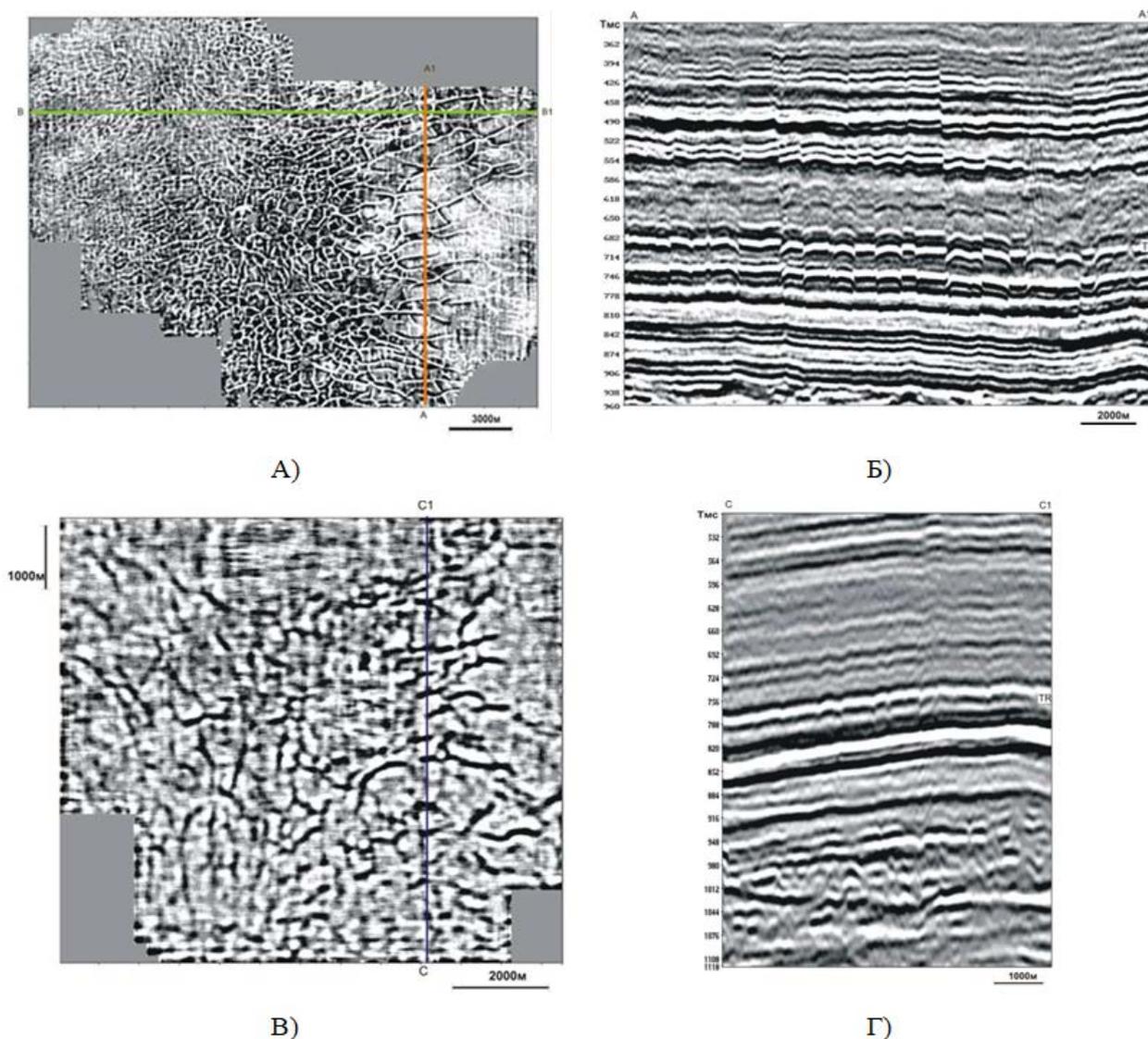


Рисунок 7.8. (А) Седиментационный срез сейсмического куба 3Д на уровне горизонта TR (над сеноманом в районе Нижнеартовска). (Б) Фрагмент меридионального сейсмического разреза по линии AA<sup>1</sup> (Рисунок 8.8А) в интервале развития полигональных нарушений (в районе Нижнеартовска). (В) Седиментационный срез части сейсмического куба 3Д по площади в Пур-Тазовском районе на уровне горизонта TR. (Г) Фрагмент сейсмического разреза по линии CC<sup>1</sup> (Рисунок 8.8В) в интервале развития полигональных нарушений [Гогоненков и др., 2002].

В дальнейшем, на этапах тектонических активизаций, происходило дополнительное растрескивание пород по ослабленным зонам с образованием обширной сети трещин. По нашим данным, биогенные остатки в опоках составляют первые проценты, единично до

20-25 %, и представлены кремневыми остатками планктона (радиолярии, диатомеи, редко фораминиферы), иглокожих, реже отмечается ихтиодетрит.

Максимальное содержание кремнезёма (до 80-90 % и более) и минимум глин установлены в кровле нижнеберёзовского горизонта (стратон НБ1, мощностью 5-30 м, иногда до 50 м) и, соответственно, по всей вероятности, для неё характерна максимальная хрупкость пород.

В надсеноманской части разреза ЗСП прослеживаются определённые закономерности. Кузнецовский ССК сложен алевритистыми глинами, иногда с тонкими прослоями карбонатизации и *не содержит аморфного кремнезёма (только в мярояхинской пачке отмечаются редкие находки скелетных остатков планктона, сложенных аморфным кремнезёмом)*. В подошве нижнеберёзовского ССК (стратон НБ4) появляется породообразующий аморфный кремнезём (сразу до 60-70 %). Выше по разрезу доля кремнезёма растёт (максимум в кровле горизонта – до 80-85 %). Выше кровли стратона НБ1 содержание кремнезёма резко снижается, отложения представлены кремнистыми глинами. Следовательно, логично ожидать, что сеть полигональных разломных нарушений наиболее контрастно будет проявлена в породах стратона НБ1.

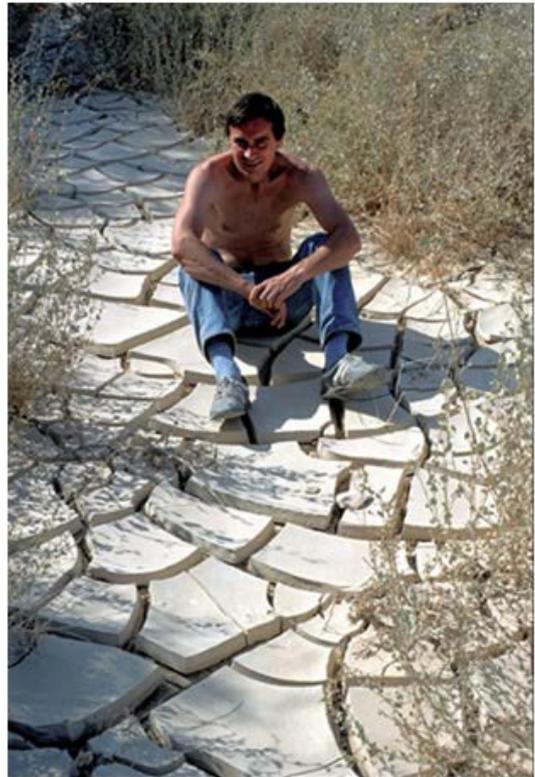
В результате интерпретации сейсмических материалов 2Д и 3Д по 200 различным осадочным бассейнам планеты, выделено 28 примеров полигональной нарушенности в ограниченных интервалах разреза [Гогоненков, 2002]. Возраст пород с признаками полигонального разрушения – от верхнего мела до олигоцена, глубины – от первых сотен метров до полутора километров. Это всегда тонкодисперсные отложения (глины, мел, опоки), с большой (>50 %) долей частиц размером менее 2 мкм, высокой пористостью (!) и низкой проницаемостью. *Семь основных признаков, характеризующих данное геологическое явление:*

1. Система разломов имеет полигональный характер.
2. Система разломов сверху и снизу ограничена ненарушенными толщами.
3. Распространение на значительных площадях, измеряемых многими сотнями км<sup>2</sup>.
4. Относительно малые амплитуды разломов – 10-100 м.
5. Размер полигонов, образуемых системой нарушений – 100-1000 м.
6. В пределах осадочной толщи могут быть выявлены два и более интервала независимых систем полигональной нарушенности.
7. Полярность нарушений (соотношение поднятого блока и угла падения плоскости сброса) может быть произвольной.

Механизм образования полигональной нарушенности до конца не ясен, но очевидно, что он связан с процессом отвода порового флюида при пассивном погружении (обезвоживании) и уплотнении глинистой толщи *на глубинах от десятков до первых сотен метров* [Гогоненков и др., 2002], т.е., генетически нарушения относятся к *трещинам синерезиса*. Поверхности с густой сетью полигональных нарушений, установленные по сейсмическим работам, напоминают природные *такыры* (образованные сетью *трещин усыхания* с поверхности, Рисунок 7.9), с размером фрагментов в см – первые десятки см, т. е., на 3-4 порядка меньше сейсмических полигонов. В отличие от такыра (образование при усыхании почвы *с поверхности*), полигоны в иловых гелях, видимо, формируются после погружения и перекрытия более молодыми отложениями.



А)



Б)

Рисунок 7.9. Примеры трещин усыхания (синерезиса) такыров – (А) пустыня Сонора [<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Drought.jpg?uselang=ru>]; (Б) Пустыня Кызылкум [[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Iu\\_chernoff.jpg?uselang=ru](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Iu_chernoff.jpg?uselang=ru)].

Разрыв сплошности твердеющих илов – коллоидных осадков в условиях изоляции (захоронения), согласно современным представлениям, происходит путём реализации *трещин синерезиса изнутри* тела при неравномерном обезвоживании и уплотнении дисперсных систем, как например в *конкрециях-септариях* (Рисунок 7.10). Коагуляция сопровождается оттоком воды во вмещающие (сверху и снизу) преимущественно

глинистые (иллит-сметитовые) породы, для которых характерна высокая способность к набуханию при взаимодействии с водными растворами.



Рисунок 7.10. Примеры трещин синерезиса: старение (обезвоживание) геля внутри глинисто-карбонатной конкреции (септарии).

[<https://www.bing.com/images/search?q=%d1%81%d0%b8%d0%bd%d0%b5%d1%80%d0%b5%d0%b7%d0%b8%d1%81&FORM=HDRSC2#CA!VisualSearch>].

Мигрирующая из кремнистых илов вода, охотно поглощается набухающими глинами вмещающих отложений, частично компенсируя обезвоживание последних при уплотнении. Под микроскопом были изучены микротрещины («трещины синерезиса»), некоторые со следами частичного растворения стенок и/или заполнения вторичными минералами (Рисунок 7.11-7.12). Например, (Рисунок 7.11; вид сверху) – трещины разрыва, осложнённые процессами растворения (пропитка голубой эпоксидной смолой), разнонаправленные, сильно извилистые, петляющие и зигзагообразные, заполненные рыхлым материалом кремнистого состава.

На Рисунке 7.12 (вертикальный срез) показаны примеры прерывистых литогенетических трещин синерезиса. Разрыв трещины и частичное смещение (фрактальное подобие трансформных разломов в океанических зонах спрединга) контролируется некоторыми глинистыми слойками. Наряду с этим отмечают глинистые слойки, «рассечённые» аналогичными трещинами. Вероятно, прерывистость трещин зависит от состава (наиболее пластичные глины) и размерных параметров конкретного глинистого слойка (мощность, поле распространения), в том числе и в какую часть слойка попадает конкретная трещина разрыва.

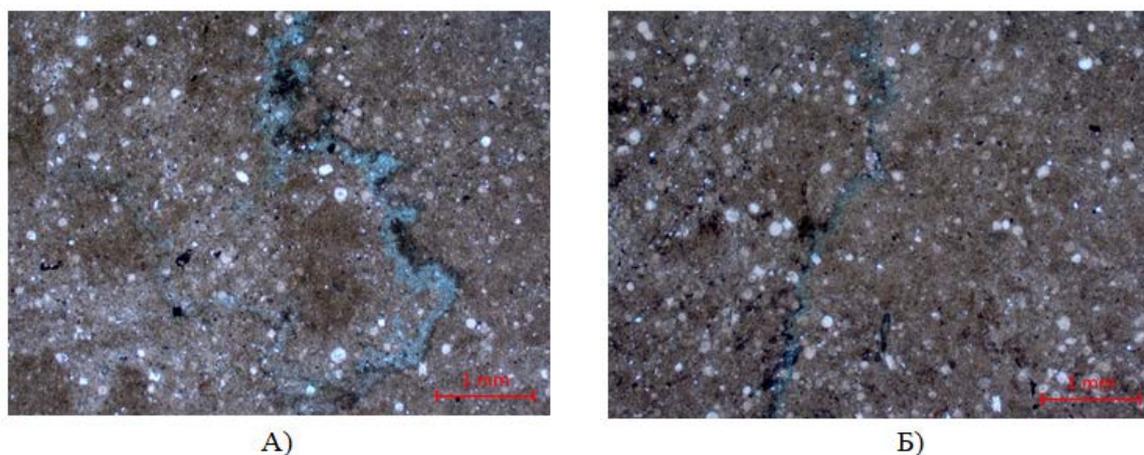


Рисунок 7.11. (А) Извилистая трещина синерезиса в глинистой опоке, пропитанная эпоксидной смолой голубого цвета. Горизонтальный срез. Николи параллельны. (Б) Извилистая трещина синерезиса (зона разуплотнения) в аналогичной опоке, слабо пропитанная эпоксидной смолой голубого цвета. Горизонтальный срез. Николи параллельны. (ООО «ТННЦ»).



Рисунок 7.12. (А) (А, Б) Вертикальный срез. Николи параллельны. Клиновидные, кулисообразные, ветвящиеся трещины синерезиса в опоке. Участками (А) трещины заполнены кремнисто-глинистым веществом, единично по стенкам пирит, основная часть трещин открыта, пропитана эпоксидной смолой голубого цвета. (ООО «ТННЦ»).

На Рисунке 7.13 (вертикальный срез) – секущие трещины (от волосовидных до 0,1-0,2 мм в «раздувах»), со ступенчатыми стенками, линзовидные (чётковидные), заполненные голубой эпоксидной смолой.

Иногда по стенкам – плёнки пиритовой минерализации (со сгущением в пережимах).

Смещение блоков не отмечается (*трещины синерезиса* – в результате неравномерной дегидратации илов). «Раздувы», отсутствие вторичного заполнения (за исключением пиритовых плёнок), обусловлено промывкой и частичным растворением стенок трещины. Ступенчатый рисунок – результат избирательного растворения (наиболее растворимых) компонентов породы.

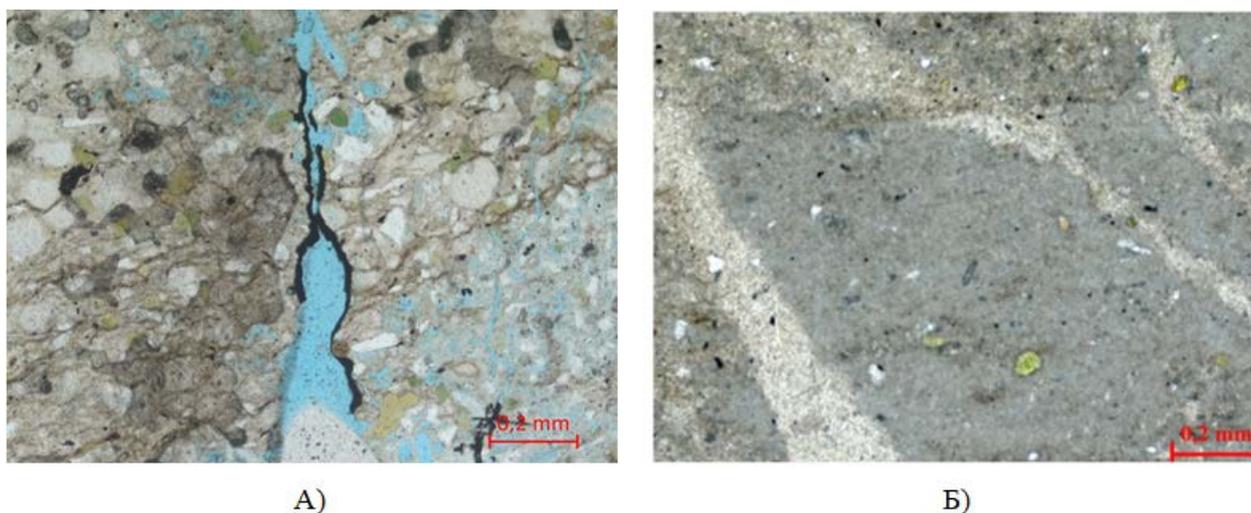


Рисунок 7.13. (А) Трещина синерезиса в слабо глинистой опоке, пропитанная эпоксидной смолой голубого цвета, со следами растворения (раздувы) и частичной минерализации по стенкам (пирит). Вертикальный срез. Николи параллельны. (Б) Слабо изогнутые трещины синерезиса (светлая окраска) в слабо глинистой опоке, залеченная вторичным «чистым» кремнезёмом. Вертикальный срез. Николи параллельны. (ООО «ТННЦ»).

На Рисунке 7.13 (вертикальный срез) – опока, с примесью глауконита, органических остатков, с пиритом. Структура псевдообломочная (первичная – колломорфная). Текстура брекчиевидная – в результате деформации частыми *трещинами синерезиса* на линзовидные, полигональные и неправильные блоки (размером 0,2-4,0 мм). Трещины (до 30 % поля шлифа) – с *переотложенным* кремнезёмом (светлая окраской в микроскопе без анализатора) на фоне первично осадочной буроватой опоки. В скрещенных николях – полное затемнение, как результат оптической изотропности, по всей видимости, вторичного опала, «залечившего» трещины отрыва (*синерезиса*) в слабо глинистых опоках.

При изучении пограничной зоны между нижнеберёзовским и верхнеберёзовским ССК (Рисунок 3.14) – описаны трещины больше напоминающие *трещины усыхания такыров*. Т.е., трещины разрыва кремневого геля в результате «очень быстрого» обезвоживания (старения) *с поверхности*, характерные для кровли стратона НБ1. Признаки субэдральной экспозиции и экзогенного выветривания (брекчирование, мелкие зеркала скольжения и пр.) опок в кровле нижнеберёзовской свиты (инт. по бур. 871,00-882,00 м) описаны в середине XX века по керну, в том числе, Покурской ОС. По керну Сургутской ОС в кровле нижнеберёзовского горизонта (инт. по бур. 871,29-876,00 м) – опоки с трещинами и зеркалами скольжения (штриховка на зеркалах отвесная); ниже (инт. по бур. 885,00-891,00 м) в опоках, кроме трещин, упомянуто, что «иногда глауконит выполняет вертикальные стеблевидные остатки растений». Известно, что раствор кремниевой

кислоты, являясь неустойчивым минеральным (гидрофобным) коллоидом, характеризуется незначительным набуханием, повышенной способностью свёртываться (*коагулировать*) и переходить в осадок. Скорость седиментации опок нижеберёзовского горизонта, согласно существующим представлениям, составляет примерно 1 мм/1000 лет. В современных морях и океанах диффузия металлов из поровых вод в придонные воды наиболее эффективно проявляется, когда скорость диффузии превышает скорость накопления осадка, т.е. темпы седиментации  $< 1$  мм/1000 лет (или – верхний слой осадков перемешивается – биотурбация, размыв и взмучивание). В радиоляриевой зоне Тихого океана оптимальной скорости диффузии способствует чрезвычайно высокая пористость кремнистых илов (они содержат 80-85 % влаги) [Емельянов, 1998]. Низкие концентрации металлов в опоках НБ1, на фоне отсутствия следов размыва и взмучивания, а также весьма умеренной биотурбации осадка, могут свидетельствовать либо о низких концентрациях (что более вероятно), либо – об эффективной диффузии металлов из поровых вод в придонные воды (*косвенное подтверждение оценки скорости осадконакопления*). Ускоренная коагуляция геля может быть вызвана – (а) смешиванием противоположно заряженных коллоидов, (б) при высыхании или (в) замерзании. Для опок стратона НБ1, с учётом признаков надводной экспозиции в кровле пласта, вероятно, что образование обломочного облика – результат высыхания илов (гелей), оказавшихся выше уровня бассейна (своего рода *трещины усыхания/синерезиса с поверхности*, как и для такыров).

Дополнительно установлено, что в перекрывающих кремнистых глинах стратонов ВБ2-ВБ3 концентрации многих металлов (*титан, железо, марганец, магний, цинк, никель, ванадий* и др.) в 2-3 раза выше, чем в опоках стратона НБ1 (Рисунок 4.43), что вызвано, видимо, высокой сорбционной способностью смектитовых глин. Возможно, темпы седиментации в верхнеберёзовское время были заметно выше, нежели 1 мм/1000 лет и часть металлов, не успев диффундировать из илов в придонные воды, накапливалась в кремнистых глинах стратонов ВБ2-ВБ3 (либо резко возросли концентрации металлов в морской воде, что так же возможно).

