

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ «НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

ГАРСИЯ БАЛЬСА АУРА САМИД

**КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗАЛЕЖЕЙ «НЕСТРУКТУРНОГО» ТИПА В
ДОЛОМИТИЗИРОВАННЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ
КРОВЛИ ПАЛЕЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА НЮРОЛЬСКОЙ
ВПАДИНЫ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ОСТАНИНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

25.00.12 – Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Белозеров В.Б.

доктор геол.-минерал. наук,

профессор

Томск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1	15
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ОСТАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	15
1.1 Геолого-геофизическая изученность района работ и нефтегазоносность	16
1.2 Литологическое строение и стратиграфия	22
1.2.1 Палеозойская группа (образования доюрского фундамента)	23
1.2.2 Краткая история формирования отложений доюрского комплекса.....	31
1.2.3 Литостратиграфический анализ строения палеозойских разрезов Северо- Останинского месторождения	36
1.3 Тектоника.....	49
1.3.1 Геотектонические представления о строении доюрского фундамента Западной Сибири.....	49
1.3.2 Особенности тектонического строения и нефтегазоносность Северо- Останинской площади	58
1.4 Характеристика продуктивных пластов	66
Глава 2	68
ФАКТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	68
2.1. Фактический материал	68
2.2. Методика исследований состава и строения пород	69
2.2.1 Петрографические исследования	69
2.2.2 Люминесцентно-битуминологический анализ	69
2.2.3 Спектроскопия комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия)	70
2.2.4 Микротермометрические и криометрические исследования.....	72

2.2.5 Сканирующая электронная микроскопия и рентгенофлуоресцентные исследования	73
2.2.6 Изотопные исследования	74
Глава 3	76
СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ	76
3.1 Строение и геологическая интерпретация материалов разрезов скважин, пробуренных в пределах юго-восточной части Нюрольской впадины	76
3.2 Литолого-петрографическая характеристика палеозойских отложений Северо-Останинского месторождения.....	86
3.3 Исследование газово-жидких включений	100
3.3.1 Спектроскопия комбинационного рассеяния ГЖВ.....	100
3.3.2 Микробиотермометрия ГЖВ	106
3.4 Изотопный анализ	111
3.5 Постседиментационные преобразования пород палеозоя Северо-Останинской площади	116
3.6 Представление об условиях формирования карбонатных коллекторов	120
Глава 4	128
КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ И ПРОГНОЗ КРОВЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ	128
4.1 Динамический анализ. Изучение трещиноватости в керне палеозойских отложений Северо-Останинского месторождения.....	128
4.2 Гравиметрический и магнитометрический анализ	130
4.3 Критерии прогноза зон развития коллекторов в кровельной части палеозойских отложений.....	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	140

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	142
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	143
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	160
СПИСОК ТАБЛИЦ.....	164

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Существующие перспективы развития нефтегазового комплекса свидетельствуют о том, что Западная Сибирь будет оставаться основным районом нефтедобычи России на перспективу. В тоже время ожидается, что её доля в общем объёме добываемого углеводородного сырья будет уменьшаться и составит от 58% до 55% [Распоряжение..., 2003, ICЕХ, 2010]. В настоящее время нефтяные месторождения Западно-Сибирского региона вступили в третью и четвёртую стадии разработки. Для сохранения Россией своего экономического потенциала следует вложить необходимые инвестиции в области поиска и разведки нефти в Западной Сибири. По этой причине дальнейшее наращивание геологоразведочных работ – объективная необходимость.

Томская область является той территорией, где накоплен значительный опыт по поиску, разведке и разработке залежей нефти не только в отложениях платформенного чехла, но и в образованиях фундамента. На 2018 г. в этом регионе на государственный баланс поставлено 25 месторождений с залежами углеводородов, приуроченных к отложениям палеозойского фундамента. Во многих документах по развитию нефтегазовой отрасли палеозой Западной Сибири считается одним из ключевых направлений. Томский политехнический университет и Газпромнефть-Восток в 2018 г. подписали договор о проведении научно-исследовательских работ в рамках пилотного проекта «Палеозой» кластера технологий освоения трудноизвлекаемых запасов нефти Томской области [Томский..., 2018; Проект...].

На сегодняшний день в пределах Ньюрольской структурно-фациальной зоны на территории Томской области отложения палеозойского возраста вскрыты во многих скважинах, однако требуются современные подходы к оценке перспектив применения существующих технологий геологоразведки, а также комплексирование результатов различных методов прогноза. Учитывая сложное развитие и залегание палеозойских коллекторов, необходимо иметь обоснованное представление о процессах и условиях накопления углеводородов в нефтеносных

породах, стратиграфических интервалах развития продуктивных отложений и зон их пространственной локализации. Для этого требуется либо совершенствование существующих методик изучения, обработки и интерпретации имеющего и вновь получаемого геологического материала, либо необходимо внедрять новые методы для изучения продуктивных коллекторов. Представленная работа является актуальной для установления факторов, контролирующих формирование коллекторов в палеозойских отложениях в свете применения прецизионных методов исследования вещества (микротермометрии, спектроскопии комбинационного рассеяния, сканирующей электронной микроскопии) и творческой компиляции ранее полученных данных по палеозойским карбонатным породам Северо-Останинского месторождения.

Степень разработанности темы. Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности доюрских комплексов ЗСП привлекали к себе внимание исследователей на протяжении более 50 лет: Н.Н. Ростовцев и др., 1959; В.А. Дедеев и др., 1962; А.А. Трофимук и др., 1972; В.С. Сурков, О.Г. Жеро, 1981; А.А. Степанов и др., 1985; А.Э. Конторович, 1991; В.И. Краснов и др. 1993; В.Н. Дубатолов и др., 1993; В.А. Конторович и др., 2001; К.А. Клещев, В.С. Шеин, 2004; Г.Д. Исаев, 2010; А.В. Ежова, 2012; К.С. Иванов и др., 2012; В.А. Конторович и др., 2015; В.Л. Шустер и др., 2016 и ряд других ученых.

Обоснованием перспектив нефтегазоносности палеозоя Западной Сибири занимались научные коллективы Западно-Сибирского научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института (ЗапСибНИГНИ), Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (ИНГГ СО РАН), Научно-исследовательского центра «СИБГЕОНАФТ», Томского политехнического университета (ТПУ), Томского государственного университета (ТГУ), Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Института геологии и геохимии УрО РАН, Томского научно-исследовательского и проектного института нефти и газа (ТомскНИПИнефть), Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института (ВНИГНИ), Всероссийского научно-исследовательского геологоразведочного

института (ВНИГРИ), Западно-Сибирского научно-исследовательского института геологии и геофизики (ЗапСибНИИГГ), Сибирского научно-аналитического центра (СибНАЦ) и целый ряд других организаций.

Изучению геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений Северо-Останинского месторождения посвящены работы А.Е. Ковешникова, А.В. Ежовой (1983); Ж.О. Бадмаевой, В.Л. Бененсон, В.С. Вышемирского и др. (1984); Г.И. Тищенко и др. (1985, 1988); Р.В. Белова, Н.И. Карапузова, В.А. Кондрашова, В.П. Мельникова (1990); А.Э. Конторовича и др. (1991, 1995); Е.В. Беловой и С.В. Рыжковой (2000); А.В. Ежовой (2012); А.В. Лобусева, П.Н. Страхова, М.А. Лобусева и др. (2013); А.В. Ежовой и др. (2015) и ряда других ученых.

Предыдущими исследованиями по особенностям геологического строения отложений палеозоя месторождений Нюрольской впадины, в том числе и по Северо-Останинскому месторождению, накоплен обширный материал в вопросах тектоники, литологии, стратиграфии, сейсморазведки (МОВ, КМПВ), магниторазведки и гравиразведки, генезису формирования продуктивного палеозойского коллектора рассматриваемой территории.

Тем не менее, геологическая история и потенциал нефтегазоносности доюрского фундамента Западной Сибири еще спорная тема. Ряд положений продолжают обсуждаться учеными, однако полученная информация позволяет сделать следующие выводы:

- формирование залежей нефти и газа в отложениях глубинного палеозоя обусловлено генерационным потенциалом пород фундамента, а для месторождений УВ в зоне контакта фундамента и осадочного чехла источником углеводородов могут быть как отложения юры, облекающие эрозионные выступы фундамента, так и коренные породы палеозоя;

- складчато-блоковая тектоника палеозойского фундамента значительно усложняет поисковый, разведочный и эксплуатационный этапы геологоразведочных работ на нефть и газ;

- углеводородный потенциал фундамента Западной Сибири оценивается

достаточно высоко, что не исключает возможность формирования в образованиях палеозоя значительных по запасам месторождений нефти и газа.

Результаты работ указанных исследователей позволили автору работы выдвинуть следующий тезис. Все известные залежи углеводородов в кровельной части палеозойского комплекса Нюрольской впадины можно разделить на следующие два структурно-генетических типа:

– Залежи, связанные с эрозионно-тектоническими выступами фундамента. К ним относятся все открытые в Нюрольской впадине залежи пласта M_1 , за исключением Северо-Останинской залежи;

– Залежи «неструктурного» типа, связанные с эрозионными ложбинами на предъюрской эрозионной поверхности. К нему относится пока единственная залежь Северо-Останинского месторождения.

С ловушками последнего типа могут быть связаны значительные перспективы прироста запасов углеводородов. Однако критерии их поиска пока еще не разработаны.

Объектом исследования являются карбонатные отложения кровельной части доюрского фундамента Северо-Останинской площади Западной Сибири. Месторождение географически расположено в Парабельском районе (Томская область) и входит в группу месторождений углеводородов Пудинского нефтегазоносного района. В пределах Северо-Останинской площади выявлена залежь нефти с газовой «шапкой» в кровельной части доюрского фундамента. Открытая залежь не связана с антиклинальным поисковым объектом и контролируется литологической неоднородностью пород в пределах отдельных тектонических блоков фундамента.

Цель исследования – разработать критерии поиска залежей «неструктурного» типа в верхней части палеозойского комплекса Нюрольской впадины. На основе:

– петрографического анализа пород;
– спектроскопии комбинационного рассеяния, микрокриотермометрии и люминесцентной микроскопии продуктивных отложений;

– анализа морфологии и значений амплитуды отражающего горизонта Φ_2 [4];
– опубликованных результатов анализа магнитной съёмки в пределах Северо-Останинской площади [5].

Научная задача – определить условия формирования резервуара, контролирующего залежь «неструктурного» типа в верхней части доюрского комплекса Северо-Останинского месторождения, как научную основу для разработки поисковых критериев.

Решение поставленной научной задачи включало следующие этапы:

1. Сбор и анализ опубликованной и фондовой литературы по геологическому строению, тектонической эволюции и нефтегазоносности исследуемого района, обоснование преобладающего типа коллектора, контролирующего залежь углеводородов;
2. Выполнение макро- и микроскопического изучения отложений палеозоя, выявление основных факторов, влияющих на формирование фильтрационно-емкостных характеристик карбонатных резервуаров Северо-Останинского месторождения;
3. Картирование блоковой и литологической неоднородности эрозионной поверхности доюрского комплекса Северо-Останинской площади, обособление зон развития органогенных известняков;
4. Систематизация полученной геолого-геофизической информации по объекту исследования и на её основе обоснование критериев прогноза залежей «неструктурного» типа в кровле палеозойского комплекса Нюрольской впадины.

Научная новизна. Впервые представлены результаты исследований газожидких включений из доломитов и кальцитовых жил нефтеносных пород палеозоя и выявлены характерные условия формирования продуктивного коллектора в кровле палеозойского комплекса Северо-Останинского месторождения. На основе комплексирования петрографических, микрокриотермометрических данных, спектроскопии комбинационного рассеяния и люминесцентного анализа предложена новая концепция доломитизации карбонатного резервуара в верхней

части палеозоя Северо-Останинского месторождения и показана связь процессов доломитизации с различными этапами геологического развития региона.

Личный вклад. Автором проанализированы геолого-геофизические данные по скважинам, вскрывшим карбонатные отложения палеозойского возраста Северо-Останинской площади. Лично выполнены следующие работы: макро- и микроскопическое описание пород; КР-спектроскопия; микрокриотермометрический анализ; проведена интерпретация результатов изотопного анализа, рентгенофлуоресцентного анализа и электронно-микроскопического изучения. Сопоставлены имеющиеся в пределах рассматриваемой территории опубликованные материалы по магнитометрии и сейсморазведке с построением автором геологической модели продуктивного резервуара. По пространственному распределению магнитной аномалии в пределах зоны сейсмогеологического прогноза коллектора на Северо-Останинской площади подтверждён один нефтегазоносный и выделен один нефтеперспективный объекты.

Теоретическое и практическое значение. Теоретическое значение работы заключается в определении генезиса и критериев прогноза зон развития доломитизированных органогенных известняков в кровельной части палеозойского фундамента Нюрольской впадины по комплексу геологических и геофизических данных. Практическое значение состоит в выделении участков возможной локализации скоплений углеводородов в ловушках «неструктурного» типа в кровельной части палеозойского фундамента, которые могут стать новыми поисковыми объектами.

Научные методы исследования и фактический материал. В основу работы был положен материал, предоставленный сотрудниками лаборатории геологии Центра подготовки и переподготовки специалистов нефтегазового дела Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета (ЦППСНД ИШПР ТПУ) и А.В. Ежовой из личной коллекции. Использовались фондовые и опубликованные материалы по поисковым и разведочным скважинам, структурная и атрибутивная карты по отражающему сейсмическому горизонту Φ_2 , составленные специалистами ИНГГ СО

РАН, данные литологического описания пород фундамента и результаты интерпретации магнитной съемки в пределах Северо-Останинской площади [Ежова и др., 2015]. Лабораторно-аналитические работы выполнялись на 72 образцах керна скважин 3Э, 5Э, 5Р и 7Р. Весь объем аналитических исследований проведён на базе лабораторий Томского политехнического университета.

Минералого-петрографические исследования карбонатных пород проводились следующими методами: оптическая микроскопия с высокой разрешающей способностью (Olympus® BX53F, 80 шлифов), электронная микроскопия (TESCAN VEGA 3 SBU OXFORD X-Max 50, 60 спектров), КР-спектроскопия (Thermo Fisher Scientific DXR2, 118 спектров), микрокриотермометрия флюидных включений (AXIO SCOPE A1 с термокамерой LINCAM MDSG-600, измерение температур от -180^0 до 600^0C , 27 включений), рентгенофлуоресцентная микроскопия (HORIBA XGT-7200, 43 спектра).

Изотопный анализ 4-х карбонатных пород выполнен в Томском филиале Сибирского Научно-Исследовательского Института Геологии, Геофизики и Минерального Сырья (ТФ АО СНИИГГиМС) на масс-спектрометре DELTA V Advantage.

Основные защищаемые положения:

1. Все известные ловушки углеводородов в кровельной части палеозойского комплекса Нюрольской впадины подразделяются на следующие два структурно-генетических типа: ловушки, связанные с эрозионно-тектоническими выступами фундамента, и ловушки «неструктурного» типа, приуроченные к эрозионным ложбинам на предьюрской эрозионной поверхности. Залежь, связанная с ловушкой второго типа, открыта только на Северо-Останинском месторождении.
2. Основным фактором, определившим формирование коллектора в ловушке «неструктурного» типа в кровле палеозойского комплекса Северо-Останинского месторождения, является вторичная доломитизация органогенных известняков, обусловленная совместным воздействием на породы гидротермальных и метеорных вод. Основным источником поступления магния,

участвующего в процессах доломитизации, являлись метеорные воды, дренирующие коры выветривания основных эффузивов.

3. Определение генезиса резервуара, контролирующего залежь «неструктурного» типа в верхней части палеозойского комплекса Северо-Останинского месторождения, позволило сформулировать следующие поисковые критерии таких объектов: литолого-стратиграфический, палеогеоморфологический, магнитометрический. Наиболее перспективными являются участки, маркированные магнитными аномалиями в пределах эрозионных ложбин в зонах обнажения органогенных карбонатов на эрозионной поверхности палеозойского комплекса.

Степень достоверности результатов работы.

Достоверность комплекса проведённых исследований, связанных с выяснением механизма формирования вторичной доломитизации известняков за счёт низкотемпературного метасоматоза, обоснована интерпретацией результатов геолого-геофизической информации опубликованных материалов и подтверждается аналитическими исследованиями по термокриотермометрии в 15 двуполированных пластинах карбонатных пород Северо-Останинской площади.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности.

По направленности решаемых задач область диссертационного исследования соответствует паспорту специальности 25.00.12 – «геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений», а именно пунктам «методология прогнозирования, оценки ресурсов и подсчет запасов нефти и газа» и «современные методы поисков и разведки месторождений».

Апробация результатов работы.

Основные результаты и выводы диссертации опубликованы в 3-х научных работах в журнале, «Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов», включенном в Перечень рецензируемых научных изданий, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией при Министерстве науки и высшего образования Российской Федерации.

Основные результаты диссертационной работы были представлены на

конференциях и симпозиумах: XXI, XXIII Международный научный симпозиум студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2017, 2019 г.г.), II Международная научно-практическая конференция «Geonature 2018» (г. Тюмень, 2018), 81st EAGE Conference and Exhibition 2019 (London, United Kingdom, 2019).

Структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, 4-х глав и заключения. Общий объем работы 164 страницы, включая 33 рисунка, 7 таблиц. Список литературы включает 142 источника.

Благодарности

Работа выполнена в отделении нефтегазового дела Инженерной школы природных ресурсов Федерального государственного автономного образовательного учреждения высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет» (ФГАОУ ВО НИ ТПУ) под руководством д.г.-м.н., профессора, заведующего лабораторией геологии Центра подготовки и переподготовки специалистов нефтегазового дела Инженерной школы природных ресурсов ФГАОУ ВО НИ ТПУ В.Б. Белозерова. Автор выражает ему глубокую признательность за всестороннюю поддержку и конструктивные дискуссии в процессе работы над диссертацией.

Особую благодарность и признательность автор выражает доценту отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов ТПУ (ИШПР ТПУ), к.г.-м.н. Л.А. Краснощековой за методическое обоснование проведенных диссертантом экспериментов и исследований вещественного состава карбонатных пород.

Автор искренне благодарен доценту, к.г.-м.н, ведущему эксперту ЦППСНД ТПУ В.П. Меркулову за любезно предоставленные геофизические материалы по району исследования, а также выражает глубокую признательность всем коллегам, которые способствовали выполнению представленной работы:

– сотрудникам ЦППСНД ТПУ Ph.D. В.С. Рукавишникову, Ю.А. Ужеговой, В.В. Соловьеву, А.А. Волковой, д.г.-м.н. О.С. Черновой;

– сотрудникам отделения геологии ИШПР ТПУ, доценту, к.г.-м.н. А.В. Ежовой, доцентам, к.г.-м.н.: Н.М. Недоливко, О.В. Савиновой, М.А. Рудмину,

А.С. Рубану, Т.Ю. Якич, М.И. Шаминовой, Л.Г. Ананьевой; инженерам С.М. Сваровскому, Ю.Я. Ненахову, М.И. Липичук.

– сотрудникам лаборатории микропалеонтологии ГГФ ТГУ к.г-м.н. С.Н. Макаренко.

Автор признателен за возможность проведения изотопно-геохимических анализов сотрудникам ТФ АО СНИИГГиМС к.х.н. Н.Л. Падалко, П.Ф. Яворову.

Автор благодарит всех исследователей, фондовые и опубликованные материалы которых использовались при написании диссертации.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ОСТАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Северо-Останинское месторождение расположено в зоне сочленения Нюрольской впадины и Пудинского мегавала. В административном отношении месторождение находится на территории Томской области в Парабельском районе (Рисунок 1), имеет площадь 1972 км² и входит в Пудинскую группу месторождений углеводородов [Месторождение...]. Залежь нефти Северо-Останинского месторождения приурочена к отложениям кровельной части палеозойского фундамента и контролируется литологической неоднородностью его тектонических блоков. Продуктивные объекты доюрского комплекса на рассматриваемой территории представлены зоной контакта отложений палеозоя и мезозоя, именуемой как нефтегазоносный горизонт зоны контакта – НГГЗК (по Е.Е. Даненбергу и А.Э. Конторовичу) [Конторович, 2012] и нефтегазоносными объектами глубинного палеозоя.

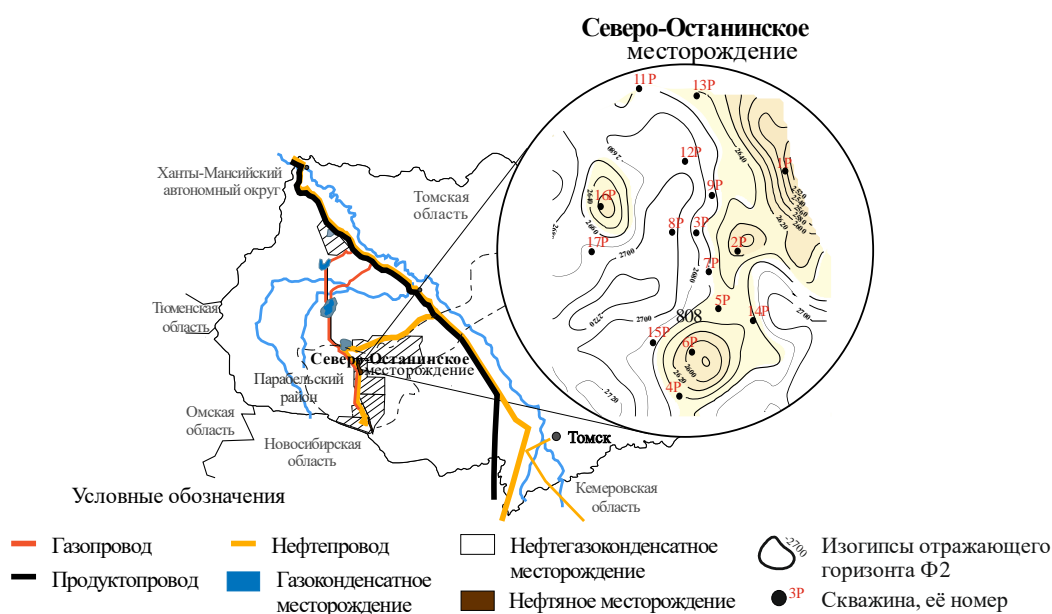


Рисунок 1 – Территориально-административная приуроченность Северо-Останинского месторождения

В качестве нефтегазоносных поисковых объектов в НГГЗК выделяют кору выветривания (пласт М) и кровельную часть палеозойского фундамента (пласт М₁). Для глубинного палеозоя нефтеперспективным объектом является пласт М₂.

1.1 Геолого-геофизическая изученность района работ и нефтегазоносность

Изучение геологического строения Северо-Останинского месторождения (Рисунок 2) осуществлялось в рамках планомерного проведения нефтегазопоисковых работ на территории Томской области с 1947 г.

Эти работы включали геологическую, аэромагнитную, гравиметрическую съёмку, сейсморазведочные работы МОВ (метод отражённых волн), МОГТ (метод общей глубинной точки), КМПВ (метод корреляции преломленных волн), ЗПВ (зондирование преломленных волн) и глубокое бурение с проведением в скважинах комплекса геофизических исследований. По всем рассматриваемым видам работ проводились тематические обобщения.

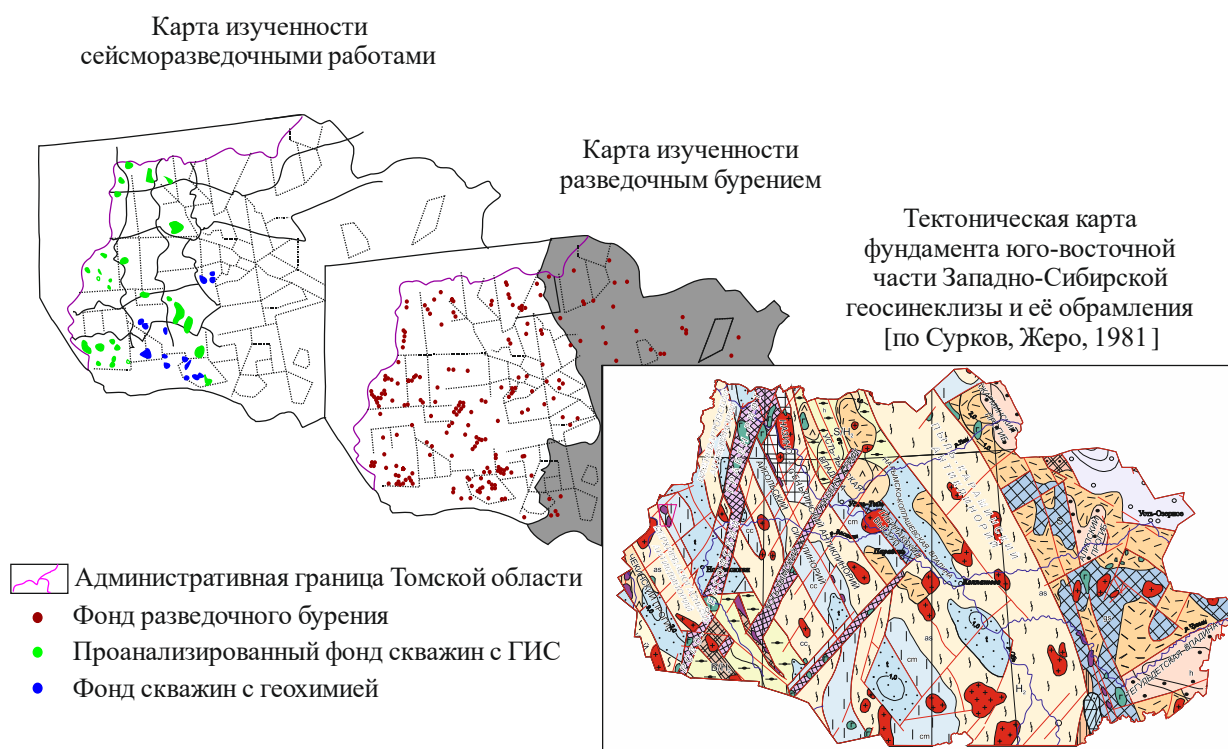


Рисунок 2 – Схемы геолого-геофизической изученности фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы

Геологическая съёмка

Геологическая съёмка масштаба 1:1 000 000 (1947-1954 гг.) выполнялась Западно-Сибирским геологическим управлением (ЗСГУ) [Геологический..., 1948ф; Предварительный..., 1950ф; Нагорский, 1962], в результате чего была составлена геологическая карта Западно-Сибирской низменности.

В 1960 г. Новосибирская геолого-поисковая экспедиция НТГУ [Геологическая..., 1960ф] построила геологические и прогнозные карты полезных ископаемых масштаба 1:1 500 000 на территорию Новосибирской, Омской и Томской областей. В 1966 г. авторами [Геологическая..., 1966ф] создана карта с элементами прогноза нефтегазоносности Новосибирской, Омской и Томской областей масштаба 1:500 000.

С целью уточнения геологического строения Томской области [Геологическое..., 1968ф; Отчет..., 1973ф] в 1968-1973 гг. были выполнены комплексные геологические съемки масштаба 1:200 000 и составлен стандартный комплект карт для листов О-43-ХІ, О-43-ХІІ, О-43-ХVІІ, О-43-ХVІІІ, О-44-VII, О-44-ХІІІ; О-44-VIII, О-44-XIV, О-44-XIX, О-44-XX.

В 1989-1993 гг. проведено обобщение материалов геологической съемки с привлечением результатов профильного и площадного структурно-поискового бурения для геолого-стратиграфического районирования Томской области по мезозойско-кайнозойским отложениям, на основе которых составлены каталог и карты палинокомплексов [Региональные..., 1981; Сурков и др., 1987; Палиностратиграфия..., 1987; Решение..., 1991].

Аэромагнитная съёмка

В период с 1949 г. по 1953 г. Сибирским геофизическим трестом (аэромагнитная экспедиция) выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:1 000 000, по результатам которой проведена оценка глубин поверхности фундамента, получены сведения о простирации и размерах структурно-тектонических элементов первого порядка.

В 1957 г. составлена схема глубинного геологического строения Западно-Сибирской низменности в пределах листа №-43 [Глубинное..., 1957ф].

В 1979-1980 гг. [Отчет..., 1982ф] построены схемы элементов тектоники и вещественного состава доюрского фундамента Нюрольской впадины на основе аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 в пределах Нюрольской депрессии, выполненной партией № 38/79-80.

На основе высокоточной аэромагнитной съемки, проведенной в 1979 г. в пределах листа О-43 и О-44 [Разработка..., 1979ф], рассмотрены геологические предпосылки формирования ловушек нефти и газа неантиклинального типа в северной части Нюрольской впадины.

Гравиметрическая съёмка

Гравиметрическая партия № 21/79-80 Томского геофизического треста в 1979-1980 гг проводила съёмку в Парабельском районе Томской области [Отчет..., 1980аф]. По результатам площадных гравиметрических исследований масштаба 1:50 000 получены дополнительные сведения о строении доюрских образований на Северо-Останинской площади. Было выявлено, что в доюрском комплексе выделяются ряд тектонических блоков разной плотности, зоны глубинных разломов и серии неизвестных ранее разрывных нарушений. Полученные данные позволили определить нефтеперспективные участки рассматриваемой территории.

Сейсморазведочные работы МОВ.

Площадными и детальными работами МОВ масштаба 1:100 000, выполненными в 1967-1968 гг. сейсмопартией № 22/67-68 и № 26/67-68 [Отчет..., 1968ф], были выявлены Шудельское, Сомовское, Верхнекомбарское, Олимпийское поднятия и подготовлены под глубокое бурение Мирная и Останинская структуры. По результатам работ уточнено строение Боровой структуры и оценена перспективность Лугинецкой, Юбилейной, Горело-Ярской, Останинской и Мирной структур.

После проведения в 1970-1971 гг. площадных и детальных работ МОВ масштаба 1:100 000 с/п 3/70-71 были оконтурены и детализированы: Урманское, Западно-Останинское, Нижнетабаганское и Калиновое поднятия. В продолжение площадных поисковых и детальных работы МОВ масштаба 1:100 000 в 1973-1974 гг. с/п № 1/74-75, 3/74-75, 9/74-75 [Отчет..., 1975ф] детализированы Чагвинское,

Еллейское, Еллей-Игайское, Лосинское, Зимнее, Южно-Урманское, а также уточнено строение зон сочленения Останинской, Мирной и Юбилейной структур.

Сейсморазведочные работы МОГТ, КМПВ, ЗПВ

Комплексированием методов МОВ, МОГТ и КМПВ масштаба 1:100 000 пределах Пудинского мегавала, юго-восточной части Нюрольской впадины и зоны их сочленения в 1974-1975 гг. с/п 1,3,9/74-75 Томского геофизического треста [Отчет..., 1975ф] были уточнены Верхнекомбарское, Нижнетабаганское, Калиновое, Урманское, Останинское, Юбилейное, Тамбаевское, Водораздельное поднятия и выявлен Сельвейкинский перегиб.

В 1975-1976 гг. работами МОГТ и КМПВ масштаба 1:100 000 [Отчет..., 1976ф] подтверждено существование Сельвейкинского перегиба и изучена дизъюнктивная тектоника Останинского и Нижнетабаганского поднятий.

Строение верхней части доюрских образований Казанской, Калиновой, Останинской, Западно-Останинской, Юбилейной, Сельвейкинской, Северо-Останинской, Северо-Калиновой структур было изучено в 1977-1978 гг. с/п № 1,3/76-77; с/п № 1,3,6/77-78 [Отчет..., 1977ф; Отчет, 1978ф] с помощью площадных работ МОГТ.

В 1978-1979 гг. методами МОГТ и КМПВ масштаба 1:100 000 с/п № 1,3,6,9,12/78-79 [Отчет..., 1980сф] была изучена поверхность доюрских образований на Тамбаевской, Северо-Урманской, Калганакской, Лосиноярской, Северо-Останинской площадях. По результатам работ составлена прогнозная литолого-структурная карта поверхности доюрских образований.

В 1979-1980 гг. дополнительные сведения о строении доюрских образований в пределах вышеуказанных площадей получены по результатам работ КМПВ масштаба 1:100 000, проведённых № с/п 6/79-80 [Отчет..., 1980бф].

В 1987-1988 гг. проводились площадные детализационные и опытно-методические работы МОГТ и КМПВ масштаба 1:50000 № с/п 1,3/87-88 [Геологическое..., 1988ф]. По их результатам уточнено строение залежей УВ в верхней части палеозоя Северо-Останинского и Урманского месторождений. На

основе комплексной интерпретации спрогнозированы перспективные зоны поисков УВ в НГГЗК.

Работами методом МОГТ масштаба 1:50 000, выполненными в 1994-1995 гг. с/п № 1,3/94-95 [Геологическое..., 1996ф], был уточнен структурный план в районе Останинской площади и примыкающих территорий по горизонтам Φ_2 (кровля доюрских образований), Па (подошва баженовской свиты), III (кровля алымской свиты), IV (кровля кузнецовской свиты). Также было уточнено строение верхнеюрских отложений, прикровельной части палеозоя, спрогнозированы поисковые объекты в НГГЗК и выявлены участки пластов с наилучшими коллекторскими свойствами.

В 2005-2006 гг. с/п № 14/02-03 проведены сейсморазведочные работы МОГТ в пределах Останинского лицензионного участка с целью уточнения геологических моделей ранее выявленных залежей и выделения новых перспективных зон и объектов в разрезе нижнего мела-палеозоя, построены структурные карты масштаба 1:50 000 по 9-ти стратиграфическим уровням и протрассированы тектонические нарушения для осадочного чехла и фундамента и выделены пять структурно-тектонических блоков с разными уровнями ГНК и ВНК. В 2007 г. с/п № 10/05-06 выполнена обработка новых и переобработка старых профилей ТГТ и проведена переинтерпретация данных ГИС по 40 скважинам в пределах Останинского лицензионного участка. По результатам работ осуществлён прогноз эффективных мощностей продуктивных пластов.

Тематические и опытно-методические работы

В рамках тематических работ в 1987-1989 гг. обобщены материалы детальных аэромагнитных и гравиметрических съёмок различного масштаба, проведённых ранее в Новосибирской, Томской, Омской и Тюменской областях. По работам ОАО Новосибирскгеология [Отчет..., 1990ф] (тематическая партия №151/87,89) составлены унифицированные карты гравитационного и магнитного полей масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000.

В 1993-1996 построены сводные структурные карты масштаба 1:200 000 по опорным сейсмическим горизонтам для западной и центральной частей Томской

области [Опытнo-методические..., 1997ф]. В 1998 г. проведена оценка состояния ресурсной базы для развития нефтяной и газовой промышленности в Томской области на распределенном и нераспределенном фонде недр [Подпрограмма..., 1997ф]. Рассмотрена прогнозная структура выявленных ресурсов нефти, газа и конденсата, разработаны направления и объемы геологоразведочных работ.

В 1999-2000 гг. Комитетом природных ресурсов по Томской области [Оперативный..., 2000ф] выполнен оперативный анализ и обобщение геологоразведочных работ на нефть и газ. Полученные результаты показали, что углеводородный потенциал Томской области далеко не исчерпан.

В 2011 году ООО «ГеоПрайм»-«Томская геофизическая компания» провели комплексную интерпретацию геолого-геофизической информации в пределах Северо-Останинского, Останинского, Мирного и Пинджинского месторождений. По результатам работ было уточнено геологическое строение территории исследования. Также были построены структурные карты по основным отражающим горизонтам: Φ_2 , I_a , I_b , II_a , III , IV_b , V_a масштабов 1:50 000, 1:25 000.

Глубокое бурение

В 1975 и 1977 гг., с целью выявления структурно-литологической залежи нефти в пластах горизонта $Ю_1$, в пределах Северо-Останинской площади проведено бурение разведочных скважин № 1 и № 3. При этом, скважиной № 3 была выявлена промышленная залежь, приуроченная к кровле палеозойского фундамента (пласт M_1). Для дальнейшей разведки открытой залежи в 1978-1979 годах на территории были выполнены дополнительные сейсморазведочные работы 2D. С учётом структурно-тектонических характеристик кровли палеозойского фундамента на Северо-Останинской площади пробурено 16 поисковых и одна параметрическая скважины. В результате в скважинах 3, 5, 7 получили промышленные притока нефти и газа из пласта M_1 , а в двух скважинах (скв. 6 и 17) во время испытаний были выявлены нефтепроявления. [Разработать..., 1996ф].

В настоящее время на Северо-Останинской площади осуществляется бурение эксплуатационного фонда скважин согласно принятой технологической схемы разработки залежи нефти в пласте M_1 .

1.2 Литологическое строение и стратиграфия

Северо-Останинская площадь в соответствии с существующим структурно-фациальным районированием пород фундамента входит в состав Нюрольского структурно-фациального района. Согласно стратиграфическому расчленению, рассматриваемая часть разреза представлена отложениями ордовика, силура, девона, карбона (Рисунок 3).

Общая стратиграфическая шкала		Корреляция местных стратиграфических подразделений			
СИСТЕМА	ЯРУС	Нюрольский СФР			
	Московский				
Каменноугольная	Средний	Елизаровская свита / Известковые аргиллиты, мергели, алевролиты ~ 120 м			
	Средний	Средневазюганская свита / Аргиллиты, алевролиты, песчаники ~ 200 м			
	Нижний	Верхняя подсвита	Известняки глинистые 130 м	Кехорегская свита / Темно-серые алевролиты, аргиллиты, прослои известняков, окремнение. ~ 430 м	
		Средняя подсвита	Аргиллиты, кремнеизвестняки 231 м		
		Нижняя подсвита	Кремнеизвестняки, известняки ~ 103 м		
Девонская	Верхний	Фаменский	Верхняя подсвита / Известняки, известковые аргиллиты, базальтовые туфолоавы 800 м	Верхняя подсвита / Переслаивание кремнеизвестняков, аргиллитов 180 м	
		Франский	Нижняя подсвита / Илистые известняки, известковые аргиллиты 145 м		Нижняя подсвита (Тентакулитовая) / Кремнеизвестняк, аргиллиты 300 м
	Средний	Живетский	Верхняя подсвита / Известняки слоистые 615 м	Верхняя подсвита / Известняк ~ 70 м	
		Эйфельский	Средняя подсвита (Малоичский известняк) / Известняки массивные 410 м		Нижняя подсвита / Известняк темно-серый глинистый ~ 400 м
	Нижний	Эмский	Верхний	Надеждинская свита / Известняки темные массивные ~ 220 м	Мирная толща / Известняки, аргиллиты, мергели. ~ 400 м
			Нижний	Солоновская свита / Известняки, аргиллиты, мергели, окремнение 200 м	
		Пражский	Армичевская свита / Известняки глинистые 630 м	Лесная свита / Переслаивание глинистых известняков, аргиллитов. ~ 480 м	
		Лохковский	Кыштовская свита / Известняки доломитизированные, известковые песчаники 400 м	Майзасская свита / Известняки, голубоватые мергели, туфы, эрфузиы. ~ 200 м	
	Силурийская	Верхний	Пржидольский	Межовская свита / Известняки белые доломитизированные 360 м	Туфы витрокластические, Болшевская свита / андезиты, базальтовые порфиры > 209 м
			Лудловский	Ларинская толща	
Нижний		Лландоверийский	Известняки доломитизированные с линзами аргиллитов, песчаников > 360 м		
Ордовикская	Верх.	Ашгиллский	Павловская толща / Известняки тонкозернистые рассланцованные зеленоцветные, алевролиты известковистые, аргиллиты, песчаники > 250 м		
		Карадокский			
	Средний	Лландейловский			
		Лланвирнский			
		Аренгский			
Нижний	Тремадокский				

Рисунок 3 – Литологическая характеристика палеозойских отложений Нюрольского структурно-фациального района [Решения..., 1999]

1.2.1 Палеозойская группа (образования доюрского фундамента)

1.2.1.1 Ордовикская система

Павловская толща ($O_{2-3} pv$) – стратотип толщи выделен в скважине № 56 Мылжинской площади [Открытие..., 1990]. Глубина подошвы свиты не определена, но её вскрытая мощность составляет более 250 м. Карадокский и ашгиллский ярусы представлены отложениями пестроцветных доломитизированных, глинистых известняков, известковистых аргиллитов, песчаников. Известняки содержат биокласты. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены.

1.2.1.2 Силурийская система

Ларинская свита ($S_1 lr$) – стратотип разреза ларинской свиты установлен по ядру скв. 110 Медведевская, где она представлена массивными известняками, иногда с прослоями глинистых отложений и присутствием линз песчаников и алевролитов. [Исаев, 2012]. Мощность свиты более 360 м.

Межовская свита ($S_2 mz$) – мощностью около 360 м установлена по описаниям ядра скв. 22 Малоичской площади. Отложения характеризуются наличием массивных известняков, доломитизированных известняков, известняков брекчированных и доломита. На контакте с девоном в кровле свиты развиты слабо литифицированные известковые песчаники – калькарениты. Верхняя часть стратотипа подвержена эрозионным процессам.

Большеичская ($S_2 bl$) и майзасская ($S_2 ms$) свиты верхнего силура представлены депрессионными (бассейновыми) фациями. Большеичская свита сложена витрокластическими туфами, андезитами и метабазальтами толщиной около 209 м. Нижняя граница свиты выделяется условно, а верхняя с майзасской свитой имеет согласный контакт. Майзасская свита сложена серыми пелитоморфными детритовыми известняками, мергелями, чёрными известковистыми аргиллитами [Отчет..., 1985ф].

1.2.1.3. Девонская система – (шельфовые литотипы)

Нижний отдел D₁

Осадочный комплекс нижнего девона вскрыт скважинами, расположенными на Северо-Останинской, Солоновской, Южно-Табаганской, Кулгинской, Казанской и других площадях. По составу пород он самый разнообразный, содержит органогенные известняки и доломиты, а также кремнисто-глинистые породы. В составе нижнего девона выделяются кыштовская, армичевская, солоновская и надежденская свиты.

Кыштовская свита (D₁ *ksh*) впервые установлена по керну скв. 22 Малоичской, где она представлена тёмно-серыми, чёрными, кремово-серыми, массивными известняками, илистыми доломитизированными или биолитокластовыми разностями с известковыми песчаниками в подошве. Верхняя граница свиты условная, так как эта часть разреза размыта, а нижняя её часть с межовской свитой залегает согласно. Присутствие в разрезе прослоев серых известковых песчаников может свидетельствовать о наличие внутриформационного несогласия. В составе биокластов: фрагменты брахиопод, трилобитов, строматопорат. Присутствуют остракоды и водоросли. Мощность свиты около 400 м. [Краснов и др., 1993].

