

**АТЛАС
ПОРОД ОСНОВНЫХ НЕФТЕНОСНЫХ
ГОРИЗОНТОВ ПАЛЕОЗОЯ
РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН**

**Карбонатные породы турнейского яруса
нижнего карбона**

Министерство экологии и природных ресурсов Республики Татарстан
Казанский государственный университет

**АТЛАС
ПОРОД ОСНОВНЫХ НЕФТЕНОСНЫХ
ГОРИЗОНТОВ ПАЛЕОЗОЯ
РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН**

**Карбонатные породы турнейского яруса
нижнего карбона**

В.П.Морозов, Е.А.Козина

Казань – 2007

УДК 552.54:553.98
ББК 26.342

Рецензент: к.г.-м.н. В.С.Губарева

Морозов В.П., Козина Е.А.. Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона. – Казань: ПФ Гарт. – 2007. 201 с.

Печатается по решению НТС МЭПР РТ протокол № 61-7 от 18.12. 2006 г.

ISBN 5-7497-0064-X

Целью настоящей работы является создание атласа, иллюстрирующего разнообразие структур и текстур известняков турнейского яруса, а также выявление литологических предпосылок для создания модели формирования структуры пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов и их флюидонасыщенности для оптимизации геологоразведочных работ, включая разработку месторождений и подсчет запасов углеводородов.

Минералого-литологическое изучение осадочных образований турнейского яруса, коллекторских свойств пород и их флюидонасыщенности на основе системного подхода к интерпретации полученных данных послужили литолого-фациальному и литогенетическому анализам толщ. Последние стали основой реконструкции схемы седиментогенеза карбонатных осадков, процессов литификации, вторичных изменений минерального состава пород.

Работа базируется на положениях о гидрогеологической стадийности развития осадочных бассейнов, осадочно-миграционной теории происхождения нефти, флюидодинамической модели нефтегазообразования.

Атлас может быть интересен сотрудникам геологических отделов нефтяных организаций, научным сотрудникам ВУЗов и институтов, аспирантам и студентам.

© В.П.Морозов, Е.А.Козина,2007
© ПФ Гарт, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| ВВЕДЕНИЕ | 6 |
| 1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ | 8 |
| 1.1. Краткая характеристика условий седиментогенеза карбонатных осадков и принятая классификация известняков | |
| 1.2. Постседиментационные изменения | 13 |
| 1.3. Методика изучения известняков | 17 |
| 1.3.1. Определение структурно-генетических типов известняков | 17 |
| 1.3.2. Изучение постседиментационных изменений извест- няков, их коллекторских свойств и нефтенасыщенно- сти | 18 |
| 2. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА И ВЫЯВЛЕННАЯ НЕФТЕНОСНОСТЬ | 19 |
| 2.1. Тектоника | 19 |
| 2.2. Нефтеносность | 22 |
| 2.3. Общая характеристика коллекторских свойств известняков .. | 26 |
| 3. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ, ЛИТОЛОГИЯ И СХЕМА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА КАРБОНАТОВ | 30 |
| 3.1. Стратиграфия и литология | 30 |
| 3.2. Схема седиментогенеза | 34 |
| 4. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ | 38 |
| 4.1. Фоновый литогенез | 38 |
| <i>Уплотнение</i> | 39 |
| <i>Перекристаллизация</i> | 39 |
| <i>Заполнение кальцитом биопустот</i> | 39 |
| <i>Образование пирита</i> | 40 |
| <i>Окремнение</i> | 40 |
| <i>Стилолитизация</i> | 41 |
| 4.2. Вторичные изменения известняков, связанные с наложенными процессами, их связь со стадиями развития осадочных бассейнов | 42 |
| 4.2.1. Вторичные изменения, связанные с элизионной стадией | 44 |
| <i>Окремнение</i> | 44 |
| <i>Выщелачивание</i> | 46 |
| <i>Перекристаллизация</i> | 48 |
| <i>Доломитизация</i> | 48 |
| <i>Кальцитизация</i> | 50 |
| 4.2.2. Вторичные изменения, связанные с инфильтрационной стадией | 52 |
| <i>Сульфатизация</i> | 52 |
| 4.3. Общая характеристика постседиментационных процессов, их влияние на коллекторские свойства известняков | 53 |

| | | |
|--------|--|----|
| 5. | СТРУКТУРА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА МАТРИЦЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ИХ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОСТЬ | 56 |
| 5.1. | Структура пустотного пространства матрицы известняков . . . | 57 |
| 5.2. | Флюидонасыщенность известняков с различной структурой пустотного пространства матрицы и причины, ее определяющие | 58 |
| 5.2.1. | Характер флюидонасыщенности | 58 |
| 5.2.2. | Причины различного характера флюидонасыщенности поровых и кавернозных коллекторов. | 59 |
| 6. | МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА МАТРИЦЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ПРОМЫШЛЕННОЙ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ | 62 |
| 6.1. | Факторы, определяющие промышленную нефтеносность | 62 |
| 6.1.1. | Тектонический и флюидодинамический факторы | 63 |
| 6.1.2. | Литолого-стратиграфический фактор | 69 |
| 6.1.3. | Выщелачивание как причина кавернозности | 70 |
| 6.2. | Модель формирования промышленно значимых нефтяных залежей в известняках | 78 |
| | ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 88 |
| | ЛИТЕРАТУРА | 90 |

ТАБЛИЦЫ

| | | |
|--------|--|-------|
| 1. | Структуры и текстуры известняков, не измененных или слабо измененных вторичными процессами | 1-24 |
| 1.1 | Известняки упинского горизонта | 1-4 |
| 1.2 | Известняки черепетского горизонта | 5-12 |
| 1.3 | Известняки кизеловского горизонта | 13-24 |
| 2. | Постседиментационные изменения известняков | 25-71 |
| 2.1 | Процессы фонового литогенеза | 25-35 |
| 2.2 | Вторичные изменения известняков, связанные с наложенными процессами | 36-71 |
| 2.2.1. | Вторичные изменения, связанные с элизионной стадией | 36-61 |
| 2.2.2. | Вторичные изменения, связанные с инфильтрационной стадией | 62-71 |
| 3. | Карбонатные породы и флюидонасыщенность | 72-99 |
| 3.1. | Карбонатные породы-коллекторы нефтяных залежей | 72-87 |
| 3.2. | Карбонатные породы зон водонефтяных контактов | 88-99 |
| 3.2.1. | Карбонатные породы зон современных водонефтяных контактов | 88-94 |
| 3.2.2. | Карбонатные породы зон древних водонефтяных контактов | 95-99 |

СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ВНК – водонефтяной контакт

ГИС – геофизическое исследование скважин

ДВНК – древний водонефтяной контакт

СВНК – современный водонефтяной контакт

K_n – пористость

$K_{пр}$ – проницаемость

РТ – Республика Татарстан

МВ – Мелекесская впадина

СТС – Северо-Татарский свод

C_{1bb+tl} – бобриковский и тульский горизонты визейского яруса

C_{1cr-kz} – черепетский и кизеловский горизонты турнейского яруса

C_{1ml-up} – малевский и упинский горизонты турнейского яруса

R_p – репер

ВВЕДЕНИЕ

В карбонатных породах-коллекторах, по различным оценкам, сосредоточено от 38-48% до 50-60% запасов углеводородов. На территории Республики Татарстан наибольшая плотность месторождений нефти, приуроченных к карбонатным породам-коллекторам, сосредоточена на восточном борту Мелекесской впадины и Южно-Татарском своде. В пределах этих структур, географически располагающихся на юго-востоке РТ, запасы нефти составляют до 35-40% от разведанных (на ряде месторождений до 50% и более) и сосредоточены они преимущественно в отложениях нижнего и среднего карбона. Извлекаемые же запасы достигают лишь 10-15%, что обусловлено высокой неоднородностью структуры пустотного пространства в карбонатах, вызванной длительной и многоэтапной историей их формирования.

Для поддержания современного уровня добычи нефти планируется более широкое вовлечение в эксплуатацию запасов, которые приурочены к карбонатным породам-коллекторам каменноугольной системы. Их доля со временем может измениться и повысится по сравнению с терригенными коллекторами девона.

Среди карбонатных пород-коллекторов карбона наибольшими запасами обладают отложения турнейского яруса, что, прежде всего, объясняется широким развитием в них органогенных известняков и наличием перекрывающих их терригенных пород визейского яруса с высокими флюидоупорными свойствами, играющих роль покрывки для нефтяных залежей.

В настоящее время нет единой классификации известняков турнейского яруса РТ. Недостаточная изученность разреза яруса обуславливает также невозможность принятия однозначной схемы седиментации карбонатных осадков и их постседиментационных изменений. Этим предопределяется сложности построения гидродинамических моделей разработки месторождений, выявления зональности залежей. Отсутствуют также надежные данные, показывающие связи структуры пустотного пространства и нефтенасыщенности известняков с их структурно-генетическими типами.

В отличие от терригенных коллекторов, пустотное пространство матрицы которых сформировалось преимущественно на стадиях седиментогенеза-литогенеза, «промышленно значимая» пустотность карбонатных пород рассматриваемого региона является вторичной. В литературе доминирует точка зрения об эрозионно-карстовой или инфильтрационной природе кавернозности известняков турне, с чем нельзя согласиться. Недостаточно изучено формирование кавернозности за счет вторичных изменений, связанных с наложенными процессами, которые и определяют, по нашим данным, промышленную значимость залежей нефти в карбонатных коллекторах.

Сказанное вызвано трудностью, а часто и невозможностью достоверно интерпретировать характер вторичной, связанной с наложенными процессами, преобразованности известняков, что связано с отсутствием необходимого каменного материала, характеризующего как последовательность напластования различных по коллекторским свойствам пород, так и их приуроченность к отдельным стратиграфическим горизонтам и тектоническим структурам.

Именно поэтому нет единой модели формирования коллекторских свойств матрицы карбонатных пород-коллекторов, не являющихся рифовыми образованиями или биогермами, которые могут сохранять пустотность при литогенезе.

В основу настоящей работы положены данные по минералого-литологическому и петрофизическому изучению кернового материала турнейского яруса ряда нефтяных месторождений. Изучен керновый материал более 200 скважин. При выполнении работы помимо макроскопического изучения кернового материала проведено описание более 10000 шлифов, выполнено более 1000 рентгенографических определений минерального состава образцов, более 10000 определений коллекторских свойств пород и их флюидонасыщенности. В работе использованы данные ГИС, структурные карты, разрезы, карты нефтенасыщенности отдельных пластов и стратиграфических горизонтов, технологические карты разработки месторождений, результаты опробования скважин, эксплуатационные карточки скважин.

При написании работы использовались материалы отчетов по изучению нефтеносности и тектонического строения Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины, хранящиеся в территориальных геологических фондах.

Целью работы является не только создание атласа, показывающего разнообразие структур и текстур карбонатных пород как коллекторов нефти различной практической значимости, но также и разработка литологических аспектов модели формирования структуры пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов нефти в отложениях турнейского яруса для оптимизации геологоразведочных работ, подсчета запасов, выбора методики рациональной нефтедобычи. Разработанная модель формирования коллекторских свойств карбонатных пород турнейского яруса основана на структурно-генетической типизации известняков и характере их вторичных изменений с учетом тектоно-флюидодинамического фактора формирования залежей нефти.

Минералого-литологическое изучение осадочных толщ, коллекторских свойств пород и их нефтенасыщенности на основе системного подхода к интерпретации полученных данных послужили основой для литолого-фациального и литогенетического анализов, благодаря которым проведена реконструкция седиментогенеза карбонатных осадков, процессов литификации, вторичное, не связанное с фоновым катагенезом локальное изменение минерального состава, структуры и текстуры пород.