Вероятно, высококремнистые илы (*коллоиды*), погружаясь, постепенно и неравномерно обезвоживаясь (влага на поверхности геля постоянно подпитывается за счёт миграции из внутренних гидрофобных частей, как и в *конкреции-септарии*) приходят в состояние «конфликта» между усыхающей внутренней частью стареющего геля и влагонасыщенными краевыми частями тела с замедленной дегидратацией. Уменьшение объёма усыхающей внутренней части геля рано или поздно приводит к заложению и развитию *трещин синерезиса (типа септарий)*, растущих *изнутри* объёма, сложенного гелем. Следовательно, формирование трещин в опоках НБ1 может быть обусловлено

причинами разной природы – как *тектоническим* путём, так и в процессе дегидратации дисперсных осадков – *усыхания с поверхности* (такыры), и *изнутри* (трещины синерезиса). А также, в результате частичного перехода опала в халцедон (через промежуточные состояния ОКТ-фазы). При активизации тектоники, разрывные деформации (и зоны напряжений) разного генезиса могут участвовать в движениях блоков осадочных толщ (чем масштабнее трещина, тем заметнее её вклад). Системы полигональной трещиноватости, установленные по данным сейсмоки, и приуроченные к узким интервалам разреза, невозможно изучить по керну буровых скважин. Но, зная особенности дегидратации кремнистых илов (коллоидных, по сути) при захоронении (коагуляции в условиях изоляции), можно предположить, что формирование полигональной сети трещин обусловлено, в первую очередь, образованием *макротрещин синерезиса* (внутри коллоидного слоя), вдоль которых впоследствии могли реализоваться тектонические движения. Разномасштабные проявления (полигоны, такыры, микротрещины синерезиса/септарии) процессов усыхания природных коллоидов являются проявлением фрактальной их природы.

## **7.2. Современные представления о влиянии Космоса на развитие Земли**

В результате изучения фораменифер фанерозоя, а также учитывая развитие других организмов (по данным публикаций), В.М. Подобина и Г.М. Татьяна предположили, что на эволюцию биоты оказали влияние следующие основные факторы [Подобина, 2000]:

1. Космический (обращение Земли в составе Солнечной системы вокруг центра Галактики, изменение величины солнечной радиации, импактные факторы, изменение эксцентриситета земной орбиты, оси вращения Земли и др.);

2. Тектонический (орогенез, рифтогенез, образование глубоководных желобов, опусканий, поднятий и др.);

3. Геохронологический (геологическое время).

С первыми двумя взаимосвязаны следующие два фактора:

4. Палеогеографический (экосистемные перестройки: абиотические и биотические изменения, взаимосвязь организмов);

5. Температурный (климатическая и вертикальная зональность: уменьшение температуры к полюсам и с глубиной в океане, повышение в отдельных местах температуры, связанной с эндогенными процессами);

6. Миграционный фактор (имеет большое значение в мезозое, особенно в кайнозое).

Развитие фораменифер фауны фанерозоя – лишь частный случай (локальный фрагмент) исторического развития Земли, и, видимо, для интерпретации развития фораменифер, констатация перечисленных основных факторов, вполне уместна.

Однако, рассматривая развитие Земли в целом, из озвученного перечня, по большому счёту, к основным факторам влияния можно отнести только Космический (пространство) и Геохронологический (время). Остальные факторы, влияющие на событийную историю Земной системы, являются производными от сочетания этих двух факторов – в какой именно конкретно промежуток времени (*когда*) – и на каком конкретном участке Галактической орбиты (*где*).

В 1948 году геолог Н.М. Страхов сказал: *«История земной коры ... есть история накопления минеральных тел (пород), слагающих литосферу, и возникновения структур в ней сейчас наблюдаемых. Выделить в историко-геологическом процессе ... естественные этапы можно, лишь положив в основу – события в структурной эволюции земной коры и сопровождающей ее эволюции осадконакопления. ... Установление ... естественной периодизации истории Земли является актуальной задачей современной исторической геологии* (т. 1., с. 37)» [Мартыянов, 2003, с. 173].

В XIX веке Чарлзом Лайелем был окончательно сформулирован принцип актуализма: *«силы, действующие в настоящее время сопоставимы с теми силами, которые производили геологические изменения в прошлые эпохи»* (или *«настоящее есть ключ к прошлому»*). Но соотношение сил (главные/второстепенные) различается для разных эпох. Поэтому существует **чередование** («записанное» в разрезе Земной коры) ледниковых и межледниковых периодов, геократических и гидрократических эпох, периодов расцвета жизни и вымираний, и пр. Следовательно, применение принципа актуализма требует учёта нюансов настоящего времени. Если мы переживаем «царство льдов», нам понятнее будут предыдущие ледниковые периоды, и гораздо тяжелее будет представить – возможность существования межледниковья. И, наоборот, глобальное похолодание (или потепление) будет восприниматься «концом света». Как и великие вымирания... Но всё это уже было в истории Земли и, *«как свидетельствует та же история»*, неоднократно.

Когда-то в геологии абсолютно преобладала теория **сжатия (контракции) Земли**. Альпийские шарьяжи не оставляли сомнений – планета сжимается потому что её изначально газово-облачное состояние теряет температуру (остывает). М.А. Усов (1940) стал первым геологом, кто *открыто усомнился* в логичности таких представлений. Он пришёл к заключению *«Земля не потому сжимается, что охлаждается, а потому охлаждается, что сжимается»*. Таким образом, основная ошибка контракционистов в том, что предполагая сжатие планеты результатом её охлаждения, они поменяли местами

причину и следствие, что и привело их роковому представлению о *постоянном сжатии* Земли [Мартьянов, 2003, с. 15].

Открытие африканских разломов (прослеженных на 8000 км), представляющих собой структуру растяжений глобальных масштабов, привело к рождению гипотезы *расширения (экспансии) Земли*. Впервые сформулировал гипотезу экспансии последователь Альфреда Вегенера Отто Хильгенберг (1933). Доказательством расширения Земли является факт раздвинутого положения материков (хорошо видного на глобусе). Совокупность многочисленных данных свидетельствует, что в прошлом они соприкасались. Несомненно, раздвигание материков невозможно объяснить иначе как возникшее в результате увеличения объёма Земли [Мартьянов, 2003, с. 16]. Причиной расширения предполагалось уменьшение сил гравитации во времени. Американский исследователь Р. Мезервей (R. Mezervey, 1969) постулировал: *«если материки были когда-то слиты в одно целое, то их современное положение топологически не может быть получено без увеличения площади поверхности Земли»* [Мартьянов, 2003, с. 121].

Представление о раздвигании материков на расширяющейся планете позволяет оценить размеры такого расширения. Сторонники гипотезы экспансии исходят в своих построениях из представления об изначально «коровой Земли», когда вся её поверхность покрыта корой материкового типа. Но расчёты показывают, что если уменьшить объём и поверхность Земли (чтобы соединились материки, разделённые океанами), то в районе Тихого океана по-прежнему останется впадина площадью около 73 млн. км<sup>2</sup>, лишённая коры материкового типа. Эта впадина будет окружена плотным кольцом материков, дальнейшее сближение которых окажется невозможным. Другими словами, *современный радиус Земли на 1050 км больше своего минимума, т.е. только на 1/6 часть* (Рисунок 7.14) [Мартьянов, 2003, с. 17]. Но сторонники гипотезы экспансии, исходя из представлений "коровой Земли", считают современный радиус в два и даже в три раза больше минимального.

Своеобразие Тихого океана – его противоположные берега не имеют соответствия (комплиментарности) и возможность сложить их в единое целое отсутствует; геологические структуры окружающих материков не срезаются берегами этого океана, и потому не имеют продолжения на противоположных берегах (что характерно для Атлантического океана). К тому же, вдоль побережий Тихого океана расположены зоны глубокофокусных землетрясений, которых нет более ни в одном районе нашей планеты. Предполагается, что в районе Тихоокеанской впадины участок земной коры был снесён какой-то силой. В своё время *Чарлз Дарвин предположил, что впадина Тихого океана –*

*это и есть то место, тот шрам, который остался после выброса Луны* [Мартьянов, 2003, с. 226].

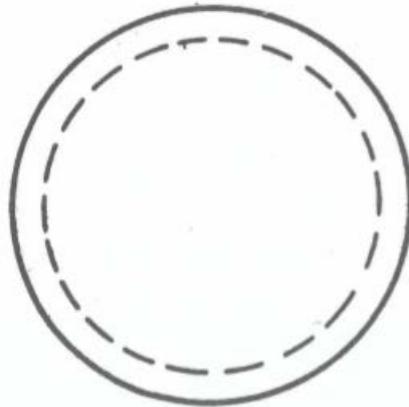


Рисунок 7.14. Схема увеличения радиуса Земли на 1/6 часть [Мартьянов, 2003, с. 130].

Гипотеза экспансии не объясняет многие явления, связанные со сжатием (контракцией) планеты, например, складобразование, трансгрессии и особенности магматизма. Не объясняет причины расширения.

Кроме того, согласно принципу соответствия (Луи де Бройль), *подлинным обобщением можно считать только такую гипотезу, которая не отвергает предшествующие гипотезы, а превращает их в частные случаи*. Гипотеза экспансии не выполняет условие де Бройля, полностью отвергая гипотезу контракции, и, уже поэтому, не может рассматриваться как шаг вперёд в создании теоретической базы геологии [Мартьянов, 2003, с. 20].

Итак, к началу XX века был накоплен фактический материал, свидетельствующий, что Земля переживала как эпохи сжатия, так и эпохи растяжения, что позволило прийти к *представлению о пульсациях Земли* (впервые сформулировал А. Ротплец, 1903) [Мартьянов, 2003, стр. 20]. Следующая попытка обосновать представление о пульсациях принадлежит Уолтеру Бачеру (1921, 1924, 1933) – он и считается автором гипотезы пульсаций [Мартьянов, 2003, с. 21]. По У. Бачеру – на этапах сжатия (*систолических*) земная кора утолщается, рельеф становится более расчленённым, и происходит регрессия (*увеличивается глубина океанов, материки осушаются, активизируется снос продуктов предыдущей денудации, максимальное проявление терригенного осадконакопления – в бассейнах и на приморских равнинах*). В этапы расширения (*диастолические*) Земли кора становится тоньше, рельеф выравнивается, и происходит трансгрессия (*глубина океанов уменьшается в разы, материки испытывают затопление, активизируются рифтогенез и*

вулканизм, на сильно локализованной суше протекают процессы пенеппенизации, происходит интенсивное угнетение флювиальной деятельности). В условиях дефицита терригенного материала – в бассейнах широко проявлена автохтонная аутигенная седиментация конденсированного типа (*камуфлированная пирокластика, гидротермы, аэрозольный разнос пыли и пр.*).

В разработке теоретического обоснования гипотезы пульсаций принимали участие многие исследователи, в том числе советские, например – М.М. Тетяев (1934), В.А. Обручев (1940), М.А. Усов (1940), И.В. Кириллов (1949), С.Г. Неручев (1982, 2007), Н.Е. Мартьянов (2003). Российские исследователи – А.И. Конюхов (1989), В.В. Куликова (1997), Л.В. Константиновская (1998), Е.Е. Милановский (1995, 1999), И.К. Гаршин (2012), В.А. Кривицкий (2012), А.А. Баренбаум (2013), А.Н. Ромашов (2015), О.В. Савельева (2010, 2014, 2019), и многие другие.

Например, ещё в 70-е годы прошлого столетия сибирский геолог Н.Е. Мартьянов пришёл к выводу, что **«постоянство физических свойств вещества, которое представляется экспериментатору столь очевидным, в действительности сохраняется лишь не протяжении существования экспериментальных наук»** [Мартьянов, 2003, с. 112]. И американский астроном **Фред Хойл** (1969) сказал практически о том же: **«Я подозреваю, что взаимодействия на больших расстояниях существуют, и многие константы в действительности подвержены медленным изменениям во времени. ... Поэтому точные значения мировых постоянных не абсолютны – они просто принадлежат эпохе, в которой мы случайно живём. Вероятно, это и есть мой долгосрочный прогноз – астрономия в один прекрасный день начнёт революцию в физике»** [Хойл Фред, 1969]. **«Очень вероятно, что пульсации Земли обусловлены вариациями энергии межатомных взаимодействий»** [Мартьянов, 2003, с. 101-112].

Согласно современным представлениям, ключевые события Земли и её биосферы определяются космическими факторами, связанными с вращением Солнечной системы вокруг центра Галактики. Полный оборот вокруг галактического центра – галактический год (далее ГГ) составляет чуть больше 200 млн. лет (примерно цикл Бертрана). Большинство эонов, эр и докембрийских периодов являются кратными этой величине. Существуют астробиологические циклы около 200 млн. лет (ГГ) и кратные ему (400, 800 млн. лет – цикл Вилсона), а также более мелкие периоды (примерно по 30-50 млн. лет – циклы Штилле), 3-5 млн. лет (макроциклы), и т.д.

Отмечено, что на границах ГГ (и не только, как будет показано ниже) на Земле происходили катастрофические события. Существует *предположение*, что причиной этих

катастроф является падение крупных астероидов (т.е., импактные события), *возможно*, внесолнечного происхождения, например [Гаршин, 2012; Баренбаум, 2013]. Эти бомбардировки приводили прямо или косвенно (через усилившуюся вулканическую деятельность) к запылению атмосферы. Из-за последующего снижения солнечной радиации климат переохлаждался, и наступал ледниковый период. Попутным геологическим событием мог быть раскол древнего материка (в результате импактного события, *КАИ*). Эти геологические катаклизмы приводили к биологическим катастрофам, когда погибало от 40 до 95 % всех видов.

Вполне очевидно, что упомянутые авторы (физики по образованию) активно эксплуатируют «астероидную гипотезу» Великого вымирания динозавров на границе мела и палеогена (около 67 млн. лет назад) американского физика Альвареса (1980). Не смотря на обоснованную критику специалистов, например [Неручев, 2007; Еськов, 2008], «астероидная гипотеза» до сих пор широко тиражируется. Как точно и образно выразил отношение палеозоологов к «импактным» гипотезам российский ученый А.Г. Пономаренко, закончив лекцию словами: *«К несчастью, воззрения эти в последние годы распространились, как чума»* [Еськов, 2008, с. 199].

В кратком пересказе, «астероидная гипотеза» связывает Великое вымирание (и, в частности, гибель динозавров) с падением гигантского метеорита, сформировавшим тонкий слой глинистых осадков с аномальными концентрациями ирридия. Доля ирридия (в глинах тонкого слоя – несколько см) в 20-120 раз превышает клакковое содержание в земной коре, а расчётная длительность времени накопления этого слоя составляет не более 10 тыс. лет. По мнению сторонников этой гипотезы, поднявшаяся в результате удара пыль сделала земную атмосферу почти непрозрачной для солнечных лучей, что имело катастрофические последствия для фотосинтезирующих растений и, далее, для питающихся ими животных [Еськов, 2008]. **Большинство палеонтологов относятся к ней** (равно как к «взрывам сверхновых» и т. п.) **весьма скептически**. Импактные гипотезы (катастрофические «гипотезы ударного воздействия») *не отвечают на вопрос о странной избирательности этих импактов* (динозавры тогда вымерли, а крокодилы, многие из которых были наземными, до сих пор прекрасно себя чувствуют). И безмерно переоценивают *скорость вымираний* – их можно назвать «стремительными» лишь в геологическом масштабе времени (речь идет о тысячах, и даже десятках тысяч лет). А также, *синхронность этих вымираний* в разных местах планеты (в большинстве местонахождений последние динозавры исчезают до ирридиевой аномалии, однако известны, по меньшей мере, две фауны динозавров палеогенового возраста, т. е. заметно позже её) [Еськов, 2008].

Вымирание динозавров проходило весь поздний мел с более или менее постоянной скоростью, но с некоторого момента эту убыль перестает компенсировать появление новых видов; старые виды вымирают – а новые им на смену не появляются, и так вплоть до полного исчезновения группы. Другими словами, в завершение мела произошло не катастрофическое вымирание динозавров, а непоявление новых видов на смену вымершим видам. Значит, речь должна идти о достаточно длительном «естественном» процессе. И даже если допустить, что семь последних видов (из маастрихта) погибли в результате некоего «импакта», это все равно не меняет сути дела [Еськов, 2008].

Кроме того, помимо динозавров на границе мела и палеогена вымирают аммониты и белемниты, *иноцерамы* и *рудисты* (крупные, размером до 1 м, двустворки) и еще множество морских групп. Особенно сильно «досталось» планктону – радиоляриям и фораминиферам, одноклеточным водорослям с известковым (кокколитофорида) и кремнезёмным (диатомеи) скелетом.

Хотя объективно отмечено – меловые виды обычны и разнообразны вплоть до последнего миллиметра отложений перед мезозойско-кайнозойской границей. Из данных магнитостратиграфии следует, что наибольшие изменения фауны соответствуют периоду обращенной полярности магнитного поля Земли (так называемый интервал 39), *длившееся не более 500 тыс. лет* [Еськов, 2008, с. 197]. И внезапный и очень быстрый переход от мезозоя к кайнозою невольно наводит на мысль о какой-то глобальной катастрофе. При том, что изменения затронули и морские, и сухопутные группы, экологически не связанные между собой. И потому, как бы, логично предположить какую-то внешнюю по отношению к биосфере причину – земную (аномальная активность вулканизма и пр.) или космическую (вспышка сверхновой, многократное усиление излучения из космоса из-за переполусовки магнитного поля планеты, падение гигантского астероида и т.п.).

Вот и физик Л. Альварес (1980) «логично» предположил, что иридиевая аномалия является следствием удара о Землю крупного астероида, вещество которого рассеялось по всей её поверхности (астероидная гипотеза). Но, чтобы дать наблюдаемое количество иридия, требуется тело  $\varnothing$  около 10 км и массой 10<sup>10</sup> т; при его падении на сушу возникла бы воронка  $\varnothing$  до 100 км (главный претендент – кратер Чиксулуб на Юкатанском п-ове). Расчёты показывают, что при ударе в атмосферу было выброшено огромное количество пыли (в 60 раз больше массы самого астероида). Альварес и его сторонники полагают, что эта пыль обращалась вокруг Земли *несколько лет*, прежде чем выпала обратно на поверхность. Это плотное пылевое облако, сквозь которое слабо проходит солнечный свет, должно было сильно ослабить фотосинтез, и привести к гибели растений (прежде

всего фитопланктона с очень коротким жизненным циклом), а затем и питающихся ими животных. Кроме того, это должно было вызвать резкое охлаждение поверхности планеты («астероидная зима»). В воде океанов из-за ослабления фотосинтеза должно накапливаться CO<sub>2</sub>, что, в свою очередь, должно вести к повышению её кислотности, а это, в свою очередь, к растворению раковин карбонатсекретирующих организмов (от фораминифер до иноцерамов).

Но, по некоторым расчетам специалистов, пыль должна была осесть не через несколько лет, а уже через несколько недель. И гидрохимии напоминают о существовании в морской воде карбонатно-бикарбонатного буфера, кислотность которого изменить чрезвычайно трудно. Кроме того, иридиевых аномалий в отложениях различного возраста обнаружено (с той поры, как их стали целенаправленно искать) уже несколько десятков, но они никак не связаны с крупными фаунистическими сменами. И наоборот, все попытки обнаружить следы астероидных импактов в горизонтах, соответствующих другим крупным вымираниям, таким, например, как *пермо-триасовое* («великим» следовало бы назвать именно его, т.к. оно было гораздо более масштабным, чем мел-палеогеновое) ни к чему не привели. Описан целый ряд точно датированных метеоритных кратеров даже более крупного размера, например [Гаршин, 2012], чем предполагаемый Альваресом (до 300 км в диаметре), но при этом достоверно известно – *ничего серьезного с биотой Земли в те моменты не происходило* [Еськов, 2008, с. 200].

К тому же, как было сказано, изучение пограничных разрезов «по миллиметрам» показало, что синхронность иридиевой аномалии и Великого вымирания сильно преувеличена. Массовое вымирание морских организмов было «мгновенным» лишь по геологическим меркам и продолжалось, по разным оценкам, от 10 до 100 тысячелетий (а вовсе не годы, как считают сторонники астероидной гипотезы). Последовательность исчезновения планктона в разных местах различна, а пики вымирания могут расходиться со временем образования иридиевой аномалии *на десятки тысяч лет*, причем многие группы (например, белемниты) вымерли до аномалии, а не после неё [Еськов, 2008, с. 200].

Так же принципиально важно, что из всех групп – «жертв» Великого вымирания, наземными были только динозавры (которые к тому же окончательно вымерли чуть позже иридиевой аномалии).

Таким образом, «слухи» о том, что импактные события являются «главными виновниками» Великих вымираний «явно преувеличены». Импактные события разного масштаба происходят «постоянно» [Гаршин, 2012], иногда они совпадают с эпизодами Великих вымираний, но зачастую – значимые биотические события не происходили.

Итак, если для относительно недавнего события (67 млн. лет) ещё возможно критически осмыслить, и оценить вероятность тех или иных причин, в результате которых могло или не могло произойти данное событие, то с погружением в геологический разрез возможность подобных детальных оценок значительно снижается (миллионом лет раньше, миллионом позже – уже не докажешь; и чем дальше «в глубь веков», тем ниже точность). Следовательно, чем древнее возраст отложений (и «записанных» в них событий), тем более взвешенным и более многосторонне обоснованным должен быть диагноз основных причин проявления тех или иных событий.