Армичевская свита (D₁ *ar*) – стратотип установлен в разрезе скв. Южно-Табаганская-134, представлена чёрными, тёмно-серыми глинами, глинистыми известняками, калькаренитами, кальцилутитами, а также массивными и линзовидными политаксонными известняками, оползнями, клинокластами и биокластами известняков. Граница с нижележащей кыштовской свитой условна, а кровля свиты согласно перекрыта солоновской свитой нижнего эмса. Общая мощность свиты около 630 м. [Краснов и др., 1988].

Солоновская свита (D₁ *sl*) – стратотип установлен в разрезе скв. 43 Солоновской площади, состоит из тёмно-серых, темно-коричневых биокластов, глинистых известняков и известняковых аргиллитов (до 200 м). [Краснов и др., 1993].

Надеждинская свита ($D_1 nd$) – стратотип установлен на Малоичской площади. В стратотипе надеждинская свита представлена известняками серыми, тёмно-серыми до чёрных органогенными, сложенными политаксонными комплексами рифостроителей: кораллов, строматопорат, водорослей. Согласно перекрывает солоновскую свиту. Верхняя граница условная. Мощность свиты около 220 м. [Местные..., 1986ф].

Средний отдел D_2

Чарымовская серия представлена двумя свитами: герасимовской среднего девона и лугинецкой верхнего девона. Среднедевонский комплекс более однороден. Он состоит, в основном, из органогенных, рифогенных известняков с подчиненными прослоями аргиллитов герасимовской свиты.

Герасимовская свита ($D_2 gr$) – стратотип установлен на Герасимовской площади. Свита в верхней части состоит из массивных серых и кремовых органогенных известняков, а в нижней – из биогермных, доломитизированных и брекчиевых известняков.

При прослеживании нижней границы герасимовской свиты по конодонтам, кораллам, строматопоратам, остракодам и фораминиферам установлено наличие в её составе отложений, соответствующих эйфельским аналогам складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Мощность отложений свиты значительно меняется от первых сотен метров до 1000 м. Максимальные мощности отмечены в пределах Малоичской структуры, а также в центральной части Нюрольской впадины в районе Урманской и Арчинской структур. Свита литологически весьма неоднородна и представлена тремя подсвитами: нижней (Еллей-Игайский известняк) эйфельского возраста, средней подсвитой (Малоичский известняк) нижнего живета с колониями массивных строматопороидей и верхней подсвитой (уровень Фромелена Бельгии) верхнего живета. Верхняя подсвита состоит из слабо битуминозных слоистых известняков с многочисленными скелетными остатками амфипор.

Свита согласно перекрыта отложениями лугинецкой свиты. Наличие в герасимовской свите рифогенных отложений, органогенных построек различной

формы и объема позволяет считать свиту в качестве перспективного объекта для поиска залежей углеводородов. Породы свиты являются хорошими коллекторами, особенно на участках их выхода на древнюю эрозионно-тектоническую поверхность фундамента [Краснов и др., 1988].

Верхний отдел D_3

Лугинецкая свита ($D_3 lg$), впервые установленная на Лугинецкой площади, в верхней части состоит из однородного кремово-серого цвета, а в нижней из темно-серых массивных глобоидных водорослей фораминиферовых известняков с редкими прослоями туфолав базальтового состава. При толщине 500-600 м она имеет большую площадь распространения, что позволяет вскрыть её разрез большинством пробуренных глубоких скважин. Максимумы мощности и распространения её отмечены в пределах Урманской структуры, где свита картируется практически по всей доюрской эрозионно-тектонической поверхности. Нижняя граница свиты с подстилающей герасимовской свитой согласная, верхняя скважинами практически не охарактеризована, но по геологическим данным с вышележащими отложениями карбона предполагается незначительный перерыв.

В верхней подсвите ($D_3 lg_2$) (мощность 505 м), наряду с обычными серыми и светло-серыми известняками, появляются туфолавы базальтового состава. Позднедевонский возраст верхней подсвиты установлен в объеме зон *gigas – praesulcata* (верхняя часть франа – фамен).

Отложения нижней (франской) части лугинецкой свиты часто содержат фрагменты ценостеумов строматопороидей. Породы фаменской части верхней подсвиты весьма специфические и представлены известняками пелспаритовыми, глобоидно-пелоидными, сгустково-комковатыми с редкими включениями органических остатков, сильно трещиноватыми, трещины нескольких генераций выполнены разнокристаллическим кальцитом. Наблюдаются многочисленные микростилолиты, структуры типа строматаксиса. Биокласты состоят из остракод, брахиопод, брюхоногих моллюсков, одиночных кораллов, табулят, морских ежей. Остатки фауны часто микритизированы, что затрудняет их идентификацию.

По результатам изучения фауны и литологическому составу пород формирование известняков происходило в мелководной обстановке, вероятно, в центральной части карбонатной платформы. В отложениях лугинецкой свиты отмечены признаки нефтегазоносности. Зоны выветривания, участки проявления интенсивной тектонической дезинтеграции пород и карстообразования могут способствовать формированию залежей углеводородов. Высокие емкостные свойства пород лугинецкой свиты являются устойчивыми в пределах всей области развития этой свиты, о чём свидетельствуют нефтегазопроявления на Урманской, Северо-Останинской и других площадях. Возрастным аналогом чарымовской серии является тартасская серия, породы которой формировались в депрессионных условиях впадин, расположенных на шельфе [Краснов и др., 1988; Палеозой...,1981].

1.2.1.3. Девонская система – (депрессионные литотипы)

Нижний отдел D_1

Лесная свита ($D_1 ls$) – карбонатно-терригенный (депрессионный, бассейновый) тип разреза девона начинается лесной свитой лоховского-пражского возраста, согласно залегающей на майзасской свите пржидола. Стратотип установлен на Майзасской площади. Свита состоит из тонкого и грубого чередования чёрных, чёрно-коричневых аргиллитов и известняков, а также нескольких слоев порфировых метабазальтов, метадолеритовых пепловых отложений (480 м). Нижняя граница свиты согласная. Верхняя граница в стратотипе не вскрыта [Степанов и др., 1985а].

Мирная свита ($D_1 mr$) – представлена тёмно-серыми, чёрными доломитовыми мелкозернистыми битуминозными известняками, доломито-глинисто-кремнистыми тёмно-серыми известняками с тентакулитами. Её мощность около 400 м. Нижняя граница свиты в стратотипе не установлена, но объём мирной свиты соответствует практически полному объёму эмского яруса по разрезу скв. Калиновая-14 [Степанов и др., 1985б].

Средний отдел D₂

Чузикская свита D₂ cz – стратотип чузикской свиты (эйфель-живет) установлен в нижней части разреза тартасской серии по разрезу скв. Калиновая-13. Чузикская свита подразделена на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. Нижняя граница чузикской свиты прослежена только по керну скв. Калиновая-14, где она на глубине 3135 м со скрытым несогласием (выпадение трёх конодонтовых зон) перекрывает мирную свиту эмса.

Нижняя подсвита чузикской свиты (D₂ cz₁) – в стратотипе представлена тёмно-серыми глинистыми известняков с водорослями, переслаивающимися с пелоидными известняками, содержащими редкие однокамерные фораминиферы. В состав подсвиты входят прослойки витрокластических и псаммитовых туфов и тела трахидолеритов. Возраст отложений нижней подсвиты датируется эйфелем-ранним живетом и сопоставляется с нижней и средней подсвитами герасимовской свиты, представленной биогенными и биокластическими отложениями (мелководные фации карбонатной платформы).

Верхняя подсвита чузикской свиты (D₂ cz₂) в стратотипическом разрезе характеризуется чередованием чёрных, тёмно-серых аргиллитов, глинистых известняков и алевролитов с редкими остатками тентакулит. Тентакулиты позволяют сопоставить данную часть разреза с уровнем инфрадоманика (староосколький надгоризонт среднего девона) Русской платформы [Решения..., 1999].

Верхний отдел D₃

Чагинская свита D₃ cg – пространственно связана с чузикской свитой и прослеживается на тех же территориях. Стратотип чагинской свиты выделен в скв. Калиновая-13. Верхняя часть разреза в инт. 2854-3000 м по ГИС отнесена к коре выветривания, но состоит из тех же глинисто-кремнистых пород с линзочками и прослойками, содержащими ядра радиолярий, и только в кровле палеозоя появляются гравелиты.

Нижнюю подсвиту чагинской свиты (D₃ cg₁) в стратотипе слагают чёрные, тёмно-коричневые, тёмно-серые кремнистые тентакулитовые известняки и

аргиллиты, в переходных зонах включающие прослой глинистых известняков. Отмечено увеличение вверх по разрезу кремнистости: появление кремней и радиолярий. В средней части разреза нижней подсвиты чагинской свиты прослежена тентакулитовая пачка. Ниже по разрезу найдены франские конодонты. Толщина нижней подсвиты чагинской свиты достигает 300 м [Решения..., 1999].

Верхняя подсвита чагинской свиты ($D_3\ cg_2$), состоящая из кремней, радиоляритов, чередующихся с кремнеаргиллитами, кремнеизвестняками, окремнёнными аргиллитами в стратотипе скв. Калиновая-13 выделена в инт. 3150-2854 м. Отмечены редкие прослойки органогенно-биокластических известняков с немногочисленными фораминиферами верхнего девона. Выше по разрезу встречены только многочисленные, но практически неопределимые ядра радиолярий. Мощность подсвиты около 180 м.

Отложения депрессионных фаций – доманикиты – не получили в палеозойскую эпоху в Западной Сибири такого же широкого распространения, как на Русской платформе и в Приуралье, где граница распространения нефтепроизводящих пород доманиковых фаций контролирует границу нефтеносности Волго-Уральской провинции [Аширов, 1989].

Нефтепроизводящие доманиковые отложения представляют своеобразные высокобитуминозные породы. Они включают определённый комплекс планктонных органических остатков (радиолярий, тентакулит, конодонтов) и характеризуются на электрокаротажных диаграммах зоной высоких сопротивлений, депрессией кривой ПС и являются хорошим маркирующим горизонтом. Уникальность нефтепроизводящей толщи доманикитов привлекает внимание геологов в связи с поисками залежей углеводородов. Установлено, что формирование доманикитов девона происходило в пределах открытого шельфа на нескольких возрастных уровнях. Это выявилось при изучении микрофауны фораминифер, кониконхий (тентакулит), конодонтов и др.

Битуминозные породы чузикской свиты сформировались в живетское время (инфрадоманик), а чагинской – во франское (доманик). Черносланцевая седиментация на юго-востоке Западно-Сибирского палеобассейна проявилась в

разное время в пределах ограниченных участков, в небольших и неглубоких впадинах (150-200 м) [Решения..., 1999].

1.2.1.4.1 Каменноугольная система С – (шельфовые литотипы)

Нижний отдел С₁

Табаганская свита (С₁ tb) – мелководно-шельфовые отложения табаганской свиты являются стратиграфическим (возрастным) аналогом карбонатно-терригенных бассейновых отложений кехорегской свиты. Табаганская свита характеризуется насыщенностью пород микрофауной фораминифер, остракод, конодонтов, водорослей, которые распространены в ней в виде обогащенных прослоев и линз, так как осадконакопление проходило в пределах мелководного шельфа. Интересной и важной для стратиграфии нижнего карбона особенностью является присутствие заметного количества фауны кораллов, брахиопод и многокамерных фораминифер. Этот факт указывает на благоприятные для этой фауны условия обитания в визейско-серпуховское время и хорошую сохранность раковинных и скелетных остатков в стадию литификации.

1.2.1.4.2 Каменноугольная система С – (депресссионные, бассейновые литотипы)

Нижний отдел С₁

Кехорегская свита (С₁ kh) – установлена по керну скв. Северо-Калиновая-27, где породы доюрского комплекса имеют вскрытую толщину 459 м. Верхняя часть разреза мощность 95 м отнесена по данным ГИС и литологии к коре выветривания. Верхняя часть толщи, подстилающая кору, представлена чёрными аргиллитами, а нижняя – серыми биокластическими тонкозернистыми известняками. Временной интервал накопления осадков – турне-визе-ранний серпухов – обоснован комплексом макро- и микрофауны.

1.2.1.5 Пермская система Р

Верхний отдел Р₂

Арчинская толща (Р₂ *arch*). Палеонтологически обоснованные отложения пермской системы установлены только в скв. 54 Арчинской площади Арчинско-Урманской зоны нефтегазонакопления. Толщина отложений варьирует от 50 до 130 м и состоит из глинистых, сероватых, механокластических, обломочных пород.

В остальных случаях отнесение проблематичных (по возрасту) терригенных пород подошвенной части осадочного чехла в разрезах скважин, пробуренных в Нюрольской структурно-формационной зоне, к пермским либо триасовым может быть достаточно условным.

1.2.2 Краткая история формирования отложений доюрского комплекса

К докембрийским образованиям на территории Западно-Сибирской плиты, по аналогии с соседними горно-складчатыми областями, относятся, в целом, метаморфические породы.

Однако нельзя исключать, что среди них могут быть метаморфиты среднепалеозойского и даже позднепалеозойского возраста. Так, доломиты Вездеходной толщи, охарактеризованные ранее как вендские образования, в последнее время отнесены к франскому веку позднего девона) [Стратиграфия..., 2001].

В восточной части Западной Сибири к концу докембрия отлагаются морские доломиты, в то время как западный и центральный участки ЗС представляли сушу [Ковешников, 2011].

В кембрии формируется Западно-Сибирское палеозойское море с накоплением карбонатных отложений вдоль левого берега Енисея. В пределах его восточного обрамления фиксируется зона рифогенных известняков (карбонатная платформа), которая, скорее всего, представляла собой крупномасштабную органогенную постройку типа барьерного рифа [Открытие..., 1990; Стратиграфия..., 2001].

В ордовике обстановка седиментации резко меняется. В результате предордовикской аккреции (эпоха складчатости и общей активизации

тектонических движений и магматизма) внешняя граница шельфа Сибирского континента быстро продвигалась далеко на запад [Открытие..., 1990; Стратиграфия..., 2001].

В ордовикский период западное ограничение Нюрольского и Варьеганского районов было линией разделения территории с терригенно-карбонатным типом осадконакопления – на востоке и с территорией развития преимущественно вулканитов и терригенных пород – на западе [Открытие..., 1990 Стратиграфия..., 2001].

Ордовикская седиментация на территории Нюрольского СФР началась с накопления многоцветных доломитизированных, рассланцованных глинистых известняков, песчаников, известковистых аргиллитов, отнесенных к павловской толще ($O_{2-3}pv$). В стратотипе мощность пород составляет 176 м, но предполагается больше, до 250 м. [Открытие..., 1990; Стратиграфия..., 2001].

На протяжении силурийского периода в рассматриваемом районе продолжается цикл миогеосинклинального развития, что привело к накоплению ларинской свиты (слоистые и массивные известняки, включающие линзы песчаников и алевролитов) и межовской свиты (массивные кремовые, белые, светло-серые известняки, доломиты, доломитизированные известняки). В депрессионных (бассейновых) фациях в верхнем силуре формировались две свиты: нижняя – большеичская и верхняя – майзасская.

Позднепалеозойский тектонический этап (девон-пермь) характеризуется деградацией в развитие палеозойского моря [Ковешников, 2011]. Закрытие палеозойской геосинклинальной области начинается в конце каледонского цикла (начало девона) на юге и востоке плиты, на самом деле устанавливается режим платформы, в то время как геосинклинальный режим продолжает существовать в центральной части ЗСП. Центральный сектор (Нюрольский и Варьеганский районы) можно рассматривать как продолжение внешнего шельфа Сибирского континента [Стратиграфия..., 2001].

Теплое эпиконтинентальное море в раннем девоне способствует образованию рифов, представленных отложениями илистой глины и карбонатов. В

районе Нюрольского структурно-фациального района выделяются следующие свиты: кыштовская, армичевская, солоновская, надежденская (рифогенные литотипы), лесная и мирная (депресссионный литотип). В рассматриваемых свитах преобладают органогенные известняки (с остатками кораллов и строматопоры), доломиты и глинисто-кремнистые породы с переслаиваниями аргиллитов [Дубатовлов и Краснов, 1993; Решения..., 1999].

Расширение Западно-Сибирского моря (эйфельский ярус) связано с осадждением глинисто-карбонатных илов. Повышение относительного уровня моря в начале позднего девона привело к исчезновению географических барьеров и интеграции фаций, представленных органогенными рифовыми известняками с подчиненными аргиллитами (Чарымовская серия-Герасимовская свита).

В сравнении с разрезами рифогенных литотипов в бассейновых фациях наблюдается увеличение содержания глинистого и кремнистого материала (Тартасская серия – Чузикская свита) [Дубатовлов и Краснов, 1993; Решения..., 1999]. Появление в разрезе кремнистых осадков связано с разрушением кремнистых пород в зонах тектонической активизации и вулканической деятельностью. Карбонатные банки в позднем девоне (живетско-франский ярус) были широко распространены. Отложение герасимовской свиты являются хорошими коллекторами, особенно на участках их выхода на древнюю эрозионно-тектоническую поверхность [Краснов и др., 1988].

К франскому и фаменскому времени произошло изменение водной среды обитания организмов, из-за чего почти полностью исчезли кораллы и развились фораминиферы. В депрессионном, бассейновом комплексе продолжились накапливаться глинисто-кремнистые породы, представленные радиоляритами, чередующимися с кремнеаргиллитами, кремнеизвестняками, окремненными аргиллитами. Это свидетельствует о ещё более значительном поступлении кремнистого материала в условиях пассивной гидродинамики морского бассейна (Тартасская серия – Чагинская свита). Отложения Чарымовской серии (лугинецкая свита), содержащие известняки с обильными остатками водорослей и

фораминифер, перемежающиеся прослоями туфолав, представляют шельфовый комплекс.

Поздний девон характеризуется вулканической активностью (излияние лав), что в совокупности с другими событиями приводит к исчезновению морской фауны, создавая уникальные литологические характеристики в лугинецкой свите для концентрации углеводородов [Дубатов, Краснов, 1993; Краснов и др., 1988].

Отложения среднего-верхнего девона обнаружены на разных глубинах кровли палеозойского фундамента, пронизываемая часть которого характеризуется доломитами кровельной части карбонатной банки.

Именно с зоной доломитизации органогенных известняков герасимовской свиты связана продуктивность палеозойского комплекса на Северо-Останинской площади.

Постепенно морское осадконакопление девона сменяется континентальным в каменноугольном периоде. На юго-востоке Западной Сибири аккумулируются породы терригенно-карбонатной формации. Известняки, кремнеизвестняки, аргиллиты и глинистые известняки отлагались в условиях мелководного шельфа (табаганская свита). Отложения табаганской свиты являются стратиграфическим (возрастным) аналогом карбонатно-терригенных бассейновых отложений кехорегской свиты, представленных серыми биокластическими тонкозернистыми известняками и чёрными аргиллитами. Среднекаменноугольный комплекс отложений слагают преимущественно континентальные фации средневасюганской (аргиллиты, алевролиты, песчаники) и елизаровской (известковые аргиллиты, мергель, алевролиты) свит [Решения..., 1999].

В позднепалеозойское время регион Западной Сибири испытал орогенную фазу складчатости в рамках геосинклинального (западная часть ЗСП) и миогеосинклинального (центральная и восточная части ЗСП) типов тектогенеза [Сурков и др., 1971].

Последующее выравнивание горного рельефа в верхнем карбоне-перми способствовало формированию мощной толщи коры выветривания.

Ранний триасовый рифтогенез в Западной Сибири был частью глобального рифтингового события и предшественником последующего разрушения земной коры, образовавшего Западно-Сибирский осадочный бассейн. Площадь последующего прогибания значительно превысила площадь рифтинга; базальты заполнили тектонические разломы, а также образовали широкие базальтовые плато. В течение примерно 12 миллионов лет около 1 миллиона кубических километров вулканогенных пород достигли дневной поверхности, что обусловило суровый, засушливый климат и формирование гористо-холмистого рельефа с активным проявлением базальтового вулканизма [Surkov, Smirnov, 1994].

В пределах Северо-Останинской площади проявление вертикальных движений триасового периода, вероятно, вновь активизировало трещиноватость фазы складчатости. Последующее в дальнейшем выравнивание территории с размывом отложений карбона и образованием триас-нижнеюрской коры выветривания способствовало поступлению обогащённых магнием вод в органические карбонаты и последующую их доломитизацию. Кроме того, при выходе пород на дневную поверхность, формируются трещины выветривания и растворения, проявление которых должно снижаться от поверхности вглубь биогерма. Этапность в обновлении тектонической трещиноватости отразилась в образовании доломитов различной генерации. [Разработать..., 1996ф].

Платформенная фаза развития Западно-Сибирского бассейна подразделяется на два этапа: ранняя платформа и платформа. Ранняя платформа объединяет средний-поздний триас и раннюю-среднюю юру. Для этого этапа характерно заполнение эрозионно-тектонического рельефа осадочным материалом и формирование крупных озёрных водоёмов, в пределах которых могли формироваться отложения, обогащённые органическим углеродом (тогурская свита) [Surkov, Smirnov, 1994].

На втором этапе формировался платформенный осадочный чехол покровного типа, представленный осадками как морского, так и континентального генезиса.

1.2.3 Литостратиграфический анализ строения палеозойских разрезов Северо-Останинского месторождения

В основу литостратиграфического анализа положены материалы отчётов ВНИГНИ, ТПУ, ИНГГ СО РАН, Томского геофизического треста, Томской геофизической компании и комплекс лабораторных исследований, проведённый по пробуренным эксплуатационным скважинам 3Э, 5Э и разведочным скважинам 5, 7.

Анализ предусматривал следующую последовательность исследований:

- литолого-стратиграфическую и структурно-тектоническую изученность отложений палеозойского фундамента Северо-Останинской площади;
- анализ особенностей формирования тектонической трещиноватости продуктивного коллектора;
- анализ существующих прогнозных оценок зон развития продуктивных коллекторов Северо-Останинской площади.

Наиболее обстоятельной работой по изучению особенностей строения палеозойских отложений Северо-Останинского месторождения следует считать работу ВНИГНИ «Разработать эффективные системы проектирования разведки и опытно-промышленной эксплуатации нефтяных месторождений на основе комплексного моделирования природных резервуаров и новых технологий исследований» [Разработать..., 1996ф], а также исследования А.В. Ежовой, результаты которых опубликованы в открытой печати [Ежова, 2012; Ежова и др., 2015].

Ниже приводится сводка результатов работы ВНИГНИ о формировании продуктивного коллектора в палеозое:

1. Перекристаллизованный доломит представляет продуктивную часть кавернозно-трещинового коллектора.

2. Фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) коллектора связаны, в первую очередь, с тектонической трещиноватостью в основной матрице, на которую позже накладывается процесс доломитизации. Вследствие вторичной минерализации часть этих трещин залечивается, однако в результате выщелачивания другая часть палеотрещин способна формировать и сохранять поровое пространство.

3. Выделяются три типа доломита с отчетливой кристаллической структурой, соответствующей различным процессам их образования. Первый тип соответствует микротонкозернистым доломитам в матрице; второй тип – яснокристаллическим доломитам, выполняющим трещины. Наконец, третий тип представлен доломитами с хорошо развитыми ромбоэдрическими гранями и сохранением между такими кристаллами пустотного пространства. При этом фиксируется развитие доломита по кальциту вплоть до полного его замещения. Образование кристаллического доломита связано с наличием флюидного раствора с высоким содержанием магния, который циркулировал по трещинам и разломам.

4. Пористость доломитов, в преобладающем большинстве, формируется за счет трещин, на что указывают порометрические исследования. Количественная оценка пористости зависит от раскрытости и характера взаимосвязи трещин.

5. Большинство трещин с участками выщелачивания приурочены к доломиту второго типа.

6. Образование органогенных известняков исследуемого района происходило в результате развития колониальных и бентосных организмов (биогерм).

В качестве основы расчленения разреза образований палеозоя и в соответствии с имеющимися определениями возраста, представленными в работе ВНИГНИ, выделены доломитовая (средне-верхнедевонская), наддоломитовая (каменоугольная) и поддоломитовая (верхнесилур-нижнедевонская) толщи.

Однако, учитывая, что представленное выделение проведено лишь по ряду скважин [Разработать..., 1996ф], его трудно использовать по всей площади месторождения.

Наиболее информативна, в рамках расчленения разреза на коррелятивные толщи, исходная информация по литологическим особенностям строения фундамента Северо-Останинской площади, выполненная А.В. Ежовой [Ежова, 2015], в соответствии с которой для каждого палеозойского разреза скважин выделены самостоятельные литологические пачки.

Ниже, на основании послойных вещественных описаний разрезов скважин Северо-Останинской площади, представленных в этих исследованиях, автором проведена их группировка в самостоятельные пачки с обобщённой литологической характеристикой.

Скважина 1Р (четыре литологических пачки)

1. Интервал 2784,0-2736,4 м. Известняки чёрные глинисто-углистые, битуминозные, с обилием прожилков белого кальцита с вертикальным или под углом 25-30° к оси керна проявлением.

2. Интервал 2736,4-2691,0 м. Чередование и переслаивание чёрных плотных метаморфизованных аргиллитов с обилием кальцитовых прожилок и чёрных глинистых известняков, содержащих многочисленные кальцитовые прожилки. Контакт пород под углом 50-60°. Вероятно, присутствуют прослои сильно измененных эффузивов.

3. Интервал 2691,0 -2656,4 м. Серая, буровато-серая глинисто-кремнистая порода. В шлифах отмечаются мелкие округлые включения, выполненные кремнезёмом. На каротажных диаграммах наблюдается чередование проницаемых и непроницаемых прослоев мощностью 1,0-1,6 м.

4. Интервал 2656,4-2648,4 м. Серая глинисто-кремнистая порода с включениями сидерита в виде сферолитов и окисленных конкреций; с трещинами, выполненными микрозернистым сидеритом – кора выветривания.

Скважина 2Р (двенадцать литологических пачек)

1. Интервал 2906,0-2851,5 м. Карбонатно-эффузивные породы.

2. Интервал 2851,5-2844,5 м. Глинистая тентакулитовая пачка.

3. Интервал 2844,5-2832,0 м. Глинистые известняки.

4. Интервал 2832,0-2827,5 м. Известняки.

5. Интервал 2827,5-2810,0 м. Известняки с прослоями измененных эффузивов.

6. Интервал 2810,0-2798,0 м. Известняки органогенные.

7. Интервал 2798,0-2791,0 м. Эффузивные породы, метасоматически измененные.

8. Интервал 2791,0-2785,0 м. Известняки кремнистые.
9. Интервал 2785,0-2777,0 м. Известняки с прослоями эффузивов.
10. Интервал 2777,0-2742,0 м. Доломиты известковистые.
11. Интервал 2742,0-2732,0 м. Доломитовые брекчии.
12. Интервал 2732,0-2725,0 м. Глинисто-кремнистые брекчии.

Скважина 3Р (одна литологическая пачка)

Разрез представлен карбонатными породами: доломитами замещения средне- и крупнозернистыми кавернозными, трещиноватыми, содержащими в пустотах и трещинах темно-коричневое битуминозное вещество; известняками среднезернистыми, часто перекристаллизованными, трещиноватыми; известняками глинистыми с гнездами перекристаллизации. Возможно, в разрезе присутствуют прослои измененных эффузивов.

Доломиты замещения обладают довольно высокими значениями фильтрационно-емкостных свойств: пористость составляет 5,8-9,5 %, проницаемость от 1,82 до $12,93 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

В интервале 2789,0-2792,0 м залегает кора выветривания – бурые глинистые ожелезненные породы, содержащие конкреции ожелезненного сидерита, угловатые гравийные обломки кварца. Залежь нефти с газом установлена при испытании интервала 2835,0-2792,0 м.

Скважина 4Р (четыре литологических пачки)

1. Интервал 2861,0-2819,0 м. Известняки серые сильно трещиноватые, органогенные (водорослевые).
2. Интервал 2819,0-2803,0 м. Чередование, переслаивание известняков трещиноватых, доломитов кавернозных, измененных до глинистых агрегатов эффузивов и спонголитов пористых, трещиноватых.
3. Интервал 2803,0-2789,0 м. Спонголиты с реликтовой органогенной структурой и пятнистой неоднородной текстурой, обусловленной неравномерным распространением спикул губок и глинисто-кремнистого материала, сидерита и кальцита. Пористость породы составляет 12-15 % [Ковешников, 2012б]. Поры округлой формы часто соединяются полыми трещинами.

4. Интервал 2789,0-2785,0 м. Глинисто-кремнистая порода, сидеритизированная, с прожилками кварца.

Скважина 5Р (три литологических пачки)

1. Интервал 2844,0-2841,5 м. Доломиты глинистые с прослоями измененных эффузивов.

2. Интервал 2841,5-2792,0 м. Доломиты средне- крупнозернистые кавернозные, трещиноватые, с прослоями известняков доломитовых трещиноватых. В шлифах порода сложена ромбоэдрами доломита и мелкими зернами кальцита. В межзерновом пространстве наблюдаются поры и каверны. Значения открытой пористости составляют 1,0-3,9 %, достигая 7,5 %.

3. Интервал 2792,0-2786,0 м. Глинисто-кремнистые брекчии и глинисто-кремнистая ожелезненная порода со сферолитами сидерита.

Скважина 6Р (девять литологических пачек)

1. Интервал 3100,0-3003,0 м. Переслаивание известняков, содержащих остатки криноидей и спикулы губок, сцементированных микрозернистым глинисто-кальцитовым цементом; мергелей слоистых за счет обогащения глинистым материалом, содержащих спикулы губок, остатки криноидей и остракод; спонголитов, состоящих из спикул губок, сцементированных кремнистым агрегатом.

Содержание СаО в известняках и мергелях составляет 23-27 % и 15-18 %, SiO₂ – 36-38 и 43-46 %, соответственно. В спонголитах кремнезём резко преобладает – 80-84 %.

2. Интервал 3003,0-2935,0 м. Чередование, переслаивание известняков глинисто-кремнистых, мергелей окремнённых и метадолеритов. Все разновидности пород содержат кремнезем 36-45 %. В интервале 2988,5-2979,0 м по комплексу фораминифер и водорослей определен нижнекаменноугольный возраст вмещающих отложений.

3. Интервал 2935,0-2900,0 м. Известняки глинисто-кремнистые с прослоями спонголитов и в разной степени измененных метадолеритов. Все разновидности пород содержат прожилки кварца, реже – кальцита.

4. Интервал 2900,0-2873,0 м. Эффузивные породы, представленные метадолеритами, состоят из лейст плагиоклаза, рудных минералов, погруженных в кремнисто-хлоритовую массу, и метабазальтами, содержащими порфиновые вкрапленники в виде игольчатых индивидов плагиоклаза и глинистую основную массу. Породы содержат включения вторичного кварца, прожилки кальцита и сидерита.

5. Интервал 2873,0-2852,0 м. Спонголиты, состоящие из спикул губок (до 60 % площади шлифа), остатков криноидей, сцементированных агрегатом кальцит-сидерит-кремнистого состава. Органические остатки часто выщелоченные, за счет этого в породе видны мелкие поры. Аналитические значения открытой пористости не превышают 1 %, а на кривой ПС значения отрицательной аномалии составляют 75-125 мВ.

6. Интервал 2852,0-2759,0 м. Эффузивные породы, представленные метадолеритами, частично измененными до глинистого состояния, а также порфировыми метабазальтами.

7. Интервал 2759,0-2750,0 м. Известняки кремнистые сильно трещиноватые с прожилками кальцита.

8. Интервал 2750,0-2709,0 м. Глинисто-карбонатно-кремнистая трещиноватая, иногда с сидеритом, порода с прослоями брекчированных спонголитов с обилием разнонаправленных трещин, пористая, кавернозная.

На каротажных диаграммах породы характеризуются как хорошо проницаемые коллекторы с шириной аномалии ПС 100-110 мВ, уменьшением диаметра скважины за счет образования глинистой корки, высокими (2,8 имп/мин) значениями НГК и низкими (до 4 гамм) – на кривых ГК. Значения открытой пористости составляют 5,2-13,9 %.

9. Интервал 2709,0-2704,0 м. Глинисто-кремнистые брекчии. Породы сложены неокатанными обломками кварцитов, кварца и спонголитов. Цемент представлен глинисто-кремнистым агрегатом, содержащим в большом количестве сферолиты сидерита. По данным химического анализа, в породе резко преобладает

кремнезём (до 90,2 %), высокие значения иногда имеет содержание закиси железа, что полностью соответствует составу отложений коры выветривания.

Скважина 7Р (четыре литологических пачки)

1. Интервал 3103,0-2978,5 м. Переслаивание доломитов, доломитизированных и глинистых известняков.

2. Интервал 2978,5-2895,0 м. Известняки, содержащие фауну брахиопод и остракод, участками интенсивно доломитизированные.

3. Интервал 2895,0-2794,5 м. Доломиты.

Разрез пачки сложен почти полностью доломитами светло-серыми, средне-крупнозернистыми, кавернозными с запахом нефти. Каверны размером 1,0-5,0 мм неравномерно распространены в породе, многие из них соединяются трещинами.

Кроме доломитов в разрезе пачки присутствуют известняки доломитизированные в разной степени. В шлифах видны участки замещения зерен кальцита ромбоэдрами доломита с образованием пор, мелких каверн.

Значения открытой пористости в карбонатных породах изменяется от 0,8 до 5,3 %, подсчитанные в шлифах составляют 12-17 %.

4. Интервал 2794,5-2792,0 м. Брекчии глинисто-кремнистые, интенсивно сидеритизированные – кора выветривания.

Скважина 8Р (четыре литологических пачки)

1. Интервал 3179,0-3112,0 м. Известняки микро- и тонкозернистые с остатками криноидей, радиолярий и спикул губок, с трещинами, выполненными каолинитом и кальцитом.

2. Интервал 3112,0-2957,0 м. Известняки с прослоями спонголитов и измененных эффузивов. В известняках отмечаются остатки радиолярий и спикулы губок, выполненные кварцем, а также криноидеи и фораминиферы, частично или полностью замещенные кремнеземом.

Спонголиты имеют тонкозернистую структуру, текстуру пятнистую, обусловленную скоплениями органических остатков. Порода состоит из обломков криноидей, погруженных в кремнистый цемент. Криноидеи частично или

полностью замещены кварцем. В породах отмечаются многочисленные трещины, выполненные кальцитом.

Эффузивные породы выделяются в интервалах 3098,8-3096,8 м; 3090,8-3088,4 м; 3081,6-3079,6 м; 2996,0-2992,0 м; 2977,0-2975 м и 2962,4-2959,0 м по увеличению естественного гамма-излучения и снижению значений НГК

3. Интервал 2957,0-2843,0 м. Светло-серые, серые глинисто-кремнистые породы с обильной трещиноватостью. Трещины развиты в разных направлениях, часто открытые или заполненные глинисто-кремнистым материалом. За счет трещиноватости породы имеют брекчиевидную текстуру. Встречаются прослойки неравномерно окремнённых известняков, содержащих многочисленные прожилки кальцита. Отмечаются также прослойки измененных до глинистого состояния эффузивов. Иногда встречаются включения сидерита и прожилки гидроксидов железа. В интервале 2860,0-2843,7 м в известняках по комплексу фораминифер определен нижнекаменноугольный возраст вмещающих отложений.

4. Интервал 2843,0-2833,4 м. Брекчии мелкообломочные, состоящие из угловатых обломков (0,5-1,2 см) преимущественно кремнистого состава, сцементированных глинистым, часто сидеритизированным материалом.

Скважина 9Р (шесть литологических пачек)

1-2. Интервал 3150,0-3035,0 м. Глинисто-кремнистая, глинисто-карбонатная порода, трещиноватая, кавернозная.

2. Интервал 3035,0-2974,0 м. Алевролитовые песчаники с прослоями известковых брекчий с глинисто-битуминозным веществом.

3. Интервал 2974,0-2913,0 м. Доломиты, известняки с прослоями эффузивов.

4. Интервал 2913,0-2869,0 м. Доломиты с прослоями эффузивов.

5. Интервал 2869,0-2823,0 м. Доломитизированные, участками окремнённые известняки с прослоями эффузивов.

6. Интервал 2823,0-2807,0 м. Глинисто-кремнистые сидеритизированные породы и красноцветные брекчии, сложенные обломками кремнистых пород с глинисто-железистым цементом – кора выветривания.

Скважина 10Р (семь литологических пачек)

1. Интервал 3012,0-2991,0 м. Известняки сгустково-комковатые (35-45 %) с органическими остатками (15 %), представленными водорослями, гастроподами и брахиоподами. Форменные элементы сцементированы микрозернистым и перекристаллизованным (средне-крупнозернистым) кальцитом. Отмечаются стилолитоподобные трещины, заполненные глинисто-битуминозным веществом, иногда гидроксидами железа, пиритом и кальцитом.

2. Интервал 2991,0-2923,0 м. Эффузивные породы: метадолериты, состоящие из лейст сосюритизированного плагиоклаза, в ксеноморфном пространстве развиты вторичные минералы, заместившие темноцветные компоненты, пироксены и амфиболы замещены хлоритом и хлорит-серпентиновым агрегатом, рудные минералы – лейкоксеном и лимонитом; порфиновые metabазальты сложены хлорит-серпентиновым агрегатом, на фоне которого развиты порфиновые выделения продуктов изменения оливина, хлоритизированных пироксенов и лейкоксенизированных рудных минералов.

3. Интервал 2923,0-2890,0 м. Чередование, переслаивание известняков, состоящих из остатков водорослей, криноидей, фораминифер, сцементированных микрозернистым кальцитом; доломитов, сложенных ромбоэдрами и неправильно-многоугольными зернами, с порами и кавернами; редких пропластков метасоматически измененных (до глинистых агрегатов) эффузивов. Все разновидности пород содержат многочисленные трещины, часть из которых заполнена кальцитом, иногда – кварцем. Значения открытой пористости в породах составляет 3,2; 6,4 и 11,9 %.

4. Интервал 2890,0-2835,0 м. Известняки окремнённые с прослоями доломитов и эффузивов. Известняки представлены в двух разновидностях: одни состоят из остатков криноидей, брахиопод и другой фауны, выполненных кальцитом и кварцем, сцементированных тонкозернистым кальцитом; другие – содержат кварц (до 40 %) в виде зерен, примесь глинистого материала и пирит, сцементированных мелкозернистым кальцитом. В породе много стилолитов, заполненных глинисто-битуминозным веществом и пиритом.

Доломиты сложены ромбоэдрическими зернами доломита, погруженными в гидрослюдистый агрегат. В породе отмечаются трещины, заполненные кальцитом, а также поры и мелкие каверны. Эффузивы представлены метадолеритами, иногда метасоматически сильно измененными.

5. Интервал 2835,0-2787,0 м. Известняки органогенно-обломочные, сложенные остатками брахиопод, остракод, водорослей, криноидей, сцементированными мелкозернистым кальцитом; доломиты известковистые; прослой измененных эффузивов.

6. Интервал 2787,0-2748,0 м. Известняки окремненные доломитизированные, сложенные обломками брахиопод, остракод, криноидей, водорослей, сцементированными кальцитом; часть остатков фауны и цемента замещена кварцем и микрозернистым кремнистым агрегатом. Порода участками доломитизирована в виде скоплений ромбоэдров доломитов.

Таким образом, верхняя часть палеозойских отложений сложена известняками органогенными, в значительной степени окварцованными с прослоями доломитов и измененных эффузивов.

7. Интервал 2748,0-2734,0 м. Глинисто-кремнистые брекчии. Керн не отобран.

Скважина 11Р (две литологических пачки)

1. Интервал 2848,7-2799,0 м. Доломиты серые от мелко- до крупнозернистых кавернозные, сильно трещиноватые, брекчиевидные, с прослоями метасоматически измененных эффузивов. Последние представлены гидрослюдисто-каолинитовым агрегатом с примесью зерен пирита. В шлифах из доломитов хорошо видны в межзерновом пространстве поры и каверны угловатых очертаний. Значения открытой пористости составляют 2,0-3,9 %, достигая в отдельных образцах 9,3 и 13,1 %.

2. Интервал 2799,0-2795,0 м. Брекчии полимиктовые с глинисто-кремнистым цементом, сидеритизированные, иногда бурые ожелезненные – кора выветривания.

Скважина 12Р (четыре литологических пачки)

1. Интервал 2960,0-2894,0 м. Переслаивание, чередование эффузивов, метасоматически измененных до глинистого состояния, мергелей и глинистых известняков. Последние содержат органические остатки, характерные для бассейнов с пониженной соленостью и илистым дном – мшанки, тентакулиты, остракоды, водоросли. Встречаются прослой жильных пород-лампрофиров, также интенсивно измененных. Все типы пород содержат многочисленные трещины, выполненные кальцитом.

2. Интервал 2894,0-2853,0 м. Порфиновые metabазальты, чередующиеся с глинистыми известняками, содержащими многочисленные микростилолиты, кальцитовые прожилки, часто створки остракод.

3. Интервал 2853,0-2830,0 м. Зеленовато-светло-серые метасоматические измененные эффузивы с редкими прослоями глинистых и доломитизированных известняков.

4. Интервал 2830,0-2826,0 м. Светлые полимиктовые брекчии с каолинит-кремнистым цементом и кремнисто-глинистая сидеритизированная порода – кора выветривания.

Скважина 14Р (одна литологическая пачка)

Разрез скважины в интервале 2853-2776 м сложен известняками коричневатосерыми полидетритовыми, водорослевыми. Порода участками перекристаллизована, содержит многочисленные микростилолиты, заполненные глинисто-битуминозным веществом и трещины, выполненные кальцитом. Отмечаются поры и каверны, часть которых заполнена кальцитом. К микростилолитам иногда приурочена доломитизация.

Скважина 13Р (семь литологических пачек)

1. Интервал 3174,0-3064,0 м. Известняки глинистые, часто кремнистые, трещиноватые с пропластками эффузивов в разной степени измененных вторичными процессами.

2. Интервал 3164,0-3044,0 м. Эффузивные породы, представленные порфировыми metabазальтами и метадолеритами. Все разновидности пород в

разной степени глинизированы, хлоритизированы, часто сидеритизированы и разбиты трещинами, залеченными кальцитом.

3. Интервал 3044,0-2897,0 м. Известняки кремнистые сильно трещиноватые с пропластками эффузивов и прослоями спонголитов.

4. Интервал 2897,0-2827,0 м. Известняки глинистые, в верхней части кремнистые, трещиноватые с прожилками кварца и кальцита.

5. Интервал 2827,0-2807,0 м. Эффузивные породы, интенсивно измененные до глинистого состояния.

6. Интервал 2807,0-2786,0 м. Кремнистые, глинисто-кремнистые, часто ожелезненные, плотные крепкие трещиноватые породы. Трещины расположены в основном под углом 60-70⁰, другая система трещин расположена перпендикулярно к ним, по этим трещинам порода раскалывается на отдельные остроугольные обломки размером 5×3×7 см. Породы отмечаются хорошо выраженной полосчатой текстурой: слои 1-4 мм бурого цвета (сидеритизированные окисленные прослойки) чередуются со слоями основной серой породы.