Работа базируется на положениях о гидрогеологической стадийности развития осадочных бассейнов, осадочно-миграционной теории происхождения нефти, флюидодинамической модели нефтегазообразования.

Авторы выражают благодарность А.И.Бахтину, Г.И.Васясину, Г.М.Ескиной, А.Н.Кольчугину, Э.А.Королеву, Г.А.Кринари, С.Н.Пикалеву, сотрудникам геологического отдела и генеральному директору ЗАО «ТАТЕХ» И.А.Хайруллину за помощь в работе, обсуждение результатов, предоставленный для исследования материал. Искренне благодарны директору «ЦСМРнефть» Ю.А.Волкову и Т.Е.Даниловой за инициативу в постановке настоящей работы и поддержку на начальном этапе ее подготовки, Г.А. Кринари за обсуждение отдельных этапов работы и ценные замечания.

1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Карбонаты являются весьма распространенными осадочными породами. Их объем в осадочной оболочке Земли достигает величин 16-29% (Ронов, 1993; Систематика и классификация ..., 1998; Справочник по литологии, 1983). Они сами могут быть полезными ископаемыми или являться вмещающими породами для многих видов полезных ископаемых, включая углеводороды (Кузнецов, 2003; Методическое руководство ..., 1999; Минерагения осадочного ..., 2005; Справочник по литологии, 1983). Поэтому литература, посвященная их изучению, обширна. Однако ряд вопросов, связанных с классификацией, обстановками формирования и постседиментационными изменениями не могут считаться окончательно решенными.

Среди карбонатных пород по распространенности первое место принадлежит известнякам и доломитам, являющимися в основном полигенными образованиями (Геологическая съемка ..., 1982; Кузнецов, 2003; Михайлов, 2000; Седиментологическое моделирование ..., 2000; Селлвуд, 1990; Сели, 1989; Седиментология, 1980; Справочник по литологии, 1983; Страхов, 1960-1962; Уилсон, 1980 и др.), что обусловлено, прежде всего, различными механизмами извлечения карбонатов из водной среды и способами формирования осадков. Процессы фонового литогенеза (диагенез и катагенез), как правило, не меняют минеральный состав отложений и их структурно-текстурные характеристики, приводя лишь к уплотнению и литификации (Селлвуд, 1990; Сели, 1989; Петтиджон, 1981), в силу чего изучение стадийности их литогенеза весьма проблематично (Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 2004).

Однако весьма существенные преобразования минерального состава, структуры и текстуры известняков могут происходить под влиянием вторичных изменений наложенного характера (Багринцева, 1977; Гмид, Леви, 1972; Карнюшина, 2000; Сахибгареев, 1989; Смехов, Дорофеева, 1987), которые обусловлены элизионной и инфильтрационной стадиями развития осадочных бассейнов (Лебедев, 1992; Логвиненко, Орлова, 1987; Махнач, 2000; Холодов, 1983; Япаскурт, 1999, 2005 и др.).

Среди изученных карбонатных пород турнейского яруса наибольшим распространением пользуются биокластовые известняки, значительно менее распространены пелитоморфные и вторичные доломиты. Поэтому настоящий раздел написан применительно к названным типам известняков.

1.1. Краткая характеристика условий седиментогенеза карбонатных осадков и принятая классификация известняков

Механизмы извлечения карбоната кальция из водной среды, способы накопления карбонатных осадков, обстановки седиментогенеза, литификация осадков, составные части пород, литологические (структурно-генетические) типы их, морфология карбонатных тел, постседиментационные изменения, особенности их формирования во времени рассматриваются в ряде работ (Антошкина, 2003; Атлас..., 1969, Багринцева, 1977, 1999; Гмид, Леви, 1972; Лидер, 1986; Исаев, 2006; Киркинская, Смехов, 1981; Кузнецов, 1992, 2003;

Логвиненко, Орлова, 1987; Македонов, 1985; Михайлов, 2000; Седиментологическое..., 2000; Селлвуд, 1990; Селли, 1989; Страхов, 1960-1962; Уилсон, 1980; Фортунатова, Карцева и др., 2005; Фролов, 1980, Холодов, 1983; Dunham, 1962; Einsele, 2000; Embry, Klovan, 1971; Folk, 1959 и др.).

Полигенность карбонатных пород, обусловленная различными механизмами осаждения карбонатов из водной среды при седиментогенезе, постседиментационные изменения, в том числе связанные с наложенными процессами, затрудняют создание не только единой классификации этих пород, но и определяют трудности в реконструкции палеоусловий формирования осадков. Поэтому в настоящем разделе приводятся только общие сведения об условиях образования отложений, необходимые для изложения собственных результатов исследования карбонатных пород-коллекторов турнейского яруса.

Карбонатные осадки могут формироваться в различных обстановках при достаточно высокой температуре бассейна осадконакопления, где мала или практически отсутствует терригенная седиментация. Их полигенность определяется наличием в них тех или иных форменных и неформенных структурных компонентов, формирующихся либо биогенно, либо биохемогенно, либо хемогенно. Мощные и выдержанные по простиранию толщи карбонатных осадков формируются в обстановках неглубоких морских бассейнов. Такими бассейнами, например, являлись эпиконтинентальные морские бассейны ранне- и среднекаменноугольного времени на Восточно-Европейской платформе (Кузнецов, 2003; Михайлов, 2000; Осадочные бассейны ..., 2004).

Наблюдения за современным карбонатонакоплением показывают, что при седиментогенезе формируется метастабильная полиморфная модификация карбоната кальция – арагонит, которая сравнительно быстро превращается в кальцит. При осадконакоплении может также формироваться магниезальный кальцит, который при литогенезе, как и арагонит, становится неустойчивым образованием (Карбонатные породы ..., 1971; Карбонаты ..., 1987).

Особенностью седиментации карбонатных осадков является преимущественно биогенный фактор извлечения карбоната кальция из водной среды, меньшую роль играют биохемогенный и хемогенный процессы. Но при любом механизме осаждения карбоната кальция накопление карбонатных осадков и их местоположение в пространстве наблюдаются, как правило, на удалении от областей терригенной седиментации. Совместное осаждение карбоната кальция и терригенного материала возможно в переходных обстановках «суша – море».

Основной механизм накопления карбоната кальция в твердой фазе определен снижением концентрации растворенного углекислого газа в водной среде. Реализующееся в этом случае образование карбоната кальция обусловлено сдвигом уравнения карбонатного равновесия вправо, согласно принципу Ле Шателье – Брауна:



Различные механизмы извлечения карбоната кальция из водной среды определяются многими биогенными и абиогенными факторами: климат, форма и объем бассейна осадконакопления, связь бассейна с Мировым океаном, температура водной среды, глубина водного бассейна, перемешивание водной среды, поступление питающих веществ для существующей биоты, освещенность, соленость воды и ее химизм, состав биоты, прозрачность воды, привнос терригенного материала и т.п.

Биогенный (органогенный) механизм извлечения карбоната кальция доказывается наличием в известняках остатков раковин и скелетов различных организмов: кораллов, фораминифер, брахиопод, устриц, мшанок, гастропод, аммонитов и др. Остатки раковин являются органоминеральными образованиями, состоящими из тонкого прораствания кальцита и собственно органического вещества (Кораго, 1992). При условии их быстрого захоронения и смены еН среды с окислительной на восстановительную органическая компонента таких образований может сохраняться и на стадиях литогенеза.

В случае накопления целостных органических остатков, обладающих хорошей сохранностью, их структура является биоморфной. В другом случае, когда органические остатки подвергаются грануляции, раковины замещаются скрытозернистым по структуре карбонатом, происходит образование однородных по структуре комочков или сгустков. Считается, что реализация процесса грануляции раковин может осуществляться либо вследствие их биотурбации организмами-илоедами (Лидер, 1986; Карбонатные породы ..., 2005), либо замещением мягких тканей организмов карбонатом кальция (Седиментологическое моделирование ..., 2000), либо разложением органических остатков нитчатými сине-зелеными водорослями (Зуйкова, 2006). Остатки раковин или их обломки даже подвергнутые процессу грануляции в работе называются зоогенными образованиями (Атлас текстур ..., 1969; Хворова, 1958).

Также биогенными компонентами известняков считаются фитогенные образования (Атлас текстур ..., 1969; Хворова, 1958) – результаты жизнедеятельности различных водорослей, сформировавшиеся, вероятно, биохемогенным путем (Кузнецов, 2003; Седиментологическое моделирование ..., 2000).

Помимо вышерассмотренных форменных структурных компонентов известняков, по которым можно определить их генезис, выделяют также и неформенные структурные компоненты, достоверно определить по которым генезис не всегда удастся. К неформенным структурным компонентам относится, прежде всего, пелитоморфный кальцит (микрит), часто являющийся цементом для форменных структурных компонентов или целиком слагающий породу. Генезис такого кальцита может быть биохемогенным, хемогенным или обломочным. Последний может образоваться за счет деструкции ранее образовавшихся компонентов либо в результате жизнедеятельности различных организмов, либо в результате их механического перетирания в гидродинамически подвижной среде (волнения, течения, шторма).

Таким образом, существует три основных механизма осаждения карбоната кальция из водной среды: биогенный, биохемогенный и хемогенный, из которых первый наиболее достоверно определяемый. Он же является преобладающим как для современного, так и для древнего седиментогенеза карбоната кальция.

В зависимости от превалирования способа образования карбонатных осадков или пород (или, точнее, соотношения скоростей тех или иных способов) могут

формироваться карбонатные тела различные по морфологии. Например, пластовые тела значительной протяженности по латерали или тела, называемые органо-генными постройками.

Первые формируются в случае образования рыхлого осадка, частицы которого могут подвергаться механическому переносу и переотложению. В случае механического перемещения и отложения органических остатков формируются биокластовые осадки зоогенной или фитогенной природы, образующие пластовые по морфологии тела.

Органогенные постройки турнейского яруса в разрезах восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода не встречаются. Поэтому в работе они не рассматриваются.

К настоящему времени создано несколько классификаций карбонатных пород (известняков и доломитов), которые применяются не только для описания карбонатных толщ, но и для их литолого-фациального анализа. К их числу относятся две наиболее широко распространенные: вещественная, основанная на количественном соотношении породообразующих карбонатов – кальцита и доломита, и структурно-генетическая, основанная на выделении в карбонатах структурных компонентов и их количественном соотношении (Систематика и классификация ..., 1998; Справочник по литологии, 1983). Последняя пользуется наибольшим применением. Однако существует несколько вариантов и этой классификации, которые часто неоднозначно сопоставимы друг с другом.

В работе принята структурно-генетическая классификация известняков, отражающая особенности их строения и формирования, возможность интерпретации вторичных изменений, а также являющаяся, на взгляд авторов, наиболее оптимальной для объяснения наблюдаемых признаков.

Принятая в работе структурно-генетическая классификация известняков основана на соотношении слагающих породы структурных компонентов, что близко классификациям Н.К.Фортуновой (Атлас структурных ..., 2005; Седиментологическое моделирование ..., 2000), И.В.Хворовой (Хворова, 1953, 1958) и коллектива авторов под руководством А.В.Хабакова (Атлас текстур ..., 1969). Принятие в настоящей работе этой классификации, как уже выше указывалось, предопределено тем, что она более полно отражает состав и генезис структурных компонентов известняков и их количественное соотношение в породе. Кроме того, применение этой классификации оказалось весьма удачным для решения поставленных в работе задач.