Продолжим. Изучая роль урана в истории Земли (80-е годы XX века) С.Г. Неручев пришёл к выводу, что «вспышки» уранонакопления (и синхронные им «пики» других событий – «великих» вымираний, активизаций вулканизма и тектоногенеза, и пр.) в истории земной коры (как минимум, последних 570 млн. лет) имеют периодичный характер и достаточно «жёстко» привязаны к проявлениям космических закономерностей. Во-первых, к циклам прохождения Солнечной системой (СС) Галактической орбиты (с интервалом 216-217 млн. лет), так называемым, Галактическим Годом (ГГ). Причиной цикличности более низкого порядка ( $30 \pm 3$  млн. лет) считается периодическое пересечение СС участков сгущения материи (и/или вихревых потоков, например, по А.А. Баренбауму, 2013) – семь раз в течение одного ГГ. На круговую диаграмму, символизирующую ГГ, С.Г. Неручев вынес граничные отсечки стратиграфии фанерозоя и временные отметки глобальных Событий, связанных, в первую очередь, со «вспышками» уранонакопления (при благоприятных условиях, с формированием «чёрных сланцев») в земной коре, Великих вымираний и мутаций в истории Земли (Рисунок 7.15).

Было показано, что События разных ГГ, происходили во время нахождения СС в одних и тех же сегментах Галактической орбиты. События осадочного кремненакопления на территории ЗСП (баженовский, нижеберёзовский, люлинворский эпизоды), «идеально» соответствуют выделенным (по С.Г. Неручеву) границам стратонов.

Маастрихт, кроме похолодания климата (в поздней его стадии), во многих районах мира характеризуется интенсивным накоплением морских, обогащённых планктоногенным ОВ, ураноносных и фосфоритоносных осадков. Например, в Северной Америке (Вайоминг) континентальная формация Форт-Юньон на границе верхнего мела и палеоцена содержит значительные промышленные скопления урана. С учётом «Великого вымирания организмов» самый поздний мел, по всем признакам, является типичной эпохой интенсивного накопления планктоногенного ОВ, урана, фосфора и других характерных элементов. Но *«отсутствие детального изучения комплексом геохимических*

и палеонтологических методов разреза маастрихта-дания не даёт нам возможности более подробно рассмотреть эту важную эпоху» [Неручев, 2007].

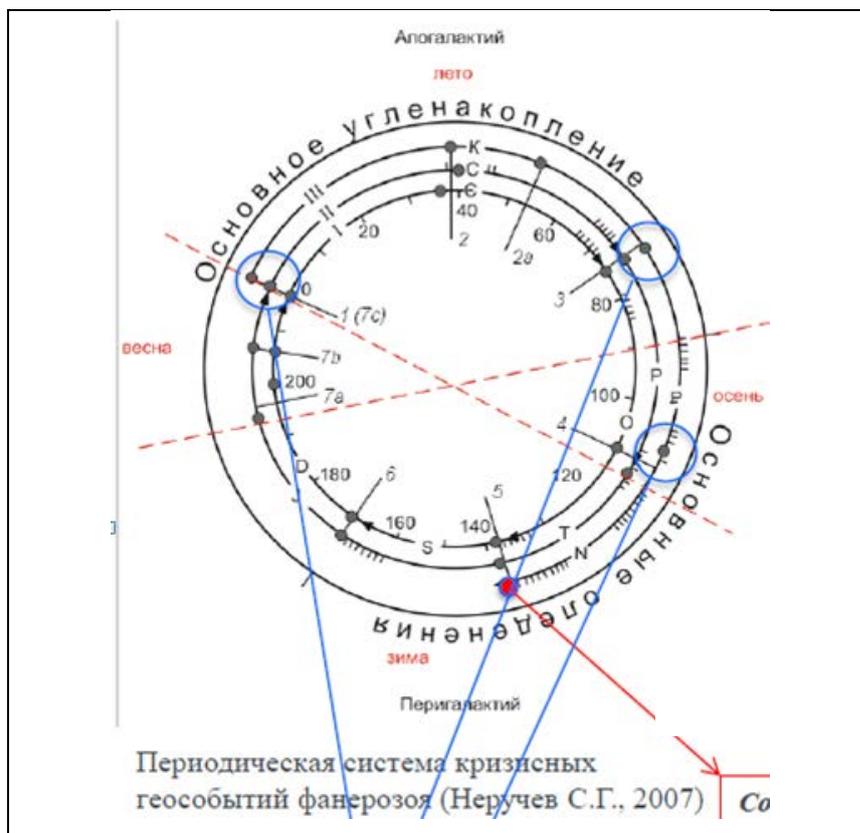


Рисунок 7.15. Периодическая система кризисных геособытий фанерозоя [Неручев, 2007]. Овалы синего цвета – моменты времени формирования баженовского (волжский век), нижнеберёзовского (коньяк-сантонский века) и люлинворского (эоцен) горизонтов. Овал красного цвета – современное положение Солнечной системы (С0).

**Периоды трансгрессий** (диастолические гидрократические эпохи) **хорошо коррелируются с потеплением** и процветанием органического мира. Наиболее тёплые эпохи – начало ордовика, силурийский период, средний девон-ранний карбон, ранняя и начало поздней перми, средняя и поздняя юра, **поздний мел**, эоцен – **одновременно являются эпохами широкого распространения морских условий на континентах (трансгрессий)** [Ясаманов, 1976; Неручев, 2007].

При **регрессиях** (систолические орографические эпохи) повышается градиент рельефа, снижается базис эрозии, активизируется деятельность флювиальных потоков, и процессов транспортировки и масштабного накопления в бассейнах терригенных осадков. **С крупными регрессиями связаны не только сильная континентальность климата (его контрастная зональность), но и похолодания**, а в ряде случаев установлены **и оледенения**. Так, позднеордовикское, позднекарбоновое и плиоценовое оледенения Земли по времени совпадают не только с дефицитом углекислоты в атмосфере, но и с развитием

регрессивного (*систолического*) этапа. *С другими регрессивными эпохами* по времени *совпадают* небольшие по интенсивности глобальные похолодания (ранний девон, граница перми и триаса, граница ранней и средней юры, *середины и финалы мелового периода*, олигоценовая эпоха) [Неручев, 2007].

*Связь оледенений и понижений температуры на материках с наступлением континентального режима* (на основе эмпирических данных) не является случайной, и вызвана, вероятно, существенными различиями отражательной способности (*альбедо*) суши и моря. Более высокое значение альбедо суши, не покрытой снежным покровом, по сравнению с альбедо водной поверхности приводит в конечном итоге к потере тепла и снижению температуры приземных слоёв атмосферы. Для водной же поверхности характерна низкая отражательная способность и значительная теплоёмкость, что при одинаковом количестве солнечной энергии, достигающей земной поверхности, приводит к существенному накоплению тепла, и сказывается на суточных и сезонных амплитудах температуры. Важные результаты, показывающие единовременность изменения климатических условий на отдельных континентах северного полушария, даёт сравнение кривых температурного режима. Актуальные кривые составлены на основе глобальных палеоклиматических карт. Для Европы в настоящее время можно представить кривую изменения *абсолютных* температур, для Азии и Северной Америки кривые имеют только *качественный характер*, и отражают самые общие тенденции изменения климата. Тем не менее, *сравнение* между собой палеоклиматических кривых *позволяет заключить*, что *изменение климата* не только на различных широтах одного материка, но и *на разных материках протекало одинаково*. Хотя *не все изменения* климата *совпадают по интенсивности*, но, тем не менее, *общие тенденции* понижения или повышения температуры *приходились примерно на одни и те же периоды времени* [Ясаманов, 1976], т.е., обладают единой закономерностью.

## ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. По данным керн и каротажа в строении турон-кампанских отложений **выделяются стратоны**, как правило, с резкими границами, отличающиеся литологическим составом и возрастом (по данным палеонтологии и магнитостратиграфии); по керну всего установлено 11 стратонов.

2. **Основной объём** турон-маастрихтских отложений, накопившихся биогенно-хемогенным способом в виде поликомпонентных илов/коллоидов, **представлен ассоциацией минералов, включающей смектиты, глауконит, цеолиты и аморфный кремнезём**, на формирование которых могло оказывать влияние преобразование

«камуфлированной пироклаستيки». Одним из важных источников поступающего в палеобассейн вещества являлись вулканические пепловые тучи. В вещественном составе стратонов отразились вариации степени влияния крупных вулканических (преимущественно кремнекислых) извержений.

3. **На фоне глобальной позднемеловой трансгрессии**, на северо-востоке Западной Сибири, по керну установлены **три эпизода локальных регрессий**, отражённые в разрезе формированием линзовидных тел песчаных алевролитов. Так же в средней части ганькинской толщи карбонатистых глин на северо-востоке ЗСП прогнозируется наличие 4-ого тела песчаных алевролитов. Дополнительно, по данным изучения керна в кровле мярояхинской (нижний коньяк) и хэяхинской (верхний сантон) пачек установлены признаки эрозионного воздействия (в результате образования субаэральной экспозиции отложений).

4. Эпизоды регрессий подчёркивают **трансгрессивно-регрессивный характер** седиментации турон-маастрихтской толщи Западной Сибири, **с цикличностью в среднем 3,0-3,5 млн. лет**, по длительности сопоставимой с периодичностью пульсирующего расширения океанов в конце мезозоя.

5. **Линзовидные тела песчаных алевролитов** турон-маастрихтского возраста по мере омоложения прослеживаются всё дальше на юго-запад Западной Сибири, **что отражает клиноформно подобный характер осадконакопления**, аналогично неокому Западной Сибири.

6. **В основании трансгрессивных частей циклитов** повсеместно выявлены повышенные содержания пирита (в 2-4 раза превышающие доли пирита во вмещающих отложениях), что, по всей видимости, является отражением локального дефицита растворённого кислорода в придонных водах. **Аномалии пирита на рубежах сеноман-турона и коньяк-сантона** Западной Сибири, по всей видимости, сопоставимы с глобальными **аноксийными событиями ОАЕ2 и ОАЕ3**.

7. В процессе аутигенного минералообразования слоистых алюмосиликатов происходила мобилизация растворённого кислорода и закрепление его в твёрдой фазе. **Наиболее богатые кремнеземом коньяк-сантонские отложения накапливались на фоне активизации извержений в пределах крупных провинций кремнекислого вулканизма** в позднем мелу.

### **ПУТИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В результате проведённых региональных исследований (с учётом накопленной ранее информации) были значительно детализированы – состав и строение верхнего мела ЗСП, а

также уточнены палеогеографические реконструкции. Что позволило показать недостатки существующих представлений, практически не менявшихся более 50 лет, предложить уточнённую модель формирования и Схему фациального районирования верхнего мела (над сеноманом) Западной Сибири. Сделан вывод об абсолютном преобладании автохтонного типа осадконакопления трансгрессивных морских глин и опок (турон-маастрихтского возраста), с эпизодами локальных регрессий. Находки пирокластики в разрезе верхнего мела свидетельствуют о непрерывном существовании активности вулканических процессов на сопредельных территориях, в том числе 3-х крупных провинций кремнекислого вулканизма на востоке Азии, и базальтовых провинций Высокой Арктики [Тихомиров, 2018]. Устойчивый минеральный парагенез (смектиты, глауконит, цеолиты, аморфный кремнезём), по всей видимости, является генетическим аналогом «камуфлированной пирокластики» – совместным (чередующимся) проявлением базальтового и кремнекислого вулканизма (аналогично синхронным отложениям Русской платформы). Опоки стратона НБ1 (80-90 % аморфный кремнезём; объём не менее 25 тыс. км<sup>3</sup>, на площади порядка 2,5 млн. км<sup>2</sup>), вероятно, фиксируют в разрезе эпизод «дефицита участия» базальтового вулканизма и ведущей активности кремнекислых провинций.

Тем не менее, результаты комплексного анализа доступной информации демонстрируют недостаточную, на сегодняшний день, степень изученности отдельных направлений проблемы осадочных кремнистых толщ.

Накопленные данные и полученные результаты позволяют уточнить направления дальнейших исследований:

1. Конкретизировать источники и механизмы седиментации глинисто-кремнистых органогенно-хемогенных отложений;
2. Детализировать границы и переходы, и причины формирования границ (циклы);
3. Детализировать результаты тектонического анализа – с учётом, установленных по ГИС и керну, особенностей строения разреза и распространения в пределах Западно-Сибирской плиты;
4. Проанализировать стадийные и наложенные изменения – с учётом наличия рифтовых систем и сдвиговых разломов, а также периодичности их активизаций;
5. Проанализировать связи космических причин (периодичность и амплитуда возмущений) и Земных реакций (быстрота, адекватность, равномерность, последовательность и пр.).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*«Особенность нашей науки именно в том и заключается, что геолог всегда стоит перед бездной времени, которую можно преодолеть только силой разума, но отнюдь не силой наблюдений» [Мартьянов, 2003, с. 142-143]. И «... что, собственно говоря, мы можем в геологии называть **фактом**? Очевидно, первичным наблюдением, первичным фактом в геологии следует считать геологический разрез. Однако смысл этого разреза, как бы он ни был изучен, всегда связан с его интерпретацией. Поэтому необходимо признать, что первичным фактом в геологии является верно интерпретированный разрез» [Мартьянов, 2003, с.146-147].*

На фоне того, что *«палеотектоническая реконструкция ... представляет собой как бы прочтение главы из книги природы, в которой нет отдельных фраз, отдельных слов, а в некоторых словах отдельных букв. Исследователям приходится домысливать содержание этих пропусков ближе или дальше от текста, записанного природой» [Ушаков, 1984, с. 145], утверждение о «силе разума» звучит особенно «к месту и вовремя». К тому же – «в конце концов, геологический разрез – **это камень, на котором не только оттачиваются, но и испытываются все достижения человеческой мысли**». Или, точнее, «мы знаем о законах природы ровно столько, сколько мы знаем об истории нашей планеты» [Мартьянов, 2003, с.146-147].*

В данной работе приведены примеры детального и комплексного изучения стратиграфических подразделений верхнего мела Западной Сибири, а также, с учётом архивных и актуальных данных, и на основе современных глобальных представлений, сделана попытка интерпретации вновь полученного знания о геологическом строении и истории формирования разреза верхнего мела ЗСП.

По результатам детального комплексного анализа значительного массива литолого-седиментологической информации (керна, ГИС и сеймика), в строении надсеноманской части осадочного разреза верхнего мела ЗСП выделяются 4-е сеймостратиграфических комплекса (ССК) или горизонта, снизу вверх: кузнецовский (турон-нижний коньяк), нижнеберёзовский (коньяк-сантон), верхнеберёзовский (кампан) и ганькинский (маастрихт). На востоке и северо-востоке ЗСП в строении 3-х ССК (кроме верхнего

ганькинского) по данным ГИС и керна выделяются дополнительные, более мелкие подразделения (стратоны/пачки/пласты) с «индивидуальным» набором литолого-минералогических и геохимических (минерального скелета) характеристик. В *кузнецовском горизонте* снизу вверх залегают – дорожковская свита (*мамийская* битуминозная пачка в основании, перекрытая лукияхинской пачкой зеленоватых набухающих глин) нижнего турона, газсалинская продуктивная пачка алевролитов среднего-верхнего турона (на востоке ЗСП), и в кровле – *мярояхинская* пачка глауконитовых глин (раннеконьякского возраста). *Нижнеберёзовский горизонт* содержит – стратон НБ4 опоковидных глин (средний коньяк), стратон НБ3 (верхний коньяк; с алевролитами на северо-востоке ЗСП), стратон НБ2 опоковидных глин (нижний сантон), и опок стратона НБ (верхний сантон). *Верхнеберёзовский горизонт* состоит из – неравномерно кремнистых глин стратонов ВБ3 и ВБ2 (нижний кампан), стратона алевролитов ВБ1 (средний кампан), и слабо кремнистых глин ВБ0 (верхний кампан). Разрез *ганькинского горизонта* (маастрихт), наименее изученный керном (в следствие низких перспектив в отношении продуктивности), представлен карбонатистыми глинами (и мергелями), на северо-востоке в средней части горизонта прогнозируется пласт алевролитов толщиной до 150-200 м.

Газсалинская пачка алевролитов локально представлена только на востоке ЗСП (к востоку от Колтогорско-Уренгойской зоны рифтов). Алевролиты стратонов НБ3 и ВБ1 – так же локально только на крайнем северо-востоке ЗСП (наиболее вероятно, под контролем зоны Трансевразийского сдвига). Прогнозируемый пласт алевролитов в средней части ганькинского горизонта – так же на северо-востоке (ограничен на юго-западе зоной Трансевразийского разлома). Границы стратонов, как правило, хорошо выраженные и удовлетворительно прослеживаются по данным керна и на диаграммах ГИС, иногда – постепенные (слабо выраженные, но достаточно уверенно определяются по данным геохимии минерального скелета и особенностям минерального состава).

В середине XX века Юрий Аполлонович Жемчужников [1956] призвал геологов *«мыслить циклами»*. В том числе, в отношении трансгрессивно-регрессивных циклов, т.е., циклов затопления-осушения материков.

*«Великие затопления и осушения материков, которые непрерывно сменяют друг друга в истории Земли, могли происходить только в результате изменения площади поверхности планеты, то есть её пульсаций»* [Мартьянов, 2003, с. 140-141]. *«Если материки были когда-то слиты в одно целое, то их современное положение топологически не может быть получено без увеличения площади поверхности»*

*Земли*» (Р. Мезервей) [Мартьянов, 2003, с. 121], т.е., современное взаимное положение материков обусловлено не только глобальной тектоникой плит, но и расширением Земли.

В настоящее время разработана «многоуровневая иерархическая система пульсационных циклов разных рангов и длительности» [Ботвинкина, Алексеев, 1991; Милановский, 1995; Константиновская, 1998; Гаршин, 2012; и др.]. Но до сих пор нет единого представления о границах мегациклов и их числе. Схематично выделяются следующие иерархические уровни. Циклы – Вилсона (650-900 млн. лет; геозоны); Бертрана (170-200 млн. лет; геозэры; галактические годы); Штилле (30-40 млн. лет; геопериоды; периоды осцилляций галактической орбиты); макроциклы (3-5 млн. лет; *ярусы, века*); микроциклы (20-400 тыс. лет) и т.д.

В разрезе 3-х нижних сейсмокомплексов, сформировавшихся в течение постсеноманской трансгрессии, на востоке и северо-востоке ЗСП по ГИС и керну установлены признаки локальных регрессий – пачки алевролитов, «вклинивающихся» в монотонные глинистые толщи морского генезиса. То есть, накопление трансгрессивных глин смектит-гидрослюдистого состава (со скоростью первые мм/1000 лет) на востоке и северо-востоке ЗСП периодически прерывалось «вспышками» седиментации обломочных псаммито-алевритовых осадков (со скоростью первые см/1000 лет, что на порядок «стремительнее» относительно накопления глин) с повышенной примесью хлорита и каолинита в составе пелитовых фракций. В составе обломочных фракций отмечаются значительные доли переотложенного осадочного материала – раковин планктона, раковинного детрита, глауконита, пирита, фосфатов, сидерита, слюды, углефицированного растительного детрита (УРД), обломков кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, и пр. Первичные текстуры алевролитов, как правило, уничтожены интенсивными процессами биотурбации (редко отмечаются реликтовые следы тонких линзовидно-слоистых текстур слабого волнения).

Всё указывает на то, что периодическая седиментация алевролитов является следствием проявления эпизодов неравномерного прогибания блоков морского дна Западно-Сибирской плиты (с образованием дополнительного аккомодационного пространства), с регрессивным понижением уровня моря, и частичным выходом дна на субаэральный уровень на востоке и северо-востоке плиты. При этом в области восточного и северо-восточного обрамления бассейна происходило локальное осушение прибрежной части, эрозия донных илов, в результате субаэральной экспозиции, мобилизация продуктов эрозии и транспортировка, в основном, временными потоками вниз по склону профиля побережья (плоскостной смыв, на отдельных участках, усиленный влиянием мелких речных водотоков, а также ветровых процессов). Установленные повышенные

содержания каолинита и хлорита в составе пелитовой фракции алевролитов (относительно иллит-сметитовых толщ) свидетельствуют о заметном влиянии терригенных источников осадочного материала (например, алевролиты стратона НБЗ).

По аналогии с четвертичными оледенениями, периоды регрессий, весьма вероятно, характеризовались относительным похолоданием климата, контрастным усилением климатической зональности, относительно высокой энергией ветровых и волновых процессов (отдельные прямые и косвенные признаки установлены по керну).

Следовательно, продукты эрозии осушенных участков дна могли транспортироваться не только водным путём, но и воздушным (аэрозольным) – ветровым способом (так же нельзя исключать участие дополнительного разноса сезонными льдами). Результаты современных наблюдений допускают ветровой разнос мелких и тонких фракций обломочного материала на сотни и тысячи километров [Алексеев, 2019]. Таким образом, повышенные содержания хлорита и каолинита в составе преимущественно смектитовых глин, на участках за пределами распространения пачек регрессивных алевролитов, могут быть результатом синхронной (накоплению алевролитов) ветровой (аэрозольной) транспортировки тонко- и криптозернистого терригенного материала. С учётом различия в темпах седиментации аутигенных глин и терригенных алевролитов, накопление 100-метровой пачки алевролитов должно иметь возрастной аналог примерно 10-метровой мощности (глины с повышенной примесью хлорита и каолинита) к западу, за пределами контура тела алевролитов.