7. Интервал 2786,0-2765,0 м. Глинисто-кремнистая пёстроокрашенная, сильно трещиноватая, сидеритизированная порода, перекрываемая буровато-серой и пёстроокрашенной брекчией – кора выветривания.

Скважина 15Р (пять литологических пакки)

1. Интервал 3100,0-3041,0 м. Известняки серые мелкозернистые сильно трещиноватые, с гнездами перекристаллизации, с кальцитовыми прожилками, возможно с прослоями измененных эффузивов.

2. Интервал 3041,0-2895,0 м. Неравномерное переслаивание, чередование известняков тёмно-серых мелкозернистых, трещиноватых, с кальцитовыми прожилками и микростилолитами с эффузивами, измененными до глинистого состояния, а также, возможно, с доломитами известковыми, кавернозными.

3. Интервал 2895,0-2868,0 м. Предполагается развитие эффузивных пород, измененных до глинистого состояния. Керн в этом интервале не отбирался.

4. Интервал 2868,0-2798,0 м. Известняки трещиноватые, изменённые эффузивы, доломиты.

5. Интервал 2798,0-2796,0 м. Брекчия песчаная.

Скважина 16Р (семь литологических пачек)

1. Интервал 3011,0-2909,0 м. Однородная толща известняков, частично перекристаллизованных, интенсивно трещиноватых; доломитов известковых среднезернистых, участками кавернозных; эффузивов, превращенных вторичными процессами в зеленовато-серую глинисто-кремнистую хлоритизированную породу.

2. Интервал 2909,0-2828,0 м. Известняки микрозернистые, с остатками водорослей, сильно трещиноватые, с редкими прослоями измененных эффузивов.

3. Интервал 2828,0-2804,0 м. Метадолериты, сложенные хлоритизированной, каолинитизированной основной массой с микролитами плагиоклазов, зернами рудного минерала (ильменита), пироксена, роговой обманки, биотита.

4. Интервал 2804,0-2770,0 м. Известняки биоморфные с фораминиферами, остракодами, трещиноватые, с микростилолитами. По комплексу фораминифер отложения соответствуют франскому ярусу верхнего девона.

5. Интервал 2770,0-2759,0 м. Кремнисто-глинистая сидеритизированная порода, неоднородная, с бурыми пятнами оксидов железа – продукт интенсивно измененной эффузивной породы типа метадолерита.

6. Интервал 2759,0-2746,0 м. Известняки органогенные (водорослевые), частично перекристаллизованные, интенсивно трещиноватые.

7. Интервал 2746,0-2720,0 м. Кремнисто-глинистые сидеритизированные породы, брекчии с кремнистыми обломками и глинисто-железистым цементом

Скважина 17Р (по результатам ВНИГНИ [Разработать..., 1996ф])

1. Интервал 3197,0-2863,0 м. Известняки с редкими прослоями эффузивов.

2. Интервал 2863,0-2819,0 м. Известняки с прослоями доломитов.

3. Интервал 2819,0-2815,0 м. Глинисто-кремнистые брекчии.

По результатам выполненных работ специалистами ВНИГНИ и А.В. Ежовой [Разработать..., 1996ф; Ежова, 2012] проведено литологическое расчленение для всех скважин месторождения и составлена литолого-стратиграфическая схема, что позволило выполнить стратиграфическое сопоставление палеозойских разрезов

по скважинам Северо-Останинской площади. Данный материал подробно рассмотрен в главе 3 (3.1).

1.3 Тектоника

1.3.1 Геотектонические представления о строении доюрского фундамента Западной Сибири

В отношении палеозоя Западной Сибири существуют две независимые проблемы: проблема понимания особенностей тектонического строения фундамента и проблема идентификации в породах фундамента объектов, содержащих скопления углеводородов.

Всестороннее исследование Западной Сибири, включая ее фундамент, продолжается более 60 лет [Ростовцев и др., 1959; Дедеев и др., 1962; Трофимук и др., 1972; Сурков, Жеро, 1981; Конторович и др., 2001; Исаев, 2010; Иванов и др., 2012; Конторович и др., 2015, и др].

Одной из первых тектонических схем строения Западной Сибири, сформированных на геофизических материалах, была схема, составленная в 1954 году коллективом авторов под редакцией Н.Н. Ростовцева. В ней авторы изложили представление на складчатое, геосинклинальное строение палеозоя Западно-Сибирской провинции. По результатам работ были представлены основные характеристики строения фундамента, которые связаны со складчатыми движениями в каледонскую, герцинскую и киммерийскую эпоху. Несмотря на это, авторы не смогли определить местонахождение различных возрастных структур фундамента [Ростовцев и др., 1959].

В 1963 году для южной половины Западно-Сибирской плиты на основании гравитационных и магнитных данных группой авторов [Дедеев и др., 1962] была построена схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской низменности, в которой выделяемые структуры были объединены по возрасту складчатости. Возраст складчатости устанавливался по времени закрытия геосинклинали. Были выделены следующие складчатые области разного возраста консолидации: протерозойские, байкальские, каледонские, герцинские и

древнекиммерийские. В пределах рассматриваемых областей осадочные отложения палеозоя и триаса соответствуют парагеосинклинальному этапу тектонического развития, выделяемому авторами во второй структурный этаж. Породы второго структурного этажа на территории низменности распространены довольно широко.

В начале 1970-х годов реализовалась целая программа для оценки перспектив нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской провинции. Работы проводились с целью обобщения информации, полученной по геологическому строению Западной Сибири. Ряд авторов отложения палеозоя Западно-Сибирской плиты включают в состав промежуточного комплекса. Трофимук и другие [Трофимук и др., 1972] установили, что наиболее благоприятными для накопления углеводородов являются органогенные известняки, связанные с биогермами, доломитовые известняки и вторичные доломиты, в которых происходили процессы растворения, выщелачивания и разуплотнения.

Термин «промежуточный комплекс» употребляется для пород неясного тектонического происхождения и в его понимание наметилось несколько направлений.

По [Соболевская, 1965] «промежуточный» тектонический этап – предчехольный этап развития Западно-Сибирской плиты, который аналогичен стадии образования авлакогенов на древних платформах и отличается как от геосинклинального, так и от платформенного этапов. Для обозначения осадочных отложений, выделяемых между типичными породами фундамента и типичными отложениями платформенного чехла, в сейсморазведке используют термин «промежуточный структурный этаж».

По данным А.Л. Яншина, для молодых платформ характерна слабая изученность низов чехла, однако некоторые формации фундамента («промежуточные», «переходные» или «парагеосинклинальные») имеют самые разнообразные комплексы отложений, которые часто объединяются. Таким образом, выделены три структурно различающихся по строению комплекса пород: молассы, заполняющие краевые прогибы и герцинские горные впадины;

палеозойские отложения, связанные с каледонской складчатостью; триасовые и юрские отложения платформенного чехла [Яншин, 1965].

На ряде тектонических схем [Куликов, 1979] в составе промежуточного структурного этажа, называемого им параплатформенным комплексом, выделено также 24 структурных элемента – впадин, котловин, прогибов и поднятий.

На тектонической схеме другого авторского коллектива [Сурков, Жеро, 1977] в пределах Западно-Сибирской плиты выделено 24 изолированных друг от друга разновозрастных осадочных бассейна межгорного, наложенного и грабенного типов, в целом образующих прерывистый промежуточный структурный этаж.

В 1969 году формировались планы поисковых работ на нефть в отложениях палеозоя. В 1974 году был получен промышленный фонтан нефти на Малоичской площади в скважине 2 из девонских рифов. В органических известняках и вторичных доломитах из силура-девона были получены притоки нефти на целом ряде площадей (Останинская, Урманская, Калиновая, Чкаловская, Селимхановская и др.). По данным сейсморазведки мощность промежуточного этажа составляет 4-6 км.

Результаты бурения скважин на палеозой в Ханты-Мансийской впадине показали отсутствие промежуточного структурного этажа, выделение которого, в свое время, было основано на материалах КМПВ и гравимагнитных исследованиях. Выявленные здесь месторождения, где поисковым объектом являлись отложения палеозоя, не могут рассматриваться через концепцию промежуточного структурного этажа [Максимов, 2014].

В 1979 году в разрезах Западно-Сибирской плиты были выделено два крупных структурно-формационных комплекса. Нижний комплекс сложен дислоцированными и метаморфизованными породами с включением интрузий. Комплекс разнороден в возрастном отношении (от докембрия до палеозоя) и является типично геосинклинальным. Верхний структурно-формационный комплекс сложен осадочными и вулканогенно-осадочными толщами (от палеозоя и мезозоя-кайнозоя) и является после геосинклинальным. Этот комплекс разделен на три структурных этажа. Нижний этаж – параплатформенный, в который

включены осадочно-вулканогенные отложения палеозоя. Средний этаж – тафрогенный, объединяющий триасовые вулканогенно-осадочные и континентальные отложения. Верхний этаж – платформенный чехол, образованный юрскими, меловыми и палеогеновыми песчано-глинистыми отложениями. Каждое структурно-формационное подразделение земной коры соответствует отдельному этапу тектонической истории региона и является конечным продуктом особого тектонического режима [Куликов, 1979].

В работе [Сурков, Жеро, 1981], на основе анализа геологических, геофизических материалов, а также закономерностей тектонического строения палеозойских систем, развиваются представления о том, что между Русской и Сибирской древними платформами расположена гетерогенная складчато-глыбовая область. В её строении участвуют байкальские, салаирские, герцинские и каледонские складчатые системы, в пределах которых к концу палеозоя импульс унаследованных движений практически исчез.

В работе по тектонике доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты [Мегакомплексы..., 1986] показано, что фундамент представлен гетерогенной складчатой блоковой структурой. В его состав входят различные возрастные тектонические комплексы геосинклинального, прото- и дейтероорогенного, плитного и рифтового генезиса. Эти комплексы перекрывают друг друга, а современная структура верхней части земной коры характеризуется их сложными многоуровневыми комбинациями. Западно-Сибирская плита, как единый тектонический элемент молодой Урало-Сибирской платформы, обособляется только в раннем мезозое.

Н.Н. Ростоцев с авторами высказывали предположение о существовании в центральных и северной частях Западно-Сибирской плиты нескольких крупных срединных байкальских и добайкальских массивов. Другие исследователи также выделяли срединные массивы и блоки, например, в восточной части Западно-Сибирской плиты расположен касский блок, который имеет складчатый фундамент байкальского возраста, а не архейско-раннепротерозойского, как предполагалось ранее [Хераскова и др., 2013].

Некоторые авторы указывают, что в западной части Западно-Сибирской плиты расположен Уват-Хантымансийский срединный массив байкальского возраста консолидации. Этот массив соответствует гравитационным и магнитным аномалиям, которые имеют разные типы знаков, ориентацию и интенсивность. К югу от этого массива аномалии силы тяжести имеют повышенную напряженность и являются как бы продолжением аномалий со стороны Русской платформы, а на севере и северо-западе отмечается их «мозаичное» распределение [Инженерная..., 1976; Дубатов и др., 1984].

В фундаменте центральной части Западно-Сибирской плиты по данным В.С. Суркова присутствуют два срединных массива. Один из них – Межовский срединный массив, состоящий из поднятого (Межовский гранитный батолит) и опущенного (Нюрольский) блоков. Опущенный блок перекрыт осадочными палеозойскими отложениями, благодаря чему образовалась Нюрольская палеозойская впадина. Другой Усть-Тымский срединный массив является фрагментом раннепалеозойской (салаирской), возможно, байкальской складчатой системы [Мегакомплексы..., 1986].

Внедрение новых технологий и методов обработки в практику сейсморазведочных работ для различных районов Западной Сибири, в сочетании с геологической и геофизической информацией, позволили идентифицировать несколько крупных мегаблоков, разделенных межмегаблоковыми, межблоковыми мобильными и деструктивными зонами в допалеозойском основании Западно-Сибирской плиты [Шленкин и др., 2001].

В результате герцинского и предъюрского орогенеза Западно-Сибирская плита приобрела свою окончательную структурно-тектоническую форму. Важным элементом её было наличие крупномасштабных сдвигов, большинство из которых активно функционировало, особенно во время структурных перестроек, в течение всего палеозоя и, возможно, позднего докембрия [Шленкин и др., 2001].

В 2004 году группой авторов [Клещев, Шеин, 2004] определено четыре структурных комплекса в фундаменте Западной Сибири. Первому структурному комплексу соответствует кристаллический фундамент у основания

палеоконтинентов и микроплит. Далее, комплекс океанического фундамента в области Обского палеоокеана. Третий комплекс представляет собой складчатое основание в границах палеоконтинентов и зонах орогенов. Последний комплекс представляет собой переходный тектонический комплекс в узких зонах рифтов и деформированных окраинах палеоконтинентов.

Позднее работы по тектонической структуре Западно-Сибирской плиты были основаны на палеонтологических, стратиграфических и тектонических исследованиях. Например, Г.Д. Исаевым [Исаев, 2012] была создана тектоническая схема Западно-Сибирской палеозойской параплатформы, которая развивает параплатформенную концепцию П.К. Куликова. В доюрском комплексе образований автор выделял три этажа: 1 – допараплатформенный, РС-О₂; 2 – параплатформенный, О₃-С₂; 3 – тафрогенный, С₃-Т.

Стадии стабилизации, тектонической инверсии и деструкции поверхности с формированием коры выветривания устанавливаются в конце каждого этажа/режима для всех сегментов палеозоя Западно-Сибирской плиты. Эти три стадии принадлежат к традиционному бассейновому подходу в нефтяной геологии.

По мнению ряда исследователей [Димитриевский и др., 2012; Шустер, Пунанова, 2014, 2016], доюрский комплекс Западной Сибири соответствует переходному подкомплексу, складчатому основанию и консолидированному фундаменту. Первый подкомплекс содержит вулканически-терригенные породы (туринская серия), известняки и доломиты верхнего пермо-триаса. Второй подкомплекс состоит из метаморфических пород и дислоцированных магматических пород палеозоя. Третий подкомплекс состоит из магматических пород преимущественно гранитоидов архея-протерозоя и палеозоя.

Анализ геологической информации (структурных моделей, механизмов формирования, данных поиска и разведки месторождений УВ в фундаменте Западной Сибири) позволяют утверждать, что наиболее благоприятные условия для накопления и сохранения нефти и газа характерны для погребенных эрозионно-тектонических выступов фундамента с гранитоидами в ядре. Эти выступы разбиты на блоки тектоническими нарушениями (принадлежащие к рифтогенному

геодинамическому режиму) и облекаются осадочными породами, которые играют роль флюидоупоров и коллекторов, вмещающих залежи нефти и газа. Образование нефти и газа возможно, как в собственно отложениях палеозоя, где обнаружены углеводородные скопления *in situ*, так и в юрских осадочных породах, которые облекают выступы фундамента [Димитриевский и др., 2012; Шустер и др., 2011; Шустер, Пунанова, 2014, 2016].

Учитывая, что большинство открытых залежей углеводородов, выявленных в пределах выступов фундамента, приурочены к резервуарам кровли доюрских пород и коре выветривания, расположенной на тектонических выступах, выделяют два типа эрозионно-тектонических выступов: 1) связанные с унаследованными движениями осевых частей антиклинорий, сложенных гранитами и метаморфическими породами; 2) сформированные в результате движениями блоков в пределах синклинорных зон, представленны, преимущественно, осадочными породами. Эти выступы развивались благодаря большому разнообразию структурных зон гетерогенных доюрских пород, испытывающих тектоническую активность [Абросимова, Белова, 2000; Бордюг, 2012].

Принимая во внимание вышеизложенное, можно полагать, что тектоника доюрского фундамента Западной Сибири все еще спорная тема. Проведение работ по поиску палеозойской нефти – проблема намного сложнее, чем предполагалось в рамках концепции «промежуточного структурного этажа».

Реконструкция последовательности палеозойского этапа тектонического развития Западной Сибири неоднозначна. Трудность рассматриваемой задачи заключается в том, что породы фундамента перекрыты осадочным чехлом и их изучение возможно лишь по результатам наземных методов исследований (магниторазведка, гравиразведка, сейсморазведка) и данным бурения глубоких скважин, имеющих различный интервал вскрытия рассматриваемых пород и неравномерную территориальную плотность бурения.

В связи с неоднозначностью интерпретации исходной информации, отмечаются различия в трактовках особенностей тектонического развития

фундамента Западной Сибири у разных авторов, что требует необходимость получения объективных данных для анализа.

Одно из направлений – сопоставление проведённой геоструктурной зональности ЗСП с распределением геоструктурных зон её обрамления. В качестве основы истории развития геоструктурных зон обрамления можно принять диаграммы стадий развития рассматриваемых территорий, предложенные В.В. Белоусовым.

Сопоставляя схему геотектонического районирования Западно-Сибирской плиты [Бочкарёв, Брехунцов, 2015] с последовательностью тектонического развития территорий, прилегающих к ЗСП, предлагаемых В.В. Белоусовым [Белоусов, 1989] (Рисунок 4) можно отметить общность их строения. Из рисунка следует, что Алтаиды являются северным продолжением герцинской миогеосинклинали северного Казахстана, Уралиды – западным продолжением геосинклинали Урала, а Казахстаниды – северным продолжением каледонид северного Казахстана.

Уральская складчатая система (Уралиды) формировалась в условиях эвгеосинклинального режима, для которого инверсионные движения в процессе складкообразования были не характерны. Центрально-Западно-Сибирская и Таймырская геосинклинали на завершающей стадии складкообразования испытывали инверсионные движения прогибов, что свойственно миогеосинклиналям [Сурков и др., 1971].

Полученные выводы по особенностям тектонического развития фундамента Западно-Сибирской плиты хорошо согласуются с развитием геотектонических зон её обрамления.

В соответствии с предлагаемой моделью развития герцинской миогеосинклинали Северного Казахстана доинверсионная стадия развития Алтаид охватывала стратиграфический диапазон от кембрия до середины нижнего карбона. Для инверсионной и постинверсионной стадий развития, по Белоусову В.В., характерны складчатость смятия, сводового поднятия (инверсионная стадия) и фаза денудации с образованием «тонкой» молассы (послеинверсионная стадия). Рассматриваемая стадия охватывала возрастной диапазон от середины нижнего карбона до середины верхнего карбона. Орогенная стадия, для которой характерна глыбовая складчатость с формированием горной системы, последующей её денудации и накоплением «грубой» молассы проявилась в диапазоне середины верхнего карбона-перми.

1.3.2 Особенности тектонического строения и нефтегазоносность Северо-Останинской площади

В 1981 году В.С. Сурков составил карту (Рисунок 5) с наиболее репрезентативными тектоническими элементами фундамента Западной-Сибири, указав принадлежность каждого из них определённым этапам тектонического развития рассматриваемой территории [редактор В.С. Сурков, 1981]. В соответствии с представленной картой Северо-Останинская площадь ограничена с юго-запада Межовским срединным массивом, с северо-востока – Айгольским синклинорием, а с северо-запада и юго-востока – системой грабен-рифтов

соответственно Усть-Тымского и Чузикского. Проведенные литологические исследования пород фундамента позволяют существенно дополнить представления о тектонических особенностях палеозойского этапа развития Северо-Останинской площади.

Так, с учётом территориального распределения отложений нижнего карбона (см. глава 2–2.1), можно провести предварительное районирование территории на блоки фундамента.

Тектоническая активность блоков проявлялась в доплатформенный и раннеплатформенный этапы развития. Эти этапы включили герцинскую фазу складчатости (средний верхний карбон-ранняя пермь), последующую денудацию горно-складчатого рельефа с формированием осадочных пород (поздняя пермь) и рифтогенез ранней платформенной стадии развития Западно-Сибирской плиты (ранний-средний триас).

Согласно тектонической карте фундамента (Рисунок 5), изучаемый район входит в зону сочленения срединного массива в пределах наложенной впадины и антиклинорной зоны инверсионного типа. Это предполагает наличие на территории в среднем-верхнем палеозое (силур-карбон) осадочного бассейна с карбонатным (силур-девон) и глинисто-кремнистым (нижний карбон, кехорегская свита) типом седиментации.

В соответствии с литолого-стратиграфическим сопоставлением разрезов (см. рисунок 9) скважин в силуре и нижнем девоне в западной части рассматриваемой территории отлагались преимущественно известняки (скв. 17Р, 15Р, 16Р) с подчинённым участием доломитов и эффузивных пород, которые в восточном направлении замещались, преимущественно, глинистыми известняками (скв. 7Р, 9Р). Рассматриваемое пространственное распределение литологических разностей характеризует морской бассейн седиментации с наиболее погруженной восточной частью.

В среднем и верхнем девоне на изучаемой территории в условиях активной разломной тектоники формировался органогенный биогерм, ограниченный с

северо-востока открытым глубоководным бассейном, а с юго-запада – изолированным мелководным морем.

На активизацию тектонической деятельности указывает наличие в основании органогенной постройки пластовых эффузивов основного состава, толщина которых в разрезе скважин составляет от 10 (скв. 15Р, пачка 3) до 30 (скв. 10Р, пачка 2) метров. Вскрытая мощность биогерма в скважине 7Р достигает 185 метров.

Преимущественное карбонатно-эффузивное осадконакопление девона сменилось в карбоне глинисто-кремнистым и карбонатно-кремнистым (кехорегская свита). При этом отмечается усиление тектонической активности по разломам фундамента, что отражается в присутствии по разрезу пластов основных по составу вулканитов. Из семи скважин, вскрывших отложения карбона (скв. 1Р, 6Р, 8Р, 10Р, 12Р, 13Р, 16Р), эффузивы выявлены в четырёх (скв. 16Р, 6Р, 12Р, 13Р). Толщина отдельных пропластков изменяется от 10 (скв. 16Р, пачка 3) до 50 (скв. 6Р, пачка 6) метров. В целом, вскрытая скважинами толщина отложений карбона, с учётом современных углов падения пластов, достигает 295 метров (скв. 6Р).

Проявление разнообразных типов складчатости, вызванных горизонтальными напряжениями сжатия (складчатость смятия) и вертикальными напряжениями растяжения (складчатость глыбовая и сводового изгиба), влияли на пространственное заложение тектонических нарушений, углы наклона и ориентировку трещиноватости горных пород.

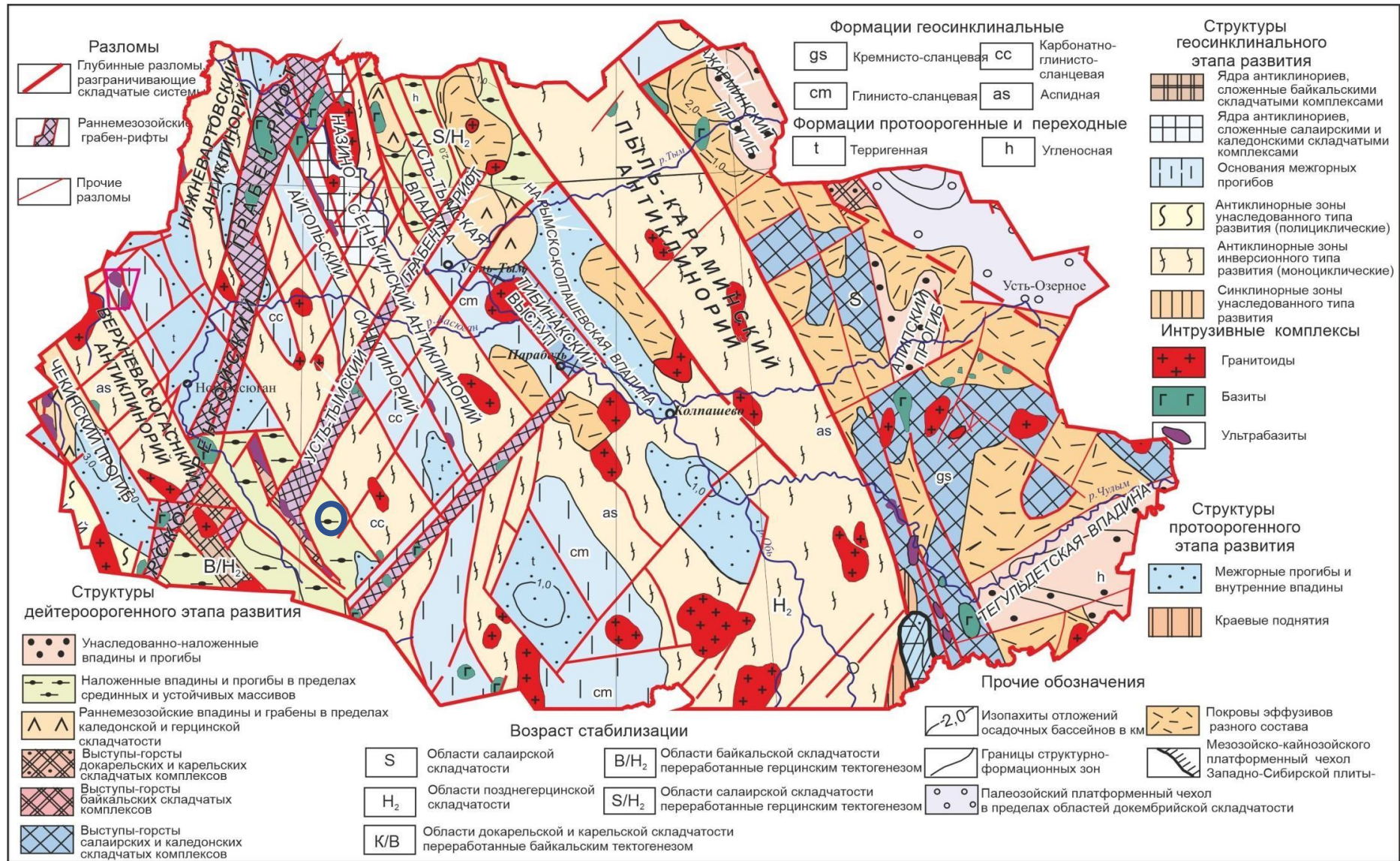


Рисунок 5 – Выкопировка из тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты [редактор В.С. Сурков, 1981]. Синий круг – расположение Северо-Останинской площади

Проведённые замеры углов падения пластов палеозойского комплекса по ориентированному керну в скважинах 3Р, 15Р, 5Э и информация по наблюдаемым углам падения литологических разностей в керне (см. глава 3, 3.1) свидетельствуют о наличии в пределах Северо-Останинской площади синклинали складки северо-западной ориентировки [Ежова и др., 2015].

По данным исследований ВНИГНИ и А.В. Ежовой [Разработать ..., 1996ф; Ежова, 2012; Ежова и др., 2015] на Северо-Останинском месторождении выделяется два типа коры выветривания: реликтовая кора выветривания (скв. 1Р, 4Р, 13Р и 14Р), сложенная глинисто-кремнистыми породами, трещиноватыми, сидеритизированными и переотложенная кора выветривания (2Р, 3Р, 5Р, 6Р, 7Р, 9Р, 8Р, 10Р, 11Р, 12Р, 13Р, 15Р), представленная преимущественно кремнистыми, сцементированными глинистыми породами, часто сидеритизированными. Наибольшая мощность коры выветривания обнаружена в скважине № 13Р и достигает 31 м.

Тектоно-седиментационные особенности формирования отложений верхнего палеозоя Северо-Останинской площади с реконструкцией формирования отложений среднего-верхнего девона охарактеризованы в публикации [Белозеров, Гарсия, 2018], в соответствии с которой после формирования карбонатной, органогенно-карбонатной и глинисто-кремнистой толщи среднего девона-нижнего карбона на завершающем этапе развития миогеосинклинали (средний-верхний карбон) территория испытала складчатость смятия и частичную инверсию (Рисунок 6А).

Рассматриваемый процесс осложнялся проявлением трещиноватости горных пород и тектоническими подвижками блоков фундамента, свойственных деформациям продольного сжатия и поперечного изгиба (Рисунок 6Б). В последующем денудация складчатой системы способствовала формированию коры выветривания верхнекаменноугольного возраста.

На заключительной стадии тектонических преобразований в верхнем карбоне-нижней перми на рассматриваемой территории, в условиях деформации поперечного изгиба, проявилась глыбовая складчатость. Общая инверсия

территории способствовала формированию горной системы и активизации соответствующей направленности блоковых подвижек фундамента и его трещиноватости. В результате последующей региональной денудации в верхний перми рельеф складчатой области был выровнен, а продукты разрушения заполнили участки межгорных впадин и прогибов, локализованных в пределах Нюрольской впадины. Выравнивание рельефа предопределило образование значительной по толщине коры выветривания и накопление за пределами Северо-Останинской площади континентальной сероцветной грубообломочной формации.

В процессе последующего сводового изгиба в триасе и заложения рифтовой системы, в результате активизация движений блоков фундамента произошло обновление палеозойского палеорельефа. В условиях денудационно-аккумулятивных процессов осадки «верхней» молассы испытали переотложение во вновь сформированные погруженные блоки фундамента, а последовавшее за этим выравнивание территории предопределило широкое развитие коры выветривания на локальных поднятиях в пределах межгорных впадин и прогибов (Калиновая, Нижнетабаганская, Урманская и другие структуры), которые ранее были заполнены отложением «верхней» молассы.

В рассмотренной тектонической схеме Северо-Останинской площади остаётся открытый вопрос времени формирования доломитов.

Определённые работы выполнены по уточнению структурно-тектонической основы кровли палеозойского фундамента по отражающему горизонту Φ_2 Северо-Останинской площади, а также по прогнозу зон доломитизации и трещиноватости в известняках среднего-верхнего девона [Разработать..., 1996ф].

На основе построенной структурно-тектонической модели [Конторович и др, 1991] морфология ловушки углеводородов на Северо-Останинской площади не имеет замкнутого контура (Рисунок 7), эта особенность подтверждается пространственным положением сейсмоизогипс отражающего горизонта Φ_2 .

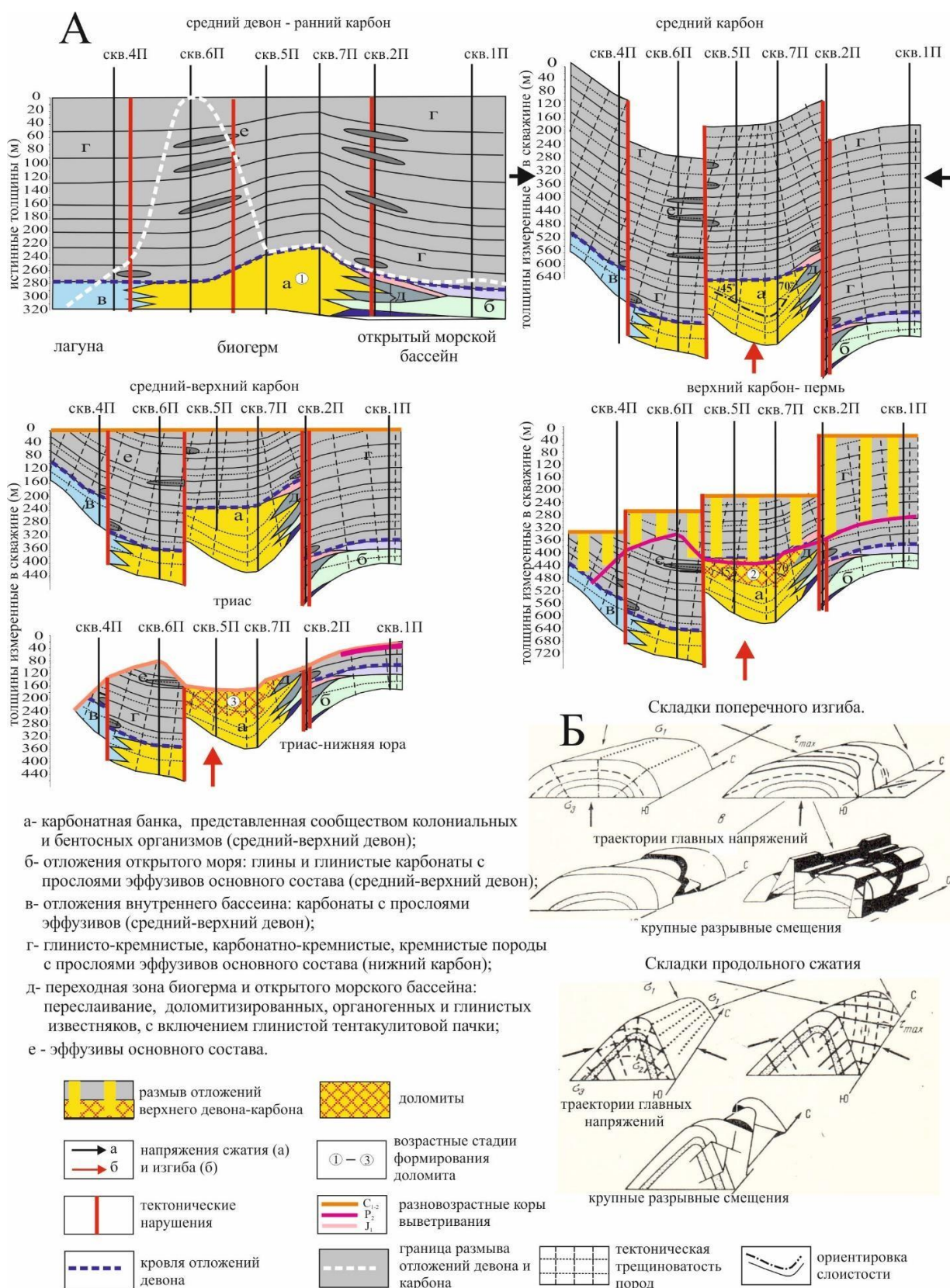


Рисунок 6 – Последовательность тектонических преобразований отложений девона-карбона Северо-Останинской площади (А) и матрица блоковых движений и траектории главных напряжений в процессе развития миогеосинклинали (Б) [Белозеров, Гарсия, 2018].

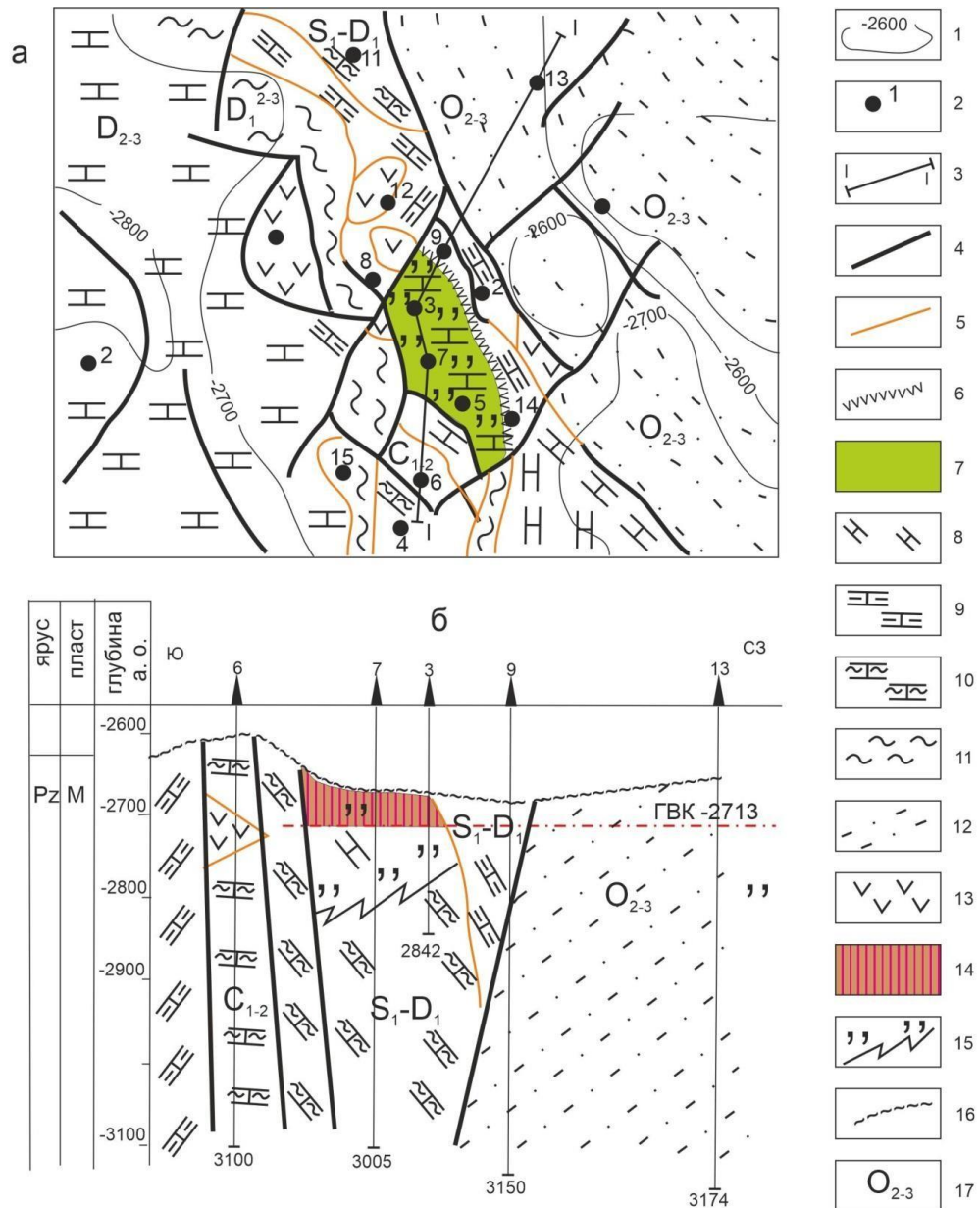


Рисунок 7 – Структурно-тетоническая модель (А) и геологический разрез по линии I-I (Б) Северо-Останинского нефтегазового месторождения [Конторович и др., 1991].

Условные обозначения: 1 – изогипсы кровли доюрских образований; 2 – скважина и номер; 3 – линия геологического разреза; 4 – тектонические нарушения; 5 – литологические и фациальные границы; 6 – линия литологического замещения нефтегазоносных пород; 7 – зона распространения газоконденсатной, нефтяной залежи; 8 – известняк органогенный, биоморфный; 9 – известняк глинистый; 10 – известняк окремненный; 11 – глинисто-кремнистые породы; 12 – алевролитоглинистые породы; 13 – эффузивные породы; 14 – газоконденсатное насыщение породы; 15 – участки гидротермальной переработки пород; 16 – граница стратиграфического несогласия; 17 – возраст пород

1.4 Характеристика продуктивных пластов

Так как палеозойские отложения имеют значительную литолого-стратиграфическую неоднородность, как по площади, так и по разрезу, необходимо уточнить особенности формирования пласта M_1 в пределах Северо-Останинской площади. Продуктивность на месторождении связана с зоной доломитизации известняков биогермной постройки. Полное представление о строении биогерма и пласта M_1 дает поисковая скв. 7, где при общей толщине биогерма 185 м, его доломитизированная часть в кровле (пласт M_1) достигает 101 м. Другими скважинами вскрыта частично лишь верхняя часть данного пласта. В связи с этим, анализ пространственного развития пласта M_1 , как коллектора, проводился по доломитизированной его составляющей, вскрытой скважинами.

На поисково-разведочном этапе геологоразведочных работ пласт M_1 на Северо-Останинской площади вскрыт скважинами № 3Р, 4Р, 5Р, 7Р, 11Р (см. глава 3, 3.1). Залежь углеводородов контролируется как гипсометрическим положением продуктивного пласта, так и блоковым строением фундамента. Покрышкой для скоплений углеводородов служат образования переотложенной коры выветривания, которая представлена непроницаемой мелкообломочной брекчией, состоящей из угловатых, преимущественно, кремнистых обломков, сцементированных глинистым, часто сидеритизированным материалом. Её толщина в пределах локализации залежи углеводородов составляет от 2 (скв. № 7Р) до 8 (скв. № 5Р) метров.

Пространственное развитие доломитизированных органогенных известняков с учётом сейсмологического прогноза тектонических нарушений приведено на рисунке 7.

По данным бурения толщина пласта M_1 в скважине 7Р Северо-Останинской площади достигает 90 м, при вскрытой мощности биогерма 312 метров. В пределах зоны промышленной нефтегазоносности вскрытая мощность пласта изменяется от 25 (скв. 4Р) до 90 (скв. 7Р) метров.

Из 16-ти скважин поисково-разведочного этапа лишь в трех (скв. 3Р, 5Р, 7Р) получены промышленные притоки нефти и газа, а в двух (скв. 6Р и 17Р) – нефтепроявления при испытании.

Дебиты нефти и газа в открытом забое скважины 3 составили 33 м³/сут и 3,8 тыс. м³/сут, в скважине 5 – 71 м³/сут и 110 тыс. м³/сут. В скважине 7 на штуцере 13,2 мм дебит газа составил 56,3 тыс м³/сут. В скважине 6 на динамическом уровне 530 метров из коры выветривания получено 0,63 м³/сут нефти и 1,53 м³/сут воды, а в скважине 17 из пласта М₁ при переливе дебит нефти составил 1,5 м³/сут, и воды 24,7 м³/сут.

Глава 2

ФАКТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Фактический материал

В процессе работы автором использовались материалы научно-производственных отчетов с результатами геолого-геофизической информации по скважинам (полевые описаниями керна, лабораторное описание шлифов, фильтрационно-емкостных характеристик, результаты испытаний), а также коллекция штуфов и шлифов А.В. Ежовой. Гравиразведочные и сейсморазведочные материалы получены В.П. Меркуловым (ЦППСНД ТПУ, 1998). При анализе изотопных данных привлекались материалы по региону исследований, выполненные и опубликованные С.В. Голышевым и др. (ТФ АО СНИИГГиМС). Всем этим специалистам автор выражает глубокую признательность.

Автором лично проведено изучение разрезов 4-х скважин Северо-Останинского месторождения, включающее литологическое описание керна (111,42 м), петрографическое исследование 80 шлифов, микрокриотермометрическое определение ГЖВ в карбонатах в 15-ти двуполированных пластинах (81 замер в 27 включениях), определение состава газовых фаз в ГЖВ и уточнение минералогического состава шлифов методом спектроскопии комбинационного рассеяния (5 пластин, 5 шлифов, 118 спектров), определение химического состава пород рентгенофлуоресцентным анализом (10 образцов, 43 спектра). Автором интерпретировались данные люминесцентно-битуминологического анализа по 10 образцам (аналитик М.И. Шамина, ТПУ). Особенности минералогического состава, строения и пустотно-порового пространства пород определялись на электронном микроскопе (64 спектра) (операторы М.А. Рудмин, Т.Ю. Якич, ТПУ). Изотопный анализ 4-х проб выполнялся в ТФ АО СНИИГГиМС в лаборатории изотопных методов ЦЛАИ (подготовка проб выполнена П.Ф. Яворовым).

Методическая направленность работ по анализу вещественного состава пород проводилась под руководством доцента, кандидата геолого-минералогических наук Краснощековой Л.А. В соответствии с выбранными методиками, автор провела необходимые исследования на соответствующем оборудовании в лабораториях отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета.

