

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В.
Ломоносова»
Геологический факультет

На правах рукописи

Сивкова Екатерина Дмитриевна

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И
ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДСКОЙ
СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛЕНО-ТУНГУССКОГО БАСЕЙНА

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

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Ступакова Антонина Васильевна

Москва, 2022

Содержание

Введение	3
1. Физико-географический очерк и физико-геологическая изученность района работ	11
1.1. Географическое и административное положение месторождения	11
1.2. Геолого-геофизическая изученность района работ	11
2. Стратиграфия	14
3. Тектоническое строение	21
3.1. Тектоническое строение разреза.....	21
3.2. Тектоническое районирование	23
4. История геологического развития	25
5. Нефтегазоносность	27
6. Изменение конфигурации нижневендского комплекса в течение геологической истории развития бассейна	32
6.1. Увязка каротажных и сейсмических данных, интерпретация профилей	32
6.2. Выделение области распространения и анализ мощности комплекса.....	37
6.3. Изменение конфигурации комплекса с течением геологической истории бассейна.....	44
7. Строение нижневендского терригенного комплекса	53
7.1. Геологическое строение и литологический состав отложений	53
7.2. Принципы выделения поверхностей затопления (границ пачек).....	60
7.3. Строение циклитов нижневендского терригенного комплекса.....	66
7.4. Корреляция циклитов нижневендского терригенного комплекса	73
8. Определение геохимических свойств нефтегазоматеринских формаций нижнего венда	79
8.1. Геохимическая база данных	79
8.2. Способы оценки качества и свойств нефтегазоматеринских прослоев.....	81
8.3. Верификация пиролитических данных	83
8.4. Анализ пиролитических параметров, оценка качества и преобразованности НГМТ.....	90
Заключение.....	107
Список литературы.....	108

Введение

Нижневендский нефтегазоносный комплекс в настоящее время является одним из наиболее перспективных в пределах Лено-Тунгусского бассейна с точки зрения вмещения углеводородных (УВ) флюидов. Поиск новых объектов разработки в его пределах связан с комплексным исследованием нефтегазоносного комплекса – выявлением зон распространения, оценкой качества и степени преобразованности нефтегазоматеринских толщ (НГМТ), определение зон распространения и свойств коллекторов, определение путей миграции УВ флюидов, поиск ловушек. При оценке нефтегазоносности бассейна очень важен учет тектонических процессов, т.к. именно они сыграли ведущую роль в распределении углеводородных флюидов в разрезе.

Промышленная нефтегазоносность нижневендских отложений доказана открытием залежей нефти и газа на Собинско-Пайгинском, Верхнечонском, Марковском, Верхневиллючанском, Среднеботуобинском, Ярактинском, Братском, Ново-Юдуконском и многих других месторождениях. Комплекс имеет высокий нефтегазовый потенциал, что способствует его дальнейшему изучению и открытию в его пределах новых месторождений.

Актуальность исследования нижневендского терригенного комплекса заключается в восполнении сырьевой базы Ангаро-Енисейского и Дальневосточного макрорегионов [Распоряжение №207-р...]. Сохранение объемов добычи обуславливается необходимостью постоянного снабжения газонефтепродуктами российских потребителей на Дальнем Востоке. Растущий спрос на энергоносители на мировом рынке и расширение направлений экспорта способствует еще большему увеличению объёмов добычи и приращению запасов углеводородного сырья.

В пределах Лено-Тунгусского бассейна ведется добыча как газа, так и нефти. На территории Красноярского края с 2017 года функционирует участок нефтепровода «Куюмба-Тайшет», принимающий нефть с групп Юрубчено-Тохомских и Куюмбинских месторождений (Рисунок 1). Жидкие углеводороды, принятые с нефтеперекачивающих станций, по нефтепроводу направляются в крупный поток трубопроводной системы «Восточная Сибирь – Тихий океан», обеспечивающий транспортировку нефти на нефтеперерабатывающие заводы (НПЗ) Хабаровского края. Комсомольский и Хабаровский НПЗ обеспечивают нефтепродуктами потребителей Дальнего Востока (Хабаровского, Приморского и Камчатского краев, Амурской, Магаданской областей, республики Бурятия), а также работают на экспорт в страны Азиатско-Тихоокеанского региона.

Газ транспортируется магистральным газопроводом «Сила Сибири» («восточный» маршрут) с Якутского центра газодобычи в районе Чаяндинского месторождения на Амурский газоперерабатывающий завод (ГПЗ), снабжающий потребителей на Дальнем Востоке России и в Китайской Народной Республике (КНР). К концу 2022 года в систему магистрального газопровода планируется включение дополнительного участка – подача газа начнется с Ковыктинского месторождения, к которому в дальнейшем будет приурочен Иркутский центр газодобычи.

Также в проекте находится магистральный газопровод «Сила Сибири-2», соединяющий газовые месторождения северных участков Сибири с западными районами КНР, проходя через Монголию и Казахстан. Значительная часть газопровода проектируется на территории России, что позволит подключить к протяженной системе дополнительные газоперекачивающие узлы.



Рисунок 1 Сеть трубопроводов Южной части Восточной Сибири [ФГУП СНИИГГиМС, 2012; с изменениями]

Необходимость увеличения объема поставок углеводородов в страны Азиатско-Тихоокеанского региона, связанная с планируемым подключением дополнительных трубопроводов, делает поиск новых залежей в районах линий транспортировки

первостепенной задачей для геологов-нефтяников. Изучение древних протерозойских толщ, способных генерировать и вмещать углеводороды напрямую связано с этой целью.

Толщи рифейского и нижневендского комплексов с точки зрения генерации и вмещения УВ флюидов являются высоко перспективными. И если большая часть ресурсов рифейского комплекса в настоящее время уже локализована, то вендский комплекс обладает значительным потенциалом для прироста запасов УВ в пределах Курейской, Катангской, Непско-Ботуобинской и Предпатомской нефтегазоносных областей (НГО), которые позволят обеспечить наполнение трубопроводов в долгосрочной перспективе.

Целью работы является выявление перспективных зон с точки зрения генерации и последующей аккумуляции УВ флюидов в интервале терригенных отложений нижнего отдела вендской системы, который и является основным **объектом исследования**. Для достижения цели были поставлены и выполнены основные задачи:

- Определение палеоструктурного плана, контролирующего область распространения комплекса и изменение мощностей;
- Выявление значимых рубежей изменения конфигурации нижневендского комплекса и анализ структурных перестроек;
- Определение литолого-фациального строения вендского терригенного комплекса и условий его формирования;
- Определение свойств НГМТ нижнего отдела вендской системы, условий генерации и последующей аккумуляции УВ флюидов.

Район исследования ограничен центральной частью Лено-Тунгусского бассейна, концентрируясь в зоне сочленения Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз, включая Катангскую седловину и южное окончание Курейской синеклизы.

Защищаемые положения:

1. Свод Непско-Ботуобинской антеклизы в ранневендское время располагался на месте ее современного северо-западного склона. Изменение конфигурации Непско-Ботуобинской антеклизы связано с проявлением тектонических перестроек в девонское, мезозойское и кайнозойское время, которые сместили ось поднятия в восточном направлении в сторону Предпатомского прогиба и обусловили периодическое погружение и воздымание нижневендского комплекса. Суммарная амплитуда воздымания исследуемой территории с размывом вышележащих отложений оценивается в 1-2 км.

2. В разрезе нижневендского комплекса распространение континентальных отложений контролируется положением ранневендских палеоподнятий на северо-западе Байkitской и Непско-Ботуобинской антеклиз. Морские образования преобладают в областях с увеличенной мощностью отложений (свыше 300 м), что подтверждает положение ранневендских палеопрогибов в осевых частях Курейской, Присяно-Енисейской и Предпатомской впадин. Периодическая смена обстановок седиментации от континентальных к морским отражается в цикличности строения разреза.

3. На склонах палеоподнятий нижневендские отложения обладают низким генерационным потенциалом, что обуславливается континентальным генезисом. Повышенный генерационный потенциал отмечается в палеопрогибах, где в разрезе преобладают морские отложения. Зрелость нефтегазоматеринских толщ контролируется глубиной погружения нижневендского комплекса в додевонское время, когда происходила активная генерация углеводородных флюидов и их миграция в направлении сводов палеоподнятий. Изменение структурного плана в постдевонское время могло стать причиной ремиграции УВ флюидов от палеосводов к современному положению залежей.

Научная новизна. Впервые на севере Лено-Тунгусского бассейна определена область распространения и построена схема изопакит нижневендского комплекса, охватывающая всю территорию Лено-Тунгусского бассейна. Определено положение в ранневендское время сводов Байkitского и Непско-Ботуобинского палеоподнятий, контролирующее распространение разнофациальных комплексов. В интервале нижневендского комплекса выделены 5 хронозначимых поверхностей. Построение серии палеоструктурных профилей и реконструкция эродированных комплексов позволили выявить значимые рубежи (девонский, триасовый, позднеюрский) в тектонической истории развития территории и их влияние на работу углеводородных систем.

Методы исследования. Работа основана на комплексном анализе результатов разномасштабных геофизических, геологических, литологических и геохимических исследований, что позволило выявить особенности геологического строения и нефтегазоносности комплекса, а также распространить выявленные свойства по обширной изучаемой территории. Структурные особенности комплекса выявлены на основе сейсмостратиграфического анализа, построения ряда геолого-геофизических и серии палеоструктурных профилей, в пределах которых методом мощностей восстановлены величины возможных эрозий. Комплексирование полученных результатов с многочисленными скважинными данными позволили построить схему изопакит

нижневендского комплекса. Определение литофациального строения основано на результатах изучения кернового материала (описании керна, шлифов и других литологических исследований), с применением анализа ГИС и методов циклостратиграфического анализа. Анализ нефтегазоносности включает оценку генерационного потенциала НГМТ и выявления закономерностей распределения залежей УВ флюидов. Оценка материнских свойств комплекса выполнена на основе анализа геохимических данных, включающего верификацию и анализ результатов программируемого пиролиза, элементного состава, метода полного сжигания и экстракции. Общая оценка нефтегазоносности изучаемого комплекса в пределах района работ основана на комплексировании результатов всех вышеперечисленных методов, учитывая изменчивость строения и свойств комплекса как по латерали, так и по вертикали, а также во времени.

Практическая значимость состоит в определении границ распространения нижневендского терригенного комплекса, изменчивости его мощности и литолого-фациального состава. Оценка нефтегазоматеринских свойств пород позволила выявить перспективные области с точки зрения генерации углеводородных флюидов, а проведение палеоструктурных реконструкций – выявить области их аккумуляции в литологических ловушках, структурные особенности и распределение которых предопределены тектоническими перестройками бассейна. Прогноз развития зон скопления УВ позволяет выбрать первоочередные объекты для проведения геологоразведочных работ.

Фактический материал в большей степени был получен в рамках научно-исследовательских работ, выполняемых коллективом кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Геофизическая база данных включает сетку сейсмических профилей общей протяженностью более 50 тыс. пог. км и результаты геофизических исследований более 100 скважин. В работе использованы результаты литологического описания керна 26 скважин. Геохимическая база данных содержит более 2700 проб пород рифейского и вендского комплексов, 450 проб из которых относятся к интервалу нижнего отдела вендской системы (Рисунок 2).

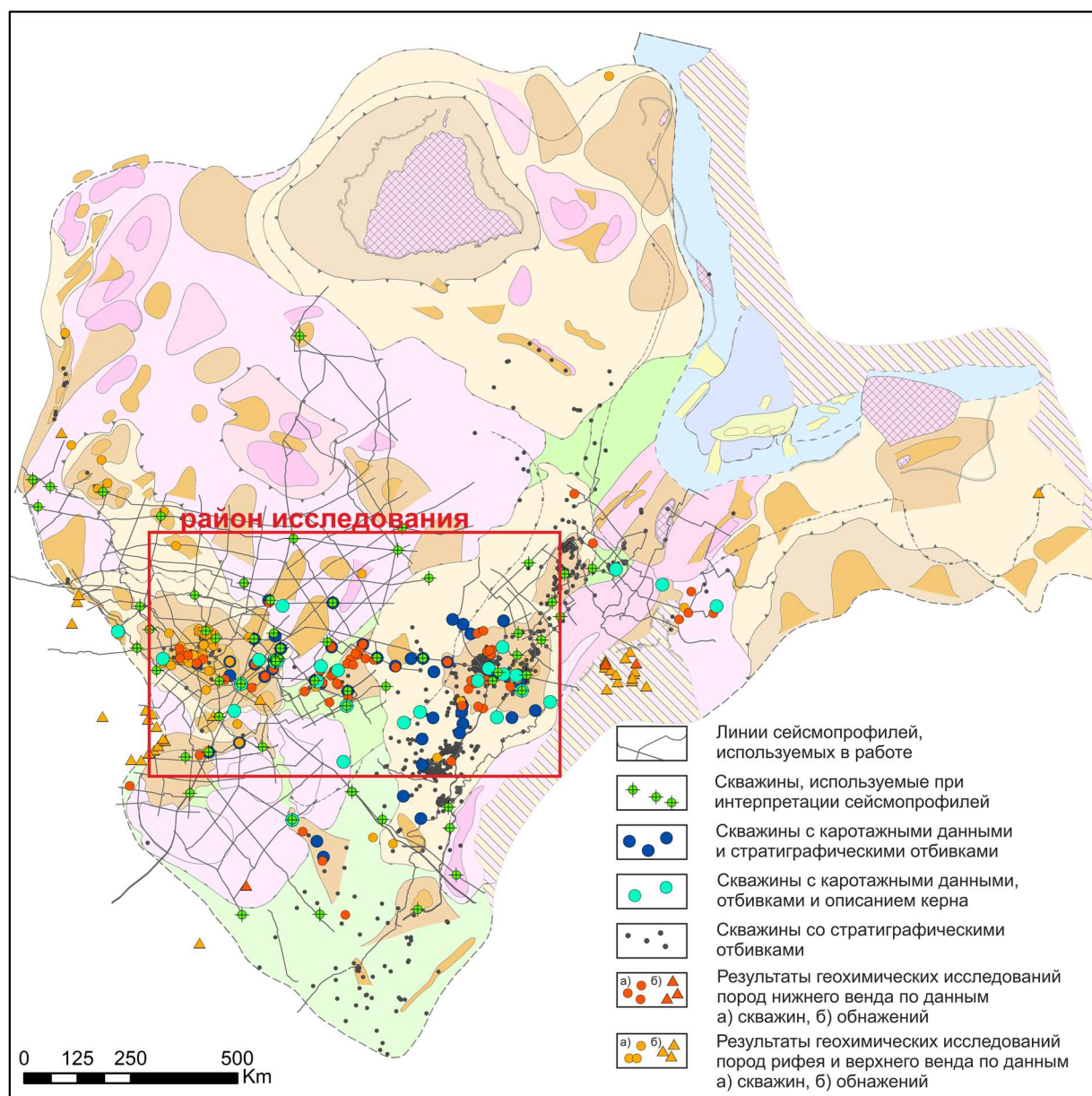


Рисунок 2 Тектоническая карта [Старосельцев, 2015] с расположением фактических данных, используемых в работе (сейсмические профили, скважины с каротажными, литологическими, стратиграфическими и геохимическими данными)

Личный вклад автора заключается в интерпретации сейсмических профилей, обработке результатов геофизических исследований скважин и изучения керна материала. Создание сейсмогеологических профилей позволило создать структурный каркас исследуемой территории, на основе которой была проведена реконструкция геологической истории развития бассейна – определение этапов и амплитуды погружений и воздыманий территории. Собственноручно автором построена схема изопакит образований нижнего отдела вендской системы по данным проинтерпретированных профилей, каротажных данных скважин и собранных стратиграфических отбивок из различных источников. Выделена седиментационная цикличность, основанная на

результатах комплексирования результатов описание каменного материала и анализа геофизических исследований скважин. Автором собрана обширная база геохимических данных, включающая результаты множества исследований пород рифейского, вендского и кембрийского возрастов, на основе которой построена региональная схема содержания C_{org} в породах нижневендского терригенного комплекса, создана схема их катагенетической преобразованности.

Апробация работы проведена посредством публикации результатов исследований в рамках 6 научных статей: 3 из которых размещены в рецензируемых изданиях, индексируемых в базах данных Web of Science, Scopus, RSCI и рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 25.00.12, а также в рамках выступлений на всероссийских и международных научных конференциях с 2017 по 2021 гг., среди которых отмечены: XII Всероссийская конференция молодых ученых, специалистов и студентов «Новые технологии в газовой промышленности» (Москва, 2017), «Ломоносовские чтения – 2019». Секция «Геология» (Москва, 2019), Новые идеи в геологии нефти и газа – 2019 (Москва, 2019), 7-е Кудрявцевские чтения. Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа (Москва, 2019), II Международная научная конференция Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ (Пермь, 2019), IV Международная молодежная конференция TATARSTAN UpExPro 2020 (Казань, 2020), 5-ая Международная научно-практическая конференция «Инновации в геологии, геофизике и географии – 2020» (Севастополь, 2020), Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов – 2020» (Москва, 2020), «Ломоносовские чтения – 2021» (Москва, 2021), 75-я Международная молодежная научная конференция «Нефть и Газ 2021» (Москва, 2021), Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в геологии нефти и газа. Новая реальность – 2021» (Москва, 2021), Всероссийская научная конференция с участием иностранных ученых «Новые вызовы фундаментальной и прикладной геологии нефти и газа – XXI век» (Новосибирск, 2021). В работах, опубликованных в соавторстве, соискателю принадлежит основополагающий вклад.

Объем и структура работы. Диссертационная работа общим объемом 115 страниц состоит из 8 глав, введения и заключения, 67 иллюстраций, 3 таблицы и списка литературы из 93 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю Ступаковой Антонине Васильевне за помощь в выборе направления исследования, за вдохновение, внимание и всестороннюю поддержку. Автор искренне благодарит Сауткина Р.С. за постоянную поддержку, за справедливую критику, советы и помощь в подготовке работы.

Данная работа выполнена на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, научному коллективу которой автор выражает глубокую признательность за полученные знания и опыт, которые стали основой для написания работы, а также за ценные советы по ее усовершенствованию. Автор благодарит Корнюшину Е.Е., Шевчук Н.С., Суслову А.А., Ситар К.А., Фролова С.В., Балушкину Н.С., Соболеву Е.В., Фадееву Н.П., Полудеткину Е.Н., Митронова Д.В., Бакай Е.А., Крылова О.В., Исакову Т.Г. Отдельную благодарность автор выражает Жемчуговой В.А., Калмыкову Г.А., Мордасовой А.В., Калмыкову А.Г., Большаковой М.А., Коробовой Н.И. за внимание к работе и научные консультации.

Признательность за предоставленную возможность работы с керновым материалом автор выражает коллективу ВНИГНИ Асташкину Д.А., Бортник Р.С., Савицкому М.Ф.

За безграничную поддержку, помощь и терпение автор благодарит своего мужа.

1. Физико-географический очерк и физико-геологическая изученность района работ

1.1. Географическое и административное положение месторождения

В административном отношении район исследования расположен на территории Красноярского края, Эвенкийского автономного округа, Иркутской области и республики Саха (Якутия). (Рисунок 1.1).

Постоянные дороги на большей части территории отсутствуют. В зимнее время для подвоза грузов используют зимники. Железнодорожная станция в Карабула находится на левобережье р. Ангары, крупный речной порт – в г. Лесосибирске, расположенном на левом берегу р. Енисей. Ближайшие аэропорты, взлетно-посадочные полосы расположены в посёлках Богучаны, Козинск, Ванавара, Байжит.

Вследствие скудной частоты ЛЭП энергетические потребности на большинстве производственных площадок обеспечиваются дизельными электростанциями.

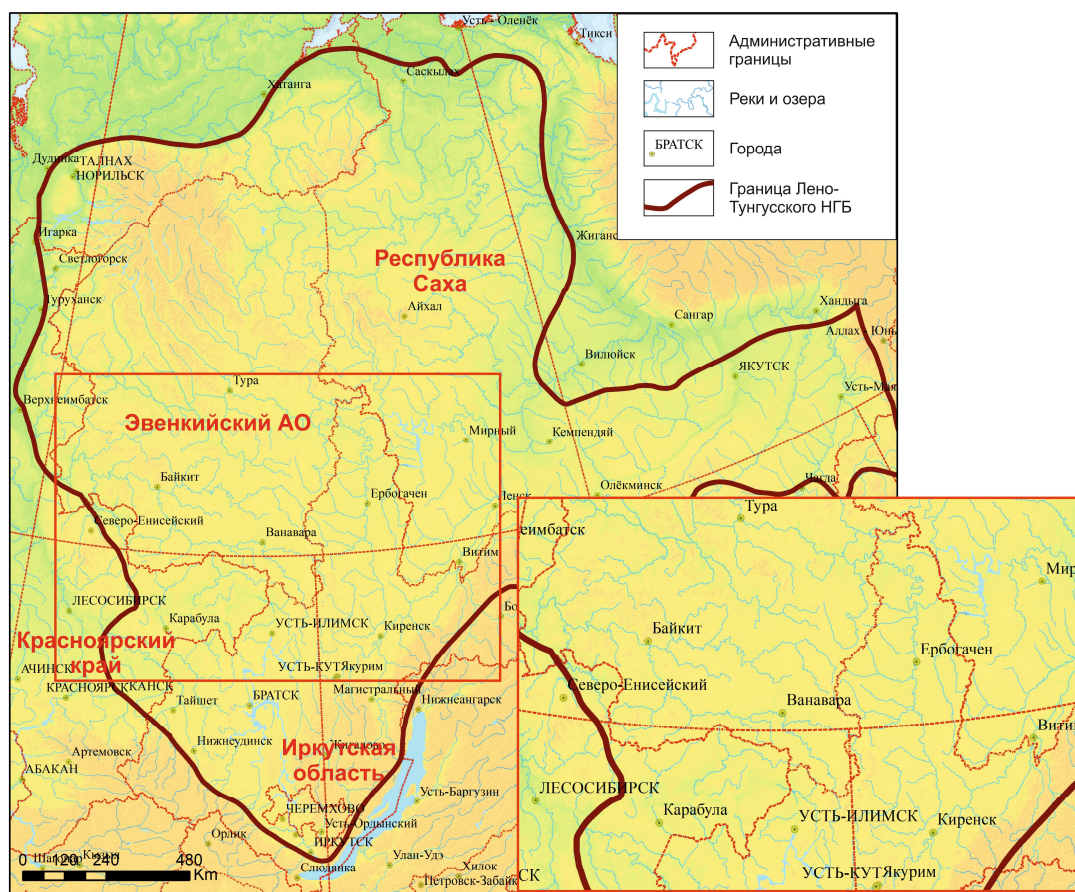


Рисунок 1.1 Физико-географическая карта Восточно-Сибирского региона

1.2. Геолого-геофизическая изученность района работ

Первые геолого-поисковые работы начались здесь в двадцатые годы прошлого века. В это время выполнены разрозненные маршруты, среди которых можно выделить работы П.Г. Николаева (1921-1923 гг.), С.В. Обручева (1921-1929 гг.), А.Г. Вологодина (1939 г.),

Г.И. Кириченко (1939 г.), в ходе которых была разработана стратиграфическая схема верхней части осадочного чехла.

Планомерное изучение южных районов Сибирской платформы началось с проведения государственной геологической съёмки масштаба 1:1 000 000 (1946 – 1949 гг.). Аэромагнитная съёмка масштаба 1:25 000, 1:50 000 проводилась в помощь геологическому картированию и с целью поисков твердых полезных ископаемых. В 1977 г. проведена высокоточная аэромагнитная съёмка масштаба 1:100 000, в результате которой составлены карты и графики аномального магнитного поля, схема геолого-геофизической интерпретации, схема распространения нефтегазопромысловых аномалий масштаба 1:100 000 [Конторович, 1981].

Гравиметрическая съёмка масштаба 1:200 000 проводилась в 1966 г. По результатам этих работ выделены положительные и отрицательные структуры фундамента, основные тектонические нарушения, сделано заключение о ведущей роли разломов в фундаменте, выявлены некоторые особенности строения и формирования осадочного чехла.

В 1973 г. выполнены электроразведочные работы Богучанской геофизической экспедицией по рекам Тунгуска, Чуны, Тычаны. По результатам этих работ построена схематическая карта фундамента, определена суммарная проводимость осадочного чехла, оценено его среднее продольное сопротивление, выделены крупные проводящие зоны, приуроченные к глубинным разломам.

В 1978 г. были впервые проведены сейсморазведочные работы, которые позволили установить моноклинальное погружение нижнекембрийских отложений с юга на север в сторону Курейской синеклизы. С начала 80-х годов сейсморазведка ОГТ становится основным методом поиска месторождений нефти и газа в исследуемом регионе.

Анализ результатов сейсморазведочных и буровых работ проведенный в конце 1970-х гг. А.Э. Конторовичем, И.Г. Левченко, Н.В. Мельниковым, В.С. Старосельцевым и др. послужил основанием для построения структурного плана эрозионной поверхности по эрозионной границе отложений рифейской системы и подошве вендской, выделенной по отражающему сейсмическому горизонту Ro. Структурный план по кровле вендских отложений выделен по отражающему горизонту Б и практически полностью соответствует предыдущему. Опорный отражающий горизонт Б четко выдержан в большинстве районов южной части Сибирской платформы, что позволило произвести по нему тектоническое районирование региона, согласно которому территория исследования охватывают южный и восточный склоны Байкитской антеклизы, южное окончание Курейской синеклизы, Катангскую седловину и юго-восточный склон Непско-Батуобинской антеклизы Сибирской платформы (Рисунок 1.2).

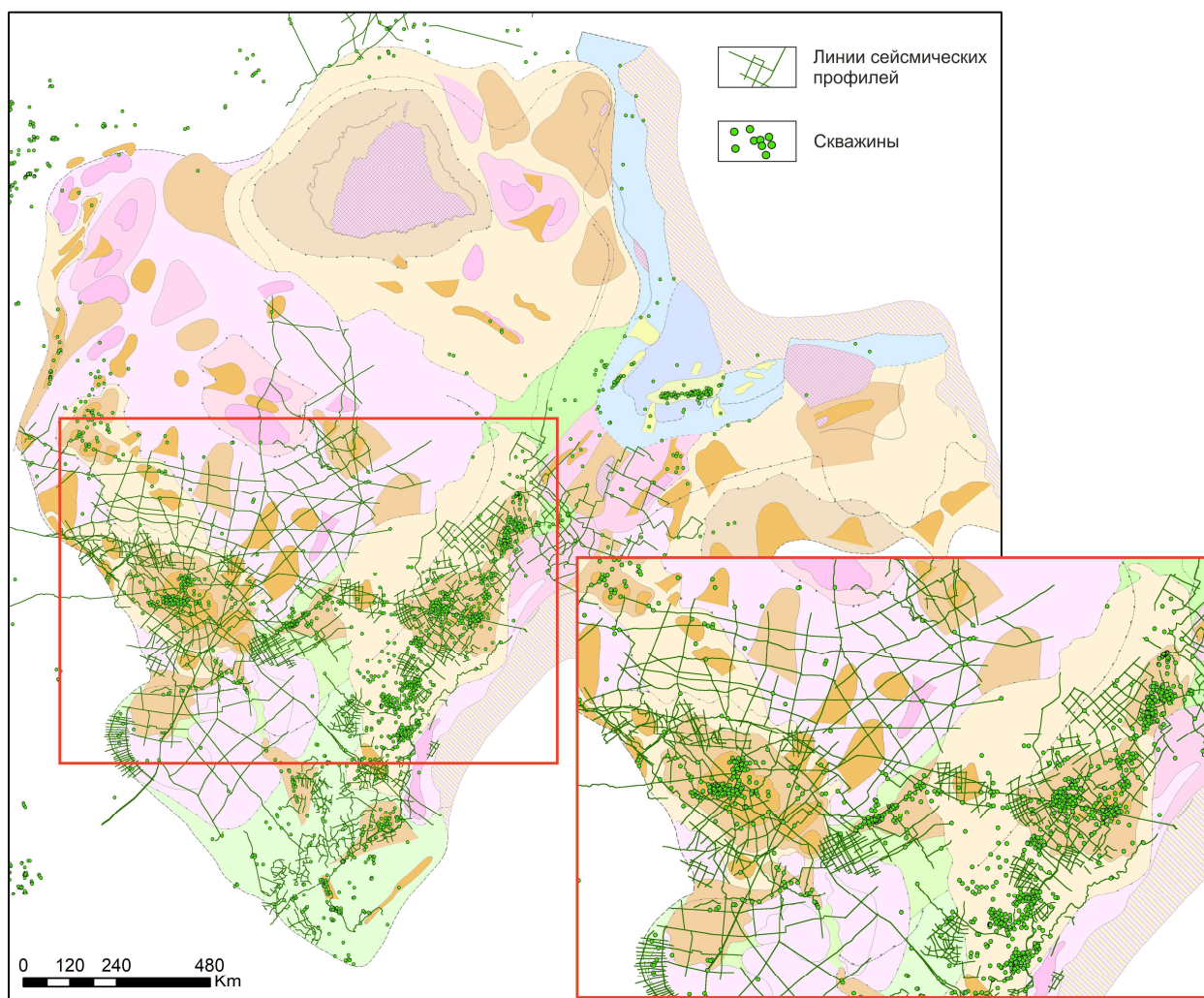


Рисунок 1.2 Тектоническая карта с расположением основных сейсмических профилей и скважин [Старосельцев, 2001], с изменениями; [РосГеолФонд]

В конце 1990 – начале 2000-х гг начаты сейсморазведочные работы 2D и 3D основанные на современных технологиях, существенно расширен комплекс ГИС, внедрены новые методы бурения и опробования скважин, отбора керна и гидродинамических исследований.

Несмотря на то, что в Лено-Тунгусском нефтегазоносном бассейне к настоящему времени пробурено более 2 000 глубоких скважин, изученность этой территории остается крайне низкой. Подавляющее большинство скважин сосредоточено в районах месторождений или проявлений углеводородов (Рисунок 1.2). Плотность сейсморазведочных работ в пределах Лено-Тунгусской НГБ составляет около 0,17 км/км².

2. Стратиграфия

Геологический разрез зоны сочленения Байkitской и Непско-Ботуобинской антеклиз седловины имеет двухчленное строение – складчатое основание (кристаллический фундамент) и вулканогенно-осадочный чехол.

Архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент вскрыт глубоким бурением на ряде площадей (Юрубченская, Куюмбинская, Байkitская, Ереминская, Хошонская, Верхне-Амунаканская) на глубинах 2-4 км (Рисунок 2.1, [Ступакова и др. 2019]). Образования фундамента, по данным скважин, имеют гранитоидный состав и представлены красновато-серыми, розовато-серыми, розовато-коричневыми, мелко- и среднекристаллическими гранитами и гранито-гнейсами.

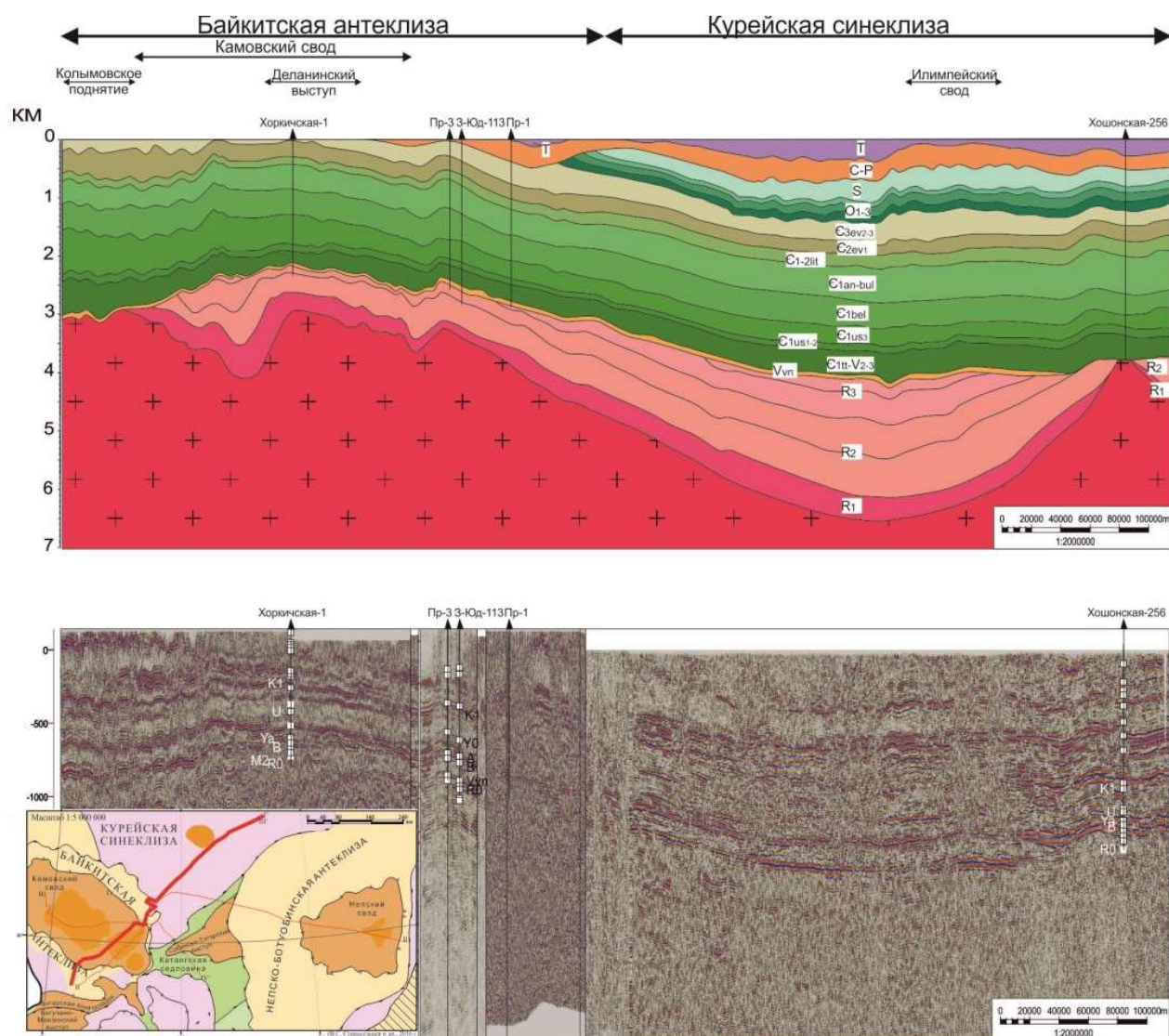


Рисунок 2.1 Сейсмогеологический профиль по линии I-I'

Разрез вулканогенно-осадочного чехла слагают отложения широкого стратиграфического диапазона и разнообразного литологического состава (Рисунок 2.2). В пределах центральной части бассейна чехол сложен преимущественно рифейскими, вендскими и кембрийскими отложениями, фрагментарно развиты отложения ордовика,

пермо-карбона, триаса и четвертичные. Кроме того, в осадочном чехле широко развиты траппы, в основном, sill-долеритов, реже - секущие дайки. Общая толщина осадочного чехла изменяется от 0 до 8-10 км (Рисунок 2.1) [Конторович и др., 1981].

Протерозойская группа (PR), Рифейская эратема (R).

Рифейские отложения широко изучены по обнажениям в зонах сочленения со складчатыми сооружениями Енисейского кряжа, Алтае-Саянского складчатого пояса и по материалам глубокого бурения. Наиболее полные разрезы рифея вскрыты скважинами в Ангарской зоне складок, в южной части Катангской седловины и на юго-западном склоне Камовского свода Байкитской антеклизы [Старосельцев, 1989], где они имеют наиболее широкое распространение, срезаясь или выклиниваясь к Непско-Ботуобинскому своду. На восточном склоне Байкитской антеклизы рифейские отложения вскрыты на глубинах от 2 до 4 км. Современные абсолютные отметки кровли рифея изменяются от менее 2 км на Камовском своде и в Катангской седловине до 7 км и более в Туринской впадине и на южном борту Кочечумской впадины Курейской синеклизы.

Под поверхность предвендского несогласия выходят различные части рифейских комплексов – от верхних до самых нижних (Рисунок 2.1). Амплитуда этого размыва очень разнообразна и оценивается от первых сотен метров в пределах грабенов до 2 и более км на горстах.

Отложения рифея представлены главным образом карбонатными породами: доломиты органогенные, органогенно-обломочные, хемогенные, иногда глинистые или окремненные, брекчиевидные, реже строматолитовые, известковистые доломиты, иногда – известняки. Терригенные породы имеют второстепенное значение и представлены, в основном, аргиллитами темно-серыми, зеленовато- и коричневатосерыми, реже – кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. По геофизическим данным толщина рифейского комплекса в районе исследования достигает 2-3 км.

Вендская система (V)

Вендские отложения с размывом и часто с угловым несогласием залегают на разновозрастных толщах рифея или на кристаллическом фундаменте. Нижняя часть венда составлена преимущественно терригенными породами, а верхняя – карбонатными, глинисто-карбонатными породами.

Согласно стратиграфической схеме (1986г.) в составе вендской системы выделяют следующие горизонты (снизу вверх): вилючанский, непский (с подразделением на нижний и верхний подгоризонты), тирский и даниловский (с подразделением на три подгоризонта).

В пределах центральной части бассейна (Байкитско-Катангский район) вилучанский горизонт отсутствует, непский горизонт на большей части территории представлен *ванаварской* (Vvn) свитой, тирский – *оскобинской* (Vosk), нижнеданиловский подгоризонт – *катангской* (Vktg), среднеданиловский – Собинской (Vsb) и верхнеданиловский – Тэтэрской (V-Є1tt) свитой (Рисунок 2.2) [Мельников Н.В. и др., 2009]. На остальной части бассейна строение вендского комплекса несколько отличается от района к району, более подробно оно будет рассмотрено в подразделе 7.1.

Ванаварская свита (Vvn) представлена переслаиванием красновато-коричневого аргиллита, неравномерно песчанистого и алевритистого, иногда переходящего в чистые алевролиты, песчаника алевритистого, песчаника полевошпат-кварцевого и алевролита. Песчаник красновато-коричневый, сильно заглинизированный, полевошпат-кварцевый, мелко-крупнозернистый, микропористый, на глинистом порово-контактном цементе с переслаиванием аргиллита. Песчаники разделены обычно слоями или пачками глинистых пород. По всему интервалу отмечаются небольшие включения и линзы ангидрита белого.

Заканчивается ванаварская свита пачкой доломита. Доломит известковистый, серый, светло-серый, с розоватым оттенком в результате присутствия гематита, мелко-тонкокристаллический, плотный, средней крепости, участками и прослойками окремнённый, трещиноватый, кавернозный. Мощность свиты 60-145 м.

Оскобинская свита (Vosk), с размывом и угловым несогласием перекрывающая ванаварскую, литологически резко отличается от нижележащей и представлена терригенными, сульфатно-карбонатными породами. Мощность варьирует от 55 до 92 м.

Катангская свита (Vktg) в результате предкатангского перерыва в осадконакоплении несогласно перекрывает различные толщи: фундамент, рифей, ванаварскую и оскобинскую свиты. Катангская свита сложена глинистыми доломитами, доломитами серыми с прослоями мергелей и аргиллитов. Общая мощность составляет около 185 м, на территории исследований мощность свиты уменьшается до 85 м.

Собинская свита (Vsb) согласно перекрывает катангскую, представлена переслаиванием доломитов, доломито-ангидритов, реже глинистых доломитов. Доломит известковистый, тёмно-серый, коричневый, мелкокристаллический, плотный, крепкий, микрокавернозный, трещиноватый. Текстура горизонтально-слоистая. Ангидрит присутствует в виде мелких включений пластинчатых кристаллов, мелких гнезд и тонких прослойков. Мощность свиты составляет 80-150 м.

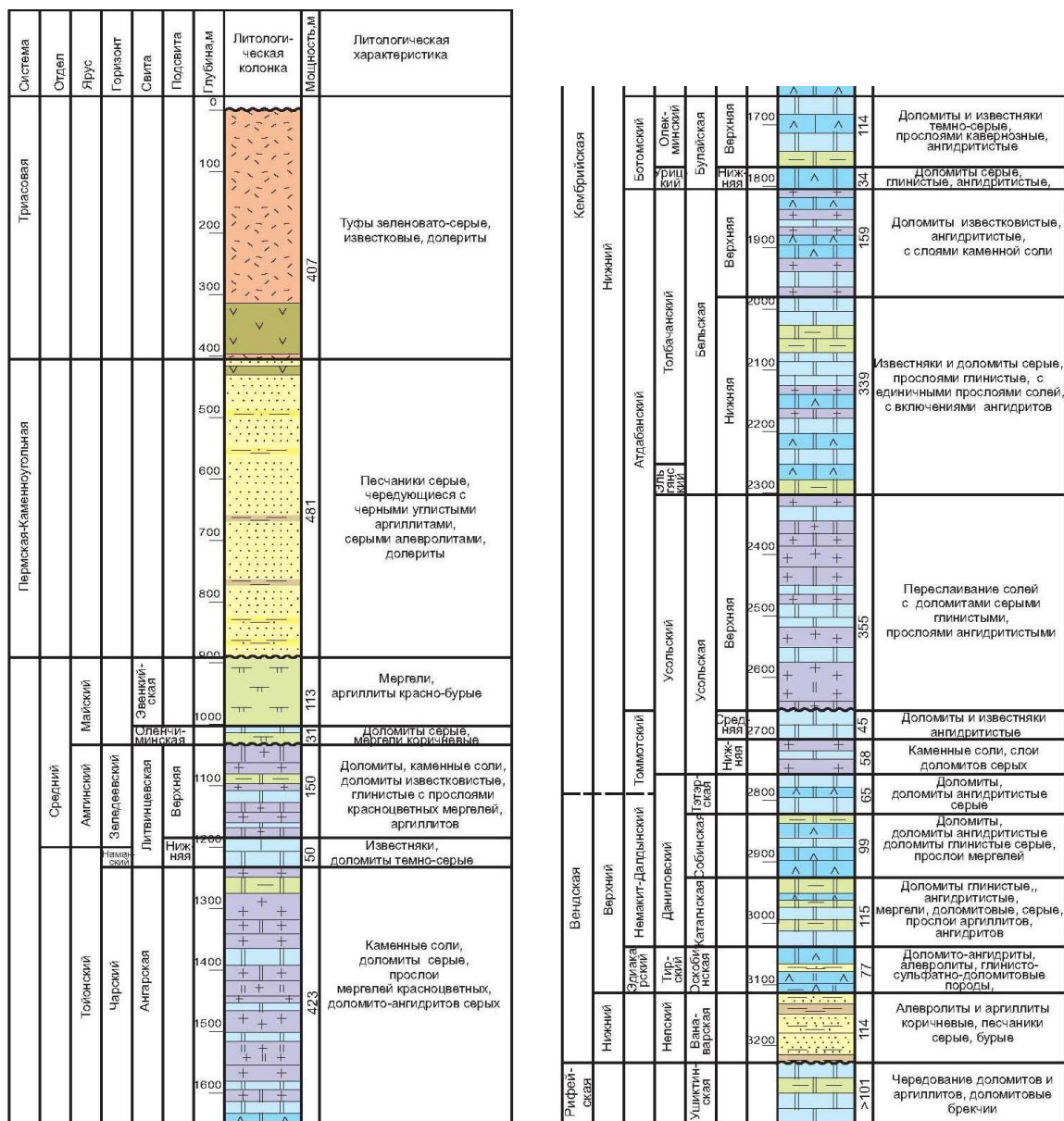


Рисунок 2.2 Стратиграфическая колонка скважины Ванаварская 1 [ФГУП СНИИГГиМС, 2012]

Тэтэрская свита (V-Є1tt) представлены доломитами, глинистыми доломитами, доломитовыми мергелями, доломитистыми аргиллитами и ангидритами. Ангидрит присутствует в виде мелких включений кристаллов, гнезд и тонких прослоек. Породы плотные, редко трещиноватые. Мощность свиты составляет 20-70 м [Мельников Н.В. и др., 2009].