Кроме регрессивных тел алевролитов, по керну выявлены примеры обмеления и эрозии кремнисто-глинистых отложений, без образования тел обломочных пород (уверенно не установлены в керне).

Таким образом, в строении постсеноманского разреза верхнего мела восточной и северо-восточной части территории ЗСП по результатам исследования керна и ГИС выделен (и стратиграфически охарактеризован) следующий ряд эпизодов регрессивного развития Западно-Сибирского бассейна (снизу вверх):

1. В составе кузнецовского ССК – алевролиты газсалинской пачки (средний-поздний турон), залегающие на глинах дорожковской свиты (нижний турон) и перекрытые (при затоплении) марояхинской пачкой глауконитовых глин (нижний коньяк), установленные в восточной части ЗСП. Распространение на запад ограничивается, по всей видимости, зоной Колтогорско-Уренгойского рифта;

2. В кровле марояхинской пачки глауконитовых глин ранне-коньякского возраста установлены следы обмеления (находки янтаря, среднего размера УРД, следы осветления, слабого размыва и пр.). Перекрывают опокovidные глины стратона НБ4 (затопление);

3. В составе нижнеберёзовского ССК – алевролиты стратона НБ3 (поздний коньяк), залегающие на опоковидных глинах стратона НБ4 (средний коньяк) и перекрытые опоковидными глинами стратона НБ2 (нижний сантон; затопление), прослеженные по ГИС (и керну) на северо-востоке ЗСП. Распространение на юго-запад контролируется, по всей видимости, зоной Трансевразийского сдвига;

4. Следы эрозии (брекчии, дресвяники, осветление и т.д.) в кровле опок стратона НБ1 (поздний сантон), перекрытые кремнистыми глинами стратона ВБ3 (затопление);

5. В составе верхнеберёзовского ССК – алевролиты стратона ВБ1 (средний кампан), залегающие на кремнистых глинах стратона ВБ2 (нижний кампан) и перекрытые глинистым стратонам ВБ0 (верхний кампан; затопление), прослеженные по ГИС (и керну) на северо-востоке ЗСП. Распространение на юго-запад также контролируется зоной Трансевразийского сдвига.

Значительно увеличенные (в 2-3 раза) толщины ганькинского ССК на северо-востоке ЗСП (установленные по материалам сейсмоки и ГИС), так же, вероятно, являются отражением регрессивного эпизода развития ЗСП в среднем (?) маастрихте (алевролиты) и на границе мела и палеогена (эрозионная поверхность). Что не противоречит глобальным представлениям о данной части стратиграфического разреза планеты [Подобина, 2000].

Кроме того, по керну скважин визуально, но чаще в шлифах под микроскопом, отмечаются следы корней (иногда – следы похожие на корни), что свидетельствует об обстановках субаэральной экспозиции. Ниже приведены данные по ряду скважин.

1. **Харампурская 106Н**, обр. 3006, гл. по бур. 868,11; ВБ1.
2. **Минховская 70**, обр. 11742, гл. по бур. 860,61; НБ3. Обр. 11776, гл. по бур. 863,95; НБ3.
3. **Береговая 84**, обр. 7277, гл. по бур. 1099,75; НБ1 – пустотелый корень. Обр. 7309, гл. по бур. 1102,95; НБ1 – корень или трещина синерезиса. Обр. 7397, гл. по бур. 1115,61; НБ1 – пустотелый корень.
4. **Береговая 85**, обр. 14235, гл. по бур. 1066,93; НБ1 – пустотелый корень.
5. **Харампурская 102Н**, обр. 4338, гл. по бур. 945,17; НБ1 – след пустотелого корня. Обр. 4391, гл. по бур. 980,38; НБ3 – след пустотелого корня. Обр. 4403, гл. по бур. 982,73; НБ3 – след пустотелого корня (с каолинитом).
6. **Харампурска 103Н**, обр. 6608, гл. по бур. 858,59 – ВБ0, пиритизация по следу корня. Обр. 6669, гл. по бур. 868,49 – ВБ1, пиритизация по следу корня. Обр. 6725, гл. по бур. 950,88 – НБ1, след корня. Обр. 6894, гл. по бур. 1000,74 – НБ3, след корня.
7. **Харампурская 105Н**, обр. 19212, гл. по бур. 857,39 – ВБ1, след корня. Обр. 19289, гл. по бур. 866,81 – ВБ1, следы корней. Обр. 19321, гл. по бур. 875,58 – ВБ2, следы корней. Обр. 19339, гл. по бур. 878,40 – ВБ2, следы корней.
8. **Харампурская 106Р**, обр. 5388, гл. по бур. 850,94 – ВБ1, след корня. Обр. 5390, гл. по бур. 851,92 – ВБ1, след корня. Обр. 5435, гл. по бур. 862,07 – ВБ1, след корня. Обр. 5456, гл. по бур. 867,15 – ВБ1, след корня. Обр. 5491, гл. по бур. 872,97 – ВБ2, след корня. Обр. 5493, гл. по бур. 873,63 – ВБ2, след корня. Обр. 5530, гл. по бур. 878,72 – ВБ2, след корня. Обр. 5535, гл. по бур. 880,88 – ВБ2, следы корней.
9. **Харампурская 109Н**, обр. 8235, гл. по бур. 839,06 – ВБ1, следы корней.

10. **ВНГ-9061**, обр. 2474, гл. по бур. 861,52 – НБ1, следы корней.
11. **Западно-Часельская 2П**, обр. 24877, гл. по бур. 923,45 – Т1, следы корней.
12. **Губкинская 1311**, обр. 6593, гл. по бур. 764,22 – ВБ2, следы корней. Обр. 8995, гл. по бур. 768,20 – ВБ2, следы корней. Обр. 8998, гл. по бур. 828,68 – НБ3-4, следы корней. Обр. 6808, гл. по бур. 869,27 – НБ3-4, следы корней.
13. **Ем-Ёговская 6145**, обр. 7451, гл. по бур. 816,39 – ВБ0, следы корней. Обр. 7453, гл. по бур. 819,31 – ВБ0, следы корней. Обр. 7457, гл. по бур. 823,80 – ВБ0, следы корней. Обр. 7540, гл. по бур. 858,83 – НБ1, следы корней. Обр. 7557, гл. по бур. 902,40 – НБ1, следы корней.

Таким образом, внутри каждого из 4-х ССК присутствуют пласты алевролитов, отражающие регрессивные эпизоды, залегающие на морских глинах предыдущего трансгрессивного этапа и перекрытые морскими глинами последующего развития трансгрессии. В основании трансгрессивных глин очередного этапа затопления установлены повышенные содержания пирита (в 2-4 раза превышающие доли пирита во вмещающих отложениях). Но, как уже было сказано, кроме эпизодического образования алевролитов, в разрезе верхнего мела ЗСП нами по керну дополнительно выделяются признаки регрессивных поверхностей (с частичной эрозией и денудацией нижележащих отложений) – в кровле мярояхинской пачки (ранний коньяк), в кровле хэяхинской пачки (стратон НБ1, поздне-сантонского времени). Кроме того, часто отмечаемые по керну следы корней, также свидетельствуют о нередких эпизодах обмеления и опреснения бассейна. Установленная трансгрессивно-регрессивная аналогичность внутреннего строения 4-х ССК свидетельствует о закономерном, циклическом характере развития территории ЗСП в позднем мелу, и является, по всей видимости, результатом пульсирующих активизаций малоамплитудного тектонического процесса в это время. Большинство эпизодов регрессии не привели к образованию пластов алевролитов (вероятно, продукты эрозии незатвердевших илов имеют пелитоморфный состав, и не выделяются по керну и ГИС). Переотложенные глауконитовые глины практически не прослеживаются по материалам ГИС, в этом случае признаки регрессии и эрозии установлены только по результатам изучения керна (в том числе, по данным бурения Опорных Скважин середины XX века).

Что касается продуктов эрозии аномально низко радиоактивных опок стратона НБ1, то по данным ГИС в основании стратона ВБ2 верхнеберёзовского горизонта выделяется пачка опоквидных глин с сильно пониженными значениями гамма-каротажа (ГК), образующих к западу от зоны Колтогорско-Уренгойских рифтов линзу мощностью до 40-50 м и больше (стратон ВБ3). Мы считаем, что накопление данных опоквидных глин могло произойти в результате денудации и перемещения обломочного (в основном, пелитоморфной размерности) аморфного кремнезёма (опок НБ1) в западную часть ЗСП

при локальной регрессии на востоке плиты. Наличие обломков аморфного кремнезёма (алевритовой и пелитовой размерности), установленное под микроскопом (в том числе и в РЭМ), в цементирующей массе смектитовых глин, свидетельствует в пользу этого предположения [Кудаманов и др., 2019б].

Регрессии вызываются прогибанием/опусканием дна бассейна (с понижением базиса эрозии и относительным превышением приморских побережий, с увеличением наклона рельефа). Трансгрессии, напротив связаны с «выгибанием» (растяжением) рельефа морского и океанического дна [Конюхов, 1989]. Позднемеловое Западносибирское море, на фоне относительного тектонического покоя, постоянно имело устойчивую связь с окружающими океанами (*отсутствие эпизодов стагнации, за исключением мамийской пачки битуминозных глин*). Земная кора океанического типа (5-15 км) в 2-3 раза тоньше коры континентального типа (30-35 км) и быстрее реагирует на смену знака вертикальных тектонических движений. Растяжение земной коры океанического типа, кроме рифтообразования, активизации базальтового вулканизма и формирования СОХ, приводит к «выталкиванию» морской воды из океанической впадины (которая становится при этом всё более мелководной) и затоплению плоских участков прилегающей суши [например, Конюхов, 1989; Милановский, 1995; и др.]. Эпиконтинентальные моря характеризуются огромным зеркалом воды (например, ЗСП – более 2,5 млн. км<sup>2</sup>) и небольшими глубинами (десятки, реже, первые сотни метров). Эпохи трансгрессий характеризуются (относительно современной) практическим отсутствием климатической зональности (везде субтропики – не жарко на экваторе и тепло в высоких широтах), отсутствием высоких гор (и ледников), ледяных «шапок» на полюсах, и течений в гидросфере и атмосфере («климатический оптимум») [Ясаманов, 1975; Гольберт и др., 1977; Герман, 2011; Еськов, 2014; и др.]. Т.е., для жизнедеятельности организмов, с точки зрения климата, везде хорошо.

Периоды растяжения земной коры сопровождаются активизацией рифтообразующих процессов и вулканизма (преимущественно, базальтового). В результате наших исследований, под микроскопом установлены зёрна оплавленных обломов кварца и стекла (алевритовой размерности), остроугольных и оскольчатых форм зёрен кварца и ПШ в составе осадков [Карих и др., 2020]. Также, выделенный комплекс «камуфлированной пирокластики» в сеноне на востоке Русской плиты [Зорина и др., 2012, 2015], позволяют допустить значительный вклад вулканических процессов (в том числе пирокластики и гидротерм) и в осадконакопление верхнего мела ЗСП (особенно в периоды активного развития трансгрессии) [Емельянов, 1998; Тихомиров, 2018]. Наличие в разрезе верхнего мела слоёв со следами угнетения процессов жизнедеятельности (бентоса и планктона)

может быть отражением неблагоприятных условий в водной и придонной среде. Что может объясняться локальным повышением температуры (снижение растворимости кислорода и эпизоды повышенной пиритизации), а также, аномальными концентрациями ядовитых веществ вулканического происхождения, например, серы, углекислоты, металлов, редкоземельных (в том числе и радиоактивных) элементов и пр. Слои с признаками угнетения жизнедеятельности устойчиво коррелируются с повышенными долями первично залегающего глауконита. Слои обогащения глауконитом (и сложными карбонатами, особенно сидеритом) нередко характеризуются значениями модуля Страхова более 25 [Страхов, 1976], что является признаком гидротермального влияния.

**Глауконит** обладает высокими абсорбционными и катионообменными свойствами. Ионообменная способность составляет 0,1-0,4 моль/кг, пористость 20-25 %, твёрдость 1,3-2,0, плотность 1,8-3,0 г/см<sup>3</sup>, размер частиц глауконита от 0,03 до 0,65 мм. Предельная поглотительная способность по отношению к тяжёлым металлам (на 1 кг глауконита): меди – 781,2; никеля – 342,4; железа – 1317 мг/экв. Способность глауконита извлекать в том числе и тяжёлые металлы из растворов составляет (в % от исходного содержания) Pb-99, Hg-64, Co-97, Cu-96, Cd-96, Mn-95, Cr-92, Ni-90 Zn-90, Fe-99.

Вероятно, **глауконит**, в первую очередь, «отвечает» за удаление из воды «излишков» химических («ядовитых») компонентов, привнесённых на этапах активизации вулканических и гидротермальных процессов, и негативно влияющих на условия жизнедеятельности. Очень возможно, что пылевой экран (вулканогенные пепловые облака) в атмосфере, снижающий уровень тепловой радиации Солнца (которое в это время, так же, видимо, испытывало растяжение-расширение и усиление излучения), играл в данном случае положительную – спасительную роль для планеты.

Как уже было сказано, кремнисто-глинистые илы (коллоиды), с широким «спектром» концентраций той или иной составляющей, характеризуются специфическими чертами проявления процессов затвердевания (обезвоживания) – диагенеза и катагенеза (литогенеза). Особенно контрастно, в разрезе и по площади, это выражается в случае наиболее кремнистых разностей (НБ4, НБ2 и, особенно, НБ1). Так, например, по результатам обработки материалов сейсмоки с высокой кратностью съёмки, в различных регионах планеты (в том числе на территории ЗСП) были установлены горизонты с ярко выраженными системами полигональной трещиноватости. На территории ЗСП они приурочены к узким интервалам осадочного разреза, сложенным преимущественно кремнистыми отложениями (баженовского, нижнеберёзовского и люлинворского горизонтов) и, видимо, отражают специфику литогенеза опаловых илов – коллоидных растворов [Гогоненков, 2002; Пережогин, 2017; Кудаманов и др., 2020]. Глинистые илы

(коллоиды, с водонасыщенной пористостью до 80-90 %), состоящие в основном из набухающих глинистых минералов (обычно это смектиты, реже ССО), при литогенезе (уплотнении/обезвоживании) на первых стадиях диагенеза в значительных объёмах отдают воду, пластически уменьшаясь в объёме (проседая в несколько раз). Но илы (коллоиды) с аморфным кремнезёмом, в полной мере такой возможностью не обладают (чем выше изначально доля опала в илах – до 70-80 %, тем в меньшей степени происходит «проседающее» уплотнение). Опал ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) на 10-20 % состоит из воды (иногда доля воды достигает 30 %). Плотность опала 1,96-2,20 г/см<sup>3</sup>. При постепенной потере жидкости опал переходит в ОКТ-фазу и криптокристаллический халцедон, не содержащий воды (резкое обезвоживание может привести к разрушению опала) и, далее, в кристаллический кварц. Объёмная плотность халцедона около 2,60 г/см<sup>3</sup>; кварца – до 2,70 г/см<sup>3</sup>.

Подобно тому, как при полной доломитизации известняка высвобождается до 12 % объёма пространства (дополнительная вторичная пористость), так и, при полной раскристаллизации опала в халцедон, объём твёрдого агрегата опала должен уменьшиться до 20-30 %. То есть, внутри твёрдого субстрата должно образоваться дополнительное пустотное пространство (микроскопическая трещиноватость). Сибирский геолог Михаил Антонович Усов считал, сжатие вещества приводит его в «напряжённое состояние» [Мартьянов, 2003, с. 30-31]. Следовательно, при очередном эпизоде тектонической активности, внутрипластовые напряжения, возникшие в процессе литогенетического обезвоживания/сжатия (перехода опала в ОКТ-фазу и халцедон), вполне способны реализоваться, в том числе, в виде макроскопических систем полигональных трещин (обнаруженных сейсмическими исследованиями) [Карих и др., 2020].

Результаты анализа даже объективно ограниченной выборки исследований кремнисто-глинистых пород коньяка-сантона-кампана ЗСП, всё же позволяют предварительно отметить, что вторичные стадийные преобразования и наложенные изменения кремнисто-глинистых осадков, с различным соотношением кремнезёма и глинистой составляющей, приводят к формированию пород с различными значениями коллекторских свойств. Для пород с содержанием глин порядка 30 % и высокой степенью кристаллизации опала характерны наилучшие значения ФЕС. Когда доля глин менее 30 % и степень кристаллизации опала высока – ФЕС ухудшаются [Карымова, 2018; Родивилов, 2018]. Породы с содержанием глин более 50 %, независимо от степени кристаллизации кремнезёма, обладают, как правило, низкими значениями ФЕС [Агалаков, 2020].

В заключение отметим основные моменты экономической эффективности предложенных выводов и представлений о строении надсеноманской части разреза верхнего мела Западной Сибири:

1. По данным ГИС и керн (в том числе стратиграфической привязки) – детализация внутреннего строения ССК, с выделением стратонов (в том числе потенциально продуктивных – газалинской пачки, пласта опок НБ1 и пластов алевролитов НБ3 и ВБ1), уточнение литолого-петрофизических свойств и границ их распространения; повышение обоснованности и эффективности прогноза.

2. Для опок пласта НБ1 – предварительная оценка степени влияния вторичных преобразований и наложенных изменений на распределение значений ФЕС.

3. Так же для опок пласта НБ1 – предварительная оценка условий формирования систем полигональной трещиноватости, перспективных на обнаружение ловушек (резервуаров) трещинного типа коллектора.

### **И ЕЩЁ РАЗ – О ГЛАВНОМ (РЕЗЮМЕ)**

Осадконакопление турон-маастритских отложений верхнего мела ЗСП (более 30 млн. лет; на площади до 2,5 млн. км<sup>2</sup>) проходило преимущественно в условиях глобальной трансгрессии (гидрократическая эпоха). Конденсированные отложения изначально представлены высокодисперсными глинистыми (бентонитоподобными), глинисто-кремнистыми (смешанными) и кремнистыми (опоками) автохтонными иллами/коллоидами аутигенного (хемогенного, биогенно-хемогенного) генезиса. Характерен парагенетический набор аутигенных минералов, аналогичный ассоциации «*камуфлированной пирокластики*» (смектиты, глауконит, цеолиты, аморфный кремнезём). То есть, основной объём илов/коллоидов, вполне возможно, формировался преимущественно за счёт трансформации тонкозернистых вулканических пеплов, поступающих со стороны активно «*работающих*» в это время крупных провинций кремнекислого вулканизма (например, Охотско-Чукотская, Юго-Восточно-Китайская и Восточно-Сихотэ-Алинская – на востоке и северо-востоке), и провинций базальтового вулканизма.

Неравномерная степень вклада в осадконакопление верхнего мела ЗСП тех или иных провинций определяла, по всей видимости, конечный состав породы. Интенсивное поступление пеплов базальтовых провинций (как правило, в начальные фазы периодов трансгрессии, на смену эпизодов регрессии), по всей видимости, приводило повышению температуры воды, к химическому заражению среды (донного слоя и воды; высокие доли металлов, РЗЭ, серы и пр.) и угнетению жизнедеятельности бентоса и планктона. В это время накапливались аутигенные смектиты с высоким содержанием первичного глауконита (глауконит-содержащие бентонитоподобные глины, как правило, с повышенными содержаниями пирита, в 2-4 раза выше относительно вмещающих

отложений). По мере нормализации условий, снижается (и/или сходит «на нет») содержание первично осадочного глауконита, уменьшается степень пиритизации, с нарастающей интенсивностью проявляются следы биотурбации, появляются остатки раковин планктона и бентоса, ихтиодетрит (бентонитоподобные глины). Преобладание пеплов кремнекислого вулканизма отражено в осадке широким спектром глинисто-кремнистых отложений – от кремнистых или опоковидных глин, до неравномерно глинистых опок. Глауконит в таких осадках, как правило, переотложенный (но не всегда).

Влияние гидротермально-вулканогенных процессов на осадконакопление верхнего мела ЗСП, помимо находок алевритовых частиц вулканических стёкол (практически по всему разрезу верхнего мела), и обнаруженных образований гидротермально-метасоматического жильного кварца (по тектоническим трещинам), устанавливается ещё и значениями модуля Страхова (железо+марганец/титан) более 25. Высокие значения модуля Страхова (100-200, иногда до 400) характерны для глауконитовых глин и, особенно, для конкреций и прослоев сидеритолитов. Заметные толщины индивидуальных литостратонов (десятки метров), с учётом конденсированного типа разреза, свидетельствуют о стабильных условиях их накопления в течение продолжительного времени. Относительно резкие границы и переходы между литостратонами указывают на кардинальные перестройки условий – смена источника вещества и/или режима седиментации бассейна осадконакопления. Изначально поликомпонентные илы/коллоиды являются весьма неравновесными системами и, с течением времени, постепенно переходят в состояние агрегата крипторазмерных минеральных составляющих (размером 1-5 мкм), различающихся по химическому составу, но не имеющих индивидуальной морфологической характеристики.