2.2. Методика исследований состава и строения пород

2.2.1 Петрографические исследования

Детально петрографические шлифы изучались на исследовательских поляризационных микроскопах Olympus® BX53F и Axio Imager.A2m (Carl Zeiss) с высокой разрешающей способностью и возможностью микрофотографирования. Микроскопически определялся состав пород и проявленные в них вторичные изменения, особенности строения, пористость и трещиноватость. При характеристике карбонатных пород использовалась структурно-генетическая классификация [Кузнецов, 2007]. Шлифы окрашивали раствором красителя ализариновый красный по методике, описанной [Dickson, 1965], чтобы отличить кальцит от доломита. Фотографии шлифов делались без анализатора и с анализатором с указанием масштаба на фотографии.

2.2.2 Люминесцентно-битуминологический анализ

Люминесцентно-битуминологические исследования проводились на люминесцентном микроскопе Мик-Мед 11 в ультрафиолетовом свете по методикам, разработанным [Олли, 1975].

При люминесцентно-микроскопическом изучении возможно определение очень малых содержаний битумоидов, которые не определяются химико-битуминологическими анализами. Метод позволяет наблюдать состав и типы битумоидов (эпигенетичный, сингенетичный, смешанный), следы их миграции и локализации в породе.

Люминесцентно-битуминологический анализ является эффективным методом качественного изучения битуминозного компонента в горных породах. Анализ основан на изучении люминесценции битумоидов при ультрафиолетовом (УФ) возбуждении. В нефти и её производных люминесцируют ароматические молекулы и смоляно-асфальтеновые вещества, которые имеют свою окраску свечения в люминесцентном цвете. Так, легкие и маслянистые битумоиды имеют голубовато-серые, голубые, светло-желтые и лимонно-желтые тона люминесценции, маслянисто-смолистые – желтые, желтовато-оранжевые и оранжевые, смолистые – светло-коричневые, коричневые и зеленовато-коричневые, смолисто-асфальтеновые – тёмно-коричневые и красновато-тёмно-коричневые. По результатам изучения сделаны микрофотографии битумоидов и приведена их интерпретация.

2.2.3 Спектроскопия комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия)

Первый этап исследования газовой-жидких включений (ГЖВ) состоял в поиске и идентификации их в шлифах. По результатам исследований шлифов отобраны образцы пород, в которых фиксировалось развитие доломита. Для определения состава ГЖВ в доломите из керна изготавливались двусторонние полированные пластины толщиной 0,3 мм. Полученные таким образом образцы идеально подходят для неразрушающего анализа с использованием конфокального рамановского микроскопа. Анализ единичных флюидных включений проводили с помощью спектрометра комбинационного рассеяния с конфокальным микроскопом Thermo Scientific™ DXR 2™, подключенным к программному обеспечению Omnic ver. 9.3.03 в лаборатории ТПУ (Томск, Россия). Оборудование использует оптическое устройство, которое вставляет ограничивающую апертуру в плоскость изображения. Такой подход служит для ограничения рамановского сигнала, поступающего на спектрограф, до очень специфического, резко сфокусированного объема в образце. Получаемый спектр комбинационного рассеяния характерен только для этой изолированной области, устраняя или сильно

уменьшая комбинационные сигналы из областей вне фокуса в поле зрения. Исследуемое газовой-жидкое включение располагается в минерале-хозяине, однако рамановский спектр содержания одного только включения может быть получен путем фокусировки на плоскости внутри образца и приведения включения в фокус.

Возбуждение осуществлялось лазером длиной волны 785 нм до размера пятна менее 2 мкм, обеспечивающего 15 МВт (мощность возбуждающего лазера от 0,1 до 30 МВт) на поверхности образца для получения всех спектров. Для выделения и фотографирования областей анализа использовалась оптика отраженного и проходящего света.

Измерение и получение спектров флюидных включений проводилось при картировании на глубину с целью захвата газовой фазы, которая находилась на некотором удалении вглубь от поверхности пластины. При построении спектральной карты распределения компонентов по глубине в исследуемых пластинах задавались 15-30 точек с шагом 1 мкм, время экспозиции задавалось 5 с, число экспозиций 3 на точку. При обработке спектров применялись функции автонастройки, автокалибровки, автоматической коррекции флуоресценции.

Данные длины волны (см^{-1}) вещества обрабатывались с помощью программного обеспечения Origin-Pro® для построения спектра. Применялся сглаживающий фильтр Савицкого-Голея (Savitzky-Golay) с использованием 21-точечного квадратичного полиномиального алгоритма, что помогает извлекать информацию из экспериментальных данных с большими шумами. Правильный подбор параметров не размывает пики и спады спектра и при выполнении сглаживания можно выбирать позиции полосы с большей долей вероятности, что соответствующий спектр лучше подходит к исходному анализируемому спектру.

С использованием модуля Peak Fitting Origin-Pro® 2018 проводилась деконволюция (расщепление КР-спектра), что позволяет идентифицировать скрытые пики в спектре и определенные спектральные параметры для отдельных полос. При деконволюции выбиралось произвольное начальное приближение с использованием минимального числа кривых Лоренца во избежание чрезмерного

усложнения задачи. Ориентиром служит визуальное совпадение экспериментальной кривой и линейной аппроксимации кривых Лоренца.

Совпадение подобранных пиков и параметров определяется значением коэффициента детерминации R^2 , который статистически показывает насколько хорошо соответствующий спектр коррелирует с исходным спектром. Значения коэффициента, близкие 1, означают, что соответствие полученной кривой сходится с наблюдаемым спектром. Полученные значения R^2 , применимо к исследуемым спектрам газовой-жидких включений, варьировали в пределах 0,91-0,98.

Данные комбинационного рассеяния были получены в самом минерале, в котором находится ГЖВ, а также в жидкой и газовой фазах флюидных включений в состоянии равновесия. Таким образом, спектры, связанные с минеральной матрицей, вычитались из спектров жидкой и газовой составляющей, что позволило идентифицировать каждый компонент фазы по отдельности.

2.2.4 Микротермометрические и криометрические исследования

Изучение газовой-жидких включений методом микрокриотермометрии в двухсторонних полированных прозрачных пластинах дает возможность определять температуры фазовых переходов и рассчитывать параметры среды минералообразования. Поиск ГЖВ проводился с помощью микроскопа Olympus BX53F. После визуального осмотра пластин под микроскопом механически отделялись фрагменты пластин (размером от 3×3 до 4×4 мм) с наиболее подходящими газовой-жидкими включениями. Микрокриотермометрические параметры измеряли с помощью охлаждающей и нагревательной криотермокамеры LINKAM THMSG600 (Англия), совмещенной с оптическим микроскопом Carl Zeiss Axio A1, позволяющей определять температуры фазовых переходов в диапазоне от -196 до +600⁰С в режиме реального времени.

Микроскоп позволяет наблюдать фазовые изменения во включениях при большом увеличении (до 500×) с выводом на монитор компьютера и возможностью фотографирования. При достижении предполагаемых диапазонов фазовых

переходов шаг нагрева снижался до $0,1^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ при точности измерения $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ для криометрии и $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ для термометрии.

Каждое включение было последовательно подвергнуто сначала термическому, затем криометрическому изучению. В этом случае не растягиваются стенки газовой-жидких включений под действием давления, возникающего в результате расширения льда, т.к. увеличение объема при образовании льда может привести к исчезновению пузыря [Goldstein, Reynolds, 1994]. Температура гомогенизации фиксируется при нагреве флюидных включений до исчезновения межфазовых границ.

Концентрация солей для включений рассчитывалась по температуре плавления льда с использованием данных из работы [Bodnar, 1993].

Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектики [Борисенко, 1977].

Солёность, соответствующая измеренной депрессии точки замерзания, рассчитывалась в соответствии с [Bodnar, 1993]:

$$\text{Солёность (масс. \%)} = 0,00 + 1,78\Theta - 0,0442\Theta^2 + 0,000557\Theta^3,$$

где Θ – депрессия точки замерзания (FPD) [Т плавления льда] по Цельсию.

Программа Loner 38 версии 06/02 из компьютерного пакета FLUIDS [Bakker, 2003] использовалась для расчета давления и плотности по известным переменным данным (температура гомогенизации и солёность) с использованием уравнения состояния (Zhang and Frantz, 1987). Информация была интегрирована и представлена в виде диаграмм зависимости солёности от температуры гомогенизации, что облегчало интерпретацию характера флюидов.

2.2.5 Сканирующая электронная микроскопия и рентгенофлуоресцентные исследования

Сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) применялся для уточнения в шлифах и сколах минералогического состава породы, особенностей морфологии отдельных минералов и условий их локализации, строения и пустотного пространства породы. Исследования проводились на сканирующем электронном

микроскопе TESCAN VEGA 3 SBU, оборудованном анализатором OXFORD X-Max 50 EDS и детектором на кристаллах Si / Li. Для СЭМ-наблюдений использовалось ускоряющее напряжение 20 кВ с интенсивностью тока зонда в пределах 3,5-15 нА.

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), проводимый с помощью рентгенофлуоресцентного микроскопа (XRF) HORIBA XGT-7200, показывает концентрации основных элементов (от натрия до урана) в образцах. Измерения осуществлялись при работающем токе трубки 1 мА, диаметре луча 1,2 мм и напряжении 50 кВ с пределом обнаружения 0,01 мас.%. В доломитах и доломитизированных известняках анализировалось распределение и содержание элементов – Ca, Mg, Fe.

2.2.6 Изотопные исследования

Исследования стабильных изотопов кислорода и углерода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) в карбонатных породах проводились в Томском филиале Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (ТФ АО СНИИГГиМС) в лаборатории изотопных методов на масс-спектрометре DELTA V Advantage, (Германия, Thermo Fisher Scientific). Лаборатория имеет аттестат аккредитации № RA.RU.517930, химическая подготовка проведена П.Ф. Яворовым. Смещения изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ образцов определялись по методике «Методика выполнения измерений смещения изотопного состава углерода и кислорода в пробах горных пород, природных и искусственных минералах методом масс-спектрометрии» [Воронович, Налимова, 2010], разработанной и аттестованной Химическим факультетом СПбГУ, зарегистрированной под номером ФР.1.31.2010.07130. В пробе измерялся изотопный состав углерода и кислорода карбонатной составляющей (доломитов и кальцита) пород из эксплуатационных скважин 3Э и 5Э.

Все результаты приведены в терминах условного выражения δ в единице *permil* (‰): по углероду – к международному стандарту VPDB, который представляет собой карбонат кальция белемнита позднемелового возраста из формации Пи-Ди (Южная Каролина); по кислороду – к международному стандарту VSMOW (Vienna

Standard Mean Ocean Water), соответствующему пробе глубинной воды Тихого океана. Для удобства построения графиков и сопоставления с данными изотопов карбонатных пород других исследователей значения $\delta^{18}\text{O}$ переводились в значения относительно шкалы VPDB с использованием преобразования от [Coplen et al., 1983].

Глава 3

СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

3.1 Строение и геологическая интерпретация материалов разрезов скважин, пробуренных в пределах юго-восточной части Нюрольской впадины

Значительная изменчивость строения и литологического состава доюрских отложений способствует формированию сложнопостроенных ловушек нефти и газа. По результатам поисково-разведочных работ в доюрском комплексе выделяют четыре типа возможных залежей углеводородов (УВ):

- в коре выветривания;
- в глубоких горизонтах фундамента;
- самостоятельные залежи в кровле фундамента;
- единая залежь в кровле фундамента и осадочном чехле.

Продуктивные поисковые объекты в доюрских отложениях в Нюрольском нефтегазоносном районе представлены зоной контакта отложений палеозоя и мезозоя, выделяемой в нефтегазоносный горизонт зоны контакта – НГГЗК и объектами глубинного палеозоя [Конторович, 2012]. В составе НГГЗК выделяют отложения коры выветривания (пласт М) и образования кровельной части палеозойского фундамента (пласт М₁). В составе глубинного палеозоя выделяют продуктивные пласты М₂, М₃ и т.д.

Нефтегазоносность коры выветривания и кровельной части палеозоя обусловлена генерацией углеводородов, как собственно породами фундамента, так и терригенными отложениями нижней части платформенного чехла. Продуктивность глубинных горизонтов связана с генерационным углеводородным потенциалом отложений палеозоя.

Статистический анализ литологической приуроченности залежей УВ, сосредоточенных в кровельной части палеозойских образований, был проведён на 17 месторождениях в пределах юго-восточной части ЗСП (Таблица 1, рисунок 8а).

Таблица 1 – Характеристика месторождений, сосредоточенных в кровельной части палеозойских образований в пределах юго-восточной части Западно-Сибирской ПЛИТЫ.

Площадь, индекс месторождения	Мощность отложений палеозоя (м)	Возраст	Типы пород, вскрытых в кровельной части													Индекс пласта Возраст пласта	Наличие КВ, мощность (м)	
			известняк	известняк органогенный	известняк доломитизированный	доломит	известняк окремненный	известняк окварцованный	известняк глинистый	брекчевидная порода	глинистая порода	глинисто-кремнистая п.	алевролиго-глинистый сл.	эффузивно-глинистая п.	порфиоровые-метадолериты			туф
Нурольский нефтегазоносный район																		
<u>Фестивальное</u> 1Н	40-110	Д ₃															М ₁ кор Pz	КВ 14,4
Пудинский нефтегазоносный район																		
<u>Западно-Дугинское</u> 1Г, 2Н		С															М ₁ Pz	
<u>Останинское</u> 5Г, 1ГН	4 - 372	С ₁ , Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ кор Pz	КВ 4-125
<u>Северо-Останинское</u> 1ГН	350	С ₁₋₂ , Д ₁	✓														М ₁ Pz	
<u>Селимхановское</u> 3Н, 1НГ	3-507	Д ₁	✓														М ₁ кор Pz	КВ 23-70
<u>Верхнекомбарское</u> 1Г	140-220	Д ₁	✓	✓													М ₁ Pz	
Казанский нефтегазоносный район																		
<u>Арчинское</u> 1НГ	67-232	Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ Pz	КВ 8-25
<u>Урманское</u> 2Н	25	Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ кор Pz	КВ 23-38
<u>Южно-Тамбаевское</u> 1Н	120	Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ Pz	
<u>Северо-Юлжавское</u> 1Г	80-110	Д ₁ -Д ₂	✓														М ₁ Pz	
<u>Хылькинское</u> 1Н	120	Д ₁ -Д ₂	✓														М ₁ Pz	
<u>Нижне-Табганское</u> 1ГН, 1Г, 1Н	23-170	Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ -10 Pz	КВ 208
<u>Южно-Табганское</u> 1Н	100		✓														М ₁ Pz	
<u>Герасимовское</u> 3Г, 4Н	180	Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ Pz	
<u>Северо-Калиновое</u> 3Г, 1ГН	356	Д ₃	✓														М ₁ кор Pz	КВ 8-103
<u>Калиновое</u> 1ГН, 2Г, 2Н	39-1483	Д ₂ -Д ₃	✓														М ₁ кор Pz	КВ 8-146
<u>Солоновское</u> 1Н	50-300	С-Д	✓														М ₁ Pz	

Условные обозначения:  1  2  3

Условные обозначения: 1 – известняк органогенный, доломитизированный; 2 – приток нефти; 3 – типы пород.

На Калиновом, Урманском и Останинском месторождениях отложения коры выветривания (пласт М) и кровли палеозоя (пласт М₁) рассматриваются в качестве единого гидродинамически связанного объекта. На Нижнетабаганском месторождении пласт-коллектор М₁ представлен дезинтегрированными отложениями доломитизированных органических известняков. На Северо-Калиновом месторождении продуктивными являются пласт М, представленный глинисто-кремнистой корой выветривания, и пласт М₁, охарактеризованный брахиоподовыми, строматопоровыми, доломитизированными известняками, с редкими прослоями аргиллитов. На Северо-Останинском месторождении продуктивный пласт М₁, представлен органическими доломитизированными известняками.

Упоминание типа пород является предметом особого внимания в контексте типизации пород доюрского фундамента по вещественному составу. Информация, полученная на основе обобщения данных исследований керна и шлифов из месторождений Нюрольского, Пудинского и Казанского нефтегазоносных районов, позволяет сделать вывод, что наибольшее число упоминаний типов пород относится к органическим известнякам (22%).

При этом наблюдается определенная связь развития коллекторов с зонами развития доломитов. По 54 глубоким скважинам вышеуказанных территорий, пробуренных в пределах юго-восточной части Нюрольской впадины, по фондовым отчетам диссертантом проведен статистический анализ описаний кернового материала палеозойских отложений и выполненных литолого-петрографических изучений в шлифах. Установлено, что залежи углеводородов кровельной части пород фундамента в пределах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты приурочены к зонам доломитизации органических известняков. Скважины и интервалы развития доломитов по первичным породам приведены в Таблице 2. Сравнительная характеристика типов пород, определяемых по керну и в шлифах, показана на рисунке 8А.

Таблица 2 – Интервалы развития доломитов по органогенным известнякам в скважинах, пробуренных в пределах юго-восточной части Нюрольской впадины.

Площадь	Скважина	Интервал развития доломитов, м
1	2	3
Калиновая	10P	2934,6-3113,0
	12P	2994,1-3010,1
	17P	3046,9-3200,2
Нижнетабаганская	11P	3071,1-3200,4
	16P	3157,3-3300,
	22P	3059,8-3250,
Северо-Калиновая	29P	3067,1-3114,3
Восточно-Герасимовская	2P	2922,1-2982,2
Маркинская	1P	2876,6-2913,2
	2P	2876,0-3036,9
Пельгинская	1P	3054,1-3200,0
	2P	3115,2-3200,0
	3P	2991,0-3077,0
Сельвейкинская	1P	2864,7-2961,4
	2P	3014,9-3180,0
	3P	2806,2-2814,6
Северо-Тамбаевская	2P	3019,4-3101,0
Широтная	50P	3084,0-3152,0
Южно-Тамбаевская	75P	2982,6-3042,0
Тамбаевская	2P	3024,0-3067,0
	3P	3043,8-3744,0
	4P	3008,0-3615,5
Амурская	1P	2811,2-2829,6
Гордеевская	1P	3273,0-3450,3
Герасимовская	2P	2946,6-3106,5
	5P	2768,5-2875,5
	7P	2751,7-2755,3
	8P	2853,6-2936,2
	9P	2920,1-2936,2
	1P	2783, 0-2798,5
	11P	2847,5-2870,4
	200P	2900,5-3000,0
Северо-Останинская	2P	2740,0-2905,0
	3P	2786,4-2823,6
	4P	2792,0-2861,0
	5P	2794,1-2844,0
	6P	2763,4-3100,0
	7P	2794,0-2950,0
	8P	2926,8-3175,7
	9P	2884,0-3150,0
	10P	2748,0-3004,8
	12P	2828,0-2960,0
	13P	2761,0-3174,0
	14P	2776,0-2796,0
	16P	2758,0-2882,0

Продолжение Таблицы 2

1	2	3
Останинская	419P	2760,0-2984,0
	424P	2936,4-2948,0
	425P	2842,0-2848,0
	428P	2792,5-2845,0
	429P	2783,0-2995,0
	435P	2859,5-2912,5
	436P	2738,7-2815,0
	437P	2796,0-2849,6
	439P	2717,6-2774,0

Анализ фактической информации проводился по скважинам, характеризующим две группы поисковых объектов в кровельной части палеозоя.

В первую группу вошли скважины, расположенные в пределах поисковых объектов, связанных с эрозионно-тектоническими выступами фундамента на Северо-Пудинском № 48 (Калиновая, Нижнетабаганская, Северо-Калиновая площади), Южно-Тамбаевском № 52 (Восточно-Герасимовская, Маркинская, Пельгинская, Сельвейкинская, Северо-Тамбаевская, Широкая, Южно-Тамбаевская, Тамбаевская, Амурская, Гордеевская, Герасимовская площади), Герасимовском № 14 (Герасимовская площадь) и Останинском № 53 (Останинская площадь) лицензионных участках.

По данным петрографических исследований формирование нефтегазоносного коллектора Северо-Останинской площади обусловлено проявлением процессов доломитизации в органогенных известняках. Но при макроскопическом (визуальном) описании керна первичная органогенная составляющая, по которой идет развитие доломитов, не всегда определима, что искажает критерии прогнозных параметров продуктивного пласта. Вследствие этого, одно из направлений проведённых исследований было связано с сопоставлением макроскопического определения керна и микроскопического изучения шлифов тех же образцов.

Палеозойские отложения Северо-Останинской площади ранее изучались в Национальном исследовательском Томском политехническом университете [Ежова, 2012; Ежова и др., 2015]. На основании этих данных Ежова А.В. охарактеризовала отложения верхнего палеозоя как определённую последовательность литологических пачек, которая была использована автором при систематизации разрезов скважин Северо-Останинской площади (Рисунок 9А).

На рисунке 9 по результатам проведённого обобщения выполненных работ [Разработать..., 1996ф; Ежова, 2012], автором проведено литолого-стратиграфическое расчленение палеозойских отложений Северо-Останинской площади, в соответствии с которым в составе рассматриваемых разрезов скважин можно выделить три толщи.

1. Верхняя толща представлена карбонатно-кремнистыми, карбонатно-эффузивными, глинисто-кремнистыми и кремнистыми отложениями каменноугольной системы (карбон).

2. Среднюю толщу составляют карбонатно-органогенные, карбонатно-эффузивные, карбонатные и карбонатно-глинистые образования среднего и верхнего девона.

3. Нижнюю толщу формируют карбонатно-эффузивные и карбонатно-глинистые породы нижнего девона.

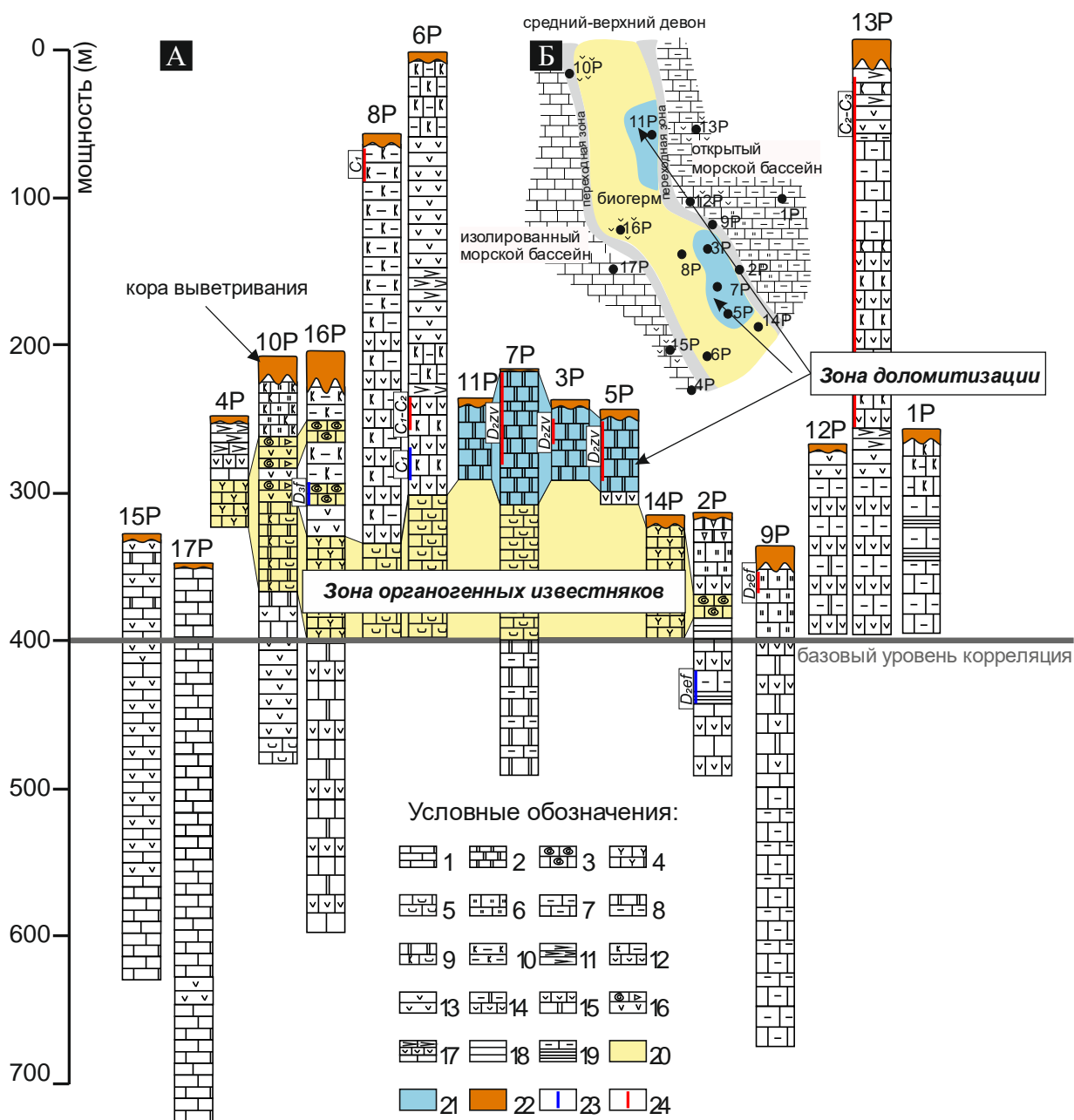


Рисунок 9 – Литологическое сопоставление разрезов пород фундамента по скважинам на основе выделения литологических пачек (А) и палеогеографическая схема среднего-верхнего девона (Б) Северо-Останинской площади.

Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – органогенные известняки; 4 – известняки с остатками водорослей; 5 – известняки с остатками фауны; 6 – известняки доломитизированные; 7 – глинистые известняки; 8 – переслаивание доломитов и глинистых известняков; 9 – переслаивание известняков окремненных и доломитов с остатками фауны; 10 – глинисто-кремнистые породы; 11 – спонголиты; 12 – глинисто-кремнистые известняки и эффузивы; 13 – эффузивные породы; 14 – переслаивание известняков, доломитов и туфов; 15 – доломиты с прослоями эффузивов; 16 – органогенные известняки, обломочные, с прослоями эффузивов; 17 – известняки с прослоями эффузивов и спонголитов; 18 – глинистые породы; 19 – переслаивание чёрных аргиллитов и чёрных глинистых известняков; 20 – зона органогенных известняков (водоросли, криноидеи, брахиоподы, остракоды, пелециподы); 21 – зона доломитизации биогермной постройки; 22 – кора выветривания; 23 – возраст породы по материалам А.В.Ежовой; 24 – возраст породы по материалам ВНИГНИ.

В нефтегазоносном отношении промышленная продуктивность разреза связана со средней толщиной, где, по исследованиям ВНИГНИ [Разработать..., 1996ф], выделена карбонатная банка (биогерм), представленная колониальными (строматопоры, мшанки, водоросли, криноидеи) и бентосными (брахиоподы, гастроподы, фораминиферы) организмами (Рисунок 4А). В верхней части этой органогенной постройки по ряду скважин, в которых биогерм выходит на эрозионную поверхность фундамента (скв. 5Р,7Р,3Р,11Р), выделены доломиты, являющиеся основным нефтегазоносным объектом на месторождении. Их формирование обусловлено постседиментационной доломитизацией известняков по тектоническим трещинам, неоднократно проявляющейся в период доплатформенного и платформенного этапов тектонического развития рассматриваемой территории.

Отложения среднего-верхнего девона, к которым приурочена карбонатная банка, вскрыты на различных глубинах относительно кровли палеозойского фундамента. Проницаемая составляющая карбонатной банки, соотносимая с доломитами, приурочена лишь к кровельной части биогерма, в зонах его выхода на эрозионно-тектоническую поверхность фундамента в диапазоне абсолютных отметок -2660...-2675м.

Формирование карбонатной банки, учитывая присутствие в разрезе средней толщи значительных по мощности (до 60 м, скв. 10Р) пластовых эффузивов основного состава, было связано с наличием серии тектонических нарушений северо-западного простирания, сформировавших ступенчатый характер погружения морского дна палеозойского осадочного бассейна.

Одна из таких приподнятых ступеней, вероятно, и инициировала образование и дальнейшее развитие биогерма. Центральной частью биогерма следует считать разрезы скважин 8Р, 6Р, 14Р, 5Р, 3Р, 11Р, где по керну в известняках выделяются органические остатки (Рисунок 9 Б).

К скважинам переходной зоны биогерма и морского бассейна можно отнести скважины 10Р, 17Р, 16Р, 2Р, в которых отмечается переслаивание органогенных и

хемогенных карбонатных пород и эффузивов. Западнее биогерма (скв. 4Р, 15Р, 17Р) и восточнее переходной зоны (скв. 9Р, 12Р, 13Р, 1Р) выделяются области, соответственно, изолированного и открытого и морского бассейна.

Наличие тентакулитовой пачки в скважине 2Р и преимущественно глинистый состав известняков в скважине 9Р может свидетельствовать о существовании открытого морского бассейна в восточной части рассматриваемой территории.

Наличие «чистых» известняков в скважине 17Р позволяет отнести западную часть района к области закрытого бассейна седиментации. Аналогичные выводы в распределении фациальных зон среднего-верхнего девона представлены в работе ВНИГНИ [Разработать..., 1996ф].

Из построенной литолого-стратиграфической схемы следует, что в скважинах, где органогенная постройка выведена на эрозионную поверхность фундамента, выявлено площадное развитие доломита (скв. 5Р, 7Р, 3Р, 11Р) (Рисунок 9А). При этом доломитизации подвержена лишь верхняя её часть. В органогенных известняках, перекрытых отложениями палеозоя, процесс доломитизации не наблюдается (скважины 2Р, 4Р, 6Р, 10Р, 8Р, 16Р). Отложения среднего-верхнего девона, к которым приурочена карбонатная банка, вскрыты на различных глубинах относительно кровли палеозойского фундамента. Центральной частью биогерма следует считать разрезы скважин 8Р, 6Р, 14Р, 5Р, 3Р, 7Р, 11Р, где по керну в известняках выделяются органические остатки [Разработать..., 1996ф].

В этой связи выполненное исследование посвящено изучению процессов формирования доломитов в кровле палеозойского фундамента (скв. 5Р, 7Р и 3Р), являющегося основным нефтегазовым объектом на месторождении. Исключением является скважина 11Р, расположенная за пределами зоны нефтенасыщения (Рисунок 9Б).

Выводы по первому защищаемому положению: Формирование продуктивных коллекторов в кровельной части палеозойского фундамента Нюрольской впадины обусловлено процессом доломитизации органогенных известняков.

На основе статистического анализа описаний кернового материала и выполненных литолого-стратиграфических расчленений палеозойских отложений по месторождениям Нюрольской впадины установлено, что залежи углеводородов кровельной части пород фундамента в пределах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты приурочены к зонам доломитизации органогенных известняков. В скважинах, где органогенная постройка выведена на эрозионную поверхность фундамента, выявлено площадное развитие доломита. В органогенных известняках, перекрытых отложениями палеозоя, процесс доломитизации не наблюдается. Таким образом, первое защищаемое положение подтверждено имеющимся геологическим материалом.

3.2 Литолого-петрографическая характеристика палеозойских отложений Северо-Останинского месторождения

Для выполнения литолого-петрографической характеристики в качестве фактического материала было использовано 111,42 м кернового материала, 80 петрографических шлифов из 4-х скважин Северо-Останинского месторождения. Детально изучались шлифы пород скв. 3Э (глубина 2880,0-2904,0 м.), 5Э (глубина 2923,25-2937,62 м.), 5Р (глубина 2923,25-2930,65 м.) и 7Р (глубина 2795,3-2861,0 м.), представленные карбонатными отложениями, среди которых были выделены лидирующие разновидности пород (Таблица 3). Разделение пород проводилось по развитию в них доломита, поскольку именно к доломитам, реже, доломитизированным и доломитовым известнякам, приурочена нефтеносность месторождения.

Таблица 3 – Краткая характеристика основных разновидностей пород скв.3Э, 5Э, 5Р, 7Р Северо-Останинского месторождения по шлифам в изученных интервалах.

Тип пород (разновидности)	Компоненты	Строение / пористость
<p>Известняки пелитоморфные;</p> <p>Известняки органогенно-обломочные, оолитовые</p>	<p>– пелитоморфные кальцитовые округлые комки и неправильные сгустки размером 0,1-0,5, реже до 0,8-1,5 мм;</p> <p>– округлые, реже концентрически-зональные образования (пелоиды, оолиты) (50-80%); органические остатки (10-40%); глинистая примесь (5-7%).</p> <p>– участки перекристаллизации зернистого (до крупнокристаллического) кальцита в основной массе пород;</p> <p>– органогенные остатки прилегают друг к другу неплотно, замещены тонкозернистым агрегатом кальцита (створки раковин), внутренняя часть – крупнокристаллическим агрегатом</p>	<p>– текстура пород: пятнистая, трещиноватая, брекчиевидная, проявлены стилолиты,</p> <p>– структура пород: пелитоморфная, органогенная, сгустково-комковатая, оолитовая, разнотекстурированная,</p> <p>– свободные поры отсутствуют</p>
<p>Известняки органогенно-оолитовые доломитизированные (доломитовые) и кальцитизированные</p>	<p>– форменные образования представлены однородными овально-округлыми, реже концентрически-зональными обособлениями по типу оолитов; могут обрастать доломитом;</p> <p>– округлые образования (пелоиды, оолиты) (20%); органические остатки (20-40%); несколько генераций доломита (20-50%).</p> <p>– пелитоморфный и микротонкозернистый агрегат, слагающий основную матрицу породы – доломит 1 (Д1);</p> <p>– кристаллический доломит, выполняющий трещины, поры, каверны пород – доломит 2 (Д2.1) и доломит, развивающийся вдоль стилолитовых швов – доломит 2 (Д2.2);</p> <p>– относительно правильные ромбоэдрические кристаллы (вторичный кристаллический доломит), возникающие в основной матрице карбонатного состава, между которыми могут сохраняться пустоты в основной массе пород – доломит 3 (Д3);</p> <p>– органические остатки представлены крупными фрагментами или мелкими обломками, кальцитизированы</p>	<p>– текстура пород: пятнистая, трещиновато-прожилковая; (?) кавернозно-прожилковая</p> <p>– структура пород: разнотекстурированная (материал от коллоидно-зернистого до 0,5-1 мм), оолитовая, биолито-кластическая,</p> <p>– прожилки и пустоты заполнены кальцитом</p>
<p>Доломиты;</p> <p>Доломиты замещения по органогенно-обломочным известнякам</p>	<p>– разноориентированные средне- и хорошо ограненные неправильно- и правильно ромбоэдрические зерна доломита, имеющие однородное и зональное строение (85-95%) – доломит 4 (Д4);</p> <p>– кальцит <10 %, глинистый материал – 5%, пирит – <7%;</p> <p>– наряду с плотным прилеганием зерен доломита отмечаются участки с пустотным и кавернозным пространством;</p> <p>– доломиты замещения состоят из доломита (60-70%) и кальцита (30-40%)</p>	<p>– текстура пород массивная, прожилково-трещиноватая;</p> <p>– неравномернотекстурированная, кристаллические зерна доломита варьируют, в основном, в пределах 0,01–0,25 мм</p> <p>– внутренние части пустот заполнены монокристаллическим кальцитом, часто имеющим хорошо проявленную спайность, или зональными ромбоэдрами доломита</p>

Тип 1 – Известняки пелитоморфные; известняки органо-обломочные, оолитовые – породы представлены пелитоморфными, органо-обломочными, оолитовыми разновидностями, имеющими пятнистую, трещиноватую, прожилковую, брекчиевидную текстуру, реже наблюдаются пустоты, выполненные кальцитом (Рисунок 10). Трещины и прожилки в образцах не имеют определенной ориентации, они могут быть вертикальными, горизонтальными или наклонными к оси керна, но последние являются наиболее распространенными.

В шлифах породы сложены мелкими (0,1-0,5 мм) комками округлой, овальной или неясной формы (50-80%) пелитоморфного кальцита, образующими в отдельных участках сгустки и пятна из комочков, сцементированы мелкокристаллическим кальцитом до 5-10 % (Рисунок 11А). Комковатые форменные образования (пелоиды, пеллеты) состоят из коллоидно-микрозернистого карбонатного материала (кальцита, в меньшей степени доломита). В отдельных участках, представляющих реликты пустот и каверн, в центральной части развивается кристаллический агрегат кальцита, а по периферии отмечается его обрастание мелкими кристаллами.

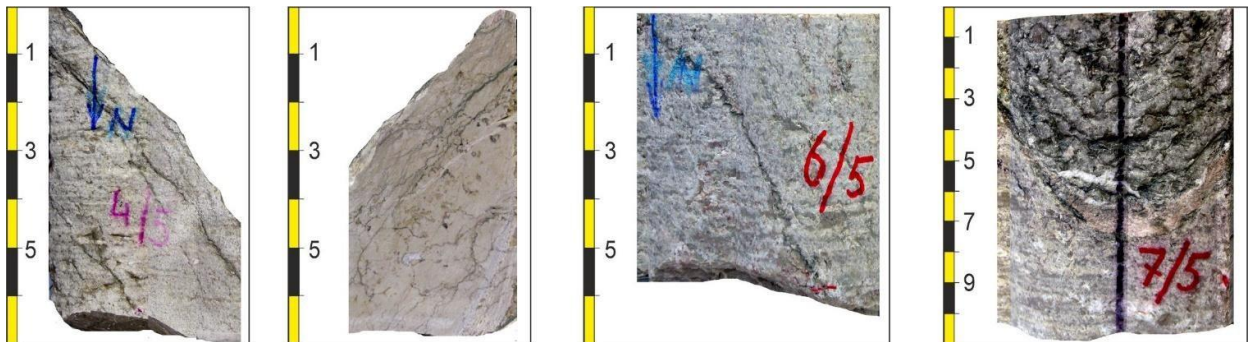


Рисунок 10 – Известняки Северо-Останинского месторождения (палеомагнитно ориентированный керн. N – направление на север)

Форменные образования проявляются в виде однородных округлых и овальных или реже концентрических зональных выделений, которые можно отнести к оолитам. Преимущественно они сложены агрегатом коллоидно-зернистого кальцита и тонкозернистого доломита.

Органические остатки (10-40%) представлены створками, цельными мелкими раковинами, остатками колониальных организмов (мшанок?), ихнофоссилий, раковинного детрита; полностью замещены тонкозернистым кальцитом, фрагментарно который может перекристаллизовываться (Рисунок 11Б).

Форменные элементы и органогенные остатки часто не соприкасаются между собой, неплотно прилегают друг к другу и сцементированы микрозернистым и реже перекристаллизованным (средне-крупнозернистым) кальцитом (Рисунок 11В). Зачастую кальцит нарастает на их поверхности перпендикулярно или веерообразно в виде инкрустационных щеточек из призматических и неправильных зерен.

В основной массе известняки содержат рассеянную глинистую примесь в пределах первых % (не более 5-7%).

Открытые трещинки в шлифах тонкие (0,02-0,04 мм) и не превышают 5 % площади шлифа. Прожилки являются сквозными и прослеживаются через все поле зрения. Они относятся к разным генерациям, сложены кальцитом и пересекаются между собой (Рисунок 11Г). Морфология прожилков тонко извилистая, участками они переходят в каверны, заполненные кальцитом. Поздние прожилки отличаются, в целом, более прямолинейным характером, но границы их с породой инъекционные и тонко заливообразные.

Многочисленные трещины и стилолиты выполнены тонкозернистым кальцит-доломитовым агрегатом или кристаллически зернистым кальцитом. Фрагментарно трещины, стилолитовые швы и пространство вокруг них заполнены желтоватым, желтовато-бурым, бурым (в виде примазок) органическим веществом, иногда гидроксидами железа.

Пустотно-поровое пространство (межформенные поры, каверны, трещины) в породах практически полностью заполнено карбонатными минералами и свободные поры отсутствуют.

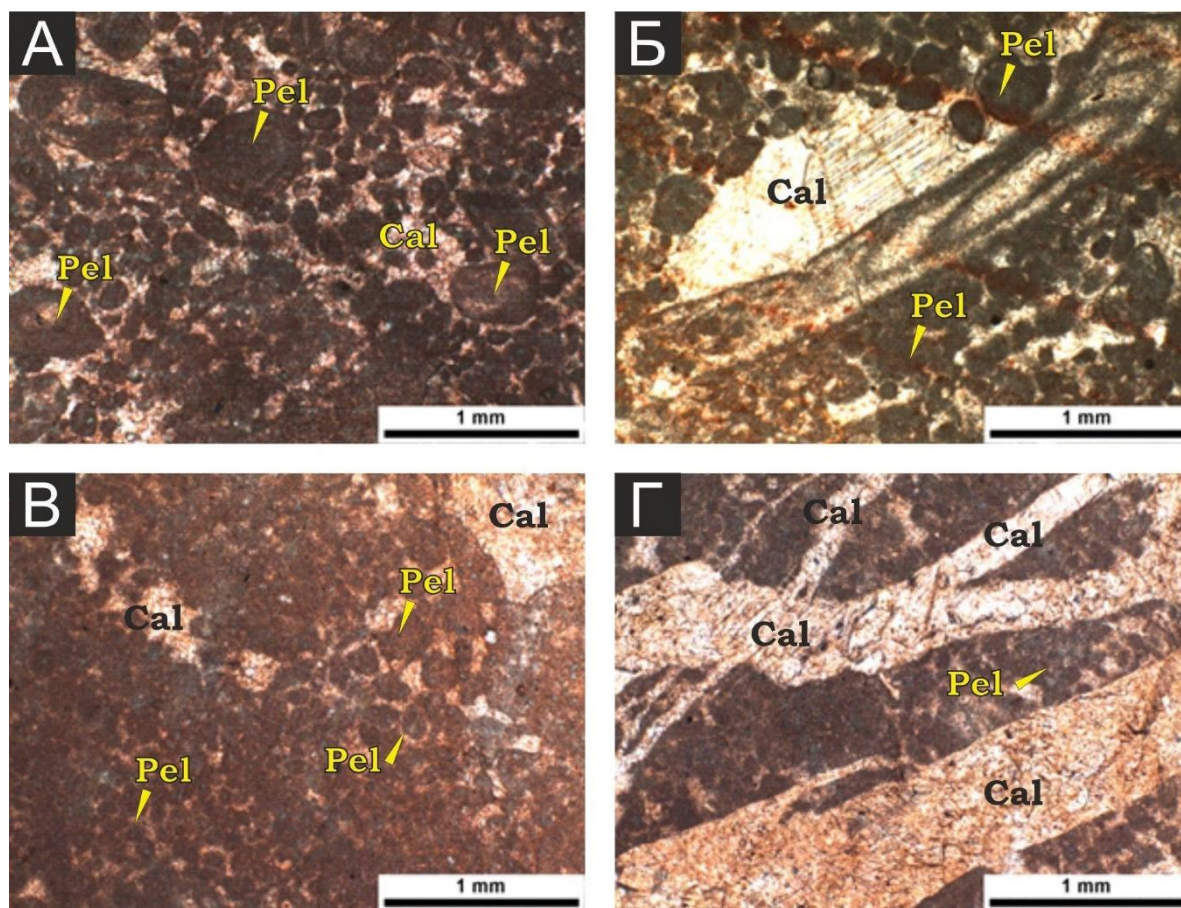


Рисунок 11 – Тип 1: известняки пелитоморфные; известняки органогенно-обломочные, оолитовые. Фотографии шлифов без анализатора. Шлифы прокрашены ализариновым красным. На фотографиях показаны: Pel – пелоиды; Ca – кальцит; Dol – доломит.