Среди известняков турнейского яруса (в настоящей работе наиболее полно изучены упинский, черепетский и кизеловский горизонты) выделены биокластовые и пелитоморфные известняки (табл. 1.1). Первые распространены весьма широко и среди них по составу форменных структурных компонентов выделяются биокластово-зоогенные и биокластово-фитогенные типы, имеющие переходные разности биокластово-фитозоогенные типы. Помимо состава органических остатков они различаются также и типом цемента, заполняющего межформенное пространство известняков, т.е. количественным соотношением в породе биокластов и цемента.

Принятая в работе структурно-генетическая классификация известняков турнейского яруса

| Структурно-генетические типы известняков | | Характеристика известняков | | |
|--|------------------------|--|--------------------------------------|---|
| | | Форменные структурные компоненты известняков | Тип цементации органических остатков | Неформенные структурные компоненты известняков |
| Биокластовые | Биокластово-зоогенные | Преимущественно раковины фораминифер, раковины гранулированы | Поровый | Микрит, играющий роль цемента для органических остатков |
| | Биокластово-фитогенные | Преимущественно обломки водорослей | Базальный | |
| Пелитоморфные | | Содержание форменных структурных компонент мало. Известняки практически нацело состоят из микрита. | | |

Поэтому для более полной характеристики известняков помимо состава компонент определялись:

- тип цемента (поровый или базальный), показывающий количественное соотношение органических остатков и цементирующего их зернистого кальцита;
- структура зернистого кальцита, цементирующего органические остатки (абсолютный и относительный размер зерен);
- степень заполненности зернистым кальцитом межформенного пространства (выполняет ли цемент все пространство между органическими остатками).

Наиболее детально изучением карбонатных пород турнейского яруса РТ занимались Е.А.Козина (1978), Г.И.Васясин (Муслимов, Васясин и др., 1999), Г.А.Львов, П.И.Лангуев и Н.Г.Трофимова (1975). Указанные в таблице 1.1 известняки ими назывались иначе. Так, биокластово-зоогенные известняки назывались комковатыми и сгустковыми, биокластово-фитозоогенные – комковато-детритовыми и сгустково-детритовыми, биокластово-фитогенные – детритовыми и шламово-детритовыми. Применяемая ими классификация известняков является структурной, т.к. в используемых терминах не указывается генезис компонент, слагающих породы.

1.2. Постседиментационные изменения

Согласно современным представлениям (Лебедев, 1992; Махнач, 2000; Холодов, 1983, 2004; Сергеева, 2005; Тимофеев, Коссовская и др., 1974; Япаскурт, 2005 и др.) в зависимости от факторов постседиментационного изменения осадков и пород литогенез можно рассматривать с двух точек зрения.

1) Стадийность изменения осадков, а затем и пород под действием, прежде всего, Р-Т-условий, увеличивающихся с глубиной (литогенез – диагенез, катагенез). Преобразование осадков и пород под действием температуры, давления и поровых растворов, не находящихся в химическом равновесии с ними, заключается преимущественно в изменении структуры пород – перекристаллизация с укрупнением зерен, в пространственном перераспределении части вещества пород, находящейся в метастабильном состоянии – формирование конкреций. Особенностью этого типа литогенеза (фоновое по О.В.Япаскурту) является уплотнение, отжим поровых растворов литификация осадков с унаследованием химического состава и, в меньшей мере, минерального состава, сформировавшимися осадочными породами (Пустовалов, 1940; Страхов, 1960-1962 и др.). Такой тип литогенеза лучше изучен для терригенных пород и каустобиолитов, по которым можно изучать его стадийность, и значительно хуже для карбонатов.

2) Другой тип литогенеза, реализация которого обусловлена вторичными изменениями пород наложенными процессами, вызывает более существенные изменения как химического и минерального состава пород, так и их структурно-текстурных особенностей, включая структуру пустотного пространства под действием мигрирующих через породы флюидов. Согласно работам гидрогеологов и литологов (Карцев, Вагин и др., 1986; Основы гидрогеологии ..., 1982; Тимофеев, Коссовская и др., 1974; Холодов, 1983, 2004; Япаскурт, 2005), изменение пород может быть связано с элизионной и инфильтрационной стадиями развития осадочных бассейнов. Считается, что элизионная стадия развития осадочных бассейнов обусловлена мобилизацией водными растворами части вещества при катагенетическом преобразовании осадочных пород на глубине и миграцией преимущественно вверх. Выпадение из растворов переносимых компонентов или другое преобразование пород происходит в более высоких горизонтах осадочных толщ. Таким образом, может происходить переотложение вещества снизу вверх или воздействие на породы мигрирующих растворов, не находящихся в химическом равновесии с ними. На мобилизации вещества, его миграции и аккумуляции в вышележащих толщах основывается осадочно-миграционная теория (Васюкович, 1986 и др.) и флюидодинамическая модель (Соколов, 2001 и др.) формирования залежей углеводородов. Инфильтрационная стадия, наоборот, благодаря миграции водных растворов преимущественно вниз, предопределяет переотложение наиболее легко растворимых компонентов осадочных пород сверху вниз.

В соответствии со сказанным в работе постседиментационные изменения рассматриваются с двух позиций: фоновый литогенез, связанный с погружением осадочных толщ, и вторичные изменения, обусловленные наложенными процессами, возможность реализации которых связана с флюидным режимом осадочного бассейна (Дюнин, Корзун, 2003, 2005; Основы гидрогеологии ..., 1982; Япаскурт, 2005).

Основные различия фонового литогенеза и вторичных изменений наложенного характера сводятся к:

- масштабам постседиментационных изменений и
- характеру постседиментационных изменений в зависимости от влияющих на объекты факторов.

Видимо, не будет ошибкой сказать, что постседиментационные изменения карбонатов изучены хуже, чем аналогичные изменения терригенных осадков. При этом вторичные изменения пород обычно изучались на водонефтяных контактах залежей нефти и весьма слабо исследовались в пределах самих залежей. Между тем вторичные изменения известняков турнейского яруса являются решающими в формировании их коллекторских свойств.

Постседиментационные изменения пород, связанные с фоновым литогенезом, контролируются глубиной погружения осадочных толщ – литогенез погружения и охватывают большие комплексы пород, равные по объему осадочным бассейнам или крупным их частям.

Трудность изучения процессов фонового литогенеза в карбонатах заключается в том, что они проявляются весьма слабо. Поэтому по карбонатным породам практически невозможно установить стадийность литогенеза, т.е. проводить стадийный анализ (Япаскурт, 1995, Япаскурт, 2004), как это делается для терригенных пород и каустобиолитов (Логвиненко, Орлова, 1987). Последнее обусловлено сравнительно быстрой литификацией карбонатных осадков, а также устойчивостью кальцита известняков к химическому взаимодействию с поровыми водами при литогенезе (Страхов, 2005).

Процессы вторичного изменения пород, связанные с элизионной стадией развития осадочных бассейнов, проявляются в основном локально и связаны с избирательной миграцией флюидов в породах (Запывалов, Попов, 2003). Наиболее строго установлена приуроченность таких процессов к антиклинальным структурам, где проницаемость пород выше (Файф, Прайс и др., 1981). Объясняется это тем, что в условиях элизионной стадии развития осадочных бассейнов гидростатическое давление флюида в пустотном пространстве пород превышает литостатическое. Отсюда может быть сделан вывод о том, что путями миграции элизионных вод являются наиболее высокоамплитудные поднятия, где и следует ожидать максимально возможные вторичные изменения пород.

Вторичные изменения пород, связанные с инфильтрационной стадией развития осадочных бассейнов, можно считать достаточно хорошо изученными только с гидрогеологических позиций (Карцев, Вагин и др., 1986; Основы гидрогеологии ..., 1982). Однако, согласно приведенным работам, предсказать место локализации таких процессов не удастся, а также сказать что-либо априори о формах вторичных выделений и их минеральном составе. Путями проникновения флюидов сверху вниз под действием градиента

давления, вероятно, следует считать либо крылья крупных синклиналильных структур, осадочные образования которых выходят на дневную поверхность (Карцев, Вагин и др., 1986; Основы гидрогеологии ..., 1982), либо какие-либо трещины разгрузки, возникающие в горных породах при снятии или уменьшении тектонических напряжений (Чернышев, 1983). В первом случае вторичные изменения пород должны обнаруживаться в наиболее проницаемых породах. Во втором – вероятно, в наиболее хрупких породах, а выделения вторичных минералов должны в той или иной мере повторять морфологию трещин.

Из сказанного следует, что процессы фонового литогенеза захватывают большие площади и объемы пород, что приводит к пространственной выдержанности этого типа постседиментационных изменений. Тогда как процессы вторичного изменения пород наложенного характера локальны и проявляются в пределах ограниченного объема пород. Местом их локализации могут быть антиклинальные поднятия, зоны водонефтяных контактов, зоны повышенной проницаемости пород. Точно указать возможное место реализации тех или иных вторичных изменений априори не удастся. Исключением являются зоны водонефтяных контактов, где вторичные изменения пород прослежены достаточно хорошо (Перрозио, 1971; Петрова, 2005; Сахибгареев, 1989 и др.).

В соответствии с законом химической наследственности (Л.В.Пустовалов, 1940) процессами фонового литогенеза даже при изменении минерального состава пород химический состав их существенно не меняется. Тогда как вторичные изменения наложенного характера меняют химический состав пород, их минеральный состав и структурно-текстурные особенности весьма существенно (Холодов, 2004).

Для карбонатных коллекторов пустотность матрицы пород часто является вторичной (Атлас структурных ..., 2005; Гмид, Леви, 1973; Карбонатные породы-коллекторы ..., 2005). Поэтому в отличие от терригенных пород-коллекторов промышленная значимость пустотности карбонатных пород часто определяется не седиментогенезом и стадияльными процессами фонового литогенеза, а вторичными изменениями, связанными с наложенными процессами. Следствием этого является то, что в отличие от терригенных коллекторов для карбонатов часто не устанавливаются надежные связи, показывающие зависимости коллекторских свойств пород от условий их седиментогенеза и литогенеза или их структурно-генетических типов (Страхов, 1996, 2005).

Способность карбонатов ко вторичному преобразованию может выражаться либо изменением структурно-текстурных характеристик пород, либо минерального состава, либо первого и второго вместе, но не всегда одновременно. Такие изменения могут быть различного масштаба в пространстве.

Процессы литификации и вторичного преобразования карбонатов, в том числе карбонатных коллекторов, рассматриваются в ряде работ (Атлас структурных ..., 1969; Багринцева, 1977; Гмид, Леви, 1972; Карнюшина, 2000; Карбонатные породы ..., 2005; Киркинская, Смехов, 1981; Кузнецов, 1992, 2003; Лидер, 1986; Петтиджон, 1981; Сахибгареев, 1989; Тараненко, Безбородов и др., 2001; Энгельгардт, 1964 и др.).

К наиболее известным вторичным изменениям, формы проявления которых в карбонатных породах-коллекторах хорошо изучены, относятся стилолитизация, пиритизация, выщелачивание, кальцитизация (залечивание пустотного пространства вторичным кальцитом), перекристаллизация с укрупнением зерен, доломитизация, окремнение, сульфатизация (замещение карбонатов гипсом и ангидритом) и др. (Атлас структурных ..., 2005; Бурлин, 1976; Багринцева, 1977; Карбонатные породы ..., 2005; Карньюшина, 2000; Киркинская, Смахов, 1981; Кузнецов, 1992).