Регрессивно-трансгрессивная цикличность, отражённая сменой стратонов, характеризуется макроразмером (век, ярус), например, по И.К. Гаршину (2012).

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ**

- АВПД – аномально высокое пластовое давление;
- ГАС – глинисто-алевритовая составляющая;
- ГЗН – главная зона нефтеобразования;
- ГГ – галактический год;
- ГГК-П – гамма-гамма-каротаж плотносной;
- ГИС – геофизические исследования скважин;
- ГК – гамма-каротаж;
- Гл. по бур. – глубина по бурению;
- ГМ – глинистый материал;
- ГРП – гидроразрыв пласта;
- ГХШ – галактическая хронометрическая шкала;
- Ед. – единичный;
- ЗСП – Западно-Сибирская плита;
- КС – кажущееся сопротивление;
- Кр/з – крупнозернистый;
- ИК-спектроскопия – инфракрасная спектроскопия;
- Инт. – интервал;
- Инт. по бур. – интервал по бурению;
- КПШ – калиевый полевой шпат;
- ЛБА – люминесцентно-битумологический анализ;
- ЛУ – лицензионный участок;
- мД – милидарси;
- МК – мезокатагенез;
- Мкм – микрометр (0,001 мм);
- Мм – миллиметр (0,001 метра);
- М/з – мелкозернистый;
- МПа – мегапаскаль;
- МСК – межведомственная стратиграфическая комиссия;

НГО – нефтегазоносная область;  
Обр. – образец;  
ОВ – органическое вещество;  
ОГ – отражающий горизонт;  
ОМР – опытно-методические работы;  
ОП – обломки пород;  
Опал-А – благородный опал (природная кремниевая кислота);  
Опал-КТ – опал (смесь кристобалита и тридимита);  
ОС – опорная скважина;  
Отм. – отметка;  
ПАС – песчано-алевритовая составляющая;  
ПГ – пульсационная гипотеза;  
ПЗ – подсчет запасов;  
ПК – протокатагенез;  
Пр. – прочее;  
ПС – потенциал самопроизвольной поляризации;  
ПШ – полевого шпат;  
Р/з – разномерный;  
Рис. – рисунок;  
РКТ – рентгеновская компьютерная томография;  
РСА – рентгено-структурный анализ;  
РФА – рентгено-флуоресцентный анализ;  
РЧС – радиоактивные чёрные сланцы;  
РЭМ – растровый электронный микроскоп;  
Скв. – скважина;  
СОХ – срединно-океанический хребет;  
Ср/з – среднемерный;  
СС – солнечная система;  
ССК – сейсмостратиграфический комплекс;  
Сорг – органический углерод;  
СОХ – срединный океанический хребет;  
ССО – смешаннослойные минералы;  
СУМ – слюдисто-углистый материал;  
СФР – структурно-фациальный район;  
УРД – углефицированный растительный детрит;

ТННЦ – тюменский нефтяной научный центр;

УВ – углеводороды;

УРД – углефицированный растительный детрит;

УФ – ультрафиолет;

УЭС – удельное электрическое сопротивление;

ФБР – фильтрат бурового раствора;

ФЕС – фильтрационно-емкостные свойства;

ФИП/РЭМ – Фокусированный Ионный Пучок / в Растровом Электронном Микроскопе;

ХМАО – Ханты-Мансийский автономный округ;

Т/з – тонкозернистый;

ТБУ – термобарические условия;

Т.д. – так далее;

ТЗ – техническое задание;

Т.п. – тому подобное;

ЦГЭ – центральная геофизическая экспедиция;

ЦИК – центр исследований керна;

ЯМР – ядерно-магнитный резонанс;

ЯНАО – ямало-ненецкий автономный округ;

HCl – соляная кислота;

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – оксид железа;

So – коэффициент сортировки;

SiO<sub>2</sub> – кремниевая кислота/кремнезём;

Md – медианный диаметр;

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

## ОПУБЛИКОВАННЫЕ

1. Аввакумов, Е.Г. Механические методы активации химических процессов / Е.Г. Аввакумов. – Новосибирск : «Наука», 1986. – 356 с.
2. Авраменко, Э.Б. Концептуальная геологическая модель туронских отложений на примере Харампурского месторождения Западной Сибири / Э.Б. Авраменко, М.А. Грищенко, И.О. Ошняков, А.И. Кудаманов // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство». – 2019. – № 10, С. 82-87.
3. Агалаков, С.Е. Новые объекты поисков углеводородов в надсеноманских отложениях Западной Сибири / С.Е. Агалаков, О.В. Бакуев // ИПОС СО РАН, ТТЭ Тюменьгеология, «Геология нефти и газа». – 1992. – № 11. – С. 2628.
4. Агалаков, С. Е. Газовые гидраты в туронских отложениях на севере Западной Сибири / С.Е. Агалаков // Геология нефти и газа. – 1997. – № 3. – С. 16–21.
5. Агалаков, С.Е. Оценка ресурсов газа в опоках березовской свиты на севере Западной Сибири / С.Е. Агалаков, В.А. Стариков // Западно-Сибирский филиал Института геологии нефти и газа СО РАН, Геология и геофизика. – 2003. – т. 44.-Мб., С. 511-516.
6. Агалаков, С.Е. Верхнемеловая кремнистая формация Западной Сибири / С.Е. Агалаков **А.И. Кудаманов**, М.В. Лебедев, В.А. Маринов // Труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания посвященного обобщению положительного опыта литологических и фациально-циклических исследований в нефтегазовой литологии и геологическом моделировании терригенных и карбонатных природных резервуаров. Национальный исследовательский Томский политехнический университет. – Томск. – 2017а. – С. 9-14.
7. Агалаков, С.Е. Фациальная модель верхнего мела Западной Сибири / С.Е. Агалаков, **А.И. Кудаманов**, В.А. Маринов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр., 17–21 апреля 2017 г., Новосибирск: Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология»: сб. материалов в 4т. Т.1. – 2017б. – С. 101-105.
8. Агалаков, С.Е. Макет региональных стратиграфических схем верхнего мела Западной Сибири нового поколения / С.Е. Агалаков, **А.И. Кудаманов**, В.А. Маринов // Материалы IX Всероссийского совещания 17-23 сентября 2018 г., НИУ «БелГУ», г. Белгород / под ред. Е.Ю. Барабошкина, Т.А. Липницкой, А.Ю. Гужикова. – 2018.– С. 21-24.

9. Агалаков, С.Е. Верхнемеловые кремнистые отложения – потенциал прироста ресурсов газа Западной Сибири / С.Е. Агалаков [и др.] // Санкт-Петербург 2018. Инновации в геонауках – время открытий: 8-я междунар. геол.-геофиз. конф. и выставка. Санкт-Петербург. – 9–12 апреля 2018 г.

10. Агалаков, С.Е. Газоносность надсеноманских отложений Западной Сибири / С.Е. Агалаков, М.Ю. Новосёлова // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. 2019;(4):10-23. <https://doi.org/10.31660/0445-0108-2019-4-10-23>.

11. Агалаков, С.Е. Геология и газоносность верхнемеловых надсеноманских отложений Западной Сибири: дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н.: 25.00.12 / Агалаков Сергей Евгеньевич. – Тюмень, 2020. – 221 с.

12. Алексеев, В.П. Литолого-фациальный анализ / В.П. Алексеев. – Екатеринбург: УГГГА, 2002. – 147 с.

13. Алексеев, В.П. Фациальный анализ и палеоландшафты коэволюции / В.П. Алексеев // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 40-43.

14. Алексеев, В.П. Нефтегазовая литология: учебное пособие / В.П. Алексеев. – Екатеринбург: УГГУ, 2019. – 576 с.

15. Ананьева, Л.Г. Литолого-минералогическое обоснование стратификации нижнеберёзовской подсвиты Медвежьего и Вынгапуровского месторождений / Л.Г. Ананьева, А.А. Дорошенко, Д.И. Изосимов, Я.О. Карымова, И.В. Качинская, М.В. Коровкин, С.В. Нерсесов, О.В. Постникова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 5. С. 89–99.

16. Андреева, Н.Н. Перспективы применения прямых геохимических методов поисков залежей нефти и газа относительно небольших размеров в Западной Сибири / Н.Н. Андреева, А.А. Борковский, С.П. Верес, А.В. Соколов, М.С. Хмелевский // Геология нефти и газа. – 2001. – № 4. – С. 177-181.

17. Аргентовский, Л.Ю. Особенности осадконакопления отложений ганькинской свиты / Л.Ю. Аргентовский // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.101. – 1975. – С.83-90.

18. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Рос. акад. наук, Ин-т географии. – М. : Науч. мир, 1997. – 25 см. Т. 2. – М. : Науч. мир, 1997. – 371 с.

19. Атлас образцов эталонной палеонтологической коллекции ООО «Тюменский нефтяной научный центр». Верхний мел, Западная Сибирь / В.С. Вишневская, В.А. Маринов, С.Е. Агалаков, А.В. Аржиловский, И.А. Вахрушева, М.Ю. Новоселова, И.Г.

Павлуткин // Тюмень : Тюменский нефтяной научный центр; ИПЦ «Экспресс», 2023. – 348 с.

20. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины / под ред. И.И. Нестерова. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ. – 1976.

21. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна / Л.Н. Ботвинкина, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев, А.П. Феофилова, В.С. Яблоков. – М.: Изд-во АН СССР. – 1956. – 368 с.

22. Афанасьева, Н.И. Кристаллохимия и генезис глауконита из разреза «Меловатка» (сеноман, юго-восток Русской плиты) / Н.И. Афанасьева, С.О. Зорина, А.М. Губайдуллина, Н.И. Наумкина, Г.Г. Сучкова // «Литосфера». – 2013. – № 2. – С. 65-75.

23. Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Нигмаджанов Т.И. Циклостратиграфическая корреляция сеноманских и туронских отложений Восточно-Европейской платформы // ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2017. № 5. С. 41-48.

24. Баженова, О.К. Аутигенная нефтеносность кремнистых толщ: дисс. на соискание учёной степени д-ра геол-минер наук: 04.00.17 / Баженова Ольга Константиновна. – М., 1991, 489 с.

25. Бакуев, О.В. Перспективы нефтегазоносности березовской свиты на территории ХМАО и сопредельных районов / О.В. Бакуев // «Вестник недропользователя ХМАО», Ханты-Мансийск, СУР ХМАО. – 2002. – № 11. – С. 30-37.

26. Барабошкин, Е.Ю. Практическая седиментология. Терригенные резервуары: Пособие по работе с керном / Е.Ю. Барабошкин. – Тверь: ГЕРС, 2011. – 152 с.

27. Барабошкин, Е.Ю. К ихнологии абалакской и баженовской свит (ЗС) / Е.Ю. Барабошкин, И.В. Панченко, В.Д. Немова и др. // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина – 2015. – Том I. – С. 60-63.

28. Баренбаум А.А. Галактическая парадигма в геологии и астрономии / А.А. Баренбаум. – Россия: Либроком, 2013. – 544 с.

29. Бембель, Р.М. Активные проявления дегазации Земли в сейсмологии, в геофизических полях / Р.М. Бембель, А.Р. Бембель, В.М. Мегеря // Технологии сейсморазведки. – 2010г. – №4. – С. 69-76.

30. Бергер, М.Г. Терригенная минералогия / М.Г. Бергер. – М.: Недра. – 1986. – 227 с.

31. Бижу-Дюваль, Б.М. Седиментационная геология / Б.М. Бижу-Дюваль. – Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2012. – 704 с.

32. Бондарев, В.Л. Нефтегазопроисковые геохимические исследования в южной части Медвежьей площади / В.Л. Бондарев, М.Ю. Миротворский, Г.И. Облеков, Р.М. Шайдуллин, В.Т. Гудзенко // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2006. – № 1. – С. 47-63.

33. Бондарев, В.Л. Газогеохимическая характеристика надсеноманских отложений полуострова Ямал (на примере Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения), ЗАО «НПЦ "Геохимия"», ООО «Надымгазпром» / В.Л. Бондарев, М.Ю. Миротворский, В.Б. Зверева, Г.И. Облеков, Р.М. Шайдуллин, В.Т. Гудзенко // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2008. – № 5.

34. Борисов, А.С. Многоволновая сейсморазведка. Учебно-методическое пособие Казанского федерального университета / А.С. Борисов. – Казань : Институт геологии и нефтегазовых технологий, 2012. – 31 с.

35. Борисов, А.Г. Исследование трещинной проницаемости сенонских глин Медвежьего месторождения / А.Г. Борисов, И.А. Паршуков // Сборник научных трудов ООО «ТюменНИИгипрогаз». – Тюмень – 2013.

36. Ботвинкина, Л.Н. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения / Л.Н. Ботвинкина, В.П. Алексеев. – Свердловск: Уральского государственного университета, 1991. – 336 с.

37. Бочкарев, В.С. Палеотектонический анализ и этажи нефтегазоносности крупных поднятий Надым-Тазовского междуречья (Западная Сибирь) / В.С. Бочкарев, С.А. Толубаев // «Геология и геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений». – 2003. – № 5. – С. 10-20.

38. Бочкарев, В.С. История развития основных поднятий чехла Западно-Сибирской геосинеклизы / В.С. Бочкарев, А.М. Брехунцов, С.Г. Черданцев, Д.А. Огнев // Горные ведомости, ОАО «Сибнац», «Горные ведомости». – №12. – 2006. – С. 6-17.

39. Будько, Д.Ф. Распределение аморфного кремнезема в колонке донных осадков Белого моря / Д.Ф. Будько // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – Том I. – С. 71-73.

40. Булгаков, Р.Ф. Критерии идентификации кремнистых толщ и песчаных коллекторов в осадочных разрезах Охотоморского шельфа по скважинным и сейсмическим данным / Р.Ф. Булгаков, А.Э. Жаров, В.Е. Кораблинов, О.А. Кровушкина, А.А. Терещук // SPE 136022. – 2010.

41. Булынникова, А.А. Верхний отдел / А.А. Булынникова, Е.Ф. Трандафилова // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных

отложений Западно-Сибирской низменности. Под ред. И.В. Лебедева. – Тюмень. – 1972. – Вып. 48. – С. 84-95.

42. Булынникова, А.А. Основные типы разреза верхнего мела Западно-Сибирской равнины / А.А. Булынникова, Н.Х. Кулахметов, М.И. Мишульский, В.Т. Слепцов // Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины: Тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень. – 1977. – вып. 121. – С. 83-87.

43. 2. Бурлин Ю.К., Плюснина И.И. Фазовые переходы кремнезёма в нефтеносных толщах // Вести Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология – 2008 - № 3. С. 24-31.

44. Ван, А.В. Мезозойско-палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности / А.В. Ван // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 210. – № 5. – С. 156–159.

45. Васильев, Д.А. Концепция саморазвития Земли в связи с современными геотектоническими гипотезами / Д.А. Васильев. – Томск: Изд-во НТЛ, 1997. – 100 с.

46. Вейл, П.Р. Сейсмическая стратиграфия / П.Р. Вейл, А.П. Грегори, Р.М. Митчем, Р. Шерифф. – М.: Мир, 1982. – 375 с.

47. Верзилин, Н.Н., Окнова Н.С. О роли глинистых минералов в эволюции седиментогенеза / Н.Н. Верзилин, Н.С. Окнова // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – Том I. – С. 221-225.

48. Вишневская, В.С. Новые данные о биотических событиях на границе сантона и кампана (на примере микропланктона Тихоокеанской окраины России) / В.С. Вишневская, И.А. Басов // Доклады Академии Наук, Геология. – 2007. – Том 417. – № 3. – С. 364-368.

49. Волохин Ю.Г. Мезо-кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии // автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук: 25.00.01 – общая и региональная геология. Владивосток: 2010. – 49 с.

50. Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии // Владивосток: Дальнаука, 2013. – 434 с.

51. Воронцов, А.А. Эволюция фанерозойского рифтогенного магматизма Центральной Азии (на примере полихронной северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области): геохимия, источники, геодинамика: автореферат дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н.: 25.00.09 / Воронцов Александр Александрович. – Иркутск, 2007. – 41 с.

52. Вылцан, И.А. Ритмоанализ как критерий установления ранга стратиграфических подразделений / И.А. Вылцан // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука. – 1977. – С. 196-202.

53. Вылцан, И.А. Ритмы – индикаторы геотектонических условий седиментогенеза / И.А. Вылцан // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука. – 1977. – С. 237-243.
54. Вылцан, И.А. Осадочные формации и их историко-геологические типы / И.А. Вылцан. – Томск: Изд-во ТПУ. – 2000. – 123 с.
55. Вылцан, И.А. Фации и формации осадочных пород: учебное пособие / И.А. Вылцан. – Томск: Изд-во ТГУ. – 2002. – 484 с.
56. Гаршин И.К. О галактических циклах в истории Земли // Козволюция геосфер: от ядра до Космоса: Материалы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН, лауреата Государственной премии СССР Глеба Ивановича Худякова (Саратов, 17–20 апреля 2012 года). Редкол. А.В. Иванов, И.А. Яшков, М.Н. Пещеров, О.А. Волкова. Саратов, Саратовский гос. тех. ун-т, 2012. – 472 с. Смотрите файл [PDF](#) [10,3 Мбайт], С. 161.
57. Галеркина, С.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западной Сибири / С.Г. Галеркина, П.С. Алексейчик-Мицкевич, Г.Э. Козлова, Н.К. Стрельникова // Сов. геология. – 1982. – № 12. – С.77-95.
58. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода: в 5 томах. Т. 2: Система вода – порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.] ; отв. редактор тома Б.Н. Рыженко ; ИНГГ СО РАН [и др.]. – Издательство СО РАН, 2007. – 389 с.
59. Геологический словарь в двух томах / Отв. ред. К.Н. Паффенгольц. – М.: Недра, 1973. Т.1 (А-М). – 487 с.
60. Геологический словарь в двух томах / Отв. ред. К.Н. Паффенгольц. – М.: Недра, 1973. Т.2 (Н-Я). – 456 с.
61. Геологическое моделирование прибрежно-морских отложений (на примере пласта АВ<sub>1</sub> (АВ<sub>1</sub><sup>1+2</sup>+АВ<sub>1</sub><sup>3</sup>) Самотлорского месторождения) / К.Е. Закревский, В.А. Аксарин, М.С. Анохина, И.В. Бужкина, М.А. Грищенко, К.В. Зверев, Д.А. Зундэ, А.И. Кудаманов, А.Г. Кузнецов, А.В. Мальшаков, Н.В. Нассонова, А.В. Хабаров, Л.В. Черновец. – Тюмень: Вектор Бук, 2017. – 314 с.
62. Геология : учебник для студ. высш. учеб. заведений / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – 7-е изд., перераб. – М. : Издательский центр «Академия», 2011. – 448 с.
63. Геология нефти и газа Западной Сибири. / Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. – М.: Недра, 1975. – 680 с.
64. Герман, А.Б. Альбская-палеоценовая флора Северной Пацифики / А.Б Герман. – М.: ГЕОС, 2011. – 280 с.

65. Гладенков, А.Ю. Детальные стратиграфические шкалы и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям): диссертация на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук: 25.00.02 / Гладенков Андрей Юрьевич. – М. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. – 2003. – 560 с.

66. Глухов, Т.В. Палеогеография Западной Сибири в Дербышинское время (поздний мел) / Т.В. Глухов, С.Е. Агалаков, **А.И. Кудаманов**, В.А. Маринов // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) (Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.). – Казань: Издательство Казанского университета. – 2019. – С. 100-101.

67. Глушаков, Б.Я. Методические приемы интерпретации нижнеберезовских отложений (пласт НБ1) на месторождениях Западной Сибири (в пределах ЯНАО) / Б.Я. Глушаков, Л.В. Шишканова, В.В. Машьянов, ОАО «СибНАЦ» // «Горные ведомости». – 2014. – № 3.

68. Гнибиденко, З.Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) / З.Н. Гнибиденко, Н.К. Лебедева, член-корреспондент РАН, Б.Н. Шурыгин // Доклады академии наук. – 2014. – т. 458. – № 1. – С. 83-87.

69. Гогоненков, Г.Н. Зарождающиеся горизонтальные сдвиги в тектонике северной части Западной Сибири, Геофизика / Г.Н. Гогоненков, А.С. Лаврик, С.С. Эльманович // Технологии сейсморазведки. – 2002. – С. 54-61.

70. Гогоненков, Г.Н. Полигональная система разрывов надсенноманской толщи в Западной Сибири / Г.Н. Гогоненков, С.С. Эльманович, М.В. Луцкина // Геофизика. – 2002. – № 2. – С. 5-10.

71. Гольберт, А.В. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах / Ред. В.Н. Сакс. Авторы: А.В. Гольберт, К.Н. Григорьева, Л.Л. Ильенко, Л.Г. Маркова, А.В. Скурапенко, Ю.В. Тесленко – Москва: Недра, 1977. – 107 с.

72. ГОСТ Р 53579-2009 Национальный стандарт российской федерации, система стандартов в области, геологического изучения недр (СОГИН), отчет о геологическом изучении недр, общие требования к содержанию и оформлению. – М.: Стандартиформ, 2010.