Тип 2 – Известняки органогенно-оолитовые доломитизированные и кальцитизированные – имеют доломит-кальцитовый состав с переменным соотношением каждой фазы 20% : 80% до примерно равного содержания обоих компонентов.

Текстура пятнистая и беспорядочная за счет хаотичного распределения форменных образований, слоистая, трещиновато-прожилковая и кавернозно-прожилковая (Рисунок 12).

Структура породы реликтово-органогенная, оолитовая и разнозернистая. Основная масса пород аналогична вышеописанным органогенно-обломочным и пелитоморфным известнякам. Отличительные характеристики представлены ниже.

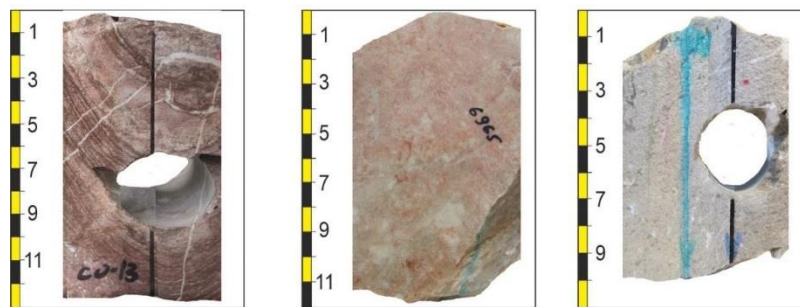


Рисунок 12 – Текстуры известняков органогенно-обломочных доломитизированных. Керн палеомагнитно ориентирован

Порода сложена разноразмерными (0,1–0,5; реже до 1 мм) форменными образованиями, представленными овально-округлыми однородными, иногда концентрически-зональными обособлениями, напоминающими оолиты. Чаще образования не имеют концентров и сложены агрегатом коллоидно-зернистого кальцита, между которым присутствует тонкозернистый доломит и его скопления.

Органогенные остатки сохранены очень слабо, представлены неправильно округлыми и извилисто-округлыми образованиями. От 20 до 40% шлифа составляют разнонаправленные по форме и размерам участки перекристаллизации, выполненные кристаллически зернистым кальцитом или доломитом (Рисунок 13А). Раскристаллизация часто носит неравномерный характер: повсеместно отмечаются рассеянные, хорошо ограненные ромбоэдрические, иногда зональные, зерна доломита разных размеров от очень мелких менее 0,01 мм до 0,25-0,3 мм. (Рисунок 13Б). Крупные межформенные поры заполнены мелкозернистым доломитом, иногда содержат хорошо ограненные среднезернистые ромбоэдрические кристаллы доломита. В их центральных частях развит мономинеральный средне- и крупнозернистый кальцит с хорошо проявленной спайностью в одном и двух (по ромбоэдру) направлениях.

Известняки доломитизированы в разной степени и по шлифам в них выделяется нескольких генераций доломита [Краснощёкова и др., 2019]:

1. пелитоморфный и микротонкозернистый агрегат, слагающий основную матрицу породы – **доломит тип 1 (Д1)**:

2. кристаллический доломит, выполняющий трещины, поры, каверны пород – доломит 2 (Д2.1) (Рисунок 13В) и доломит, развивающийся вдоль стилолитовых швов – **доломит тип 2** (Д2.2) (Рисунок 13Б);

3. относительно правильные ромбоэдрические кристаллы (вторичный кристаллический доломит), возникающие в основной матрице карбонатного состава в результате метасоматических процессов, между которыми могут сохраниться пустоты в основной массе пород – **доломит тип 3** (Д3) (Рисунок 13Г).

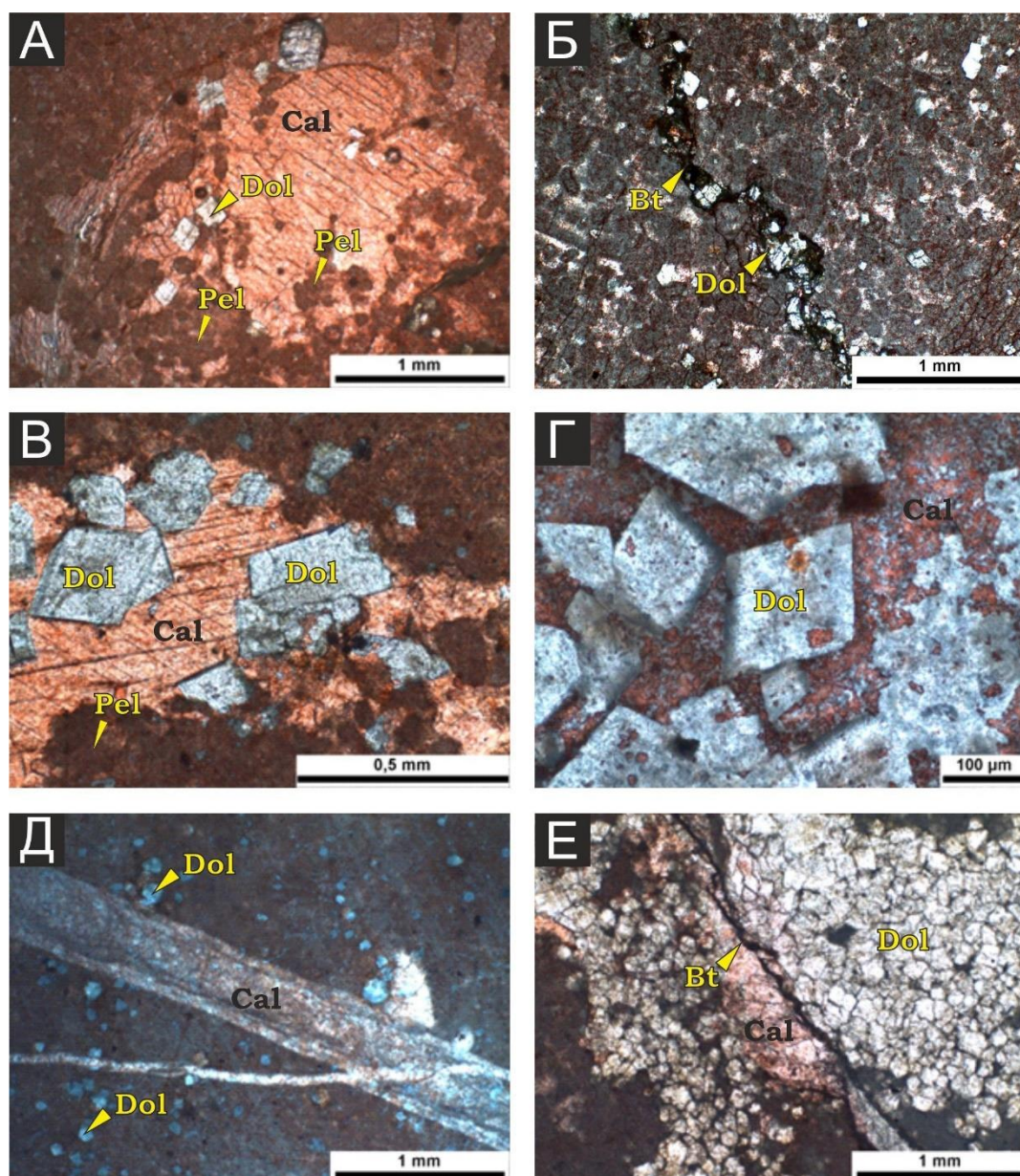


Рисунок 13 – Тип 2: органогенные известняки доломитизированные и кальцитизированные. А-Е: фотографии шлифов без анализатора. Шлифы прокрашены ализариновым красным. На фотографиях показаны: Pel – пелоиды; Ca – кальцит; Dol – доломит; Bt – битумоиды.

Формирование кристаллов доломита, приуроченных к стилолитовым швам, происходило после образования стилолитов. В этом случае стилолитовые швы действуют как каналы, где в результате проходящих химических реакций идет формирование минералов вдоль стилолитовых швов [Logan, Semeniuk, 1976].

Прожилки кристаллического кальцита (в отдельных образцах до 7-10 % площади шлифа) толщиной 0,1-0,8 мм пересекают породу в разных направлениях. Четко фиксируется временной интервал их проявления в породе, на что указывает пересечение более мощных прожилков ранней генерации более поздними и тонкими (Рисунок 13Д). Встречаются тонкие (0,05 мм) открытые трещины, пересекающие как форменные элементы, так и другие прожилки. Локально встречаются участки тонких трещин, заполненные бурым глинисто-органическим веществом (Рисунок 13Е); в отдельных случаях органоминеральное вещество наблюдается в виде очень мелких вкраплений между комками.

В породах свободные поры практически отсутствуют, так как полностью заполнены карбонатными минералами.

По результатам изучения пород Северо-Останинской площади установлена еще одна генерация доломита, полностью формирующего породы – доломиты.

Тип 4 – Доломиты (Д4) – текстура пород массивная, пятнистая, прожилково-трещиноватая, кавернозная; участками проявлены стилолиты (Рисунок 14).



Рисунок 14 – Кавернозные текстуры доломитов Северо-Останинского месторождения (фото А.В. Ежовой).

Структура породы неравнозернистая, кристаллические зёрна доломита по размерам варьируют в пределах 0,01–0,25 мм. В преобладающем большинстве породы сложены доломитом (на 85-95%). Содержание кальцита определяется до 5-10 %, глинистого материала – до 5%, пирита – до 5-7%. Иногда пирит присутствует неравномерно в рассеянном виде и в скоплениях очень мелких (до 0,01–0,015 мм) кристаллических зёрен, что подтверждается данными сканирующего электронного микроскопа (Рисунок 15А).

Разноориентированные средне- крупнозернистые и хорошо ограненные неправильно- и правильно ромбоэдрические зерна доломита имеют однородное, реже зональное строение. Последнее обусловлено развитием в отдельных центральных зонах доломита глинистой примеси, примазок гидроксидов железа, в то время как периферические зоны зерен остаются относительно прозрачными (Рисунок 15Б). Кальцит в виде реликтовых включений встречается и внутри доломитовых зёрен, и в интерстициях между ними. В единичных образцах отмечаются крупные неправильные лапчатые кальцитовые зерна. Единичный кварц может проявляться между ромбоэдрами доломита.

Кристаллы достаточно плотно прилегают друг к другу. При развитии более мелких кристаллов доломита сохраняются мелкие межкристаллические поры размером до 0,005 мм. Более крупные пустоты размером до 1 мм могут заполняться доломитом в виде крупных ромбоэдрических зональных кристаллов (до 0,4 мм), обращенных острым углом к центру пустот, либо во внутренних частях пустот выделяется монокристаллический кальцит, часто имеющий хорошо проявленную спайность.

Наряду с массивным проявлением доломита фиксируются образцы с пустотно-поровым пространством, которое в породах представлено в виде мелких пор, микрокаверн, каверн и трещин с локализацией в них битумоидов (Рисунок 15В).

В отдельных участках изученного разреза к зонам доломитизации приурочены области развития гематита (Рисунок 15Г), частично с битуминозным веществом, что придает породе коричневато-красный цвет. Совместное проявление гематита с битуминозным коричневато-бурым веществом не всегда

позволяет их правильно идентифицировать. Наличие преобладающего гематита, по сравнению с битуминозным компонентом, подтверждает полученный спектр комбинационного рассеяния рудного минерала (Рисунок 15Д) и данные РФА пород (Рисунок 16).

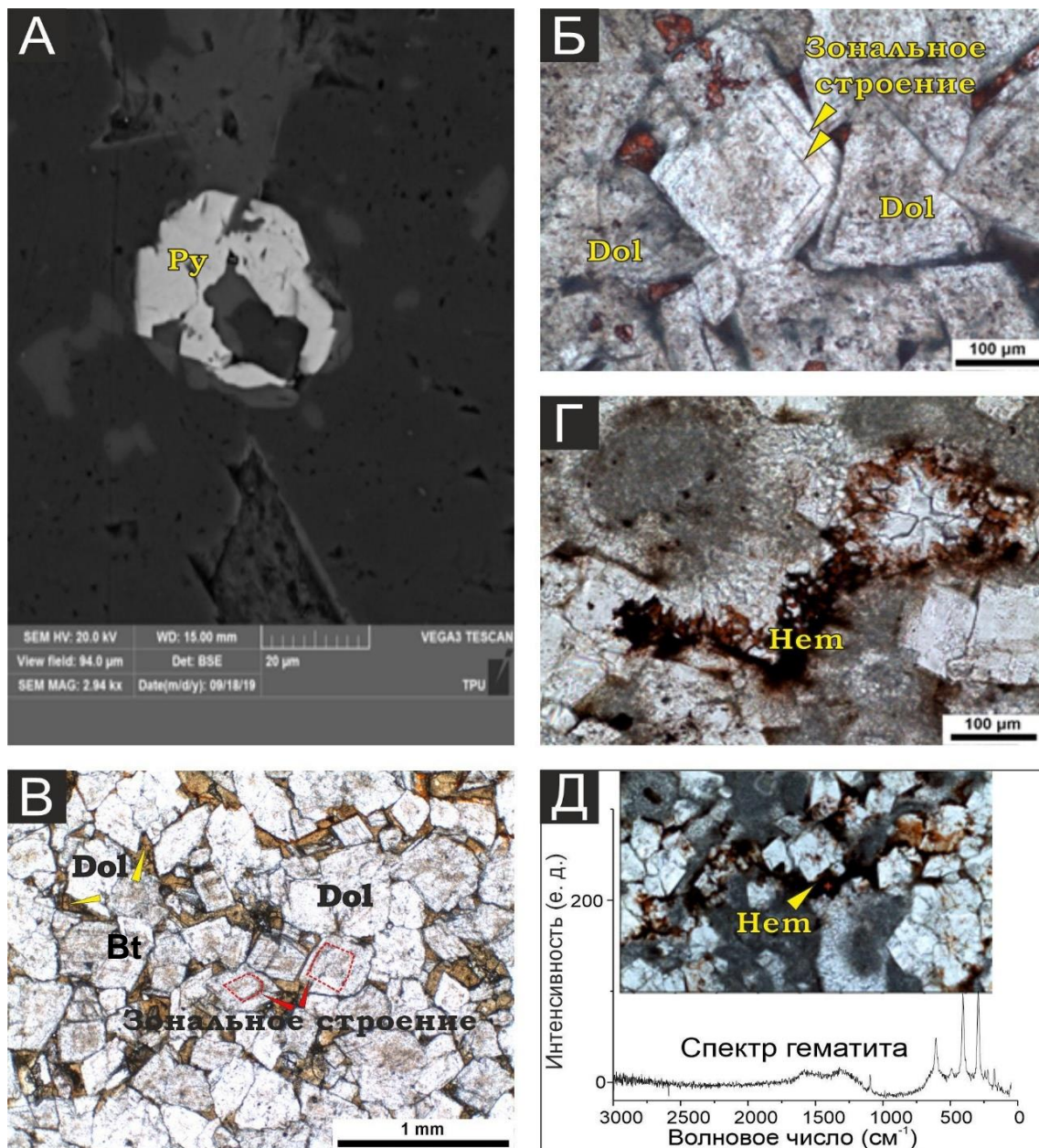


Рисунок 15 – Доломиты. А – Снимок в обратно рассеянных электронах (СЭМ), Б-В – фотографии шлифов без анализатора, Г – фотография полированной пластины, Д – КР-спектр гематита. На фотографиях показаны: Dol – доломит; Bt – битумоиды; Hem – гематит; Py – пирит

В доломитах замещения соотношение доломита и кальцита составляет примерно 60-70% и 30-40% соответственно. Наблюдается реликтовая органогенно-обломочная, оолитовая и неравномернозернистая структура.

В реликтах органогенных остатков иногда отмечается водорослевая структура, внутренняя часть которой сложена тонкозернистым доломитом, периферийная часть (стенки) – коллоидно-зернистым кальцитом.

Форменные образования похожи на оолиты, трудно диагностируются, имеют неясную генетическую природу. Локально они могут обрастать мелкими кристалликами доломита.

Состав элементов анализировался с помощью рентгенофлуоресцентного микроскопа HORIBA XGT-7200. В таблице приводятся некоторые данные элементов в пересчете на оксиды (Таблица 4, Рисунок 16). Содержание магния (MgO) меняется от 2,35 до 28,03%, железа (Fe³⁺) – от 0,5 до 9,77%.

Таблица 4 – Элементный состав (в оксидах) доломитизированных известняков.

Спектр	Оксиды							
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SrO
Образец 1								
Spectrum 1	28,03	0	0,61	0,06	70,1		1,2	
Spectrum 2	19,79	1,05	25,28	0,21	51		2,67	
Spectrum 3	25,58	0,42	1,43	0,09	70,13		2,35	
Spectrum 4	5,04	1,29	2,14	0,12	83,62		7,79	
Spectrum 5	24,57	2,48	8,47	0,78	58,65		5,01	0,04
Spectrum 6	0	0,89	1,75	0,11	96,54		0,72	
Spectrum 7	2,35	0,38	1,45	0,33	95,05		0,44	
Spectrum 8	5,94	6,95	14,56	2,38	65,96	0,95	3,27	
Maximum	28,03	6,95	25,28	2,38	96,54	0,95	7,79	0,04
Minimum	0	0	0,61	0,06	51	0,95	0,44	0,04
Образец 2								
	MgO		SiO ₂	K ₂ O	CaO		Fe ₂ O ₃	
Spectrum 1	22,77				76,32		0,91	
Spectrum 2	23,06				75,8		1,13	
Spectrum 3			2,25		97,26		0,49	
Spectrum 4					100			
Spectrum 5	10,99		6,65	2,55	70,04		9,77	
Spectrum 6	21,95		3,45	0,83	66,1		7,67	
Maximum	23,06		6,65	2,55	100		9,77	
Minimum	10,99		2,25	0,83	66,1		0,49	

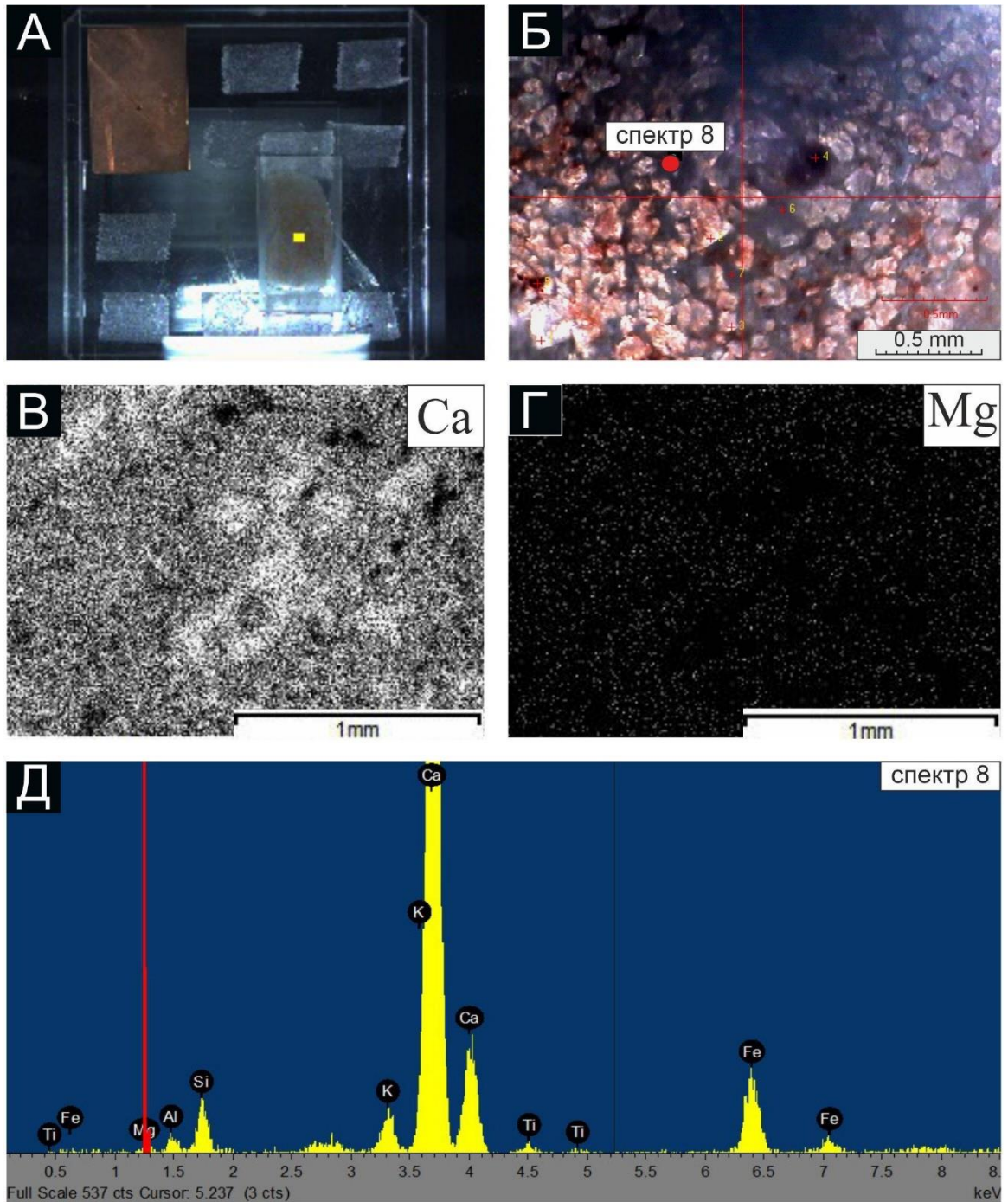


Рисунок 16 – Карта распределения элементов в доломитизированных известняках с помощью РФА. А – общий вид шлифа, Б – участок снятия спектра, В-Г – элементные карты распределения на участке исследования, Д – спектры в точке замера.

3.2.2 Люминесцентно-битуминологический анализ

Люминесцентные исследования проводились в образцах пород эксплуатационных скважин 3Э и 5Э. Результаты изучения представлены на рисунке 17.

Скважина 3Э

Определение люминесцентно-битуминологических характеристик карбонатных отложений скв.3Э Северо-Останинского месторождения в ультрафиолетовом свете позволили установить наличие следов миграции битумоидов во всех изученных образцах, что свидетельствует о самом факте битумообразования в изучаемой части разреза скважины.

Состав битуминозного УВ изменяется от маслянисто-смолистых (светло-желтовато-коричневое свечение) до смолисто-асфальтовых (буровато-коричневое свечение). В породах фиксируется смешанный состав битуминозного вещества, т.е имеются и сингенетичные, и эпигенетичные битумоиды. Снизу вверх разреза содержание последних увеличивается.

Распределение битумоидов зависит от структурно-текстурных признаков породы. В нижней части разреза отмечается послойное обогащение пород битумами, в верхней части – приуроченность битуминозного вещества к периферии форменных образований карбонатных пород.

Повсеместно встречаются пятнистые и трещинные битуминозные текстуры. Структуры преимущественно пятнисто- и неравномерно рассеянные. Как правило, к зонам контакта минерализованных трещин с вмещающими породами приурочены смолисто-асфальтовые битумоиды (более тяжелые фракции), а в центральной части – маслянисто-смолистые. Снизу вверх по разрезу отмечается облегчение состава битумоидов от тяжёлых фракций к легким.

В основной массе состав битуминозного вещества более тяжёлых фракций, чем в трещинном пространстве, что свидетельствует о миграции битумов из породы в трещины, и подчеркивает сингенетичность битумоидов в породе. Отсутствие, в целом, легких фракций битумоидов в изучаемых образцах указывает,

по-видимому, на миграцию легких УВ в верхние части пласта. Содержание битуминозного УВ среднее (0,02-0,04%).

Скважина 5Э

Люминесцентные исследования карбонатных пород скв. 5Э показывают изменения состава битумоидов от маслянистых (светло-беловато-желтое свечение) до маслянисто-смолистых (желтовато-бурое свечение).

Текстура битуминозных проявлений преимущественно пятнистая, в меньшей степени трещинная. Пятнистые проявления могут быть равномерно- и неравномерно расположены.

Битуминозное вещество смолисто-асфальтенового состава отмечается локально в единичных трещинках, либо заполняет микростилолитовые швы.

Преимущественно в нижней части разреза преобладают более тяжелые фракции маслянисто-смолистых битумоидов. В верхней части изучаемого разреза отмечаются битумоиды маслянистого состава, т.е. фиксируется миграция УВ снизу вверх.

Наблюдается тенденция к более равномерному распределению битумоидов в нижней и средней части изучаемого разреза по сравнению с верхней частью.

Содержание битуминозного вещества среднее (0,02-0,04%).

Таким образом, проведенные люминесцентно-битуминологические исследования образцов из скв.3Э и 5Э выявляют определенную закономерность в распределении битумоидов в породах разрезов изученных скважин.

В скв.3Э преобладают средние и тяжелые по составу битумоиды и практически не встречаются легкие фракции УВ, битумоиды сингенетичные, что свидетельствует об образовании их в самой породе, т.е. породы являются нефтематеринскими.

В скв.5Э, наоборот, практически отсутствуют тяжелые фракции при преобладающих средних и, в большей мере, легких по составу УВ. Эпигенетичность битумоидов указывает на их миграцию из нефтегазопроизводящих толщ, перемещение таких УВ возможно на небольшие расстояния (не более 100 м) от нефтематеринских пород, если нет вблизи разломов.

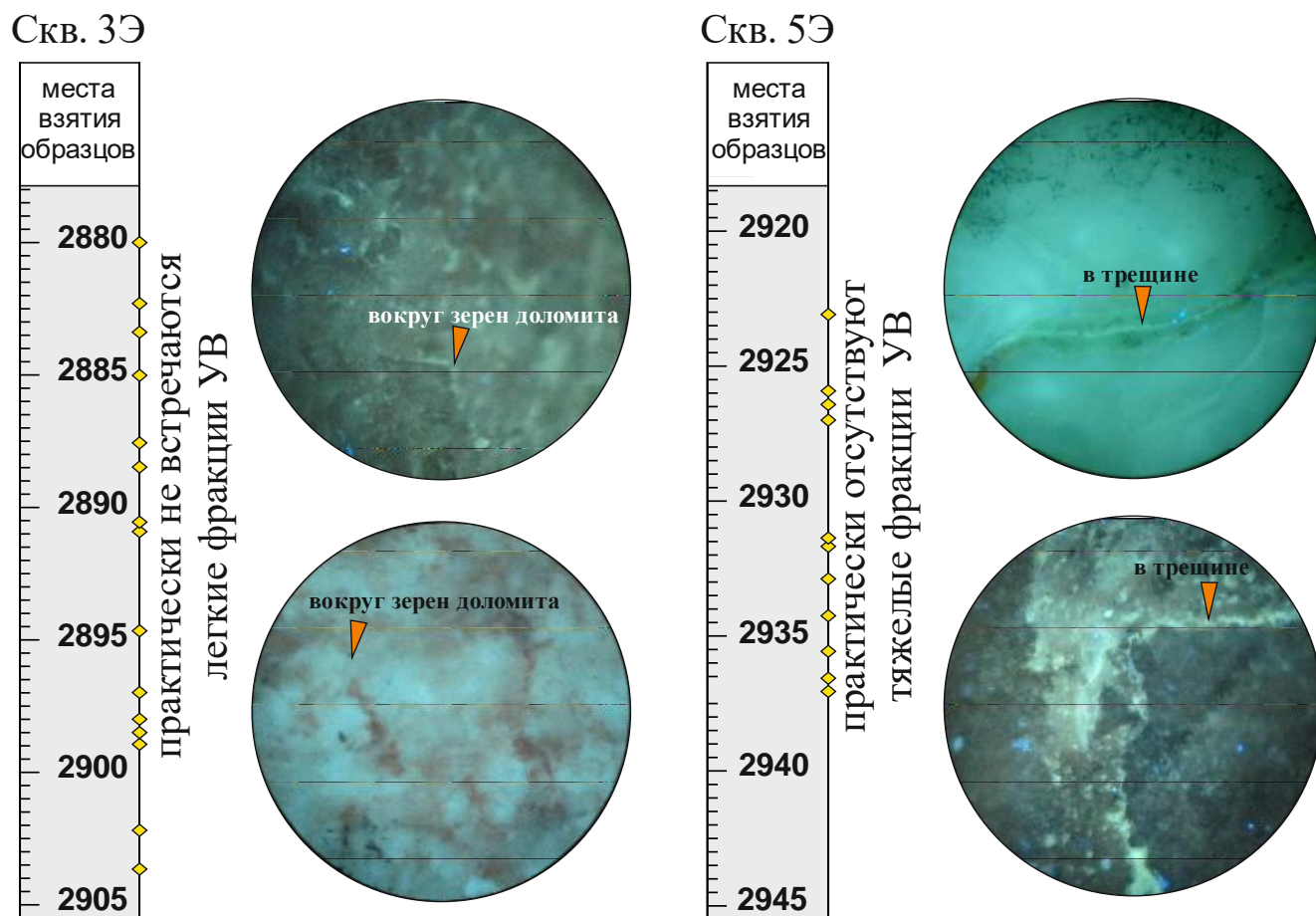


Рисунок 17 – Распределение битумоидов в породе по скважинам 3Э и 5Э. Фотографии в ультрафиолетовом свете. Скважина 3Э – Состав битуминозного УВ от маслянисто-смолистых (светло-желтовато-коричневатое свечение) до смолисто-асфальтеновых (буровато-коричневое свечение). Скважина 5Э – Состав битуминозного УВ от маслянистых (светло-беловато-желтое свечение) до маслянисто-смолистых (желтовато-бурое свечение) и смолисто-асфальтеновых в трещинах

3.3 Исследование газово-жидких включений

3.3.1 Спектроскопия комбинационного рассеяния ГЖВ

В доломите типа Д4 были обнаружены двухфазные (газ-жидкость) первичные газово-жидкие включения (ГЖВ), растущие параллельно граням роста и/или в ядрах кристаллов доломита (Рисунок 18). Размеры включений колеблются от 3 до 5 μm , а иногда достигают 10 μm , их формы могут быть правильным ромбическими (вдоль направления роста кристаллов), удлинёнными и вытянутыми.

Лазерная рамановская спектроскопия (спектроскопия комбинационного рассеяния) позволила провести неразрушающий анализ жидкой и газовой фаз включений. Анализ содержания ГЖВ был проведен сначала путем получения спектра минеральной матрицы (базовой линии минерала-хозяина), затем жидкой фазы и, наконец, газовой фазы (Рисунок 19А). Таким образом, можно различать спектры, соответствующие конкретной фазе, то есть пики минеральной матрицы вычитаются из спектров жидкой и газовой фаз.

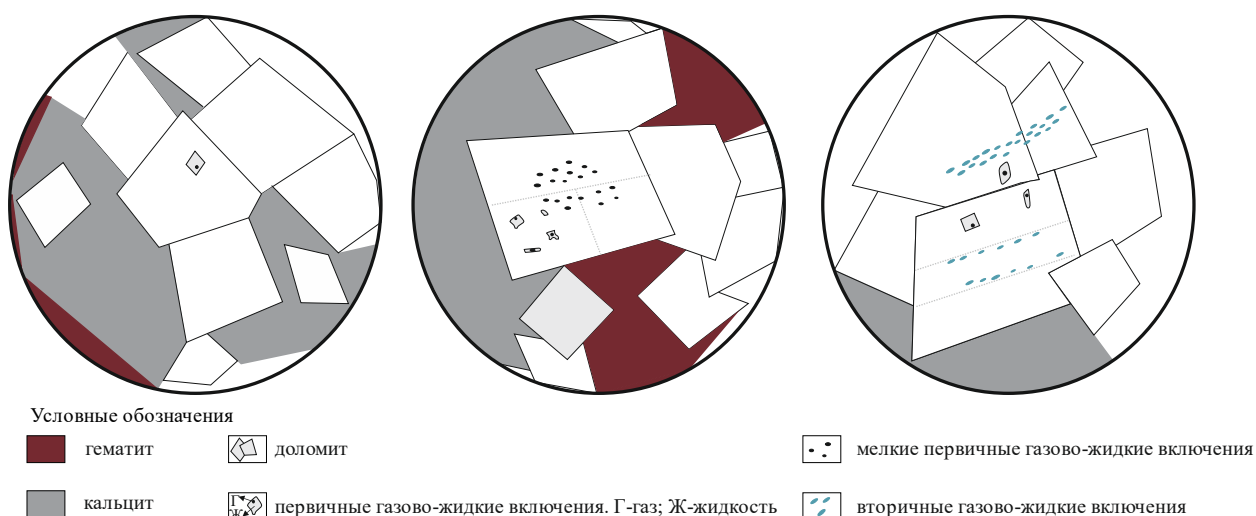


Рисунок 18 – Зарисовка двухфазных первичных газопо-жидких включений с преобладанием жидкости, захваченных в зоне роста доломита

Каждая фаза имеет характерный спектр. Спектр доломита характеризуется пиками при 1097 (ν_1), 1443 (ν_3) и 725 см^{-1} (ν_4), сетевые виды находятся в 299 и 176 см^{-1} , в то время как кальцит характеризуется пиками при 1085 (ν_1), 1450 (ν_3) и 712 см^{-1} (ν_4), сетевые виды составляют 156 и 284 см^{-1} , как показано на рисунке 19Б.

Анализ содержания ГЖВ можно качественно и количественно сравнить с данными других авторов. Но в случае газопо-жидких включений спектры сложны из-за наложения других компонентов, однако их анализ может быть проведен с использованием полос поглощения. Для этого подхода нет строгого правила расшифровки спектров [Ильичев и др., 2010], однако исследователи различают в спектрах область функциональных групп (4000-1500 см^{-1}) и область «отпечатков пальцев» (1500-625 см^{-1}).

В образцах при исследовании установлено, что в области 3360-1150 см^{-1} имеется компонент неизвестного состава.

Сравнивая с литературными данными, автор установил широкие диапазоны полученных спектров комбинационного рассеяния от 1000 до 2000 см^{-1} и от 2000 до 3500 см^{-1} , соответствующих первой и второй областям, что, соответственно, по [Jehlicka et al., 2003; Schito et al., 2017] связано с углеродистым материалом.

Рамановская спектроскопия особенно хорошо подходит для молекулярно-морфологической характеристики углеродсодержащих материалов. Каждая полоса в спектре комбинационного рассеяния непосредственно соответствует определенной частоте колебаний связи внутри молекулы. Сопоставляя спектры комбинационного рассеяния двух углеродных аллотропов – алмаза и графита – можно легко различить два материала по их спектру комбинационного рассеяния, хотя оба они полностью состоят из С-С связей. Спектр графита имеет несколько полос в спектре, и основная его полоса сдвинулась с 1332 см^{-1} в алмазе до 1582 см^{-1} в графите. Наличие дополнительных полос в спектре указывает на то, что в образце имеются некоторые углеродные связи с различной энергией связи, то есть фиксируется наличие аморфного углеродсодержащего вещества. Отметим, что параметры волнового числа всех этих пиков варьируют в зависимости от длины используемого лазера [Филиппов, 2014]. Типичные КР-спектры, полученные [Краснощёкова и др., 2019] для газовой фазы жидких включений (при комнатной температуре) при длине лазера 785 нм для различных образцов показывают очень слабую структурную организацию углеродистого материала (Рисунок 19В).

Поскольку точное положение полос было неясным, применялся процесс расщепления (деконволюции) спектров для наблюдения скрытых характеристик (Рисунок 19Г). Пики 1187 и 1243 см^{-1} типичны для керогена (незрелого органического вещества) [Li et al., 2006; Ferralis et al., 2016]. Появление таких пиков обычно объясняется растягивающими колебаниями $\text{C}_{\text{aromatic}}-\text{C}_{\text{alkyl}}$, С-С в ароматических кольцах и С=C. Существует еще пики в 1525 см^{-1} и 1597 см^{-1} , которые объясняются той же вибрацией неполных графитовых структур. В этом

исследовании пики спектра CH_4 и CO_2 не были установлены, что, в данном случае, указывает на водные типы $\Gamma_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$ включения.

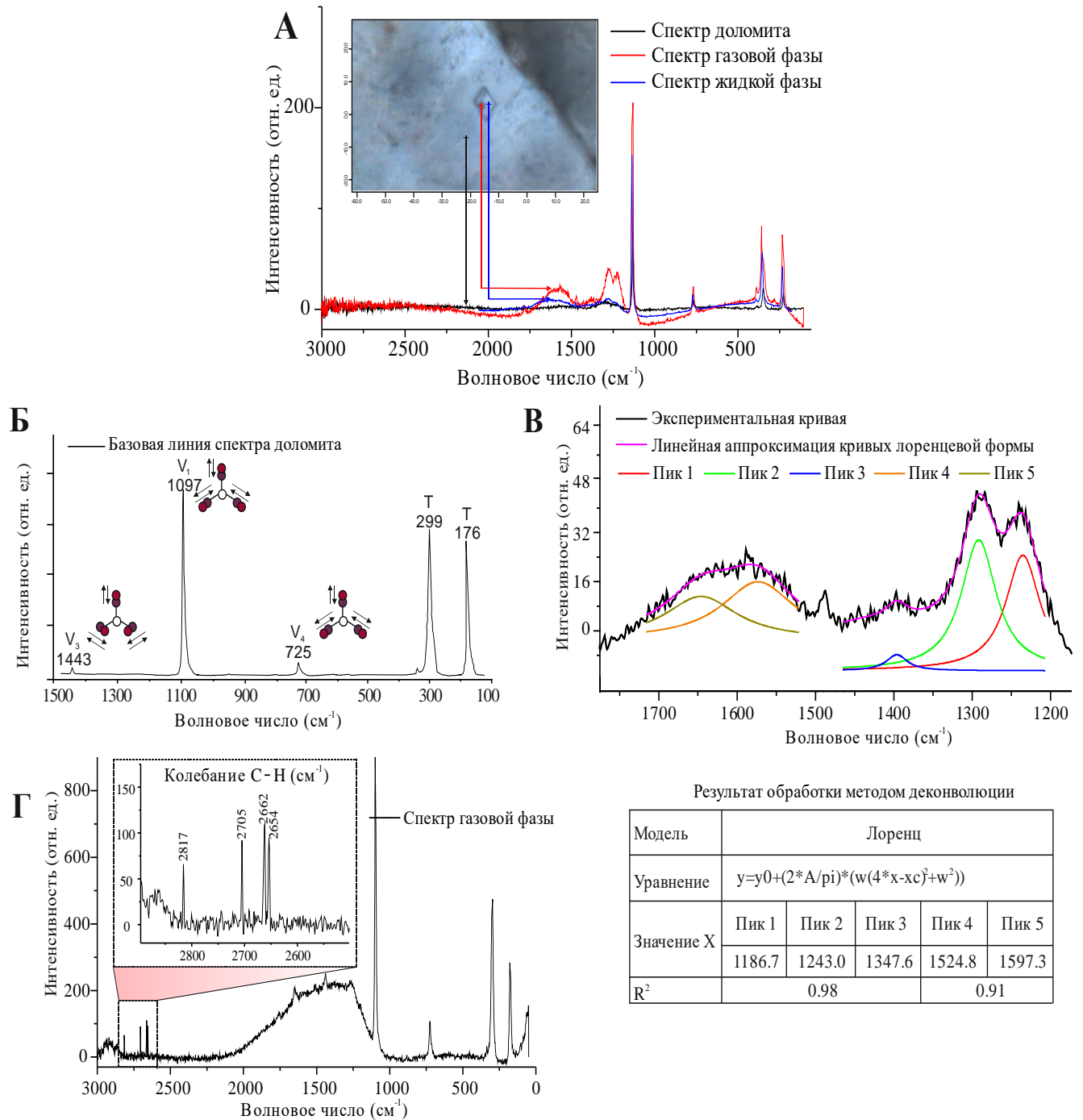


Рисунок 19 – Спектры комбинационного рассеяния [Краснощёкова и др., 2019]: А – газовой и жидкой фаз, доломитовой матрицы породы; Б – базовый КР-спектр доломита [Frezza et al., 2012]; В – пример расщепления (деконволюция) спектров; Г – пример спектра второго порядка (колебание С-Н).

При определении рамановских спектров мелких по размеру газовых включений необходимо учитывать тот факт, что размер пузырька может быть сопоставим с размером пятна лазера или незначительно его превосходить. В этом случае возможно получение спектральных линий углеродистого материала с наложением линий доломита, попадающего в фокальный объем лазерного луча. Поскольку измеренная интенсивность рамановских видов прямо пропорциональна концентрации, то отношение сигнал-шум рассеяния углеродистого материала ниже, а доломита, занимающего относительно больший объем в исследуемых образцах, выше, что способствует большему рамановскому рассеянию в спектре.

Спектры комбинационного рассеяния, полученные из газовых фаз флюидных первичных включений в кристаллах доломита в разных пластинах, показаны на рисунке 20.

Использование метода рамановской спектроскопии позволило установить в газовой-жидких включениях вторичных кристаллов доломита спектры с пиками 1187 см^{-1} , 1243 см^{-1} , 1348 см^{-1} , типичных для кероген-содержащего органического вещества, и пиками 1525 см^{-1} и 1597 см^{-1} , характерных для разупорядоченного углеродсодержащего материала. Такие пики в спектрах комбинационного рассеяния (КР-спектрах) генерируются связанными колебаниями $C_{\text{aromatic}} - C_{\text{alkyl}}$, ароматическими эфирами, $C - C$ и $C - H$ в ароматических кольцах, установлены и соединения типа $C = O$.

Существует еще одна дополнительная полоса при $1757 \pm 3\text{ см}^{-1}$, которая, в основном, соответствует по структуре кетонам $C=O$ с режимом растяжения в интервале $1765\text{-}1745\text{ см}^{-1}$, согласно данным, приведенным KnowItAll®.

В спектрах второго порядка слабо преобразованного углеродистого вещества (по [Schito et al., 2017] это область между 2000 и 3500 см^{-1}), видны пики при 2654 , 2662 , 2704 и 2817 см^{-1} , которые относятся к колебаниям связей $C - H$ и $S - H$ (Рисунке 19Г). Указанные пики полос в области второго порядка наблюдались не во всех спектрах газовых фаз, что, возможно, из-за проявления флуоресценции в этом диапазоне спектра.