Между тем роль вторичных процессов, влияющих на пустотное пространство карбонатных пород, масштабы их проявления изучены слабо, равно как последовательность вторичных процессов, их тектоническая и литолого-стратиграфическая приуроченность. Хотя в ряде работ показывается, что наибольшие изменения известняков чаще наблюдаются в пределах антиклинальных структур и в тех толщах известняков, которые несогласно перекрыты породами-флюидоупорами (Каледа, 1985; Нефтегазоносность карбонатных ..., 1975; Постников, 1961; Файф, Прайс, 1981; Шаронова, 1974; Шахновский, Копылова, 1999).

Широкой распространенностью среди карбонатных коллекторов на месторождениях нефти пользуются вторичные доломиты, формирующиеся при метасоматическом изменении известняков (Багринцева, 1977; Гмид, Леви, 1972; Карбонатные породы-коллекторы ..., 2005; Киркинская, Смахов, 1981; Полонская, 1975; Сахибгареев, Казарбин, 1990).

Такое преобразование минералов может быть реализовано в условиях высокого химического потенциала ионов магния в поровом пространстве известняков и привносе-выносе реагирующих компонентов. Благоприятными факторами также являются высокая концентрация в растворе углекислоты и повышенная соленость раствора (Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Холодов, 1983). При этом, как правило, формируются относительно крупнозернистые вторичные доломиты, часто не имеющие пластовую форму залегания. Ионы магния и углекислота в известняки могут поступать как с элизионными водами, так и инфильтрационными (Холодов, 1983; Основы гидрогеологии..., 1982).

В одной из работ допускается, что если доломитизация известняков составляет более 70%, то пористость пород возрастает (Карбонатные породы-коллекторы ..., 2005). В других публикациях процесс доломитизации известняков считается весьма сложным явлением, которое может как понизить, так и повысить коллекторские свойства пород (Гмид, Леви, 1972; Киркинская, Смахов, 1981).

Исходя из сказанного, следует, что известняки могут быть подвергнуты как процессам фонового литогенеза, так и вторичным изменениям, благодаря наложенным процессам, обусловленным мигрирующими через породы флюидами. Однако в подавляющем большинстве исследований, посвященных нефтяной литологии, не проведено системного анализа, результатом которого явились бы классификация или хотя бы критерии, позволившие проводить историко-генетическую типизацию вторичных изменений. Исключением из этого являются лишь работы В.Н.Холодова (Холодов, 1983 и др.), а также описания

гидрогеологических стадий развития осадочных бассейнов (Основы гидрогеологии ..., 1982 и др.), но и они не охватывают всего многообразия известных постседиментационных изменений карбонатных пород.

1.3. Методика изучения известняков

Как уже говорилось, среди карбонатных пород турнейского яруса нижнего карбона на месторождениях нефти РТ распространены известняки, которые весьма часто подвергнуты вторичным изменениям, включая доломитизацию.

1.3.1. Определение структурно-генетических типов известняков

В объектах исследования выделялись как форменные, так и неформенные структурные компоненты.

Среди форменных структурных компонентов известняков органогенной природы выделялись раковины различных организмов (фораминиферы, криноидеи, брахиоподы, кораллы) и их обломки, остатки известковых водорослей.

К форменным структурным компонентам биогенной природы также отнесены округлые образования, по строению которых не удавалось строго определить их генетическую принадлежность. Такие образования, являющиеся сгустками или комками, имеют в шлифах под микроскопом темно-серую окраску. Их размеры и форма соответствуют остаткам фораминифер. К тому же иногда даже в пределах одного шлифа удавалось наблюдать последовательные переходы от биоморфных остатков фораминифер с довольно четко просматриваемой структурой к аналогичным по внешней форме и размерам образованиям – комкам и сгусткам. Их формирование, как уже указывалось, обусловлено процессами грануляции органических остатков (Атлас структурных ..., 2005; Зуйкова, 2006; Лидер, 1986; Седиментологическое моделирование ..., 2000).

К неформенным структурным компонентам карбонатов отнесен зернистый кальцит. Такой кальцит либо цементирует органические остатки, либо слагает пелитоморфные известняки.

На основе определения структурных компонентов и их количественного соотношения определялся структурно-генетический тип известняков.

Для реконструкции схемы седиментогенеза карбонатных илов помимо выявления структурно-генетических типов известняков потребовалось изучение их текстур, минерального состава, включая нерастворимый остаток, характера границ между отдельными структурно-генетическими типами и наличие переходных зон в последовательности напластования.

Выявление структурно-генетических типов известняков и реконструкция схемы седиментогенеза карбонатных илов необходимы для стратификации отложений, определения морфологии возможных резервуаров нефти, оценки роли литолого-стратиграфического фактора в формировании карбонатных пород-коллекторов.

1.3.2. Изучение постседиментационных изменений известняков, их коллекторских свойств и нефтенасыщенности

Постседиментационные и, прежде всего, вторичные изменения известняков, к которым, как указывалось в п. 1.2, относятся выщелачивание, кальцитизация (залечивание пустотного пространства вторичным кальцитом), перекристаллизация с укрупнением зерен, сульфатизация (замещение карбонатов гипсом и ангидритом), доломитизация, окремнение в большинстве случаев хорошо идентифицируются при макроскопическом изучении керна и образцов, а также оптико-микроскопическом изучении шлифов.

В ходе работы изучались также морфология тел вторично преобразованных известняков, размеры новообразований, характер их границ, место локализации вторичных изменений в разрезе в зависимости от стратиграфического, литологического и тектонического факторов.

Когда изменения минерального состава исходных пород слабы, а вторичные минералы являются дисперсными образованиями, то их идентификация оказалась возможна с помощью рентгенографического анализа. Последний был применен при исследовании вторичных изменений в кавернозных нефтенасыщенных известняках кизеловского и упинского горизонтов, поскольку обнаружить вторичный доломит оптико-микроскопическим методом в этих породах не удалось.

Традиционно рентгенографические исследования использовались при идентификации минералов глинистой составляющей карбонатов и собственно глинистых пород, являющихся крышкой для нефтяных залежей. В этом случае исследования были направлены на получение информации о составе глинистых минералов, отражающих обстановки формирования известняков и степень преобразованности глинистых минералов крышки нефтяных залежей вторичными процессами.

Информативными оказались макроскопические наблюдения керна для определения характера его флюидонасыщенности в зависимости от типа известняков, структуры их пустотного пространства, характера вторичных изменений.

В исследовании коллекторских свойств пород, их нефтенасыщенности, а также для выявления структуры пустотного пространства (пористости, кавернозности, трещиноватости) помимо макроскопического и оптико-микроскопического анализа использовались стандартные методы определения пористости, проницаемости и нефтенасыщенности. Пористость образцов определялась после экстракции и насыщения водой методом гидростатического взвешивания. Проницаемость образцов определялась по воздуху также после экстрагирования. Аналогичным образом определялась остаточная нефтенасыщенность по массе и по объему пустотного пространства образцов. Для проведения названных исследований использовались образцы-кубики размером $2 \times 2 \times 2$ см и цилиндры диаметром 2 см и длиной 4 см.

Структура пустотного пространства карбонатных пород определялась как макро-, так и микроскопически. В задачу входило определение размеров и морфологии пор, каверн и трещин, их приуроченность к тем или иным структурно-генетическим типам известняков и прослеживание положения последних в разрезе.

2. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА И ВЫЯВЛЕННАЯ НЕФТЕНОСНОСТЬ

В настоящем разделе дается краткое описание тектонического строения и нефтеносности изучаемого региона с целью приведения сведений обзорного характера, являющихся необходимыми для изложения последующих разделов работы.

Нефтенасыщенные карбонатные коллекторы турнейского яруса нижнего карбона центральной части Волго-Уральской антеклизы в пределах восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода слагают массивные залежи, приуроченные к антиклинальным поднятиям III-IV порядка (Алиев, Яриков и др., 1975; Геология нефтяных ..., 1970; Мкртчян, 1980; Муслимов, 2005; Нефтеносность карбонатных ..., 1975; Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006; Хачатрян, 1979; Юсупов, Веселов, 1973 и др.). Роль тектонического фактора при нефтенакоплении сводится не только к наличию благоприятных положительных структур – ловушек. В последнее время связь тектоники и нефтеносности рассматривается существенно шире с выявлением влияния тектоники через флюидодинамический фактор на процесс формирования залежей углеводородов (Геология и геохимия ..., 2004; Малышев, 2002; Соколов, 1980, 1996, 2001; Хаин, 1998 и др.).

2.1. Тектоника

В соответствии с тектоническим районированием Волго-Уральской антеклизы (Войтович, Гатиятуллин, 2003; Мкртчян, 1980; Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006) изученные залежи нефти располагаются в пределах восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, где наблюдается наибольшая плотность месторождений (рис. 2.1).

Мелекесская впадина и Южно-Татарский свод – структуры первого порядка или формы регионального класса (О.М.Мкртчян, 1980), осложненные структурами второго, третьего и четвертого порядков. Их выделение основано на морфологии и размерности, а также характере генезиса и соотношения форм в разрезе (Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006). К структурам второго порядка относятся валы, валообразные зоны, валообразные структуры (см. рис. 2.1). Структуры третьего-четвертого порядков, которые часто на практике не различаются, представлены небольшими поднятиями, размеры которых в плане составляют первые километры, реже – более, а их амплитуды могут достигать первых десятков метров. Месторождения нефти обычно приурочены к структурам второго порядка, а залежи – к структурам третьего-четвертого порядка.

Мелекесская впадина разделяет крупные сводовые поднятия: Токмовский (на западе), Северо-Татарский (на северо-востоке), Южно-Татарский (на востоке), граничит с Сокской седловиной (на юго-востоке) и прогибами: Казанско-Кировским (на северо-западе), Ставропольским (на юге). Впадина отчетливо выражена по всем структурным этажам. По характеру строения впадина принад-