Кембрийская система (Є)

Отложения кембрийской системы согласно перекрывают образования вендской и включают три отдела. Нижний отдел и нижняя часть среднего отдела представлены чередованием соленосно-доломитовых и доломитовых толщ, общей мощностью от 1600 до 2000 м, и включают свиты: Усольская (Є1us), Бельская (Є1bls), Булайская (Є1bul),

Ангарская (Є1-2an), Литвинцевская (Є1-2lit). Верхняя часть среднего отдела и верхний отдел представлена глинисто-карбонатными красноцветными породами Эвенкинской свиты (Є2-3ev), мощностью от 300 до 700 м (Рисунок 2.2).

Усольская свита (Є1us) и ее возрастные аналоги – кочумдекская и другие свиты томмотского и нижней части атдабанского ярусов нижнего отдела согласно залегают в основании кембрийского разреза (если не учитывать верхнюю часть тэтэрской свиты) на отложениях венда, литологически расчленяется на три подсвиты: нижнюю и верхнюю – соленосную и среднюю (Осинский горизонт) – карбонатную. Нижняя подсвита сложена известняками и доломитами, участками ангидритизированными с редкими прослоями солей. В отличие от нее, верхняя подсвита повсеместно соленосна – пласты галита в ней чередуются с разнообразными карбонатами. Осинский горизонт средней подсвиты представлен доломитами, доломитизированными известняками и известняками, коричневато серыми, тонкозернистыми, иногда водорослевыми, со стиллолитовыми швами. Мощность осинского горизонта составляет 75 м, а общая мощность свиты 380-550 м, постепенно увеличиваясь в северном направлении.

В составе вышележащей бельской свиты (Є1bls) свита (средняя часть атдабанского и нижняя ботомского ярусов нижнего кембрия) выделяют две подсвиты. Нижняя сложена известняками и доломитами, участками ангидритизированными и практически на всей территории не содержит прослоев солей. В отличие от нее, верхняя подсвита повсеместно соленосна – пласты галита в ней чередуются с разнообразными карбонатами и ангидритом. Общая мощность бельской свиты в изучаемом районе достигает 500-600 м, постепенно увеличиваясь в северном направлении.

Отложения булайской (Є1bul) свиты (верхняя часть ботомского яруса) не содержат солей и представлены преимущественно глинисто-ангидрито-доломитовыми породами в нижней части и известняками в верхней. На всей территории участка разрез свиты имеет выдержанный состав и близкую мощность – порядка 70-80, реже до 100 и более м. В верхней подсвите булайской свиты в ряде скважин вскрыты долериты толщиной до 140 м.

Вышележащая толща верхов нижнего отдела (тойонский ярус) и нижней части среднего (амгинский ярус) кембрия представлена разнообразными доломитами, чередующимися с пластами известняков, ангидритов, мергелей, аргиллитов и солей ангарской (Є1-2an) и литвинцевской (Є1-2lit) свит. Суммарная мощность ангарской и литвинцевской свит составляет порядка 700-1000 м [Мельников и др., 2009].

Завершает разрез кембрия пестроцветная толща чередования доломитов и известняков, местами водорослевых, а также мергелей, известковистых алевролитов и песчаников олечиминской (Є2-3ol) и эвенкинской (Є2-3ev) свит и их возрастных аналогов

(летнинская, усть-пеляткинская и др. свиты). В этой части разреза сульфатные породы практически отсутствуют, появляясь местами лишь в виде маломощных прослоев галита и гипса в нижней части. Свиты относятся к интервалу от майского яруса среднего кембрия до верхов верхнего отдела и имеют суммарную мощность от менее 200 м на юге до более 600 м на севере.

Ордовикская система (О)

Отложения ордовикской системы представлены отложениями нижнего отдела и согласно залегают на эвенкийской свите среднего-верхнего кембрия и представлены известняками, мергелями, доломитами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Общая мощность отложений ордовикской системы изменяется от 0 до 250 м (Рисунок 2.2). Скважинами также вскрыты тела долеритов.

Силурийская система (S)

Представлена мергелями, аргиллитами со слоями известняков и известняков в нижней части, а также известняками серыми, темно-серыми, тонко-микрозернистыми, участками глинистыми до мергелей в верхней. Отложения системы вскрыты на севере района (скважина Хошонская 256), где их мощность составляет 284 м. В остальной части территории отложения силурийской системы отсутствуют.

Каменноугольная-пермская система (С-Р)

Нерасчлененные каменноугольно-пермские отложения в пределах изучаемого участка выходят на дневную поверхность. Они с перерывом залегают на размывтой поверхности ордовикской системы и представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, преимущественно серыми с волнисто-слоистой текстурой. Породы содержат растительные остатки и рассеянный углефицированный детрит. В нижней части отмечаются пропластки туфов и туфопесчаников. Мощность отложений варьирует от 0 до 420 м.

Триасовая система (Т)

Отложения триасовой системы на Сибирской платформе достаточно широко распространены и весьма разнообразны по литологическому составу. В пределах изучаемой территории представлены, главным образом вулканогенными образованиями: туфами зеленовато-серыми, известковистыми, глинистыми, алевролитистыми с прослоями серых алевролитов. Мощность изменяется от 0 до 310 м (Рисунок 2.3).

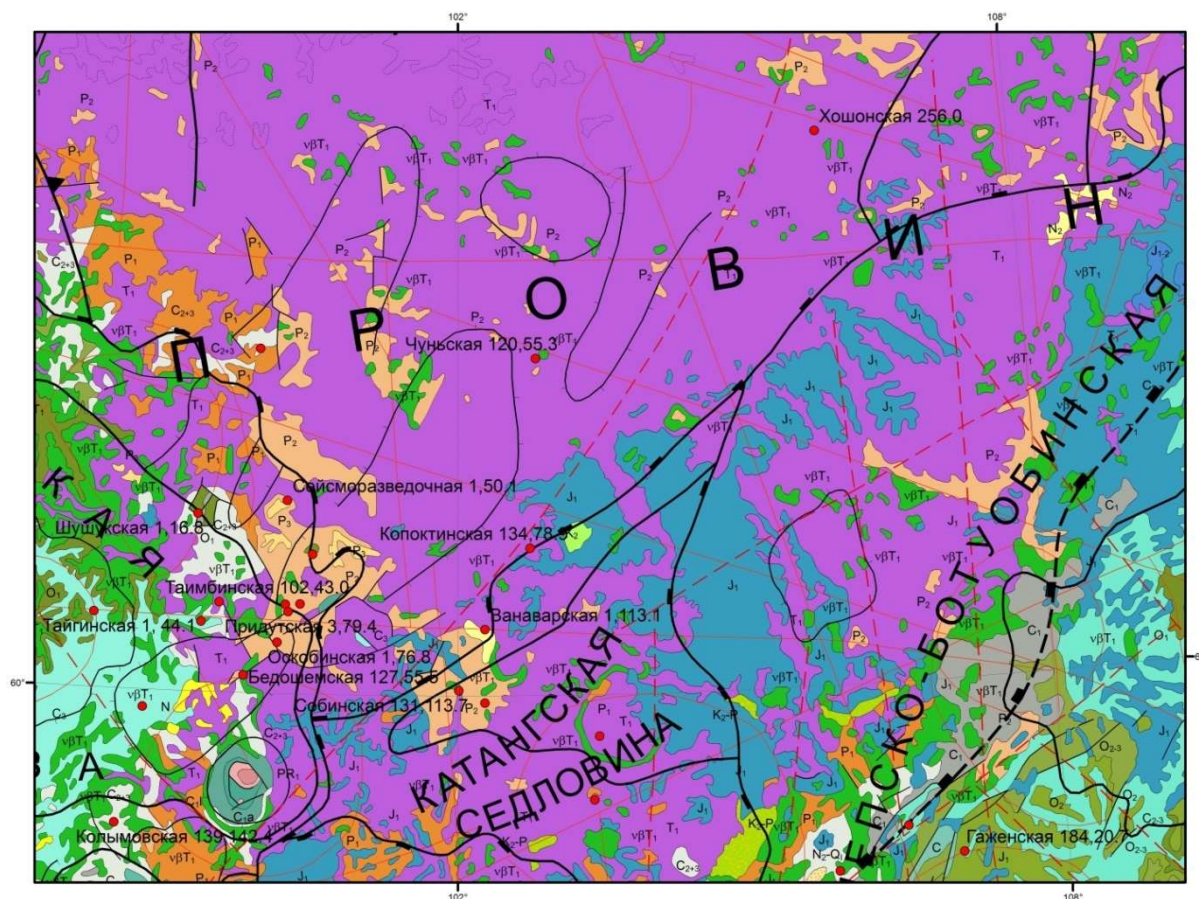


Рисунок 2.3 Фрагмент геологической карты Восточной Сибири с нанесенными тектоническими структурами и исследуемыми скважинами по [Гашевой, Лопатину и др., 1995]

Четвертичная система (Q)

Четвертичные образования распространены на площади повсеместно. К ним относятся аллювиальные отложения долин рек и ручьев, элювиально-делювиальные отложения склонов и водоразделов, озерно-болотные отложения общей мощностью до 30 м [Булдыгеров, 2007].

3. Тектоническое строение

3.1. Тектоническое строение разреза

Согласно существующим представлениям, основанным на геофизических (гравимагнитных и сейсморазведочных) данных, в строении исследуемой территории участвуют архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент и среднепротерозойско-фанерозойский осадочный чехол (Рисунок 3.1).

Нижний структурный этаж (фундамент) представлен сложно дифференцированной системой грабенов и горстов, имеет сложное гетерогенное складчато-глыбовое строение. Фундамент сформировался в раннем и среднем докембрии, а в последующие тектонические эпохи испытывал в основном блоковые подвижки, которые сопровождались в ряде районов формированием протяженных грабенообразных структур, выполненных слабодислоцированными позднедокембрийскими образованиями, и обусловили основные черты современного рельефа его поверхности.

В строении **верхнего структурного этажа** (осадочный чехол) выделяют два крупных комплекса (рифейский и венд-нижнемезозойский), разделенные крупным несогласием, которые резко различаются условиями залегания и характером дислоцированности [Сурков, 1987].

Рифейский структурно-формационный ярус представлен терригенно-карбонатными отложениями. В результате тектонической перестройки в конце позднерифейского времени произошел подъем территории и размыв части накопленных отложений, что привело к образованию предвендской эрозионной поверхности. Амплитуда этого размыва очень разнообразна и оценивается от первых сотен метров в пределах грабенов до 2 и более км на горстах.

Сейсмические исследования последних лет на территории Байkitской антеклизы показали, что полого складчатый рифейский ярус значительно меняет свою мощность от 0 до 10 км, образуя серию палеопрогибов и поднятий. В наиболее приподнятых участках, подвергшихся интенсивной эрозии, от рифейского комплекса остаются лишь маломощные фрагменты или на предвендскую эрозионную поверхность выходят породы фундамента. Отложения рифея отсутствуют в западной части территории (центральная часть Байkitской антеклизы) исследования как за счет срезания верхних толщ рифея эрозионной поверхностью, так и за счет уменьшения мощностей нижних частей разреза (Рисунок 3.1) [Старосельцев, 2013]. Это позволяет говорить о том, что центральная часть Байkitской антеклизы в рифейское время развивалась как воздымающийся участок [Краевский, 2007].

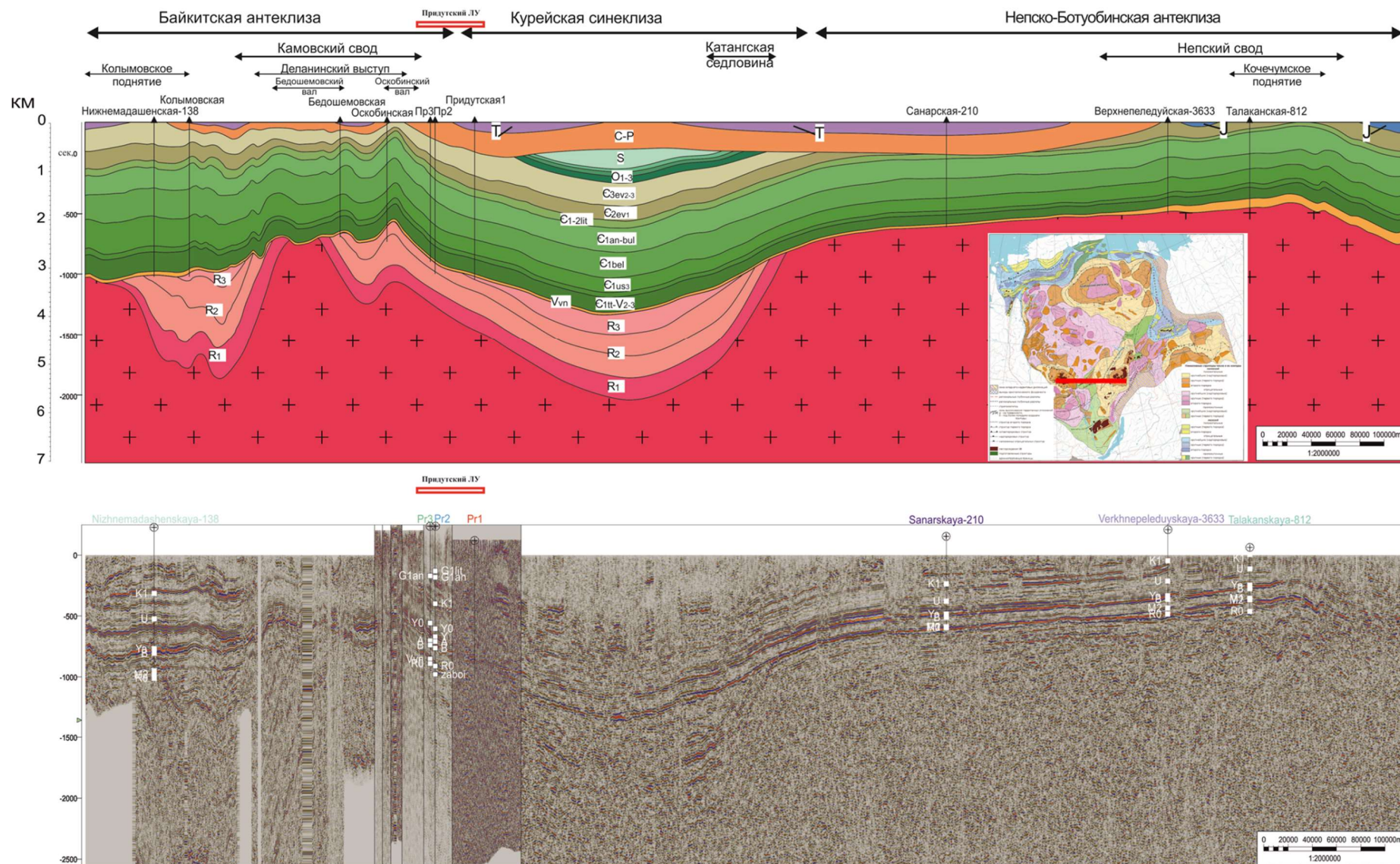


Рисунок 3.1. Сейсмогеологический разрез по региональному профилю «Батолит»

Венд-палеозойский структурно-формационный ярус облекает рифейские структуры и полого залегает на большей части изучаемой территории, представлен терригенно-карбонатными и соленосными отложениями.

3.2. Тектоническое районирование

Отражающий сейсмический горизонт R0 отвечает границе эрозионной поверхности рифея и подошве венда. Структурные планы по отражающему горизонту Ro и по кровле вендских отложений (горизонт Б) практически соответствуют друг другу. Опорный отражающий горизонт Б приурочен к границе раздела тэтэрской и усольской свит, он хорошо опознается в большинстве районов центральной части Сибирской платформы.

Тектоническое районирование региона проводится по горизонту Б, благодаря его четкой выдержанности. Территория исследования охватывает восточный склон Байкитской антеклизы, южное окончание Курейской и северное окончание Присаяно-Енисейской синеклиз, Катангскую седловину и юго-западный склон Непско-Батуобинской антеклизы Сибирской платформы (Рисунок 3.1).

Байкитская антеклиза представляет собой крупное инверсионное поднятие по рифейскому комплексу, где большая часть рифейских отложений размыта и смята в пологие складки (Рисунок 3.1). На юге Байкитская антеклиза граничит с Присаяно-Енисейской синеклизой, осложненной серией инверсионных валов юго-западного - северо-восточного простирания. Центральную часть Байкитской антеклизы осложняет структура первого порядка – Камовский свод, представляя собой наиболее приподнятую часть антеклизы.

С востока Байкитская антеклиза ограничена **Курейской синеклизой**, которая, по всей видимости, оставалась погруженной по сравнению с Байкитской антеклизой в течение всего позднерифейского и раннепалеозойского времени [Старосельцев, 1989].

Катангская седловина является промежуточной структурой, расположенной между Непско-Батуобинской и Байкитской антеклизами с одной стороны и Присаяно-Енисейской и Курейской синеклизами - с другой. Седловина имеет треугольную сужающуюся в западном направлении форму, с наклоненным в ту же сторону субширотным шарниром за счет более высокого гипсометрического положения Непско-Батуобинской антелизы относительно Байкитской. Более контрастно седловина выражена по подошве вендского терригенного комплекса (кровле рифейской толщи) и поверхности фундамента.

Непско-Ботубинская антеклиза имеет северо-восточное простирание. Северо-западная ее граница протягивается вдоль смежных бортов Курейской и Присаяно-

Енисейской синеклиз и восточного окончания Катангской седловины. Южная часть структуры ограничена Ангаро-Ленской ступенью (Рисунок 3.2), а юго-восточная – Предпатомским региональным прогибом [Шемин Г.Г., 2007].

Предпатомский региональный прогиб с северо-запада граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой, а с востока с Алданской. Прогиб раскрывается к северу и является надпорядковой структурой, которая с юго-востока отделяет Сибирскую платформу от Байкало-Патомского нагорья системой надвигов. Характерной особенностью Предпатомского прогиба является широкое развитие Вилуйско-Мархинской системы разломов северо-восточного простирания, представленной надвигами, взбросами и сдвигами. [Арутюнов, 1975; Верниковский, 2009]

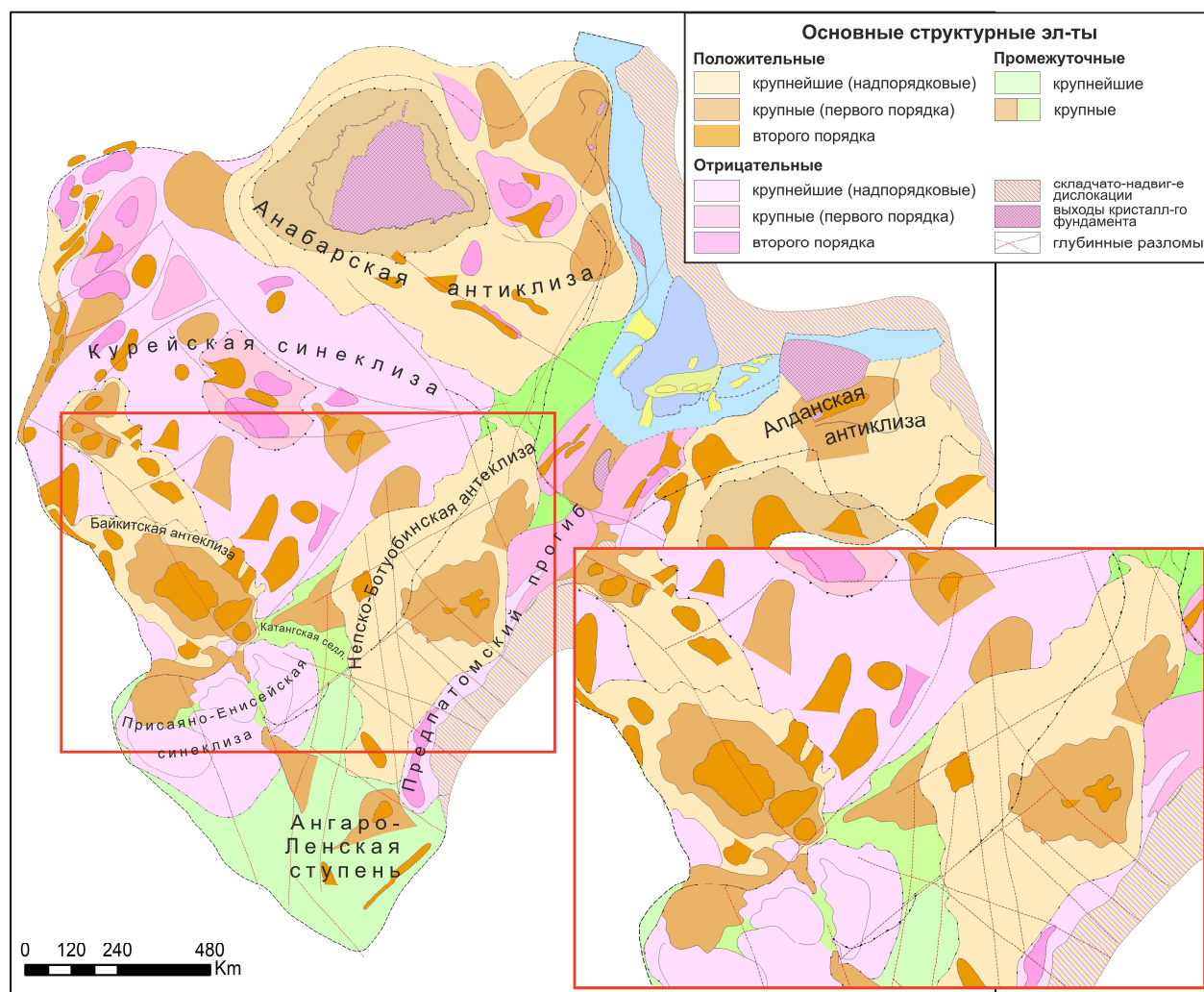


Рисунок 3.2 Структурно-тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы [Старосельцев и др., ФГУП «СИНИИГГиМС», 2015], с изменениями

4. История геологического развития

История геологического развития территории неразрывно связана с исторической последовательностью основных этапов развития Сибирской платформы. Формирование фундамента завершилось в конце раннего протерозоя консолидацией архейских сводов и разделяющих их авлакогенов, общим поднятием и пенепленизацией территории [Бармин, 2002].

В рифейский период началось формирование осадочного чехла платформы. Формирование мощной толщи рифея происходило в теплом мелководном бассейне на фоне интенсивного погружения территории.

В раннерифейскую эпоху обширные участки суши занимали почти всю территорию современной Сибирской платформы. На рубеже ранней и средней эпохи в ряде районов Восточной Сибири имели место тектонические движения. Вероятно, платформа была рассечена системой авлакогенов, в пределах которых наблюдается увеличение мощности. Важным событием геологической истории среднего рифея района Байкитской антеклизы являлось прогрессивное развитие морской трансгрессии и пенепленизации суши.

В конце позднего рифея и возможно начале раннего венда исследуемая территория подверглась конголезскому и верхнестертовскому оледенениям [Советов и др., 2005; Чумаков, 1978], о чем свидетельствуют находки ледниковых отложений, залегающих в глубоких эрозионных врезках со стратиграфическим несогласием на различных довендских отложениях. В завершении этапа произошло общее воздымание территории, и значительная часть рифейской толщи оказалась размытой, впоследствии сменившееся широкой морской трансгрессией [Бармин, 2002].

В ранненепское время после длительного перерыва осадконакопление возобновилось, ввиду начала обширной трансгрессии, постепенно покрывшей всю Сибирскую платформу [Бармин, 2002]. Денудационная суша, обрамленная аллювиальной равниной, располагалась в районах Байкитской, Непско-Ботуобинской Анабарской и Алданской антеклиз. Начинаясь в центральной части платформы, морской бассейн раскрывался в юго-западном направлении в сторону Присаяно-Енисейской синеклизы. В ходе дальнейшей трансгрессии происходило расширение морских областей в северном направлении в сторону палеосуши. Область денудационной суши значительно сократилась по площади, унаследовав контуры предыдущего этапа. Значительно увеличилась область залива в сторону Курейской синеклизы. К концу непского времени рельеф был частично выровнен за счет заполнения осадками, а внутренние источники сноса существенно нивелированы [Мельников, 2017].

Во второй половине венда (катангский, собинский, тэтэрский периоды), строение территории начинает приобретать черты современного структурного плана. Начинает формироваться Катангский выступ. На всех уровнях прослеживается некоторое подобие перемычки между Курейской и Присяно-Енисейской синеклизами, соединявшей Камовский свод с восточным погружением Непско-Ботубинской антеклизы [Гашева, 1995].

В конце ранней эпохи Кембрийского периода в ангарское время происходит перестройка структурного плана исследуемого региона, в результате которой, рельеф данной территории приобретает черты современного. К концу периода темп прогибания постепенно замедлился, вследствие чего вышележащие ордовикские и силурийские отложения распространены лишь в пределах северной наиболее погруженной части Лено-Тунгусского бассейна – Курейской синеклизе.

Темп прогибания постепенно замедлялся к началу ордовикского периода, во время которого сформировались карбонатные, терригенные и терригенно-карбонатные породы общей мощностью до нескольких сотен метров.

В начале ранней эпохи девонского периода, когда длительное и устойчивое прогибание Сибирской платформы сменилось этапом интенсивного подъема, началась активная структурная перестройка исследуемой территории и переформирование крупных залежей.

В конце позднего палеозоя – начале раннего мезозоя началось активное погружение Курейской синеклизы. В среднем-позднем карбоне и перми формируется терригенный угленосный комплекс мощностью до нескольких сотен метров, впоследствии размытый почти на всей территории центральной части бассейна – в районах антеклиз.

На рубеже палеозоя и мезозоя происходит активное внедрение в осадочный комплекс интрузий долеритов. Суммарная толщина интрузивных траппов в разрезе бассейна варьирует от 85 (в скважине Хоркичская-1) до 524 м (в скважине Полигусская-1).

5. Нефтегазоносность

Согласно принятому нефтегазогеологическому районированию Лено-Тунгусского нефтегазоносного бассейна, территория исследования охватывает Байкитскую, Катанскую нефтегазоносные области и небольшую часть Непоско-Ботуобинской (Рисунок 5.1).

В разрезе осадочного чехла Восточно-Сибирского бассейна выделены четыре регионально развитых нефтегазоносных комплексов (НГК): рифейский, вендский, верхневендско-нижнекембрийский, кембрийский (Рисунок 5.2). также обозначены два перспективных комплекса: ордовикский и верхнепалеозойский.

Рифейский нефтегазоносный комплекс (юго-запад НГБ) сложен терригенно-карбонатными отложениями. Продуктивная часть разреза приурочена к карбонатной юрубченской и куюмбинской свитам верхнего рифея, сложенным доломитизированными известняками с коллекторами порово-каверново-трещинного типа. Промышленная нефтегазоносность комплекса установлена на Юрубчено-Тохомском и Куюмбинском нефтегазоконденсатных месторождениях. Региональной крышкой для комплекса служат глинистые карбонатные породы кровли рифея. Флюидоупорами также служат глинистые породы ванаварской, сульфатно-карбонатные породы оскобинской и глинисто-карбонатные породы катангской свит. Нефтематеринские толщи рифейского комплекса являются таковыми и для вышележащих отложений.

Вендский НГК в пределах Байкитской и Катангской НГО составляют: ванаварская свита непского горизонта (региональный резервуар), оскобинская и катангская свиты тирского и даниловского горизонтов соответственно (региональный флюидоупор). Пласты-коллекторы также выделены в разрезе оскобинской и в низах катангской свит. Общая толщина комплекса изменяется от 300 до 1200 м. Непский резервуар широко распространен на юго-западе Сибирской платформы, и его формирование связано со палеогеоморфологией эрозионной поверхности «рифей-фундамент». Резервуар сложен песчаниками мелко и среднезернистыми с маломощными прослоями крупнозернистых разностей, алевролитами и алевро-аргиллитами. Локальными флюидоупорами для залежей могут служить глинистые пласты непского горизонта и региональным глинисто-сульфатно-карбонатные породы оскобинской свиты и карбонатные породы катангской. Основным источником УВ являются высокоуглеродистые породы в верхней части рифейского комплекса, а также локальные пласты непского и тирского горизонтов. [Мельников, 2009].

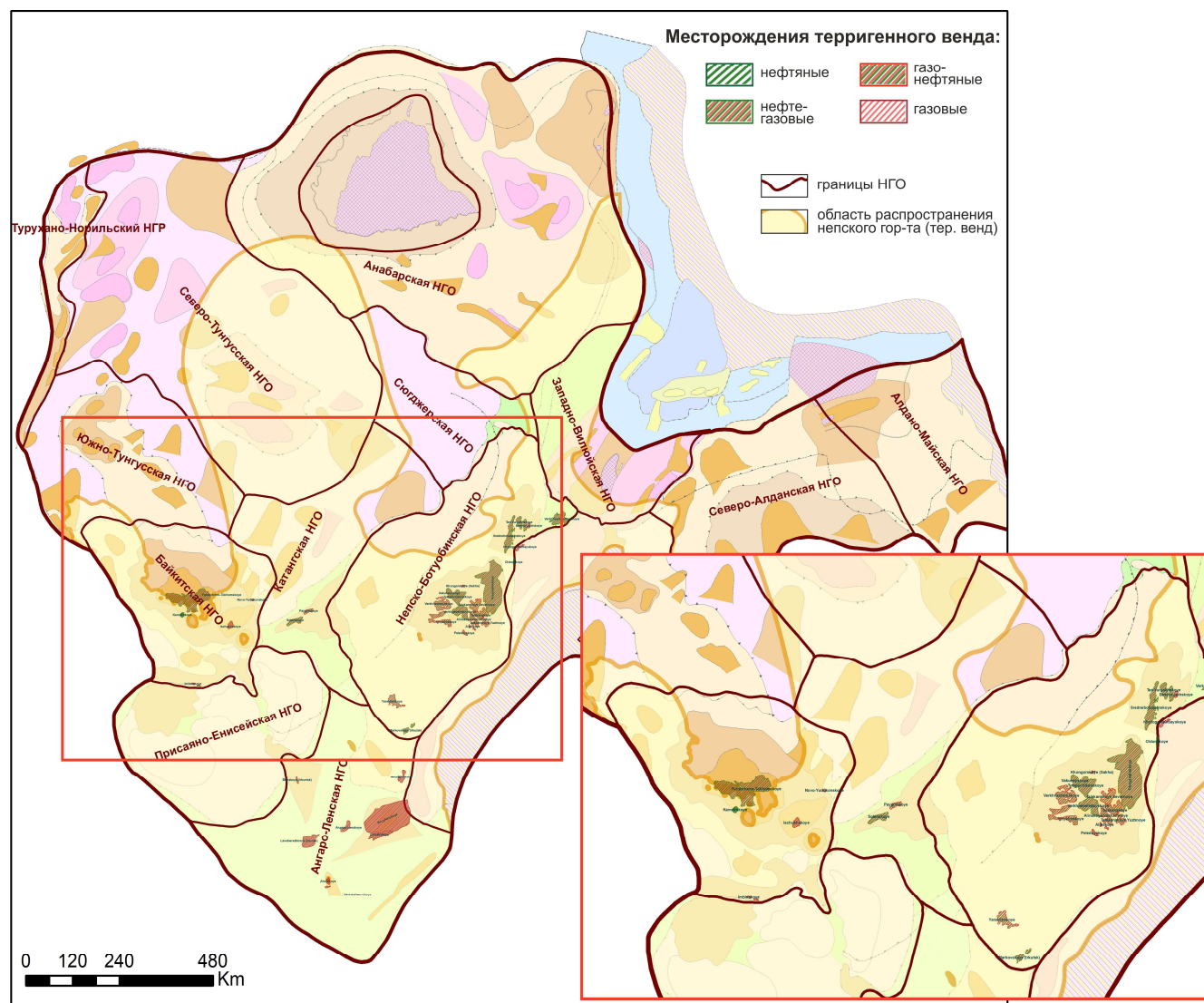


Рисунок 5.1. Структурно-тектоническая карта [Старосельцев, 2015] с расположением границ НГО, месторождений и границ распространения непского горизонта

Эонотема	Фанерозойская				Верхне-протерозойская				Аг-Pr ₁
Эратема					Rf				
Система	Кембрийская				Вендская				
Отдел	Нижний				Верхний				
Ярус	Томмотский		Атдабанский						
Горизонт	Усольский		Толбочанский		Даниловский				
Свита	Усольская		Бельская		Тэтэрская				
Подсвита	верхняя		верхняя		Собинская				
Горизонт (продуктивный)	нижняя		нижняя		Катангская				
	нижняя		нижняя		Тирская				
Индекс продуктивного пласта	нижняя		нижняя		Непский				
	нижняя		нижняя		Вана-варская				
Литологическая колонка	нижняя		нижняя		нижняя				
	нижняя		нижняя		нижняя				
мощность	160		270		550				
коллектор	160		270		550				
покрышка	160		270		550				
нефтемагнетитовые отложения	160		270		550				
нефтегазоносные комплексы	160		270		550				
Кембрийский	Кембрийский		Кембрийский		Кембрийский				
	Кембрийский		Кембрийский		Кембрийский				
Венд-нижне-кембрийский	Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский				
	Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский				
Венд-нижне-кембрийский	Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский				
	Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский		Венд-нижне-кембрийский				
Рифей-Вендский	Рифей-Вендский		Рифей-Вендский		Рифей-Вендский				
	Рифей-Вендский		Рифей-Вендский		Рифей-Вендский				
Фундамент									
Фундамент									

Рисунок 5.2 Сводная схема нефтегазоносных комплексов (НГК) Лено-Тунгусского НГБ с указанием продуктивных горизонтов

Нефтегазоносность терригенной части вендских отложений установлена еще в начале 1950-х гг. Такие выводы были сделаны в ходе геологоразведочных работ на территории Ангаро-Ленской ступени и Присяно-Енисейской синеклизы, находящихся южнее района исследования. В ходе дальнейших геологоразведочных работ в 1961-62 гг. были открыты Атовское и Марковское месторождения, которые первыми доказали промышленную значимость терригенной части вендского комплекса Сибирской платформы. Далее был открыт ряд месторождений на территории Непско-Ботуобинской антеклизы и Ангаро-Ленской ступени, основные залежи которых приурочены к песчаникам вендского комплекса: Верхневиллючанское, Среднеботуобинское, Ярактинское, Братское, Верхнечонское и др. [Мельников, 1977].

В 1980 г. на юго-западе Байкитской НГО было открыто Оморинское месторождение [Битнер, 1990], залежи которого сосредоточены в песчаниках венда. При дальнейших работах в этом районе открыты Собинское и Пайгинское нефтегазоконденсатные

месторождения, получены притоки нефти в скважинах Тэтэрской, Ереминской, Джелиндуконской, Верхнеджелиндуконской и других площадей.

В 1981 г. в скважине Ванаварская 5 Собинской площади получены притоки газа и конденсата дебитом соответственно 174.5 тыс. м³/сут и 16,95 м³/сут. При дальнейших работах в этом районе открыты Собинское и Пайгинское нефтегазоконденсатные месторождения, получены притоки нефти в скважинах Тэтэрской, Ереминской, Джелиндуконской, Верхнеджелиндуконской и других площадей. В резервуаре выделяется от двух до шести пластов-коллекторов, открытая пористость которых изменяется от 2 до 21. Интервал непского горизонта здесь изучен наиболее детально.

В 1982 г. было открыто крупнейшее Юрубчено-Тохомское месторождение, расположенное в осевой части Байкитской антеклизы, основные запасы нефти и газа которого приурочены к рифейским отложениям. Это послужило увеличению объемов геологоразведочных работ на территории Байкитской НГО в целом. Затем пределах Юрубчено-Тохомской зоны из уровня ванаварской свиты были получены промышленные притоки УВ на Юрубченской, Вэдрэшевской, Подпорожной и Исчухской площадях и открыты залежи-спутники Юрубчено-Тохомского месторождения. Пористость коллекторов здесь изменяется от 7.5 до 13 %, в редких случаях до 18.5. В скважине Подпорожная 106 при испытании ванаварского интервала было получено 50 л нефти, но поисковые работы в пределах этой площади не были продолжены в связи со сложностью прогноза зоны улучшенных коллекторов по данным сейсморазведки. В скважине Исчухская-1 при испытании ванаварской свиты был получен слабый приток газа с пластовой жидкостью.

Первая самостоятельная залежь в песчаниках ванаварской свиты с промышленным притоком газа с конденсатом на территории Байкитской НГО была открыта в 2011 г. на Придутской площади. Скважина Придутская-2 дала промышленный приток (141 тыс. м³) и вскрыла самостоятельную газоконденсатную залежь. В скважине Придутская 3 был отмечен растворенные УВ-газ. Впоследствии было открыто Ново-Юдуконское газоконденсатное месторождение (Рисунок 5.1).

Верхневендско-нижнекембрийский НГК сложен собинской и тэтэрской свитами венда и усольской свитой кембрия. Горизонты коллекторов связаны с карбонатными пластами собинской, тэтэрской свит и с осинским горизонтом кембрия (среднеусольская подсвита). Осинский продуктивный горизонт выделяется в объеме среднеусольской подсвиты и ее аналогов и уверенно прослеживается в разрезах скважин. Горизонт представлен доломитами и известняками. Мощность горизонта меняется от 30 до 80 м.

Соленосно-карбонатная верхнеусольская подсвита является региональной покрывкой для рифейского, вендского и верхневендско-нижнекембрийского НГК, ее экранирующие свойства ухудшаются в северном направлении в связи с выклиниванием пластов солей и постепенным фациальным переходом соленосно-карбонатных пород верхнеусольской свиты в глинисто-карбонатные породы сыгдахской свиты [Мельников и др., 2014]. Комплекс продуктивен на Исчухской, Имбинской площадях Байkitской НГО и площадях Непско-Ботуобинской НГО

К породам кембрийского НГК относятся карбонатные рифогенные отложения бельской, булайской, ангарской, литвинцевской и эвенкийской свит. Продуктивные горизонты сложены преимущественно массивными, часто водорослевыми известняками с вторичными включениями и линзами ангидрита и каменной соли. Мощность рифогенных пород-коллекторов 75-150 м, пористость 7.5 - 10%. Комплекс преимущественно нефтеносен в Непско-Ботуобинской НГО, газоносен - в Ангаро-Ленской.

Выше в осадочном разрезе региона по результатам бурения параметрических и поисковых скважин выделяются перспективные нефтегазоносные комплексы, в которых отмечались нефтегазопроявления и непромышленные притоки углеводородов.

Ордовикский перспективный НГК представлен преимущественно карбонатными породами в нижней части (пористость 4-5%) и песчаниками – в верхней (пористость 7%, до 20%).

Верхнепалеозойский перспективный нефтегазоносный комплекс включает в себя каменноугольно-пермскую проницаемую и нижнетриасовую экранирующую толщ. Коллектора представлены песчаниками, пористость которых колеблется от 10 до 30 %. Экранирующая толща нижнего триаса сложена вулканогенно-обломочными и туфогенно-осадочными образованиями [Мельников, Якшин и др., 2005].

6. Изменение конфигурации нижневендского комплекса в течение геологической истории развития бассейна

При изучении нефтегазоносности Лено-Тунгусского осадочного бассейна крайне важен учет структурных перестроек, т. к. именно они сыграли одну из ключевых ролей в процессах генерации, миграции и последующей аккумуляции УВ флюидов. Наличие активных структурных перестроек и изменения структурного плана приводят к изменению геометрии и генетического типа ловушек, в результате чего возможно переформирование, частичное или полное разрушение залежи. Поэтому при изучении нефтегазоносности нижневендского терригенного комплекса в первую очередь рассмотрены его структурные параметры – границы распространения, изменение мощности и положения комплекса в процессе эволюции бассейна.

Изучение распространения и строения комплекса выполнено на основе сейсмических и скважинных данных. Перед началом исследования проведен сбор первичной информации, загрузка в программные комплексы и создание базы данных. Далее произведена увязка разномасштабных данных между собой. На основе собранной информации выполнен анализ области распространения изучаемого комплекса и построение схемы изопакит. Подготовленная структурная основа дает возможность провести анализ палеоструктурных перестроек и изучить изменение конфигурации комплекса с течением времени, что позволяет сделать вывод о влиянии структурных перестроек на работу УВ систем.

6.1. Увязка каротажных и сейсмических данных, интерпретация профилей

Изучение геологического строения исследуемой территории производилось на основе региональных сейсмических профилей и скважинных данных опорных скважин на базе программного комплекса Petrel. Исследование проводилось с использованием базы данных, включающей более 50 тыс. пог. км сейсмических профилей и 60 скважин, с наличием комплекса ГИС, необходимого для осуществления их привязки (Рисунок 6.1).

Интерпретация сейсмических профилей производится на основе скважинных стратиграфических отбивок. Однако для того, чтобы совместить скважинные глубинные отбивки с временным сейсмическим разрезом, необходимо произвести стратификацию сейсмического горизонта – его привязку к геологической границе известного возраста и определенного литологического состава контактирующих пород [Пошибаев и др., 2021]. Для этого сначала рассчитываются синтетические сейсмограммы, что подразумевает расчет волнового поля для заданной сейсмической модели. Произвести расчет возможно по данным вертикального сейсмического профилирования (ВСП), но так как в распоряжении

автора последние отсутствовали, расчет был осуществлен по данным акустического (АК) и плотностного (ГГК-п) каротажей, произведение значений которых дает кривую акустической жесткости (акустического импеданса). На основе полученной кривой рассчитывается трасса коэффициентов отражения, которую для получения синтетической сейсмограммы сворачивают с импульсом заданной формы, после чего сопоставляют с реальной сейсмограммой (измеренным волновым полем), снятой с профиля в месте ее проекции на профиль (Рисунок 6.2) [Гогоненков, 1972].