Наличие установленных газовых фаз во флюидных включениях позволяет предположить, что формирование вторичного кристаллического агрегата доломита в карбонатных породах происходило из флюидного раствора, содержащего углеводородное вещество.

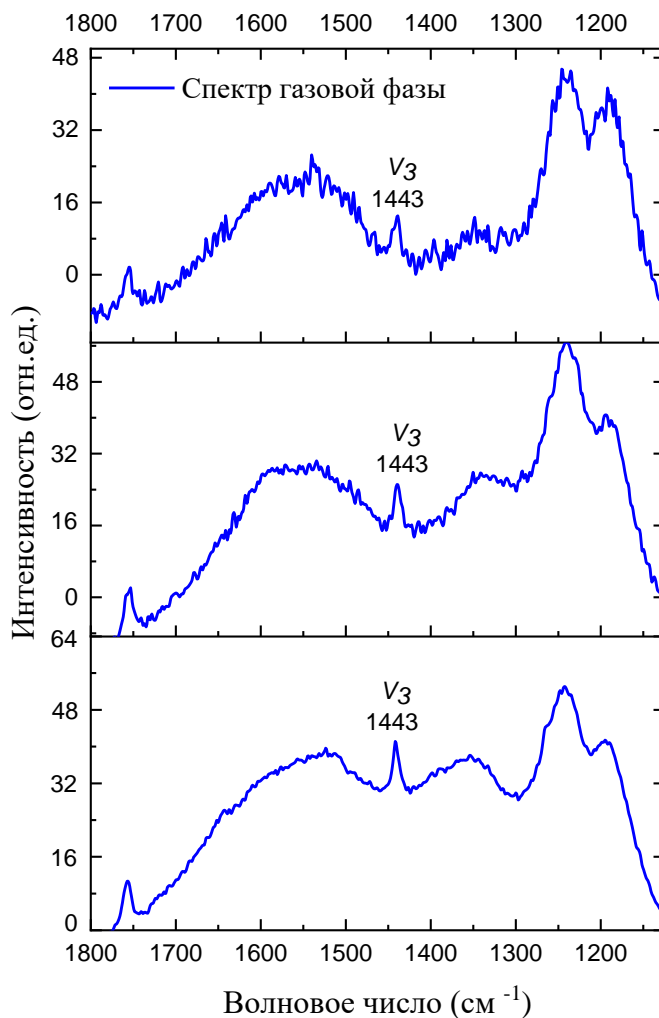


Рисунок 20 – Спектры комбинационного рассеяния газовой фазы из ГЖВ в доломитах. V₃ – пик хозяина-минерала (доломита)

В случае с жидкими включениями говорить об абсолютном обнаружении компонентов сложно, поскольку обнаружение небольших количеств данного вещества зависит не только от количества присутствующих атомов, но и от других присутствующих веществ. Отсутствие стандартных образцов с естественными включениями известного состава для сравнения результатов разных лабораторий затрудняет определение.

3.3.2 Микробиотермометрия ГЖВ

Каждое газовой-жидкое включение образует автономный геотермометр, который потенциально регистрирует подповерхностную температуру в определенный момент геологического прошлого. Определение температур фазовых изменений в газовой-жидких включениях при нагреве и охлаждении образцов называется микробиотермометрией. Этот метод бесценен для определения температур гомогенизации, эвтектики и плавления льда. Последние дают, соответственно, информацию о природе солей и общей солености раствора.

Температура гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) – температура постепенного нагрева образца, когда наблюдается уменьшение размера пузырька до его исчезновения во флюиде, то есть включение становится гомогенным. Когда происходит гомогенизация двух фаз, они возвращаются к начальным условиям минералообразования и температура гомогенизации, по сути, является минимальной температурой образования минерала (постулат Сорби). Это считается минимальным пределом, поскольку необходимо учитывать определенные аддитивные поправки при рассмотрении давления флюида во время роста, что облегчает захват включений при более высокой температуре, чем гомогенизация.

Температура эвтектики ($T_{\text{эвт}}$). Хорошо известно, что жидкости, содержащие различные компоненты, имеют различные эвтектические температуры, которые представляют собой самую низкую температуру, при которой происходит первое плавление твердой фазы (тает первый ледяной кристалл). Эта температура может быть использована для вывода химических компонентов в жидком включении и этот подход следует рассматривать как приблизительный, а не точный.

Температура плавления льда ($T_{\text{пл.льда}}$) – температура, при которой твердое тело полностью плавится (или растворяется, или диссоциирует последний кристалл льда) при постепенном нагревании газовой-жидкого включения. Исходя из этой температуры, соленость может быть также рассчитана с помощью уравнения Боднара [Bodnar, 1993]. Часто концентрации отдельных растворенных веществ (то есть какие именно соли) не известны в многокомпонентных жидких включениях,

но можно измерить фазовые переходы, чувствительные к общей солености. В этих случаях соленость обычно сообщается в эквивалентах NaCl (или CaCl₂); например, «мас. NaCl-экв. = 10 %» означает, что включение показывает фазовые переходы, которые согласуются с массовой долей 10 % NaCl в водной фазе. Эквивалентная весовая доля (символ «экв. мас. %») является альтернативной единицей измерения по Международной системе единиц.

Соленость меньше 26,3 мас.% NaCl-экв. может быть рассчитана по формуле Боднара только для системы H₂O–NaCl. Следует иметь в виду, что конечные температуры плавления льда, измеренные без присутствия паровой фазы, не могут быть использованы для расчета солености жидкости из-за метастабильности.

При изучении шлифов пород было обнаружено много флюидных включений во вторичных жильных кальцитах и значительно меньшее количество в ромбоэдричных кристаллах доломита типа Д4. Флюидные включения, как в кальците, так и в доломите, при комнатной температуре имеют две фазы – жидкость+газ (Рисунок 21). Газовая составляющая достигает до 10-15% от общего объема включения, а сами пузырьки достигают 3-10μм в поперечнике.

Газово-жидкие включения в доломитах Д4 расположены вдоль растущих по направлению роста кристаллов (первичные флюидные включения). Важно знать, что информация, которую можно получить, относится к самому доломиту, но не к той уже сформированной породе, в матрице которой он развивается. В кальците флюидные включения появляются или случайно в линейных следах или в группах. Отметим, что очень маленькие размеры ГЖВ в осадочных средах либо совсем не позволяют проводить подобные изучения, либо это затруднительно сделать и оценить изменение фаз, и в этом случае не все температуры переходов можно зафиксировать. Микрокриотермометрические результаты ГЖВ приведены в таблице 5.

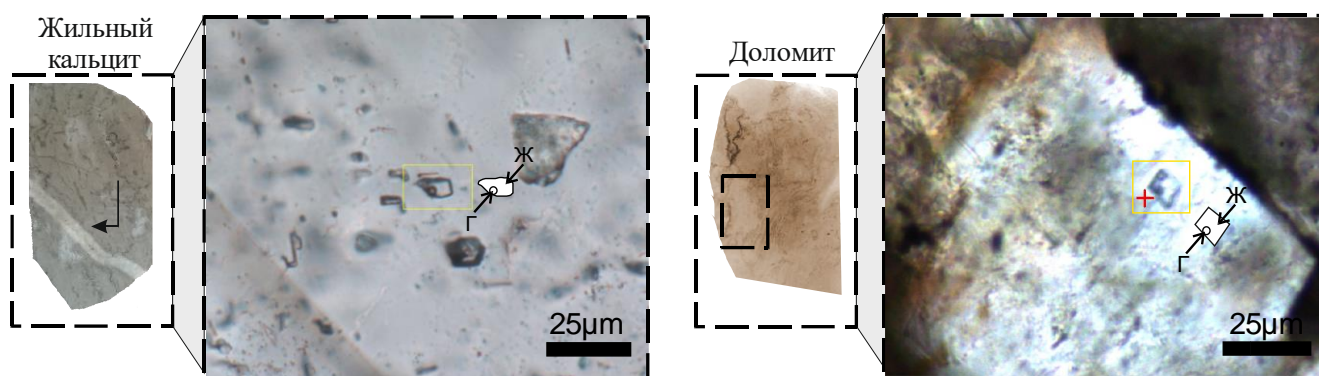


Рисунок 21 – Газово-жидкие включения (ГЖВ) в кальците (слева) и доломите (справа). Ж-жидкость; Г-газ

Таблица 5 – Результаты микрокриотермометрического изучения ГЖВ в кальците и доломите карбонатных пород Северо-Останинского месторождения.

Тип включений	T _{гом} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл. льда} , °C	С солей, мас, % экв-NaCl	ρ, g/cm ³	Давление, Бар
В кальците						
Ж>Г	168	-38	+1,2...+2	–		
Ж>Г	130	-35	-0,3...-0,8	0,96	0,94464	4,48554
Ж>Г	181,5	-38	-0,3...-0,8	0,96	0,89597	8,36426
Ж>Г	246	-42	-0,3...-0,8	0,96	0,80674	33,1059
Ж>Г	163	-52	-3,9	6,3	0,95011	5,84953
Ж>Г	140,5	–	-0,4	0,7	0,96692	4,58135
Ж>Г	361	-38	+0,3	–		
Ж>Г	262,5	-35,1...-39,1	-4,6...-0,1	3,75	0,81233	44,7381
Ж>Г	309	-36	-1,4	2,4	0,70623	92,8362
Ж>Г	315	-27?	-3,6	5,9	0,74906	100,904
Ж>Г	222	-39	-0,3	0,5	0,83947	20,4324
Ж>Г	280	-35	-3,1	5,1	0,8003	60,0155
Ж>Г	293	-37...-35?	-0,2	0,4	0,70934	73,5081
Ж>Г	144	-37...-35?	-0,2	0,4	0,70934	4,67423
Ж>Г	289	–	–	–		
Ж>Г	293	–	–	–		
Ж>Г	143	–	–	–		
Ж>Г	147	–	-1,8	3,1	0,94337	4,78136
Ж>Г	98	–	-1,1	1,9	0,97105	5,26619
Ж>Г	200	–	–	–		
В доломите						
Ж>Г	121,8	-48,8	-1,3	2,24	0,95754	4,56774
Ж>Г	110,2	-36,5	-2,6	4,34	0,97588	4,85041
Ж>Г	107,7	-44	-2,1	3,55	0,97336	4,9291
Ж>Г	146	-48,9	-4,4	7,02	0,96726	4,74272
Ж>Г	92,2	-36,9	–	–		
Ж>Г	119	-44	-2,8	4,65	0,97208	4,6208
Ж>Г	107,9	-38,8	-3,3	5,41	0,98279	4,92263

Примечание: прочерк – значение не определено

Первичные газово-жидкие включения в девонских доломитах типа Д4 в породах Северо-Останинского месторождения имеют температуру гомогенизации в диапазоне 92,2-146,0⁰С (среднее значение 115⁰С) с основным пиком в пределах 110-120⁰С (Рисунок 22). Температура плавления льда ГЖВ составляет от -4,4 до -1,3⁰С, что соответствует солёности раствора от 7,02 до 2,24 мас. % NaCl-экв. Солевые системы растворов флюидных включений, определяемые по температурам эвтектики между -48...-44 °С и -38,8...-36⁰С, отвечают, соответственно, системам: CaCl₂-H₂O; MgCl₂±KCl±NaCl-H₂O.

Анализ микрокриотермометрии газово-жидких включений в жильном кальците из известняков показал, что растворы двухфазных включений по температуре эвтектики около -35 и -38⁰С соответствуют солевым системам MgCl₂±NaCl±KCl-H₂O. При температуре эвтектики около -42 и -52⁰С водные растворы могут содержать, преимущественно, CaCl₂ с примесями MgCl₂, то есть система меняет свой состав на CaCl₂±MgCl₂-H₂O.

Измерение температуры плавления льда в ГЖВ кальцита варьирует от -0,1 до -4,6⁰С (медианное значение -2,35⁰С). Концентрация солей в пересчете на NaCl-эквивалент соответствует 0,2–7,3 мас.% NaCl-экв, медианное значение 3,75 мас. % NaCl-экв. При значениях выше 3,5 мас. % NaCl-экв (значение морской воды) отмечается повышение минерализации растворов по отношению к морской воде.

Полная гомогенизация ГЖВ в кальцитах происходит при разных температурах от 98 до 315⁰С. На гистограммах фиксируется две основных группы температур, имеющих пики со средними значениями около 150⁰С и 290⁰С (Рисунок 22), что позволяет установить несколько генераций кальцита, выполняющих прожилки и трещины. В единичных пузырьках фиксировались высокие температуры гомогенизации 315 и 361⁰С, что может указывать на появление и более высокотемпературных растворов, из которых происходила минерализация трещинного пространства в породах.

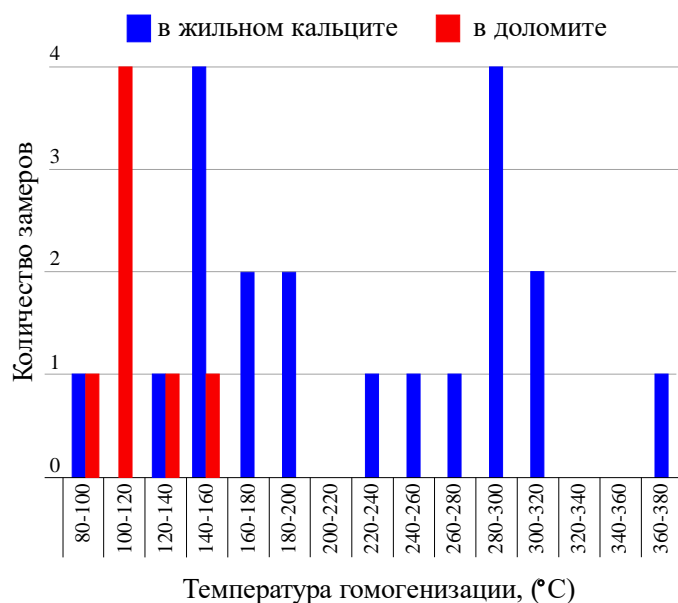


Рисунок 22 – Гистограмма зависимости распределения температур гомогенизации от частоты встречаемости для жильного кальцита и вторичного доломита

Диаграмма зависимости солёности от температуры гомогенизации для доломита и кальцита приведена на рисунке 23.

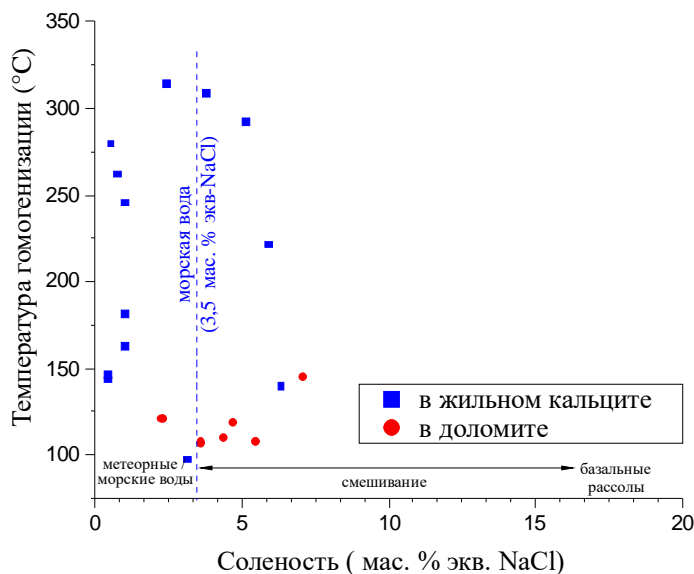


Рисунок 23 – Диаграмма солёность–температура гомогенизации ГЖВ по [Vodnar, 1999]

Указанная диаграмма демонстрирует, что доломитизация может быть связана с притоком смешанной воды (метеорной и морской), учитывая, что среднее значение солёности растворов для изученных карбонатов составляет 4,5% NaCl-экв. Наличие жидкостей с низкой минерализацией <5% NaCl (масс. % NaCl-экв)

свидетельствует о более активном участии метеорной воды в процессе минерализации [Bodnar, 1999].

В подобных случаях привлекаются дополнительно и данные изотопного анализа пород, которые в совокупности могут уточнить сделанные выводы относительно природы формирования кристаллического доломита в изучаемых породах.

3.4 Изотопный анализ

Доломитизация карбонатов требует больших объемов воды для необходимой концентрации участвующего в этом процессе магния, так что определение источника воды может быть основным показателем типа доломитизации. Современные подходы, используемые для анализа происхождения доломитизирующих флюидов, включают применение геохимических показателей, таких, как: флюидные включения, микроэлементы и редкоземельные элементы, а также изотопные методы, например, [Land, 1985; Jiang et al., 2013; Wang et al., 2015].

В последнем случае, данные стабильных изотопов дополняют петрографические исследования, проведенные на Северо-Останинском месторождении. Аналитическая погрешность составляет $\pm 0,5$ ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ известняков и доломитов Северо-Останинского месторождения представлены в таблице 6 и на рисунках 24-26.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ доломитов варьируют в пределах 23,8-24,9 ‰ (VSMOW) либо -3,69 – -6,89‰ (VPDB) и значения $\delta^{13}\text{C}$ – 0,9-1 ‰ (VPDB), соответственно, $\delta^{18}\text{O}$ известняков – 17-24,7 ‰ (VSMOW) либо -6,02 – -13,48‰ (VPDB) и $\delta^{13}\text{C}$ – (-0,6) – 1,7 ‰ (VPDB).

Показатель $\delta^{13}\text{C}$ доломита отражает значение карбоната-предшественника [Fu et al., 2006], а иногда и влияние углеводов или органического вещества. Поскольку углерод не фракционируется с температурой, значение $\delta^{13}\text{C}$ обеспечивает достоверную информацию об источнике углерода в карбонате. Значения между 0 и 4 обычно указывают на морской источник карбонатов. Таким

образом, отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ могут указывать на процессы диагенеза с участием органического вещества. Положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ для доломита свидетельствуют о том, что углерод поступал из морского биокластического источника [Correa et al., 2019], что и отмечается для карбонатных пород на Северо-Останинской площади.

Для интерпретации изотопных данных доломита необходимо оценить изотопный состав морской воды девона. Так, в работе [van Geldern et al., 2006] приведены данные изотопного состава более 1500 образцов девонских раковин брахиопод из разных регионов мира, включая Сибирь, и показано, что кальцит, полученный из морской воды среднего девона, имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ между -6,1 и -4,3‰ (VPDB).

Таблица 6 – Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ известняков и доломитов Северо-Останинского месторождения.

Образец	Глубина, м	Порода	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW) / (‰ VPDB)
1	2	3	4	5
скв. 3	2893.8-2899.8	Доломит	1.0	23.8/-6.89
скв. 3	2899.8-2904.0	Доломит	0.9	24.9/-5.82
скв. 3	2882.5-2887.8	Доломит	0.8	27.1/-3.69
скв. 5	2930.5-2933.5	Доломит	0.9	23.8/-6.89
скв. 3*	2797.0-2804.0	Известняк	1.7	24.7/-6.02
скв. 3*	2818.0-2823.0	Известняк	0.5	23.6/-7.08
скв. 3*	2818.0-2823.0	Известняк	0.5	23.6/-7.08
скв. 3*	2804.0-2806.5	Известняк	-0.6	17.0/-13.48

Примечание. * – данные по [Голышев и др., 2010]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ приведены по шкале VSMOW и шкале VPDB с использованием преобразования [Coplen et al., 1983].

Многочисленные исследования показали, что доломит обычно обогащен $\delta^{18}\text{O}$ относительно существующего кальцита на $3\pm 1\%$ [Land, 1980; McKenzie, 1981; Major et al., 1992; Swart and Melim, 2000; Fu et al., 2006].

[Land, 1992; Staruiala et al., 2013] установили пределы обогащения $\delta^{18}\text{O}$ на 2,0-2,5 ‰ в доломите.

Принимая данный факт во внимание, ожидаемые значения $\delta^{18}\text{O}$ для доломита, полученного из морской воды девона, будут составлять от -4,1 до -1,8‰ (VPDB) (Рисунок 24).

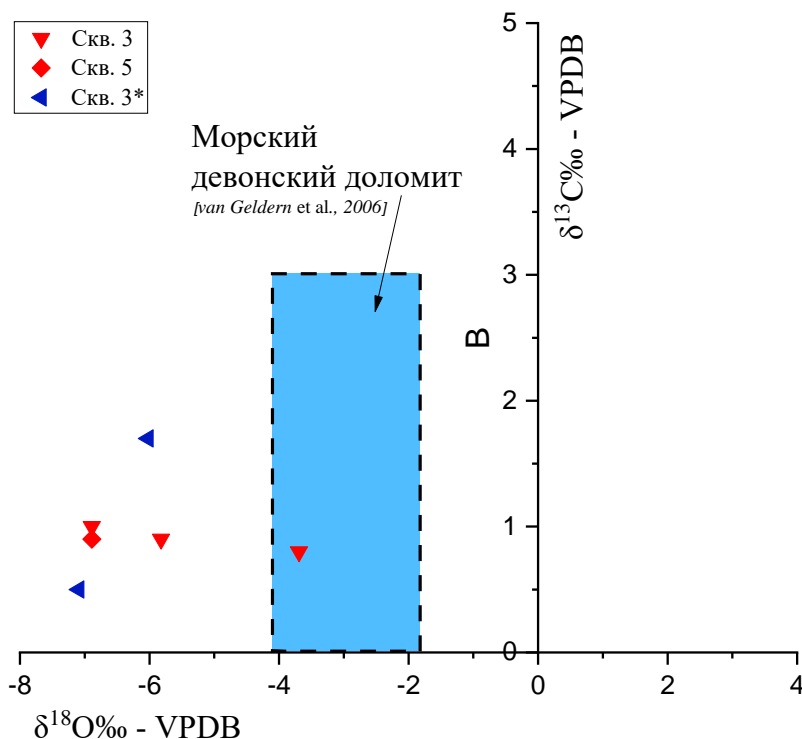


Рисунок 24 – График значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) для доломита и известняка. Закрашенное поле – поле ожидаемых значений доломита, полученного из морской воды девона [van Geldern et al., 2006]. Символы красного цвета – доломит, синего цвета – кальцит, обр.* – данные по [Голышев и др., 2010]

[Staruiala et al., 2013] рассчитали базовый (нормативный) изотопный состав девонской морской воды по уравнению фракционирования [Land, 1983] (уравнение 1). Ожидаемый изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ морской воды девона (при температуре 25 °C) определяется в пределах от -7,1 до -5,3‰ (VSMOW).

Уравнение фракционирования [Land, 1983]:

$$10^3 \cdot \ln \alpha = 3,2 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} - 3,3 \quad (\text{уравнение 1}),$$

где $\ln \alpha$ – разница в значениях δ двух сосуществующих фаз; T – температура.

Уравнение фракционирования позволяет построить графики зависимости температуры образования доломита и $\delta^{18}\text{O}$ для вод различного изотопного состава и расположение на графике линий равновесия значений $\delta^{18}\text{O}$ доломита (Рисунок 25).

Согласно [Хаин и др., 1997], климатическая зональность в девонский период была более чёткой, чем в начале палеозоя, и среднее значение палеотемператур на территории Томской области составляло 20-24 $^{\circ}\text{C}$.

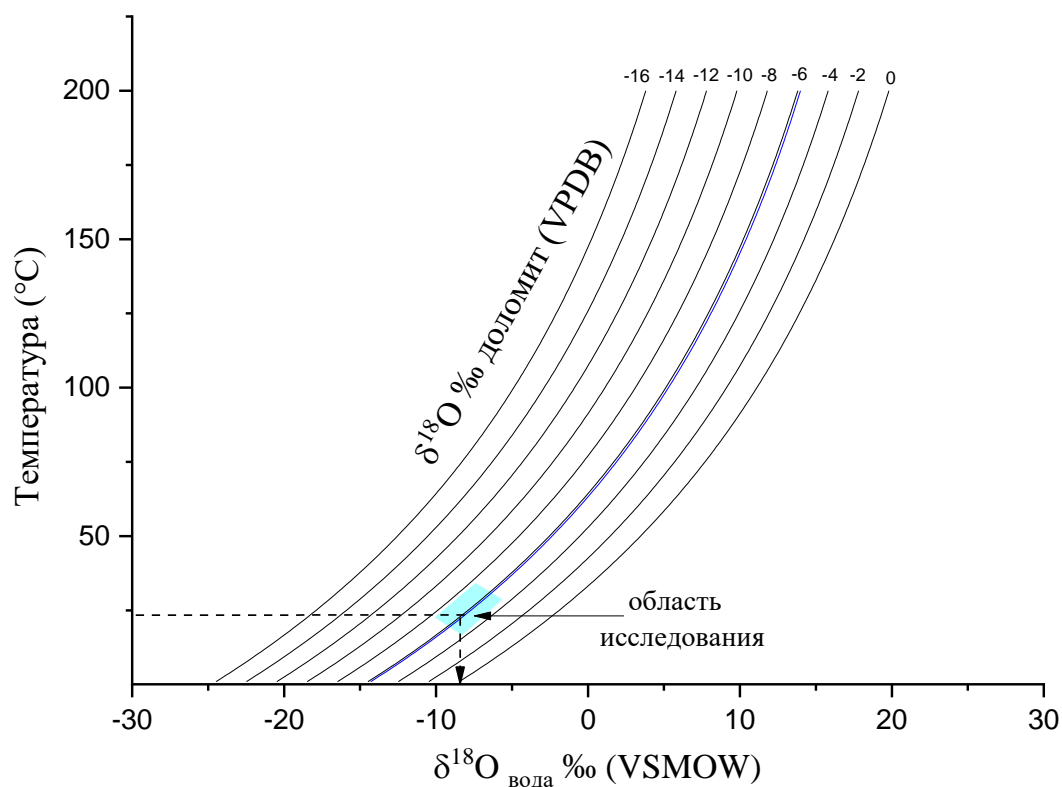


Рисунок 25 – График зависимости температуры и средних равновесных значений $\delta^{18}\text{O}$ доломита для вод различного изотопного состава. Синяя линия получена из уравнения фракционирования [Land, 1983]

Расчет значений $\delta^{18}\text{O}$ доломитизирующих флюидов на основе уравнений изотопного фракционирования (уравнение 1) проводился при температуре 24 °C и среднем значении $\delta^{18}\text{O}$ изучаемых доломитов -5,82‰ (VPDB) и составил -7,5‰ (VSMOW), что на 0,4‰ – 2,2 ‰ ниже ожидаемого состава морской воды девона. Это говорит о том, что доломит мог быть сформирован в условиях с участием метеорной воды, что, возможно, привело к более низким значениям $\delta^{18}\text{O}$ для воды и отразилось в более низком значении $\delta^{18}\text{O}$ для доломитов.

Учитывая современные взгляды на формирование доломита и связывая их с выветриванием основных вулканических пород, приводящим к значительной мобилизации ионов Mg^{2+} и Fe^{2+} , способствующих доломитизации карбонатных пород [Zhu et al., 2013; He et al., 2017], объяснение доломитизации с участием метеорной воды представляется наиболее вероятным.

Обычно изотопные анализы углерода и кислорода используются для дифференциации низкотемпературных или высокотемпературных доломитов. Для этой цели использовалась методика [Allan, Wiggins, 1993], которая заключается в определении происхождения доломита путем сопоставления диапазонов его изотопного состава с изотопными значениями других доломитов, происхождение которых было установлено петрографическими и геохимическими методами.

Построение графика значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ (VPDB) на диаграмме [Allan, Wiggins, 1993] (Рисунок 26) показало, что большинство исследуемых диссертантом образцов расположены в области перекрытия между низкотемпературными и высокотемпературными доломитами.

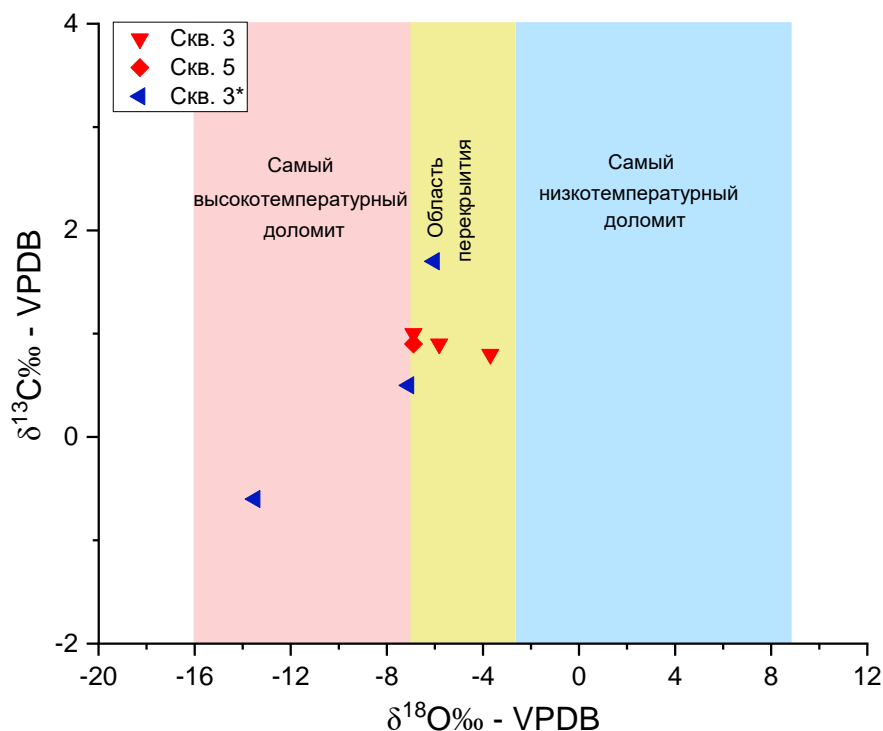


Рисунок 26 – Значения стабильных изотопов кислорода и углерода для доломитов Северо-Останинского месторождения на диаграмме [Allan, Wiggins, 1993]. Обр.* показывают данные по [Гольшев и др., 2010]

В целом, эти карбонатные породы характеризуются положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с породами, имеющими осадочное морское происхождение.

Доступные значения $\delta^{18}\text{O}$ могут быть результатом двух факторов: опреснения (присутствие метеорных вод) или более высоких температур вод палеоводоема по сравнению с условиями седиментации в нормальных морских бассейнах.

3.5 Постседиментационные преобразования пород палеозоя Северо-Останинской площади

На основании проведенных описаний керна и микроскопических исследований (оптических, СЭМ и битуминологических) предложена схема последовательности основных процессов преобразования карбонатных пород Северо-Останинской площади (Рисунок 27). Были идентифицированы 16 диагенетических фаз, которые затем классифицированы по времени проявления на ранние и поздние. Основные процессы преобразования включали микритизацию, механическое уплотнение, перекристаллизацию микрита, стилолитизацию, доломитизацию, растворение и гематитизацию (Рисунок 28А-Е).

На рисунок 27 показана история постседиментационных преобразований изучаемых пород палеозойского комплекса. Наиболее раннее проявление изменений пород связано с процессами микритизации, которые в исследуемой области включали изменение биокластических частиц, происходящие сразу после их осаждения. Одними из первых микритизируются скелетные и нескелетные частицы под действием как эрозионных процессов, так и водорослей, грибов и бактерий [Flügel, 2004]. Исследователь объясняет, что развитие микритных оболочек, как конструктивных, так и деструктивных, происходит на границе раздела вода-осадок или вблизи нее. Эти процессы относятся к системе осаждения. Первый тип доломита Д1 (тип Д1), слагающий основную матрицу породы, по-видимому, формировался на ранней стадии, то есть в сходных условиях.

Затем под влиянием повышающегося литостатического давления в процессе накопления осадков происходили начальные вторичные изменения в карбонатах, среди которых можно выделить: кристаллизацию микрита, перекристаллизацию первичных кальцита и доломита и механическое уплотнение.

Процесс механического уплотнения обычно уменьшает пористость, эффект действует с малых глубин и при дальнейшем углублении уже может происходить механические деформации и разрушение пород, особенно если дополнительно отмечается тектоническое воздействие на матрицу пород. Растворение под давлением позволяет также уменьшить мощность карбонатного интервала на 20-35%.

Выполнение трещин карбонатным минеральным веществом способствовало формированию вторичного кальцита и доломита типа 2 (тип Д2.1). На средней стадии и с постепенным погружением бассейна образовались стилолитовые швы, вдоль которых в шлифах фиксируется развитие одной из разновидностей доломита типа 2 (тип Д2.2). Стилолитизация представляет собой один из наиболее важных диагенетических процессов в карбонатных породах Северо-Останинской площади, поскольку стилолиты могли служить каналами для миграции УВ, что фиксируется в шлифах. В разрезе разноамплитудные стилолитовые швы имеют незакономерное проявление.

Доломит типа 3 (тип Д3) – вторичный доломит с некоторыми правильными ромбоэдрическими кристаллами появляется в основной матрице карбонатного состава в результате метасоматических процессов; пористость в этих доломитах связана с пространством между ромбоэдрами.

Следующее проявление изменений пород палеозоя Северо-Останинской площади включало гематитизацию с пропиткой зерен доломита и матрицы породы, формирование неправильных сгустковых выделений и пятен. Обогащение рудным компонентами (гематитом) может быть вызвано введением железа или удалением одного, или нескольких других, более растворимых компонентов из системы.

Предположительно, источником железа, помимо первичного осадочного, могли быть разрушающиеся вулканические породы основного состава, выявленные в разрезах пяти скважин (скв. 2Р, 16Р, 6Р, 12Р, 13Р).

Изотопные характеристики доломита типа Д4 (тип Д4) нами связываются с перекристаллизацией при влиянии присутствующей метеорной воды, обогащенной магнием. Исходя из результатов микрокриотермометрических исследований растворы обладали низкой соленостью (менее <5 мас. % NaCl-экв.), что указывает на опреснение доломитизирующих растворов. Образование доломита Д4 носило площадное развитие и выявлено в тех скважинах, где органическая постройка выведена на эрозионную поверхность фундамента (скв. 3Э, 5Э, и 7Р). В последствие в постседиментационном преобразовании в доломитах проявлялся процесс растворения (каверны, поры).

Дальнейшее изменение пород палеозоя Северо-Останинской площади включало формирование трещин, в которых, по люминесцентному анализу, отмечались битумоиды маслянистого состава, т.е. фиксировалась миграция УВ снизу вверх. На заключительном этапе образуется обширная система трещин, выполненная, главным образом, кальцитом; трещины распространены под разными углами, но преимущественное развитие фиксируется субвертикально и с ориентировкой под углом $\sim 45-65^\circ$ относительно оси керна. Температура гомогенизации в кальците этих залеченных трещин (в среднем от 150 до 290 $^\circ$ C) предполагает участие гидротермальных флюидов в процессе минерализации.

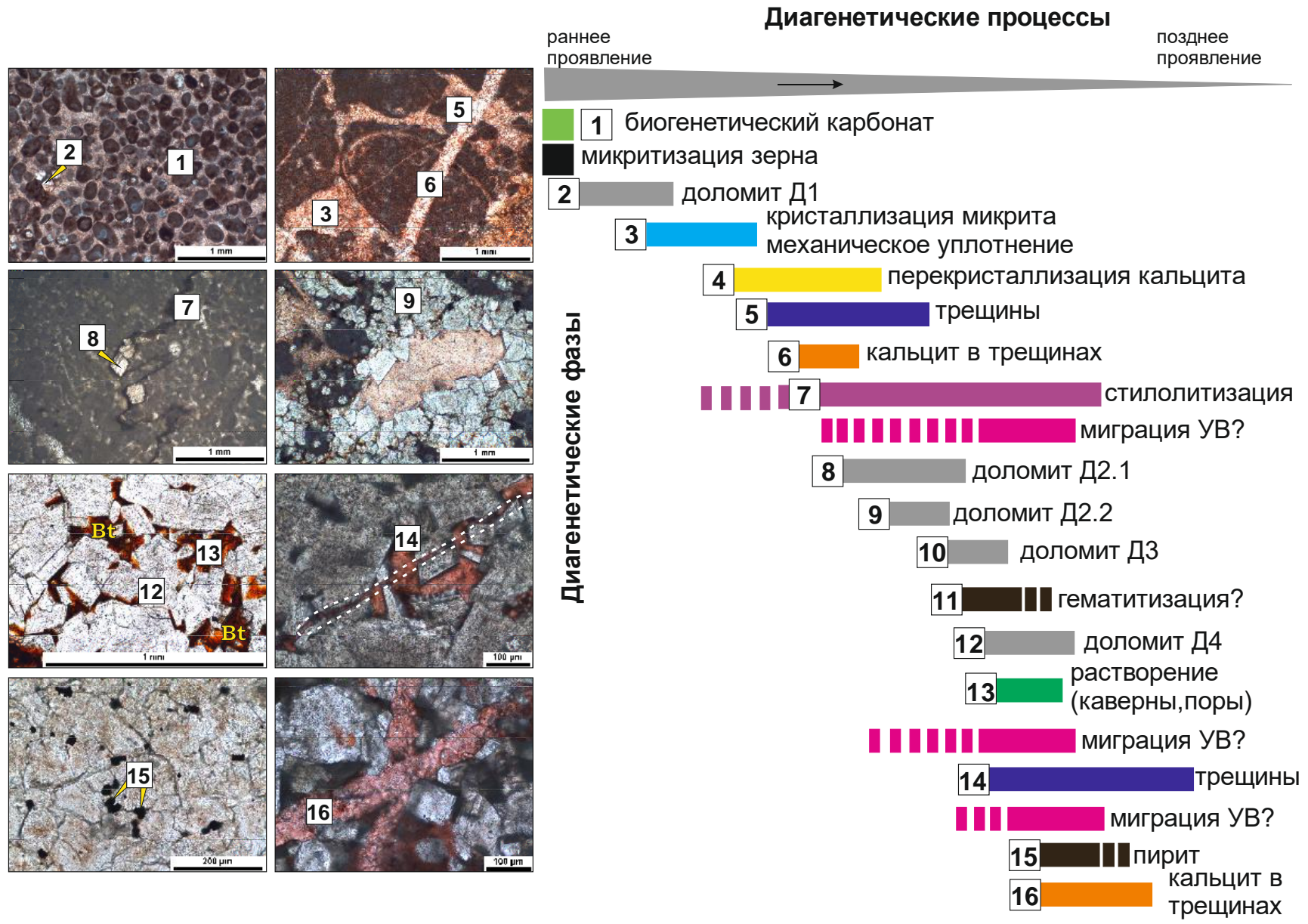


Рисунок 27 – Последовательность постседиментационных преобразований пород кровли палеозоя Северо-Останинского месторождения

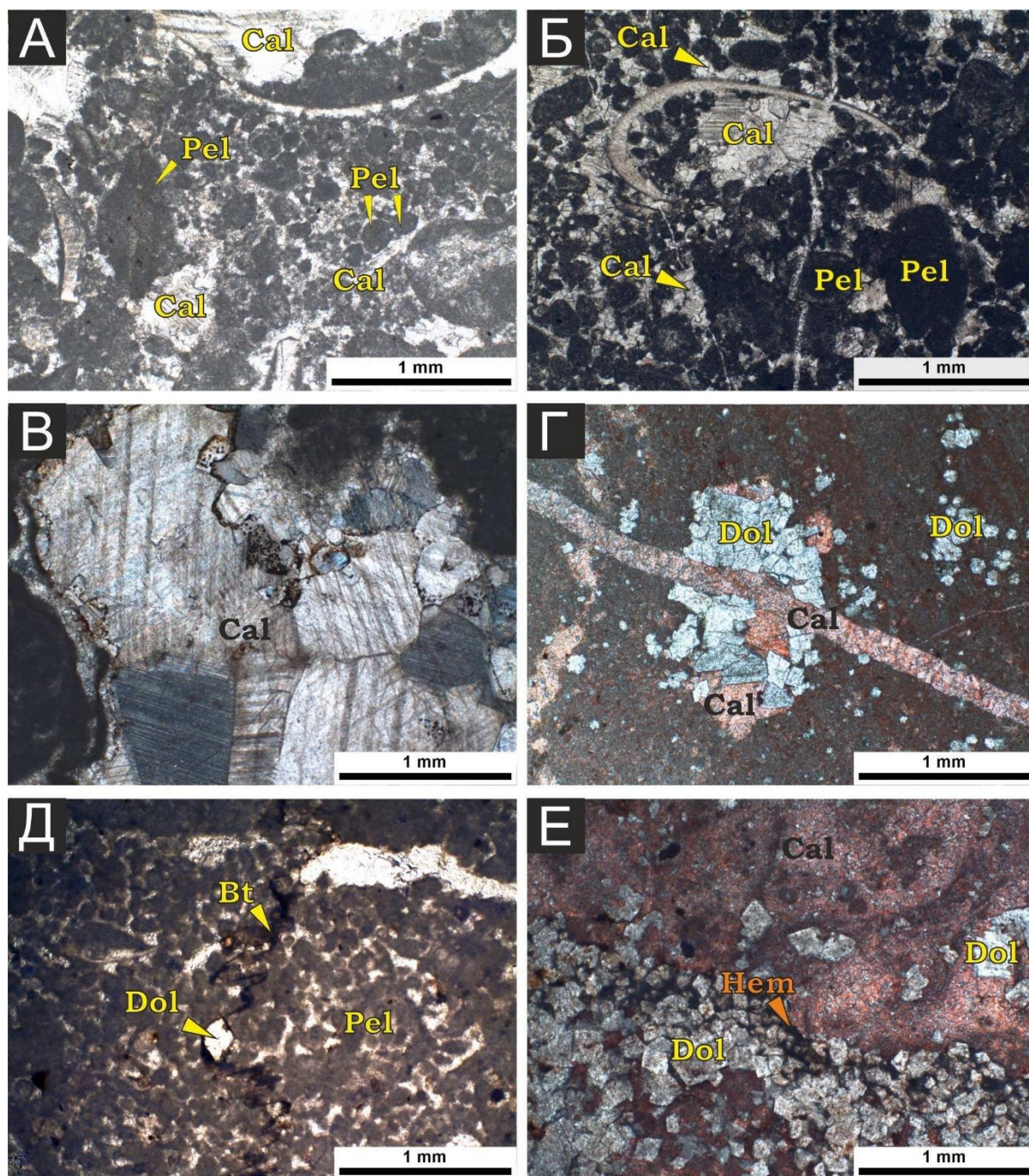


Рисунок 28 – Постседиментационные процессы карбонатных пород Северо-Останинского месторождения. Фотографии шлифов без анализатора. Шлифы прокрашены красителем ализариновый красный. На фотографиях показаны: Pel – пелоиды, Ca – кальцит, Bt – битумоиды, Dol – доломит, Hem – гематит. А – микритизация; Б-В – перекристаллизация; Г – выполнение прожилка кристаллическим кальцитом; Д – стилолитизация (процесс химического растворения); Е – гематитизация

3.6 Представление об условиях формирования карбонатных коллекторов

Спорный вопрос доломитизации карбонатов в кровельной части фундамента связан с особенностями их образования. При формировании доломита

учитываются два основных фактора. Первый связан с источником поступления ионов магния Mg^{2+} , а второй – с процессом, посредством которого доломитизирующий флюид фильтруется через карбонатные отложения.