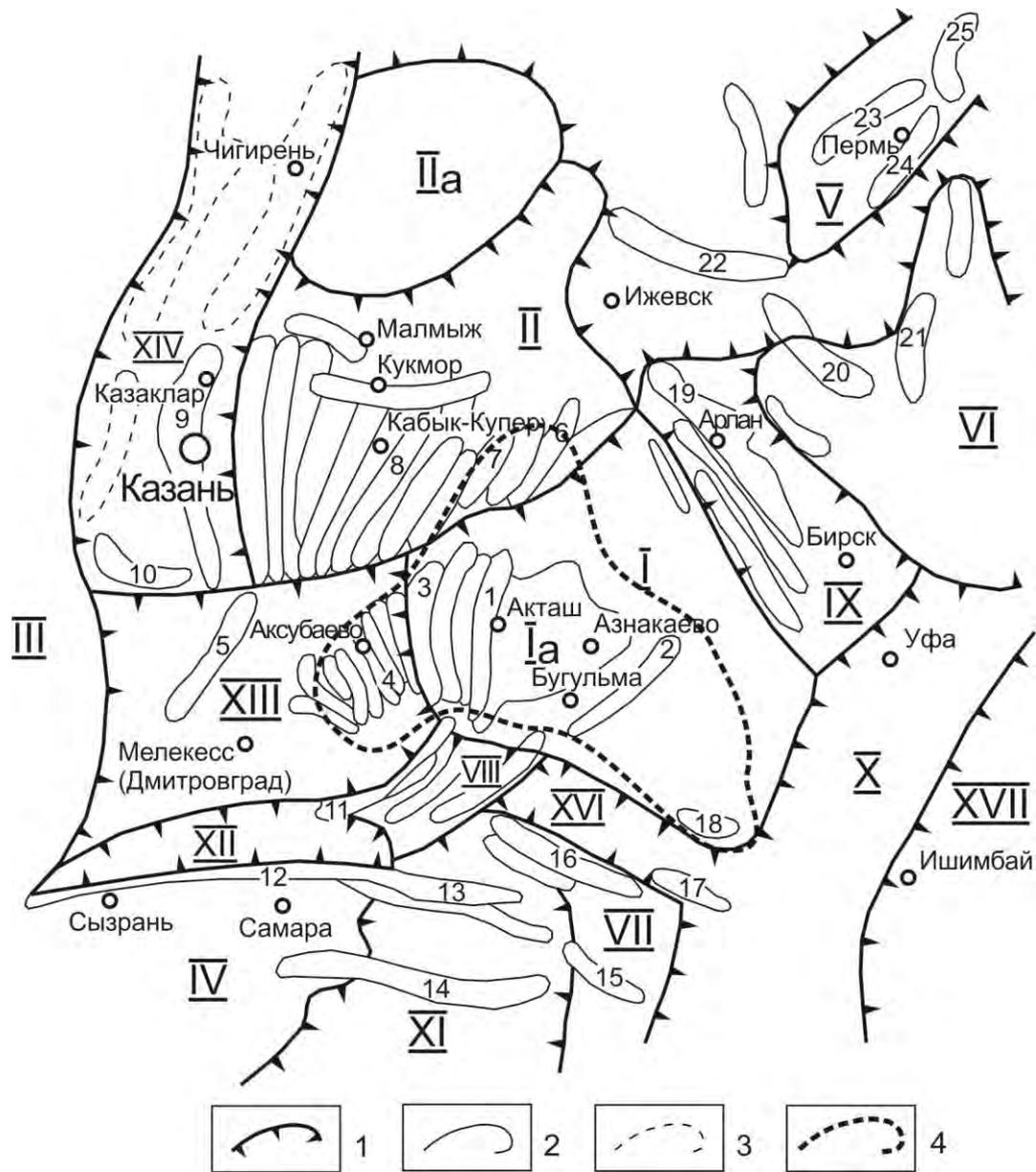


Рис. 2.1. Тектоническая схема Волго-Уральской антеклизы (Войтович, Гатиятуллин, 2003).

1 - границы крупных тектонических структур первого порядка. Своды: I - Южно-Татарский (Ia - Южный, или Ромашкинский купол); II - Северо-Татарский (IIa - Немский погребенный выступ); III - Токмовский; IV - Жигулевско-Пугачевский; V - Пермский; VI - Башкирский; VII - Восточно-Оренбургский выступ. Седловины: VIII - Сокская; IX - Бирская; X - Юго-восточный склон платформы. Впадины, крупные прогибы: XI - Бузулукская; XII - Ставропольский; XIII - Мелекесская; XIV - Казанско-Кировский; XV - Верхнекамская; XVI - Абдуллинский; XVII - Бельская (Предуральский прогиб);

2 - границы структур второго порядка (валы, валообразные зоны, валообразные структуры), выборочно: 1 - Акташско-Ново-Елховский; 2 - Бавлинско-Туймазинский; 3 - Ульяновский; 4 - Нурлатский; 5 - Пичкаско-Бугровский; 6 - Усть-Икский; 7 - Бондюжский; 8 - Дигитлинский; 9 - Казакларский; 10 - Улеминский; 11 - Сокско-Шешминский; 12 - Жигулевский; 13 - Жигулевско-Самаркинский; 14 - Кулешовский; 15 - Покровско-Сорочинский; 16 - Большекинский; 17 - Пономаревский; 18 - Шпаковский; 19 - Иванаевский; 20 - Куединский; 21 - Чернушинский; 22 - Чутырско-Киенгопский; 23 - Краснокамско-Палазненский; 24 - Лобановский; 25 - Ярино-Каменноложский;

3 - границы структурных форм Вятского вала

4 - область максимальной плотности месторождений нефти (Шаргородский и др., 2004).

лежит к типу сквозных структур (Хачатрян, 1979), бортовые склоны ее имеют ступенчатое строение. Наиболее сложно построен хорошо изученный восточный борт впадины, в пределах которого выделяют до девяти вытянутых в северо-восточном направлении положительных структур второго порядка. К восточному борту впадины приурочено большое количество небольших по размерам месторождений нефти.

Южно-Татарский свод, так же как и Мелекесская впадина, относится к структурам первого порядка Волго-Уральской антеклизы. На северо-западе граничит с Северо-Татарским сводом, отделяясь от него Нижне-Камским прогибом, на северо-востоке – с Бирской седловиной, на юго-востоке ограничен юго-восточным склоном платформы (моноклиналиный склон), на юге и юго-западе – Абдуллинским прогибом и Сокской седловиной, на западе – Мелекесской впадиной. В пределах свода выделяют его купольную часть и склоны. На западе свод осложнен системой субмеридиональных поднятий, являющихся структурами второго порядка. От купольной части свода во всех направлениях наблюдаются террасовидные ступени, осложненные поднятиями.

В пределах Мелекесской впадины, Южно-Татарского свода и других структур первого порядка прослеживаются многочисленные разломы кристаллического фундамента.

Имеющиеся геолого-геофизические данные (Муслимов, Исхакова и др., 1990; Боронин, Степанов и др., 1982 и др.) показывают, что в тектоническом строении Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода принимают участие разновозрастные и разнонаправленные разрывные нарушения кристаллического фундамента. Наиболее древние глубинные разломы имеют северо-западное направление. Воздействие разнонаправленных тектонических движений по разломам обусловило ступенчатое погружение блоков фундамента. Например, наблюдается моноклиналино-ступенчатое погружение поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла в юго-западном направлении от купольной части Южно-Татарского свода к центральной части Мелекесской впадины, что можно наблюдать на структурной карте кровли турнейского яруса (рис. 2.2). Ступени отделяются друг от друга прогибами и представляют собой гряды северо-западного простирания, состоящие из отдельных локальных выступов и террас.

Согласно данным Е.Д.Войтовича и Н.С.Гатиятуллина (Войтович, Гатиятуллин, 2003) считается, что современный структурный план Волго-Уральской антеклизы в географических границах Татарстана сформирован в результате разнонаправленных и разновозрастных тектонических движений блоков фундамента в байкальский, каледонский, герцинский и альпийский тектонические циклы в сочетании с седиментогенными структурами.

Глыбово-блоковое строение фундамента и осадочного чехла обусловлено, как уже указывалось, широким развитием тектонических разломов, наличие которых в кристаллическом фундаменте подтверждается данными бурения и геофизических исследований (Плотникова, 2004). Формирование глыбово-блоковой тектоники фундамента и структур осадочного чехла связано с разломами второй и третьей категории, т.е. разломами, разделяющими структуры первого

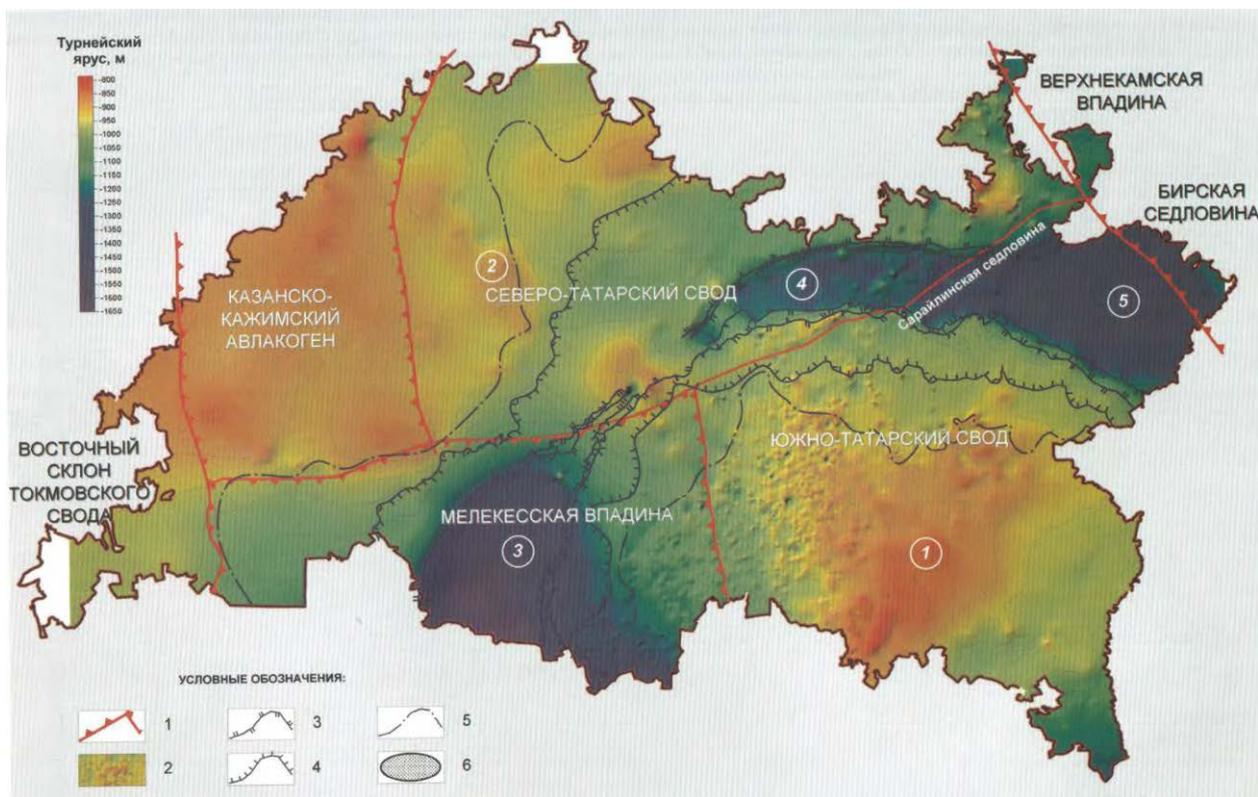


Рис. 2.2. Обзорная структурная карта Татарстана по кровле турнейского яруса (Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006).

1 – современные границы структур первого порядка; 2 – локальные поднятия; границы зон Камско-Кинельской системы прогибов: 3 – осевая, 4 – внутренняя бортовая, 5 – внешняя бортовая, 6 – залежи нефти; обозначения на карте, выборочно (цифры в кружках) крупные поднятия: 1 – Ромашкинский купол; 2 – Ковалинский выступ; прогибы Камско-Кинельской системы: 3 – Усть-Черемшанский, 4 – Нижнекамский; 5 – Актаныш-Чишминский.

и второго порядка. Прямых данных, указывающих на значительное проникновение разломов в осадочную толщу, очень мало. Проявляются они обычно в виде зеркал скольжения, перемятости аргиллитов, зон трещиноватости, повышенной радиоактивности пород. Указывается, что, по данным гамма-каротажа, «амплитуда» проникновения активных дизъюнктивных нарушений в породы осадочного чехла достигает лишь первых сотен метров.

2.2. Нефтеносность

Стратиграфический диапазон нефтеносности осадочного чехла центральной части Волго-Уральской антеклизы охватывает весь палеозойский разрез от девонских отложений до пермских. С учетом тектонической и литолого-стратиграфической приуроченности, гидрогеологических факторов, масштабов нефтебитумонакопления продуктивная часть палеозойских отложений расчленяется на 11 нефтеносных и битуминозных комплексов (Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006).

В настоящей работе рассматривается лишь один из них: турнейский регионально нефтеносный карбонатный. Он среди нефтеносных карбонатных пород нижнего и среднего карбона обладает наибольшими запасами.