73. ГОСТ Р 8.737-2011 Национальный стандарт российской федерации, государственная система обеспечения единства измерений. Геофизические исследования скважин и петрофизические исследования образцов пород, флюидов и газов. Единицы измеряемых величин. – М.: Стандартиформ, 2012.

74. ГОСТ 8.417-2002 Межгосударственный стандарт. Государственная система обеспечения единства измерений. Единицы величин (введен в действие Постановлением Госстандарта РФ от 04.02.2003 N 38-ст). – М.: Стандартинформ, 2003.
75. ГОСТ 26450.0-85 Породы горные. Общие требования к отбору и подготовке проб для определения коллекторских свойств. – М.: Издательство стандартов, 1985.
76. ГОСТ 26450.1-85 Породы горные. Метод определения коэффициента открытой пористости жидконасыщением. – М.: Издательство стандартов, 1985.
77. ГОСТ 26450.2-85 Породы горные. Метод определения коэффициента абсолютной газопроницаемости при стационарной и нестационарной фильтрации. – М.: Издательство стандартов, 1985.
78. Государственная геологическая карта Российской Федерации М 1:200000. Лист N-48-XXXIII (серия Ангарская). Объяснительная записка. Л. 1999. 206 с. текст, прил. библи. Министерство Природных ресурсов РФ, ГФУГП «Иркутскгеология». Е.К. Ковригина (ред).
79. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Таймырско-Североземельская. Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарей. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», МОРГЕО, ФГУНПП «ПМГРЭ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. – 450 с.: ил. 14 вкл.
80. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Норильская. Лист R-45 – Норильск. Объяснительная записка / СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 320 с. + 7 вкл.
81. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Норильская. Лист R-46 – Пайтурма. Объяснительная записка / СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 389 с. + 6 вкл.
82. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка / СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 464 с. + 5 вкл.
83. Градзиньский, Р. Седиментология: Пер. с польск. / Р. Градзиньский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. – М.: Недра, 1980. – Пер. изд. ПНР, 1976. – 640 с.
84. Григорьев, С.Н. Роль воды в образовании земной коры (Дренажная оболочка земной коры) / С.Н. Григорьев. М. – Недра, 1971 г. – 263 с.
85. Гроссгейм, В.А. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / В.А. Гроссгейм и др. – Л.: Недра, 1984. – 271 с.
86. Гудыма, В.А. Изучение степени набухания аргиллитоподобных глин отложений сенона Медвежьего месторождения / В.А. Гудыма, А.В. Паршуков, Т.А. Шай (ООО

«ТюменНИИГипрогаз») // Сборник научных трудов ООО «ТюменНИИГипрогаз». – Тюмень. – 2013.

87. Добрецов, Н.Л. Глубинная геодинамика / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, СО РАН. Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. – 1994. – 299 с.

88. Денисов, С.Б. Влияние сдвиговой тектоники на формирование нефтегазовых месторождений Западной Сибири / С.Б. Денисов // Нефтяное хозяйство. – 2001. – № 4. – С. 15-19.

89. Деревскова, Н.А. Закономерности изменения литологического состава пильской свиты о. Сахалин в связи с перспективами добычи нефти из кремнистых отложений / Н.А. Деревскова, Т.И. Кравченко, С.Б. Лыкова, С.В. Дряблов // Научно-технический вестник ОАО «НК Роснефть». – 2014. – № 4. – С. 34-40.

90. Дистанова Л.Р., Нассонова Н.В., Кудаманов А.И. Геологическое строение и перспективы газоносности отложений верхнеберёзовской подсвиты кампанского возраста позднего мела на примере одного из месторождений Западной Сибири // Геология нефти и газа. № 5. 2022. С. DOI 10.31087/0016-7894-2022-5-0-0.

91. Дмитриевский, А.Н. Бассейновый анализ (системный подход) / А.Н. Дмитриевский // Геология нефти и газа. – 1998. – № 10. – С. 18-26.

92. Донателла Астратти, В.О. Обнаружение мелких разломов и трещин с помощью сейсмических данных / В.О. Донателла Астратти, Т.Н. Али Аль Дайини Сабри Лотфи Махмуд, Эндрю Б.С. Кларк и др. // Нефтегазовое обозрение. – 24, №2, 2012.

93. Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 112 с. (МИР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК).

94. Дриц, В.А. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования / В.А. Дриц, А.Г. Коссовская – М., «Наука», 1990. – 214 с.

95. Елогуйская и Туруханская опорные скважины (Красноярский край) / Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 68. Тюмень, 1973. – 182 с.

96. Емельянов, Е.М. Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудообразование, геоэкология / Е.М. Емельянов // РАН, Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова, Калининград, «Янтар. Сказ», 1998. – 416 с.

97. Еськов, К.Ю. Удивительная палеонтология: история Земли и жизни на ней / К.Ю. Еськов. – М. : ЭНАС-КНИГА, 2014. – 312 с. : ил. – (О чём умолчали учебники).

98. Жемчугова, В.А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем: учебное пособие / В.А. Жемчугова. – Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2014. – 344 с.

99. Жемчужников, Ю.А. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений / Ю.А. Жемчужников, В.С. Яблоков // Тр. лаборатории геологии угля. – М.-Л: Известия АН СССР, 1956. – Вып.5. – 259 с.

100. Занин, Ю.Н. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна / Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер, В.О. Красавчиков // «Литосфера». – 2011. – № 6. – С. 38-54.

101. Занин, Ю.Н. Распределение Au и Pt в различных вещественно-генетических типах пород черносланцевой баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна / Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер // Эволюция осадочных процессов в истории Земли, материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 339-342.

102. Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России / В шести томах, т. 2, Гл. ред. В.П. Орлов. Ред. 2-го тома: А.Э. Конторович, В.С. Сурков, СПб., Изд-во «ВСЕГЕИ», 2000. – 477 с.

103. Захаров, В.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (Усть-Енисейская впадина) / В.А. Захаров, Ю.Н. Занин, К.В. Зверев и др. // Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. – 82 с.

104. Захаров, В.А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области / В.А. Захаров, Н.К. Лебедева, В.А. Маринов // Геология и геофизика. – 2003. – т. 44. – № 11. – С. 1093-1103.

105. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. Пепловые слои в сантон-кампанских отложениях разреза «Вишневое» (Саратовская область) // Палеонтология, стратиграфия мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Мат-лы науч.сессии (18-22 апреля 2011 г.): в 2 т. Т.1. Мезозой. / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Новосибирск: ИНГГиГ СО РАН. – 2011. – 106-109 с.

106. Зорина, С.О. Следы пирокластики в сантон-кампанских отложениях разреза «Вишневое» (Среднее Поволжье) / С.О. Зорина, Н.И. Афанасьева, А.В. Жабин // «Литосфера». – 2012. – № 3. – С. 3-13.

107. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. "Камуфлированная" пирокластика в верхнемеловых-миоценовых толщах юго-востока Русской плиты // Доклады Академии Наук, ГЕОЛОГИЯ, 2015, том 463, № 4, с. 443-445с.

108. Ильин, А.В. Методика определения коэффициента нефтегазонасыщенности в надсеноманских отложениях в Надым-Пур-Тазовском районе Западной Сибири / А.В. Ильин // Каротажник 3 (168). – Тверь: Изд. АИС. – 2008. – Вып. 168. – С. 13-20.

109. Ильин, А.В. Газовые гидраты – потенциальный источник углеводородного сырья севера Тюменской области / А.В. Ильин // «Горный журнал». – 2011. – №2. – С. 138-143.
110. Итенберг, С.С. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин / С.С. Итенберг. – М.: Недра, 1972. – 312 с.
111. Казаков, А.М. Стратиграфическая схема меловых отложений южной окраины Западно-Сибирской плиты / А.М. Казаков // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС. – 1974 – С. 111-115.
112. Казанский, Ю.П. Седиментология / Ю.П. Казанский // Новосибирск, 1976. – 272 с.
113. Казанский, Ю.П. Введение в теорию осадконакопления / Ю.П. Казанский // Новосибирск, 1983. – 223 с.
114. Карих, Т.М. О стадияльных преобразованиях продуктивных отложений турона на северо-востоке Западно-Сибирской плиты / Т.М. Карих, **А.И. Кудаманов** // Сборник научных трудов. Выпуск № 5. – Тюмень: ОАО «Тюменский дом печати». – 2019 – С. 120-130.
115. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.**, к.г.-м.н., Агалаков С.Е., к.г.-м.н., Маринов В.А., к.г.-м.н. Новые находки пирокластики в отложениях верхнего мела Западной Сибири // Геология нефти и газа. ФБГУ «ВНИГНИ». – М, 2020. – № 4. – С. 19-28. DOI: 10.31087/0016-7894-2020-4-19-28.
116. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.** Мультимасштабный подход к исследованию отложений берёзовской свиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2020, – № 5, С. 15-24.
117. Карих Т.М., **Кудаманов А.И.** Свидетельство гидротермально-метасоматических процессов в опоках сантона (верхний мел) на севере Западной Сибири // (рабочее название) Геология нефти и газа. ФБГУ «ВНИГНИ». – М, 2021. – № 2. – С. 81-89.
118. Карогодин, Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность / Ю.Н. Карогодин. – М., «Недра», 1974. – 140 с.
119. Карогодин, Ю.Н. Седиментационная цикличность / Ю.Н. Карогодин. – М.: Недра, 1980. – 242 с.
120. Карогодин, Ю.Н. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных) / Ю.Н. Карогодин, Е.А. Гайдебурова. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. – 108 с.
121. Карымова, Я.О. Литолого-минералогическое моделирование при изучении пустотного пространства газонасыщенных опок Западной Сибири / Я.О. Карымова, А.А. Дорошенко // Информационные системы и технологии в геологии и нефтегазодобыче:

материалы докладов международного научно-практического семинара 16-17 ноября 2017: сборник статей /отв. ред. С. К. Туренко. – Тюмень: ТИУ, 2018. – С. 39 – 53.

122. Карымова, Я. О. Литолого-петрофизическая характеристика «нанокolleктора» нижнеберезовской подсвиты севера Западной Сибири / Д.Б. Родивилов, А.А. Дорошенко, Я.О. Карымова, П.Н. Кокарев, В.Г. Мамяшев // Труды Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии» [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». – 2018. – 902 с.: ил., карты, схемы. – ISBN 978-5-6040348-0-4.

123. Карус, Е.В. Глубинное строение Западной Сибири / Е.В. Карус, Г.А. Габриэлянц, В.М. Ковылин, Н.М. Чернышев // Советская геология. – 1984. – № 5. – С. 75-85.

124. Кашик, А.С. Возможности геологической интерпретации сейсморазведки 3Д в условиях активного проявления сдвиговой тектоники на севере Западной Сибири / А.С. Кашик, Г.Н. Гогоненков, А.И. Тимурзиев // Oil and gas geology. – 2006. – №2.

125. Каячев, Н.Ф. Литогеохимические особенности формирования терригенных отложений юры в пределах Ватьёганского месторождения Западной Сибири / Н.Ф. Каячев, **А.И. Кудаманов** // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли – Материалы Российской технической нефтегазовой конференции и выставки. – М. – 2010. – С. 706-716.

126. Кершенбаум, В.Я. Нетрадиционные углеводороды. Проблемы конкурентоспособности / В.Я. Кершенбаум // «Оборудование и технологии для нефтегазового комплекса». – 2010. – №1. – С. 31.

127. Киприянова, Ф.В. Биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири / Ф.В. Киприянова // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Сб. науч. трудов. Тюмень, ЗапСибНИГНИ. – 1989. – С. 115-127.

128. Коварный сланец. Прогресс добычи газа из сланцев в США меняет мировой газовый рынок // Нефть и капитал. – 2010. – № 1-2. – С. 18-21.

129. Колокольцев, В.Г. Спирали в углях и битумах / В.Г. Колокольцев, **А.И. Кудаманов**, К.Г. Скачек, И.Б. Волкова // Природа – М.: – 2009. – № 10. – С. 31-38.

130. Колокольцев, В.Г. Глазковая текстура в каустобиолитах / В.Г. Колокольцев, **А.И. Кудаманов**, К.Г. Скачек, И.Б. Волкова, В.А. Басов // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 56-64.

131. Колокольцев, В.Г. Глазковая текстура в каустобиолитах // Природа – М.: – 2015. – № 11. – С. 27-36.

132. Константиновская, Л.В. Космические причины некоторых геологических процессов: диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-

минералогических наук: 04.00.01 / Константиновская Людмила Васильевна. – М., МГУ им. М.В. Ломоносова, 1998. – 303 с.

133. Конторович, А.Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. – М., «Недра», 1975. – 680 с.

134. Конторович, В.А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири / В.А. Конторович // «Геология и геофизика». – 2009. – т. 50. – № 4. – С. 461-474.

135. Конторович, А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрский период / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, С.В. Рыжкова, Б.Н. Шурыгин, Л.Г. Вакуленко и др. // Геология и геофизика. – 2013. – т. 54. – №8. – С. 972-1012.

136. Конторович, А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / А.Э. Конторович, С.В. Ершов, В.А. Казаненков, Ю.Н. Карогодин и др. // Геология и геофизика. – 2014. – т. 55. – №5-6. – С. 745-776.

137. Конюхов А.И. Геология океана: загадки, гипотезы, открытия. – М.: Наука, 1989. – 208 с.: ил. – (Серия «Человек и окружающая среда»).

138. Корнев В.А. Анализ структуры различных бентонитов и возможности их использования в качестве сорбентов нефтепродуктов / В.А. Корнев, Ю.Н. Рыбаков // Проблемы современной науки и образования. – 2016. С.

139. Коробов, А.Д. Особенности гидротермального минерогенеза верхнеюрских продуктивных толщ Тевлинско-Русскинского месторождения / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, В.П. Морозов и др. // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – М.: РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015 – Том I. – С. 251-254.

140. Коробов, А.Д. Роль тектоногидротермальной активизации рифтогенного седиментационного бассейна в создании вторичных терригенных экранов и сохранении продуктивности баженовской свиты / А.Д. Коробов, Е.Ф. Ахлестина, Е.Д. Заграновская, Л.А. Коробова, М.П. Логинова, А.Т. Колотухин, В.М. Мухин // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 92, ноябрь 2017 – С. 29-44.

141. Косентино, Л. Системные подходы к изучению пластов / Л. Косентино. – М. – Ижевск: Институт компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2006. – 377 с.

142. Коссовская, А.Г. Проблема эпигенеза / А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов // Эпигенез и его минеральные индикаторы. – М.: Наука. – 1971. – С. 9-34.

143. Коссовская, А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций / А.Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 2.

144. Кострюков, М.И. Стратификация палеогеновых отложений центрального и северного районов Западно-Сибирской равнины по материалам радиоактивного каротажа / М.И. Кострюков, Н.Х. Кулахметов, М.И. Мишульский // Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 73. – 1973. – С. 51-59.
145. Крашенинников, Г.Ф. Учение о фациях. Учеб. пособие / Г.Ф. Крашенинников. – М.: Высшая школа, 1971. – 368 с.
146. Кривицкий, В.А. Галактическая природа цикличности в истории развития Земли / В.А. Кривицкий // Яндекс: Альманах Пространство и Время / Электронное научное издание. Вып. № 1 – Т. 1. – 2012.
147. Кринари, Г.А. Смешаннослойные фазы иллит-сметтит: механизмы формирования структуры и практические приложения / Г.А. Кринари, М.Г. Храмченков // СО РАН, Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 9. – С. 1397-1407.
148. Ксенева, Т.Г. Биостратиграфия ганькинского горизонта юго-востока Западной Сибири / Т.Г. Ксенева, Е.И. Ксенева // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы науч. Сессии (18-22 апр. 2011 г.). Б.Н. Шурыгин, Н.К. Лебедева, А.А. Горячева (ред.). Т. 1. Мезозой. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – С. 146-150.
149. **Кудаманов, А.И.** Геологическое строение и условия формирования отложений валанжина на примере продуктивных пластов Сургутского свода Западно-Сибирской плиты: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.01 / Кудаманов Александр Иванович. – Томск: ТГУ, 2007. – 194 с.
150. **Кудаманов, А.И.** Опыт реконструкции уплотнённой мощности осадка на примере верхнетюменских отложений / А.И. Кудаманов, О.С. Генераленко // Фациальный анализ в нефтегазовой геологии: труды II Регионального совещания посвящённого 100-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук Л.Н. Ботвинкиной; Национальный исследовательский Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во ЦППС НД. – 2012. – С. 192-198.
151. **Кудаманов, А.И.** Обстановки седиментации пограничных отложений «баррем-аптского» возраста Самотлорского месторождения / А.И. Кудаманов, А.С. Потапова, Е.С. Королёв // VII Всероссийское литологическое совещание. «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – 2013. – Т. II. – С. 113-118.
152. **Кудаманов, А.И.** Специфика седиментации сеномана севера Западной Сибири (на примере месторождения Русское) / А.И. Кудаманов, А.С. Потапова, Т.М. Карих // Нефтяное хозяйство – 2013, – № 11. – С. 30-34.

153. **Кудаманов, А.И.** Особенности распределения глинистых минералов в сеноманских коллекторах месторождения «Русское» Западной Сибири / А.И. Кудаманов, Т.М. Карих, А.В. Кочетов, Е.В. Панёв // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2015, – № 11. – С. 48-54.

154. **Кудаманов, А.И.** Баженовская свита Западной Сибири. Мифы и заблуждения / А.И. Кудаманов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2016, – № 8. – С. 54-62.

155. **Кудаманов, А.И.** Следы пульсаций Земли в мезо-кайнозойских отложениях Западной Сибири / А.И. Кудаманов // Сборник научных трудов. Выпуск 2. – Тюмень: ОАО «Тюменский дом печати». – 2016а. – С. 85-101.

156. **Кудаманов, А.И.** Эпохи кремниевого осадконакопления в мезо-кайнозое на территории Западной Сибири / А.И. Кудаманов // Сборник материалов 8-го Всероссийского совещания Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Крым, 26 сентября – 3 октября 2016 г; под ред. Е.Ю. Барабошкина). – Симферополь: Издательский Дом Черноморпресс. – 2016б. – С. 155-157.

157. **Кудаманов, А.И.** Особенности туронского осадконакопления на северо-востоке Западной Сибири / А.И. Кудаманов // Труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания посвященного обобщению положительного опыта литологических и фациально-циклических исследований в нефтегазовой литологии и геологическом моделировании терригенных и карбонатных природных резервуаров. Национальный исследовательский Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во ЦППС НД. – 2017а – С. 91-96.

158. **Кудаманов, А.И.** Краткая характеристика эпизодов кремненакопления в истории Западно-Сибирской плиты / А.И. Кудаманов // Материалы I Международной научной конференции «Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ». Пермь: ГИН РАН. – 2017б. – С. 115-118.

159. **Кудаманов, А.И.** Некоторые аспекты седиментации турона в восточной части Западно-Сибирской плиты на примере Харампурского лицензионного участка / А.И. Кудаманов, Э.Б. Авраменко // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М, 2017в. – № 9. – С. 70-75.

160. **Кудаманов, А.И.** Цикличность осадкообразования отложений верхнего мела Западно-Сибирской плиты / А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2018. XIV Междунар. науч. конгр., 23-27 апреля 2018 г., Новосибирск: Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и

разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология»: сб. материалов в 6т. – Т.1. – Новосибирск: СГУГиТ. – 2018а. – С. 101-105.

161. **Кудаманов, А.И.** К вопросу о цикличности седиментации верхнего мела Западной Сибири / А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков // Экзолит – 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика. Научные чтения, посвященные памяти доктора геолого-минералогических наук, профессора Олега Васильевича Япаскурта. Москва, 14-15 мая 2018 г. Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова ; под ред. Ю.В. Ростовцевой. – М.: МАКС Пресс. – 2018б. – С. 47-49.

162. **Кудаманов, А.И.** К вопросу о турон-раннеконьякском осадконакоплении в пределах Западно-Сибирской плиты / А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков, В.А. Маринов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ОАО "ВНИИОЭНГ". – 2018в. – № 7. – С. 19-26.

163. **Кудаманов, А.И.** Трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления в коньяке-сантоне верхнего мела Западной Сибири / А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков, В.А. Маринов // Нефтяное хозяйство – ЗАО «Нефтяное хозяйство» – М.: 2018г, – № 7. – С. 58-63.

164. **Кудаманов, А.И.** К вопросу об условиях седиментации кампана (верхний мел) Западной Сибири / А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков, В.А. Маринов, М.Ю. Новосёлова, Т.В. Глухов // Нефтяная Провинция – М.: 2018д, – № 4 (16). – С. 35-54.

165. **Кудаманов, А.И.** К вопросу об условиях осадконакопления сенона Западной Сибири / А.И. Кудаманов, Т.М. Карих, В.А. Маринов, И.Г. Павлуткин // Новые Идеи в Геологии Нефти и Газа 2019: сборник научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции) / отв. ред. А.В. Ступакова; МГУ имени М.В. Ломоносова геологический факультет кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых – М.: Издательство «Перо». – 2019а. – 587 с.: ил. [Электронное издание]. 2019а. С. 262-267.