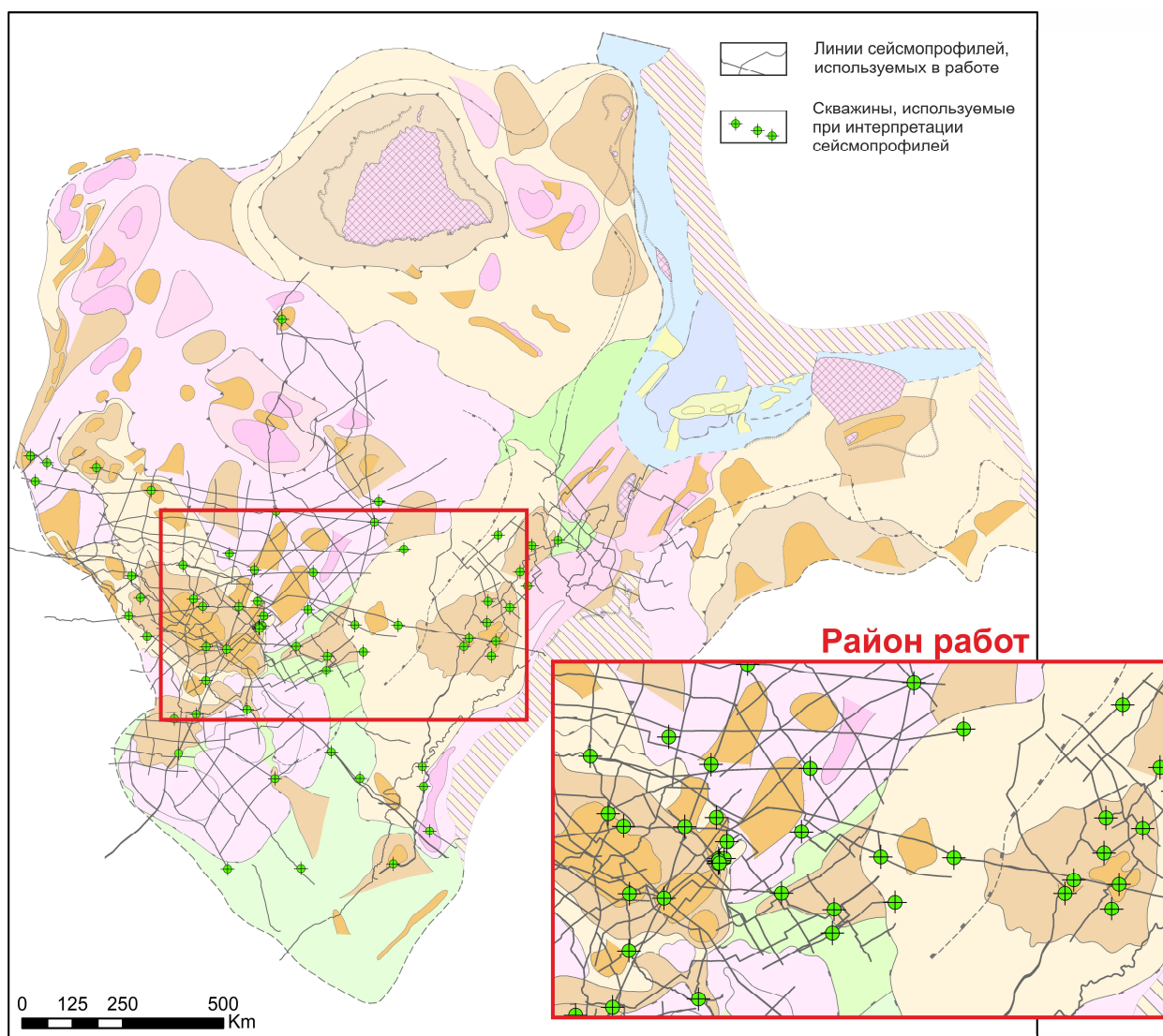
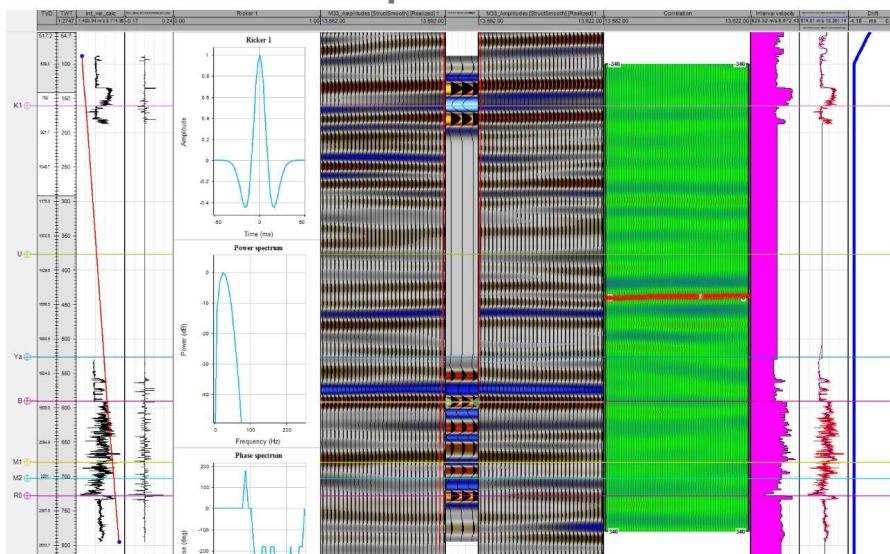


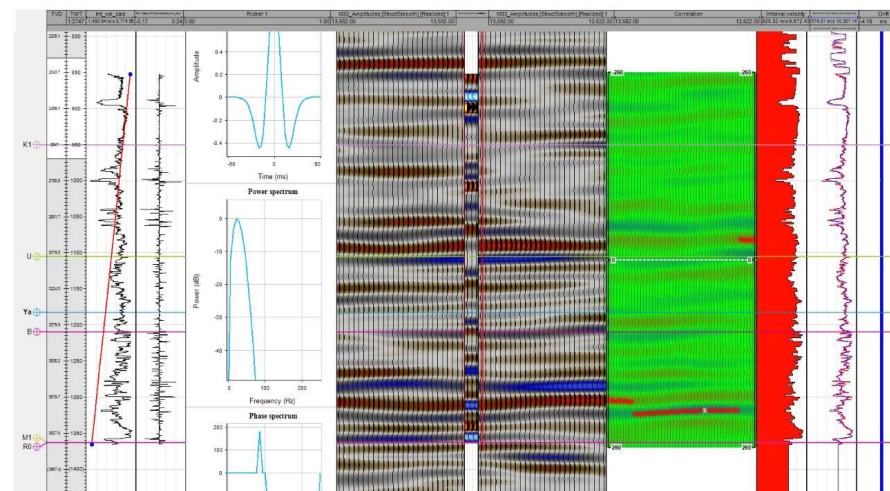
Рисунок 6.1 Тектоническая карта [Старосельцев, 2015] с расположением сейсмических профилей и скважин, используемых при их интерпретации

При сопоставлении сейсмограмм стараются соблюсти наиболее точное совпадение синтетических осей синфазности с реальными, качество сопоставления которых можно оценить по коэффициенту корреляции. Скважины, используемые в работе, были привязаны с коэффициентом корреляции 0.5-0.6, что подтверждает корректность проведенной увязки.

Хоркичская-1



Хошонская-256



Шушукская-1

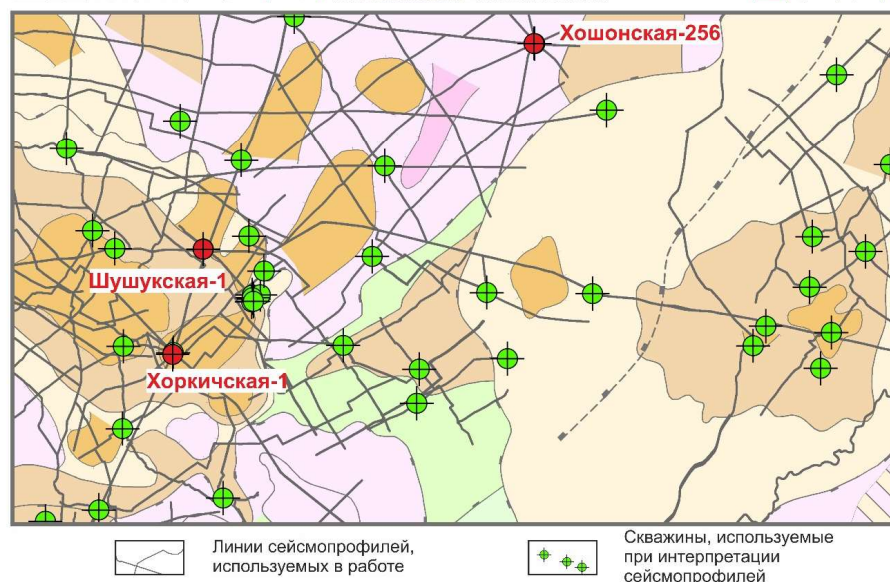
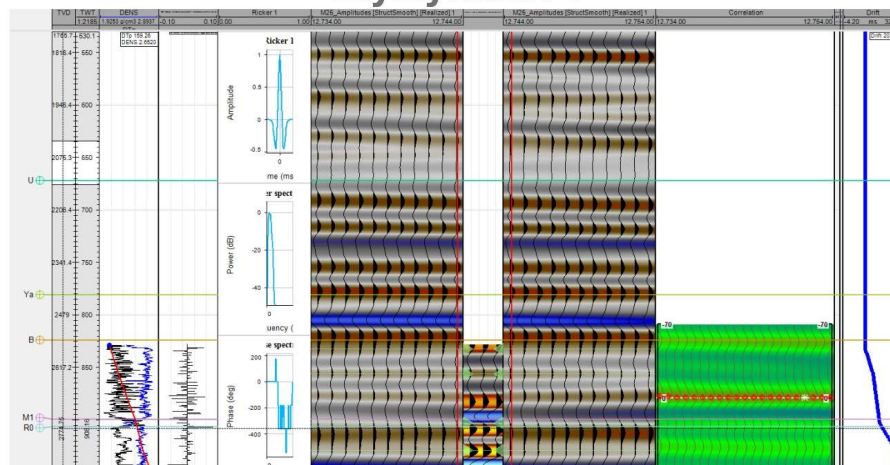


Рисунок 6.2 Увязка сейсмических и каротажных данных скважин, с их положением на тектонической карте [Старосельцев, 2015]

В результате привязки на сейсмические разрезы вынесены опорные отражающие границы, которые затем были протрассированы в пределах рассматриваемых региональных профилей на основе метода сеймостратиграфического анализа [Вейл и др., 1982]. Для анализа были выбраны следующие отражающие горизонты:

- R0 - подошва вендского комплекса (кровля рифейского комплекса или кристаллического фундамента);
- M2- кровля нижнего венда;
- В – грубо кровля верхнего венда (кровля тэтэрской свиты);
- Ya – кровля осинского горизонта (Cm₁);
- U – кровля усольской свиты (Cm₁);
- K1 – кровля бельской свиты (Cm₁);
- Ang – кровля ангарской свиты (Cm₁₋₂).

После привязки скважин к сейсмическим профилям и интерпретации опорных сейсмических горизонтов построен ряд региональных сейсмогеологических профилей. Важным результатом этой интерпретации является выделение нижневендского сейсмокомплекса, ограниченного горизонтами снизу R0 (подошва) и сверху M2 (кровля).

Отражающий горизонт в подошве нижневендского сейсмокомплекса уверенно картируется на сейсмических профилях, т.к. связан с угловым несогласием между вендскими терригенными породами и терригенно-карбонатными породами рифея или кристаллическими образованиями фундамента. Отражающий горизонт в кровле комплекса связан со сменой терригенных нижневендских отложений преимущественно карбонатными верхевендскими.

Суммирование результатов интерпретации сейсмических профилей с результатами выделения изучаемых отложений по данным геофизических исследований скважин (ГИС) и соответствующими стратиграфическими отбивками позволил выделить область распространения и построить схему изопакит. Результаты данного исследования в рамках представленной работы описаны в разделе 6.2.

Полученный по результатам интерпретации структурный каркас исследуемой территории позволяет провести палеоструктурный анализ и выявить значимые структурные перестройки, оценить их амплитуду, а также степень влияния на формирование нефтегазоносности. Результаты приведены далее в разделе 6.3.

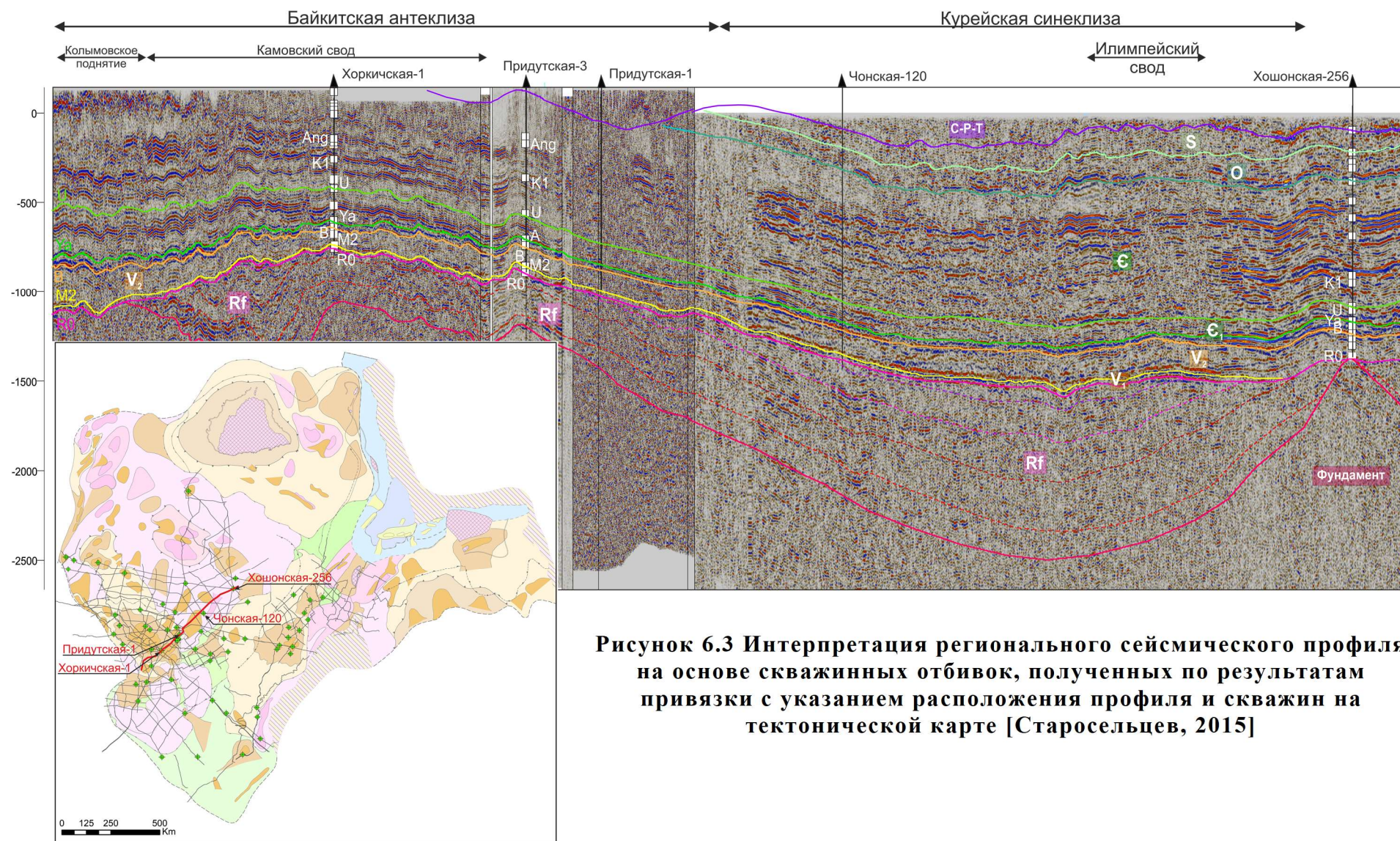


Рисунок 6.3 Интерпретация регионального сейсмического профиля на основе скважинных отбивок, полученных по результатам привязки с указанием расположения профиля и скважин на тектонической карте [Старосельцев, 2015]

6.2. Выделение области распространения и анализ мощности комплекса

Границы распространения непского комплекса на территории Лено-Тунгусского бассейна однозначно не установлены. Картированию области распространения вендских отложений уделено внимание в работах Н.В. Мельникова [2005, 2017], С.В. Фролова [2013, 2014], Т.К. Баженовой [2000, 2014, 2016], М.А. Масленникова [2015], В.С. Воробьева [2011] и др.

Отложения комплекса уверенно выделяются в южной части и на бортах бассейна, где их мощность значительно увеличивается. В центральной части бассейна они картируются по скважинным данным, а граница их распространения здесь проводится достаточно уверенно. Отложения горизонта отсутствуют в осевых частях антеклиз: Байкитской и Непско-Ботуобинской, и присутствуют в пределах Катангской седловины, однако тренд изменения мощности, установленных на основе скважинных данных, указывает на постепенное уменьшение мощности к северу от седловины в сторону погружения Курейской синеклизы.

Однако открытым остается вопрос распространения отложений осевой зоне Курейской синеклизы в северной части Лено-Тунгусского бассейна, т.к. вендские отложения в данной области погружены на значительную глубину, а скважины, пробуренные здесь, уже не вскрывают отложения нижневендского комплекса, однако не по причине отсутствия последнего, а, главным образом, потому что просто «недобуриваются» до нижележащих горизонтов. Поэтому судить о возможном распространении нижневендских отложений можно только по данным сейсмики и общегеологических представлений о строении данной территории, что и будет рассмотрено ниже.

Для выделения площади распространения терригенного венда, и главным образом непского комплекса, были использованы данные различных источников и направлений – сейсмические разрезы, отбивки скважин, данные отчетов и научных публикаций. Надежной опорой в выделении площади распространения являются данные скважин, ведь с их помощью можно наиболее достоверно выявить наличие нижневендских терригенных отложений. Автором были просмотрены отбивки 182 скважин в центральной части бассейна, а мощность непского горизонта, определяемая по ним вынесена на карту (отмечены синими точками, Рисунок 6.4).

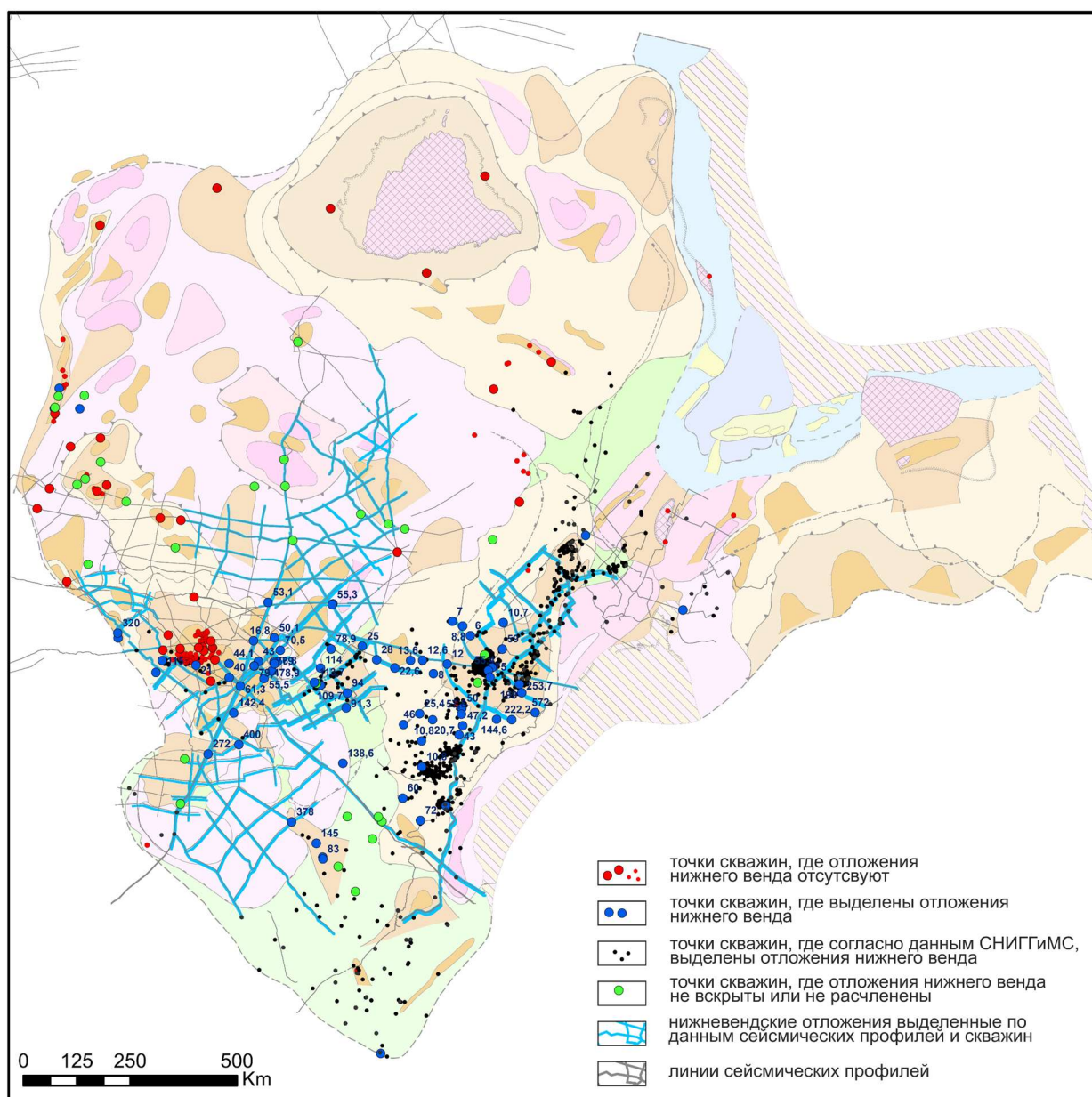


Рисунок 6.4 Фактическая основа для выделения области распространения нижневендского терригенного комплекса

Также дополнительно были использованы данные скважин, вскрывающие непский горизонт по данным отчета [СНИИГиМС, 2009], а их расположение указано на карте черными точками. Красные точки маркируют скважины, в которых отложения нижнего венда полностью отсутствуют, зеленые – точки скважин по данным которых определить наличие нижнего терригенного венда не представляется возможным, т.к. эти скважины не вскрыли данный интервал ввиду его сильной погруженности (скважины в районах Курейской и Присяно-Енисейской синеклиз), либо в случаях когда расчленение разреза на нижний и верхний венд затруднительно (скважины к юго-западу от Непско-Ботуобинской антеклизы в районе Ангара-Ленской ступени).

Помимо использования скважинных данных распространение комплекса было изучено по данным сейсмических профилей. В работе использована интерпретация более

50 тыс. пог. км сейсмических профилей. Согласно анализу которых, комплекс нижневендского отдела выделяется на множестве профилей, что отмечено голубыми линиями на схеме (Рисунок 6.4).

Наличие нижнего венда не вызывает сомнений в южных и восточных областях бассейна (Ангара-Ленская ступень, Присяно-Енисейская синеклиза, Предпатомский прогиб, Лено-Вилуиский бассейн), там нижний венд вскрыт множеством скважин и уверенно прослеживается по данным сейсмических профилей [Мельников и др., 1981; Мельников, 2017; Гурова, Чернова, 1988]. Наиболее затруднительной и спорной являются области Байкитской, Непско-Ботуобинской антеклиз и Курейской синеклизы.

Отложения нижнего венда отсутствуют в центральной и северных частях Байкитской антеклизы, располагаясь преимущественно на южных и восточных склонах. Граница распространения комплекса здесь уверенно картируется по данным большого количества скважин Юрубчено-Тохомской группы месторождений и многочисленным сейсмическим профилям (Рисунок 6.5).

Распространение комплекса на южном склоне Байкитской антеклизы картируется с высокой степенью детализации. Витиеватая граница, детально выделенная по данным скважин, ярко демонстрирует изгибы заливов, образовавшихся во время накопления отложений.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы в зоне выклинивания непского горизонта уже находится меньше скважин и сейсмических профилей, однако их количество вполне достаточно для выделения границы в этой зоне. Отложения непского горизонта отсутствуют на северо-западном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы.

Наиболее дискуссионным является распространение нижнего венда в районе Курейской синеклизы. Этот район наименее изучен, а кровля изучаемого комплекса здесь погружена на глубину более 4 км, и, следовательно, и вскрыта немногочисленными скважинами лишь на южном окончании.

Согласно имеющимся данным, наличие непского горизонта в пределах южного окончания Курейской синеклизы подтверждается данными скважин Чуньская-120 и Аргишская-273. На профиле кровля непского горизонта уверенно прослеживается в виде яркого отрицательного отражения на сейсмических профилях от скважины Чуньская-120 до зоны выклинивания на востоке в районе восточного склона Байкитской антеклизы (Рисунок 6.5).

Распространение терригенного комплекса в центральной части синеклизы нельзя подтвердить данными скважин, однако здесь оно может быть отмечено по данным сейсмических профилей. Более того, по ним хорошо видно, как мощность изучаемого

комплекса здесь значительно увеличивается в несколько раз (Рисунок 6.6). Интерпретация сейсмических профилей позволяет выделить распространение комплекса в центральной и южной частях Курейской синеклизы, где присутствуют данные сейсмических профилей.

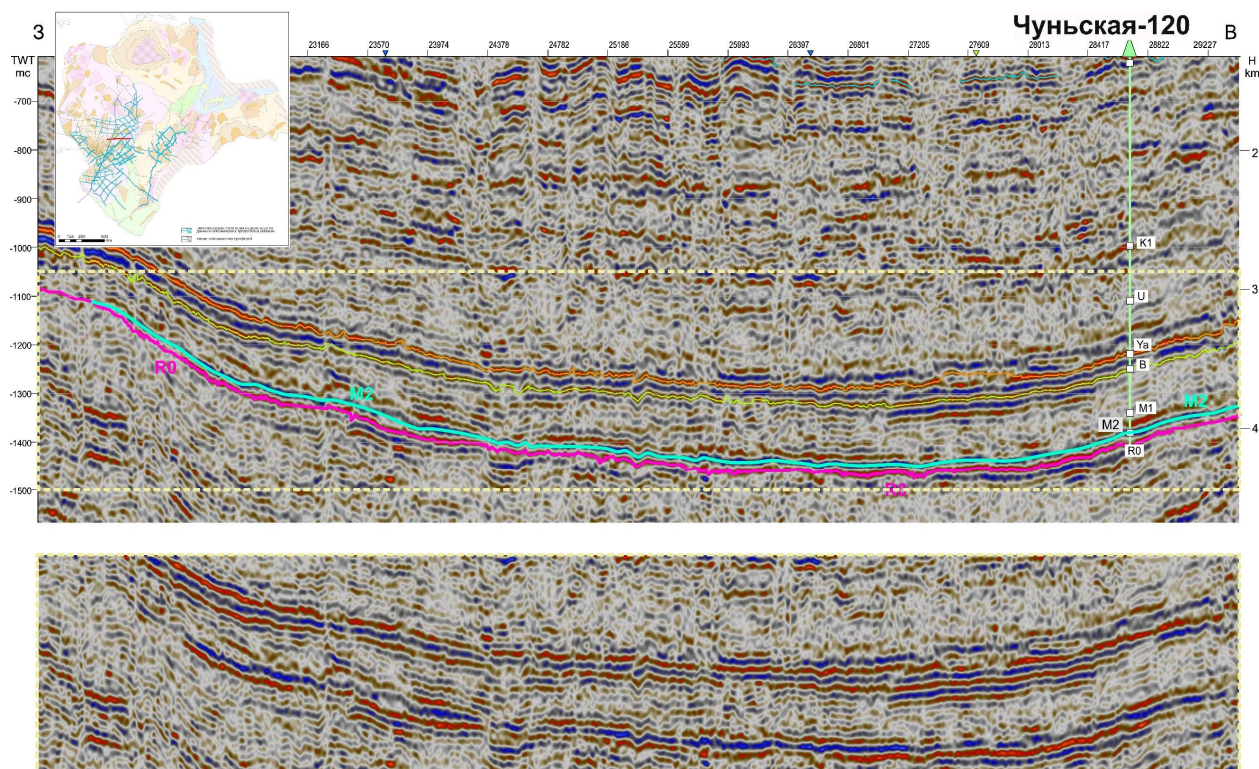


Рисунок 6.5 Выделение непского горизонта нижнего венда на сейсмическом профиле

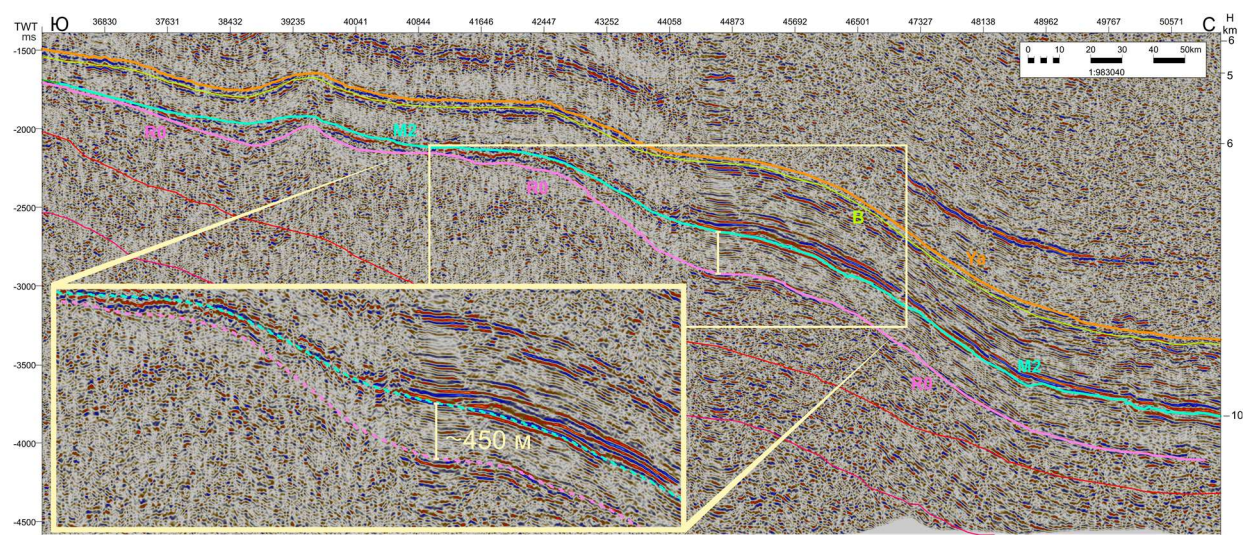


Рисунок 6.6 Сейсмический профиль в центральной части Курейской синеклизы с выделением нижневендского комплекса

Сложность выделения северной границы изучаемого комплекса заключается в отсутствии сейсмических и скважинных данных. Поэтому выделение северной границы произведено предположительно с использованием общих закономерностей распространения комплекса и по литературным данным (Рисунок 6.7).

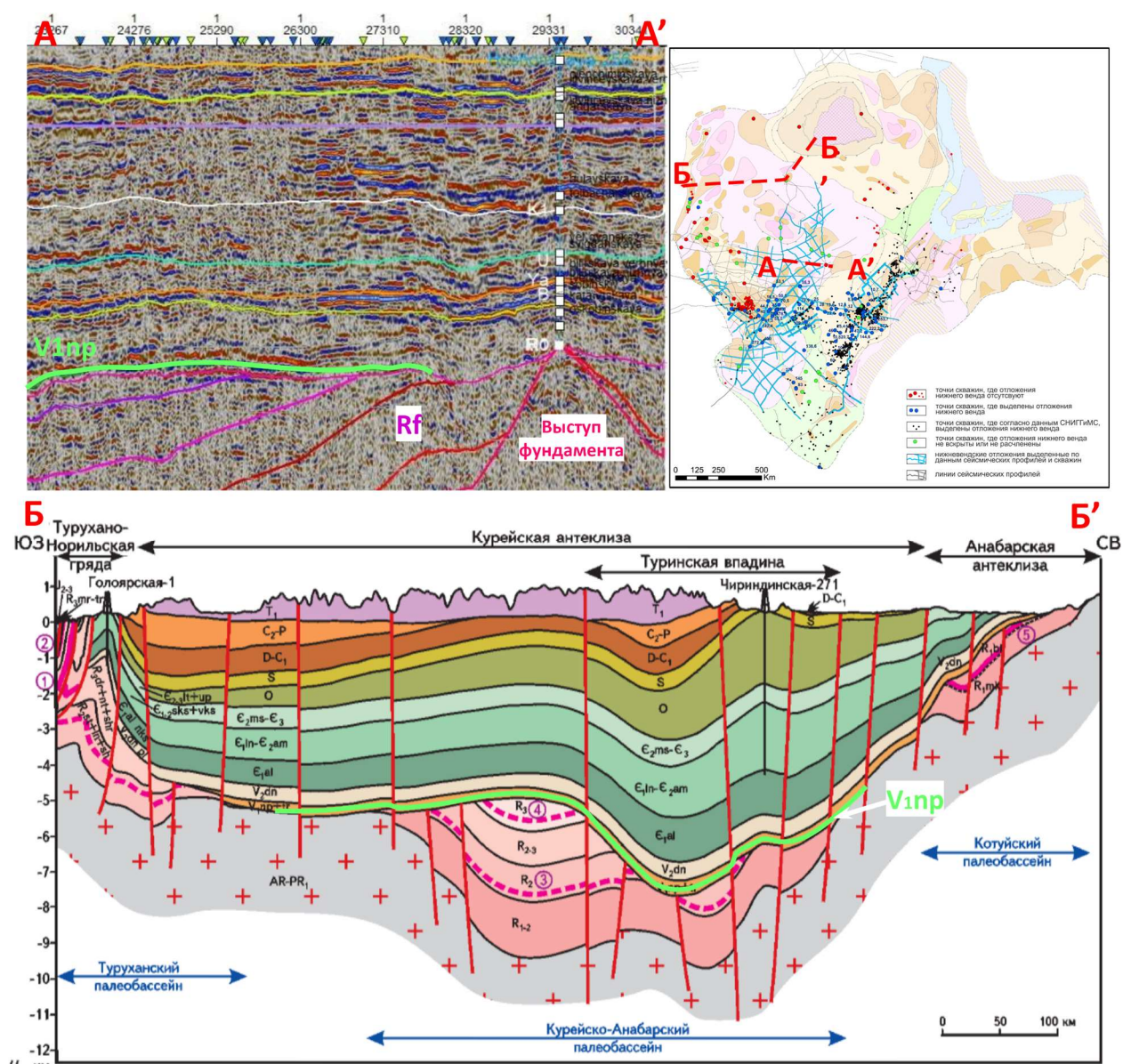


Рисунок 6.7 Выклинивание отложений нижневендского комплекса по данным сейсмических профилей (А) и геологического профиля [Фролов и др., 2013] с дополнениями автора, расположение которых отмечено на тектонической карте [Старосельцев, 2015] с вынесенными результатами интерпретации скважин и сейсмических профилей

При интерпретации профилей в пределах южного окончания Курейской синеклизы была выявлена закономерность, при которой выклинивание отложений нижневендского комплекса происходит вблизи приподнятых блоков фундамента. Отложение нижнего венда здесь распространены в пределах рифта над рифейскими отложениями. За пределами осевой части рифтовой структуры, где под подошву вендского комплекса выходят образования фундамента отложения непского горизонта отсутствуют. Приподнятые блоки фундамента, не перекрытые рифейскими отложениями, были приподняты в ранневендское время и ограничивали область распространения комплекса. Распространение отложений нижнего венда также подкрепляется результатами других исследований, что позволяет

выделить наличие комплекса в пределах северного окончания Курейской синеклизы (Рисунок 6.7).

В результате суммирования данных интерпретации сейсмических профилей, скважинных отбивок и литературных данных была выделена область распространения нижневендского терригенного комплекса. Границы распространения комплекса в южной части бассейна уверенно откартированы, а северная – выделена предположительно (Рисунок 6.8).

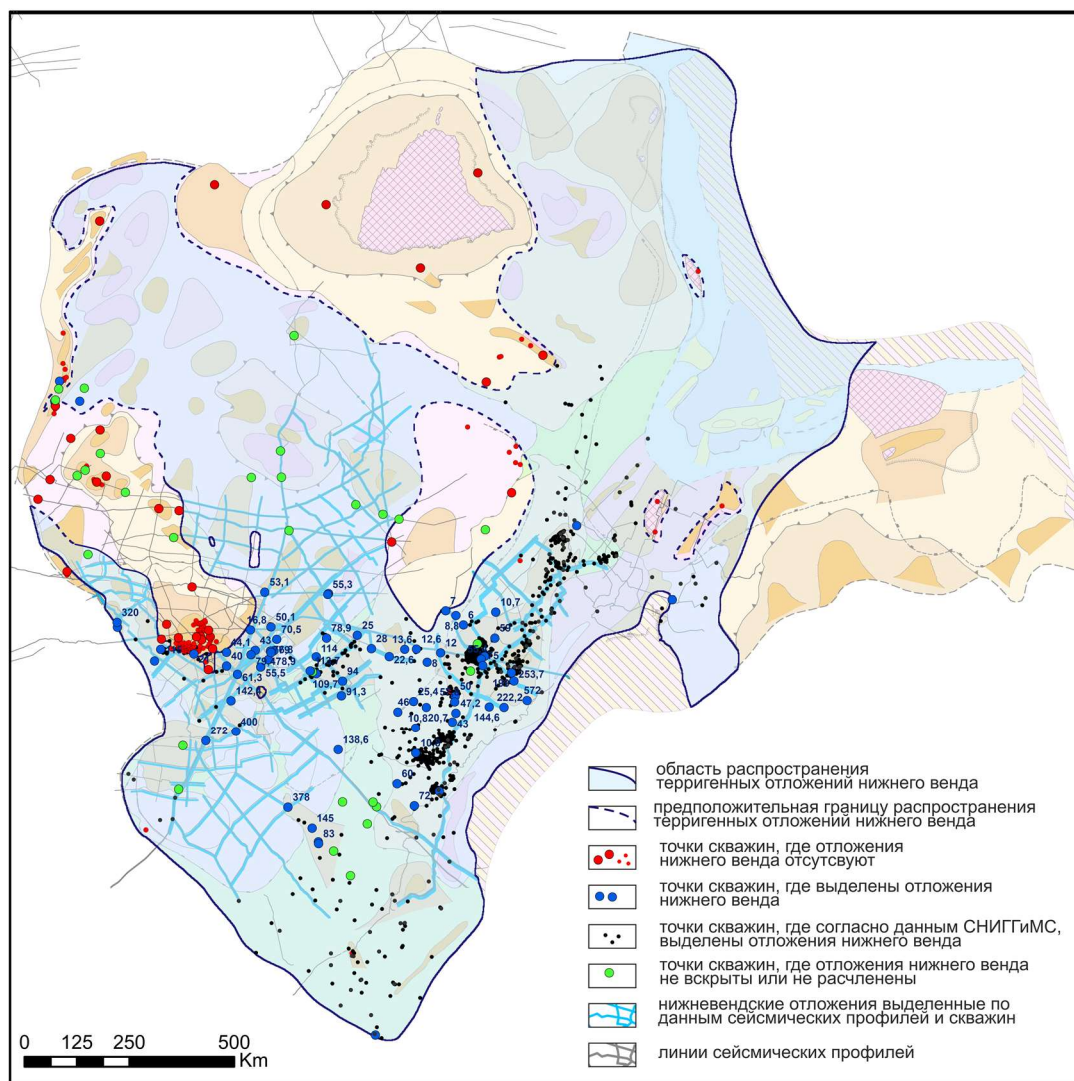


Рисунок 6.8 Схема распространения нижневендского терригенного комплекса с указанием использованных скважинных и сейсмических данных

Результирующая схема изменения мощности нижневендского комплекса была построена при использовании программного пакета Esri ArcGis при использовании полного набора имеющейся информации. Данные о мощности комплекса, полученные по данным скважинных отбивок, а также по результатам интерпретации сейсмических разрезов, были комплексирование с полученной ранее областью распространения. В районах, где

отсутствуют как сейсмические, так и скважинные данные, схема изопакит была построена на основе общегеологических представлений о строении комплекса, основанное на выделенных закономерностях и литературных данных (Рисунок 6.9).

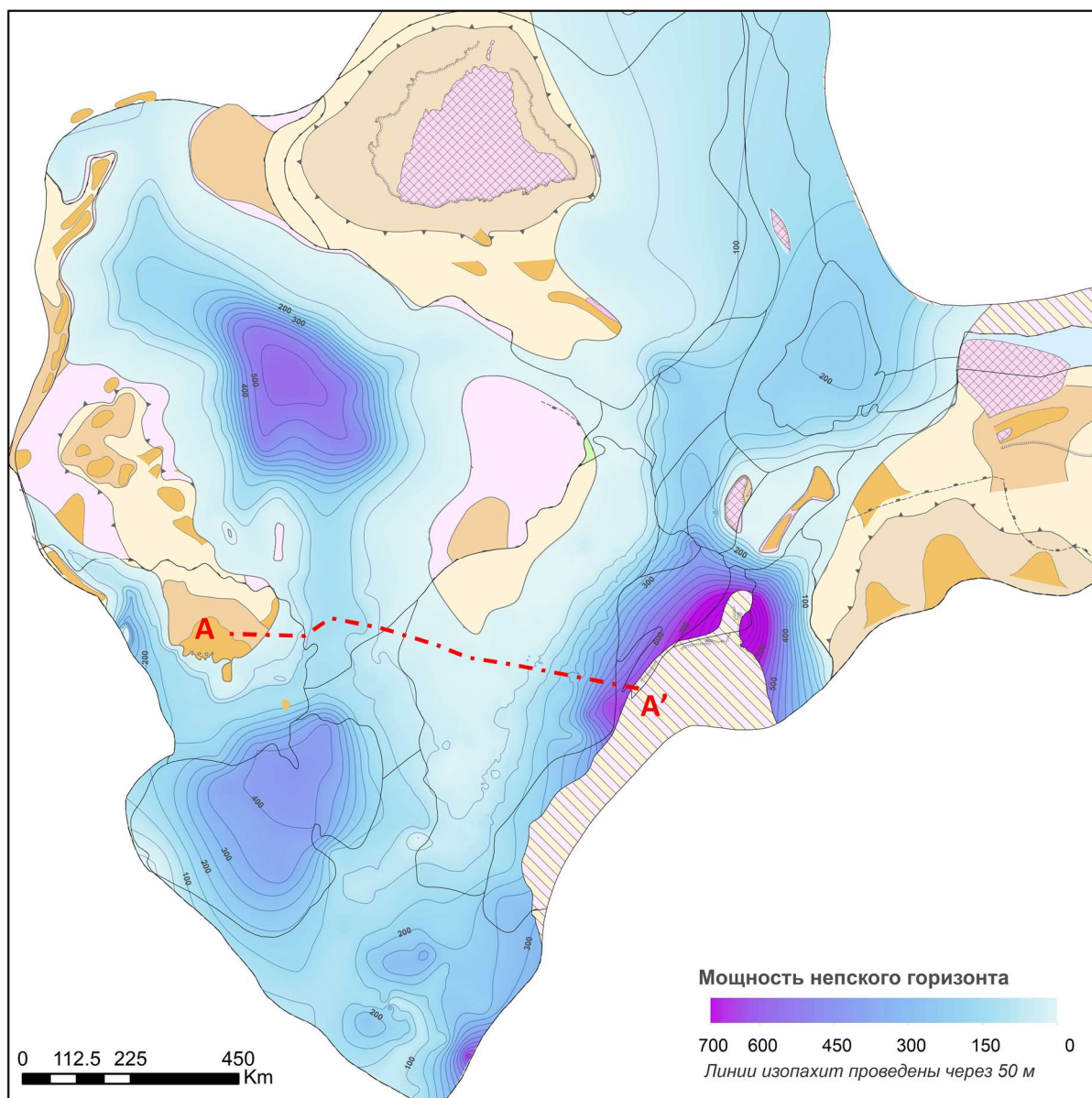


Рисунок 6.9 Схема изопакит непского горизонта нижнего венда с расположением линии сейсмогеологического разреза (Рисунок 6.10), демонстрирующего изменение мощности комплекса

Палеоподнятия, в пределах которых отмечается сокращение или полное отсутствие отложений, отмечаются к северо-западу от Байкитской и Непаско-Ботубинской антеклиз, а также в районах Алданской и Анабарской антеклиз. Геометрия палеоподнятий вендского периода значительно отличались от настоящего тектонического строения. Оси Байкитского и Непско-Ботубинского палеоподнятий находились значительно западнее относительно современных. В районе Катангской седловины в вендское время существовал прогиб,

соединяющий Курейскую и Присяно-Енисейскую впадины и накапливающий большое количество осадочного материала.