Нефтеносность карбонатных пород турнейского яруса контролируется двумя основными факторами: литолого-стратиграфическим – содержанием в разрезе пластов-коллекторов, плотных пород и перекрывающих их пород-флюидоупоров и тектоническим – развитием ловушек антиклинального типа.

Отложения турнейского яруса являются регионально нефтеносными, что обусловлено наличием среди них известняков органогенной природы и перекрывающих их выдержанных по латерали флюидоупоров, представленных терригенными существенно глинистыми породами, залегающими в основании визейского яруса (Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006).

Среди карбонатов, имеющих широкое распространение в нижнем и среднем карбоне, наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают органогенные известняки (Алиев, Яриков и др., 1975; Атлас типовых ..., 1999; Багринцева, 1977, 1999, 2003; Геология нефтяных ..., 1970; Геология Татарстана, 2003; Гмид, Леви, 1972; Карбонатные породы-коллекторы ..., 2005; Киркинская, Смехов, 1981 и др.). Доля таких известняков наиболее высока среди карбонатов турнейского яруса (Геология нефтяных ..., 1970; Геология, разработка ..., 1995; Муслимов, 2005; Нефтегазозносность карбонатных ..., 1975; Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006). Однако отсутствие обобщающих работ по литологии и строению этих образований не позволяет оценить относительный потенциал карбонатных отложений турнейского яруса по литогенетическим признакам.

Для оценки роли тектонического фактора в формировании промышленной нефтеносности в карбонатах наиболее детально изучены структурные карты ряда месторождений рассматриваемого региона.

Структурные карты обзорного характера показывают определенную приуроченность месторождений или зон нефтенакопления к положительным структурам второго порядка. Тогда как залежи в пределах месторождений, исходя из анализа структурных карт и построенных разрезов, приурочены к поднятиям третьего-четвертого порядков, которые часто прослеживаются во всей осадочной толще (рис. 2.3, 2.4).

В соответствии со сказанным геологическое строение залежей и, прежде всего, типы разрезов толщ одного возраста принципиально не отличались бы друг от друга, если бы не наблюдались вторичные изменения известняков, связанные с наложенными процессами. Практически же разрезы даже близко расположенных друг к другу скважин, часто не отличаясь друг от друга по структурно-генетическим типам известняков, значительно разнятся по интенсивности вторичных изменений, структуре пустотного пространства пород, и, соответственно, коллекторским свойствам, характеру нефтенасыщенности.

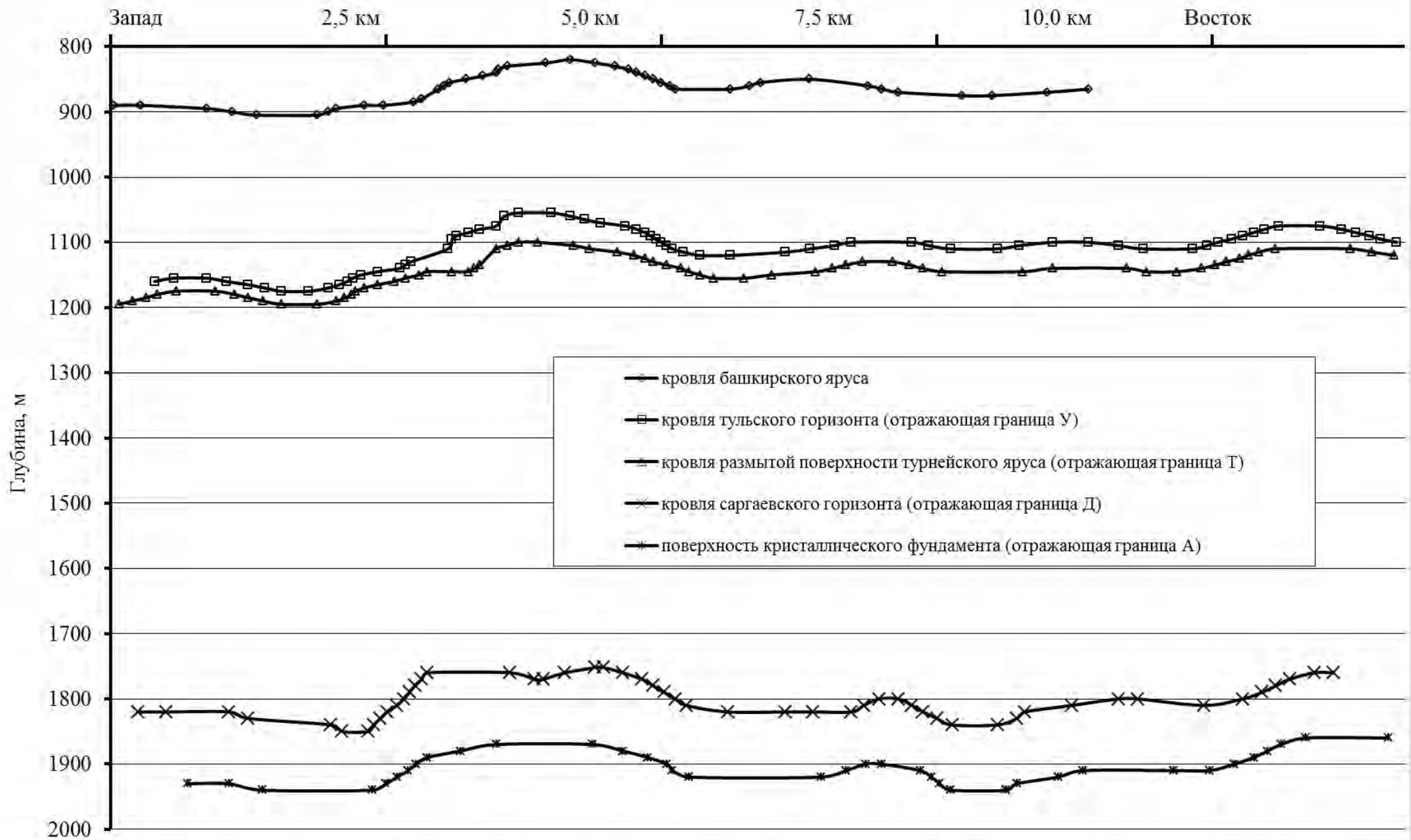


Рис. 2.3. Сейсмо-стратиграфические уровни в осадочном комплексе пород Демкинского месторождения (восточный борт Мелекесской впадины).

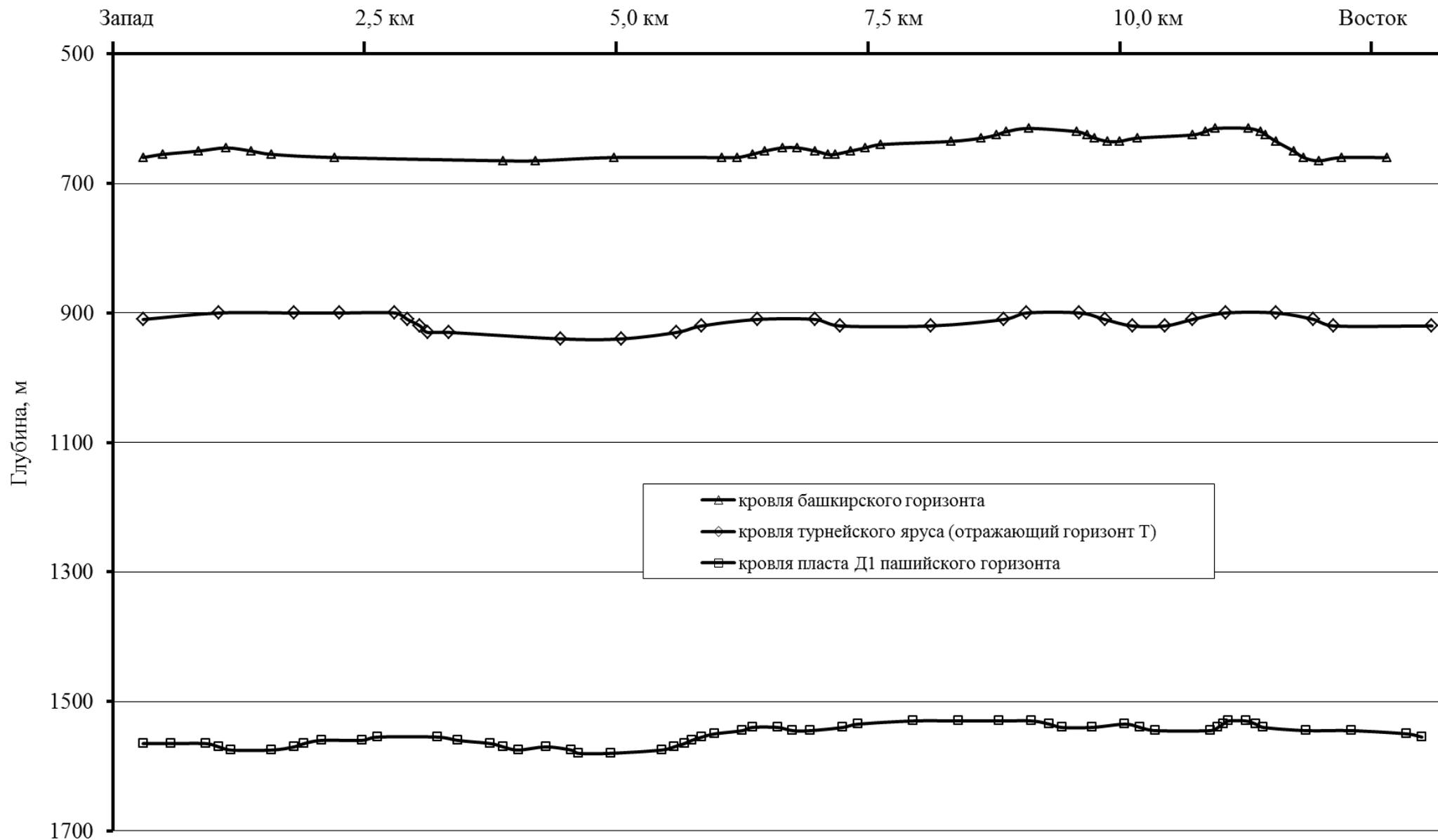


Рис. 2.4. Сейсмо-стратиграфические уровни в осадочном комплексе пород Онбийского месторождения (западный склон Южно-Татарского свода).

Нефтенасыщенные карбонатные породы турнейского яруса образуют массивные резервуары (Муслимов, Васясин и др., 1999; Шакиров, 2003), что связано с большой мощностью слагающих ярус известняков и с наличием перекрывающих известняки «хороших» пород-флюидоупоров.

В заключение следует сказать, что структура пустотного пространства нефтеносных карбонатных пород является слабо изученной, даже несмотря на большой объем фактического материала по коллекторским свойствам пород (пористость, проницаемость) и нефтенасыщенности, а также нередко детальному петрографическому описанию шлифов отдельных стратиграфических горизонтов. С этих позиций с наибольшей детальностью изучены карбонаты верхнетурнейского подъяруса, карбонаты нижнетурнейского подъяруса изучены в значительно меньшей степени, что связано с локализацией нефтяных залежей преимущественно в верхних частях разреза турнейского яруса.

Считается, что пустотное пространство карбонатных пород-коллекторов является сложным, формировалось в течение длительного времени и обусловлено наличием пор, каверн и трещин. Однако систематических работ по изучению пустотного пространства таких коллекторов с генетических и историко-геологических позиций не проводилось.