Из статей, опубликованных в последние десятилетия, следует, что доломитизирующие флюиды и модели доломитизации достаточно хорошо изучены. Доломиты могут образовываться в различных условиях от поверхностных до мелководно- и глубоководноморских. Однако, в рассматриваемом случае мы имеем дело не с первичной, а вторичной доломитизацией первично карбонатных отложений.

Следовательно, большое разнообразие природных флюидов, в том числе вода, связанная с испарением; нормальная морская вода; модифицированная или смешанная морская вода; метеорная вода; погребённые и гидротермальные флюиды могут быть вовлечены в процесс доломитизации [Land, 1980; Sun, 1995; Warren, 2000; Gregg et al., 2015].

В последнее время теория гидротермальной доломитизации набирает популярность из-за убедительной интерпретации о происхождении доломитов глубокого захоронения [Warren, 2000; Allan, Wiggins, 1993; Braithwaite, Rizzi, 1997]. Определение происхождения доломитизирующей жидкости является предпосылкой для понимания процесса доломитизации, поскольку разные жидкости, приводящие к возникновению доломита, обычно подразумевают разные глубины, временные параметры, гидрологическую динамику, окружающую среду (открытую или закрытую) доломитизации и источники ионов магния.

Для палеозойской залежи нефти Арчинского месторождения Нюрольской впадины [Абросимова, Рыжкова, 1997; Коробов, Коробова, 2005] указывают, что залежь приурочена к зонам гидротермальной переработки захороненных под осадочным чехлом органогенных известняков. Гидротермальные растворы, обогащенные Mg, Fe, УВ и другими элементами, влияли на толщи известняков, которые были преобразованы в высокопористые метасоматические доломиты и доломитизированные известняки.

К аналогичным гидротермально переработанным известнякам [Конторович и др., 1991] относили залежи нефти и газа Урманского и Северо-Останинского месторождений. Существует серия зон метасоматических трещинных коллекторов, ориентированных вертикально или под различными, в том числе острыми углами, по которым вследствие циркуляции растворов проявляется гидротермальное преобразование карбонатных пород палеозойского возраста. В пределах аналогичной зоны на Северо-Останинском месторождении скважины дают приток нефти. Подобные трещины представляют собой фильтрационную систему, через которую в доюрские породы осуществлялась миграция углеводородов. Дальнейший поиск залежей углеводородов в отложениях палеозоя, не связанных с эрозионно-тектоническими выступами фундамента в будущем, увеличит перспективы нефтегазового потенциала Западной Сибири [Бурдаков, Меркулов, 2011; Ковешников, Недоливко, 2012а].

Образование зон коллекторов в доюрских (палеозойских) отложениях Западной Сибири обусловлено проявлением вторичных процессов, связанных с доломитизацией и выщелачиванием известняков, как при их гидротермальной проработке, так и кавернообразовании в условиях гипергенеза. В результате образуются породы-коллекторы трещино-метасоматической природы.

Отложения палеозойского фундамента прошли четыре этапа преобразований:

1. Первичный катагенез (древние отложения),
2. Складчатость «смятия» и орогенез,
3. Гипергенез (НГГЗК – кора выветривания),
4. Вторично-катагенетический метасоматоз.

Рассматриваемые преобразования сформировали системы трещинных зон, по которым и осуществлялась циркуляция растворов, вызвавших гидротермальное преобразование пород [Ковешников, 2011; Ковешников, Недоливко, 2012б; Ковешников, 2013; Ковешников и др., 2016].

Однако механизм гидротермальной доломитизации, в соответствии с проведёнными исследованиями на Северо-Останинской площади, не может быть

определяющим из-за очевидного отсутствия седловидных граней кристаллов, которые считаются важным показателем гидротермальной доломитизации [Swennen et al., 2003; Waleed et al., 2014]. Кроме того, гидротермальная модель не объясняет причину доломитизации только кровельной части органогенных известняков, так как её гидрологическая схема предусматривает вертикальный профиль преобразований карбонатов [Machel, 1999]. Седловидные искривления граней кристаллов доломита, считающиеся существенным показателем гидротермальной доломитизации [He et al., 2017], автором в образцах и шлифах не наблюдались.

Согласно проведенным исследованиям по генезису формирования продуктивного палеозойского коллектора Северо-Останинского месторождения, доломиты, распространенные в кровле фундамента площади в скв. 3Э, 5Э, и 7Р, образовались за счет метасоматоза органогенных известковых пород при воздействии вод, обогащенных магнием.

Микрокриотермометрические данные показывают, что среднее значение солености флюидных включений доломита составляет 4,5% NaCl-экв. Наличие флюидов с низкой минерализацией (менее <5 мас. % NaCl-экв.) свидетельствуют о более активном участии метеорной воды в формировании доломитовой минерализации. В составе растворов газовой-жидких включений доломита присутствуют солевые системы: $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$; $\text{MgCl}_2\pm\text{KCl}\pm\text{NaCl-H}_2\text{O}$.

Исследования [Zhu et al., 2013; He et al., 2017] установили, что процесс выветривания вулканических пород приводит к значительной мобилизации ионов Mg^{2+} и Fe^{2+} , способствующих доломитизации карбонатных пород. На изучаемой территории в карбоне преимущественно карбонатно-эффузивное осадконакопление девона сменилось глинисто-кремнистым и карбонатно-кремнистым. При этом отмечается усиление тектонической активности по разломам фундамента, что отражается в присутствии по разрезу пластов вулканитов основного состава.

Из восьми скважин, вскрывших отложения карбона (скв. 1Р, 2Р, 6Р, 8Р, 10Р, 12Р, 13Р, 16Р), эффузивы выявлены в пяти (скв. 2Р, 16Р, 6Р, 12Р, 13Р). Толщина

отдельных пропластков изменяется от 10 (скв. 16Р, пачка 3) до 50 (скв. 6Р, пачка 6) метров. Химические анализы пород Северо-Останинского месторождения по данным ВНИГНИ [Разработать..., 1996ф] выявили содержание MgO в пределах от 13 (скв. 6Р) до 23 % (скв. 2Р). Широкое распространение и значительная толщина (в среднем 360 м) кехорегской свиты нижнего карбона предполагает возможность значительных объемов мобилизации ионов Mg^{2+} и Fe^{2+} при выветривании основных эффузивов, пригодных для генерализованной доломитизации органогенных известняков в пределах Северо-Останинской площади.

Разрушение вулканических пород основного состава на стадии формирования коры выветривания способствовало насыщению стоковых вод ионами магния и железа. Условия доломитизации, которые не требуют высокой солености доломитизирующего раствора, совместимы с происхождением Mg из эффузивов. Поскольку эта модель зависит от эффективного движения стоковых вод, пространственное распределение доломитов будет контролироваться палеогеоморфологическим фактором – палеорельефом фундамента. Просачивание обогащенных магнием вод в породу по сформированной системе трещиноватости предопределило доломитизацию лишь кровельной части органогенных известняков, выведенных на эрозионную поверхность в пределах гипсометрических понижений, контролирующей систему стоковых вод. Этот процесс неоднократно проявлялся на доплатформенных и платформенных этапах тектонического развития рассматриваемой территории. В результате первичная трещиноватость была залечена вторичным минералообразованием. За счёт последующего выщелачивания в этих палеотрещинах образовались и частично сохранились пустоты.

Рассматривая фильтрационно-емкостные характеристики карбонатных пород, следует отметить, что типы пустотного пространства (поровый, каверновый и трещинный) влияют на коллекторские свойства породы-коллектора: так, трещиноватость увеличивает фильтрационные возможности пород по их простирацию, но незначительно влияет на емкостные параметры. Наличие поровой составляющей сказывается в сторону увеличения, как фильтрационных, так и

емкостных свойств пород, при этом имеют значение размер и форма пор, их извилистость и ориентировка поровых каналов. В трещинно-каверновых коллекторах фильтрационно-емкостные свойства зависят от величины каверн и размера соединяющих их трещин.

Исходя из описанных ранее литологических характеристик (макроописание керна и шлифов) [Разработать..., 1996ф; Ежова, 2012], продуктивный коллектор Северо-Останинской площади имеет сложную фильтрационно-емкостную структуру. Причиной этого, прежде всего, является многостадийный диагенез и тектонические преобразования рассматриваемой территории, сформировавшие в карбонатной породе разнонаправленную систему трещин, осложнённую включением пор и каверн. Селективное выщелачивание обусловило формирование такого типа коллектора, в котором вновь образованная вторичная емкость является эффективной, а система взаимосвязанных трещин обеспечивает фильтрацию углеводородов.

Оценка фильтрационно-емкостных свойств доломитов Северо-Останинской площади представлена по выборке петрофизических параметров, выполненных в лабораториях различных организаций. Приведенные данные получены в ТО СНИИГГиМС и ТомскНИПИнефть (Таблица 7).

Коллекторские свойства палеозойских отложений охарактеризованы в скважинах 3Р (интервал 2793,0-2823,0 м), 5Р (интервал 2803,5-2829,5 м) и 7Р (интервал 2794,1-2844,0 м), где в разрезах преобладают проницаемые разности доломитов, для которых диапазон изменения проницаемость по разрезу изменяется незначительно, достигая в единичном случае в скв. 5Р величины 110 мД. Пористость этих пород составляет 1,5-9, %. Вероятнее всего, рассматриваемые величины проницаемости характеризуют фильтрационно-емкостные свойства в основном трещин без учета каверн.

В тоже время в скважине 11Р, где исследованная часть разреза (интервал 2803,5-2829,5 м) представлена разномерными, сильно перекристаллизованными доломитами, матрица породы осложнена большим количеством трещин. При

диапазоне изменения пористости 1,8-6,2 %, проницаемость варьирует в широких пределах от 0,02 до 174,0 мД.

Очевидно, что проницаемость доломитов может быть обусловлена только трещинами, а её величина зависит от раскрытости и характера их взаимосвязанности. В интервале 2818,6-2820,6 м за счет трещин и мелких каверн емкость возрастает до 3,9%, а проницаемость – до 174,0 мД. Теоретическая проницаемость данного доломита значительно ниже и не превышает 0,5 мД. Доломит практически весь пронизан трещинами и, например, в интервале 2813,1-2815,1 м при пористости 2,7% проницаемость составляет 264,2 мД.

Трещиноватость в остальных образцах выражена не так интенсивно, но наблюдается развитие мелких каверн. Измеренная проницаемость падает до 0,08-0,55 мД.

Таблица 7 – Коллекторские свойства палеозойских доломитов Северо-Останинского месторождения.

Интервал (м)	Пористость (%)	Проницаемость (мД)	Литологический состав
Скважина 3Р (данные ТомскНИПИнефть [Ежова, 2012])			
2793,0-2823,0	5,8-9,5	1,82 до 12,93	Доломит трещиноватый
Скважина 5Р (данные ТО СНИИГГиМС [Разработать..., 1996ф])			
2794,1-2801,3	2,2	46,8	Доломит кавернозный
2809,0-2814,0	1,0	35,8	Доломит трещиноватый
2822,4-2825,8	1,6	110,0	Доломит трещиноватый
2825,8-2830,5	2,4	64,8	Доломит трещиноватый
2830,5-2834,5	1,4	76,4	Доломит трещиноватый
2834,5-2839,5	1,7	18,2	Доломит трещиноватый
2839,5-2844,0	1,8	22,0	Доломит трещиноватый
Скважина 7Р (данные ТО СНИИГГиМС [Разработать..., 1996ф])			
2795,3-2801,3	4,0	14,0	Доломит трещиноватый
2801,3-2804,3	2,0	5,0	Доломит трещиноватый
2804,3-2807,3	0,5	45,5	Доломит трещиноватый
2807,3-2810,3	1,5	-	Доломит трещиноватый
2810,3-2813,3	0,8	22,6	Доломит трещиноватый
2813,3-2816,3	2,0	46,0	Доломит трещиноватый
2816,3-2820,3	-	67,2	Доломит трещиноватый
2820,3-2824,3	1,5	15,7	Доломит трещиноватый
2824,3-2828,0	-	7,2	Доломит трещиноватый
2832,3-2836,9	2,5	16,9	Доломит трещиноватый
Скважина 11Р (данные ВНИГНИ [Разработать..., 1996ф])			
2803,5-2805,7	6,2	0,35	Доломит трещиноватый
2813,1-2815,1	2,7	264,2	Доломит трещиноватый
2818,6-2820,6	3,9	174,0	Доломит трещиноватый
2820,6-2822,6	1,9	0,08	Доломит трещиноватый
2822,6-2826,6	1,3	-	Доломит трещиноватый
2826,6-2829,0	2,0	0,16	Доломит трещиноватый
2833,0-2836,8	1,8	0,55	Доломит трещиноватый
2836,8-2839,0	0,9	0,15	Доломит трещиноватый

Выводы по второму защищаемому положению: Доломитизация органогенных известняков в кровельной части палеозоя Северо-Останинской площади происходит при совместном участии гидротермальных и метеорных вод. Основным источником поступления магния, участвующего в процессах доломитизации, являлись метеорные и излившиеся на поверхность гидротермальные воды, дренирующие коры выветривания основных эффузивов, в которых содержание MgO составляет 13-23 %. Разрушение эффузивов на стадии формирования коры выветривания способствовало насыщению стоковых вод ионами магния.

Глава 4

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ И ПРОГНОЗ КРОВЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

4.1 Динамический анализ. Изучение трещиноватости в керне палеозойских отложений Северо-Останинского месторождения

В изучаемой области был проведен ряд анализов, включая анализ глобальных тектонических движений по П.Н. Николаеву [Николаев, 1977].

К первому тектоническому событию можно отнести события среднего и позднего девонского и нижнекарбонового возраста, когда в процессе накопления биогерма происходила активная тектоника и сформировались разломы юго-западной ориентации. В раннее каменноугольное время (С), в процессе проявления складчатости смятия по схеме В.В. Белоусова (см. рис. 4Б), тектоническая активность увеличилась вдоль существующих разломов северо-западного заложения.

Второе тектоническое событие произошло в позднем каменноугольном и раннепермском периодах (С₃-Р₁). Этот период экстенционального тектонического режима и значительных вертикальных движений, сформировавших антиклинории инверсионного типа развития (см.рис.5), предопределил финальный этап развития миогеосинклинали.

В триасе формирование горстов и грабенов северо-восточной ориентации произошло в результате рифтогенеза. Эти горсты, вместе с формированием новых разломов и реактивацией старых разломов северо-западной ориентировки, характеризуют третий этап тектонических событий [Николаев, 1977].

Согласно рассматриваемой тектонической истории на основе трехмерного сейсмического куба на Северо-Останинской площади выделена серия нарушений с преобладанием разломов северо-западного и северо-восточного направления, что

соответствует событию замыкания геосинклинали с ее сжимающим режимом и событию рифтогенеза с ее экстенсиональным режимом [Ужегова, 2017].

Совместно с формированием разломов в горной породе формируются трещины. Учитывая значительную роль трещиноватости в процессах доломитизации органогенных известняков, по данным палеомагнитно ориентированного керна в скважинах 15Р, 3Э и 5Э были определены углы падения и азимуты простирания литологических напластований [Меркулов, 2002]. В скважинах 3Э и 5Э дополнительно по ориентированным образцам Краснощёковой Л.А. выполнены панорамные развертки поверхности керна с уточнением направлений развития трещин в органогенных известняках (Рисунок 29). Исследования выявили значительные углы наклона литологических разностей в палеозойском фундаменте и наличие на исследуемой территории синклинали складки северо-западной ориентации. Эта складка, имеющая углы наклона осадочной стратификации от 45° северо-восточного (скв. 15Р) до $52-68^{\circ}$ юго-западного (скважины 3Э и 5Э), осложняет западный склон Нижневартовского инверсионного антиклинория, формирование которого в процессе складчатости смятия и дальнейшего орогенеза сопровождалось активным проявлением блоковой тектоники.

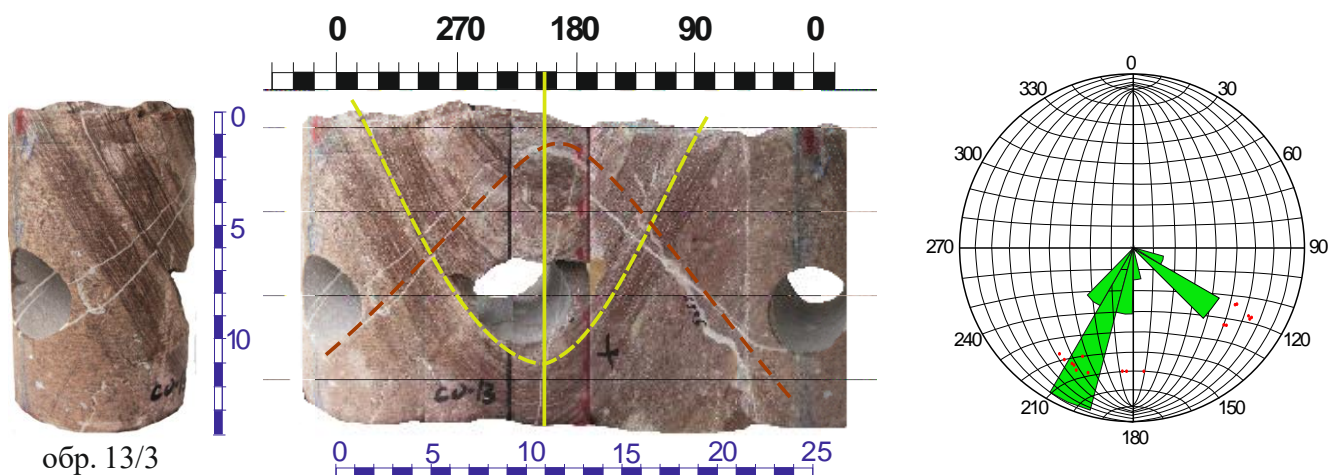


Рисунок 29 – Примеры реконструкции трещиноватости и слоистости на панорамных фоторазвёртках палеомагнитно ориентированного керна доломитизированного известняка из скв.3Э (слева и в центре). Справа – роза диаграмма с азимутами и углами падения трещин в образцах

Наблюдаемая ортогональная система ориентированной трещиноватости находится в соответствии с механизмом формирования и ориентации складчатых трещин. Первая система трещин северо-восточной направленности может быть обусловлена вертикальными тектоническими движениями, а вторая – силами горизонтального сжатия.

4.2 Гравиметрический и магнитометрический анализ

Современный рельеф эрозионно-тектонической поверхности фундамента Северо-Останинской площади был сформирован как вертикальными и горизонтальными движениями геосинклинального, рифтогенного и платформенного этапов тектонического развития территории, так и избирательной денудацией пород фундамента.

В результате эрозионно-тектонических преобразований блоковая структура фундамента проявилась в литологической неоднородности пород его кровельной части.

В соответствии с данными по скважинам (Рисунок 9), кровельная часть фундамента Северо-Останинской площади представлена известняками (скв. 17Р), органогенными известняками (скв. 3Р, 7Р, 5Р, 11Р, 14Р), переслаиванием известняков и глинистых карбонатов и эффузивов (скв. 2Р, 9Р, 12Р, 15Р) и глинисто-кремнистых пород с прослоями эффузивов (скв. 1Р, 4Р, 6Р, 8Р, 13Р, 16Р).

Учитывая, что глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые породы более устойчивы к процессам физического выветривания, чем карбонатные, выход карбонатных пород на дневную поверхность должен отразиться на современной структурной карте поверхности фундамента склоновыми и депрессионными зонами (отрицательные мелкие формы рельефа).

С целью уточнения блоковой неоднородности фундамента по данным сейсморазведки был проведён амплитудный анализ карты отражающего горизонта Φ_2 Северо-Останинской площади по данным [Канакова, Канаков, 2019]. Предпосылкой для такого анализа является сопоставление значений акустической жёсткости пород различного литологического состава, выполненных по

результатам анализа керна в эксплуатационной скважине 3Э, являющейся «дублёром» разведочной скважины 3Р.

Проведённые петрофизические исследования пород различного литологического состава позволяют проанализировать значения акустической жёсткости для пород пяти литологических групп (Рисунок 30):

1. доломиты серые известковистые, органогенно-обломочные скрытокристаллические (средняя плотность $-2,77\text{г/см}^3$, $V_p-6,1 \cdot 10^3\text{м/сек}$) – первая группа,

2. доломиты серовато-кремовые, известковистые, пятнистоузорчатые, скрытокристаллические (средняя плотность $-2,8\text{г/см}^3$, $V_p-6,46 \cdot 10^3\text{м/сек}$) – вторая группа,

3. известняки доломитовые, буровато-серые, пятнистоузорчатые, тонкокристаллические (средняя плотность $-2,75\text{г/см}^3$, $V_p-6,28 \cdot 10^3\text{м/сек}$) – третья группа,

4. известняки серые, неяснослоистые, тонкокристаллические (средняя плотность $-2,75\text{г/см}^3$, $V_p-6,28 \cdot 10^3\text{м/сек}$) – четвёртая группа,

5. глинисто-карбонатные породы зеленовато-серого цвета, неяснослоистые с обломками известняка (средняя плотность $-2,81\text{г/см}^3$, $V_p-5,0 \cdot 10^3\text{м/сек}$) – пятая группа.

Анализ графика показывает, что явно выраженных различий в акустической жёсткости доломит-известковистых пород 1-4 групп, где она изменяется от $16,9$ до $18 \cdot 10^5 \text{ Н с/м}^3$, не наблюдается. В тоже время отличия между 1-4^{ой} и 5^{ой} (глинисто-кремнистой) группами имеют место быть. Изучаемый сейсморазведкой интервал разреза, характеризующейся отражающим горизонтом Φ_2 , может включать как глинисто-кремнистые или карбонатные породы, так и их совокупность.

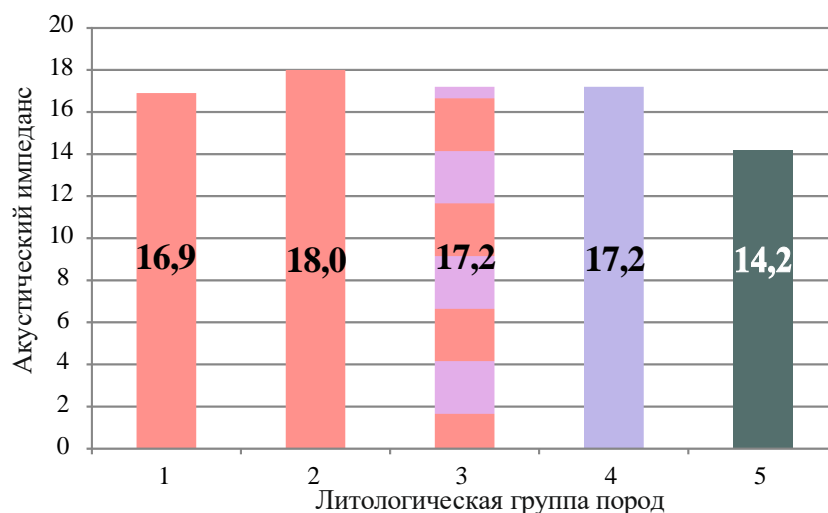


Рисунок 30 – Распределение акустической жёсткости в породах разного литологического состава в скважинах Северо-Останинской площади.

Литонологические группы пород: 1 группа – доломиты серые известковистые, органогенно-обломочные скрытокристаллические. 2 группа – доломиты серовато-кремовые, известковистые, пятнистоузорчатые, скрытокристаллические. 3 группа – известняки доломитовые, буровато-серые, пятнистоузорчатые, тонкокристаллические. 4 группа – известняки серые, неяснослоистые, тонкокристаллические. 5 группа – глинисто-карбонатные породы зеленовато-серого цвета, неяснослоистые с обломками известняка

Различия в акустической жёсткости кровельной части блоков палеозойского фундамента, слагающих Северо-Останинскую площадь, отражаются в значениях амплитуды сейсмического горизонта Φ_2 (кровля фундамента). Для блоков, представленных глинисто-кремнистыми породами, значения амплитуды должны быть понижены в сравнении с блоками доломит-известковистого состава.

Амплитудный анализ отражающего горизонта Φ_2 по [Канакова, Канаков, 2019]., проведённый совместно с данными литологического состава пород кровли фундамента по скважинам (Рисунок 31А), позволил уточнить пространственное распределение блоков глинисто-кремнистых и карбонатных пород (Рисунок 31Б).

Область развития карбонатных пород была ограничена интервалом абсолютных значений амплитуд отражённой волны Φ_2 – 5900-3100, а глинисто-кремнистых – 3100-700.

Ориентировка тектонических нарушений, ограничивающих блоки, учитывала северо-западную направленность складчатых систем миогеосинклинального этапа развития и северо-восточную ориентировку нарушений эпохи рифтогенеза.

Анализ трещиноватости ориентированного керна выявил наличие ортогональной системы трещин (Рисунок 29), простирающие которых сопоставимо с направлением прогнозируемых нарушений по данным интерпретации данных сейсморазведки (Рисунок 31Б).

Комплексная интерпретация данных сейсморазведки и результатов бурения скважин на Северо-Останинской площади позволила провести прогноз пространственной неоднородности вещественного состава кровли фундамента с выделением блоков преимущественно карбонатного и глинисто-кремнистого состава.

На примере анализа литологических особенностей продуктивного коллектора на семнадцати месторождениях углеводородов в пределах юго-восточной части ЗСП было показано, что доломитизация, как основа формирования фильтрующей среды карбонатов, приурочена только к органогенным известнякам. Однако, по данным сейсморазведки, пространственное разделение зон развития карбонатов, органогенных известняков и доломитов не представляется возможным.

В тоже время выявлено, что процесс доломитизации связан с процессом «просачивания» метеорных вод, обогащённых ионами магния, в кровельную часть органогенной постройки. Учитывая этот факт, можно использовать структурную карту по кровле палеозойского фундамента с целью прогноза палеодренажных зон (Рисунок 31Б).

Как следует из представленной интерпретации, распределение стоковых вод, обусловленное морфологической особенностью эрозионно-тектонической поверхности фундамента, было благоприятно для доломитизации органогенной постройки. Исключение составляет скважина 14, в которой выведенные на эрозионную поверхность органогенные известняки не претерпели доломитизации (см. Рисунок 9). Отсутствие доломитизации можно объяснить расположением скважины на восточном склоне локального поднятия, предопределившего изменение направления стоковых вод в пределы более погруженных участков.

Особый интерес в оценке нефтегазоносности отложений фундамента Северо-Останинской площади представляют работы по интерпретации данных наземной магнитной съёмки. Изучение особенностей магнитных полей в окрестностях нефтяных и газовых коллекторов Западной Сибири показало их пространственную связь с залежами углеводородов [Пискарев, Чернышев, 1997].

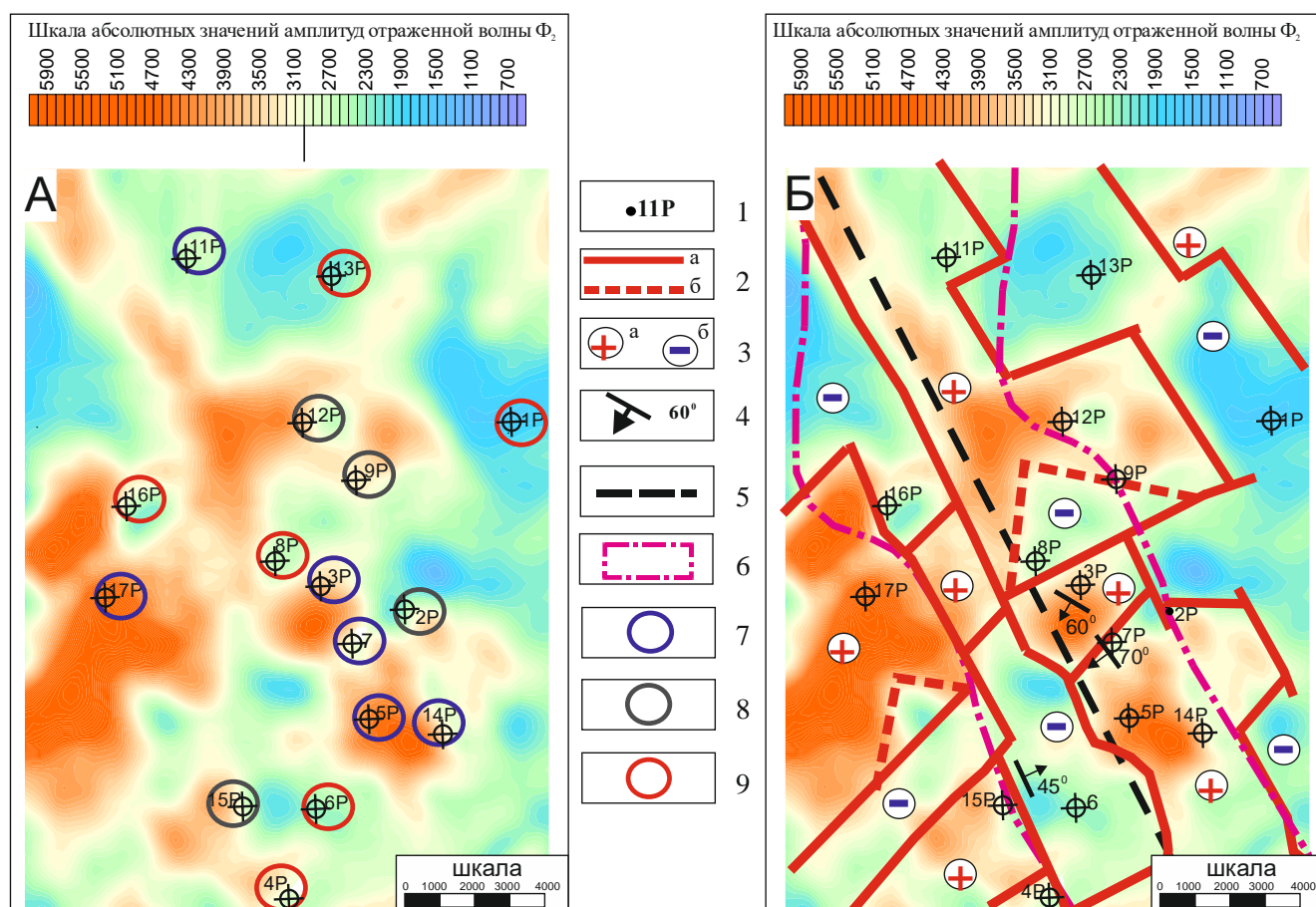


Рисунок 31 – Карта амплитуд отражающего горизонта Φ_2 [Канакова, Канаков, 2019] с анализом вещественного состава пород кровли фундамента (А) и интерпретация его блоковой неоднородности в пределах Северо-Останинской площади (Б).

Условные обозначения: 1 – скважина, номер; 2 – тектонические нарушения изгиба (а) и горизонтального сжатия (б); 3 – тектонические блоки поднятия (а) и погружения (б); 4 – азимут и угол падения слоистости; 5 – ось простирания складки; 6 – зона развития биогерма; 7 – известняки; 8 – переслаивание известняков, глинистых карбонатов и эффузивов; 9 – глинисто-кремнистые отложения

Высокоточная магнитная съемка опробована на сложнопостроенных месторождениях, приуроченных к разным стратиграфическим интервалам на Южно-Черемшанской, Арчинской, Герасимовской площадях, расположенных в

пределах Нюрольской впадины, где достоверность локального прогноза составила более 84% [Пискарев, Чернышев, 1997].

Высокоточная магнитная съемка (масштаб 1:50 000) в пределах Северо-Останинского района проводилась в 1987 и 1989 гг. (Рисунок 32А). По полученным данным была выполнена оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемой территории [Меркулов, 2002]. Региональное магнитное поле в пределах Северо-Останинской площади характеризуется относительно незначительными интервалами изменения плотности поля от +47нТ до -36нТ [Ежова и др., 2015].

Анализ магнитного поля показал сопоставимость выделенной магнитной аномалии с блоковой неоднородностью литологического состава пород кровли фундамента. Участок аномалии северо-западного простирания приурочен к карбонатному блоку, а северо-восточная её часть характеризует глинисто-кремнистый блок (рисунок 32Б).

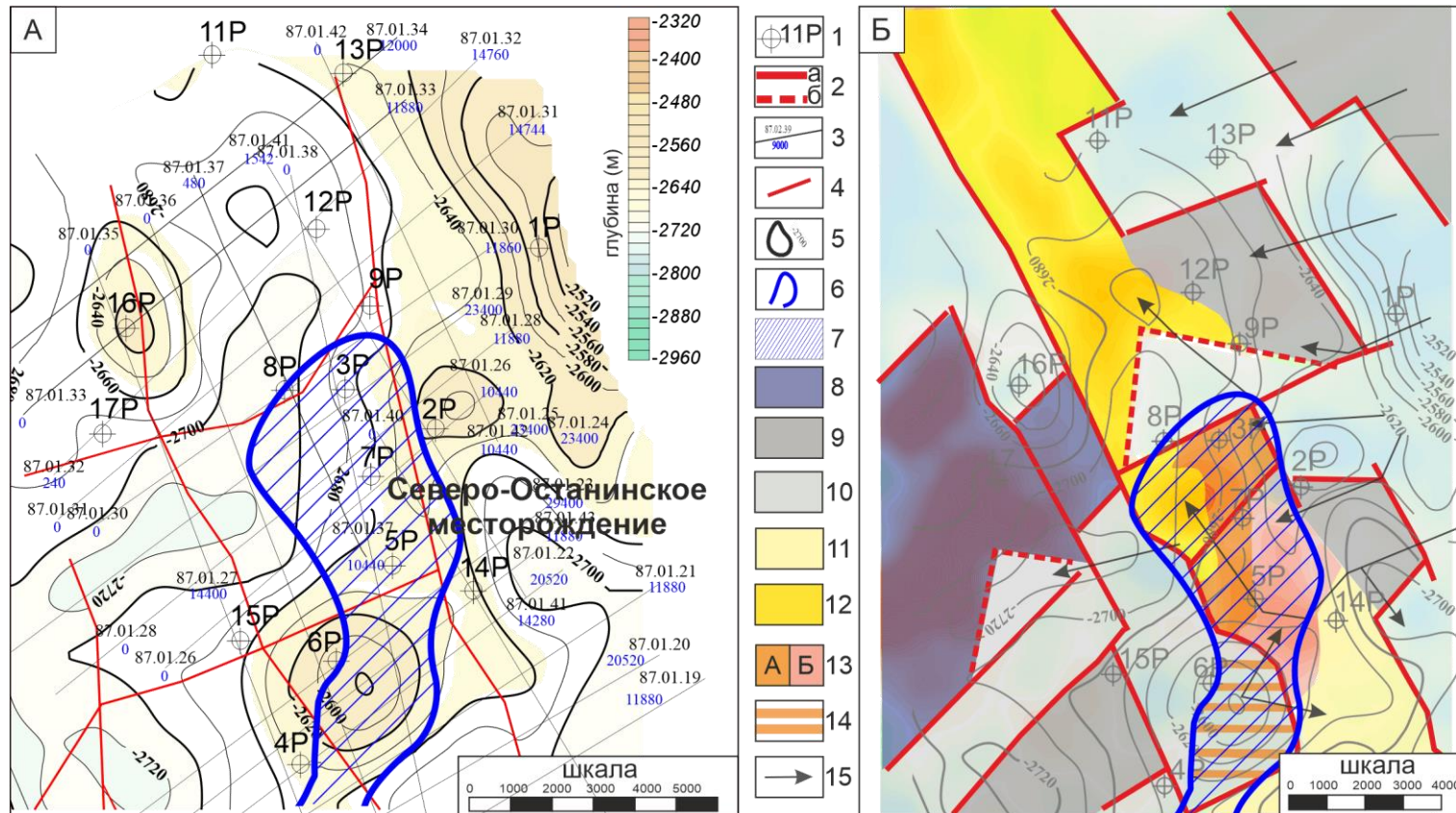


Рисунок 32 – Положение магнитной аномалии в пределах Северо-Останинской площади (А) по [Меркулов, 2002] и зональность её интерпретации по нефтегазоносным объектам в рамках блоковой неоднородности фундамента (Б).

Условные обозначения: 1 – скважина, её номер; 2 – тектонические нарушения изгиба (а) и горизонтального сжатия (б); 3 – профиль магнитной съёмки; 4 – осевые зоны градиентов аномального магнитного поля; 5 – изогипсы отражающего горизонта Φ_2 (кровля фундамента); 6-7 – прогнозная зона нефтеносности по данным магнитной съёмки; 8 – известняки лагуны; 9 – переслаивание известняков, глинистых карбонатов и эффузивов; 10 – глинисто-кремнистые отложения; 11 – органогенные карбонаты; 12 – доломитизированные органогенные карбонаты; 13 – выявленная залежь нефти (А), нефти и газа (Б) в кровельной части фундамента; 14 – прогнозируемая залежь нефти в коре выветривания; 15 – направление стоковых вод

4.3 Критерии прогноза зон развития коллекторов в кровельной части палеозойских отложений

Структура магнитного поля над залежами углеводородов Северо-Останинского месторождения достаточно специфична. Выявленная залежь нефти выделяется микромагнитными аномалиями, являющимися диагностическим признаком при прогнозировании скоплений углеводородов. В результате диффузии углеводородов из залежи в верхнюю часть разреза над залежью происходит формирование магнитных минералов, что и отражается в появлении локальных аномалий, осложняющих общий фон изменения магнитного поля. Рассматриваемый признак соответствует магнитной модели в пределах нефтегазоносных структур [Березкин и др., 1978; Костицын, 1989].

Распределение магнитной аномалии в пределах Северо-Останинской площади (Рисунок 32А) сравнивалось с сейсмогеологическим прогнозом блоковой литологической неоднородности кровельной части пород фундамента Северо-Останинской площади (Рисунок 32Б). Проведенный анализ показал полное соответствие северного участка выделенной аномалии с зоной доломитизации органогенных известняков, в пределах которой открыта промышленная залежь углеводородов (скважинах 3Р, 5Р, 7Р). Учитывая, что по рассматриваемым скважинам безводный приток нефти получен в скважине 3Р с абсолютной отметки - 2713 м., а приток воды в скважине 7Р с абс. отметки -2739 м., в зоне выявленной аномалии перспективным в нефтегазоносном отношении может быть и западный участок рассматриваемого тектонического блока.

Определённый интерес представляет восточная часть структурного поднятия, в пределах которого пробурена скважина 6Р, где также отмечается магнитная аномалия. По результатам бурения скважины 6Р и прогнозу блоковой неоднородности фундамента по данным сейсморазведки, рассматриваемый участок представлен здесь глинисто-кремнистой толщей, в кровле которой выделяется кора выветривания.

В скважине 6Р при испытании коры выветривания в интервале 2716-2724 м. дебит нефти и воды на динамическом уровне 530 м соответственно составил:

$Q_H - 0,63 \text{ м}^3/\text{сут}$, $Q_B - 1,58 \text{ м}^3/\text{сут}$. С учётом положения аномалии на восточном склоне рассматриваемого поднятия можно прогнозировать залежь нефти в коре выветривания. Совместный приток нефти и воды из коры выветривания в скважине 6Р не исключает возможность промышленного притока нефти в структурном понижении.

Примером тому может служить залежь нефти в коре выветривания на Селимхановской площади (Рисунок 33), где в гипсометрической повышенной части залежи (скважина 2) в интервале абсолютных отметок - 2353,3... -2362,3 м на динамическом уровне 907 м получили воду ($Q_B - 0,416 \text{ м}^3/\text{сут}$) с пленкой нефти, а в структурно пониженной части (скважина 5) при опробовании интервала абсолютных отметок -2427,6...-2434,6 м на 7 мм штуцере дебит нефти составил $50 \text{ м}^3/\text{сут}$. и газа 7 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$.

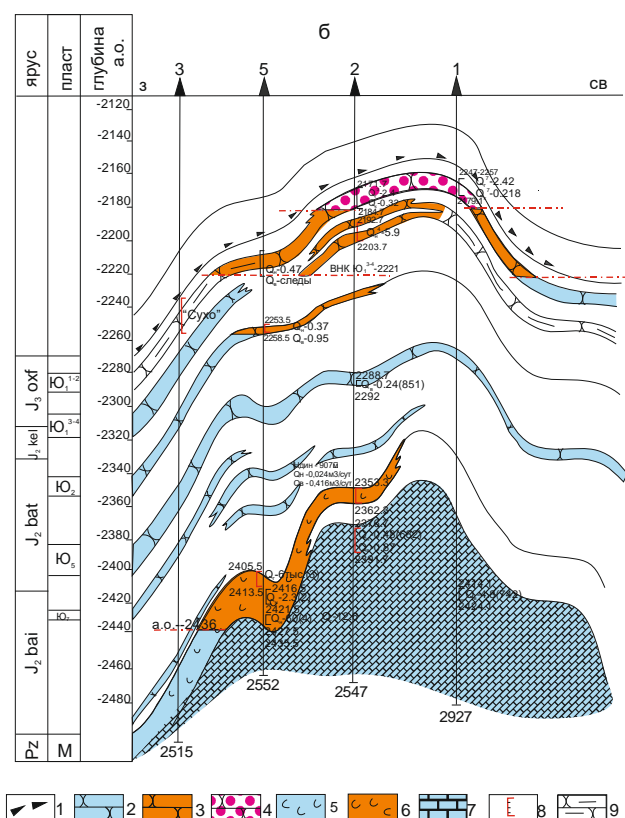


Рисунок 33 – Геологический разрез Селимхановского нефтегазового месторождения (по И.А. Иванову).

Условные обозначения: 1 – подошва баженовской свиты; 2 – песчаник; 3 – песчаник нефтенасыщенный; 4 – песчаник газонефтенасыщенный; 5 – отложения коры выветривания; 6 – нефтеносные отложения коры выветривания; 7 – известняк водоносный, 8 – интервал испытания; 9 – глинистый песчаник

Выводы по третьему защищаемому положению: Определение генезиса резервуара, контролирующего залежь «неструктурного» типа в верхней части палеозойского комплекса Северо-Останинского месторождения, позволило сформулировать следующие поисковые критерии таких объектов: 1 – блоковой неоднородности фундамента по данным сейсморазведки, 2 – доломитизации карбонатных блоков под воздействием стоковых вод, 3 – пространственной локализации магнитных аномалий.

Совместный анализ выявленной блоково-литологической неоднородности пород фундамента в пределах Северо-Останинской площади с учётом прогноза распределения дренажной системы стоковых вод и наблюдаемой локализации магнитной аномалии позволил выделить нефтеперспективный участок в южной части рассматриваемой площади (район скв.6), где скопления углеводородов могут быть приурочены к глинисто-кремнистой коре выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что:

1. На месторождениях углеводородов Нюрольской впадины, выявленных в кровельной части палеозойского фундамента, формирование продуктивного коллектора связано с зоной доломитизации органогенных известняков.