6.3. Изменение конфигурации комплекса с течением геологической истории бассейна

При изучении нефтегазоносности бассейна крайне важен учет структурных перестроек, т.к. они оказывали значительное влияние на работу нефтегазоматеринских толщ (процессы генерации и эмиграции нефти и газа), а также последующую аккумуляцию углеводородов и формирование залежей. Древний Лено-Тунгусский бассейн претерпел длительную геологическую эволюцию, и ранее сформированные залежи здесь проходили несколько стадий переформирования, иногда достигая полного разрушения. В данном подразделе будет восстановлена история геологического развития бассейна на основе подготовленной геолого-структурной модели, определены амплитуды и зоны развития процессов воздымания и погружения. Понимание механизмов, продолжительности и амплитуды структурных перестроек необходимо для построения адекватной бассейновой модели и понимания этапов работы УВ систем, т.к. погружение во многом благоприятствует процессу образования НГМТ и генерации ими жидких и газообразных УВ, в то время как воздымание (апплифт) и связанные с ними процессы эрозии часто оказывают влияние на процессы генерации (за счёт уменьшения термобарических условий, воздействующих на НГМТ) и аккумуляции УВ. Поэтому при прогнозировании масштабов генерации УВ важно определить основные рубежи развития бассейна, связанные с основными этапами погружения и воздымания исследуемой территории.

Структурные особенности и положение вендского комплекса в различные отрезки времени напрямую связаны с геодинамической эволюцией Лено-Тунгусского бассейна Сибирской платформы, изучению которой посвящены множество фундаментальных работ [Хаин, 2001; Никишин, 2002; Милановский, 1996]. Считается, что фундамент платформы образовался в дорифейское время в ходе коллизии нескольких архейских блоков и аккреции новообразованной раннепротерозойской коры [Милановский, 1996; Розен, 2003]. В рифейское время происходило заложение рифтов и формирование осадочного чехла, однако хронология событий все еще является предметом споров [Фролов, 2008]. С окончанием рифейской эры связывают общее воздымание территории платформы, обусловленное с коллизионными процессами на ее границах [Никишин, 2010]. Последующую эволюцию бассейна можно разбить на несколько протяженных этапов, ограниченных значительными тектоническими перестройками, которые будут рассмотрены далее.

Изучение геологической истории развития территории проведено на основе анализа сейсмических профилей и скважинных данных. Однако для корректного выделения несогласий, определения величины апплифта и мощности эрозии важно использовать не только данные по исследуемой территории, но также учитывать историю геологического развития прилегающих районов и аналогичных нефтегазоносных бассейнов (НГБ), обзор публикаций и опыт исследователей.

Каркасом для палеореконструкций стал сейсмогеологический профиль субширотного простирания (Рисунок 6.9), проходящий через центральную часть бассейна. Интерпретация профиля проведена автором с использованием скважинных отбивок и учетом опыта предшественников [Frolov et al, 2015].

Методика построений палеопрофилей

О погружении территории в определенный отрезок геологического времени можно судить по мощности отложений, накопленных в этот период. Амплитуда апплифта, в свою очередь, может быть установлена по величине эрозии, принимая тот факт, что разница между величинами апплифта и эрозии незначительна или сложно установима. Наличие воздымания можно выявить по наличию углового или стратиграфического несогласия, а величину эрозии по сокращению мощности эродированного пласта.

На основе сейсмогеологического разреза была построена серия палеопрофилей, что является наиболее эффективным методом расшифровки геологической эволюции осадочного бассейна. Их построение базируется на методе мощностей, согласно которому мощность отложений является прямым показателем амплитуды прогибания, т.к. именно погруженные зоны в процессе седиментации заполняются осадками [Мухин и др., 2011]. При этом условно принимается, что к концу периода накопления слоя погруженная зона полностью заполняется осадками, а поверхность слоя имеет выровненное горизонтальное положение. Таким образом, построение каждого палеопрофиля ведется путем откладывания вниз от горизонтальной линии (принятой за нулевую поверхность) мощности исследуемой толщи. За мощность пласта в данном случае принимают расстояние между верхней (кровлей) и нижней (подошвой) его границей по вертикали.

Первый палеопрофиль строится для самой древней исследуемой толщи. При построении следующего палеопрофиля от нулевой поверхности откладывается мощность более молодого пласта, а мощности более древних толщ постепенно наращиваются от нижней границы пласта вниз. Подобный алгоритм действий повторяется при построении последующих профилей до получения современного разреза. Кроме того, учитываются особенности консидементационного осадконакопления, т.е. налегания отложений во время формирования инверсионных валов.

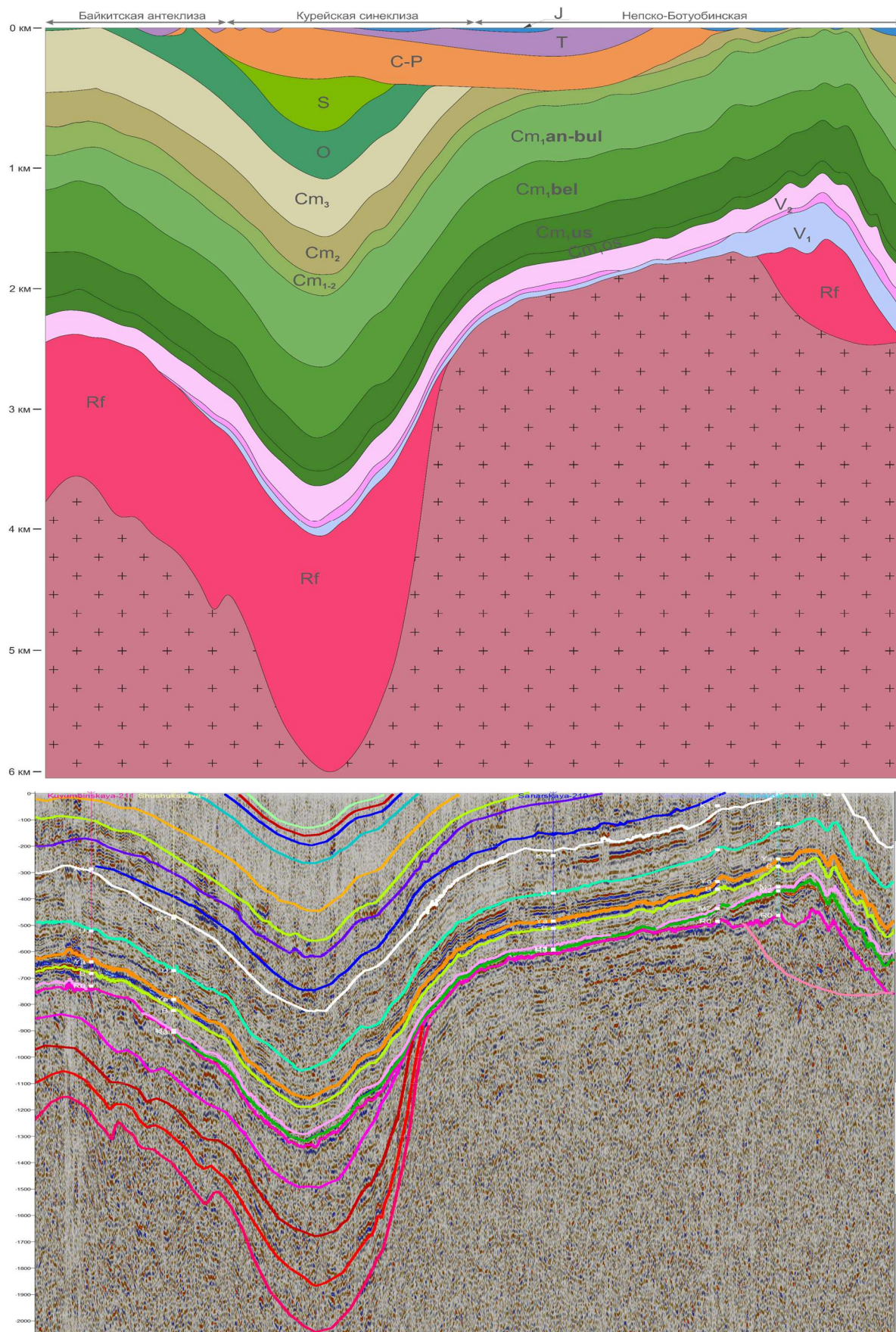


Рисунок 6.10 Сейсмогеологический профиль центральной части Лено-Тунгусского бассейна с выделением основных комплексов (расположение профиля показано на Рисунке 6.9)

Анализ структурных перестроек

Палеопрофиль на конец ранневендской эпохи не учитывает влияние эрозии, считая ее минимальной и незначительной (Рисунок 6.11). Сокращение мощностей комплекса происходит главным образом за счет особенностей осадконакопления, о чем свидетельствует распространение континентальных отложений, следы активного сноса осадков в областях сокращения мощностей [Мельников, 2017; Масленников, 2015; Фролов и др., 2014; Кочнев, 2008], а также отсутствие эрозионного срезания на сейсмических профилях (Рисунок 6.6, Рисунок 7.20).

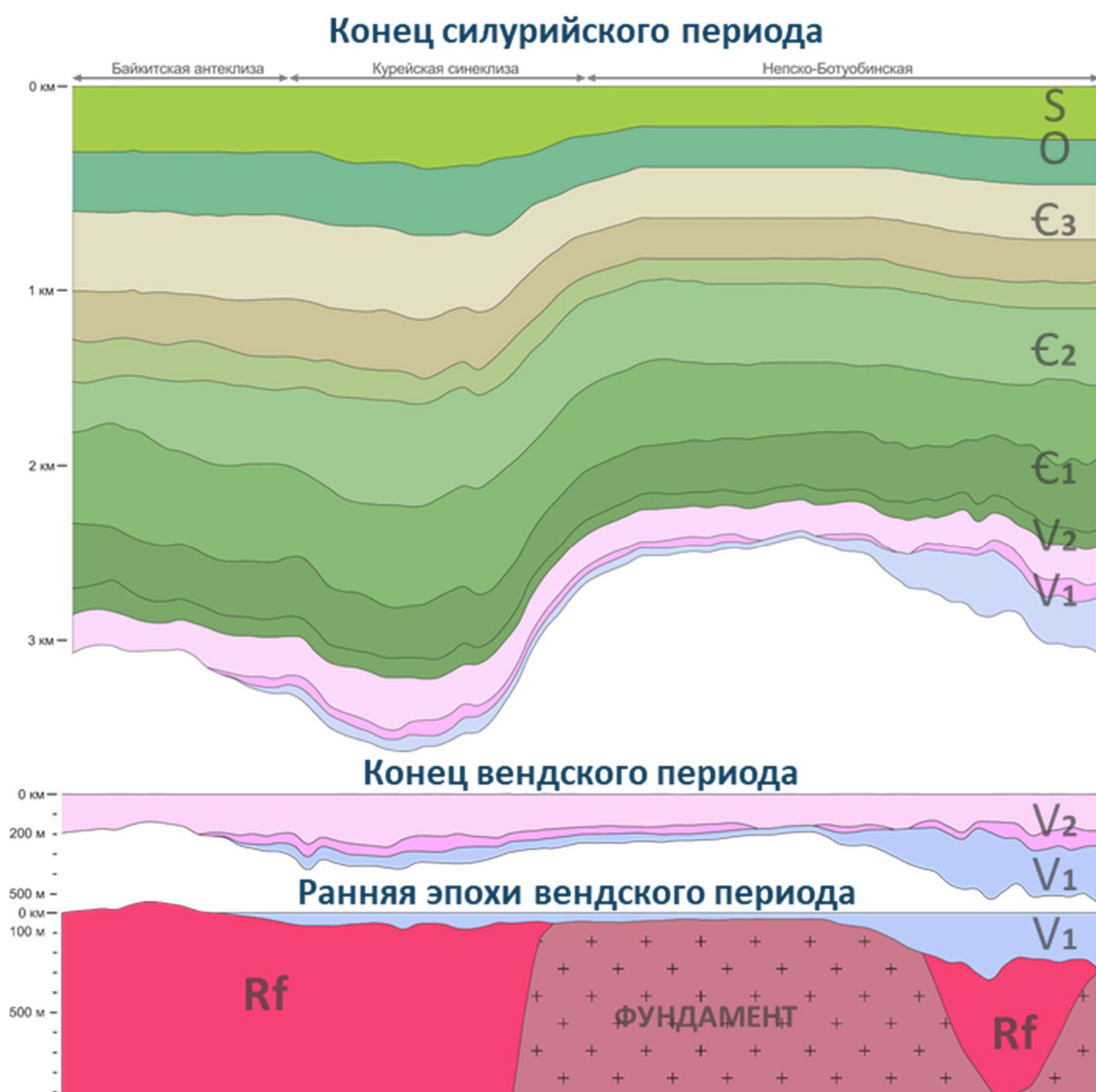


Рисунок 6.11 Серия палеопрофилей: на конец ранневендской эпохи, вендского и силурийского периодов

Последующее развитие бассейна происходило на фоне постепенного погружения платформы, прерываемого относительно малоамплитудными апlifтами (на рубеже раннего и позднего венда, раннего и среднего ордовика). В венд-кембрийский временной

интервал происходило наиболее быстрое региональное погружение и образовался наибольший объем осадочного чехла платформы [Тарабукин, 2003]. В ордовик-силурийский период площадь седиментации сократилась, достигая минимума в реннедевонское время. Постепенное погружение с образованием глубокого осадочного бассейна ряд исследователей [Никишин и др., 2010] связывают с термальной природой. В позднерифейское время произошел сильный разогрев чехла, связанный с проявлением байкальской коллизии, а его последующее остывание привело к термальному погружению.

Наличие слабых воздыманий в этот период сложно установимо в разрезе по данным сейсмики, поэтому в большинстве случаев стратиграфические несогласия выявлены на основе результатов исследования скважин (сокращение мощностей, выявленное на основе анализа стратиграфических отбивок, и наличие признаков эрозии, установленное на основе литологического описания кернового материала) и опыту исследования сопряженных территорий. Так признаки эрозионного срезания на рубеже раннего и позднего эпох вендского периода выявлены в единичных скважинах в пределах Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз, а также Курейской впадины. Наличие размыва и углового несогласия между кембрийскими и средне-верхнеордовикскими отложениями установлено в Лено-Анабарском прогибе Фроловым С.В. [Frolov et al., 2015].

Девонский период ознаменован проявлением масштабных воздыманий, регионально проявившихся по всей Сибирской платформе, связанного с каледонской фазой складчатости [Никишин и др., 2010]. При этом в среднедевонско-турнейское (C_1) время происходил рифтинг, сопровождавшийся активным проявлением магматизма, и приведший к заложению Вилуйской рифтовой системы [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Воздымание в пределах исследуемой территории привело к разрушению образований C_2 -S возраста, что в современном разрезе отражается в крутом угловом несогласии с вышележащими толщами. Расчетные значения амплитуды апlifта (Рисунок 6.12) в этот период составляли порядка 600-800 м, в зависимости от зоны (Таблица 6.1).

В средне-позднетриасовое время Сибирская платформа находилась под воздействием геодинамических процессов предкеловейской фазы складчатости, о чем свидетельствует наличие углового и стратиграфического несогласия между триасовым и юрским комплексами в зоне исследования (Рисунок 6.10), а также за ее пределами. В Турухано-Норильской зоне пермо-триасовый комплекс совместно с нижележащими отложениями палеозоя смяты в крутопадающие складки с углами падения до 30° [Никишин и др., 2010; Афанасенков и др., 2016]. Угловое и стратиграфическое несогласие в основании юрских образований также отмечается в зонах сочленения древнего Лено-Тунгусского

осадочного бассейна с более молодыми прогибами: Енисей-Хатангским, Лено-Анабарским, Лено-Вилуйским и Предверхооянским. Анализ характера залегания пермо-триасового комплекса свидетельствует о проявлении значительной деформации [Фролов и др., 2019].

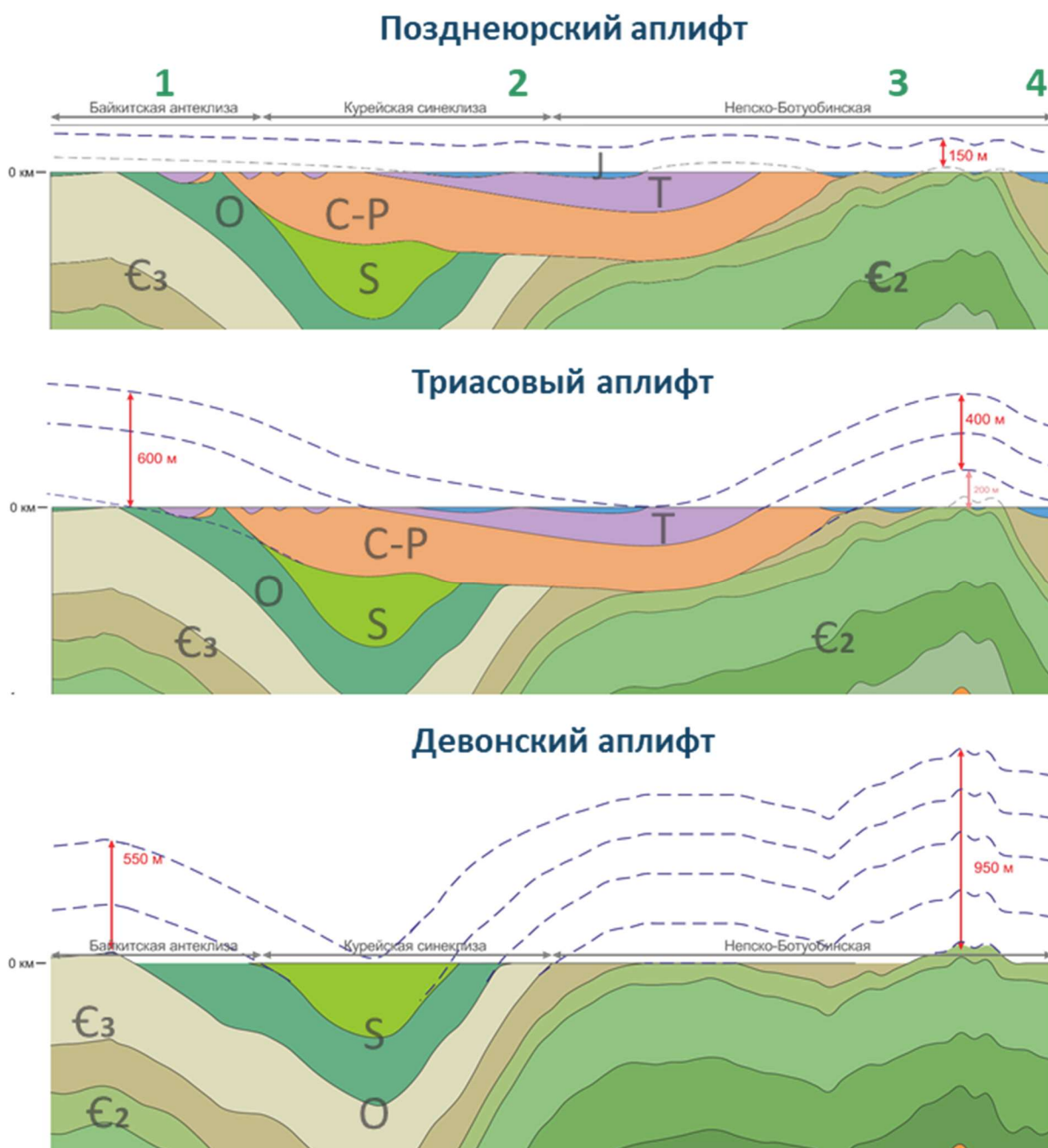


Рисунок 6.12 Серия профилей с расчетом амплитуды апифтов, проявившихся в девонский, триасовый и юрский периоды

В районе исследования он также заметен достаточно ярко, а восстановление мощностей позволяет определить его величину (Рисунок 6.12). Согласно расчетам, позднетриасовый апифт достигает максимальных значений в районах антеклиз, составляя 400-600 м (Таблица 6.1).

Воздымание, проявившееся в **позднеюрскую эпоху**, относится к завершающему этапу киммерийской фазы складчатости. Более достоверно оно установлено в прилегающем к бассейну Енисей-Хатангском прогибе, где расчетная величина эрозии достигает 350 м в пределах инверсионного Балахнинского вала [Бабина и др., 2021]. Фрагментарное распространение относительно маломощного юрского комплекса (Рисунок 6.12), дает предположение о развитии позднеюрской эрозии величиной около 100-150 м (Таблица 6.1).

С **кайнозойской эрой** (а именно с началом олигоцена) связано общее поднятие Лено-Тунгусского бассейна, достигающее 1000 и более м по [Никишин и др., 2010]. В это время возобновился активный рост валов в прилегающем к бассейну Енисей-Хатангском прогибе (Рассохинский и Балахнинский валы) [Ботнева, Фролов, 1995]. В пределах зоны исследования оценка величины новейших аплифтов не представляется возможной.

Таблица 6.1 Значения амплитуд процессов погружения и воздымания, проявившихся в пределах исследуемой территории

Временной интервал		1	2	3	4
	J3-K1	120 м	135 м	150 м	100м
	J	120 м	160 м	160 м	160 м
	T3	600 м	80 м	400 м	420 м
	C—T	600 м	500 м	400 м	380 м
	D1	550 м	710 м	950 м	650 м
	V-S	2.2 км	2 км	1.6 км	1.8 км
 Погружение территории		 Воздымание территории			

** положение зон, отмеченных в таблице цифрами, показано на Рисунке 6.12*

Анализ изменения конфигурации нижневендского комплекса во времени

Создание серии палеопрофилей с восстановлением величины эродированных комплексов позволило восстановить историю изменения конфигурации нижневендского комплекса с учетом тектонической истории развития бассейна (Рисунок 6.13).

Согласно анализу в додевонское время шло активное погружение территории, создававшее в пределах палеовпадин (согласно расчетам нижневендские отложения были погружены на глубину более 3 км в осевых частях Курейской, Присяно-Енисейской синеклиз и Предпатомского прогиба), термобарические условия возможные для активизации процессов генерации жидких углеводородов материнскими толщами [Неручев

и др., 1976] исследуемого вендского и нижележащего рифейского НГК. Аккумуляция УВ флюидов в додевонское время предполагается в пределах крупных антиклинальных структур, расположенных вдоль осевых частей палеосводов, располагавшихся на западных склонах современных Байkitской и Непско-Ботубинской антеклиз (Рисунок 6.13).

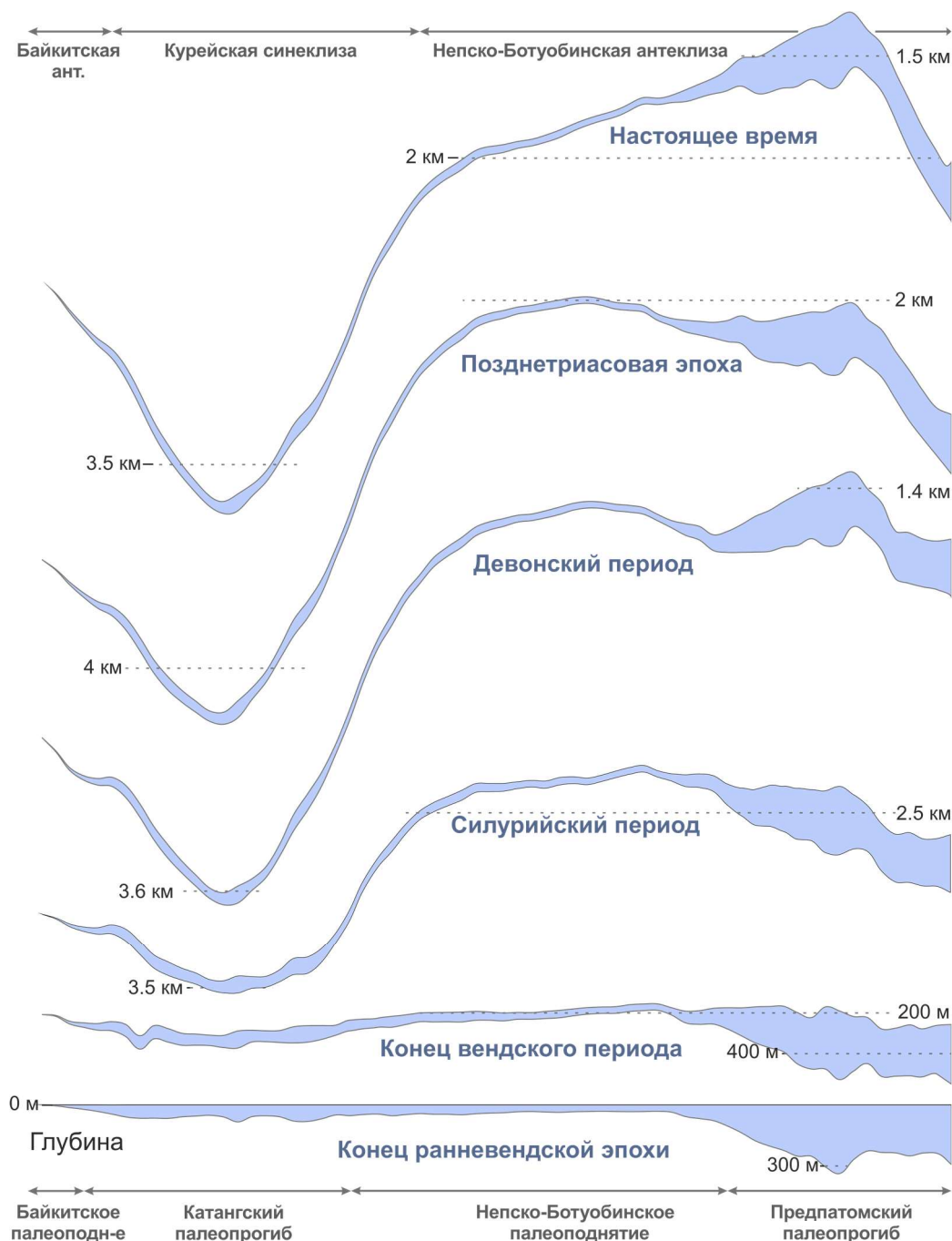


Рисунок 6.13 Серия палеоструктурных построений, отмечающих изменение конфигурации нижневендского комплекса с момента его образования по настоящее время

Первая значительная структурная перестройка, изменившая положение и геометрию поднятия, произошла в начале девонского периода. Ось Непско-Ботубинского палеоподнятия сместилась в восточном направлении, изменив облик ранее сформированных

залежей, способствуя процессам их переформирования и разрушения. Последующие этапы тектонических деформаций также наложили отпечаток на геометрию поднятия, постепенно смещая их осевую часть в восточном направлении в сторону Предпатомского прогиба, тем самым вновь меняя конфигурацию комплекса и локальных структур, служащих ловушками для УВ флюидов, способствуя переформированию залежей. В результате ряда структурных перестроек, палеоподнятия, существовавшие в вендское время и оказывающие влияние на строение нижневендского комплекса, значительно изменили свое положение и конфигурацию к настоящему моменту.

Краткие выводы по разделу

Изучение конфигурации нижневендского терригенного комплекса необходимо проводить с учетом палеотектонического строения осадочного бассейна. Структурный фактор имеет большое значение как при формировании, так и последующем развитии комплекса.

Формирование нижневендских образований происходило за пределами сводов Байкитского, Непско-Ботубинского, Алданского и Анабарского палеоподнятий. Свод Непско-Ботубинской антеклизы в ранневендское время располагался на месте ее современного северо-западного склона. Западнее находился и свод Байкитской антеклизы. Палеовпадины располагались в осевых частях современной Курейской, Присяно-Енисейской синеклиз и Предпатомского прогиба. В районе современной Катангской седловины располагался палеопрогиб, соединяющий Курейскую и Присяно-Енисейскую палеовпадины.

Дальнейшее изменение конфигурации комплекса связано с тектонической эволюцией бассейна. В додевонское время развитие бассейна происходило на фоне постепенного погружения платформы, прерываемого относительно малоамплитудными априфтами (на рубеже раннего и позднего венда, раннего и среднего ордовика). В следствие неравномерного погружения отложения комплекса за пределами осевых зон палеоподнятий в додевонское время были погружены на глубину более 2.5 км, а в районе Непско-Ботубинского палеоподнятия сформировалась крупная антиклинальная структура.

Во время последующих воздыманий в девонское (до 850 м), в поздне триасовое (до 420 м), в мезозойское (150 м) и кайнозойское время поэтапно менялась конфигурация нижневендского комплекса. Ось Непско-Ботубинского палеоподнятия постепенно смещалась в восточном направлении в сторону Предпатомского прогиба, изменяя геометрию древней антиклинальной структуры вендского комплекса в пределах антеклизы.

7. Строение нижневендского терригенного комплекса

Нижневендский комплекс охватывает большую часть Лено-Тунгусского бассейна, и включается в себя несколько стратиграфических подразделений, соотношение в разрезе и распределение по площади которых рассмотрено в первой части 7.1 данного раздела. Предварительное проведение литературного анализа обусловлено необходимостью внесения общей ясности в строение изучаемого интервала.

Следующие разделы посвящены изучению литологического строения и цикличности комплекса. Рассмотрены основные принципы выделения границ циклитов (7.2), их строение на примере скважин Придутской площади и определение преобладающих обстановок седиментации (7.3), распространение выделенных циклитов в пределах района исследований (7.4) по данным исследования кернового материала и результатов ГИС (геофизических исследований скважин).

7.1. Геологическое строение и литологический состав отложений

Стратиграфии и литологическому составу вендских отложений посвящены работы

Отложения вендского комплекса вскрыты множеством скважин. Они с разрывом и часто с угловым несогласием залегают на разновозрастных толщах рифея или на кристаллическом фундаменте. Нижняя часть венда сложена преимущественно терригенными породами, а верхняя – карбонатными и глинисто-карбонатными породами.

Сложности в обосновании идей об источниках углеводородов, путях и времени их миграции, о геологических причинах их аккумуляции в отложениях венда часто связаны с отсутствием четких единых представлений о стратиграфии этих отложений и сложностью корреляции разрезов.

Без понимания строения вендского комплекса сложно представить историю и обстановку формирования позднепротерозойских отложений, определить источники углеводородов. Несмотря на кажущуюся простоту описания вендского разреза, он имеет множество особенностей в соотношении стратиграфических аналогов между изучаемыми регионами.

Для прояснения строения и корреляции разновозрастных свит построена корреляционная схема вендского комплекса. За основу была выбрана схема вендской системы Восточной Сибири Н.В. Мельникова [2005, 2017], которая обобщает ранее принятые стратиграфические схемы [Решения Всесоюзного стратиграфического совещания..., 1983; Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания..., 1983], имея при этом ряд значительных корректировок, основанных на результатах новейших литолого-стратиграфических исследований. Схема

базируется на исследованиях стратиграфического строения бассейна, согласно которому свиты отнесены к вилючанскому, непскому горизонтам нижнего венда и тирскому, даниловскому горизонтам верхнего (Рисунок 7.1). Схема, согласно которой составлено данное фациальное зонирование, представлена ниже (Рисунок 7.2).

В основании вендского разреза выделяют **вилючанский** горизонт, которые имеет ограниченное распространение на юге в Иркутской зоне (хужирская свита) и востоке бассейна в Вилючанской и Нюйской зонах (хоронохская и бетинчинская свиты). В остальных районах основание венда отнесено к непскому горизонту [Мельников, 2005].

Бетинчинская свита, вскрытая в Вилючанской зоне, представлена разномасштабными полевошпатово-кварцевыми зеленовато-серыми песчаниками со слоями темно-серых глинистых и слюдястых алевролитов. Мощность ее достигает 150 м в пределах Вилуко-Джербинской площади. Выше лежащая хоронохская свита сложена кварцевыми песчаниками мелко- и среднезернистыми, мощностью до 85 м.

Хужирская свита Иркутской зоны представлена крупно- и грубозернистыми кварцевыми серыми песчаниками в основании и мелкозернистыми полимиктовыми красно- и сероцветными песчаниками в верхней части с прослоями алевролитов. Мощность свиты достигает 80-120 м [Соколов, 2011].

Отложения **непского** горизонта распространены на большей части Лено-Тунгусского бассейна, залегая с перерывом на породах вилючанского горизонта нижнего венда, а в зонах отсутствия последних с размывом и часто с угловым несогласием на разновозрастных толщах рифея или образованиях кристаллического фундамента. Горизонт сложен преимущественно терригенными породами, представлен переслаиванием аргиллитов, неравномерно песчаных и алевроитовых, иногда переходящих в чистые алевролиты, песчаных и алевролитов. Постепенное замещение терригенных пород карбонатными зафиксировано только на северо-востоке бассейна. [Мельников, 2017].

В Иркутской зоне Ангара-Ленского района (зона 5.3, Рисунок 7.2) непский горизонт сложен породами нижнекамской подсвиты, доломитами, алевролитами, песчаниками серыми и коричневыми. В остальной части района (в зонах 5.1, 5.2 Рисунок 7.1, Рисунок 7.2) распространена нижнекамская подсвита, сложенная красноцветными, реже пестроцветными аргиллитами, алевролитами и разномасштабными песчаниками. В ее разрезе наблюдается чередование песчаных и аргиллито-алевролитовых пачек. В данном районе общая мощность горизонта варьирует от 0-60 до 200 – 330 м [Мельников, 2017].

Зон	Эпoтeмa	Гoризoнт	Свита																
			Турухaнo-Бaхтинский рaйoн		Пpeдъeнисейский рaйoн		Нижнeангaрский рaйoн	Бaйкитско-Кaтaнгский рaйoн		Ангaрo-Лeнский рaйoн			Нeпo-Бoтyбинский рaйoн				Пpeдпaтoмский рaйoн		
			1.1	1.2	2.1	2.2	3	4.1	4.2, 4.3	5.1	5.2	5.3	6.1	6.2	6.3	6.4	7.1	7.2	7.3
			Турухaнcкaя зoнa	Бaхтинcкaя зoнa	Олeнчимcкaя зoнa	Омopинcкaя зoнa	Имбинcкaя, Агeлeeвcкaя з.	Тaйгинcкaя зoнa	Coбинcкaя, Кoрдинcкaя з.	Кoвинcкaя зoнa	Ийco-Жигaлoвcкaя зoнa	Иркyтcкaя зoнa	Пpилeнco-Нeпcкaя зoнa	Гaжeнcкaя зoнa	Бoтyбинcкaя зoнa	Epбoгaчeнcкaя, Cгyджepcкaя з.	Нyйocкaя зoнa	Вилyчaнcкaя зoнa	Бepeзoвoя зoнa
Вeнд	вepхний	Дaнилoвский	Плaтoнoвcкaя	Тэтэpcкaя										Юpяхcкaя					
				Coбинcкaя						Coбинcкaя				Кудyлaxcкaя					
		Тирский	Кaтaнгcкaя	Тoхoмcкaя	Кaтaнгcкaя											Уcлyнcкaя			
			Б	Непский	Фундамент	Нечманская	Оморинская	Мошaкoвcкaя, Чиcтaкoвcкaя	Оcoбинcкaя		Чopcкaя	Кoсмичecкaя	Тирcкaя			Бyкcкaя		Бyкcкaя	
	Вaнaвapcкaя	Алeшинcкaя					Вaнaвapcкaя		Непcкaя				Кypcoвcкaя	Непcкaя	Пapшинcкaя	Хapыcтaнcкaя, Бecюpяxкaя	Сepaлaxcкaя		
									Хyжирcкaя				Фундамент				Тaлaxcкaя, Хopoнoхcкaя		Тopгинcкaя
															Бeтинчинcкaя				

Рисунок 7.1 Корреляционная схема стратиграфических аналогов вендского комплекса

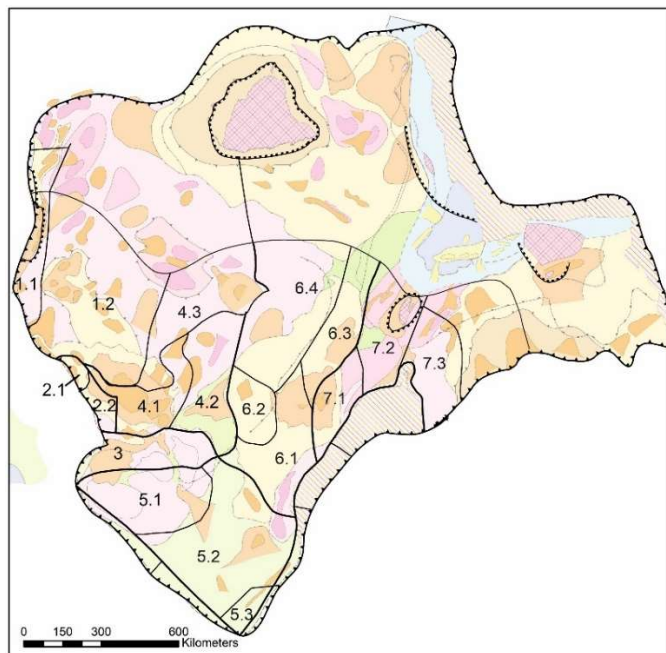


Рисунок 7.2 Схема фациального районирования вендских отложений Лено-Тунгусского бассейна [Мельников, 2017] с изменениями

Турухано-Бахтинский район:

1.1 Туруханская зона; 1.2 Бахтинская зона;

Предъенисейский район:

2.1 Оленчимская зона; 2.2 Оморинская зона;

3. Нижнеангарский район: (Имбинская, Агалеовская зоны);

Байкитско-Катангский район:

4.1 Тайгинская зона; 4.2 Собинская зона; 4.3 Кординская зона;

Ангаро-Ленский район:

5.1 Ковинская зона; 5.2 Ийско-Жигаловская зона; 5.3 Иркутская зона;

Непо-Ботубинский район:

6.1 Приленско-Непская зона; 6.2 Гаженская зона; 6.3 Ботубинская зона; 6.4 Ербогаченская, Сюджерская зоны; 6.5 Нюйская зона;

Предпатомский район:

7.1 Вилучанская зона; 7.2 Березовская зона.

В Нижнеангарском районе (зона 3, Рисунок 7.2) непский горизонт образован породами алешинской свиты, чередованием пачек песчаников полимиктово-кварцевых, разномзернистых с прослоями гравелитов и глинистых пород, общей мощностью 200 – 350 м. Мощность возрастает в южном направлении в сторону Присяно-Енисейской впадины за счет появления более древних интервалов разреза.

В Предъенисейском и Катангском районах распространена ванаварская свита, представленная неравномерным чередованием пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда с прослоями гравелитов, брекчий и конгломератов в основании. Мощность свиты варьирует от 70 до 150 м, сокращаясь в северном направлении в сторону Курейской синеклизы до нуля.

В южной части Непско-Ботуобинского района распространена непская свита (зоны 6.1, 6.2 Рисунок 7.2), сложенная слюдистыми темно-серыми, зеленовато-серыми аргиллитами с тонкими прослоями разномзернистых полимиктовых алевролитов и среднезернистых полевошпатово-кварцевых песчаников. Верхняя часть свиты сложена преимущественно песчаниками с прослоями аргиллитов. Общая мощность горизонта здесь варьирует от 10-20 до 80-130 м.

Отложения непского горизонта прослеживаются и в Ботуобинской зоне вышеупомянутого района, где их выделяют в курсовскую свиту [Мельников, 2017]. Свита мощностью от 0 до 125 м образована песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями мергелей и доломитов.

В Предпатомском районе строение нижневендского комплекса значительно отличается от центральной части бассейна. К нижненепскому преимущественно терригенному подгоризонту здесь относятся талахская свита и нижнеторгинская подсвита.

Талахская свита расположена в Нюйской и Вилючанской зонах (7.1 и 7.2, Рисунок 7.2) и представлена полевошпат-кварцевыми, глинистыми, разномзернистыми песчаниками и гравелитами с многочисленными прослоями глинистых алевролитов и слюдистых косослоистых аргиллитов, серого и зеленовато-серого цвета. Общая мощность свиты возрастает к востоку до 130 – 160 м.

Нижняя часть торгинской свиты Березовской зоны (7.3, Рисунок 7.2) сложена преимущественно темными зеленовато- и голубовато-серыми аргиллитами и серыми мергелями с частыми прослоями алевролитов, песчаников, доломитов, известняков, с включениями ангидритов [Мельников, 2017].

Средняя и верхняя части непского горизонта Предпатомского района образована карбонатной глинистой толщей нижнепаршинской подсвиты (Нюйская зона), бесюряхской, ынахской свит (Вилючанская зона) и верхнеторгинской подсвиты (Березовской зона).

Стратиграфическое положение верхней терригенной толщи Предпатомского района дискуссионно. К данной терригенной толще относятся верхнепаршинская подсвита, харыстанская и нижняя подсвиты. Большинство авторов относят эту толщу в непскому горизонту нижнего венда, однако в последних работах Н.В. Мельникова [2017] она относится к нижней части тирского горизонта. По литологическому строению, составу и обстановкам накопления свита схожа с возрастными аналогами, включенными в верхненепский горизонт, поэтому в данной работе данная толща рассмотрена в составе нижнего венда.

Верхнепаршинская подсвита Нюйской зоны составлена аргиллитами с прослоями глинистых доломитов, магнезитов и серыми и зеленовато-серыми песчаниками средне- и крупнозернистыми в основании.

В Вилучанской зоне бесюряхская свита сложена доломитами, с прослоями известняков и аргиллитов. Ынахская свита составлена темно-серыми слюдистыми аргиллитами и коричневатого-серыми микрозернистыми доломитами разной степени глинистости с редкими гнездами ангидритов

Сералахская свита в Березовской зоне представлена светло-серыми разномзернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и песчанистых доломитов. В основании пачки выделяется тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников [Мельников, 2005].

Тирский горизонт представлен терригенными породами только на юге и юго-западе бассейна – верхнечорская подсвита и космическая в Ангари-Ленском районе, чистяковская в Нижнеангарском, и оморинская в Предъенисейском (Рисунок 7.1).

В пределах района исследования латеральную смену литологического строения и стратиграфических подразделений удобно рассмотреть на примере профиля, широтного простирания от Байкитской антеклизы до Предпатомского прогиба, уходящий на север в Березовскую впадину (Рисунок 7.3).

Структурную основу данного профиля составляет сейсмический разрез композитного профиля. Разрез выравнен на горизонт Б (или В при использовании латиницы в аббревиатурах отражающих горизонтов (ОГ)). Выравнивание на горизонт Б при рассмотрении строения сейсмогеологического комплекса нижнего венда было выбрано не случайно, так как в вендское время происходило постепенное заполнение бассейна осадками, активно поступающих с приподнятых областей – источников сноса. По завершению ранневендского периода были заполнены наиболее погруженные участки синеклиз, приподнятыми оставались области суши, располагавшиеся в районах северного

окончания Байкитской антеклизы, западной части Непско-Батуобинской антеклизы, Алданской и Анабарской антеклиз (отложения в пределах последних двух структур, возможно, были эродированы). В поздней эпохе осадконакопление охватило уже всю территорию бассейна. Совокупность процессов морского осадконакопления и эрозии на суше способствовала выравниванию территории бассейна на момент окончания вендского периода, о чем свидетельствует значительное сокращение амплитуд мощностей комплексов в разрезе по мере его омоложения. Поэтому выравнивание на кровлю вендского комплекса (горизонт Б связывают с кровлей даниловского горизонта, формирование которого происходило на стыке вендского и кембрийского периодов), позволяет восстановить приблизительный структурный план территории в вендском в пределах центральной части бассейна.