2.3. Общая характеристика коллекторских свойств известняков

Разрез турнейских отложений юго-востока РТ представляет ритмичное чередование в различной степени пористо-проницаемых пластов-коллекторов и плотных пород: сверху вниз пласты – V_{IV} , V_{III} , V_{II} и V_I и плотные породы – кровельная пачка турнейского яруса и реперные пачки $Rp C_1-4$, $Rp C_1-3$ и $Rp C_1-2$ (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Стратиграфическая приуроченность пластов-коллекторов и реперных уровней

| Ярус | Подъярус | Горизонт | Мощность, м | Пласты и плотные разделы по данным ГИС |
|------------|------------------|-------------|-------------|--|
| Турнейский | Верхнетурнейский | Кизеловский | до 20 | Кровельная пачка |
| | | | | Пласт V_{IV} |
| | | | | $Rp C_1-4$ |
| | | Черепетский | до 35 | Пласт V_{III} |
| | $Rp C_1-3$ | | | |
| | Нижнетурнейский | Упинский | до 24 | Пласт V_{II} |
| $Rp C_1-2$ | | | | |
| | Малевский | до 28 | Пласт V_I | |

Сложение пластов и плотных пород обусловлено развитием различных структурно-генетических типов известняков. Однако доля тех или иных типов известняков в кровельной пачке, пластах и плотных разделах различна. Так, например, в кровле и реперных пачках практически не встречены наиболее пористо-проницаемые биокластово-зоогенные известняки, тогда как нефтеносные пласты сложены ими.

Кровельная пачка турнейского яруса сложена в основном биокластово-фитогенными плотными известняками. Среднее содержание нерастворимого остатка в известняках пачки составляет 5,0%. Мощность изменяется от нескольких сантиметров до 2,5 м. Ниже по разрезу пачка постепенно переходит в пласт V_{IV} .

Пачка является выдержанной, вторичное уплотнение ее пород вызвано влиянием перекрывающих терригенных отложений. Поэтому при прослеживаемом стратиграфическом несогласии турнейских и визейских отложений рассматриваемая плотная карбонатная пачка может фиксироваться не только в кизеловских, но и в черепетских, упинских и даже малевских отложениях при развитии эрозионных врезов (Козина, 1978).

Пласт V_{IV} в верхнетурнейских отложениях является промышленно нефтеносным. Биокластово-зоогенные известняки составляют около 20% объема пласта и приурочены к его верхней части, образуя, как правило, два пропластка. Биокластово-фитогенные и биокластово-фитозоогенные известняки в верхней части пласта присутствуют в виде прослоев и линз, большим распространением пользуются в нижней части пласта, относятся к плотным породам.

В пласте V_{IV} наиболее высокими коллекторскими характеристиками обладают биокластово-зоогенные известняки. Их средняя пористость равна 14,7%, проницаемость – $56,5 \cdot 10^{-3}$ мкм². Органические остатки скреплены поровым цементом, в наиболее нефтенасыщенных зонах наблюдается его сильная перекристаллизация и выщелачивание. В таких случаях пространство между органическими остатками остаётся частично свободным. Размер каверн достигает величины 0,25 мм и более. Каверны межформенные, как правило, изометричной формы, соединены сетью хорошо разработанных коротких каналов. Структура пустотного пространства напоминает структуру пор в песчаниках. Генетически каверны и каналы вторичны, образовались за счет процессов выщелачивания. Кроме межформенной пористости, в сохранившихся раковинах фораминифер отмечаются внутриформенные поры, размер которых, как правило, не превышает 0,07 мм. Поры эти изолированы, в динамике жидкости не участвуют. В слабо нефтенасыщенных участках цемент выполнения, пелитоморфно-тонкозернистый, полностью заполняет все пространство между органическими остатками. Размер пор 0,001-0,003 мм.

Состав **реперной пачки $R_p C_1-4$** от вышележащего пласта отличается значительно. Резко уменьшается пористость известняков, существенно увеличивается содержание биокластово-фитогенных известняков.

Пласт V_{III} в основном представлен биокластово-фитогенными известняками, реже – биокластово-зоогенными и биокластово-фитозоогенными. Содержание биокластово-зоогенных известняков, по сравнению с пластом V_{IV} , значительно меньше: в среднем составляет 3,5%. Практически непроницаемые разности составляют около 15%. Как следствие этого коллекторские свойства пористых разностей пласта V_{III} существенно ниже, чем у аналогичных разностей пласта V_{IV} .

Наиболее распространенные в пласте биокластово-фитогенные известняки промышленными коллекторами не являются. Нефтенасыщение в них, если оно присутствует, проявляется в виде мелких светло-буровато-коричневых пятен и полос. Цементирующим материалом для биокластов является пелитоморфно-микрозернистый

кальцит, тип цементации в основном базальный, реже поровый. Содержание глинистого материала в среднем составляет 5%.

Поры и каверны в известняках редкие, мелкие (0,02-0,1 мм), межформенные, внутрiformенные; в цементе отмечаются мельчайшие поры, которые не влияют на эффективную пористость породы. Сеть каналов развита чрезвычайно слабо. Пористость известняков в среднем составляет 7,1%, а проницаемость – $0,19 \cdot 10^{-3}$ мкм².

В верхнетурнейских отложениях обнаруживаются эффективные трещины, которые обеспечивают дополнительную фильтрацию углеводородов в пористых и кавернозных известняках, являясь основными проводящими путями для нефти и газа в плотных разностях. В увеличении ёмкости коллектора участие трещин весьма ничтожно.

Очень большой фильтрующей способностью обладают эффективные макротрещины. Анализ изученного кернового материала показал, что макротрещиноватость возрастает сверху вниз по разрезу. Отношение изученного керна, разбитого макротрещинами, ко всему керновому материалу составляет в кизеловском горизонте 0,7%, а в черепетском – 1,4%. Трещины в основном вертикальные, реже слабо наклонные, стенки трещин гладкие или мелкоуступчатые, мелкобугристые. Нередко на стенках отмечаются примазки нефти или битума, иногда – выделения вторичного кальцита, ангидрита. Эффективная микротрещиноватость также возрастает по разрезу сверху вниз. В кизеловском горизонте отношение шлифов с эффективными микротрещинами ко всему количеству шлифов составляет 7,6%, а в черепетском – 15,5%.

Эффективные микротрещины тонкие – раскрытость их обычно изменяется от 0,05 до 0,025 мм; короткие – их протяженность 10-30 мм, реже пересекают весь шлиф. В кизеловских отложениях отмечается явная приуроченность микротрещин к биокласто-во-фитогенным известнякам, в черепетских – к биокласто-во-фитогенным и биокласто-во-фитозоогенным. Преобладают горизонтальные, кулисообразные трещинки, реже отмечаются системы перпендикулярных и хаотических трещин. Микротрещины слабо извилистые, часто разветвляющиеся, раскрытость изменяется от 0,005 до 0,03 мм, трещинная проницаемость чаще не превышает $3 \cdot 10^{-3}$ мкм², в единичных случаях достигает $65 \cdot 10^{-3}$ мкм². Плотность трещин варьирует от 1 до 190 1/м.

Наиболее часто эффективные микротрещины встречаются в биокласто-во-фитогенных известняках. Плотность трещин в них наиболее высокая, но раскрытость трещин и сильно зависящая от неё трещинная проницаемость меньше, чем в других типах. Резко преобладают короткие горизонтальные трещинки.

В биокласто-во-зоогенных кавернозных известняках микротрещины встречаются очень редко. Они, как правило, короткие, слабо извилистые, иногда проходят по крупным порам, как бы соединяя их в цепочки. Раскрытость трещин – 0,015-0,03 мм, в раздувах до 0,08 мм, трещинная проницаемость обычно не превышает $20 \cdot 10^{-3}$ мкм², плотность – 130 1/м.

Минеральные трещины в верхнетурнейском подъярусе встречаются очень редко и развиты вблизи зон водонефтяных контактов. Приурочены они главным образом к доломитам и доломитизированным известнякам, в меньшей мере – к биокласто-во-зоогенным известнякам. Выполнены трещины вторичным кальцитом, доломитом, реже – гипсом и ангидритом. Трещины располагаются параллельно друг другу, реже перпендикулярно, отмечаются случаи пересечения их эффективными микротрещина-

ми. Ширина минеральных трещин варьирует от 0,02 до 0,5 мм, плотность – от 25 до 130 1/м.

Реперная пачка Rp C₁₋₃, подстилающая верхнетурнейский подъярус, является выдержанной, представлена, в основном, плотными разностями известняков. Ее мощность по данным ГИС изменяется от 3,5 до 8,0 м.

Пласты В_{II} и В_I представлены преимущественно биокластово-зоогенными известняками. По сравнению с известняками верхнетурнейского подъяруса являются более плотными образованиями.

Известняки-коллекторы (биокластово-зоогенные известняки) являются поровыми или кавернозными. Средняя пористость равна 13-15%, проницаемость – $50 \cdot 10^{-3}$ мкм² и выше. Каверны межформенные, крупные, соединены хорошо разработанной сетью каналов. Их размер колеблется от 0,1 до 0,8 мм, ширина каналов – 0,08-0,2 мм. В известняках упинского горизонта интенсивно развито выщелачивание. Структура пустотного пространства значительно сложнее, чем в вышеописанных типах известняков. Преобладают межформенные, встречаются также внутриформенные и межзерновые поры. В каждом пятом просмотренном шлифе нередко встречаются эффективные микротрещины. Преимущественно субвертикальные, короткие, раскрытость в среднем равна 0,024 мм, трещинная проницаемость – $10,7 \cdot 10^{-3}$ мкм², плотность – 45,5 1/м.

Кроме описанных известняков, являющихся коллекторами, в упинском и малевском горизонтах присутствуют аналогичные известняки, коллекторские свойства которых ниже кондиционных значений. Это плотные образования вследствие отсутствия выщелачивания. Их пористость равна 1-2,5%, проницаемость $0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм². Матрица известняков очень плотная, поры мелкие, редкие, изолированные. Но в этих известняках значительно развита микротрещиноватость: в пятой части всех просмотренных шлифов наблюдались эффективные микротрещины, и нередко эти трещинки обуславливали развитие вторичной кавернозности. Средняя трещинная проницаемость равна $1,5 \cdot 10^{-3}$ мкм², плотность трещин высокая – 106 1/м.

Прослоями, главным образом в нижней части пласта В_{II} и в пласте В_I, развиты плотные биокластово-фитогенные и биокластово-фитозоогенные известняки.

В биокластово-фитозоогенных известняках редко встречаются обычно изолированные межформенные и внутриформенные пустотки, образовавшиеся за счет растворения. Их размер до 0,06 мм. Каналы узкие, редкие.

Биокластово-фитогенные известняки – более плотные породы, коллекторские свойства их очень низкие. Поры изолированные. Часто обнаруживается эффективная микротрещиноватость, которая встречается в 18% просмотренных шлифов. Трещины короткие, чаще горизонтальные, кулисообразные. Реже отмечаются системы взаимоперпендикулярных микротрещин. Их раскрытость в среднем составляет 0,018 мм, трещинная проницаемость – $14,5 \cdot 10^{-3}$ мкм², плотность 156 1/м.

Реперную пачку Rp C₁₋₂ слагают биокластово-фитогенные и биокластово-фитозоогенные плотные известняки. Подошва пачки отвечает нижней границе упинского горизонта.

3. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ, ЛИТОЛОГИЯ И СХЕМА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА КАРБОНАТОВ

При написании настоящего раздела использована стратиграфическая схема осадочного чехла, принятая в ОАО «Татнефть» (Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006). Литологическое описание разреза дается по результатам собственных исследований кернового материала.