166. **Кудаманов, А.И.** Хэяхинская пачка опок и перекрывающие кремнисто-глинистые отложения (верхний мел, Западная Сибирь). Особенности строения / А.И. Кудаманов, к.г.-м.н., Т.М. Карих, С.Е. Агалаков, к.г.-м.н., В.А. Маринов, к.г.-м.н.// Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М.: 2019б, – № 11. – С. 21-30.

167. **Кудаманов А.И.**, к.г.-м.н., Агалаков С.Е., к.г.-м.н., Маринов В.А., к.г.-м.н., Новосёлова М.Ю., Карих Т.М., Глухов Т.В. Следы тектонического контроля

осадконакопления в туроне Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ОАО "ВНИИОЭНГ", 2020. – № 10. – С. 12-21.

168. **Кудаманов А.И.**, Карих Т.М. Следы проявления вулканогенно-гидротермальных процессов в глинисто-кремнистых отложениях верхнего мела Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2023. – Т. 18. – № 1. – [http://www.ngtp.ru/rub/2023/4\\_2023.html](http://www.ngtp.ru/rub/2023/4_2023.html). DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/4\\_2023](https://doi.org/10.17353/2070-5379/4_2023).

169. **Кудаманов А.И.**, Павлуткин И.Г., Карих Т.М. Микроскопические особенности строения глинисто-кремнистых отложений верхнего мела Западной Сибири, на примере пласта НБ1 // Экспозиция Нефть Газ. 2023. № 8. С. 54–61. DOI: 10.24412/2076-6785-2023-8-\*\*-\*\*.

170. Кузнецов, В.Г. Фациальный контроль окремнения рифейских карбонатных отложений Куюмбинского месторождения, Сибирская платформа // В.Г. Кузнецов, В.Н. Маркова – М.: Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 41-48.

171. Кузнецов, В.Г. Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии / В.Г. Кузнецов – М.: Издательский центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. – 243 с.

172. Кулахметов, Н.Х. Стратиграфия верхнемеловых отложений Тазовского нефтегазоносного района / Н.Х. Кулахметов // Материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. И.И. Нестерова и Л.И. Ровнина. – М.: Недра. – 1967. – Тр. ЗапСибНИГНИ. – Вып. 5. – С. 50-61.

173. Кулахметов, Н.Х. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений центральной части севера Западно-Сибирской низменности по данным радиоактивного каротажа / Н.Х. Кулахметов // Труды ЗапСибНИГНИ. – вып. 58. – 1972. – С. 40-47.

174. Кулахметов, Н.Х. Часельская свита (верхний коньяк-кампан) / Н.Х. Кулахметов, М.И. Мишульский // Тюмень, труды ЗапСибНИГНИ. – вып. 121. – 1977.

175. Кулахметов, Н.Х. Газоносность турон-коньякских отложений севера Западной Сибири / Н.Х. Кулахметов, И.Л. Левинзон, Б.В. Никулин // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1998. – № 22. – С. 2-6.

176. Куликова, В.В. Универсальная галактическая хронометрическая шкала / В.В. Куликова, В.С. Куликов. – Петрозаводск: ИГ КНЦ РАН, 1997. – 86 с.

177. Курчиков, А.Р. Геотермия нефтегазовых областей Западной Сибири / А.Р. Курчиков, Б.П. Ставицкий – М.: «Недра». – 1987. – 132 с.

178. Курчиков, А.Р. Условия формирования и атлас текстур пород ачимовского клиноформного комплекса севера Западной Сибири / А.Р. Курчиков, В.Н. Бородкин, А.В. Храмцова. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 2010 – 130 с.

179. Лавренко, Н.С. Биогенное кремненакопление на приполярном Предуралье в поздне меловое время / Н.С. Лавренко // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.) – М.: РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 97-100.
180. Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Калмыков А.Г., Никишин А.М., Бордунов С.И. Новые данные об океаническом бескислородном событии (ОАЕ2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Бююк-Карасу (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 21-27.
181. Лебедев, Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах / Б.А. Лебедев – Л. Недра, 1992. – 239 с.
182. Лебедев, М.В. Фациальные несогласия и фациальные серии в секвенс-стратиграфии / М.В. Лебедев // Нефть и газ. – 2018. – №6. – С. 24-32.
183. Лебедева, Н.К. Палинофации верхнемеловых отложений севера Сибири / Н.К. Лебедева // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – том 18. – № 5. – С. 70-87.
184. Лебедева, Н.К. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) / Н.К. Лебедева, Г.Н. Александрова, Б.Н. Шурыгин, М.Н. Овечкина, З.Н. Гнибиденко // Стратиграфия. Геол. Корреляция. – 2013. – 21(1). – С. 1-31.
185. Лебедева И.А., **Кудаманов А.И.** Критерии выделения границы алымской (апт) и ванденской (баррем) свит в центральной части Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ОАО "ВНИИОЭНГ", 2019. – № 10. – С. 4-9.
186. Лебединский, В. И. Загадки земных недр / В.И. Лебединский, А.И. Шалимов — Киев: Наукова думка, 1965. — 184 с.
187. Левитан, М.А. Выделение глобальных закономерностей в истории седиментации крупных регионов / М.А. Левитан, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – М.: РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 100-103.
188. Лидер, М.Р. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. / М.Р. Лидер. – М.: Мир, 1986. – 439 с.
189. Лисицын, А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1988.
190. Логвиненко, Н.В. Петрография осадочных пород: учебник для студ. вузов (3-е изд.) / Н.В. Логвиненко. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.

191. Македонов, А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон / А.В. Македонов. – Л.: Недра, 1985. – 243 с.
192. Малолетко, А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое / А.М. Малолетко. – Томск, Томский государственный университет, 2008. – 288 с.
193. Малярова, Т.Н. Сейсмофациальный анализ как универсальное средство понимания строения резервуара / Т.Н. Малярова. – Paradigm, 2007. – 16 с.
194. Маргулис, Е.А. Литология палеогеновых отложений Сахалина: диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.06 / Е.А. Маргулис. – М.: Геологический институт АН СССР, 1978. – 151 с.
195. Маринов, В.А. Сообщества бентосных фораминифер в Западной Сибири на рубеже мела – палеогена / В.А. Маринов, О.С. Урман // Литосфера. – 2013. – 13(1). – С. 81-101.
196. Маринов, В.А. Биостратиграфия и палеозоогеография ганькинского горизонта (маастрихт) Западной Сибири / В.А. Маринов // Литосфера. – 2020. – 13(1). – С. 81-101.
197. Маринов, В.А. Стратиграфия и условия формирования келловейских и верхнеюрских отложений центральной части Казым-Кондинского района (Западная Сибирь) / В.А. Маринов, А.С. Алифиров, В.А. Бумагина, А.Е. Игольников, **А.И. Кудаманов** // Геология и минеральные ресурсы Сибири. – 2021. – № 1. – С. 3-16.
198. Маринов В.А., Агалаков С.Е., **Кудаманов А.И.**, Новосёлова М.Ю. Обоснование введения охтеурьевской свиты кузнецовского горизонта верхнемеловых отложений Западной Сибири // Известия ВУЗов. Нефть и газ. Тюмень. 2021. С. 51-68.
199. Маринов, В.А. Стратиграфия и условия формирования келловейских и верхнеюрских отложений центральной части Казым-Кондинского района (Западная Сибирь) / В.А. Маринов, А.С. Алифиров, В.А. Бумагина, А.Е. Игольников, **А.И. Кудаманов** // Геология и минеральные ресурсы Сибири. – 2021. – № 1. – С. 3-16.
200. Маринов В.А., Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Новосёлова М.Ю. Строение комплекса верхнемеловых отложений Западной Сибири // Известия ВУЗов. Нефть и газ. – 2021. – № 5. – С. 51-68.
201. Маринов В.А., Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Новосёлова М.Ю. Строение верхнего мела Западной Сибири. Актуализация макета стратиграфических схем // Труды VI Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия-2023. Геологоразведочные технологии: наука и бизнес», Том III (III). Сборник, г. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС» – С. 50-53.
202. Мартьянов, Н.Е. Размышления о пульсациях Земли / Н.Е. Мартьянов. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – 272 с.

203. Маслов, А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие / Маслов, А.В. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.

204. Медведев, А.Я. Щелочные породы мезозойско-кайнозойского вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты, вещественный состав / А.Я. Медведев // Геология и геофизика. – 2014. – № 10. – С. 1457-1465.

205. Методические указания по камеральному описанию керна ООО «Тюменский нефтяной научный центр». № П4-04 И-0003 ЮЛ-487. Версия 1.00. – Тюмень, 2015. – 47 с.

206. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом / Под. ред. В.И. Петерсилье, В.И. Пороскуна, Г.Г. Яценко. – Москва-Тверь: ВНИГРИ, НПЦ «Тверьгеофизика», 2003. – 29 с.

207. Микулаш, Р. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности / Р. Микулаш, А. Дронов. – Прага: Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 2006. – 122 с.

208. Милановский, Е.Е. Пульсации Земли / Е.Е. Милановский // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 3-24.

209. Милановский, Е.Е. Глобальная цикличность геологического развития Земли в фанерозое и проблемы великих вымираний / Е.Е. Милановский // Историческая и региональная геология в системе геологического образования / Под ред. А.Х. Кагарманова. – СПб.: Горный ин-т. – 1999. – С. 34-35.

210. Милановский, Е.Е. Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 8. С. 61-70.

211. Михайлова, Н.А. Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных палеогеографических карт / Н.А. Михайлова. – М.: Наука, 1973. – 54 с.

212. Можеровский, А.В. Аутигенное минералообразование как индикатор условий формирования мезокайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов дальневосточных морей: автореф. дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н.: 25.00.28 / Можеровский Анатолий Викторович. – Владивосток, 2016. – 42 с.

213. Муромцев, В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа / В.С. Муромцев. – Л.: Недра, 1984. – 260 с.

214. Найдин, Д.П. Разрез верхнего мела карьера Кушмурун, Тургайский пролив / Д.П. Найдин. – Вест. МГУ. – сер. 4. Геол. – 2002. – № 4. – С. 3-9.

215. Насонов А.Н., Цветков И.В., Жогин И.М., Кульнев В.В., Репина Е.М., Киринос С.Л., Звягинцева А.В., Базарский О.В. Фракталы в науках о Земле. Учебное пособие / г. Воронеж, типография. ООО «Ковчег». – 2018. – 82 с.

216. Нассонова, Н.В. Особенности геологического строения и нефтегазоносность верхне-нижне-юрских отложений и верхней части доюрских образований Западной Сибири (восток ХМАО): автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.12 / Нассонова Наталья Валентиновна. – Новосибирск, 2008. – 17 с.

217. Нассонова, Н.В. Перспективы ипатовского горизонта на востоке ХМАО / Н.В. Нассонова, А.Н. Фищенко, Л.А. Перевалов, А.А. Луценко // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2013. – №10. – С. 10-16.

218. Нассонова, Н.В. Новые газовые объекты в глинисто-кремнистой формации верхнего мела Западной Сибири / Н.В. Нассонова, А.О. Гордеев, Л.Р. Дистанова, **А.И. Кудаманов**, А.А. Калабин, А.А. Кузовков // Нефтяная Провинция – М, 2018, – № 4 (16). – С. 109-118.

219. Недоливко, Н.М. Исследование керна нефтегазовых скважин: учебное пособие / Н.М. Недоливко. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 170 с.

220. Нежданов, А.А. Региональная литмостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов / А.А. Нежданов, В.В. Огибенин, М.И. Куренко и др. // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 80-108.

221. Нежданов, А.А. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ: автореф. дис. доктора. геол.-минерал. наук: 25.00.12 / Нежданов Алексей Алексеевич. – Тюмень, 2004. – 32 с.

222. Нежданов, А. А. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ: 25.00.12 : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / А. А. Нежданов; ТюмГНГУ. - Тюмень, 2004. - 453 с.

223. Нежданов, А.А. Строение и перспективы газоносности сенонских отложений севера Западной Сибири / А.А. Нежданов, В.В. Огибенин, С.А. Скрылев // Газовая промышленность. – 2012. – №5. – С. 32-37.

224. Нежданов, А.А. Роль флюидодинамических процессов в формировании месторождений УВ севера Западной Сибири / А.А. Нежданов, В.В. Огибенин, А.С. Смирнов // XVI Координационное геологическое совещание (г. Геленджик, 23-30 апреля 2011 г.), М., «Газпром экспо». – 2013. – С. 40–54.

225. Нежданов, А.А. Флюидодинамическая интерпретация сейсморазведочных данных: учебное пособие / А.А. Нежданов, А.С. Смирнов. – Тюмень: ТИУ, 2021. – 286 с. ISBN 978-5-9961-2761-0.

226. Нелепченко, О.М. Литолого-стратиграфическое расчленение отложений палеогена и верхнего мела новыми методами каротажа / О.М. Нелепченко // Нефть и газ Тюмени. – 1969. – № 2.

227. Немировская, И.А. Седиментация УВ в океанских процессах / И.А. Немировская // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 126-129.

228. Немова, В.Д. Особенности постседиментационных преобразований радиоляритов баженовской свиты / Немова В.Д. // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва: РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 247-250.

229. Неручев, С.Г. Уран и жизнь в истории Земли, 2-ое изд. испр. и доп. / С.Г. Неручев. – СПб., «ВНИГРИ», 2007. – 328 с.

230. Нецкая, А.И. О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири / А.И. Нецкая // Микрофауна нефтяных месторождений СССР, сб. 1, Тр. НГРИ, нов. сер. – 1948. – (31). – С. 213-226.

231. Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды) / Б.Л. Никитенко; науч. ред. чл.-кор. РАН Б.Н. Шурыгин; Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. – Новосибирск: Параллель, 2009. – 680 с.

232. Новосёлова М.Ю. Агалаков С.Е., к.г.-м.н., Кудаманов А.И., к.г.-м.н. Характеристика верхнемеловых флюидоупоров Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ» – М, 2020, – № 10, С. 15-24.

233. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т.: Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с.

234. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 2. – 384 с.

235. Объяснительная записка к «Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5000000. под ред. И.И. Нестерова. – Тюмень, ЗапСибНИГНИ. – 1976. – Вып. 93.

236. Ольнева, Т.В. Сейсмофациальный анализ. Образы геологических процессов и явлений в сейсмическом изображении / Т.В. Ольнева. – М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2017. – 152 с.

237. Опорные скважины СССР. Березовская опорная скважина (Тюменская область) / Г.К. Боярских, В.Ф. Никонов, В.И. Прокопенко и др. – Л.: ВНИГРИ, 1962. – 122 с.

238. Опорные скважины СССР. Покурская опорная скважина (Тюменская область) / Е.А. Дряхлова и др. – Л.: ВНИГРИ, 1961. – 112 с.

239. Опорные скважины СССР. Сургутская опорная скважина (Тюменская область) / И.И. Нестеров и др. – Л.: ВНИГРИ, 1964. – 188 с.

240. Опорные скважины СССР. Уватская опорная скважина (Тюменская область) / Б.А. Алферов, С.И. Пуртова, З.Д. Серебрякова, Т.А. Ястребова – Л.: ВНИГРИ, 1961. – 91 с.

241. Опорные скважины СССР. Ханты-Мансийская опорная скважина (Тюменская область) / И.И. Козлов и др. – Л.: ВНИГРИ, 1961. – 76 с.

242. Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды / Ред. А.П. Виноградов. М., Недра, 1975. – 200 с.

243. Панченко, И.В. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) / И.В. Панченко, В.А. Камзолкин, А.В. Латышев, И.Д. Соболев // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 258-261.

244. Парначёв В.П. Арктический бассейн. Геоморфология, геологическое строение и история становления : учеб. пособие. – Томск : Издательство Томского государственного университета, 2021. – 60 с.

245. Пережогин, А.С. Перспективы нефтегазоносности сенонских отложений Медвежьего месторождения / А.С. Пережогин // Нефть и газ. – 2014. – № 3. – С. 26-31.

246. Пережогин, А.С. Выявление мегатрещиноватости сенонских отложений в пределах Медвежьего НГКМ на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных / А.С. Пережогин // Материалы конференции «Проблемы развития газовой промышленности Сибири». – Тюмень. – 2014.

247. Пережогин, А.С. Перспективы нефтегазоносности сенонских отложений севера Западной Сибири: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.12 / Пережогин Александр Сергеевич. – Тюмень: ТГУ, 2017. – 197 с.

248. Петров О.В., Плющев Е.В., Шатов В.В., Молчанов А.В., Соловьёв Н.С., Кашин С.В., Соболев А.Е., Терехов А.В. Гидротермально-метасоматические формации России / Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 66. – С. 5-19.

249. Поднебесных, А.В. Оценка ресурсов газогидратов на Восточно-Мессояхском месторождении / А.В. Поднебесных, Ю.В. Марьянович, С.В. Кузнецов, В.П. Овчинников // «Известия ВУЗов». – 2015. – №4. – С. 40-44.

250. Подобина, В.М. Новые данные по зональной стратиграфии верхнего мела Западной Сибири / В.М. Подобина // Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. – Тюмень: ЗапсибНИГНИ. – 1970. – Часть II. – С. 192-199.

251. Подобина, В.М. Новые данные по зональной стратиграфии верхнего мела Западной Сибири / В.М. Подобина // Ярусные и зональные шкалы борейального мезозоя СССР. – М.: Наука. – 1989. – С. 192-199.

252. Подобина, В.М. Историческая геология: Учебное пособие / В.М. Подобина, С.А. Родыгин – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – 264 с.

253. Подобина, В.М. Время и условия формирования нефтегазоносных пластов Ханты-Мансийского горизонта Западной Сибири / В.М. Подобина, Г.М. Татьянан, **А.И. Кудаманов** // Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвящённого 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А. и 120-летию профессора Урванцева Н.Н.; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета. – 2013. – С. 259-261.

254. Позаментьер, Г. Секвенсная стратиграфия терригенных отложений. Основные принципы и применение / Г. Позаментьер, Дж.П. Аллен. – М. Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2014. – 436 с.

255. Попова, М.В. Вещественно-петрографический состав органического вещества в породах «куонамской» формации / М.В. Попова // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том II. – С. 267-270.

256. Пронина, Н.В. Органическое вещество доманиковых отложений Тимано-Печерского и Волго-Уральского бассейнов и условия его накопления / Н.В. Пронина, Н.П. Фадеева, Т.А. Кирюхина и др. // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том II. – С. 271-273.

257. РД 39-0147716-505-85 «Порядок отбора, привязки, хранения, движения и комплексного исследования керна и грунтов нефтегазовых скважин» // М. – 1985.
258. Резников, А.Н. Новый метод оценки перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа / А.Н. Резников // «Геология нефти и газа». – 1998. – №3. – С. 9-22.
259. Рейнек, Г.-Э. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) Пер. с англ. / Г.-Э. Рейнек, И.Б. Сингх. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
260. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15-20 февраля 1960 г.). – Л, 1961.
261. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21-27 марта 1967 г.). – Тюмень, 1969.
262. Решение 5-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины / ред.: И.И. Нестеров; зам. ред.: В.С. Бочкарев, Ю.В. Брадучан; редкол.: Н.А. Белоусова, В.И. Ильина, А.М. Казаков и др. // Тюмень: ЗапСиб-НИИГНИ. – 1991, 54 с.
263. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. – Новосибирск, 2004.
264. Родивилов, Д.Б. Газонасыщенность нетрадиционного коллектора нижнеберезовской подсвиты севера Западной-Сибири и ее связь с минеральным составом и структурой пустотного пространства / Д.Б. Родивилов, П.Н. Кокарев, В.Г. Мамяшев / Экспозиция Нефть Газ. –2018. – №3 (63). – С. 26-31.
265. Романовский, С.И. Седиментологические основы литологии / С.И. Романовский. – Л.: Недра, 1977.
266. Романовский, С.И. Динамические режимы осадконакопления / С.И. Романовский. – Л.: Недра, 1985. – 263 с.
267. Романовский, С.И. Физическая седиментология / С.И. Романовский. – Л.: Недра, 1988. – 239 с.
268. Ромашов, А.Н. Планета Земля: Тектонофизика и эволюция. Изд. 2-е. / А.Н. Ромашов – М.: ЛЕНАНД, 2015. – 264 с.
269. Рыбьяков, А.Н. Генезис силицитов и пустотного пространства коллекторов коньяк-сантонских отложений Медвежьего месторождения / А.Н. Рыбьяков, С.В. Нерсесов, Р.А. Соколовский, А.В. Постников, О.А. Зуева, А.С. Кузнецов, А.А.

Дорошенко, А.А. Дорошенко, Я.О. Карымова, И.В. Качинскас, Е.А. Жегалло // Газовая промышленность. Геология и разработка месторождений. – 2020. – № 8 (804). – С. 20-28.

270. Рязанова Т.А., Павлуткин И.Г., **Кудаманов А.И.**, Марков В.В. Морфологическое разнообразие планктона и битуминозного вещества в верхнемеловых породах берёзовской и ганькинской свит юга Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Нефтяная провинция.-2020.-№4(24).-С. 21-45. DOI <https://doi.org/10.25689/NP.2020.4.21-45>.