В пределах района исследования от Байкитской к Непско-Батуобинской антеклизе с запада на восток отмечается смена ванаварской свиты с преобладающим содержанием песчаного материала, непской и курсовской с увеличенным количеством глинистого материала. На северо-восточном окончании Непско-Батуобинской антеклизы в основании выделена талахская свита, выше залегает паршинская [Мельников, 2005].

Как отмечалось выше в ранневендское время формировались преимущественно терригенные и, реже, карбонатные отложения. Разрезы с преобладанием песчаной составляющей отмечаются в районах Байкитской, Непско-Батуобинской антеклиз и Березовской впадины, отмечая наличие обширных источников сноса.

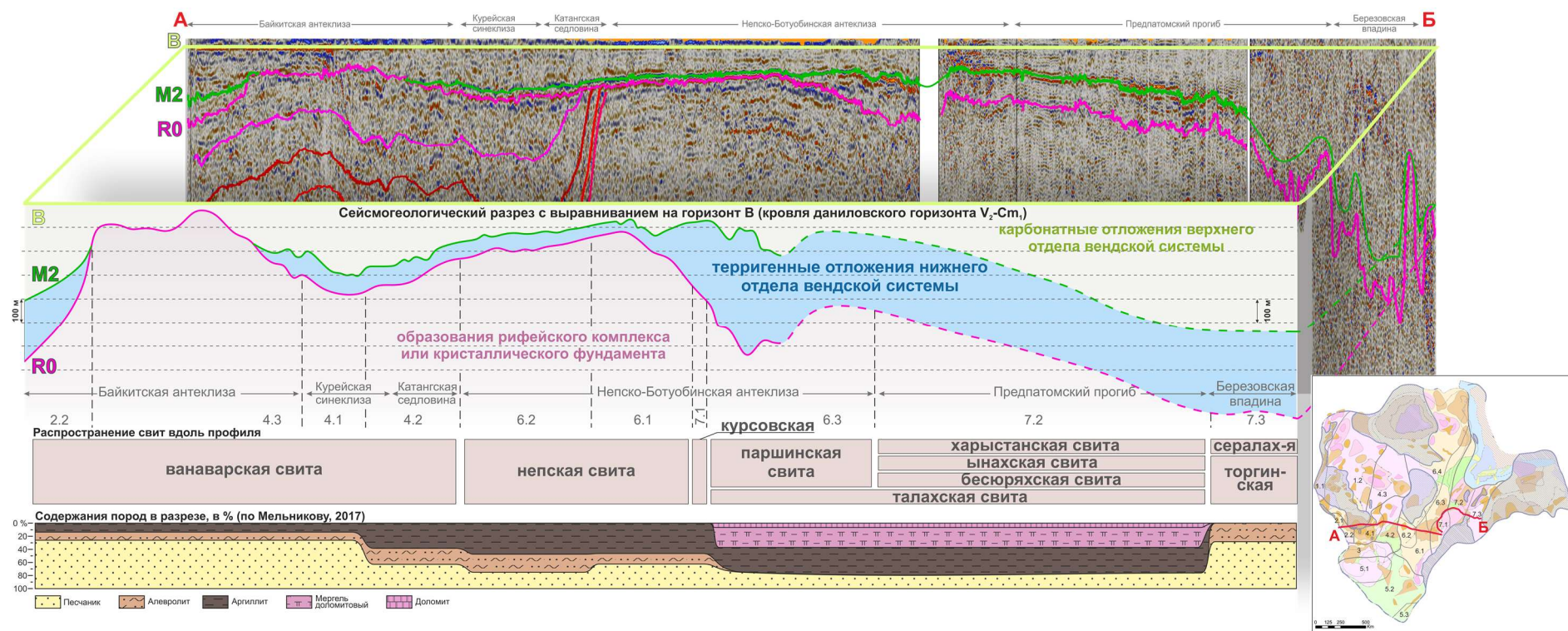


Рисунок 7.3 Сейсмогеологический разрез нижневендского комплекса с выравниванием на горизонт В с указанием содержания преобладающих пород в разрезе

7.2. Принципы выделения поверхностей затопления (границ пачек)

Изучение закономерностей формирования и геологического строения непского горизонта произведено посредством комплексирования сейсмических, геофизических, литологических и геохимических типов данных. В основу проведенных исследований легли принципы сиквенс-стратиграфического анализа, согласно которому строение осадочного разреза рассматривается с учетом колебаний уровня воды в бассейне седиментации. Изменение относительного уровня моря (ОУМ) происходит циклично, что отражается в закономерности строения осадочного комплекса и позволяет разделить разрез на ряд генетически взаимосвязанных слоев (циклитов), образованных за один цикл изменения ОУМ и ограниченных хроностратиграфическими поверхностями [Жемчугова, 2014]. Хроностратиграфические поверхности представляют собой поверхности несогласий или коррелятивные им согласные поверхности затопления [Mitchum, 1977], прослеживающиеся на обширной территории по данным сейсмики и геофизических исследований скважин (ГИС).

Поверхности несогласий разделяют породы, между которыми установлен значительный перерыв в осадконакоплении, и присутствуют признаки эрозионного срезания и вывода осадков на поверхность [Жемчугова, 2014]. В разрезе терригенного венда поверхность несогласия выделяется в его основании над разновозрастными толщами рифея или образованиях кристаллического фундамента. Угловое и стратиграфическое несогласие в данном случае обусловлено общим воздыманием территории и проявлением активных структурных перестроек в конце позднерифейского периода, по завершению которых осадконакопление возобновилось только после длительного перерыва в ранневендское время с началом развития обширной трансгрессии [Бармин, 2002]. Наиболее ярко угловое несогласие на сейсмической картине, в областях, где крутонаправленные рифейские слои ($10 - 85^\circ$) перекрываются вендскими субгоризонтальными слоями.

В районах, где терригенные отложения венда перекрывают глинисто-карбонатные отложения рифейского комплекса или фундамента, поверхность несогласия (она же граница между вендским и рифейским (или фундаментом) комплексами) четко прослеживается по данным сейсмики и ГИС. На сейсмической картине она представлена в виде яркого положительного отражения (ОГ R0), а ее выделение на каротажных диаграммах также не вызывает осложнений. Более плотные отложения рифея и фундамента имеют высокие значения сопротивления, что отражается на диаграммах сопротивления по методам БК и ГЗ (боковой каротаж и градиент-зонд) резкой явной ступенью. В карбонатных породах также в большинстве случаев происходит резкое падение естественной

радиоактивность (гамма-каротаж или ГК) и рост НГК (нейтронный гамма каротаж). При изучении каменного материала скважин резкая смена терригенных отложений на карбонатные или магматические диагностируется также уверенно и не вызывает сомнений (Рисунок 7.4, скважины Придутская-3, Чуньская-120).

В случае, когда вендские терригенные отложения подстилаются терригенными породами рифейского комплекса со схожими физическими свойствами, выделение ОГ R0 производят с учетом сохранения мощностей нижневендского комплекса (откладывая его мощность от хорошо прослеживающегося яркого отрицательного ОГ кровли). В разрезах скважин в таких случаях выделение границы производят на основе данных исследования кернового материала [Сивкова, 2018] (Рисунок 7.4, скважина Чемдальская-115).

Выделение хроностратиграфических поверхностей предпочтительней производить с учетом сейсмогеологического строения территории, т.к. в этом случае возможно прослеживание границ на обширной территории по советующим отражающим горизонтам. По данным сейсмики в разрезе непского горизонта можно отследить только его нижнюю (упомянутую ранее) и верхнюю границы, соответствующие его подошве и кровле соответственно. Изохронные поверхности, выделенные на основе сейсмических данных, также были зафиксированы в разрезах скважин. Так верхняя хроностратиграфическая поверхность, соответствующая кровле непского горизонта, достаточно уверенно выделяется в виде яркого отрицательного отражения на сейсмических профилях и фиксируется в разрезах скважин в виде четкой границы, т.к. на большей части территории перекрывается глинисто-карбонатными отложениями тирского горизонта или при его отсутствии даниловского горизонта. В некоторых районах (Рисунок 7.4, скважина Хоркичская-1) основание тирского горизонта образовано алевролито-глинистыми терригенными породами. В таких случаях на каротажных диаграммах выделение верхней границы непского горизонта может быть затруднительно, и для уточнения положения границы дополнительно используется керновый материал.

Выделенные границы нижневендского стратиграфического подразделения в той или иной мере соответствуют границам осадочных комплексов, а выделение их в сейсмическом разрезе позволяет проследить их распространение на обширной территории. Однако выделение изохронных поверхностей внутри непского горизонта нижнего венда по данным сейсмики не представляется возможным, так как ввиду небольшой мощности (до 200 м) внутри изучаемого комплекса на большей части территории бассейна отсутствуют промежуточные ОГ (Рисунок 6.5). Поэтому хроностратиграфические поверхности внутри непского горизонта были установлены на основе интерпретации каротажных данных и изучения кернового материала.

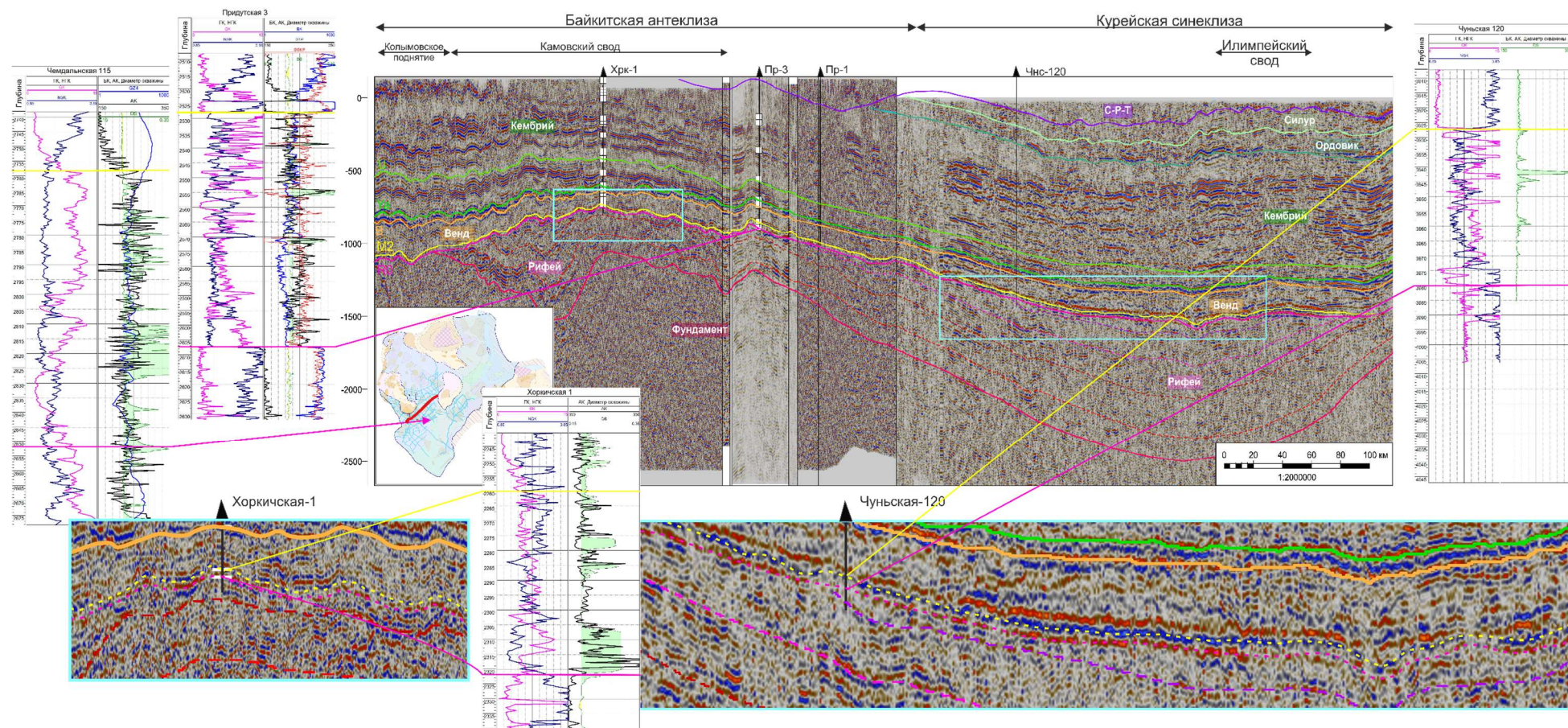


Рисунок 7.4 Выделение кровли и подошвы терригенных отложений нижневендского комплекса по данным сейсмоки и скважин

Трансгрессивно-регрессивные циклы в разрезе выделены таким образом, что конец каждого цикла соответствует низкому стоянию относительного уровня моря. С началом нового цикла ОУМ начинает повышаться, что влечет за собой расширение области морской седиментации и накопление региональных трансгрессивных глинистых толщ, которые могут выступать как локальными, так и региональными флюидоупорами. Эти толщи часто выдержаны по мощности и прослеживаются на обширных территориях и будут нарушать гидродинамическую связанность песчаных коллекторов. Подошва трансгрессивных толщ маркирует начало нового цикла, а выделенная граница является изохронной поверхностью. Впоследствии любые палеогеографические и фациальные реконструкции должны проводиться только в рамках выделенных изохронных поверхностей.

Преобладающая часть нижневендского интервала образовалась в мелководных условиях, где во время затоплений, вызванных быстрым повышением уровня моря, происходила резкая смена состава пород, уверенно диагностируемая в керне и на каротажных диаграммах. В керне трансгрессивная поверхность отмечается, когда серия относительно мелководных отложений перекрывается более глубоководными. К примеру, преимущественно песчаные отложения прибрежной зоны, перекрываются алевролитоглинистыми отложениями мелководно-морского генезиса. Увеличение глубины осадконакопления нередко влекло за собой увеличение доли глинистой составляющей в образуемом осадке, что на каротажных диаграммах отмечается в виде резкого повышения кривой ГК или ПС. Связь повышения радиоактивности пород с увеличением глинистости установлена по результатам рентгеноструктурного анализа (РСА) образцов пород.

Рентгеноструктурный анализ является полуколичественным методом и позволяет определить примерное содержание порообразующих минералов. Определение содержания проводится на основе рентгенограмм, где величина пиков свидетельствует о процентном содержании минерала. Однако определение количества здесь производится условно – в достаточно широких градациях (содержание минералов более 20%, от 5 до 20%, от 2 до 5% и менее 2%). Это важно учитывать при анализе результатов.

Так при сопоставлении значений содержание глинистых минералов с данным радиоактивности пород, выявленная корреляция имеет некоторую погрешность, т.к. распределение замеров глинистых минералов тяготеет к границам их определения по методу РСА. Однако некоторая корреляция все же заметна и свидетельствует об увеличении радиоактивности при увеличении содержания глинистых минералов в породе (Рисунок 7.5).

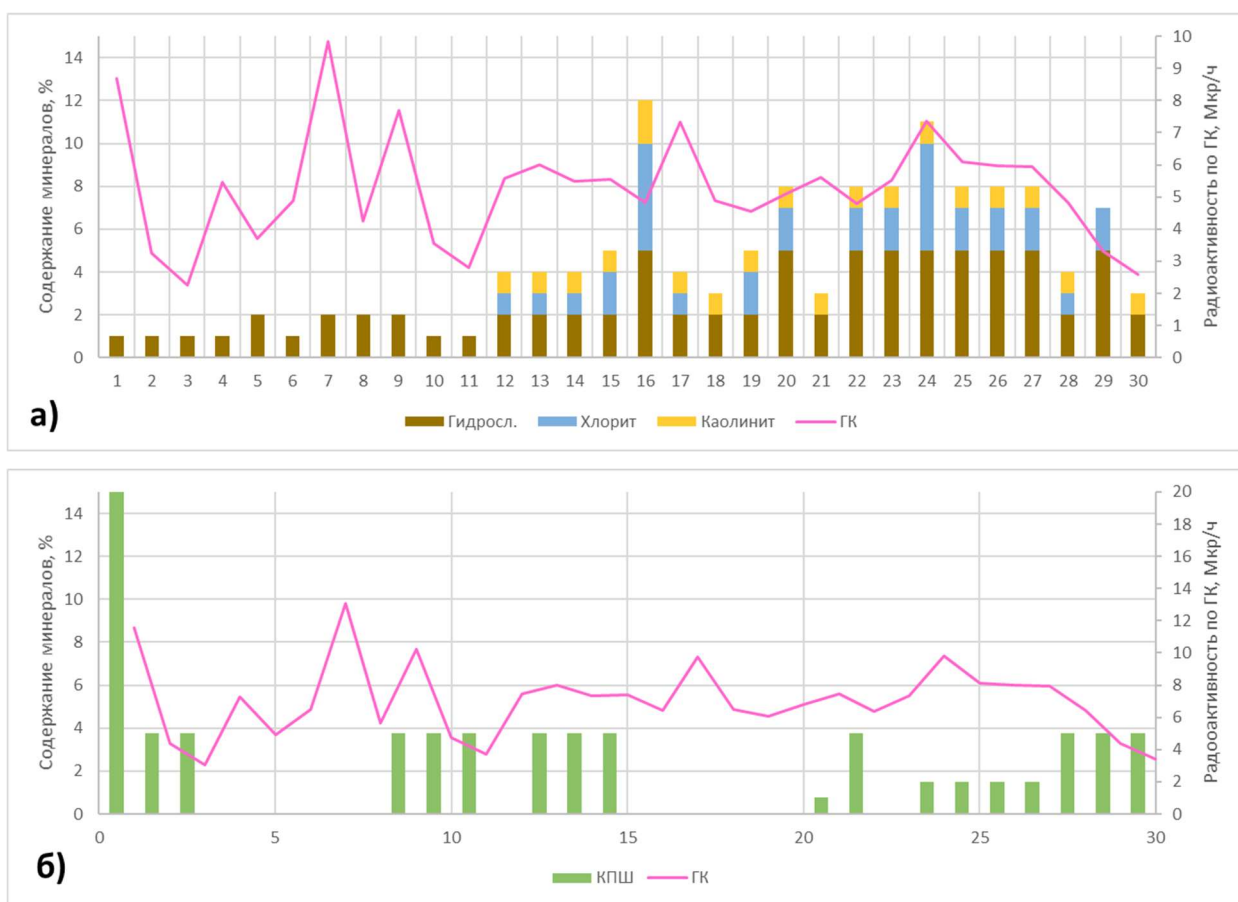


Рисунок 7.5 Сопоставление значений радиоактивности образцов с полуколичественным содержанием глинистых минералов (а) и КПШ (б) по данным РСА

Увеличение радиоактивности также может быть связано с содержанием радиоактивных элементов присутствующих в неглинистых минералов. К примеру, увеличение общего фона радиоактивности отмечается при повышенных содержаниях калиевых полевых шпатов (КПШ). Однако корреляция при сопоставлении значения радиоактивности с содержанием КПШ не выявлена (Рисунок 7.5).

Трансгрессия наступает стремительно (относительно процессов регрессии), поэтому на кривой естественной радиоактивности трансгрессивные глинистые толщи имеют характерную нижнюю границу – резкую, практически горизонтальную (при рассмотрении вертикальных и субвертикальных скважин). Пик ГК в таких толщах смещен к нижней границе, в то время как верхняя может быть достаточно полой. В редких случаях повышение ГК может быть постепенным. Однако увеличение глубоководности не всегда связано с увеличением глинистости и, следовательно, увеличением ГК, поэтому трансгрессивные поверхности выделенные должны быть подкреплены описанием каменного материала.

После начала трансгрессии последующее повышение относительного уровня моря способствует образованию ретроградирующего комплекса морских и мелководно-морских

осадков, завершающегося поверхностью максимального затопления [Жемчугова, 2014] (Рисунок 7.6, Трансгрессивная часть циклита отмечена голубым треугольником). «Эта поверхность приурочена к конденсированным, нередко обогащенным ОВ, глинистым отложениям. Поверхность максимального затопления выделяется на каротажных данных по максимальной радиоактивности в пределах циклита» [Мордасова, 2018].

Дальнейшее заполнение пространства аккомодации при стабильном ОУМ приводит к нормальной регрессии, происходит постепенное продвижение береговой линии в сторону моря и формированию регрессивной толщи (отмечена оранжевым треугольником, Рисунок 7.6). С регрессивной толщей могут быть связаны песчаные тела различного генезиса: баровые тела, распределительные каналы дельтовой равнины, пляжи и т.д. Конец цикла соответствует низкому стоянию уровня моря. А последующее повышение уровня моря и начало трансгрессии запускает новый цикл формирования осадочного комплекса.

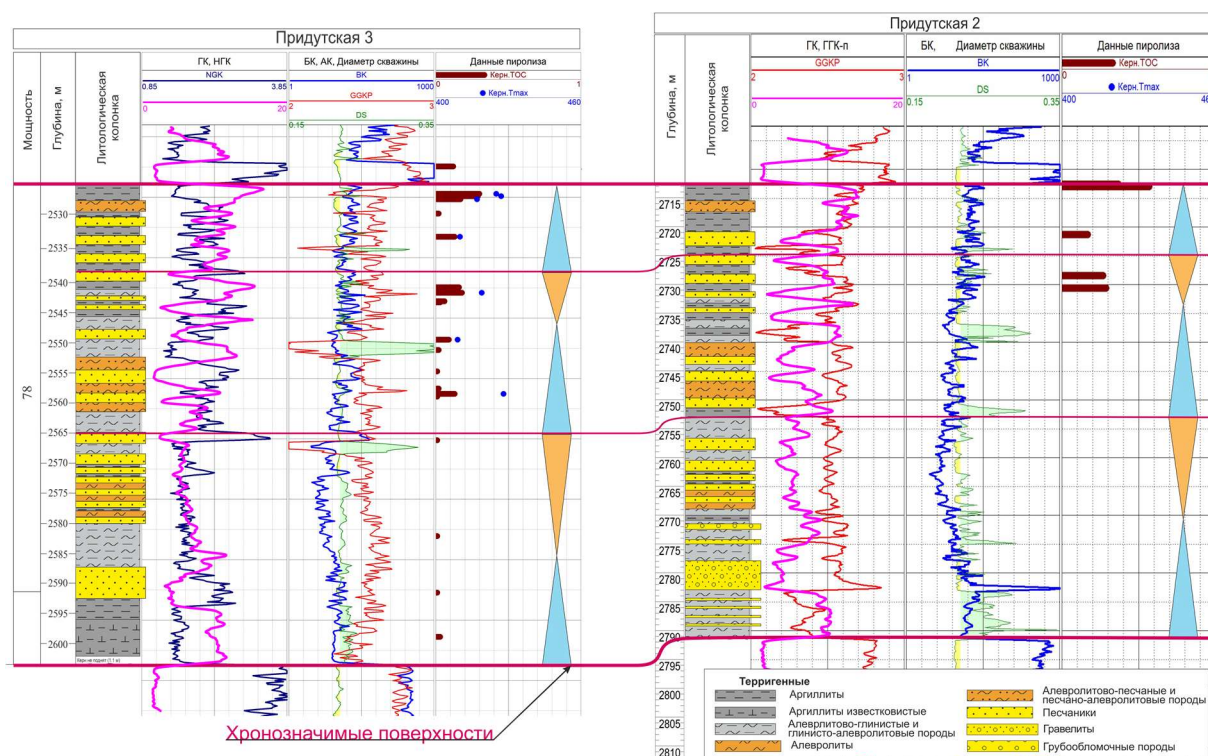


Рисунок 7.6 Выделение хронозначимых поверхностей, ограничивающих трансгрессивно-регрессивные циклиты, по данным каротажа и керна

Таким образом, в разрезе нижневендского комплекса выделен ряд хронозначимых поверхностей. Нижняя поверхность ограничивает комплекс по подошве и связана с угловым и стратиграфическим несогласием между рифейским и вендским комплексов. Верхняя поверхность ограничивает комплекс по кровле и выделяется на сейсмике в виде яркого отрицательного отражения, а также по данным ГИС и исследования керна, по характерной смене терригенных отложений нижнего венда карбонатно-глинистыми породами верхнего (на большей части территории). Изохронные поверхности внутри

комплекса являются трансгрессивными и фиксируют смену условий осадконакопления, объединяя разновозрастные отложения, накопившиеся в пределах одного цикла изменения уровня моря.

7.3. Строение циклитов нижневендского терригенного комплекса

Формирование нижневендского терригенного разреза происходило при заполнении вендских палеовпадин при цикличном изменении уровня воды в бассейне. За один цикл изменения уровня моря образуется один циклит, представляющий собой ряд генетически связанных слоев, ограниченных хроностратиграфическими поверхностями [Жемчугова, 2014].

Выделение циклитов в нижневендском разрезе рассмотрим на примере скважин Придутского ЛУ, в достаточной степени охарактеризованных керном.

Структура циклитов контролируется изменением ОУМ, что отражается в соотношении трансгрессивных и регрессивных комплексов. Так, **нижний циклит I** состоит из трансгрессивной и регрессивной толщ.

Трансгрессивная толща представлена коричневыми, красными и пестроцветными осадками флювиального, коллювиального и деллювиального происхождения с признаками разгрузки в приливной зоне.

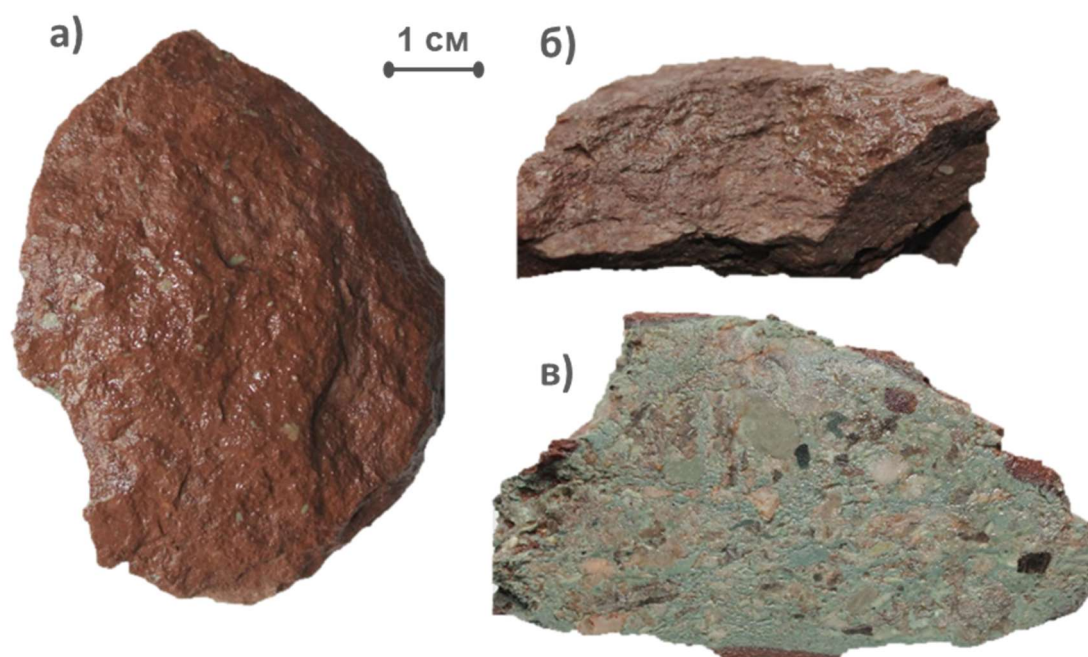


Рисунок 7.7 Глинистые породы, характерные для трансгрессивной толщи циклита I из скв. Придутская-2 (описание образцов представлено в тексте)

Коллювиальные образования, формировавшиеся у подножья склонов холмистого рельефа, представлены красновато-коричневыми глинисто-алевритовыми породами с

включениями песчаных и гравийных зеленовато-голубых зерен (Рисунок 7.7(а), гл. 2794.0 м) и линзами смешанная пестроцветных песчано-дресвяно-глинистых (Рисунок 7.7(б), гл. 2794.3 м) и дресвяно-песчано-гравийных пород с глинистым цементом (Рисунок 7.7(в), гл. 2791.7 м).

Выше залегают песчаники разномзернистые (Рисунок 7.8) с горизонтальной и косой слоистостью, полимиктовым составом, обычно плохой сортировкой (Рисунок 7.9) и слабой окатанностью обломочного материала: песчаники разномзернистые, с косой слоистостью, подчеркнутую миллиметровыми прослоями с включениями дресвы песчано-алевритовых и глинистых пород (Рисунок 7.8(а) скв. Придутская-2 гл. 2781.3 м), песчаники средне-мелкозернистые с интракластами (Рисунок 7.8(б) скв. Придутская-3 гл. 2597.7 м). Появление в разрезе линз песчано-гравийных пород с уплощенным гравием (Рисунок 7.7(в)) свидетельствует о периодической разгрузке коллювиального материала в приливную зону посредством временных флювиальных потоков.

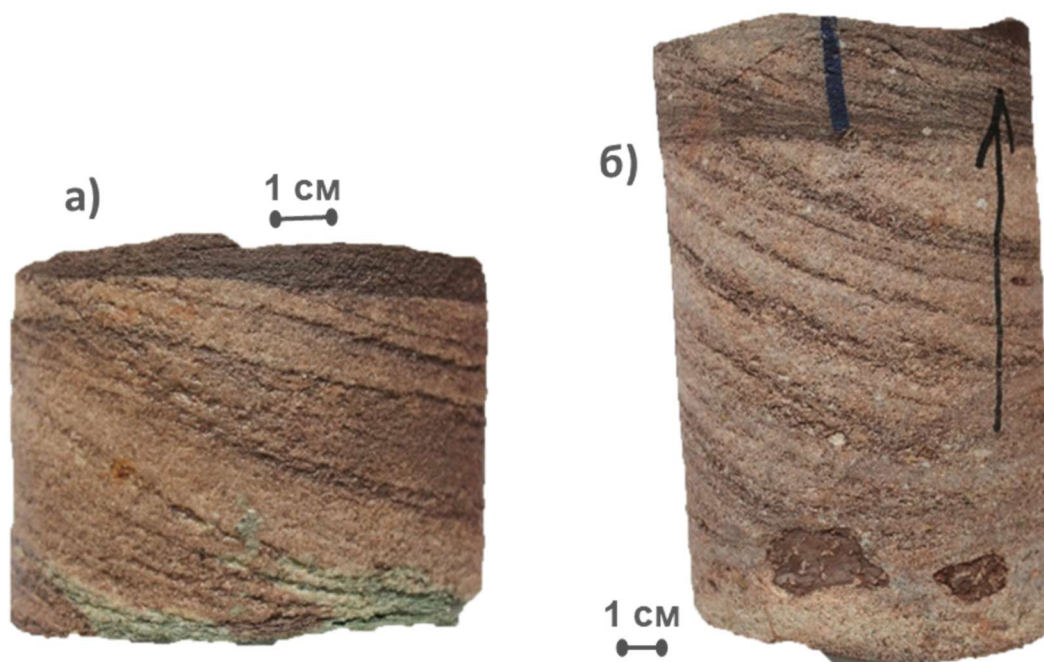


Рисунок 7.8 Образцы песчаников, характерных для трансгрессивной толщи циклита I (описание образцов представлено в тексте)

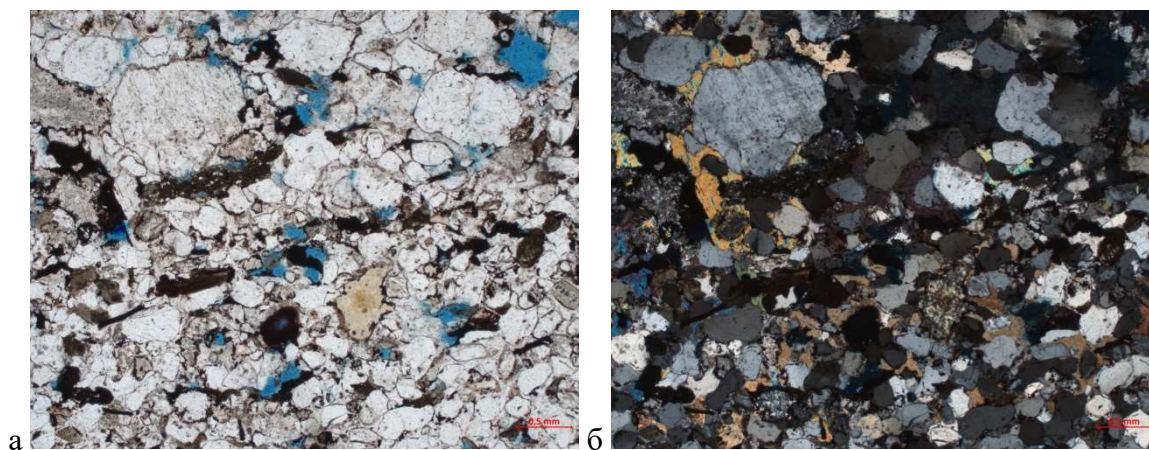


Рисунок 7.9 Песчаник полимиктовый с плохой сортировкой в параллельных (а) и скрещенных (б) николях при увеличении 2.5 (скв. Придутская-3, гл. 2597.7 м)

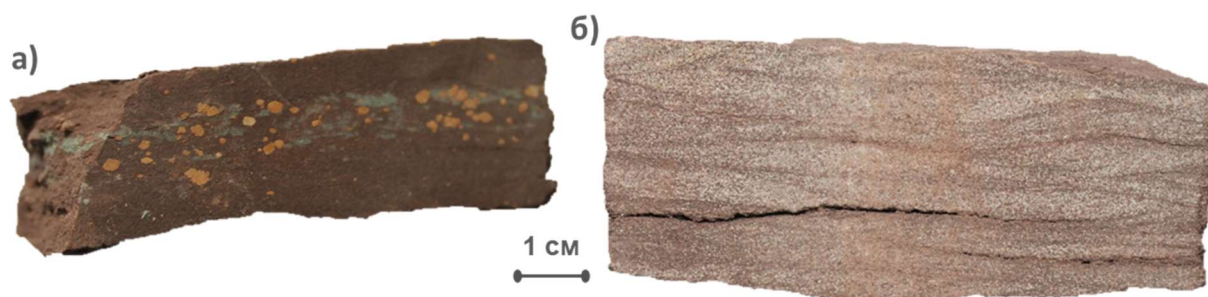
Коллювиально-делювиальные образования сложены коричневыми, красно-коричневыми алевролитово-глинистыми (Рисунок 7.10), глинистыми породами, неравномерно расслоенные приливно-отливными песчаниками и смешанными гравийно-песчаными интракластовыми отложениями.



Рисунок 7.10 Гравийно-песчано-глинистая порода трансгрессивной части нижнего циклита (скв. Придутская-3 гл. 2596.5 м)

Вверх по разрезу широкое распространение получают отложения приливно-отливной и мелководной седиментации, образованные разномерными песчаниками и алеврито-песчаными ритмитами с признаками волновой седиментации и штормовых забросов грубого материала. Среди них отмечены песчаники разномерные коричневатобежевые, с линзами глинистых интракластов и текстурой приливных течений (Рисунок 7.11 (а), скв. Придутская-2 гл. 2777.0 м), а также ритмиты алевролитово-песчаные с параллельной косой и косолинзовидной слоистостью (Рисунок 7.11 (б), скв. Придутская-2

гл. 2773,7 м), свидетельствующей об активной волновой деятельности. Они перекрыты алевритово-глинистыми и глинистыми осадками приливных осушек.



**Рисунок 7.11 Песчаники регрессивной толщи нижнего циклита
(описание образцов представлено в тексте)**

Вышезалегающие отложения формировались в условиях мелководья, обладают косослоистыми текстурами, нередко со срезанием серий, часто насыщены интракластами темно-коричневых глинистых и алевритово-глинистых пород (Рисунок 7.12).



**Рисунок 7.12 Ритм песчаников мелко-среднезернистых с глинистыми
интракластами из скв. Придутская 3 (гл. 2591.1 м)**

Регрессивная толща нижнего циклита формировалась в условиях относительного понижения уровня моря. Здесь отмечаются мелководные и приливно-отливные обстановки осадконакопления.

Мелководная фация охарактеризована глинисто-алевритово-песчаными отложениями, связанных с формированием песчаных валов. Песчаники обладают разнонаправленной косой слоистостью, образуя чередование с алевритово-песчаными ритмитами (Рисунок 7.13(а) скв. Придутская-3, гл. 2562,47 м).

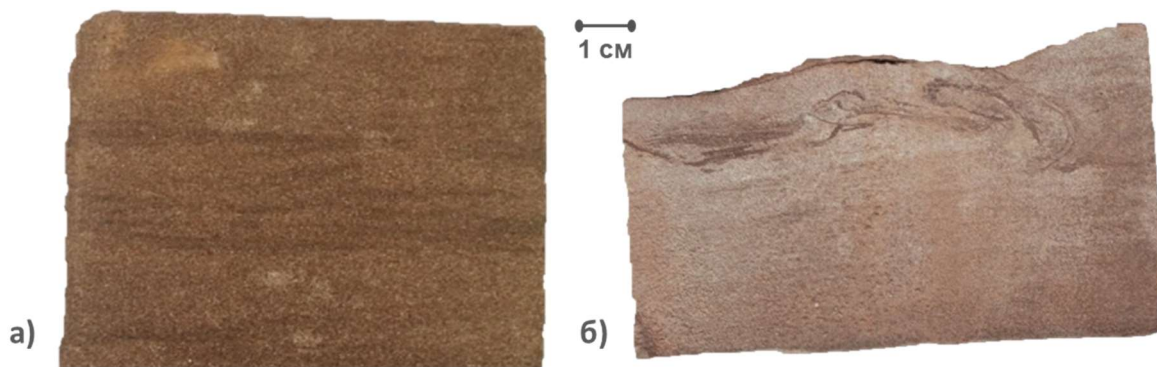


Рисунок 7.13 Песчаные породы, характерные для регрессивной толщи I циклита: а) Песчаник с косой слоистостью; б) ритмит алевролитово-песчаный с горизонтально-волнистой текстурой, нарушенной взмучиванием

Приливная седиментация установлена по формированию алевролитово-песчано-глинистой и песчано-алевритово-глинистой фациям, представленными ритмитами с преобладанием песчаного материала и признаками взмучивания (Рисунок 7.13(б) скв. Придутская-2, гл 2752.6 м).

Чередование приливно-отливных и мелководных обстановок отражено в строении грубообломочно-песчаной литофации, где наблюдается цикличное чередование грубообломочных и песчаных отложений возможных флювиальных разгрузок в приливной зоне (Рисунок 7.14).



Рисунок 7.14 Песчано-гравийные породы косослоистые (а), с включениями интракластов серо-зеленых глин (гл. 2765.6 м) и дресвяно-гравийные отложения (б) пестроцветные, пятнистые (гл.2765.0 м) в скважине Придутская-2

Средний циклит II так же состоит из трансгрессивной и регрессивной толщ.

Формирование трансгрессивной толщи происходило в мелководных и приливно-отливных обстановках осадконакопления.

Для мелководной обстановки характерны породы глинисто-алевритового состава, песчаники и алевролиты. Песчаники среднезернистые коричневые, коричнево-бежевые с

подчиненными прослоями серо-бежевых, песчаных и алевролитово-песчаных ритмитов, обладают горизонтальной, горизонтально- и косо-линзовидной текстурой (Рисунок 7.15).

Песчаники здесь имеют мономинеральный кварцевый состав, обладают средней и хорошей сортировкой обломочного материала с преобладанием полуокатанных и окатанных зерен, а также неравномерным битумонасыщением (Рисунок 7.16).



Рисунок 7.15 Ритмит песчаный средне-мелкозернистый с горизонтальной текстурой и рассеянной сульфатизацией (скв. Придутская-3, гл. 2560.34 м)

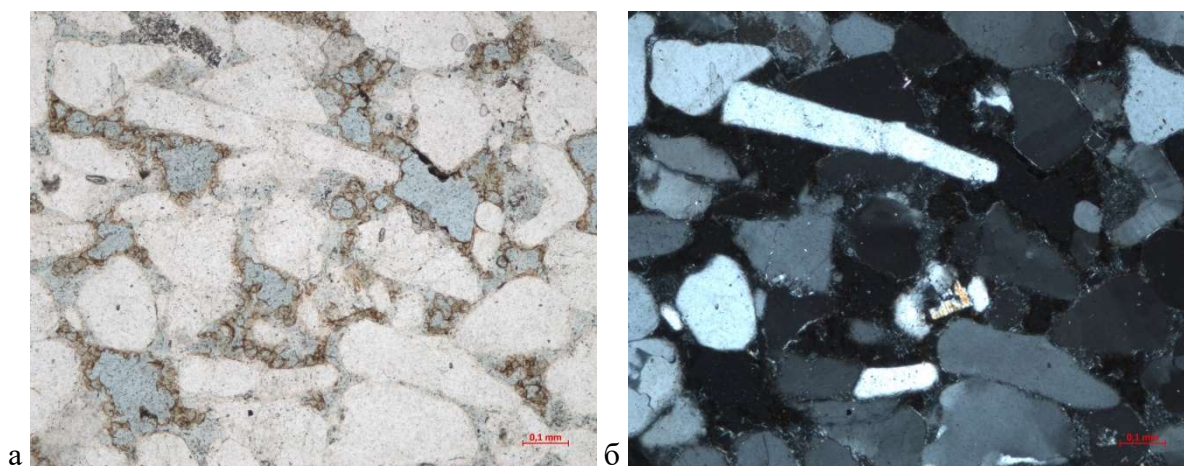


Рисунок 7.16 Кварцевый песчаник со средней сортировкой и преобладанием полуокатанных и окатанных зерен с пленочно-поровым битумным цементом (скв. Придутская-3, гл. 2560.8) параллельных (а) и скрещенных (б) николях при увеличении 10х

Чередование приливно-отливной и мелководной седиментации происходило при образовании вишнево-коричневых песчано-гравийных и косо-волнистослоистых песчаников, а также линзовидных ритмитов песчано-алевролитово-глинистого состава.

Признаками приливно-отливных обстановок являются пестроцветные песчаные, алевролитово-песчаные ритмиты, содержащие многочисленные интракласты зеленых алевроитовых и глинистых пород (Рисунок 7.17).

Для регрессивной толщи циклита характерна смена алевролитово-песчаных мелководных ритмитов гравийно-песчаными породами прибрежья с косой слоистостью (Рисунок 7.18).

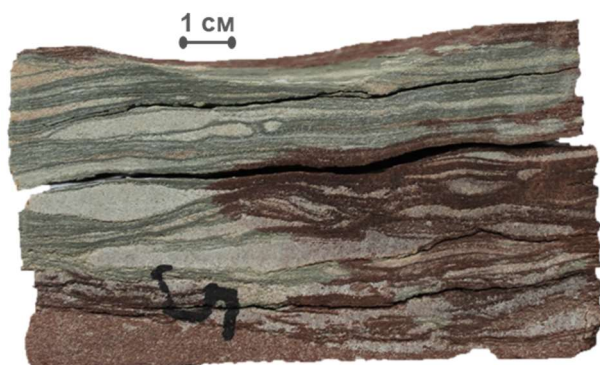


Рисунок 7.17 Ритмит алевролитовый с линзовидной текстурой (скв. Придутская-3, гл. 2547.3 м)



Рисунок 7.18 Гравийно-песчаная порода зеленовато-серая, косослоистая из скв. Придутская-2, гл. 2741.8 м

Заключительный трансгрессивный цикл седиментации непского горизонта представлен в **III циклите** в виде глинисто-песчано-алевролитовых и песчано-глинистых пород. Приливно-отливная и мелководная седиментация здесь сменяется преобладанием мелководных обстановок осадконакопления. Песчано-алевролитовые породы сменяются более глинистыми с линзовидной и волнистой слоистостью (Рисунок 7.19).