2. Для правильной идентификации и выделения основных нефтеперспективных пород кровельной части палеозойского фундамента (органогенные известняки и доломиты) необходимым условием, наряду с описанием керна, является петрографическое изучение пород в шлифах, позволяющих уточнить первичную природу пород, процессы их преобразования и проследить все этапы вторичных изменений в коллекторах.

3. Источником магния для доломитизации девонских органогенных построек Северо-Останинской площади являлись пласты основных эффузивов глинисто-кремнистой толщи, в которых содержание MgO составляет 13-23 % (по данным ВНИГНИ). Разрушение эффузивов на стадии формирования коры выветривания способствовало насыщению стоковых вод ионами магния.

4. Доломитизирующие растворы, из которых образовывались вторичные доломиты типа Д4 Северо-Останинского месторождения, формировались при участии метеорных и гидротермальных вод, излившихся на поверхность, что подтверждается низкой соленостью ГЖВ (в среднем 4,5 мас. % NaCl-экв.) и их относительно низкой (92,2–146⁰C) температурой доломитизации.

5. Просачивание обогащенных магнием стоковых вод по трещинам в кровельную часть выведенных на эрозионную поверхность фундамента органогенных известняков предопределило их доломитизацию. Зона доломитизации органогенных карбонатных пород Северо-Останинской площади соответствует положению дренажной системы стоковых вод и контролируется структурной картой по отражающему горизонту Φ_2 .

6. Пространственное развитие карбонатных и глинисто-кремнистых отложений в кровельной части палеозойского фундамента возможно прогнозировать по характеру амплитудной неоднородности отражающего горизонта Φ_2 .

7. Совместный анализ данных высокоточной магниторазведки, результатов сейсмогеологической интерпретации скважинных и сейсмических данных позволяют разделить контур магнитной аномалии Северо-Останинской площади на два объекта с подтверждённой (северная часть аномалии) и прогнозной (южная часть аномалии) нефтегазоносностью.

8. По результатам проведённых исследований, охватывающих изучение природы формирования продуктивного пласта M_1 в пределах Северо-Останинской площади, латеральный прогноз зоны его развития по данным сейсморазведки и последующее выделение нефтеперспективных участков на основе анализа высокоточной магнитной съёмки, разработан методический подход поиска нефтеперспективных объектов в карбонатных отложениях палеозоя Нюрольской структурно-фациальной зоны, не связанных с эрозионно-тектоническими останцами фундамента.

В дальнейшем такие исследования планируется провести по вторичным доломитам других месторождений углеводородов фундамента Томской области, что позволит изменить представления на условия формирования продуктивных коллекторов рассматриваемого типа.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ЗСП – Западно-Сибирская плита

НГГЗК – нефтегазоносный горизонт зоны контакта

ФЕС – фильтрационно-емкостные свойства

СФЗ – структурно-фациальная зона

УВ – углеводород

МОВ – метод отраженных волн

КМПВ – корреляционный метод преломленных волн

ОГ – отражающий горизонт

КР – комбинационное рассеяние

СЭМ – сканирующая электронная микроскопия

РФА – рентгенофлуоресцентный анализ

ГЖВ – газово-жидкие включения

NaCl-экв – NaCl-эквивалент

$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ – температура гомогенизации включений

$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$ – температура эвтектики

$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$ – температура плавления льда

С солей – концентрация солей

VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite, Belemnita Americana из известнякового позднемелового возраста из формации Пи-Ди (Южная Каролина)

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросимова, О.О. Некоторые особенности ловушек, коллекторов и залежей углеводородов в доюрских породах Западной Сибири / О.О. Абросимова, С.В. Рыжкова // Геология нефти и газа. – 1997. – №3. – С. 22-25.
2. Абросимова, О.О. Резервуары углеводородов в эрозионно-тектонических выступах доюрских пород юго-восточной части Западно-Сибирской плиты / О.О. Абросимова, Е.В. Белова // Геология нефти и газа. – 2000. – №3. – С. 17-21.
3. Аширов, К.Б. Бесплодная гипотеза – расточительная практика / К.Б. Аширов // Геология нефти и газа. – 1989. – №12. – С. 41-45.
4. Белозеров, В.Б. Перспективы поиска залежей нефти в отложениях девона юго-восточной части Западно-Сибирской плиты / В.Б. Белозеров, А.С. Гарсия // Известия Томского политехнического университета. – 2018. – №6. – С. 128-139.
5. Белоусов, В.В. Основы геотектоники / В.В. Белоусов. – М.: Недра, 1989. – 382 с.
6. Березкин, В.М. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа / В.М. Березкин, М.А. Киричек, А.А. Купарев. – М.: Недра, 1978. – 223 с.
7. Бордюг, Е.В. Генетические типы нефтей продуктивных отложений юго-восточной части Западной Сибири: дис. ... канд. г-м. наук: 25.00.12 / Бордюг, Екатерина Васильевна. – М., 2012. – 187 с.
8. Борисенко, А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии / А.С. Борисенко // Геология и геофизика. – 1977. – №8. – С. 16-27.
9. Бочкарёв, В.С. Схема тектоники Урало-Сибирского региона / В.С. Бочкарёв, А.М. Брехунцов // Горные ведомости. – 2015. – №10. – С. 6-39.
10. Бурдаков, Д.А. Определение ориентации трещиноватости и слоистости для оптимального заложения скважин в палеозойском карбонатном коллекторе /

- Д.А. Бурдаков, В.П. Меркулов // Современные вызовы при разработке и обустройстве месторождений нефти и газа Сибири: Труды научно. практ. конф. – Томск: ТомскНИПИнефть, 2011. – С. 40-41.
11. Воронович, Н.В. Методика выполнения измерений массовой концентрации биохимической потребности в кислороде в сточных водах и природных водах титриметрическим методом / Н.В. Воронович, С.С. Налимова. – Федеральный реестр (ФР) / ФР .1.31.2010.07688. – Волгоград, 2010. – 27 с.
12. Голышев, С.И. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири / С.И. Голышев, А.В. Черепнин, А.Н. Рожнев // Стабильные изотопы в нефтегазовой и рудной геологии: Избранные труды. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – С. 1216-1226.
13. Дедеев, В.А. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных / В.А. Дедеев, В.Д. Наливкин, Т.Н. Симоненко и др. // Советская геология. – 1962. – №7. – С. 26-40.
14. Дмитриевский, А.Н. Доюрский комплекс Западной Сибири – новый этаж нефтегазоносности. Проблемы поиска, разведки и освоения месторождений углеводородов / А.Н. Дмитриевский, В.Л. Шустер, С.А. Пунанова. – Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. – 144 с.
15. Дубатолов, В.Н. Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты / В.Н. Дубатолов, О.И. Богуш, В.И. Краснов и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 232 с.
16. Дубатолов, В.Н. Палеобиогеография Западно-Сибирского моря в девонский период / В.Н. Дубатолов, В.И. Краснов // Геология и геофизика. – 1993. – №4. – С. 27-36.
17. Ежова, А.В. Методы изучения контакта палеозойских и мезозойских отложений на примере литолого-геофизических исследований Северо-Останинского нефтяного месторождения (Томская область) / А.В. Ежова, В.П. Меркулов, В.А. Чеканцев, // Нефтегазовая геология. – 2015. – №1(21). – С. 53-63.

- 18.Ежова, А.В. Структурно-вещественный состав и геофизические характеристики карбонатных и кремнистых коллекторов их верхней части палеозойской толщи Нюрольского осадочного бассейна (Томская область) / А.В. Ежова // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – №3(11). – С. 63-74.
- 19.Иванов, К.С. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты / К.С. Иванов, Ю.В. Ерохин, В.Б. Писецкий и др. // Литосфера. – 2012. – №4. – С. 91-106.
- 20.Ильичев, И.С. Основы физико-химического анализа продуктов нефтепереработки и нефтехимического синтеза: электронный учебно-методический комплекс для студентов ННГУ / И.С. Ильичев, М.А. Лазарев, А.А. Щепалов; Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, Национальный исследовательский университет, Учебно-научный и инновационный комплекс «Новые многофункциональные материалы и нанотехнологии». – Нижний Новгород: Нижегородский госуниверситет, 2010. – 163 с.
- 21.Инженерная геология СССР: в восьми томах / Под ред. Сергеева, Е.М. – М.: Издательство Московского университета, 1976. – Т. 2. – 495 с.
- 22.Исаев, Г.Д. Геология и тектоника палеозоя Западно-Сибирской плиты / Г.Д. Исаев // Литосфера. – 2010. – №4. – С. 52-68.
- 23.Исаев, Г.Д. Региональные стратиграфические подразделения палеозоя Западно-Сибирской плиты (по данным исследования табулятоморфных кораллов) / Г.Д. Исаев // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – №355. – С. 161-168.
- 24.Канакова, К.И., Канаков, М.С. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности отложений НГГЗК (нефтегазоносный горизонт зоны контакта палеозоя и мезозоя) в пределах Останинского и Северо-Останинского месторождений [Электронный ресурс] / К.И. Канакова, М.С. Канаков // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2019. – №1. – Режим доступа: DOI 10.33764/2618-981X-2019-2-1-217-224

25. Клещев, К.А. Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири / К.А. Клещев, В. С. Шеин. – М.: ВНИГНИ, 2004. – 214 с.
26. Ковешников, А.Е. Вторично-катагенетические преобразования доюрских пород Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников, Н.М. Недоливко // Известия Томского политехнического университета. – 2012б. – №1. – С. 82-86.
27. Ковешников, А.Е. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников, Н.М. Недоливко // Известия Томского политехнического университета. – 2012а. – №1. – С. 77-81.
28. Ковешников, А.Е. Локализация карбонатных платформ в ордовикских образованиях Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников, В.А. Конторович, С.Н. Макаренко и др. // Известия Томского политехнического университета. – 2016. – №2. – С. 117-124.
29. Ковешников, А.Е. Месторождения нефти и газа трещинно-метасоматического генезиса в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников // Известия Томского политехнического университета. – 2013. – №1. – С. 105-110.
30. Ковешников, А.Е. Резервуары нефти и газа в доюрских образованиях Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников // Геология нефти и газа. – 2011. – №1. – С. 147-151.
31. Конторович, А. Э. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.А. Иванов, А.Е. Ковешников и др. // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа / Под ред. Суркова В.С. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. – 1991. – С. 152-171.
32. Конторович, А.Э. Первая отраслевая научно-исследовательская организация в области геологии нефти и газа в Сибири / А.Э. Конторович // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. – №1. – С. 5-15.

- 33.Конторович, В.А. Палеозой Западной Сибири: региональная модель геологического строения и нефтегазоносность / В. А. Конторович, Л. М. Калинина, Д. В. Аюнова и др. // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2015. – №1. – С. 79-83.
- 34.Конторович, В.А. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое / В. А. Конторович, С. Ю. Беляев, А. Э. Конторович и др. // Геология и геофизика. – 2001. – №11-12. – С. 1832-1845.
- 35.Коробов, А.Д. Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью / А.Д. Коробов, А.А. Коробова // Геология нефти и газа. – 2005. – № 3. – С. 37-46.
- 36.Костицын, В.И. Методы и задачи детальной гравirazведки / В.И. Костицын. – Иркутск: Иркутский государственный университет, 1989. – 128 с.
- 37.Краснов, В.И. Новые данные по литостратиграфии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты / В.И. Краснов, Г.Д. Исаев, В.И. Саев // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. – С. 9-13.
- 38.Краснов, В.И. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской плиты / В.И. Краснов, Г.Д. Исаев, В.Ф. Асташкина и др. // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. – С. 47-48.
- 39.Краснощекова, Л.А. Состав флюидных включений по КР-спектрам в палеозойских карбонатных породах Северо-Останинского месторождения, Западная Сибирь [Электронный ресурс] / Л.А. Краснощекова, А.С. Гарсия, В.Б. Белозеров // Известия Томского политехнического университета. – 2019. – №3. – С. 187-203. – Режим доступа: DOI 10.18799/24131830/2019/3/178
- 40.Краснощёкова, Л.А. Условия образования вторичных доломитов в палеозойских карбонатных коллекторах Северо-Останинского месторождения (Западная Сибирь) по данным микрокриотермометрии / Л.А.

- Краснощёкова, А.С. Гарсия Бальса, В.Б. Белозеров // Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. Инжиниринг георесурсов / Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ) . – 2020 . – Т. 331, № 8. – С. 208-219. – Режим доступа: DOI 10.18799/24131830/2020/8/2782
41. Кузнецов, В.Г. Литология осадочные горные породы и их изучение: учеб. Пособие для вузов / В. Г. Кузнецов. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. – 511 с.
42. Куликов, П.К. Структурные этажи Западно-Сибирской плиты / П.К. Куликов // Тектоника территории СССР / П. К. Куликов / Под ред. Муратова М.В. – М.: Наука, 1979. – 255 с.
43. Максимов, Е.М. Тектоника и геологические формации Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна / Е.М. Максимов. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2014. – 370 с.
44. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. Суркова, В.С. – М.: Недра, 1986. – 149 с.
45. Меркулов, В.П. Магнитные поля месторождений нефти и газа и возможности их использования при картировании залежей углеводородов [Электронный ресурс] / В.П. Меркулов // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – №6. – С. 218-224. – Режим доступа: <https://cyberleninka.ru/article/n/magnitnye-polya-mestorozhdeniy-nefti-i-gaza-i-vozmozhnosti-ih-ispolzovaniya-pri-kartirovanii-zalezhey-uglevodorodov>
46. Месторождение Северо-Останинское // [Электронный ресурс]: НефтьГазИнформ. Независимый нефтегазовый Портал. – Режим доступа: <http://oilgasinform.ru/science/fields/severoostaninskoe/> (дата обращения: 12.09.2019).
47. Нагорский, М.П. Материалы к стратиграфии нижне- и среднечетвертичных отложений Томского Приобья / М.П. Нагорский // Вестник Западно Сибирского и Новосибирского управлений. – 1962. – №2. – С. 66-76.

48. Николаев, П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений / П.Н. Николаев // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1977. – №12. – С. 103-115.
49. Олли, И.А. Органическое вещество и битуминозность осадочных отложений Сибири (по результатам люминесцентно-микроскопического метода) / И.А. Олли; Под ред. Вассоевича Н.Б. – Вып. 270. Труды института геологии и геофизики. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1975. – 135 с.
50. Открытие ордовикской системы в Нюрольской структурно-фациальной зоне (Среднее Приобье) / Г.Д. Исаев, В.И. Краснов, Л.М. Аксенова и др. // Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1990. – 119 с.
51. Палеозой Западно-Сибирской низменности и её горного обрамления / Под ред. Дубатолова, В.Н. – Выпуск 482. Труды института геологии и геофизики. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1981. – 143 с.
52. Палиностратиграфия и корреляция мезозойских отложений Томской области для уточнения строения нефтепродуктивных комплексов // Отчет по договору №35-85-34/14. Отв. исп. Костеша О.Н. ДП ТО СНИИГГИМС. – Томск, 1987. – 186 с.
53. Пискарев, А.Л. Магнитные и гравитационные аномалии севера Западной Сибири и размещение месторождений нефти и газа / А.Л. Пискарев, М.Ю. Чернышев // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 1997. – №2. – С. 45-51.
54. Проект «Палеозой». Найти и добыть. ТРИЗы в Томской области [Электронный ресурс]: Neftegaz.ru. – Режим доступа: <https://paleozoic.neftegaz.ru/> (дата обращения: 20.01.2019).
55. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 28 августа 2003 г. N 1234-р г. Москва [Электронный ресурс]: Российская газета. – Режим доступа: <https://rg.ru/2003/09/30/energeticheskajastrategija.html> (дата обращения: 20.01.2019).

56. Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Приняты IV Тюменским межведомственным стратиграфическим совещанием 19 ноября 1976 г. и утверждены МСК СССР 30 января 1978 г. / Под ред. Ростовцева, Н.Н., Сакса, В.Н. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981.
57. Решение 5-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины Тюмень, 1990 г. / Под ред. Белоусовой, Н.А., Бочкарева, В.С., Брадучана Ю.В., и др. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. – 53 с.
58. Решения межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональные стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Под ред. Краснов, В.И., Бочкарев, В.С., Гурари Ф.Г., и др. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. – 80 с.
59. Ростовцев, Н.Н. К вопросу о строении складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности / Н.Н. Ростовцев, Т.Н. Симоненко, Д.Ф. Уманцев // Материалы по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности Западной Сибири. – Ленинград: Гостоптехиздат, 1959. – С. 11-17.
60. Соболевская, В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит / В.Н. Соболевская // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. – М.: Наука, 1965. – С. 207-2016.
61. Степанов, С.А. Геологический разрез Майзасской 1 параметрической скважины (лудлов-ранний девон, Западная Сибирь) / С.А. Степанов, В.И. Краснов, Н.П. Кульков и др. // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985а. – С. 64-76.
62. Степанов, С.А. Опорный разрез бассейновых фаций верхнего девона Западно-Сибирской низменности / С.А. Степанов, В.И. Краснов, Л.С. Ратанов и др. // Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985б. – С. 62-72.

63. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири / Е.А. Елкин, В.И. Краснов, Н.К. Бахарев и др. – Новосибирск: СО РАН филиал «ГЕО», 2001. – 163 с.
64. Сурков, В.С. Особенности формирования нижних горизонтов мезозойского осадочного чехла на склонах сводовых поднятий фундамента Западно-Сибирской плиты и направления нефтепоисковых работ / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Л.В. Смирнов // Советская геология, 1987. – №10. – С. 21-26.
65. Сурков, В.С. Палеозойские осадочные бассейны Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности / В.С. Сурков, О.Г. Жеро // Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977. – С.5-16.
66. Сурков, В.С. Основные этапы тектонического развития фундамента Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Л.В. Смирнов // Тектоника нефтегазоносных районов Западной Сибири: сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. – С. 5-13.
67. Сурков, В.С. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / Сурков В.С., О.Г. Жеро. – М.: Недра, 1981. – 143 с.
68. Томский политех выступит партнером «Газпром нефти» в проекте «Палеозой» [Электронный ресурс]: офиц. сайт. Администрации Томской области. – Режим доступа: <https://tomsk.gov.ru/news/front/view/id/26691> (дата обращения: 02.04.2018).
69. Трофимук, А.А. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты / А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский, Н. П. Запивалов // Геология и геофизика. – 1972. – № 7. – С. 3-13.
70. Ужегова, Ю.А. Анализ проницаемости разломов на основе геомеханических параметров продуктивного пласта Северо-Останинского нефтегазоконденсатного месторождения: дис. ... маг. наук: 21.04.01 / Ужегова, Юлия Андреевна. – Томск, 2017. – 93 с.
71. Филиппов, М.М. Рамановская спектроскопия как метод изучения глубоко углефицированного органического вещества. Часть 1. Основные

- направления использования / М.М. Филиппов // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. – 2014. – № 1. – С. 115-134.
72. Хаин, В.Е. Историческая геология / В.Е. Хаин, Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – М.: Московский государственный университет, 1997. – 448 с.
73. Хераскова, Т.Н. Новые данные о строении касского блока фундамента Западно-Сибирской плиты / Т.Н. Хераскова, С. А. Каплан, В.П. Бубнов, В.И. Галуев // Геотектоника. – 2013. – №2. – С. 42-57.
74. Шленкин, С.И. Геолого-геофизические предпосылки освоения нефтегазового потенциала доюрских отложений Западной Сибири / С.И. Шленкин, И.С. Муртаев, З.С. Воцалевский и др. // Геофизика. – 2001. – С. 78-87.
75. Шустер, В.Л. Вопросы освоения нетрадиционных запасов углеводородов фундамента Западной Сибири и многокритериальная оценка перспектив его нефтегазоносности / В.Л. Шустер, С.А. Пунанова // Георесурсы. – 2014. – №4(59). – С. 53-58.
76. Шустер, В.Л. Обоснование перспектив нефтегазоносности юрско-палеозойских отложений и образований фундамента Западной Сибири / В.Л. Шустер, С.А. Пунанова // Георесурсы. – 2016. – №4. – С. 337-345.
77. Шустер, В.Л. Проблемы поиска и разведки промышленных скоплений нефти и газа в трещинно-кавернозных массивных породах доюрского комплекса Западной Сибири / В.Л. Шустер, С.А. Пунанова, А.В. Самойлова и др. // Геология нефти и газа. – 2011. – №2. – С. 26-33.
78. Яншин, А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности / А.Л. Яншин. – М.: Наука, 1965. – С. 7-18.

ИНОСТРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

79. Allan, J.R. Dolomite reservoirs: geochemical techniques for evaluating origin and distribution / J.R. Allan, W.D. Wiggins // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin – Tulsa, 1993. –V. 36. – 129 p.

80. Bakker, R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties / R.J. Bakker // *Chemical Geology*. – 2003. – V. 194. – pp. 3-23.
81. Bodnar, R.J. Hydrothermal solutions / R.J. Bodnar // C.P. Marshall & R.W. Fairbridge (eds.), *Encyclopedia of geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Lancaster. – 1999. – pp. 333–337.
82. Bodnar, R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions / R.J. Bodnar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V.57. – N°3. – pp. 683–684.
83. Braithwaite, C.J.R. The geometry and petrogenesis of hydrothermal dolomites at Navan, Ireland / C.J.R. Braithwaite, G. Rizzi // *Sedimentology*. – 1997. – N°443. – pp. 421-440.
84. Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples // *Nature*. – 1983. – N° 302. – pp. 236-238.
85. Correa, M. Modelo de Dolomitización por Agua Marina / J. Correa, R. Ibarra // *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Gaceta 1*. – 2019. – pp. 9-24.
86. Dickson, J.A. Modified staining technique for carbonates in thin section / J.A. Dickson // *Nature*. – 1965. – V. 205. – 4971. – 587 p.
87. Ferralis, N. Rapid, direct and non-destructive assessment of fossil organic matter via micro Raman spectroscopy / N. Ferralis, E.D. Matys, A. H. Knoll et al. // *Carbon*. – 2016. – V. 108. – pp. 440-449.
88. Flügel, E. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation, and application* / E. Flügel – Heidelberg: Springer, 2004. – 976 p.
89. Frezzotti, M.L. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis / M.L. Frezzotti, F. Tecce, A. Casagli // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2012. – V. 112. – pp. 1-20.
90. Fu, Q., Qing, H., Bergman, K. Early dolomitization and recrystallization of carbonate in an evaporite basin: the Middle Devonian Ratner laminite in southern Saskatchewan, Canada / Q. Fu, H. Qing, K. Bergman // *Journal of the Geological Society*. – London, 2006. – V. 163. – pp. 937-948

91. Goldstein, R. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals / R. Goldstein, J. Reynolds // SEPM Short Course N° 31. – Tulsa, 1994.
92. Gregg, J.M. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: a review / J.M. Gregg, D.L. Bish, S.E. Kaczmarek et al. // *Sedimentology*. – 2015. – N°62 (6). – pp. 1749-1769.
93. He, F. Origin of dolomitization in the Lower Cretaceous Bayanhua Group dolomitized rocks, Bayindulan Sag, Erlian Basin / F. He, X. Gao, X. Zhao et al. // *Geosciences Journal*. – 2017. – N°21(4). – pp. 505-521.
94. ICEX. Instituto Español de Comercio Exterior. El sector energético en la Federación Rusa. Oficina Económica y Comercial de la Embajada de España en Moscú. – 2010.
95. Jehlicka, J. Raman spectroscopy of carbon and solid bitumens in sedimentary and metamorphic rocks / J. Jehlicka, O. Urban, J. Pokorný // *Spectrochimica Acta. Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. – 2003. – V. 59. – N°10. – pp. 2341-2352.
96. Jiang, L. Reflux dolomitization of the Upper Permian Changxing Formation and the Lower Triassic Feixianguan Formation, NE Sichuan Basin, China / L. Jiang, C. F. Cai, R. H. Worden et al. // *Geofluids*. – 2013. – V. 13. – N°2. – pp. 232-245.
97. Land, L.S. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments / L.S. Land. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (eds.), *Sedimentary Geology* // SEPM Short Course Notes 10. – 1983. – pp. 4-22.
98. Land, L.S. The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues / L.S. Land. In: Clauer, N. and Chaudhuri, S. (eds.), *Isotopic Signatures and Sedimentary Records* // *Lecture Notes in Earth Sciences* v43, Springer-Verlag. – 1992. – V. 43. – pp. 49-68.
99. Land, L.S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art / L.S. Land. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. & Ethington, R.L. (eds.), *Concepts and Models of Dolomitization* // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications. – 1980. – V. 28. – pp. 87-110.

100. Land, L.S. The origin of massive dolomite / L.S. Land // *Journal of Geological Education*. – 1985. – vol. 33. – pp. 112-124
101. Li, X. FT Raman spectroscopic study of the evolution of char structure during the pyrolysis of a Victorian brown coal / X. Li, J. Hayashi, C. Li // *Fuel*. – 2006. – V. 85. – N°12-13. – pp. 1700-1707.
102. Logan, B.W. Dynamic metamorphism; Processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin: Western Australia / B.W. Logan, V. Semeniuk; edited by B.D. Webby // *Geological Society of Australia. Special Publication*. – 1976. – 138 p.
103. Machel, H.G. Effects of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers / H.G. Machel // *Hydrogeology Journal*. – 1999. – N° 7. – V. 1. – pp. 94-107.
104. Major, R.P., Lloyd, R.M. & Lucia, F. J. Oxygen isotope composition of Holocene dolomite formed in a humid hypersaline setting / R.P. Major, R.M. Lloyd, F.J. Lucia // *Geology*. – 1992. – V. 20. – pp. 586-588.
105. McKenzie, J.A. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study / J.A. McKenzie // *Journal of Geology*. – 1981. – V. 89. – pp. 185-198.
106. Schito, A., Romano, C., Corrado, S., Grigo, D., Poe, B. Diagenetic thermal evolution of organic matter by Raman spectroscopy / A. Schito, C. Romano, S. Corrado et al. // *Organic Geochemistry*. – 2017. – V.106. – pp. 57-67.
107. Staruiala, A. Dolomite petrography and stable isotope geochemistry of the Bakken Formation, southeastern Saskatchewan / A. Staruiala, H. Qing, G. Chi, et al. In: *Summary of Investigations, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of the Economy, Misc. Rep. 2013-4.1. – Paper A-8. – 2013. – V. 1. – 10 p.*
108. Sun, S.Q. Dolomite reservoirs-porosity evolution and reservoir characteristics / S.Q. Sun // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. –1995. – V. 79. – pp. 186-204.

109. Surkov, V.S. Problems of geology and oil-gas potential of the Lower and Middle Jurassic of West Siberia / V.S. Surkov, L.V. Smirnov // *Geology and assessment of the oil and gas potential of West Siberia*. – Moscow, 1994. – Nauka. – pp. 3-10.
110. Swart, P. 2000. The origin of dolomites in Tertiary sediments from the margin of Great Bahama Bank / P. Swart, L. Melim // *Journal of Sedimentary Geology*. – 2000. – V. 70. – pp. 738-748.
111. Swennen, R., Vandeginste, V., and Ellam, R. Genesis of zebra dolomites (Cathedral Formation: Canadian Cordillera Fold and Thrust Belt, British Columbia) / R. Swennen, V. Vandeginste, R. Ellam // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2003. – N° 78-79. – pp. 571–577.
112. van Geldern, R. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite / R. van Geldern, M. Joachimski, J. Day et al. // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – vol. 240. – N° 1–2. – pp. 47-67.
113. Waleed, S.S. Dolomite textures in the Upper Cretaceous carbonate-hosted Pb-Zn deposits, Zakho, Northern Iraq / S.S. Waleed, I.A. Ali, M.E. Elias // *Arabian Journal of Geosciences*. – 2014. – N°7. – pp. 3163–3174.
114. Wang, Z.F., Cui, Y.C., Shao, L., Zhang, D.J., Dong, X.X., Liu, X.Y., Zhang, C.L., You, L., Xiao, A.T., Carbonate platform development and sea level variations of Xisha Islands-based on BIT index results of well XK1 / Z.F. Wang, Y.C. Cui, L. Shao et al. // *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*. – 2015. – V. 40. –N°5. – pp. 900–908.
115. Warren, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations / J. Warren // *Earth-Science Reviews*. – 2000. – N°52 (1). – pp. 1-81.
116. Zhu, S.F. Origin of dolomitic reservoir rock in the Permian Fengcheng Formation in WuXia area of the Junggar Basin / S.F. Zhu, X.M. Zhu, W.F. Tao et al. // *Geological Journal of China Universities*. – 2013. – N°19. – pp. 38-45.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

117. Геологическая карта и карта полезных ископаемых с элементами прогноза Новосибирской, Омской и Томской областей масштаба 1:500000: геологический отчет / Мартынов В.А., Борзенко Е.И., Кой Г.М. – 1966.
118. Геологическая, гидрогеологическая и др. карты южной части Западно-Сибирской низменности масштаб 1:1500000: отчет по работам 1959-60 гг. (в 3-х томах) / Борзенко Е.И., Кой Г.М., Мартынов В.А. – Новосибирск, 1960.
119. Геологический отчет о летних полевых исследованиях 1947 г. на листе О-45 геолого-съёмочной партии № 731: геологический отчет / Хахлов В.А., Рагозин Л.А. –1948.
120. Геологическое строение и нефтегазоносность Останинской площади: геологический отчет / Мельников В.П., Посохова Р.Г., Грот А.Д. и др. – Томск, 1996.
121. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Нюрольской впадины: геологический отчет / Мельников В.П., Грот А.Д., Свирщевская А.Г. –1988.
122. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего Привасюганья. (Окончательный отчет Нюрольской партии за 1965-68 гг.: геологический отчет / Фадеев А.И., Кривенцов А.В., Горюхин Е.Я. –1968.
123. Глубинное геологическое строение Западно-Сибирской низменности в пределах листа №-43. Часть II. Глубинное геологическое строение левобережья Иртыша в пределах листа №-43 по данным аэромагнитной съемки 1955 г.: геологический отчет / Макарова З.А. –1957.
124. Местные стратиграфические подразделения в среднем палеозое Западной Сибири для целей геологоразведочных работ: геологический отчет / Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С. – Новосибирск, 1986.
125. Оперативный анализ и обобщение результатов геологоразведочных работ с подсчетом запасов для представления в ЦКЗ за 1999 год (по нераспределенному фонду недр): геологический отчет / Волков В.И., Черкашина К.Я., Миндигалеев А.С. и др. – Томск, 2000.

126. Опытнo-методические работы по изучению нижнеюрского, верхнеюрского и нижнемелового комплексов западной части Томской области: геологический отчет / Конторович В.А., Кондрашов В.А., Лозовская С.М. и др. – Томск, 1997.
127. Отчет о научно-исследовательской работе Усовершенствование стратиграфической основы палеозоя юго-восточных районов Западной Сибири (по материалам глубокого бурения): геологический отчет / Краснов В.И., Ратанов Л.С., Степанов С.А. и др. – Новосибирск, 1985.
128. Отчет о работах гравиразведочной партии 21/79-80 в Парабельском районе Томской области зимой 1979-80 гг.: геологический отчет / Автеньев Г.К., Богачев С.Ф., Лапин Ю.Н. – Колпашево, 1980а.
129. Отчет о работах с/п №№ 1, 3, 9/75-76 в Парабельском р-не Томской обл., зимой 1975-1976 гг.: геологический отчет / Свирщевская А.Г., Канарейкин Б.А., Карапузов Н.И. –1976.
130. Отчет о работах с/п №№ 1/74-75, 3/74-75, 9/74-75 в Бакчарском, Парабельском, Каргасокском районах Томской обл. и северном районе Новосибирской обл. зимой 1974-75 гг.: геологический отчет / Карапузов Н.И., Михайлицкий Ю.П., Канарейкин Б.А. и др. – 1975.
131. Отчет о работах сейсморазведочной партии № 6/79-80 в Парабельском районе Томской области зимой 1979 - 1980 гг.: геологический отчет / Лахно Г.А. – Колпашево, 1980б.
132. Отчет о работах сейсморазведочных партий 1,3,6,9,12/78-79 в Чаинском, Кривошеинском, Бакчарском, Парабельском, Каргасокском районах Томской области зимой 1978 - 1979 гг.: геологический отчет / Н.И. Карапузов. – Колпашево, 1980с.
133. Отчет о работах сейсморазведочных партий 1,3,6/77-78 в Парабельском районе Томской области зимой 1977-1978 гг.: геологический отчет / Карапузов Н.И. – Колпашево, 1977.

134. Отчет о работах сейсморазведочных партий 1,3/76-77 в Парабельском районе Томской области зимой 1976-1977 гг.: геологический отчет / Карапузов Н.И. – Колпашево, 1978.
135. Отчет о работах Старицкой одноотрядной сейсмопартии № 22/67-68 и Пудинской двухотрядной сейсмопартии № 26/67-68 в Парабельском, Бакчарском, Чаинском и Колпашевском районах Томской области: геологический отчет / Кривошеев Э.В., Страхов А. Н. – Новосибирск, 1968.
136. Отчет о результатах работ по созданию опорной сети в Томской обл. и высокоточной аэромагнитной съемки м-ба 1:50000 в пределах Нюрольской депрессии (по работам партии № 38/79-80): геологический отчет / Барулин Б.С., Функ В.А. – Новосибирск, 1982.
137. Отчет о результатах работ тематической партии №151/87,89 по обобщению и анализу аэромагниторазведочных и гравиметрических материалов по центральной части Тюменской области: геологический отчет / Антонович Р.М. – Новосибирск, 1990.
138. Отчет Чижапской партии о результатах групповой геологической съемки М-ба 1:200000: геологический отчет / Фадеев А. И., Кривенцов А.В., Почепцова Т.Г. и др. –1973.
139. Подпрограмма геологоразведочных работ на нефть и газ по Западной Сибири (Томская область) на 1997-2000 годы и прогноз на 2001-2005 гг.: геологический отчет / Конторович А.Э., Сурков В.С. – Томск, 1997.
140. Предварительный отчет о летних работах 1944 года Нарымской геолого-съёмочной партии, г. Томск 1944 г.: геологический отчет / Хахлов В.А., Рагозин Л.А. –1950.
141. Разработать эффективные системы проектирования разведки и опытно-промышленной эксплуатации нефтяных месторождений на основе комплексного моделирования природных резервуаров и новых технологий: отчет по договору / Савинкин П.Т., Славкин В.С., Мартос В.Н. и др. – Москва, 1996.

142. Разработка методики детального изучения комплексом геофизических методов (сейсморазведка МОГТ, КМПВ, высокоточная аэромагнитная съемка, высокоточная гравиметрическая съемка) геологического строения юрских отложений и фундамента Томской области с целью поиска ловушек неструктурного типа, перспективных на нефть и газ: геологический отчет / Таруц Г.М. – Новосибирск, 1979.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

Рисунок 1 – Территориально-административная приуроченность Северо-Останинского месторождения.

Рисунок 2 – Схемы геолого-геофизической изученности фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы.

Рисунок 3 – Литологическая характеристика палеозойских отложений Нюрольского структурно-фациального района [Решения..., 1999].

Рисунок 4 – Сопоставление типов геоструктурных зон обрамления Западно-Сибирской плиты [по Белоусову, 1989] (А) с геотектоническим районированием её территории [по Бочкарёву, Брехунцову, 2015] (Б).

Рисунок 5 – Выкопировка из тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты [редактор В.С. Сурков, 1981].

Рисунок 6 – Последовательность тектонических преобразований отложений девона-карбона Северо-Останинской площади (А) и матрица блоковых движений и траектории главных напряжений в процессе развития миогеосинклинали (Б) [Белозеров, Гарсия, 2018].

Рисунок 7 – Структурно-тетоническая модель (А) и геологический разрез по линии I-I (Б) Северо-Останинского нефтегазового месторождения [Конторович и др. 1991].

Рисунок 8 – Распределение пород палеозойского фундамента по шлифам и керну в скважинах на территории лицензионных участков со скважинами первой (А) и второй (Б) групп.

Рисунок 9 – Литологическое сопоставление разрезов пород фундамента по скважинам на основе выделения литологических пачек (А) и палеогеографическая схема среднего–верхнего девона (Б) Северо-Останинской площади.

Рисунок 10 – Известняки Северо-Останинского месторождения.

Рисунок 11 – Тип 1: известняки пелитоморфные; известняки органогенно-обломочные, оолитовые. Фотографии шлифов без анализатора. Шлифы прокрашены ализариновым красным. На фотографиях показаны: Pel – пелоиды; Са – кальцит; Dol – доломит.

Рисунок 12 – Текстуры известняков органогенно-обломочных доломитизированных.

Рисунок 13 – Тип 2: органогенные известняки доломитизированные и кальцитизированные. А-Е Фотографии шлифов без анализатора. Шлифы прокрашены ализариновым красным. На фотографиях показаны: Pel – пелоиды; Са – кальцит; Dol – доломит; Vt – битумоиды.

Рисунок 14 – Кавернозные текстуры доломитов Северо-Останинского месторождения (фото А.В. Ежовой.)

Рисунок 15 – Доломиты. А – Снимок в обратно рассеянных электронах (СЭМ), Б-В – фотографии шлифов без анализатора, Г – фотография полированной пластины, Д – КР-спектр гематита. На фотографиях показаны: Dol – доломит; Vt – битумоиды; Hem – гематит; Py – пирит.

Рисунок 16 – Карта распределения элементов в доломитизированных известняках с помощью РФА. А – общий вид шлифа, Б – участок снятия спектра, В-Г – элементные карты распределения на участке исследования, Д – спектры в точке замера.

Рисунок 17 – Распределение битумоидов в породе по скважинам 3Э и 5Э. Фотографии в ультрафиолетовом свете. Скважина 3Э – Состав битуминозного УВ от маслянисто-смолистых (светло-желтовато-коричневатое свечение) до смолисто-асфальтовых (буровато-коричневое свечение). Скважина 5Э – Состав битуминозного УВ от маслянистых (светло-беловато-желтое свечение) до

маслянисто-смолистых (желтовато-бурое свечение) и смолисто-асфальтовых в трещинах.

Рисунок 18 – Зарисовка двухфазных первичных газово-жидких включений с преобладанием жидкости, захваченных в зоне роста доломита.

Рисунок 19 – Спектры комбинационного рассеяния [Краснощекова и др., 2019]: А – газовой и жидкой фаз, доломитовой матрицы породы; Б – базовый КР-спектр доломита [Frezzotti et al., 2012]; В – пример расщепления (деконволюция) спектров; Г – пример спектра второго порядка (колебание C–H).

Рисунок 20 – Спектры комбинационного рассеяния газовой фазы из ГЖВ в доломитах. V3 – пик хозяина-минерала (доломита).

Рисунок 21 – Газово-жидкие включения (ГЖВ) в кальците (слева) и доломите (справа). Ж-жидкость; Г-газ.

Рисунок 22 – Гистограмма зависимости распределения температур гомогенизации от частоты встречаемости для жильного кальцита и вторичного доломита.

Рисунок 23 – Диаграмма соленость–температура гомогенизации ГЖВ по [Bodnar, 1999].

Рисунок 24 – График значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) для доломита и известняка. Закрашенное поле – поле ожидаемых значений доломита, полученного из морской воды девона [van Geldern et al., 2006]. Символы красного цвета – доломит, синего цвета – кальцит, обр.* – данные по [Голышев и др., 2010].

Рисунок 25 – График зависимости температуры и средних равновесных значений $\delta^{18}\text{O}$ доломита для вод различного изотопного состава. Линии равновесия получены из уравнения фракционирования [Land, 1983].

Рисунок 26 – Значения стабильных изотопов кислорода и углерода для доломитов Северо-Останинского месторождения на диаграмме [Allan, Wiggins, 1993]. Обр.* показывают данные по [Голышев и др., 2010].

Рисунок 27 – Последовательность постседиментационных преобразований пород кровли палеозоя Северо-Останинского месторождения.

Рисунок 28 – Постседиментационные процессы карбонатных пород Северо-Останинского месторождения. Фотографии шлифов без анализатора. Шлифы прокрашены красителем ализариновый красный. На фотографиях показаны: Pel – пелоиды, Ca – кальцит, Vt – битумоиды, Dol – доломит, Hem – гематит. А – микритизация; Б-В – перекристаллизация; Г – выполнение прожилка кристаллическим кальцитом; Д – стилолитизация (процесс химического растворения); Е – гематитизация.

Рисунок 29 – Примеры реконструкции трещиноватости и слоистости на панорамных фоторазвертках палеомагнитно ориентированного керна доломитизированного известняка из скв.3Э (слева и в центре). Справа – роза диаграмма с азимутами и углами падения трещин в образцах.

Рисунок 30 – Распределение акустической жёсткости в породах разного литологического состава в скважинах Северо-Останинской площади. Литологические группы пород: 1 группа – доломиты серые известковистые, органогенно-обломочные скрытокристаллические. 2 группа – доломиты серовато-кремовые, известковистые, пятнистоузорчатые, скрытокристаллические. 3 группа – известняки доломитовые, буровато-серые, пятнистоузорчатые, тонкокристаллические. 4 группа – известняки серые, неяснослоистые, тонкокристаллические. 5 группа – глинисто-карбонатные породы зеленовато-серого цвета, неяснослоистые с обломками известняка.

Рисунок 31 – Карта амплитуд отражающего горизонта Φ_2 [Канакова, Канаков, 2019] с анализом вещественного состава пород кровли фундамента (А) и интерпретация его блоковой неоднородности в пределах Северо-Останинской площади (Б).

Рисунок 32 – Положение магнитной аномалии в пределах Северо-Останинской площади (А) по [Меркулов, 2002] и зональность её интерпретации по нефтегазоносным объектам в рамках блоковой неоднородности фундамента (Б).

Рисунок 33 – Геологический разрез Селимхановского нефтегазового месторождения (по И.А. Иванову).

СПИСОК ТАБЛИЦ

Таблица 1 – Характеристика месторождений, сосредоточенных в кровельной части палеозойских образований в пределах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты.

Таблица 2 – Интервалы развития доломитов по органогенным известнякам в скважинах, пробуренных в пределах юго-восточной части Нюрольской впадины.

Таблица 3 – Краткая характеристика основных разновидностей пород скв.3Э, 5Э, 5Р, 7Р Северо-Останинского месторождения по шлифам в изученных интервалах.

Таблица 4 – Элементный состав (в оксидах) доломитизированных известняков.

Таблица 5 – Результаты микрокриотермометрического изучения ГЖВ в кальците и доломите карбонатных пород Северо-Останинского месторождения.

Таблица 6 – Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ известняков и доломитов Северо-Останинского месторождения.

Таблица 7 – Коллекторские свойства палеозойских доломитов Северо-Останинского месторождения.