271. Савельева, О.В. Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений / О.В. Савельева // Вестник Краунц. Науки о земле. – 2010. – № 1. – Выпуск № 15. – С. 45-55.

272. Савельева, О.В. Меловые аноксические события в Тихом океане / О.В. Савельева // Природа. – 2014. – № 9. – С. 17-23.

273. Савельева, О.В. Геохимические события на границе сеномана и турона: связь аноксии с вулканизмом, климатом и океанской циркуляцией / О.В. Савельева // Геология и геофизика. – 2019. – т. 60. – № 9. – С. 1244-1268.

274. Савко, А.Д. Эволюция минерального состава глин в зависимости от условий их седиментации и диагенеза (на примере кайнозойских отложений Воронежской антеклизы) / А.Д. Савко, В.А. Свиридов // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 293-296.

275. Савостин, Л.А. История раскрытия Евразийского бассейна Арктики / Л.А. Савостин, А.М. Карасик, Л.П. Зоненшайн // ДАН СССР. – 1984. – т. 275. – № 5. – С. 1156-1161.

276. Сакс, В.Н. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины / В.Н. Сакс, З.З. Ронкина // Труды НИИ геологии Арктики министерства геологии и охраны недр СССР: М: Госгеолтехиздат, 1957. – Т.90. – 232 с.

277. Сальников, Б.А. Верхний мел, палеоген и неоген Сахалина (стратиграфия и условия накопления в связи с нефтегазоносностью и угленосностью): диссертация на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук: 25.00.12 / Сальников Борис Афанасьевич. – Л., ВСЕГЕИ, 1981. – 357 с.

278. Селли, Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления: Пер. с англ./ Р.Ч. Селли. – М.: Недра, 1989. – 294 с.

279. Сердюк, З.Я. Особенности постседиментационного преобразования верхнеюрских отложений Западной Сибири / З.Я. Сердюк, **А.И. Кудаманов**, Г.Д. Исаев, И.К. Микуленко, А.Р. Сайфутдинов // Георесурсы – Казань. – 2008. – № 5. – С. 24-26.

280. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.
281. Смирнов П.В. Опал-кристобалитовые породы Зауралья: литология и условия формирования / автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.06 – литология. Тюмень: 2017. – 22 с.
282. Соборнов, К.О. Плитотектоническое развитие и формирование нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии / К.О. Соборнов, А.С. Якубчук // Геология нефти и газа. – 2006. – №2. – С. 10-17.
283. Соболев, Е.С. Первые находки аммонитов *Acanthoscaphites tridens* (Kner, 1848) в отложениях маастрихта (верхний мел) верхнего течения р. Тобол (Южное Зауралье) / Е.С. Соболев, В.А. Маринов // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы четвёртого Всеросс. совещания. 19-23 сентября, г. Новосибирск: СО РАН. – 2008. – С. 166-167.
284. Соцкая, О.Т. Пирит зон сульфатизации терригенных комплексов Яно-Колымского орогенного пояса (Северо-Восток России): генерации, типохимизм, минеральные ассоциации / Соцкая О.Т., Семышев Ф.И., Малиновский М.А., Альшевский А.В., Ливач А.Э., Горячев Н.А. // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, г. Владивосток: – 2022. – № 1 – С. 14-30.
285. Справочник по литологии / Под. ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. – М.: Недра, 1983. – 509 с.
286. Стратиграфия и индексация продуктивных пластов надсеноманского газоносного комплекса Западной Сибири / С.Г. Черданцев [и др.] // Горные ведомости. – 2017. – № 2. – С. 14–27.
287. Страхов, Н.М. Основы исторической геологии. Ч I, II. / Н.М. Страхов. – М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. – 253 с. (Ч. I), 222 с. (Ч. II).
288. Страхов, Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960, Т. 2. – 574 с.
289. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.
290. Страхов, Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза / Н.М. Страхов. – М.: Наука, 1976. – 299 с.
291. Стрепетилова, В.Г. К вопросу о возрасте верхней пачки продуктивного горизонта покурской свиты севера Тюменской области (по палинологическим данным) / В.Г. Стрепетилова // Труды ЗапСибНИГНИ. – 1975. – вып. 101. – С. 80-82.

292. Стригоцкий, С.В. О газопроявлениях при бурении скважин на Медвежьем месторождении / С.В. Стригоцкий, В.В. Масленников // Бурение газовых и газоконденсатных скважин. – 1974. – №4. – С. 8-12.
293. Супруненко, О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое / О. И. Супруненко // «Геология и геофизика». – 2001. – № 11-12. – С. 18-45.
294. Сурикова, С.С. Тектонические критерии газоносности Надым-Пурского междуречья / С.С. Сурикова, Д.В. Конторович // «Интерэкспо Гео-Сибирь». – 2014. – вып. № 1. – том 2.
295. Сурков, В.С. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла / В.С. Сурков, А.А. Трофимук, О.Г. Жеро, А.Э. Конторович, Л.В. Смирнов // Геология и геофизика. – 1982. – № 8. – С. 3-15.
296. Схема стратиграфии меловых отложений Урала: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой) / Амон Э.О. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997 – С. 27-60.
297. Таначева, М.И. Комплексы фораминифер из верхнемеловых отложений севера Западной Сибири / М.И. Таначева // Биостратиграфия юрских и меловых отложений Западной Сибири. Тюмень, Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1977. – Вып. 119. – С. 55-57.
298. Таначева, М.И. Новое в стратиграфии верхнемеловых отложений северо-востока Западной Сибири / М.И. Таначева // Выделение и корреляция основных стратонов мезозоя Западной Сибири. Тюмень, Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1984. – Вып. 188. – С. 65-67.
299. Твенхофел, У.Х. Учение об образовании осадков / У.Х. Твенхофел. – М.: Изд-во ОНТИ НКТП СССР, 1936. – 911с.
300. Технологическая инструкция ОАО «НК «Роснефть» П1-01 С-043 Р-001 Т-001 «Порядок комплексного исследования образцов и обработки результатов исследования кернового материала».
301. Тихомиров, П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма: автореф. дис. доктора. геол.-минерал. наук: 25.00.01 / Тихомиров Пётр Леонидович. – Москва, 2018. – 43 с.
302. Ушаков, С.А. Дрейф материков и климаты Земли / С.А. Ушаков, Н.А. Ясаманов. – М.: Мысль, 1984. – 206 с.

303. Ушатинский, И.Н. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты / И.Н. Ушатинский, О.Г. Зарипов. – Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1978. – 208 с.
304. Филиппович, Ю.В. К проблеме стратиграфии газоносных отложений верхнего мела восточной части ХМАО / Ю.В. Филиппович, Л.В. Лапина // Тюмень. – ХМЦРН. – Вестник недропользователя. – 1999. – № 4. – С. 55-58.
305. Фролов, В.Т. Генетическая типизация морских отложений / В.Т. Фролов. – М.: Недра, 1984. – 221 с.
306. Фролов, В.Т. Литология: учебное пособие (издание 3-е) / В.Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 352 с.
307. Харахинов, В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона / В.В. Харахинов. – М.: Научный мир, 2010 – 276 с.
308. Хойл, Фред. Новая физика и астрономия / Фред Хойл // Москва. – Изд. «Мир» – Сборник «Горизонты науки и техники» – 1969.
309. Холодов, В.Н. Типы элизионных систем и связанные с ними месторождения полезных ископаемых / В.Н. Холодов // Москва. – ГИН РАН. – Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2013. – № 3. – С. 5-41.
310. Хоментовский, О.В. Граница сантона и кампана на севере Сибири / О.В. Хоментовский, В.А. Захаров, Н.К. Лебедева, В.А. Маринов // Геология и геофизика. – 1999. – т. 40. – № 4. – С. 512-529.
311. Хэллем, Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность / Э. Хэллем. – М.: Мир, 1983. – 328 с.
312. Цейслер, В.М. Основы фациального анализа: учебное пособие / В.М. Цейслер. – М.: Изд. МГГРУ, 2004. – 143 с.
313. Цеховский, Ю.Г. Особенности осадконакопления в пограничную мел-палеогеновую эпоху деструктивного тектогенеза (на примере Центральной и Восточной Евразии) / Ю.Г. Цеховский // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 183-186.
314. Черепанов, В.В. Разработка технологии освоения нетрадиционных коллекторов надсеноманских отложений на этапе геологоразведочных работ с целью вовлечения ресурсной базы газовых месторождений ОАО «Газпром» в ЯНАО / В.В. Черепанов, Ю.И. Пятницкий, Д.Я. Хабибуллин, Н.Р. Ситдинов, С.А. Варягов, С.В. Нерсесов, Д.Ю. Оглодков // «Георесурсы». – 2014. – №4. – С. 59-64.

315. Черепанов, В.В. Перспективы наращивания ресурсной базы газовых месторождений на поздней стадии разработки путем изучения промышленного потенциала нетрадиционных коллекторов надсеноманских отложений / В.В. Черепанов, Ю.И. Пятницкий, Д.Я. Хабибуллин и др. // Трудноизвлекаемые и нетрадиционные запасы углеводородов: опыт и прогнозы: материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: Изд-во ФЭН. – 2014. – С. 104-110.

316. Черепанов, В.В. Проблемы оценки нефтегазоперспективности отложений нижнеберезовской подсвиты севера Западной Сибири / В.В. Черепанов, С.Н. Меньшиков, С.А. Варягов и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2015. – № 2. – С. 11-26.

317. Чернова, О.С. Литолого-фациальный и формационный анализ нефтегазоносных толщ: Учебное пособие по короткому курсу / О.С. Чернова. – Томск: изд-во ЦППС НД, 2008. – 250 с.

318. Чернова, О.С. Седиментология резервуара: Учебное пособие по короткому курсу / О.С. Чернова. – Томск: Изд-во ЦППС НД, 2009. – 250 с.

319. Шалдыбин, М.В. Петрография и минералогия аномально люминисцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна / М.В. Шалдыбин, В.В. Крупская, А.В. Глогов, О.В. Доржиева, И.В. Гончаров, В.В. Самойленко, Е.С. Деева, Ю.М. Лопушняк, О.В. Бетхер, С.В. Закусин // Нефтяное хозяйство. – 2018. – № 2. – С. 36-40.

320. Шарданова, Т.А. Черные сланцы «доманиковой» формации – состав и условия формирования / Т.А. Шарданова, Н.П. Фадеева, А.Н. Хомяк, В.Л. Косоруков // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том II. – С. 298-301.

321. Шванов, В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В.Н. Шванов. – Л.: Недра, 1987. – 269 с.

322. Шванов, В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций / В.Н. Шванов. – СПб.: Недра, 1992. – 230 с.

323. Шварцев, С.Л. Новые подходы к механизмам эволюции осадочных геологических процессов / С.Л. Шварцев // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.), Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 186-190.

324. Шишлов, С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций / С.Б. Шишлов. – СПб.: Изд-во ЛЕМА, 2010. – 276 с.

325. Щепетова, Е.В. Штормогенные отложения в баженовской свите Фроловской мегавпадины (Западная Сибирь) / Е.В. Щепетова, И.В. Панченко, Е.Ю. Барабошкин, В.Д. Немова, М.Е. Смирнова, М.В. Зуйкова // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – Москва, РГУ нефти и газа имени Н.М. Губкина. – 2015. – том I. – С. 312-315.

326. Юдович, Я.Э. Геохимия черных сланцев / Я.Э.Юдович, М.П. Кетрис. – Л., «Наука», 1988. – 282 с.

327. Юрочко, А.И. Особенности вещественного состава и физических свойств кремнистых и глинисто-кремнистых пород-коллекторов Окружного месторождения нефти (о.Сахалин) / А.И. Юрочко // Геология нефти и газа. – 1981. – № 9.

328. Юрочко, А.И. Совершенствование методики определения коллекторских свойств кремнистых нефтесодержащих отложений (на примере пиленгской свиты миоцена Сахалина): дисс. на соискание учёной степени к.г.-м.н.: 04.00.01 / Юрочко Александр Иванович. – М., ВНИГНИ, 1984. – 132 с.

329. Ян, П.А. Смена состава ихнофоссилий в келловей-оксфордских отложениях Западно-Сибирского бассейна как отражение цикличности седиментогенеза / П.А. Ян, Л.Г. Вакуленко // Геология и геофизика. – 2011. – т. 52 (№ 10). – С. 1517-1537.

330. Ян, П.А. Литология келловей-оксфордских отложений в различных фациальных зонах Западно-Сибирской плиты / П.А. Ян, Л.Г. Вакуленко, О.В. Бурлева, Т.П. Аксенова, И.К. Микуленко // Геология и геофизика. – 2011. – №11-12. – С. 1897-1907.

331. Япаскурт, О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования: учебное пособие / О.В. Япаскурт. – М.: ЭСЛАН. 2008 – 356 с.

332. Япаскурт, О.В. Литология: учебник 2-е изд., перераб. и доп. / О.В. Япаскурт. – М.: ИНФРА-М, 2016. – 359 с.

333. Ясаманов, Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР / Н.А. Ясаманов. – М.: Недра, 1975. – 223 с.

334. Ясаманов, Н.А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (палеогеографические факторы бокситонакопления) / Н.А. Ясаманов. – М.: Недра, 1976. – 142 с.

335. Allen, J.R.L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders/ J.R.L. Allen// Sediment Geol. - 1983. - V. 33. - P. 237-293.

336. Catuneanu, O. Principles of sequence stratigraphy, first edition / O. Catuneanu. - Elsevier, Amsterdam. 2006. - 386 p.
337. Cloetingh, S., and Haq, B. U. (2015). Inherited landscapes and sea level change. *Science* 347, 6220. doi:10.1126/science.1258375.
338. Dunham, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks / R.J. Dunham. - AAPG Mem. 1. - 1962. - pp. 207-250.
339. Emery, D. Sequence Stratigraphy / Emery, D. and Myers, K.J. - Oxford: Blackwell Science, 1996. - 297 p.
340. Einsele, G. Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget / G. Einsele. - Springer-Verlag, 2000. - p. 792.
341. Galloway, W.E. Terrigenous clastic depositional systems: Applications to petroleum, coal and uranium exploration / W.E. Galloway and D.K. Hobday. - New York: Springer-Verlag, 1983. - 423 p.
342. Homewood, P.W. Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers / Homewood, P.W., Mauriaud, P., Lafont, F. - Pau: Elf EP, 2000. - 81 p.
343. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin / S. G. Pemberton, M. Spila, A. J. Pulham, T. Saunders, J. A. MacEachern, D. Robbins and I. K. Sinclair. - Geological Association of Canada Short Course Notes, 2001. - Vol. 15. - 343 p. ISSN 1189-6094.
344. Knaust, D. Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments: Developments in Sedimentology / Knaust, D., Bromley, R.G. - 2012. - V. 64. - 923 p.
345. Knaust, D. Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation / D. Knaust. – Springer, 2017. - 209 p.
346. Liu, J. Spectral decomposition and its application in mapping stratigraphy and hydrocarbons: PhD thesis /J. Liu. - Geosciences University of Houston, 2006. - 128 p.
347. Miall, A.D. A review of the braided river depositional environment / A.D. Miall. - *Earth Science Rev.*, 1977. - V. 13. - P. 1-62.
348. Miall, A.D. Analysis of Fluvial Depositional Systems / A.D. Miall. - American Association of Petroleum Geologists Fall Education Conference, 1981. - 76 p.
349. Miall, A.D. Principles of Sedimentary Basin Analysis / A.D. Miall. - New York: Springer- Verlag, 1984. - 490 p.
350. Miall, A.D. Architectural-Element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits/ A.D. Miall. - *Earth Science Rev.* 1985. - V. 22. - P. 261-308.
351. Miall, A.D. Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology / A.D. Miall. - Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 1996. - 582 p.

352. Nichols, G.J. Sedimentary and stratigraphy. 2nd ed. / G.J. Nichols. - Chichester: Wiley-Blackwell, 2012. - p. 419.

353. Posamentier, H.W. Facies models revisited / H.W. Posamentier, R.G. Walker eds. - SEPM Spec. Publ. 84. - 2006. - 528 p.

354. Posamentier, H.W. and Vail, P.R. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models, in Wilgus, C.K., et al., eds., Sea-level changes - an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42. - pp. 125-154.

355. Scotese, C.R. Atlas of Earth History/ C.R. Scotese // Paleogeography, Paleomap Project, Arlington, Texas. - 2001. - V.1. - 52 p.

356. Walker, R.G. Facies models: response to sea-level change / R.G. Walker, N.P. James. - Geological Association of Canada, GEOtext1. - 1992. - 454 p.

#### ФОНДОВАЯ

357. Информационный отчёт (этапу 7) «Комплексный лито-фациальный анализ отложений покурской свиты на основе данных бурения, керна, сеймики и ГИС» / Договор № РИ 68 – 13/ТННЦ 5997/12. Отв. исп. Генераленко О.С. – Тюмень, ООО «ТННЦ», 2013. Кн. 1 – 166 с.

358. Информационный отчёт (этапу 2) «Анализ перспектив отложений берёзовской свиты месторождений ОАО «НК «Роснефть» в Западной Сибири. Формирование программы доизучения берёзовской свиты и концепции реализации Целевого инновационного проекта по разработке технологий локализации и освоению запасов берёзовской свиты»: отчёт о НИР / Ельсов В.П. – Тюмень, ООО «ТННЦ», 2016. – 223 с.

359. Комплексный лито-фациальный анализ отложений покурской свиты на основе данных бурения, керна, сеймики и ГИС // Отчет о НИР (Договор № РИ 68-13/ТННЦ 5997/12). – 2013.

360. Методические указания по камеральному описанию керна ООО «Тюменский нефтяной научный центр». № П4-04 И-0003 ЮЛ-487. Версия 1.00. – Тюмень, 2015. – 47 с.

361. Сопровождение региональных проектов по ХМАО и Томской области: отчёт о НИР / Нассонова Н.В. – Тюмень, ООО «ТННЦ», 2007. – 304 с.

362. Изучение региональной геологии Западной Сибири на основе обобщения и комплексного анализа геолого-геофизических данных: отчёт о НИР / Козубовская И.Г. – Тюмень, ООО «ЛНТНГ «Петрограф», 2008.

363. Переинтерпретация, переобработка и унифицированная стратификация опорных отражающих горизонтов региональных сейсмических профилей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с целью построения единых нефтегеологических моделей

продуктивных комплексов, как основы уточнения оценки перспектив нефтегазоносности: отчёт о НИР / Нестеров И.И. – Тюмень, СибНАЦ, 2007 год.

364. СТО 11-01-2014 Породы горные. Методика проведения анализа структуры порового пространства и определения пористости по прокрашенным шлифам.

365. СТО 11-02-2014 «Породы горные. Методика измерений линейных размеров пор, зерен, кристаллов и агрегатных форм в образцах горных пород методом растровой электронной микроскопии».

366. СТО 11-03-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента общей пористости, остаточной водонасыщенности и граничного значения времени релаксации в поперечной плоскости методами ЯМР-исследований с помощью ЯМР-релаксометра Geospec DRX H»F.

367. СТО 11-05-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента открытой пористости и коэффициента газопроницаемости в барических условиях с использованием анализатора AP-608 фирмы Coretest Systems Inc».

368. СТО 11-06-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента открытой пористости с использованием цифрового гелиевого порозиметра DHP-100».

369. СТО 11-07-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента газопроницаемости с использованием цифрового газового пермеаметра DGP-300-B».

370. СТО 11-17-2014 «Породы горные. Методика измерений удельного электрического сопротивления».

371. СТО 11-18-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента водоудерживающей способности методом центрифугирования».

372. СТО 11-19-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента открытой пористости методом жидкостенасыщения».

373. СТО 11-21-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента открытой пористости волюмометрическим методом с использованием порозиметра UltraPore™ 300 фирмы «Core Laboratories Instruments».

374. СТО 11-22-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента открытой пористости и коэффициента газопроницаемости при барических условиях с использованием пермеаметра UltraPorePerm-500™ фирмы «Core Lab Instruments».

375. СТО 11-23-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента водонасыщенности и коэффициента нефтенасыщенности с использованием аппарата Дина-Старка».

376. СТО 11-24-2014 «Породы горные. Методика измерений коэффициента водонасыщенности в зависимости от капиллярного давления с использованием группового капилляриметра».

377. СТО 11-25-2014 «Породы горные. Методика измерений скорости распространения продольных и поперечных волн и удельного электрического сопротивления в термобарических условиях с использованием анализатора AutoLab 1500 фирмы New England Research, Inc».

378. СТО 11-26-2014 «Породы горные. Методика измерений массовых долей карбонатных соединений и нерастворимого минерального остатка газовольметрическим методом с использованием карбонатометра КМ-04».

379. СТО 11-27-2014 «Породы горные. Методика измерений гранулометрического состава с использованием анализатора размеров частиц лазерного LA 950 фирмы HORIBA».

380. СТО 11-28-2014 «Породы горные. Методика измерений массовой доли глинистых минералов (каолинита, хлорита, гидрослюда, монтмориллонита, смешаннослойных образований) методом рентгенофазового анализа с использованием дифрактометра ULTIMA IV фирмы Rigaku».

381. ОСТ-39-235-89 Нефть. Метод определения фазовых проницаемостей в лабораторных условиях при совместной стационарной фильтрации.