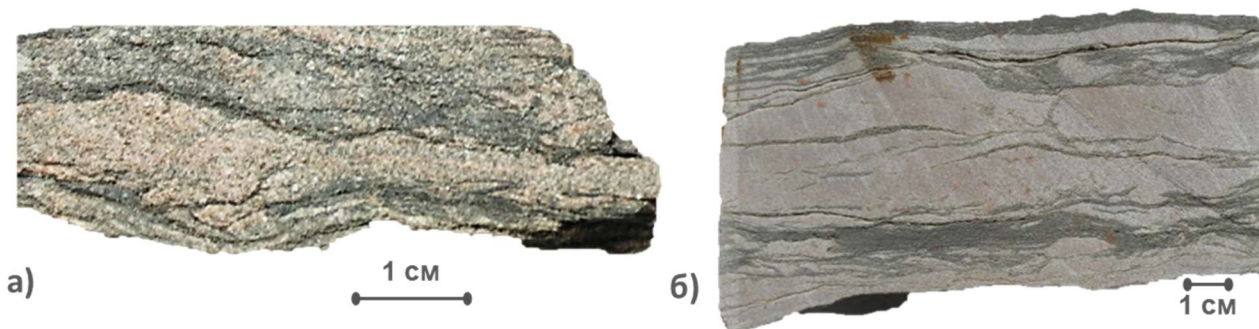


Рисунок 7.19 Косоволнистые ритмиты верхнего циклита: а) песчаные серо-бежевые, с белыми пятнами ангидритизации (скв. Придутская-2, гл. 2727.0 м); б) песчано-алевролитовые серые (скв. Придутская-3, гл. 2530.2 м)

7.4. Корреляция циклитов нижневендского терригенного комплекса

Корреляция хронозначимых поверхностей (поверхностей затопления) в большинстве случаев проводится с целью разделения разреза на отдельные гидродинамически несвязанные комплексы и прослеживания по площади потенциальных коллекторов, которые в терригенном разрезе чаще всего представлены песчаными прослоями, или определения зоны распространения нефтегазоматеринских прослоев. В данном подразделе представлена региональная корреляция циклитов по данным скважин, выделенных в результате комплексирования результатов анализа ГИС и изучения кернового материала. Корреляция выполнена на основе комплексирования различных скважинных данных: результаты геофизических исследований скважин (ГИС), результаты полевого описания керна, результаты литологического описания шлифов, результаты геохимических исследований пород.

Накопление нижних горизонтов венда началось в наиболее погруженных прогибах сильно расчлененного палеорельефа, образованного на фоне общего позднерифейского воздымания территории и оледенения. С развитием трансгрессии морской бассейн постепенно расширял площадь покрытия, что подтверждается строением комплекса на сейсмических разрезах в зонах прогибов, где его мощность изменяется от 100 до 300 м и более.

Увеличение мощности комплекса отражается на сейсмической картине изучаемого интервала появлением дополнительных отражений. При этом на склонах прогибов в положении сейсмических границ отмечается подошвенной налегание (Рисунок 7.20), что говорит о том, что сокращение мощности разреза происходит не за счет срезания отложений в результате эрозии, а имело место еще время осадконакопления комплекса за счет влияния морфологии вендского бассейна – в ранневендское время происходило постепенное заполнение пострифейских прогибов при котором сокращение мощности осадков наблюдалось в районах палеоподнятий, а увеличение – на их склонах и в пределах палеопрогибов.

В связи с урезанной зоной распространения нижней части разреза, связанной с характером палеорельефа, выделение циклитов удобней начинать от верхней трансгрессивной поверхности (кровля непского горизонта) после выравнивания на нее. Верхняя хроностратиграфическая поверхность имеет наибольшую площадь распространения и характеризует общую область распространения изучаемого комплекса. Следуя от верхней поверхности вниз по разрезу, наблюдается формирование верхнего трансгрессивного циклита, имеющего достаточно выдержанную на большей части территории мощность, т.к. его образование связано со схожими приливными,

мелководными и шельфовыми обстановками (Рисунок 7.21). Следуя вниз по разрезу от подошвы верхнего циклита, выделен ряд трансгрессивно-регрессивных циклитов, разделенных хроностратиграфическими поверхностями.

Внутри циклитов по латерали присутствует литолого-фациальная изменчивость, т.к. во время их образования осадконакопление в пределах обширного района исследования проходило при различных обстановках от континентальных до мелководных. Циклиты в нижней и средней части разреза образованы генетически различными осадками, ввиду чего может наблюдаться изменение мощностей по латерали.

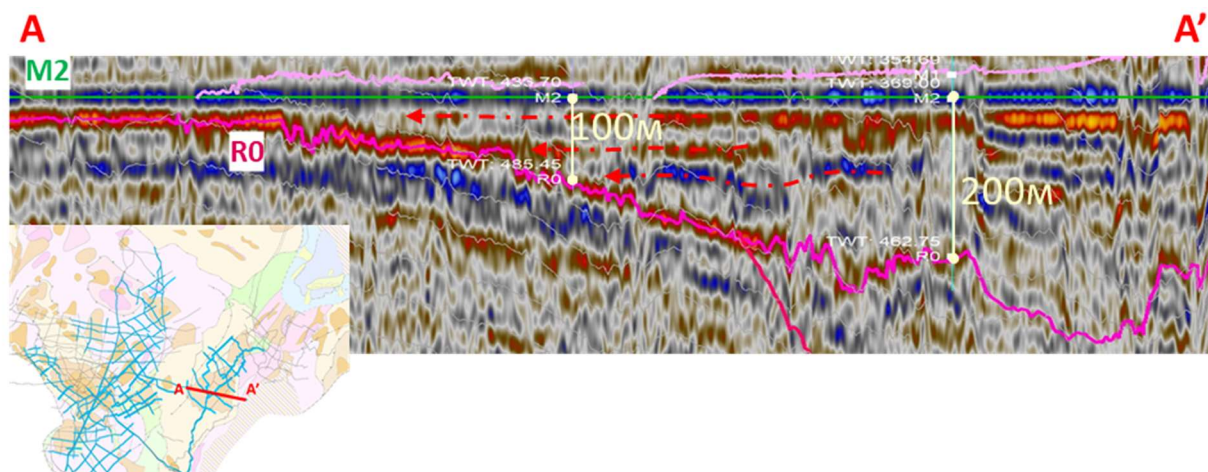


Рисунок 7.20 Сейсмогеологическое строение нижневендского комплекса в зоне увеличения мощности с выделением подошвенного налегания на склоне Непско-Ботубинской антеклизы (красные стрелки)

Если рассматривать литолого-фациальное строение циклитов по мере их накопления вверх по разрезу, наблюдается постепенное увеличение глубоководности условий осадконакопления. Корреляция отложений позволила выявить закономерности в распространении разнофациальных комплексов по площади. В основании разреза в областях палеоподнятий и прилегающих склонов отмечаются континентальные и мелководные обстановки седиментации [Наговицин, Кочнев, 2015]. Дополнительным подтверждением этому служит распределение аутигенных минералов. Повышенное содержание гематита, отмечается в нижних циклитах, картируя береговые осадки (Рисунок 7.22) [Захаров, 2016; Лидер, 1986]. Континентальные обстановки преобладают в районе Байкитской антеклизы (Рисунок 7.21) и западного склона Непско-Ботубинской антеклизы.

В зоне увеличения мощностей терригенного комплекса на восточном склоне Непско-Ботубинской антеклизы, распространены более глубоководные образования, что подтверждает наличие здесь палеовпадины в ранневендское время. По результатам описания керна континентальные образования здесь не выявлены, а формирование отложений происходило в морских условиях (Рисунок 7.23).

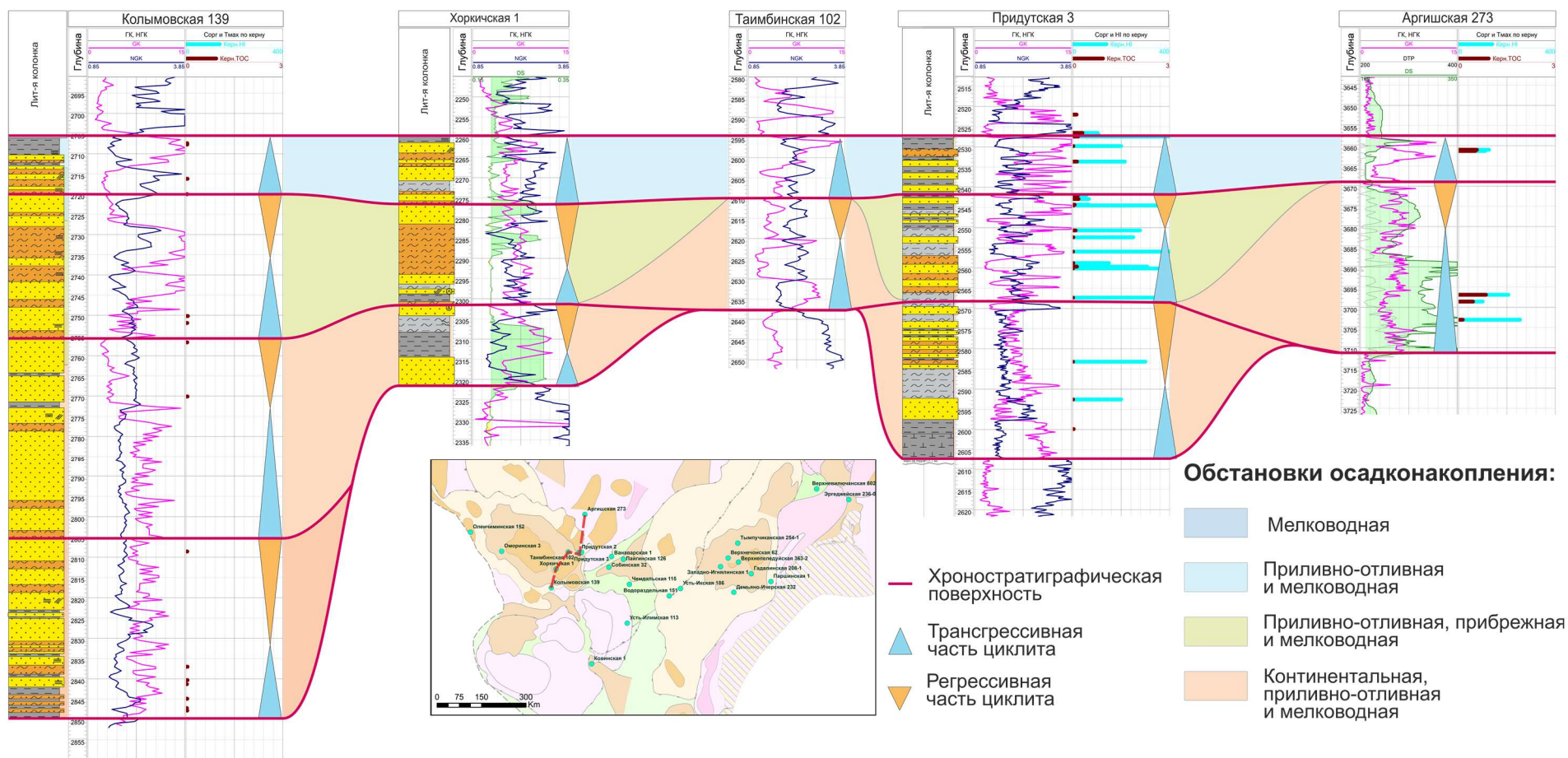


Рисунок 7.21 Корреляционный профиль Байкитской НГО с выделением циклитов и обстановок осадконакопления

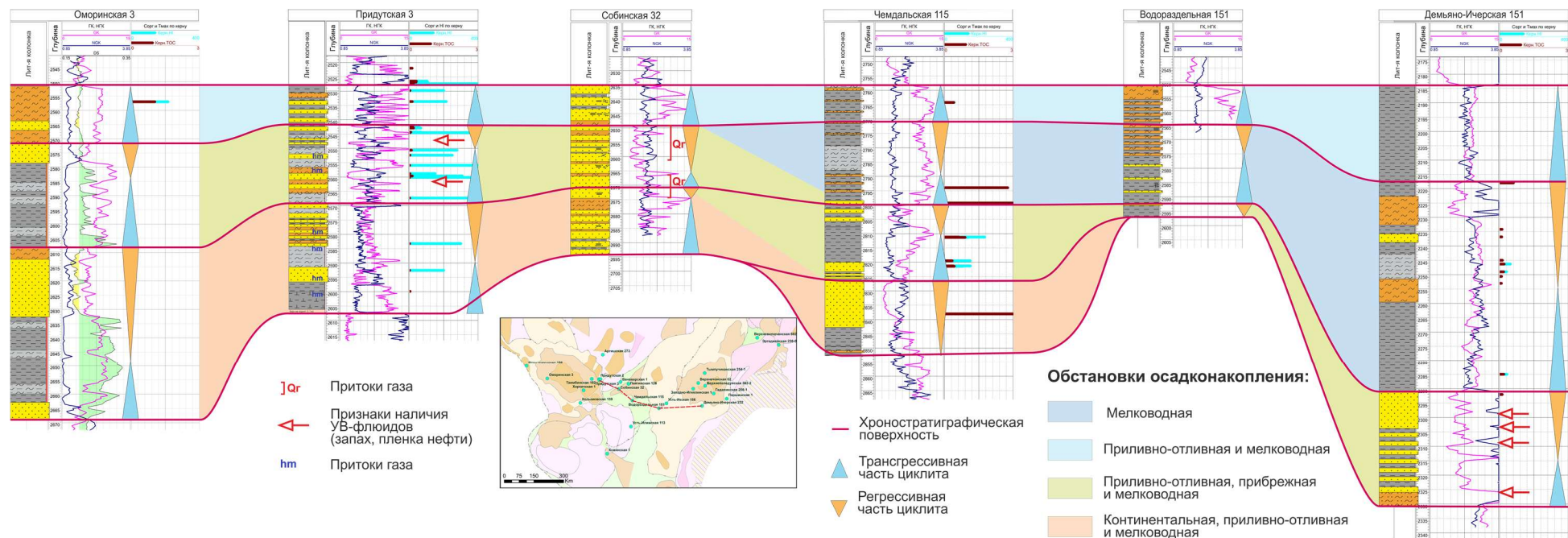


Рисунок 7.22 Региональный корреляционный профиль от Байкитской антеклизы через Катангскую седловину к Непско-Ботубинской антеклизе с выделением циклитов и обстановок осадконакопления

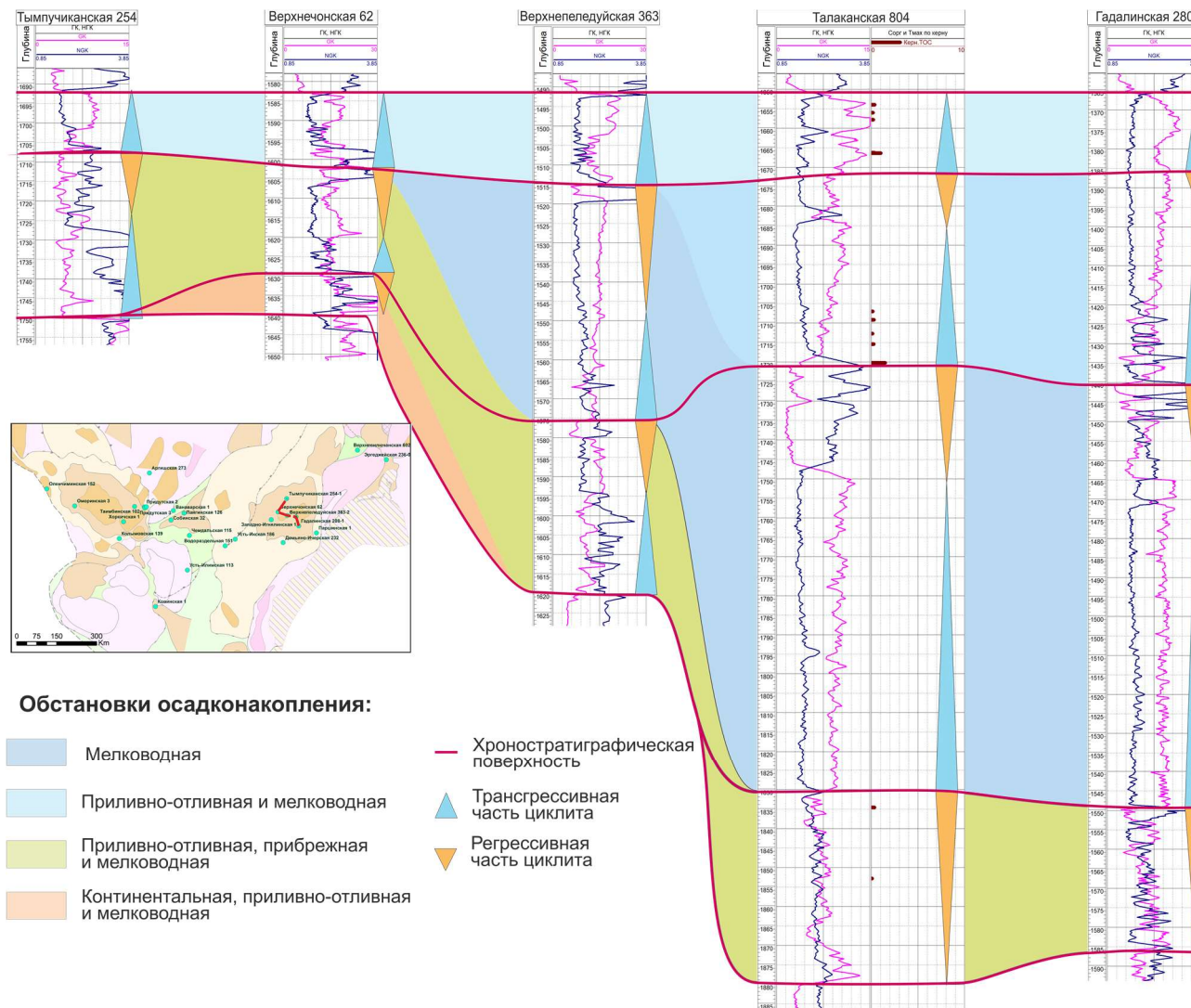


Рисунок 7.23 Корреляционный профиль Непско-Ботубинской НГО с выделением циклитов и обстановок осадконакопления

Общее количество циклов варьирует от 2 до 5 в среднем, возрастая при значительном увеличении мощности изучаемого терригенного разреза в пределах впадин или при движении к периферии бассейна (Рисунок 7.23).

Краткие выводы по разделу:

Проведению анализа цикличности и лито-стратиграфического строения терригенной части вендских отложений препятствует ряд трудностей: неоднозначность стратиграфических подразделений и определения возраста терригенных толщ различных районах Лено-Тунгусского бассейна, сильная литологическая изменчивость отложений и влияние вторичных процессов. Поэтому представленные исследования проводились с учетом данных сложностей, учитывая их влияние на получаемые результаты.

Терригенный комплекс нижнего венда включает отложения вилючанского и непского горизонтов. Проводимые исследования направлены на последний, т.к. вилючанский горизонт распространен главным образом на юге бассейна, за пределами района исследований. Непский горизонт объединяется свиты, приуроченные к различным литолого-фациальным областям бассейна (ванаварская, непская свиты и их стратиграфические аналоги).

Анализ цикличности проведен на основе сиквенс-стратиграфического анализа, согласно которому строение осадочного разреза рассматривается с учетом изменения ОУМ, контролирующее структуру циклитов. Анализ обстановок осадконакопления проведен по данным описания кернового материала нижнего венда, по результатам которого в разрезах скважин выделены от 2 до 5 циклитов. Границы циклитов установлены по данным скважин, т.к. на большей части территории мощность комплекса не превышает 200 м, что затрудняет их выделение по сейсмическим данным. Формирование комплекса происходило при постепенном заполнении пострифейских впадин при континентальных и морских условиях осадконакопления, поэтому сокращение мощности происходит за счет выпадения из разреза нижних циклитов в районах вендских палеоподнятий, а верхние – напротив имеют обширное площадное распространение. Выделение циклитов позволяет подтвердить положение палеоподнятий и палеовпадин, а также выделить области распространения НГМТ, связанные с преобладанием в разрезе морских литофаций.

8. Определение геохимических свойств нефтегазоматеринских формаций нижнего венда

Долгое время считалось, что единственным источником углеводородов Лено-Тунгусского нефтегазоносного бассейна (НГБ) Сибирской платформы являются породы рифейского нефтегазоносного комплекса (НГК), главным образом карбонатные: глинистые доломиты, аргиллиты, строматолитовые известняки [Конторович и др., 1996].

Однако ряд последних исследований, включающих биомаркерный анализ углеводородов, доказал вклад вышележащих вендских отложений в нефтегазоматеринский потенциал Лено-Тунгусского НГБ [Баженова и др., 2014]. Исследования нефтегазоматеринских свойств нижневендского комплекса также отражены в научных работах Ю.А. Филиппова, И.Д. Тимошиной, Т.К. Баженовой, А.Э. Конторовича, Ю.И. Корчагиной, А.И. Ларичева и др.

8.1. Геохимическая база данных

Для анализа нефтематеринского потенциала пород вендского нефтегазоносного комплекса Лено-Тунгусского нефтегазоносного бассейна (НГБ) использовались геохимические данные различных источников: данные диссертаций [Филиппов, 2015; Тимошина, 2005], данные отчетов (СНИИГГиМС, ВНИГНИ), результаты работы коллектива кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ и др. Общая собранная база данных в виде таблицы Excel включает 4552 пробы образцов пород и нефтей. По терригенному венду собрано 596 проб пород (561 проб из 232 скважин, 25 проб из обнажений) и 53 пробы нефтей. Таблица включает 471 пробу с замерами $C_{орг}$ по терригенному венду и 161 замер T_{max} .

При этом важно отметить, что в таблице отсутствуют дубликаты проб одного образца. Все данные по образцам с одной скважины (обнажения) и глубины, объединены в единую пробу (т.е. одна строка таблицы включает результаты нескольких геохимических исследований).

Таблица собрана с возможностью сортировки проб по различным параметрам: авторам, нефте-геологической и тектонической привязке, лицензионным областям и названию скважины или обнажения, глубине отбора, стратиграфическому возрасту (система, отдел, ярус, свита), типу породы, наличию определенных исследований и величине геохимических параметров.

Каждой пробе были присуждены соответствующие ей координаты. Все образцы нанесены на тектоническую карту и соотнесены с тектоническими элементами и нефтегазоносными областями. Таким образом, в базе данных имеются образцы со всех

регионов Лено-Тунгусского нефтегазоносного бассейна: Анабарская, Алданская, Байкитская, Непо-Ботубинская антеклизы, Курейская и Присаяно-Енисейская синеклизы, Катангская седловина, Предпатомский прогиб и Ангаро-Ленская ступень (Рисунок 8.1).

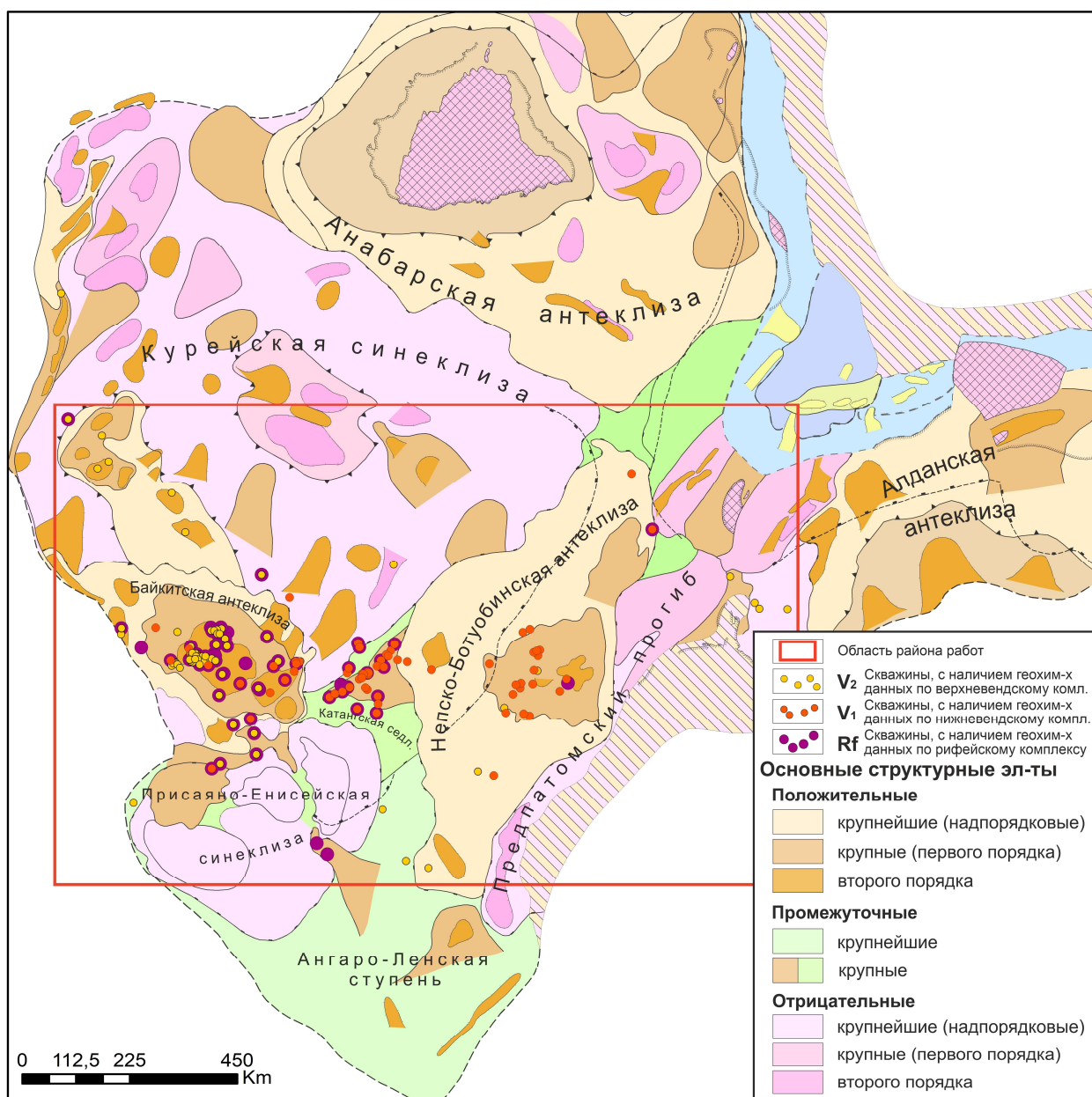


Рисунок 8.1 Распространение изучаемых геохимических проб на тектонической карте [Старосельцев, 2013] с дополнениями автора

Сводная таблица объединяет результаты различных геохимических анализов:

- Определение элементного состава
- Пиролиза – определение параметров $T_{\max}$, S1, S2, S3, Corg, HI, OI (1566 образцов)
- Жидкостной хроматографии – определение группового состава
- Газо-жидкостной хроматографии – распределение нормальных алканов и изопреноидов и соответствующие коэффициенты

- Хромато-масс-спектрометрии – распределение терпанов и стеранов, их гомологов и изомеров и соответствующие коэффициенты
- Масс-спектрометрии - $\delta^{13}\text{C}$
- Плотность и выход фракции до 200°C для нефтей

Общее количество образцов с определённым содержанием органического углерода составляет 3397 (объединены все значения содержания углерода по результатам пиролиза и определения элементного состава).

Таким образом, полученная сводная таблица легла в основу дальнейшего анализа нефтематеринских свойств пород вендского комплексов.

8.2. Способы оценки качества и свойств нефтегазоматеринских прослоев.

Перед началом изучения конкретных нефтематеринских формаций стоит рассмотреть способы оценки их свойств и качества. Один из наиболее эффективных методов количественной оценки величины нефте- и газообразования при эволюции органического вещества был разработан В.А. Успенским и О.А. Радченко (1947 г.). Данный методологический подход использован в работе аппарата RockEval, где при постепенном нагревании происходит термическое разложение образца, в ходе которого происходит испарение несколько групп компонентов.

Образец породы помещают в печь аппарата с инертной атмосферой (азот или гелий), где он постепенно нагревается. Далее при нагревании происходит испарение нескольких групп компонентов, интенсивность выделения которых определяется двумя регистраторами: пламенно-ионизационный детектор (FID) используется для регистрации углеводородов, в то время как инфракрасный (IR) фиксирует количество выделившихся CO и CO₂. В результате проведенного анализа испарение каждой группы компонентов маркируется появлением на пирограмме пиков: S₁, S₂ и S₃ [Espitalie et al., 1985].

Пик S₁ соответствует выходу свободных и сорбированных углеводородов (УВ), составляющих нефти и растворенные в них газы, и характеризует объем уже сгенерированных УВ, находящихся в поровом пространстве породы. Выделение свободных УВ происходит на первом этапе проведения анализа при температуре до 300°C, а их количество фиксируется с помощью пламенно-ионизационного детектора (Рисунок 8.2).

Параметр S₁ в НГМТ нередко соотносят со значением хлороформенного битумоида (более подробно будет рассмотрен ниже), т.к. содержание углеводородов пика S₁ по значениям близко к объему битумоидов, полученных при экстракции. Однако об абсолютном равенстве этих значений утверждать нельзя [Серебренникова, 2008].

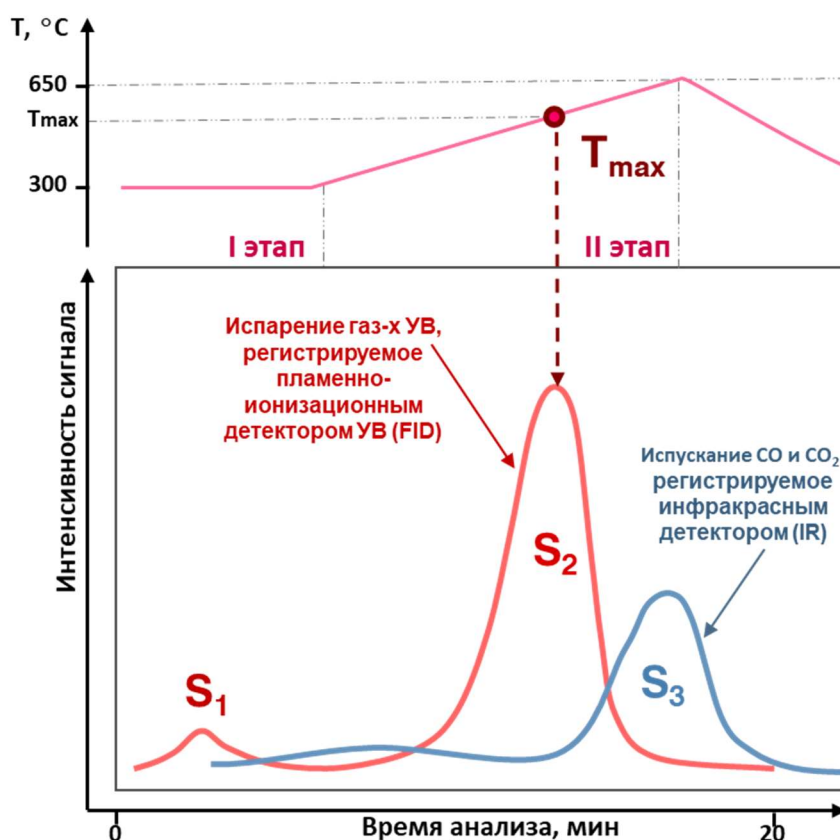


Рисунок 8.2 Пример пирограммы с выделением пиков выхода групп компонентов и графиком изменения температуры анализа

Пик S_2 соответствует выходу газообразных углеводородов на втором этапе анализа, когда при постепенном линейном подъёме температуры от 300 до 650°C происходит собственно пиролиз (термолиз) – разложение (деструкция) керогена органического вещества (ОВ) нефтегазоматеринской породы под воздействием высоких температур (Рисунок 8.2). Выход УВ флюидов здесь так же регистрируется пламенно-ионизационным детектором УВ (FID) (Козлова и др., 2015). Параметр S_2 отражает остаточный генерационный потенциал породы и характеризует объем УВ, который может быть сгенерирован в будущем в ходе дальнейшей естественной эволюции при полной реализации нефтематеринского потенциала ОВ породы. По сумме показателей S_1 и S_2 определяют общий генетический потенциал, который способна реализовать изучаемая нефтегазоматеринская порода.

Температура, при которой отмечается наибольшая интенсивность выхода УВ при термолизе, обозначается как $T_{\max}$, и характеризует степень катагенетической преобразованности ОВ породы. На пирограмме время замера этого параметра определяется по вершине пика S_2 (Рисунок 8.2).

На протяжении анализа в то время, как пламенно-ионизационный детектор фиксирует выход газообразных УВ, инфракрасный детектор измеряет количество СО и

CO₂. Третий пик (S₃), регистрируемый инфракрасной ячейкой при температуре 300–390°C, фиксирует количество выделившихся угарного и углекислого газов (CO и CO₂) на всем протяжении анализа, а его вершина соответствует времени, когда их выделение происходило наиболее интенсивно (Рисунок 8.2).

По количеству образовавшихся углеродсодержащих соединений CO, CO₂ и УВ рассчитывается общее содержание органического углерода в породе C_{орг} (или TOC, total organic carbon), которое крайне важно при определении качества изучаемой НГМТ.

Далее для определения типа и качества ОБ на основе значений S₁, S₂ и C_{орг} рассчитываются значения водородного и кислородного индексов. Эти индексы практически независимы от количества органического вещества и в значительной степени связаны с элементным составом ОБ (содержание водорода и кислорода) [Васильев, 2012].

- водородный индекс **HI** (hydrogen index) характеризует остаточный (еще не реализованный генерационный потенциал органического вещества породы)
 $HI = (S_2 / TOC) \times 100$ (в мг УВ/ г TOC);
- кислородный индекс **OI** = $(S_3 / TOC) \times 100$ (мг CO₂/ г TOC);

По значениям S₁, S₂ дополнительно рассчитывают индекс, характеризующий продуктивность НГМТ: индекс продуктивности $PI = S_1 / (S_1 + S_2)$ [Тиссо, Вельте, 1981].

Для проведения пиролиза (термолиза) применяют пиролизаторы и пироприставки нескольких научных марок: наиболее распространены Rock Eval 6 (Vinci Technology Франция) и HAWK (Wildcat Technology, США), также используют SR Analyser (Weatherford Laboratories, США), EGA/PY-3030D (Frontier Lab, Япония), ТМС (Ярославль, Россия), Масс-спектрометрический аналитический комплекс «Литотерм-1000» (Винэкс, Беларусь) и др. Перед началом исследования для контроля точности измерений производят стандартную процедуру калибровки прибора на эталонном образце, после чего процедуру пиролиза проводят согласно аттестованной методике в соответствии с требованиями ГОСТ Р 8.563-2009 «Государственная система обеспечения единства измерений (ГСИ)».

8.3. Верификация пиролитических данных

Ввиду использования данных различных источников, к их интерпретации стоит подходить с особым вниманием, и анализировать значения, не вызывающие сомнений в их корректности получения и дальнейшего применения. Поэтому перед началом аналитической части работы к имеющимся данным были применены определенные фильтры, исключающие значения, которые могут внести некорректное влияние на общий объем анализируемых данных.

В первую очередь стоит учесть первичный фильтр использования результатов пиролиза, указанный разработчиками прибора Rock-Eval. При содержании $C_{\text{орг}}$ в породе менее 0.3 % и выходе УВ в пике S_2 менее 0.09 мг УВ/г породы возрастает разброс измеряемых значений, а значит полученные результаты следует считать непригодными для оценки нефтегазогенерационных свойств пород [Тиссо, Вельте, 1981; Лопатин, Емец, 1987]. Таким образом, для оценки генерационного потенциала, типа и зрелости ОВ используются только результаты пиролиза по образцам с содержанием органического углерода (ТОС), превышающим 0.3% и значением S_2 свыше 0.09 мг УВ/г породы.

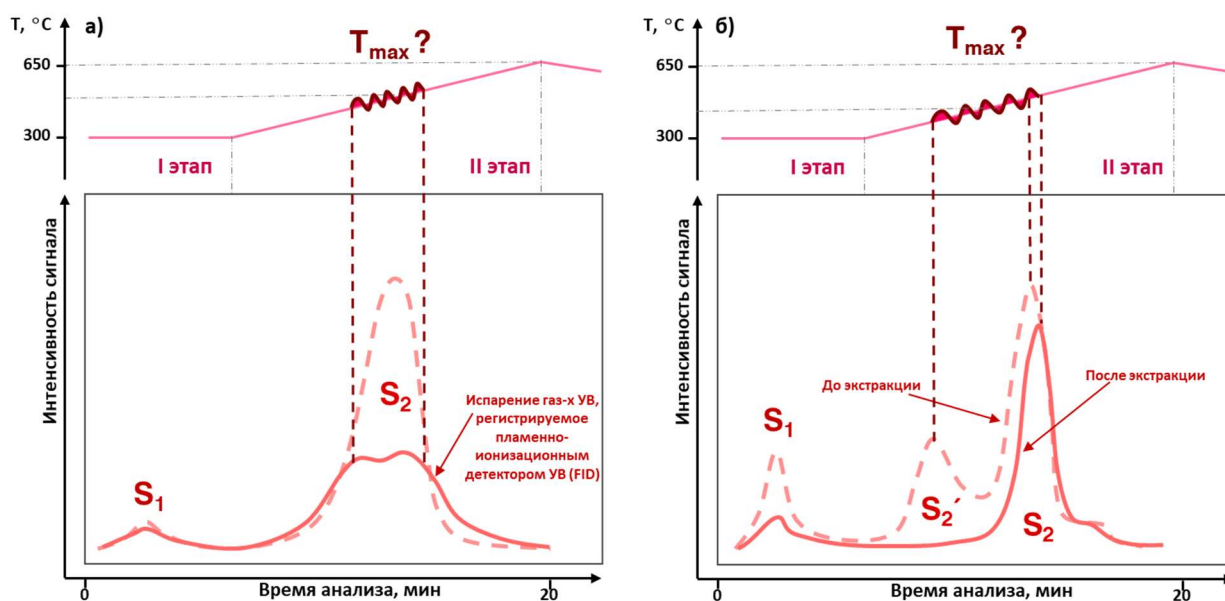


Рисунок 8.3 Примеры пирограмм с низким значением S_2 (а) и наличием второго пика S_2' у неэкстрагированного образца (б), отражающие сложность выделения пика выхода УВ и определения времени замера параметра T_{max}

Однако для использования значений параметра T_{max} применяются более жесткие критерии отбора. В некоторых случаях при низком остаточном генерационном потенциале и небольших значениях содержания $C_{\text{орг}}$ пирограмма в пределах зоны определения параметра S_2 не имеет ярко выраженного пика – более пологий или раздвоенный пик (Рисунок 8.3). Тогда время замера T_{max} может быть определено с ошибкой, а его численное значение иметь искаженную величину (часто завышенную) [Филипцов, 2015]. В таких случаях, когда величина пика S_2 не превышает 1 мг УВ/г породы и содержание органического углерода не превышает 1%, использование численного значения параметра T_{max} некорректно, и может привести к искаженной оценке степени катагенетической преобразованности породы.

Необычно низкие значения T_{max} для изучаемых проб могут быть связаны с наличием вторичных битумов. Часто они имеют низкую степень катагенетической

преобразованности и совместно с углеводородными флюидами, могут при пиролизе сформировать смещенный или раздвоенный S_2 пик с необычно низкими $T_{\max}$ [Филипцов, 2015]. Появление второго пика S_2' обуславливается вкладом смолистых компонентов аллохтонных битумоидов [Басалаева, 2015]. Также при сравнении пирограмм до и после экстракции (Рисунок 8.3б) выявлено, что после экстракции пик S_2' практически исчезает, а конфигурация пика S_2 уменьшается и смещается в правую сторону. Образцы с присутствием аллохтонных битумоидов и наличием второго пика S_2' на пирограмме в большинстве случаев характеризуются пониженными значениями $T_{\max}$. Поэтому при анализе необходимо использовать экстрагированные пробы пород.

Наличие аллохтонных битумоидов в исследуемом интервале пород можно определить по рассогласованию между показаниями параметров НІ и $T_{\max}$. Показания НІ связаны со степенью реализации нефтегазогенерационного потенциала – при возрастании катагенетической преобразованности органическое вещество претерпевает карбонизацию, а его водородный индекс НІ и показатель S_2 стремятся к нулю [Филипцов, 2015]. Показания $T_{\max}$ при этом должны иметь повышенные значения, характерные для зрелого ОВ. В противном случае высокие значения водородного индекса НІ и, напротив, заниженные значения температуры максимального выхода углеводородов при крекинге керогена $T_{\max}$ свидетельствуют об аллохтонном происхождении битумоидов этих образцов [Басалаева, 2015].

Подобная зависимость отмечается и при «эффекте Эспиталье», когда пониженные значения $T_{\max}$ отмечаются при высоких показаниях S_1 , что говорит о присутствии свободных УВ в незрелой (по показаниям $T_{\max}$) нефтегазоматеринской породе, что также является достоверным критерием присутствия эпигенетичных жидких углеводородов (УВ) [Лопатин, Емец, 1987].

Присутствие в породе мигрировавших битуминозных компонентов также можно выявить на основе распределения концентраций хлороформенных битумоидов среди образцов. Битумоиды представляют собой компоненты органического вещества, извлекаемые из него и породы органическими растворителями (хлороформом, бензолом, петролейным эфиром, ацетоном, спирто-бензолом и др.). В практике геохимических исследований обычно используется хлороформ, экстрагирующий наиболее нейтральные, близкие к нефти по составу фракции ОВ - хлороформенные битумоиды (ХБ). В.А. Успенским в 1958 г. была установлена закономерность, что «с увеличением доли битуминозных компонентов в ОВ пород уменьшается его содержание» или с увеличением дисперсности ОВ доля битумоидов в нем растет. Позднее Н.Б. Вассоевич установил подобную обратную зависимость для ОВ современных осадков (Рис. 8.4). Соблюдение этой

закономерности является основой для выделения автохтонных или сингенетичных битумоидов, а зависимость между битумоидным коэффициентом (β) и содержанием $C_{орг}$ называется зависимостью Успенского-Вассоевича. [Успенский и др., 1966, Вассоевич, 1984]:

$$\beta = (ХБ/С_{орг}) \cdot 100 \text{ \%}.$$

В случаях, когда закономерность соблюдается, и с ростом содержания $C_{орг}$ уменьшается доля битумоидного коэффициента, битумоиды относят к **автохтонным**, т.е. находящимся на месте своего возникновения в адсорбированном состоянии. Материнская толща и битумоид в данном случае генетически едины. При этом коэффициент битуминозности автохтонных битумоидов не должен превышать 20-25%.



Рис. 8.4 Зависимость битумоидного коэффициента (β) от содержания органического углерода в рифей-венд-кембрийских отложениях из скважин и обнажений

В случаях, когда закономерность Успенского-Вассоевича не соблюдается, а битумоидный коэффициент превышает 25%, битумоиды относят к параавтохтонному или аллохтонному типам. **Параавтохтонные** битумоиды претерпели незначительные перемещения внутри толщи, т. е. уже утратили связь с исходным ОВ, однако находятся в непосредственной близости от места образования и не покинули толщу в целом. Объем параавтохтонных битумоидов включает в себя автохтонные битумоиды и миграционную часть битумоидов соседнего участка. Их битумоидный коэффициент составляет 25-45%. **Аллохтонные** битумоиды не имеют генетической связи с вмещающей толщей, а высокие значения битумоидного коэффициента $\beta > 40-50\%$ являются надежным показателем эпигенетичности битумоидов [Баженова и др., 2000].

В первую очередь было рассмотрено содержание эпигенетических битумоидов в породах рифейского комплекса для изучения путей и возможности миграции рифейских битумоидов в нижевендский резервуар. Образцы пород рифейского комплекса по содержанию битумоидов за единичным исключением вписываются в зависимость Успенского-Вассоевича (Рис. 8.5). Повышение битумоидного коэффициента здесь связано с наличием параавтохтонных битумоидов и повышенным индексом продуктивности PI данного интервала.

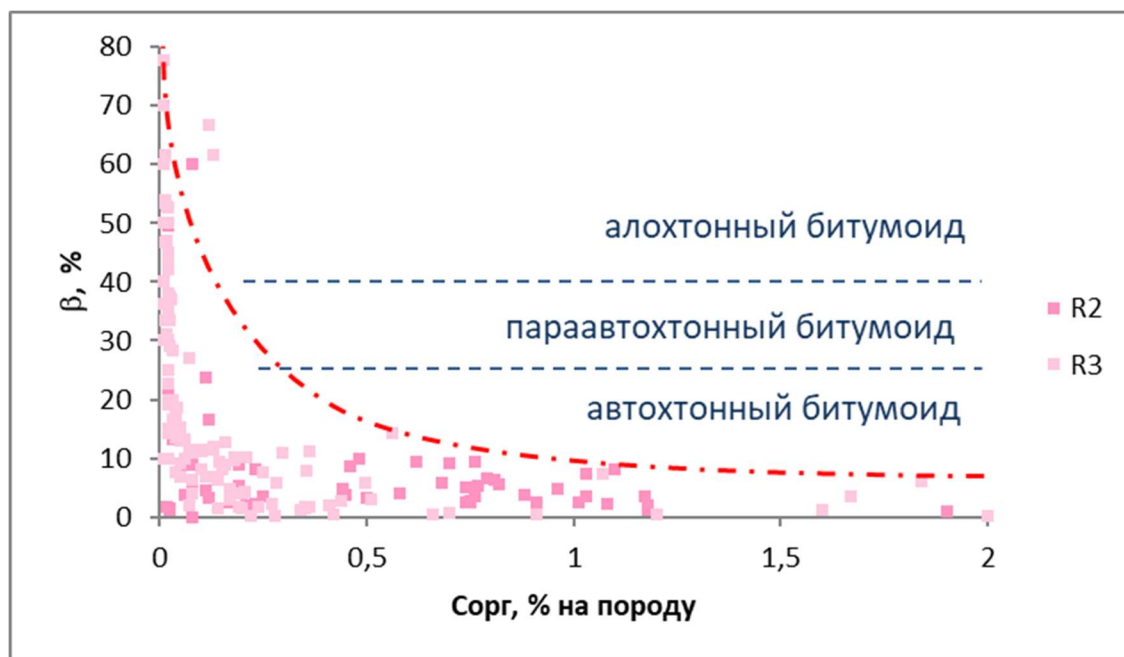


Рис. 8.5 Зависимость битумоидного коэффициента (β) от содержания органического углерода в отложениях среднего и верхнего рифея из скважин и обнажений Восточно-Сибирского НГБ

При анализе изменения битумоидного коэффициента с глубиной, для образцов среднерифейских отложений некоторая зависимость присутствует (Рис. 8.6). Однако у проб верхнего рифея увеличение доли битумоидного компонента с глубиной отбора образца не связано, что частично объясняется высокой продуктивностью данного интервала, но также подтверждает сложность модели катагенетической преобразованности рифейских НГМТ, которая в некоторых случаях напрямую не связана со структурой и глубиной их современного положения. При этом стоит отметить, что большая часть проб рифейских формаций отобрана в районе Байкитской антеклизы, где по мнению Баженовой Т.К. расположена одна из наиболее значимых зон проявления катагенетического несогласия между породами рифея и венда, связанного с масштабной инверсией отложений рифейского комплекса в предвендское время [Баженова и др., 2014]. Генерация УВ древними рифейскими НГМТ (мадринская, куюмбинская, вэдрешевская свиты) здесь началась еще в рифейское время в наиболее погруженных частях рифейских авлакогенов, в

то время как более молодые верхнерифеские НГМТ (ирэмкенская свита и др.) приобрели свою катагенетическую зрелость и начали генерировать УВ только в пострифейское время [Баженова и др., 2011]. Поэтому выявление закономерности увеличения битуминозности с глубиной в данном случае не является корректным.

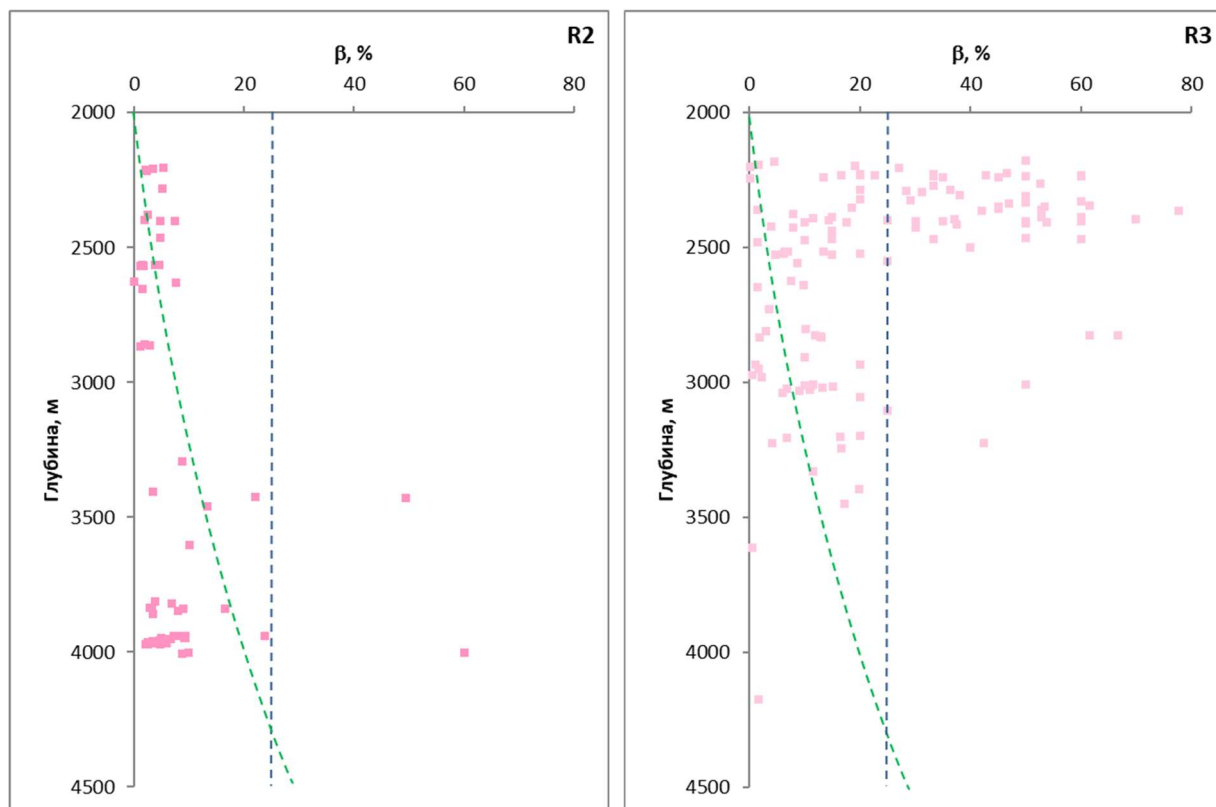


Рис. 8.6 Графики зависимостей изменения битумоидного коэффициента с глубиной для среднего (слева) и верхнего рифея (справа)

Среди отложений нижневендского комплекса доля аллохтонных битумоидов чуть выше (Рисунок 8.7), что вероятно связано с накоплением битуминозных компонентов, мигрировавших из смежных более обогащенных органическим веществом осадков [Успенский и др., 1966] рифейского и ранневендского возраста. Помимо этого, у проб нижневендского комплекса выявлена зависимость увеличения содержания битумоидных компонентов с увеличением глубины (Рисунок 8.8), т. к. вендские формации «набирали преобразованность» при постепенном погружении бассейна в додевонское время (Рисунок 6.11) на фоне редких менее значительных (по сравнению с позднерифейским апплифтом) воздыманий.

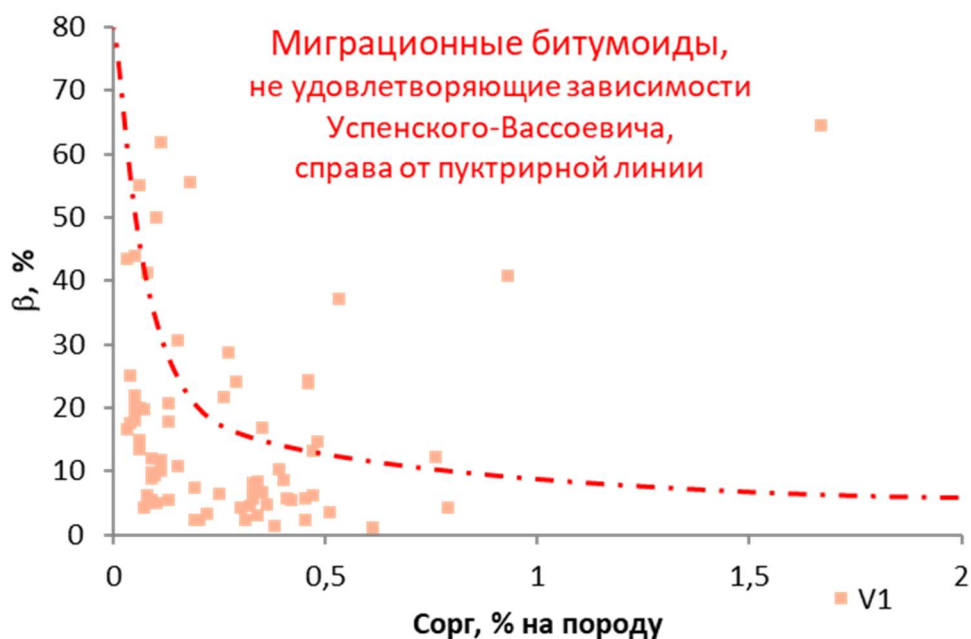


Рисунок 8.7 Зависимость битумоидного коэффициента (β) от содержания органического углерода в отложениях нижнего венда из скважин и обнажений Восточно-Сибирского НГБ

Возвращаясь к верификации пиролитических параметров, величина $T_{\max}$ в значительной степени зависит от присутствия мигрировавших битумоидов. Поэтому при интерпретации результатов пиролиза и анализа полученных значений параметра $T_{\max}$ стоит учитывать возможность наличия в образцах некоторого количества вторичных битумов, являющихся эпигенетическими с ОБ, и при наличии подтверждающих это битуминологических исследований исключать такие образцы из выборки.

Таким образом перед началом анализа генерационного потенциала ОБ пород из общего объема данных были исключены пробы с содержанием $S_{\text{орг}}$ ниже 0.3% и S_2 ниже 0.09 мг УВ на г породы.

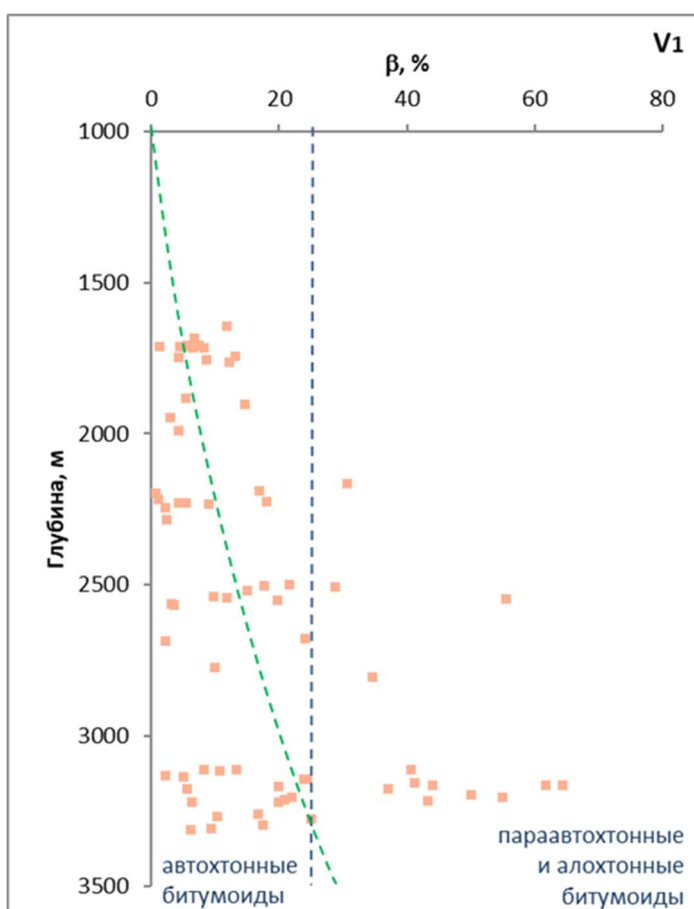


Рисунок 8.8 Зависимость изменения битумоидного коэффициента с глубиной проб нижнего венда

А перед началом анализа катагенетической преобразованности пород по параметру $T_{\max}$ и определением типа ОВ исследуемых интервалов были исключены пробы, имеющие:

- содержание $C_{\text{орг}} < 1\%$;
- величину $S_2 < 1$ мг УВ/г породы;
- пробы с высокими значениями HI и S_1 при нехарактерно низких $T_{\max}$
- пробы с присутствием эпигенетических битумоидов, при несоблюдении зависимости Успенского-Вассоевича и значениях битумоидного коэффициента $\beta > 40\text{-}50\%$.

Для наглядного представления значимости применения данных фильтров ниже представлено сравнение двух графиков до и после исключения из исследования вышеописанных групп (Рисунок 8.9).

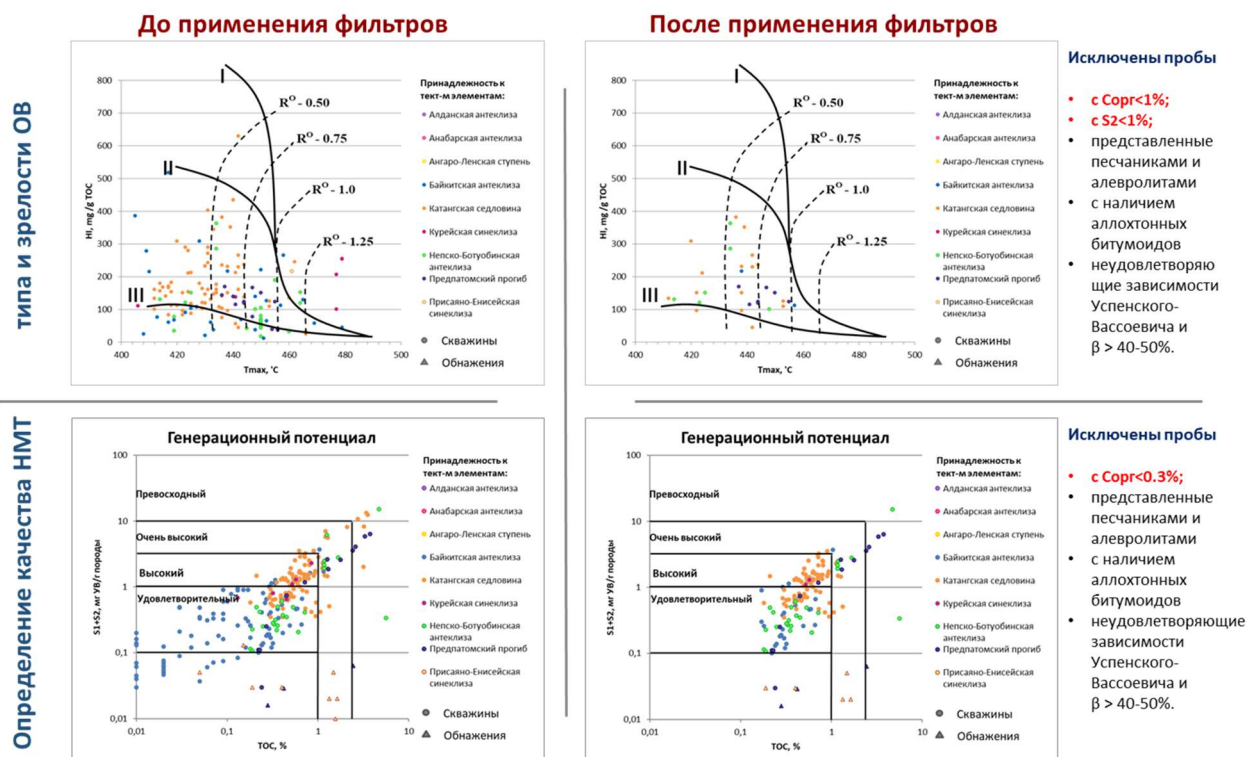


Рисунок 8.9 Сравнение модифицированных диаграмм $HI - T_{\max}$ и оценки генерационного потенциала до и после верификации

8.4. Анализ пиролитических параметров, оценка качества и преобразованности НГМТ

Нельзя отрицать тот факт, что основной вклад в нефтегазоносность венд-кембрийского комплекса Лено-Тунгусского НГБ несут рифейские нефтегазоматеринские толщи (НГМТ). Однако толщи, способные генерировать углеводороды (УВ), присутствуют также в вышележащих породах нижнего венда, в основном в интервалах непского и

тирского горизонтов [Баженова и др., 2014]. Рассмотрим генерационные возможности нижневендских преимущественно терригенных отложений и их вклад в нефтегазоносность бассейна в качестве нефтегазоматеринской толщи.

Нефтегазоматеринские формации нижнего венда представлены темноцветными глинистыми и глинисто-карбонатными отложениями. Улучшенными нефтегазоматеринскими свойствами обладают ванаварская свита, распространенная в пределах Байкитской антеклизы и Катангской седловины, курсовская, непская и нижнемотской свиты Непо-Ботуобинской антеклизы, а также сералахская и торгинская свиты северного окончания Предпатомского прогиба и Березовской впадины (Рисунок 7.3). Ниже в Таблица 8.1 приведены основные свойства нефтегазоматеринских прослоев вышеуказанных свит нижнего терригенного венда, обладающие повышенным содержанием органического углерода.

Для оценки генерационного потенциала отложений используются значения общего содержания органического углерода (ТОС) и суммы пиков S_1 и S_2 , определяющей общий объем углеводородов, сгенерированных при полной реализации нефтематеринского потенциала ОВ в процессе эволюции НГБ. Для наглядности связь двух параметров представляют в виде графика, с помощью которого можно классифицировать нефтегазоматеринские породы по величине генерационного потенциала как удовлетворительный или потенциальный, высокий и очень высокий потенциал исследуемой материнской формации.

Таблица 8.1 Свиты нижнего отдела вендской системы, обладающие улучшенными нефтегазоматеринскими свойствами

Возраст	Регион	Свита	Мощность НМТ, м	ТОС, %	НН, мг УВ/г породы	Зрелость
Нижний терригенный венд	Байкитская, Катангская	ванаварская	5 – 30	0.3 – 1.3	80-300	МК ₁ -АК
	Непско-Ботуобинская	курсовская	20 – 80	0.3 – 1	30-150	От МК ₁ -МК ₂ ¹ до МК ₅
		непская, нижнемотская	10-60	0.3 – 1.5	30-190	МК ₁ -МК ₂ ¹
	Предпатомская	сералахская	20 – 40	0.7 – 3.5	110-170	От МК ₁ -МК ₄
		торгинская	10 – 30	0.3 – 0.8	30-100	МК ₂ -МК ₅

Породы непского горизонта имеют относительно низкие значения содержания органического углерода (Рисунок 8.10). Содержание органического углерода не превышает 1% в 85% проанализированных образцов, что обуславливается обширным распространением отложений континентального генезиса.

Пробы с повышенным содержанием органического углерода тяготеют к районам Катангской седловины, восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы и северного окончания Предпатомского краевого прогиба (Рисунок 8.10).

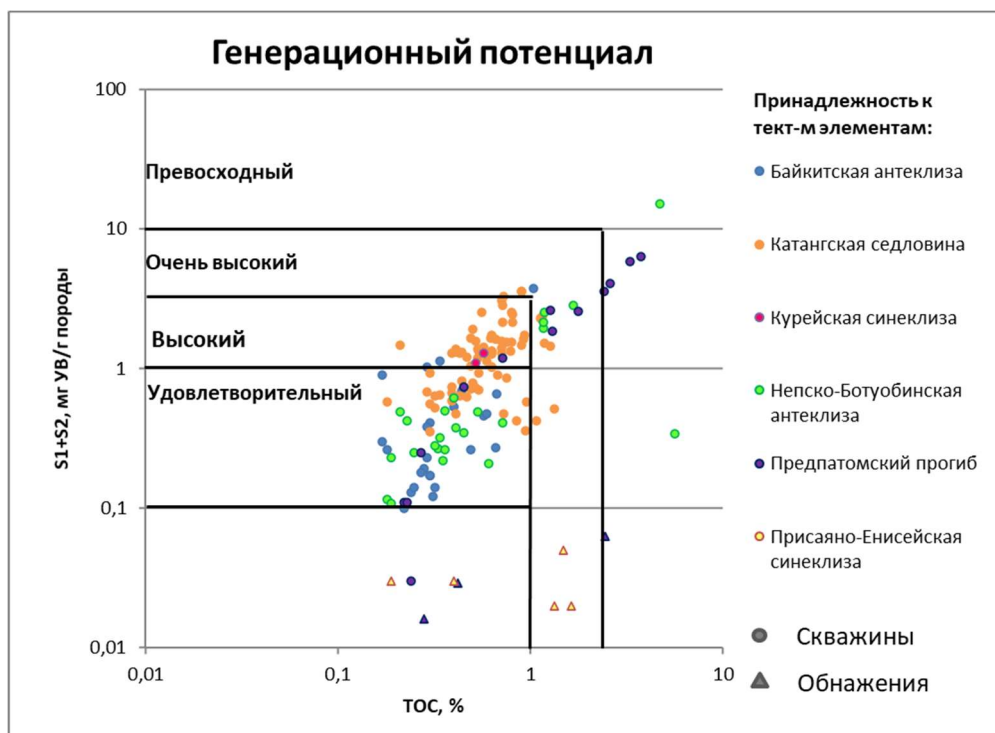


Рисунок 8.10 Генерационный потенциал по [Espitalie, Bordenave, 1993] нижневендских отложений

Также на графике с определением генерационного потенциала пород (Рисунок 8.10) можно отметить боковой тренд (отмечены треугольниками), представленный главным образом пробами из обнажений Предпатомской и Присяно-Енисейской зон. Такое положение проб на графике объясняется тем, что данные образцы были отобраны достаточно близко к поверхности, ввиду чего были в значительной степени подвержены процессам выветривания. Летучие УВ ушли из пород обнажений, тем самым снизив значения пика S_1 , характеризующего содержание свободных УВ. При высоких значениях ТОС низкие значения суммы пиков S_1 и S_2 смещают график в правую сторону относительно общего тренда.

Замеры содержания C_{org} показанные на графике (Рисунок 8.10) также вынесены на схему (Рисунок 8.11), согласно которой пробы с повышенным содержанием органического вещества отнесены главным образом к зонам Катангской седловины и восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы в зоне сочленения с Предпатомским прогибом, в пределах северного окончания Предпатомского прогиба и в Березовской впадине – это районы где по данным анализа мощностей комплекса (раздел 6.2) и литолого-фациального анализа (раздел 7.4), располагались палеопрогреты.

Перспективность Предпатомского прогиба с точки зрения источника УВ флюидов описана в работах [Ларичева, 1987; Баженовой, 2014]. Здесь отмечается значительное увеличение мощности нижневендского комплекса и морской (от мелководного до относительно глубоководного) генезис отложений (по данным скважин, расположенных на склонах прогиба - Рисунок 7.23). Предпатомский прогиб бесспорно является областью распространения нижневендских НГМТ по результатам проведенного анализа и работ предшественников.

В районе Катангской седловины также располагается вендский (но менее глубокий, с мощностью отложений до 130 м) палеопрогиб, где подтверждается повышенное содержание $C_{орг}$ (Рисунок 8.11) в породах ванаварской свиты на основе имеющихся данных, а также исследований предшественников [Ахмедова и др., 2017]. Улучшенные свойства также отмечаются в районе Березовской впадины в интервале сералахской и торгинской свит. Выявление данной закономерности свидетельствует о том, что распространение прослоев с улучшенными нефтегазоматеринскими свойствами контролируется положением ранневендских палеопрогибов. Поэтому зоны с повышенными значениями $C_{орг}$ могут быть расширены в прилегающие районы с аналогичными палеофациальными условиями, где также предполагается накопление ОВ в повышенных концентрациях, однако не всегда подтверждено фактическим материалом из-за глубокой глубины залегания нижневендских интервалов. Так, повышенное содержание $C_{орг}$ также предполагается в районе Курейской, Присяно-Енисейской синеклиз.

Пониженные значения содержания $C_{орг}$ отмечаются в пределах Байкитской антеклизы и в центральной части Непско-Ботубинской антеклизы – в районах вендских палеоподнятий, где мощность комплекса не превышает 40 м, а преобладающая часть разреза образована красноцветными породами континентального происхождения. Генерационные свойства материнских прослоев здесь ожидаемо низкие.

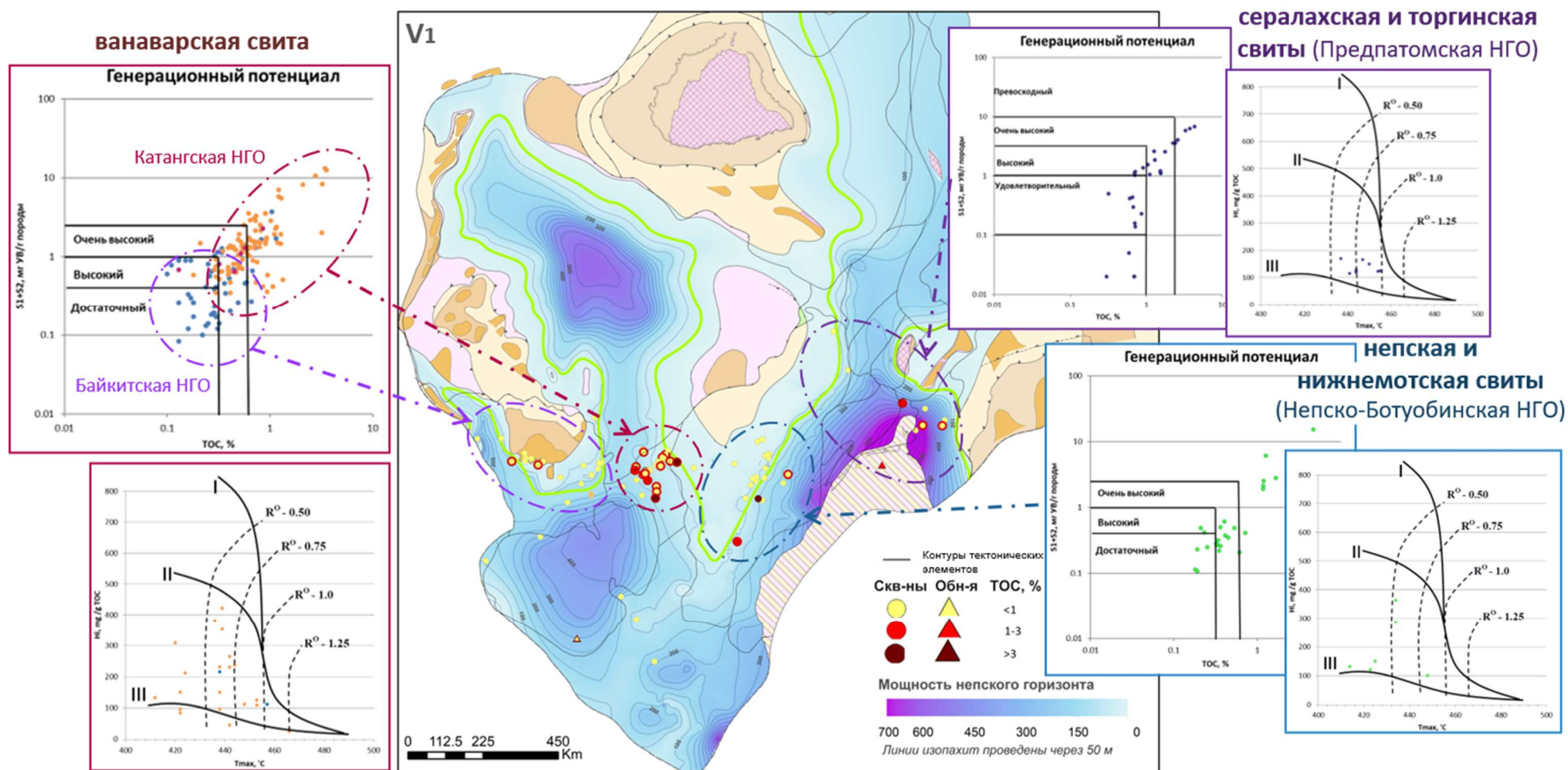


Рисунок 8.11 Схема распределения содержания органического углерода, отмеченная на схеме изопакит непского горизонта, с результатами геохимических исследований отдельных свит нижневендского отдела

Для определения типа ОВ использовалась диаграмма с применением пиролитических параметров H_I , T_{max} . Однако тип ОВ вендских НГМТ в большинстве случаев определить достаточно сложно. Древние вендские формации имеют длинную геологическую историю и вследствие этого высокую степень преобразованности, которая отражается в низких современных значениях параметра H_I . Пониженные значения водородного индекса H_I смещают вниз точки проб на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (Рисунок 8.12). Однако исходный водородный индекс НГМТ непского горизонта был значительно выше (около 350-400 мг на г C_{org}), что позволяет отнести ОВ нижневендских формаций к сапропелевому II типу. Увеличение содержания кислорода и смещение проб в зону III типа керогена на диаграмме (Рисунок 8.13) может быть связано с влиянием процессов окисления на ранних стадиях катагенеза [Конторович и др., 1998]. Еще в 1970 г С.Г. Неручевым была отмечена закономерность, что на глубинах 2100-2500 м монотонная карбонизация сапропелевого ОВ нарушается, и оно обогащается кислородом, связанная с усиленным отщеплением УВ от сапропелевого ОВ и относительным накоплением кислорода. Схемы распределений элементов в ОВ в зоне катагенеза, составленные Л.И. Богородской и А.Э. Конторовичем, подтверждают эту зависимость [Конторович и др., 1975]

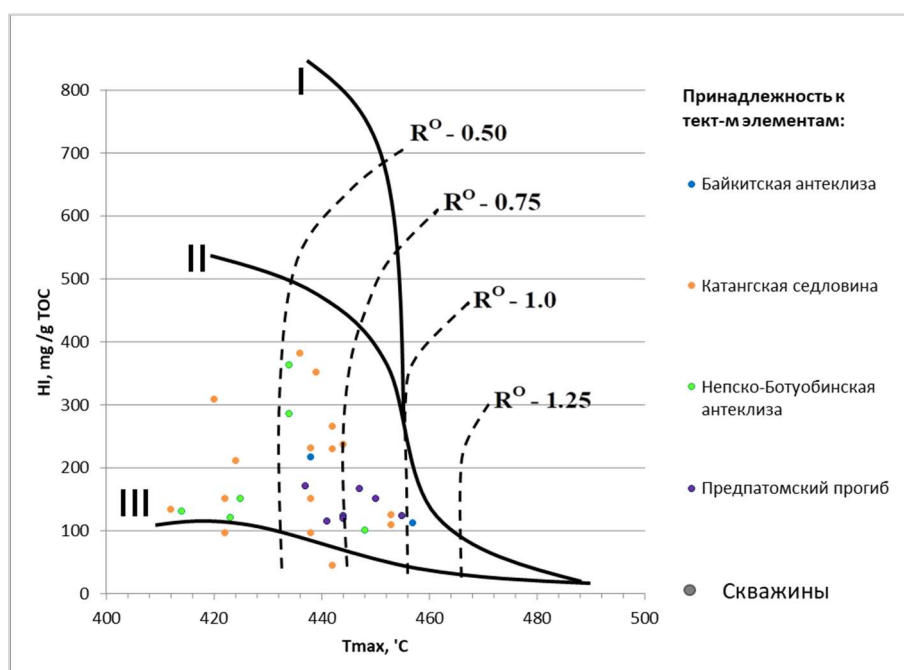


Рисунок 8.12 Диаграмма с соотношением параметров H_I - T_{max} образцов нижневендских НГМТ

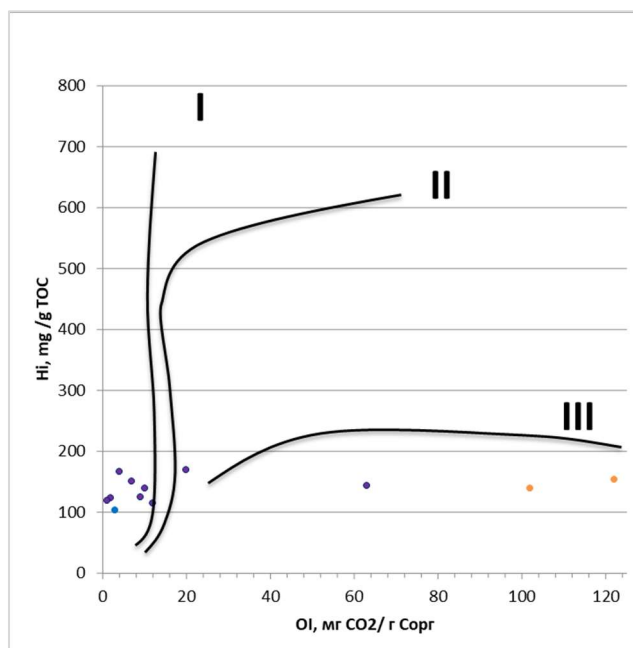


Рисунок 8.13 Диаграмма с соотношением параметров HI-OI образцов нижневендских НГМТ

Также важно упомянуть, что истинный (гумусовый) третий тип ОВ в НГМТ вендского возраста невозможен, т. к. в додевонское время высшая растительность еще не существовала, а значит и не происходило накопление ОВ гумусового третьего типа. По этой же причине вендский интервал лишен прослоев углей, а, следовательно, и витринита, оценка отражательной способности которого является ключевым и наиболее точным методом [Соболева и др., 2010].

Оценка катагенетической преобразованности пород при отсутствии показателя отражения витринита R_o возможна на основе значений пиролитического параметра T_{max} , а также по данным анализа элементного состава керогена.

Важно еще раз упомянуть, что при оценке показаний T_{max} использовались значения с применением фильтров, описанных в части верификации геохимических данных, для исключения некорректных значений из объема анализируемых проб.

Около 60% анализируемых проб имеют низкие значения T_{max} (менее 440°C), определяя степень зрелости органического вещества преобладающего объема проб как низкую. В большей части территории бассейна вендские НГМТ еще не достигли «нефтяного окна». Однако в общем объеме анализируемых проб также присутствуют и те, что характеризуют прослой нижнего венда с повышенным содержанием ОВ как зрелые или попадающие в зону нефтяного окна. Согласно диаграмме HI- T_{max} (Рисунок 8.12) такие образцы присутствуют в районах Катангской седловины, Непско-Ботубинской антеклизы и Предпатомского прогиба.

Для подкрепления пиролитических данных в определении степени зрелости ОВ нижневендских формаций, а также определения градации катагенеза по Конторовичу были использованы результаты элементного состава керогена, а именно соотношение содержаний в органическом веществе углерода (C^{OV}), водорода (H^{OV}) и общей доли азота (N^{OV}), кислорода (O^{OV}) и серы (S^{OV}). Для наглядности использована тригонограмма, основанная на модели эволюции элементного состава керогена основных генетических типов в катагенезе [Конторович, 1964; Богородская и др., 2005]. Поля эволюции элементного состава керогена на тригонограмме нанесены пунктиром и не учитываются в анализе (Рисунок 8.14). Также важно упомянуть, согласно мнению авторов модели [Богородская и др., 2005], ее применение наиболее эффективно для высококонцентрированных разностей с содержанием органического вещества выше 0.4-0.5%. Породы с низким содержанием ОВ, представленного главным образом окисленными сорбированными формами, часто имеют пониженные концентрации водорода, смещая маркеры данных проб. Поэтому при анализе из общего объема были исключены образцы с низкими значениями $C_{орг}$ на породу.

Согласно тригонограмме анализе (Рисунок 8.14) преобладающая часть исследуемых образцов (70% от общего объема), принадлежащих к разрезам непского горизонта в пределах Катангской седловины и Непско-Ботубобинской антеклизы, вмещают ОВ, находящееся в начальной зоне нефтеобразования, попадая в область МК₁ по градации Конторовича. Меньшая часть проб относится соответствует стадии МК₂ и по степени преобразованности должна находиться в зоне нефтяного окна.

Богородской Л.И. и Конторовичем А.Э. [1975] выделена закономерность, согласно которой с увеличением термической преобразованности сапропелевого ОВ растет содержание элементного углерода. Также значительно уменьшается содержание общего кислорода, при относительно небольших изменениях содержаний азота, серы и водорода. При трансформации ОВ претерпевает карбонизацию – активно расходуется водородная составляющая, а концентрация углерода при этом увеличивается. Поэтому при построении схемы катагенетической преобразованности вендских отложений были использованы значения доли углерода в органическом веществе, а образцы со значением C^{OV} превышающим 77% отнесены к достаточно преобразованным для генерации жидких УВ.

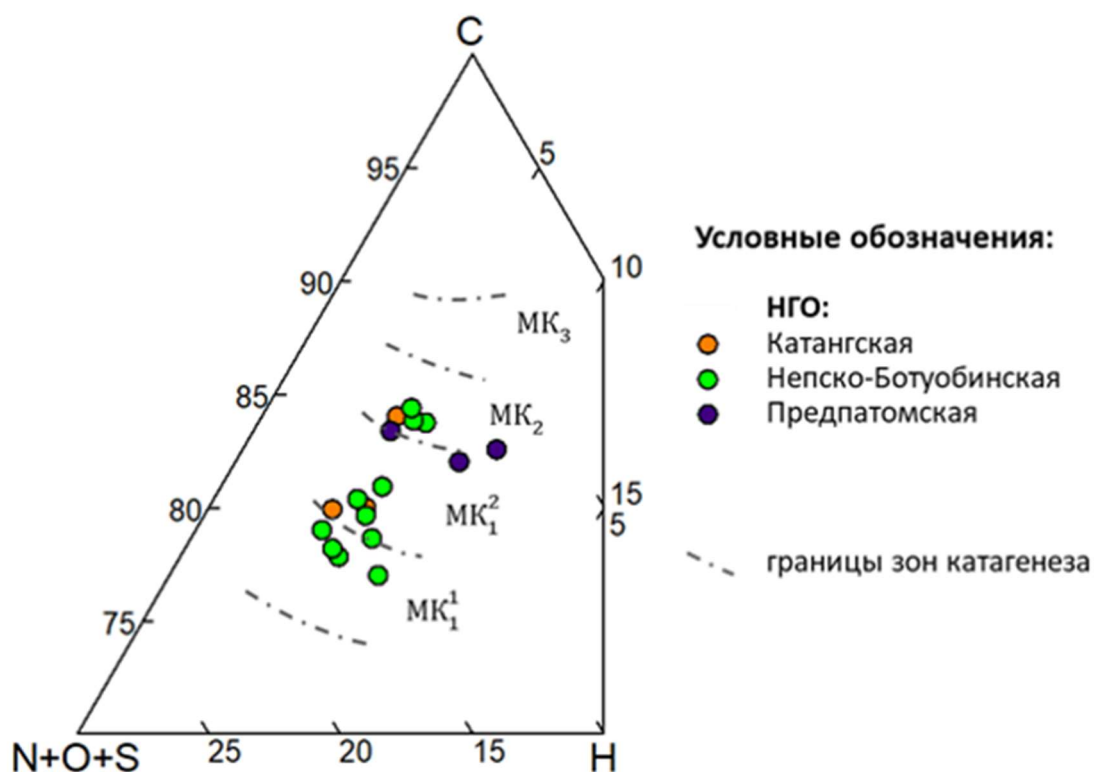


Рисунок 8.14 Тригонограмма элементарного состава керогена образцов нижнего венда в %, основанная на модели эволюции элементарного состава керогена в катагенезе [Конторович, 1964; Богородская и др., 2005]

С учетом C^{OB} , а также значений T_{max} , данных скважин, результатов интерпретации сейсмических профилей и анализа структурных карт положения поверхностей рифейского и вендского комплексов, была построена схема катагенетической преобразованности пород вендского комплекса (Рисунок 8.15). На схему вынесены параметры, используемые при определении зрелости ОБ нефтегазопроизводящих пород: значения T_{max} по результатам пиролиза и содержание углерода в ОБ, полученное по результатам определения элементарного состава. В таблице ниже (Таблица 8.2) приведены параметры, использованные при построении схемы и соответствующие основным границам. Значения отражающей способности витринита при построении не использовались (ввиду отсутствия таковых), однако приведены в таблице для удобства типизации и указаны согласно шкале Н.Б. Вассоевича (1984) [Неручев и др., 1976].

Таблица 8.2 Граничные значения параметров, используемые для выделения зон катагенетической преобразованности ОВ вендских НГМТ

Параметры	Глубина	T _{max} , °C	COB, %	R ^o , %	Приблизительные градации
Нефтяное окно	(2500)3500-4500	440-460	77-86	0.65-1.15	МК ₁ ² -МК ₃
Газовое окно	>4500	>460	>86	>1.15	МК ₄ -АК ₁

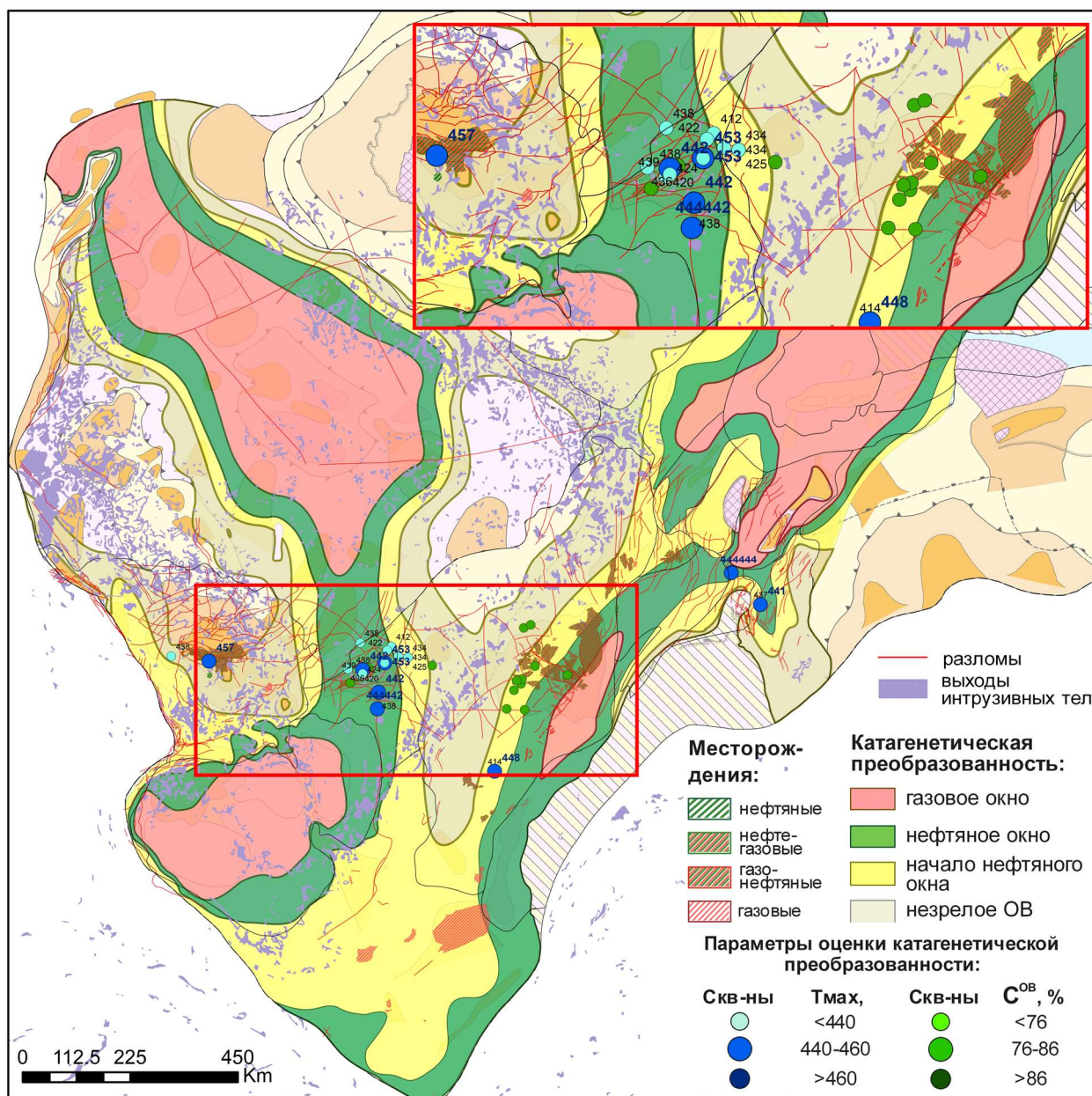


Рисунок 8.15 Схема катагенетической преобразованности ОВ нефтематеринских формаций вендского нефтегазоносного комплекса

В большей части территории бассейна НГМТ еще не достигли «нефтяного окна». На схеме области с низкой зрелостью ОВ выделены серым оттенком и относятся к областям крупных поднятий районов Байкитской, Непско-Ботуобинской, Ангарской и Алданской антеклиз. Желтым цветом обозначены области начала нефтяного окна, где генерация жидких УВ возможна лишь в небольшом объеме. Зоны нефтяного и газового окон

расположены в наиболее погруженных районах Курейской и Присяжно-Енисейской синеклиз, а также Предпатомского и Лено-Вилуйского прогибов, где отложения погружены на глубину более 3.5 км. Область выделения нефтяного окна в зоне Березовской впадины (значения $T_{\max}$ – 440-445°C) дополнительно подтверждена результатами новых исследований, проведенных автором в 2020 г.

В этих областях степень зрелости ОВ вещества (по увеличению значений параметров $T_{\max}$ и C^{OV}) связаны с увеличением глубины погружения отложений вендского комплекса. Но есть зоны, где эта связь отсутствует, и степень катагенетической преобразованности ОВ (согласно вышеуказанным параметрам) не зависит от степени погруженности исследуемой толщи, а значит находится под воздействием других факторов.

Для выявления этих зон построены графики изменения содержания углерода в ОВ НГМТ и параметра $T_{\max}$ с глубиной (Рисунок 8.16), по результатам которых можно отметить, что тренд увеличения показателей при возрастании глубины в целом отсутствует. Однако выявлены некоторые закономерности, что повышенные значения $T_{\max}$ и C^{OV} в пределах Катангской седловины и Предпатомского прогиба в большинстве случаев характерны для повышенных глубин, в то время как изменения параметров в пределах Байкиткой и Непско-Ботуобинской анеклиз от глубины зависит слабо.

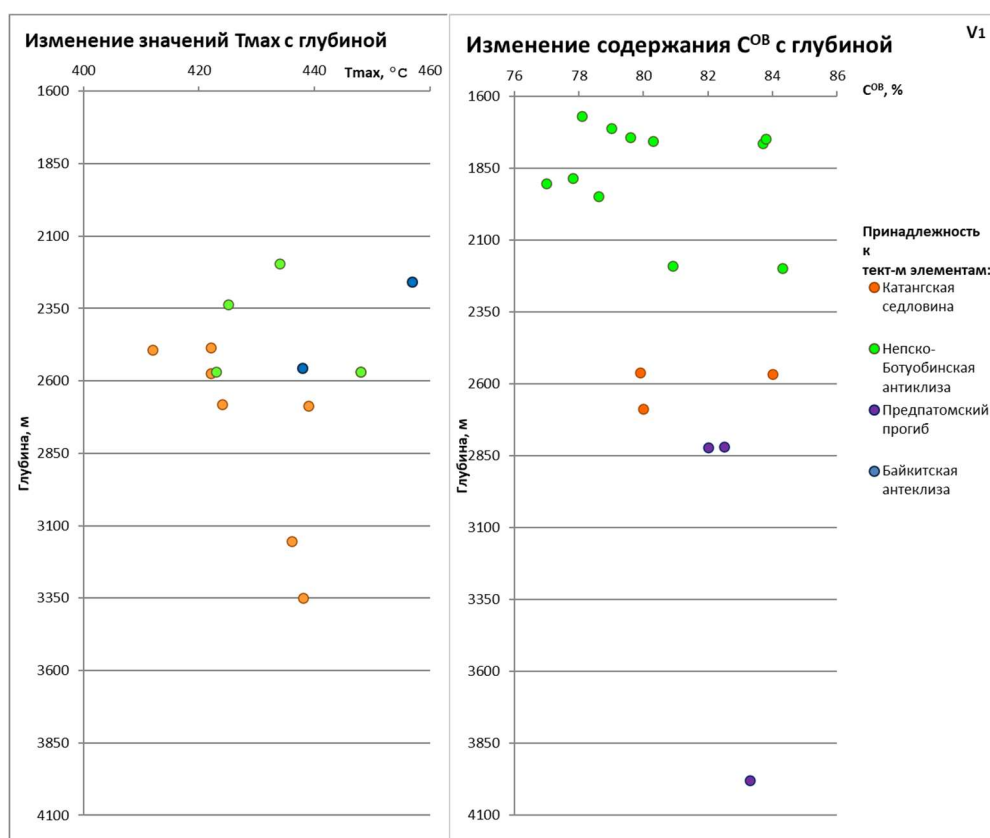


Рисунок 8.16 Изменение показателей C^{OV} (в процентах по оси абсцисс на графике слева) и $T_{\max}$ (в м по оси абсцисс на графике справа) с глубиной (в м по оси ординат) образцов НГМТ отложений нижнего венда

На схеме (Рисунок 8.15) в пределах данных областей в зонах с низкой катагенетической преобразованностью (отмечены серым цветом) вендского комплекса можно отметить наличие проб с величиной $T_{\max}$ превышающей 440°C и $C^{\text{ОВ}}$ выше 77%. Данное рассогласование можно объяснить воздействием гидротерм и интрузий, влияющих на прогрев окружающей их области при внедрении [Самсонов и др., 2010]. Так скважины с повышенными значениями катагенетической зрелости расположены в областях развития разломов, где процессы внедрения интрузий и проявления гидротерм происходили наиболее интенсивно, а высокая преобразованность проб обусловлена контактовым тепловым прогревом, вызванным активизацией тектонической активности в триасовое время [Филипцов, 2015].

Интрузивные тела широко распространены в пределах Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз, где они представлены преимущественно пластовыми телами (силлами) долеритового состава, которые имеют площадное распространение на обширных территориях. Ограниченное площадное распространение имеют секущие тела (дайки) [Шемин, 1991]. Пластовые тела залегают преимущественно в вендско-нижнекембрийских карбонатных и галогенно-карбонатных отложениях, однако встречаются и в терригенных отложениях нижнего венда. Толщина трапповых интрузий составляет как правило 30-100 м [Ивченко, Поляков и др., 2016].

Движение траппов происходило ступенчато – субгоризонтальное перемещение магмы при достижении ослабленных зон (разломов как правило) сменялось субвертикальным до следующего уровня и так далее вплоть до выхода на дневную поверхность. Такое строение обуславливает значительную площадь воздействия интрузивных тел, а также увеличение их количества в зонах развития разломов. Предположительно, интрузии внедрялись как по существующим разломам, так и по новым разломам, образовавшимся во время пульсационного продвижения магмы в триасовый период. Помимо теплового воздействия основного магматического тела отдельную роль играет водяной пар, уходящий из магмы во фронтальной части потока. Горячие водные потоки устремляются по трещинам в разные стороны, оказывая термальное влияние на вмещающие породы [Кутукова, 2020].

Интрузивный раннетриасовый магматизм оказывал значительное влияние на вмещающие породы и нефтегазоносность Лено-Тунгусского бассейна [Мельников и др., 1977]. Изучение вендского комплекса геологами [ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть»; Кутукова, 2020] позволило выявить в его пределах наличие маломощных пластовых интрузий, которые по разрывным нарушениям переходят в вышележащие отложения

кембрийского комплекса. Локализация интрузивных тел производится по данным ГИС, и их корреляция в межскважинном пространстве – на основе сейсмических данных.

На сейсмической картине для пластовых интрузивных тел характерны увеличение амплитуды отражения в кровле и подошве тела и затухание отражений внутри, также раздвоение фазы или смена коэффициента отражения с положительного на отрицательный. По данным ГИС интрузии долеритов выделяют по повышению значений ГГК-п и понижению АК, характеризующие повышенную плотность этих пород, а также повышению значений НГК и снижению естественной радиоактивности по данным ГК (Рисунок 8.17).

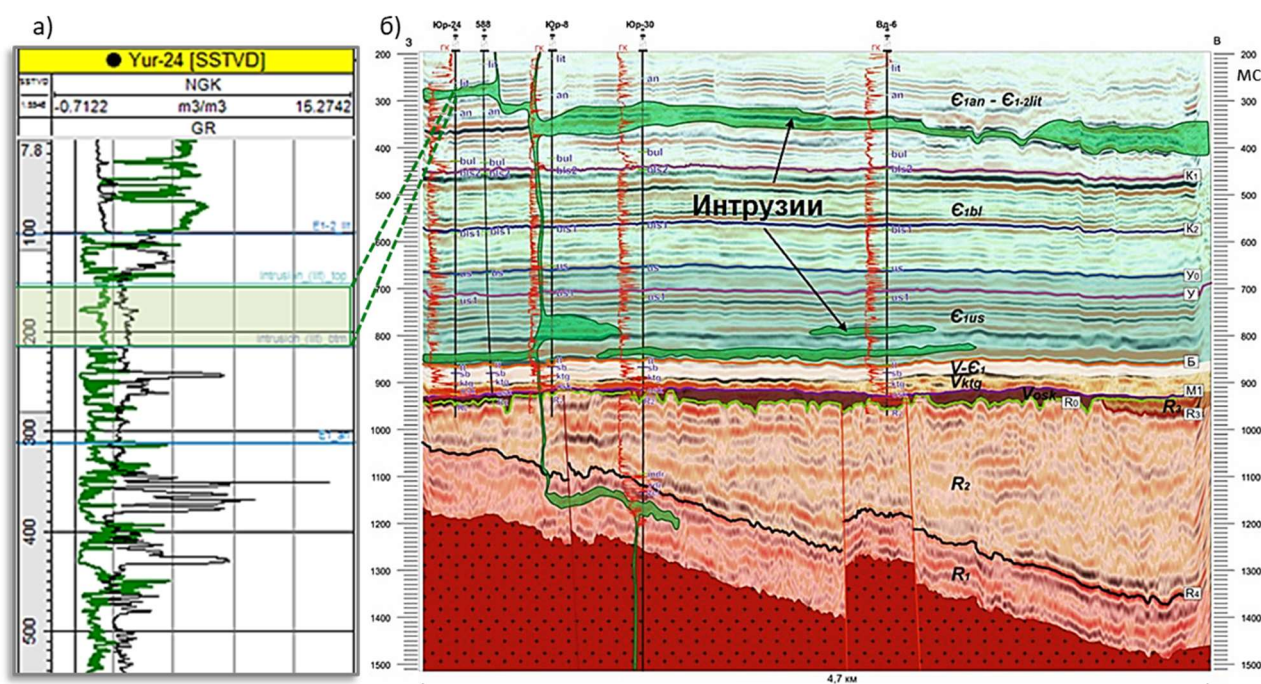


Рисунок 8.17 Локализация интрузий в пределах Байкитской антеклизы
а) по данным ГИС [Кутукова, 2020] и б) по сейсмическим данным [Москвич, 2008]

Глубокий прогрев пород в областях развития интрузий в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы подтверждается по результатам работ О.В. Япаскурт и О.В. Постниковой и соавторов по наличию кристаллов графита, иногда в виде радиально-лучистых агрегатов, образование которых может быть связано с контактовым метаморфизмом в глинистых толщах, первично обогащенных ОВ [Симанович, Япаскурт, 2003; Постникова и др., 2011]. Влияние интрузивных и гидротермальных процессов также отмечено в скважинах Иреляхского месторождения (Непско-Ботуобинской антеклизы) по наличию метаморфизованной нефти, аргиллитизированных глинистых прослоев, сланцеватых текстур пород, кварцитовидных структур песчаников и зон брекчирования [Ивченко, 2016], а также в отдельных участках пород ярактинской свиты непского горизонта по зонам окремнения и окварцевания [Коновальцева, 2010].

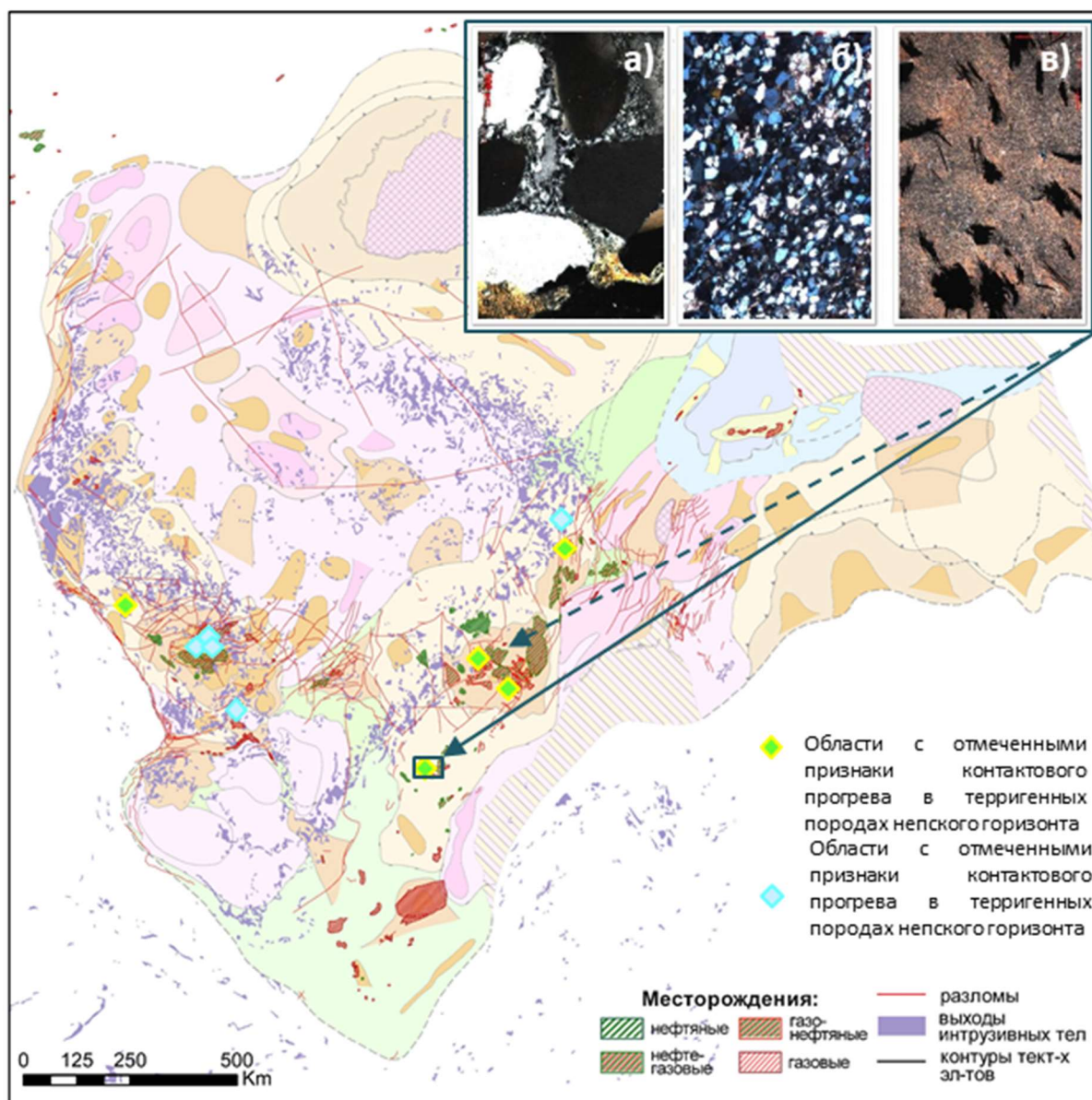


Рисунок 8.18 Тектоническая карта [Старосельцев, 2015] с положением месторождений, крупных разломов и выхода интрузивных тел на поверхность, а также указанием областей изменения пород терригенного венда под влиянием интрузий и гидротерм.

На фотографиях шлифов представлены [Коловальцева, 2010]: а) окремнение (кремнистый цемент) и корродирование зерен кварца в крупнозернистом песчанике б) окварцевание трещины в глинистом алевролите в) радиально лучистые агрегаты графита в алевролитистом аргиллите

В интервале терригенного венда также отмечено влияние гидротермальных высокотемпературных (~100–140 °C) растворов на вмещающие породы. Гидротермальные флюиды, циркулируя по разломам и трещинным зонам, вступают в реакцию с вмещающими породами, что приводит к формированию типичных ассоциаций (кварц, КПШ, серицит, сульфиды, нефтяные битумы) и проявлению процессов перекристаллизации и окварцевания [Черепанов, 2018; Рихтер, 2016].

Наличие зон с перекристаллизацией и окварцеванием отмечены в ряде скважин Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз, а также выявлено наличие сульфидов и продуктов их распада, возникновение которых является признаком проявления сульфатредукции (восстановления сульфатов) – реакции при внедрении гидротермальных растворов. Зоны с выявленным наличием сульфидов и зон перекристаллизации отмечены на карте (Рисунок 8.18) и в целом совпадают с зонами широкого развития разломов.

Работа УВ систем нижневендского комплекса

Генерация УВ нижневендскими НГМТ началась в средне-позднекембрийское время [Баженова, 2014; Тимошина, 2005], когда комплекс достиг зоны нефтяного окна в областях палеовпадин, наиболее погруженных на тот момент – осевые зоны современных синеклиз. Увеличение объемов генерации произошло в силурийском периоде, когда в зону нефтяного окна вошли часть нижневендского комплекса, образовавшаяся на слонах палеовпадин, где их высокая генерационная способность НГМТ подтверждается результатами геохимических исследований образцов. В это время в интервале комплекса сформировалась залежь, располагающаяся в приподнятой части осевой зоны Непско-Ботуобинского палеоподнятия.

В начале девонского периода произошла первая значительная тектоническая перестройка, которая преобразовала геометрию терригенного комплекса, изменив тем самым и конфигурацию ловушек. В результате чего сформированные в раннем протерозое углеводородные скопления претерпели изменения – часть из них была переформирована, а часть полностью разрушена. Потерянные в результате переформирования и разрушения древних залежей УВ флюиды мигрировали и аккумулировались в новообразованных ловушках, формируя новые залежи (см. палеофиль на позднедевонское время, Рисунок 8.19).

Последующая работа УВ систем бассейна также находилась под значительным влиянием тектонических преобразований. Последующее погружение в карбон-триасовый период вновь запустило процессы генерации УВ, прерванные девонской перестройкой структурного плана, тем самым способствуя формированию новых залежей или наращиванию уже образованных скоплений. Однако последующие перестройки в мезо-кайнозойское время снова привели к изменению структурного плана нижневендского комплекса и к повторным переформированиям древних залежей.

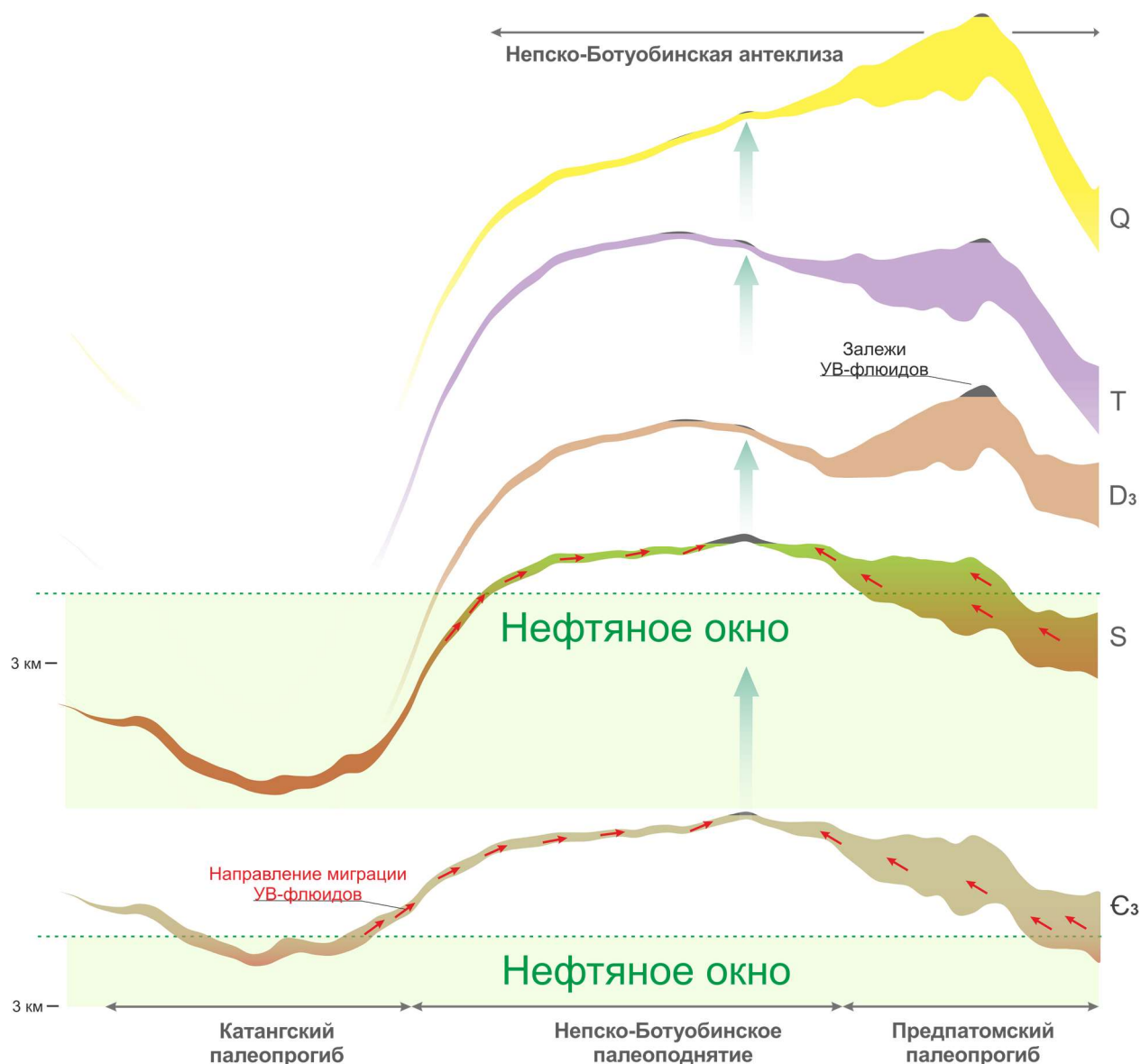


Рисунок 8.19 Серия палеопрофилей, демонстрирующая этапы работы УВ системы нижневендского комплекса с течением геологического времени

Таким образом, в процессе эволюции бассейна древние залежи, сформированные еще в раннепротерозойское время, с течением времени испытывали поэтапные преобразования, связанные с изменением конфигурации и глубины погружения комплекса. При этом часть древних залежей могли быть запечатаны в литологических ловушках на месте их первоначального положения. Палеоструктурные построения позволили выделить перспективные осевые зоны палеоподнятий, где возможно сохранение древних залежей.

Краткие выводы по разделу:

Оценка перспектив непского горизонта в качестве нефтегазоматеринской формации по результатам пиролитических данных в первую очередь должна начинаться с применения фильтров к исследуемым значениям. Для оценки генерационного потенциала используются пробы с содержанием $C_{орг}$ выше 0.3%. А перед началом анализа катагенетической

преобразованности пород по параметру $T_{\max}$ и определением типа ОВ важно использовать пробы, имеющие содержание $C_{\text{орг}} > 1\%$; $S_2 > 1$ мг УВ/г породы, из расчетов исключают пробы с высокими значениями S_1 при нехарактерно низких $T_{\max}$ и пробы не удовлетворяющие зависимости Успенского-Вассоевича, свидетельствующего о наличии аллохтонных битумоидов в исследуемой породе.

Присутствие эпигенетических битумоидов в изученной части разреза подтверждено и свидетельствует о том, что в осадочном чехле Лено-Тунгусского НГБ активно протекали процессы миграции УВ. Часть рифейских и вендских УВ покинула материнские прослои и мигрировала в вышележащие толщи.

Нефтегазоматеринские прослои нижнего венда имеют удовлетворительный и высокий генерационный потенциал преимущественно с вторым типом ОВ. Улучшенные свойства НГМТ отмечаются на склонах впадин. В зонах поднятий, где преобладающая часть разреза образована красноцветными породами континентального происхождения, генерационные свойства материнских прослоев низкие. Катагенетическая преобразованность комплекса на большей части бассейна низкая, а области нефтяного и газового окон отмечаются в осевых частях синеклиз, где в додевонское время располагались глубокие палеопрогибы и создавались термобарические условия возможные для активизации процессов генерации жидких углеводородов материнскими толщами нижневендского комплекса. За пределами впадин локальный прогрев отмечается в зонах развития разломов, где активно протекали процессы внедрения интрузий и действия гидротерм. Признаками контактового прогрева могут являться зоны с наличием окремнения, окварцевания, матеоморфизованной нефти (битумов), сланцеватых структур и зон брекчирования, а также кристаллов графита. При внедрении гидротерм дополнительно выделяют зоны с перекристаллизацией, наличия типичных ассоциаций минералов, сульфидов и продуктов их распада.

Наиболее перспективными для генерации углеводородов в интервале непского горизонта являются осевые зоны Курейской и Присаяно-Енисейской синеклиз и западного борта Предпатомского прогиба, где прогнозируются улучшенные качества НГМТ нижнего венда и достаточная зрелость для генерации УВ.

Аккумуляция углеводородов возможна в областях древних палеоподнятий, где во время генерации сформировались антиклинальные структуры, способные задерживать УВ флюиды. Именно эти зоны являются наиболее перспективными с точки зрения поисков скоплений УВ в интервале нижневендского терригенного комплекса.

Заключение

В формировании нефтегазоносности вендского комплекса ключевую роль играет структурный фактор.

Палеоструктурный план вендского бассейна определяет область распространения и мощность терригенного комплекса венда. Накопление осадков происходило за пределами палеоподнятий – в зонах прогибов. Оси Байкитского и Непско-Ботуобинского палеоподнятий были смещены к западу от современного положения, а протяженная зона прогибов простиралась от Курейской синеклизы через Катангскую седловину в Присяно-Енисейскую синеклизу, тем самым определяя распределение мощностей вендского терригенного комплекса в пределах бассейна.

Последующие структурные перестройки привели к многоэтапному изменению конфигурации комплекса и оказали влияние на нефтегазоносность. Амплитуда процессов погружения определяет создание термобарических условий, при которых НГМТ вендского комплекса способны генерировать УВ флюиды. Длительность погружений определяет этапы работы углеводородных систем бассейна, тем самым контролируя общий объем сгенерированных углеводородов. Тектонические перестройки прерывают процессы генерации в НГМТ, а также влияют на сохранность ранее образованных скоплений нефти и газа. Так многократные тектонические преобразования территории привели к разрушению или переформированию первоначальных залежей, образовавшихся в раннепротерозойский этап развития Лено-Тунгусского бассейна. УВ флюиды переформированных залежей, как правило, аккумулируются в литологически экранированных ловушках, распространение которых контролируется мощностью нижневендского комплекса на сводах крупных положительных структур.

Седиментационная цикличность отложений комплекса определяет распространение потенциальных нефтегазоматеринских и коллекторских прослоев и позволяет сформировать представление о строении вендского НГК.

Наиболее перспективными с точки зрения генерации УВ являются области палеовпадин, располагающиеся в осевых зонах Курейской и Присяно-Енисейской синеклиз и западного борта Предпатомского прогиба, где прогнозируются улучшенные качества и достаточная для генерации зрелость органического вещества НГМТ. Перспективные зоны аккумуляции углеводородов прогнозируются в осевых частях палеоподнятий.

Список литературы

1. Арутюнов С.Л. Тектонические условия формирования зон нефтегазоаккумуляции на севере Иркутской области и юго-западе Якутской АССР: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1975, 24 с.
2. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена. Геотектоника, 2. 2016. с. 23–42.
3. Ахмедова А.Р., Серебренникова О.В., Шиганова О.В. Геохимическая характеристика нефтей центральной части сибирской платформы, Экспозиция Нефть Газ. 2017. № 7 (60). С. 68-73.
4. Бабина Е.О., Сивкова Е.Д., Комков И.К., Ступакова А.В., Большакова М.А., Сауткин Р.С., Мордасова А.В. Анализ тектонического строения и эволюции углеводородных систем восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Тезисы по итогам 75-й Международной молодежной научной конференции Нефть и Газ 2021. РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина Москва, 2021. С. 16–17.
5. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. и др. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.
6. Баженова Т.К. Нефтегазоматеринские формации древних платформ России и нефтегазоносность. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016 т.11 №4 с 1-29.
7. Баженова Т.К. Эволюция нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в палеозое-допалеозое Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности: автореферат дис. доктора геолого-минерал. Наук. Всесоюз. научно-исслед. геологоразвед. ин-т. - Санкт-Петербург, 1992. 50 с.
8. Баженова Т.К., Дахнова М.В., Жеглова Т.П. Нефтематеринские формации, нефти и газы докембрия и нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы. Под ред. А.И. Варламова, А.П. Афанасенкова. М.: ВНИГНИ, 2014. 128 с.
9. Баженова Т.К., Дахнова М.В., Можегова С.В. Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности её домезозойского мегабассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. - Т.6. - №2.
10. Бармин В.А. Государственная геологическая карта российской федерации. Серия Тунгусская. Объяснительная записка. Москва. 2002.

11. Басалаева А.Ш. Геохимические исследования мезозойских отложений восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Сборник трудов 69-м международной молодежной конференции. РГУ им Губкина, Москва. 2015. 28-34 с.
12. Битнер А.К., Кринин В.А., Кузнецов Л.Л. и др. Нефтегазоносность древних продуктивных толщ запада Сибирской платформы. Красноярск: ПГО «Енисейнефтегазгеология», КФ СНИИГГиМС, 1990, 114 с.
13. Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация. СО РАН, Новосибирск, 2005 г., с. 254
14. Ботнева Т.А., Фролов С.В. Условия образования углеводородных скоплений в осадочном чехле Енисей-Ленской системы прогибов. Геология нефти и газа. 1995. № 5. С. 36–41.
15. Васильев В.В. Методы оценки качества нефтегазоматеринских пород. Учебное пособие, УГТУ. Ухта, 2012, С. 23
16. Вассоевич Н.Б. и др. Справочник по геологии нефти и газа. М.: Недра, 1984. 480 с.
17. Вассоевич Н.Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). Вопросы образования нефти. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 9—220 (Тр. ВНИГРИ, вып. 128).
18. Вейл П.Р., Грегори А.П., Митчем Р.М. мл., Шерифф Р. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. Часть 1, том 1. МИР, Москва. 1982. 375 с.
19. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные. Новосибирск: Геология и геофизика, т. 50 №4, 2009. С. 502-519.
20. Воробьев В.С. Оценка проницаемости песчаников венда по данным ГИС и петрофизических исследований (на примере месторождений Непско-Ботуобинской и Ангара-Ленской НГО). Дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011, 147 с.
21. Гогоненков Г.Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. Москва, Недра. 1972. 142 с.
22. Гурова Т.И., Чернова Л.С. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра. 1988. 251 с.
23. Жемчугова В.А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем: Учебное пособие для вузов. - М.:

- Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, 2014. 183-276 с.
24. Захаров В. А. Глубины палеобассейнов и подходы к их реконструкции. Палеонтология. Стратиграфия. Астробиология. К 80-летию академика А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2016. с. 208–228.
25. Ивченко О.В., Поляков Е.Е., Ивченко М.В. Влияние разрывной тектоники на нефтегазоносность вендско-нижнекембрийских отложений южных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклизы и сопредельные территории). Научно-технический сборник. Газпром ВНИИГАЗ. № 1 (25). 2016. С. 40-62.
26. Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Пронина Н.В., Полудеткина Е.Н. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере бажендовской свиты, западная сибирь). Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. – 44-53 с.
27. Коновальцева Е.С. Вторичные процессы в породах-коллекторах продуктивных отложений Ярактинского месторождения. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010 (5), С. 1-11
28. Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 679 с.
29. Конторович А.Э. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью: Автореф. дис. к.г.-м.н. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1964, 20 с.
30. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. и др. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород бажендовской свиты. – Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1477-1491.
31. Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. и др. Глобальные закономерности докембрия Земли. Геология и геофизика. Т. 37, № 8. 1996. С. 6–42.
32. Кочнев Б.Б. Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 1, с. 22—33.
33. Кутукова Н.М. Реконструкция геологического строения, условий формирования и прогноз углеводородных скоплений рифейских отложений Камовского свода Байкитской антеклизы Восточной Сибири (на примере Юрубчено-Тохомского месторождения). Дис. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2018, 137-140 с.

34. Ларичев А.И., Чеканов В.И. Нефтегазогенерационный потенциал венд-кембрийских резервуаров Непско-Ботуобинской антеклизы и прилегающих территорий. Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 26-33.
35. Лидер М. Седиментология. Процессы и продукты. Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 439 с.
36. Лопатин, Н. В. Пиролиз в нефтегазовой геохимии / Н. В. Лопатин, Т. П. Емец. - М.: Наука, 1987. - 144 с.
37. Масленников М.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности ванаварской свиты на территории Байкитской нефтегазоносной области: Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. С. 47.
38. Мельников Н. В. Корреляция разрезов нижнего венда Предпатомского района с жуинской серией верхов рифея Патомского района. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005. – С. 303–308.
39. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017.
40. Мельников Н.В. Геология и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции. М.: Недра, 1977. 205 с.
41. Мельников Н.В., Боровикова Л.В., Смирнов Е.В., Худорожков В.Г. Перспективные на нефть, зоны и объекты Сибирской платформы: Сборник научных трудов. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. С. 62–70.
42. Мельников Н.В., Воробьев В.П., Ефимов А.О. Внедрение интрузий долеритов. Геология и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции. М.: Недра, 1977. С. 103-108.
43. Мельников Н.В., Килина Л.И. Литология и условия формирования вендских и кембрийских отложений в южной половине Ленно-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 51-56.
44. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2005 г. 428 с.
45. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео». 2005. 428 с.

46. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (северной Евразии). Москва, МГУ. 1996. 448 с.
47. Мордасова А.В. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности верхнеюрско-нижнемеловых отложений Баренцевоморского шельфа. Дис. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2018, 82-84 с.
48. Москвич В.Н. Формирование единого куба данных 3Д по сейсморазведочным работам 1997-2004 годов (площадь съёмки – 1200 кв. км), специальная обработка и комплексная интерпретация. ЗАО «Красноярскгеофизика», Красноярск, 2008.
49. Мухин В.М., Колотухин А.Т. Методика палеотектонического анализа при нефтегазопроисловых работах: Учебное пособие для студентов, обучающихся по специальностям "Геология нефти и газа" и "Геология и геохимия горючих ископаемых". Саратов: Наука. 2013. 67 с.
50. Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б., Микрофоссилии и биофаии вендского ископаемой биоты юга Сибирской платформы. Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 4, с. 748-760
51. Неручев С.Г. Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием . Тр. XV сессии МГК. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М: Наука. 1976 С. 47-62.
52. Неручев С.Г. Катагенез рассеянного органического вещества пород и генерация нефти и газа в процессе погружения осадков. «Доклад АН СССР. Сер. Геол.». т. 194, №5. 1970. С. 43-49.
53. Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием . Тр. XV сессии МГК. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М: Наука. 1976. С. 47-62.
54. Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. Москва, МГУ. 2002, 366 с.
55. Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В. Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозое. Москва, Вестник Московского Университета, Серия 4, Геология, № 1. 2010. С. 3-16
56. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва: МАИК Наука, Интерпериодика. 2001. 571 с.,
57. Постникова О.В. Эволюция Рифей-Венд-Кембрийского бассейна юга Сибирской платформы и его нефтегазоносностью. Дис-я. Москва, 2008.

58. Постникова О.В., Постников А.В., Коновальцева Е.С. и др. Вторичные процессы в породах-коллекторах ярактинского горизонта юго-восточного склона Непско-Ботубинской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 5. С. 447–456.
59. Пошибаев В.В., Бессель В.В., Белоусов А.В. и др. Презентационные материалы онлайн-курса «Нефтегазовое производство». ПАО «Газпром», РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2021.
60. Распоряжение Правительства РФ от 13.02.2019 г. №207-р
61. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 216 с.
62. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.
63. Рихтер Я.А. Гидротермальные процессы в породах фундамента Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле. 2016. Т. 16, вып. 2. С. 116-126.
64. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции. Геотектоника, № 3. 2003. С. 3-21
65. Самсонов В.В., Ларичев А.И., Чеканов В.И., Соловьев В.В. Особенности геологического строения нефтегазовых комплексов и оценка перспектив нефтегазоносности южной части Сибирской платформы. Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 11, с. 1545—1564
66. Серебренникова О.В. Геохимические методы при поиске и разведке нефти и газа: Учебное пособие. Ханты-Мансийск, РИЦ ЮГУ, 2008. – 28 с.
67. Сивкова Е.Д., Коробова Н.И., Сауткин Р.С., Ступакова А.В. (2018) Выявление зависимостей изменения мощностей и свойств отложений ванаварской свиты в зоне сочленения Байкитской антеклизы и Катангской седловины. Симферополь: Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология, т. 4 № 1, С. 175-180
68. Симанович И.М., Япаскурт О.В. Стадии и зоны постседиментационного литогенеза осадочных формаций/ Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18-20 марта 2003 г.). М.: МГУ, 2003. С. 27-29.
69. Соболева Е.В., Гусева А.Н. Химия горючих ископаемых. М.: Издательство Московского университета, 2010. 249-251 с.

70. Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяяня и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы. Стратигр. Геол. корреляция. 2005.
71. Соколов Б. С. Хроностратиграфическое пространство литосферы и венд как геоисторическое подразделение неопротерозоя. Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1334-1348.
72. Старосельцев В.С. Структурно-тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. ФГУП «СНИИГГиМС». 2015.
73. Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Гребенюк В.В., Дивина Т.А. Геодинамический контроль нефтегазоносности вулканогенно-осадочного чехла Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГГиМС. 2004. с. 91-99
74. Ступакова А.В., Пашали А.А., Волянская В.В., Сулова А.А., Завьялова А.П. Палеобассейны - новая концепция моделирования истории геологического развития и нефтегазоносности регионов. Георесурсы, том 21, № 2. 2019. с. 4-12
75. Ступакова А.В., Хведчук И.И., Сауткин Р.С., Коробова Н.И., Сивкова Е.Д. Переформирование залежей в древних нефтегазоносных бассейнах (на примере залежей восточного склона Байкитской антеклизы Сибирской платформы). Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 31–41.
76. Тарабукин В.П. Конодонты из ксенолитов осадочных пород кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района (Якутия). Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 11, № 2. 2003. С. 102–112.
77. Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Новосибирск.: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2005. С. 166.
78. Тиссо Б. Вельте Д. Образование и распространение нефти. Москва: Мир, 1981, 501 с.
79. Успенский В.А., Радченко О.А. К вопросу генезиса типов нефтей. «Труды ЦНИГРИ», нов. сер., вып. 19, Л-М., 1947
80. Успенский В.А., Родионова К.Ф., Горская А.И., Шишкова А.П. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород (для лабораторий геологоразведочных организаций). – Л.: «Недра», 1966. – 316 с.
81. Филиппов Ю.А. Нефтегазоносность верхнего протерозоя западной части Сибирской платформы. диссертация на соискание доктора геолого-минералогических наук. ИНГГ СО РАН. - Красноярск, 2015. – 171-172 с.

82. Филиппов Ю.А., Старосельцев В.С. Рифейские прогибы – основные источники нефти и газа в западной части Сибирской платформы. Геология нефти и газа. № 6, 200., С. 40-56.
83. Фролов С.В., Бакай Е.А., Карнюшина Е.Е., Козлова Е.В., Ахманов Г.Г. Нефтегазоносные комплексы севера Лено-Тунгусского бассейна. Геология нефти и газа. 2013 № 3. С. 63–75.
84. Фролов С.В., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Бакай Е.А., Крылов О.В., Ахманов Г.Г., Жукова Е.В. Север Восточной Сибири: геология, нефтегазоносность и обстановки седиментации вендско-кембрийских формаций. Москва: Геоинформарк. 2014. 192 с.
85. Фролов С.В., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Крылов О.В., Ахманов Г.Г. Палеогеографический контроль формирования природных резервуаров верхневендско-кембрийских отложений Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности северо-западных районов на основе моделирования процессов генерации и миграции УВ. Москва: МГУ имени М.В. Ломоносова, 2008.
86. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. Москва, Научный мир. 2001. 606 с.
87. Черепанов Е.Н. Новая модель формирования нижнекембрийских карбонатных коллекторов нефти и газа Непско-Ботуобинской антеклизы. Научно-технический журнал Геология нефти и газа. Москва, ООО «ВНИГНИ-2», 2018 №1. С. 75-87
88. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллоиды и тиллиты. М.: Наука, 1978. 204 с.
89. Шемин Г.Г. Циклостратиграфия венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы. Новосибирск: СО РАН, 1991.
90. Espitalie, J. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (Premiere partie) / J. Espitalie, G. Deroo, F. Marquis // Rev. Inst. frans. petrole. - 1985 . - Vol. 40. - № 5. - P. 563 - 579.
91. Espitalie J. and Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis. In: M.L. Bordenave (Editor) Applied Petroleum Geochemistry. Technip ed., Paris. 1993. pp. 237–361.
92. Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A., Lubnina N.V., Korobova N.I., Karnyushina E.E., Kozlova E.V. Meso-Neoproterozoic petroleum systems of the Eastern Siberian sedimentary basin. Precambrian Research, 259. 2015. pp. 95-113.
93. Mitchum R.M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy // Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. - Tulsa, Oklahoma: AAPG. Mem. 26, 1977. P. 205-212.