Для более полной характеристики рассматриваемого в работе турнейского регионально нефтеносного карбонатного комплекса помимо пород-коллекторов изучались также породы-покрышки, относящиеся, согласно данным ГИС, к бобриковскому и тульскому горизонтам визейского яруса.

Описание пород включает их минеральный состав, структуру и текстуру, сформировавшиеся на стадиях седиментогенеза, диагенеза и катагенеза, т.е. без учета вторичных изменений наложенного характера.

Осадконакопление в турнейский век происходило в условиях эпиконтинентального шельфа морского бассейна.

Региональный перерыв в осадконакоплении прослеживается на границе турнейского и визейского веков.

Особенностью разреза турнейского яруса является возможность его расчленения на горизонты по литологическим признакам.

Поскольку основной задачей работы является выделение структурно-генетических типов известняков, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам турнейского яруса, и реконструкция схемы седиментогенеза карбонатов в турнейском веке раннего карбона на территории, представлявшей собой в это время Южно-Татарский палеосвод (Войтович, Гатиятуллин, 2003), то этим задачам подчинено проводимое ниже описание.

3.1. Стратиграфия и литология

В составе турнейского яруса, по данным биостратиграфии, установлено 4 горизонта: малевский и упинский, слагающие нижнетурнейский подъярус¹, а также черепетский и кизеловский, объединенные в верхнетурнейский подъярус. Малевский горизонт в имевшихся в нашем распоряжении материалах керном представлен слабо. По данным (Муслимов, Васясин и др., 1999), отложения его близки по характеру отложениям упинского горизонта, с которым он нередко в разрезах выделяется как единая пачка пород (рис. 3.1).

Упинский горизонт. Известняки горизонта, согласно вышеизложенному (см. п. 1.3.1), относятся к биокластово-зоогенным. Очень редко в виде слоев и, возможно, линз в нем развиты пелитоморфные известняки. Мощность горизонта меняется от 0 (в эрозионных врезках) до 24 метров в полных разрезах.

Макроскопически *биокластово-зоогенные известняки* являются светлыми породами с однородной текстурой (таблица 1).

¹ Выделяемый в соответствии с региональной схемой стратиграфии (1990 г.) в основании турнейского яруса гумеровский горизонт в подавляющем большинстве разрезов описываемой территории ЮТС отсутствует.

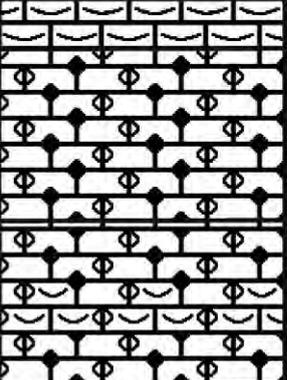
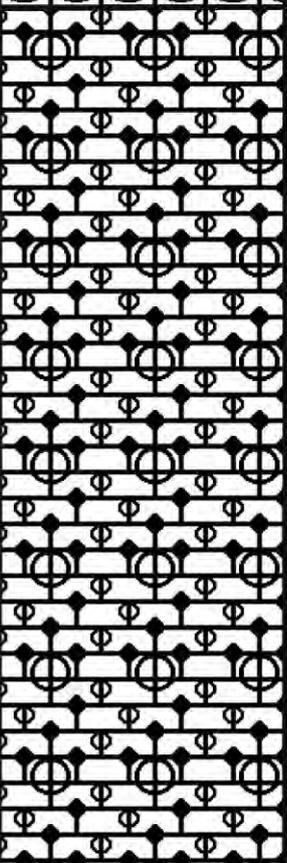
| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Горизонт | Литологическая колонка | Мощность, м | Краткая характеристика пород |
|-----------------|--------|------------|----------|----------------------|---|-------------|---|
| Каменноугольная | Нижний | Турнейский | Верхний | Кизеловский |  | 0,5 | Известняки биокластово-фитогенные слабо глинистые |
| | | | | Черепетский |  | 10-29 | Известняки биокластово-зоогенные (верхняя часть) и биокластово-фитозоогенные (нижняя часть) |
| | | | Нижний | Упинский + Малевский |  | 13-32 | Известняки биокластово-фитогенные слабо глинистые, с редкими маломощными слоями и линзами биокластово-фитозоогенных и биокластово-зоогенных |
| | | | | | | 35 и более | Известняки биокластово-зоогенные с редкими слоями и линзами пелитоморфных |

Рис. 3.1. Сводный литологический разрез турнейского яруса.

По данным оптико-микроскопического исследования (таблица 2) форменные структурные компоненты известняков включают раковины фораминифер различной степени сохранности; реже водорослевый детрит, еще реже обломки брахиопод и криноидей. Раковины фораминифер достигают размера 0,3-0,7 мм, обладают в основном плохой, реже средней сохранностью, что обусловлено их сильной грануляцией. Под микроскопом в неизмененных вторичными процессами известняках гранулированные раковины фораминифер выглядят как комки и сгустки, сливающиеся с цементирующим их микритом, под микроскопом среди цементирующего кальцита выделяются по более темной окраске (таблица 2, фото «а»).

Органические остатки сцементированы кальцитом (микрит). Цемент выполнения, порового типа. По структуре четко фиксируются: цемент пелитоморфный (размер зерен до 0,01 мм), микро- и тонкозернистый (0,01-0,1 мм), нередко мелко- (0,1-0,25 мм) и среднезернистый (0,25-0,5 мм) в зависимости от интенсивности вторичных процессов. При слабом развитии процессов выщелачивания и перекристаллизации цементирующий кальцит обладает пелитоморфной структурой, а в случае интенсивного развития выщелачивания в нефтяных залежах порода становится кавернозной, цемент не заполняет все пространство между форменными компонентами и становится мелко-среднезернистым. Нередко различная степень выщелачивания и перекристаллизации кальцитового цемента наблюдается в зонах водонефтяных контактов даже в пределах одного образца.

Пелитоморфные известняки в горизонте развиты весьма слабо. Обладают однородной текстурой (таблица 3). Сложены пелитоморфным кальцитом, в их составе нередко отмечается примесь обломков водорослей (таблица 4), приурочены к нижней части горизонта.

Черепетский горизонт представлен преимущественно биокластово-фитогенными известняками с различным содержанием детритового материала водорослевой природы. В составе отложений присутствуют редкие и маломощные слои и линзы биокластово-зоогенных (таблица 5) и биокластово-фитозоогенных (таблицы 6, 7) известняков. Мощность горизонта достигает величины 35 м, в эрозионных врезках может отсутствовать.

Биокластово-фитогенные известняки макроскопически серые до светло-серых плотные породы, в которых присутствуют черные тонкие нитевидные слойки углисто-терригенного материала (таблицы 8, 9, 12), который, по данным рентгенографического анализа, представлен кварцем, слюдой, смешанослойным образованием иллит-сметитового состава и углистым веществом. Слойки углисто-терригенного материала формируют волнисто-линзовидную текстуру породы, их мощность достигает 0,1-0,25 мм.

Как показывают оптико-микроскопические исследования (таблицы 9-12), форменные структурные компоненты известняков представлены водорослевым детритом, реже фаунистическими остатками, которые обычно присутствуют в небольшом количестве. Последние представлены преимущественно сильно гранулированными раковинами фораминифер: комками и сгустками размером до 0,1-0,3 мм. Структурные компоненты раковин практически не просматриваются, их границы зачастую сливаются с цементирующей массой. Помимо в различной степени гранулированных раковин фораминифер в породе присутствуют

и более крупные (0,5-2,0 мм) органические остатки, представленные члениками криноидей, фрагментами раковин брахиопод. Органические остатки сцементированы кальцитом. Цемент базальный, выполнения, по структуре преимущественно пелитоморфно-микрзернистый, иногда тонкозернистый (до 0,1 мм).

Известняки горизонта по всему интервалу содержат редкие (<1%) сферoidalные агрегаты пирита размером 0,05-0,25 мм. Их скопления наблюдаются вблизи слоев углисто-терригенного материала.

Другие типы известняков присутствуют в черепетском горизонте в подчиненном количестве – биокластово-фитозоогенные и биокластово-зоогенные. Какой-либо закономерности в их положении в горизонте не обнаружено. Однако нижнюю часть горизонта на контакте с биокластово-зоогенными известняками упинского горизонта слагают биокластово-фитозоогенные известняки с неясно слоистой текстурой (таблица 6), в составе которых присутствуют гранулированные раковины фораминифер и водорослевый детрит (таблица 7).

Кизеловский горизонт в разрезах сложен биокластово-зоогенными, биокластово-фитозоогенными и биокластово-фитогенными известняками. Мощность горизонта достигает 20 м, в эрозионных врезках отложения могут отсутствовать.

Известняки являются светло-серыми породами. Текстура биокластово-зоогенных известняков однородная (таблица 13), биокластово-фитозоогенных и биокластово-фитогенных известняков – однородная до линзовидно-волнистой за счет присутствия слоев углисто-терригенного материала (таблица 13, фото 2; таблицы 15; 19; 20), содержание которых больше в биокластово-фитогенных известняках. Очень редко в биокластово-фитогенных и биокластово-фитозоогенных известняках горизонта встречаются остатки кораллов (таблица 15, фото 2).

По данным оптико-микроскопических исследований, форменные структурные компоненты биокластово-зоогенных известняков представлены преимущественно в различной степени гранулированными раковинами фораминифер размером до 0,25 мм (таблица 14); биокластово-фитозоогенных известняков – гранулированными раковинами фораминифер и обломками водорослей (таблицы 16, 17); биокластово-фитогенных известняков – обломками водорослей (таблицы 21–24).

Среди форменных структурных компонентов биокластово-зоогенных известняков встречаются также более крупные (от 1,0 мм до 5,0 см) фрагменты брахиопод, двустворок, криноидей. В биокластово-фитозоогенных известняках они встречаются значительно реже, а в биокластово-фитогенных практически отсутствуют. Очень редко встречаются остатки кораллов (таблица 15, фото 2; таблица 20, фото 2), мшанки (таблица 18).

Форменные структурные компоненты в известняках цементируются пелитоморфным кальцитом (микрит), цемент – выполнения. Для биокластово-зоогенных известняков цемент поровый, для биокластово-фитозоогенных – поровый и базальный, для биокластово-фитогенных – базальный. Биокластово-фитозоогенные известняки являются промежуточными породами между биокластово-зоогенными и биокластово-фитогенными известняками.

Видимые под микроскопом вторичные изменения в коллекторах – выщелачивание и перекристаллизация – затрагивают лишь кальцитовый цемент.

Наиболее интенсивно они развиты в биокластово-зоогенных известняках, тогда как в биокластово-фитозоогенных и биокластово-фитогенных практически отсутствуют.

Биокластово-зоогенные известняки нередко образуют два пласта мощностью до 2-3 м в верхней части горизонта. Такие известняки, являясь коллекторами нефти, несут следы растворения и перекристаллизации кальцита, цементирующего органические остатки.

Биокластово-фитогенные известняки образуют пласт до 2 м в кровельной части горизонта, непосредственно на контакте с вышележащими терригенными породами визейского яруса они содержат включения крупных (до 1,5 см) агрегатов пирита.

Нижнюю часть горизонта слагают биокластово-фитозоогенные известняки, биокластово-фитогенные встречаются редко.

Разрез турнейского яруса в основном сложен биокластово-зоогенными (малевский и упинский горизонты и верхняя часть кизеловского горизонта), биокластово-фитозоогенными (нижняя часть кизеловского горизонта), биокластово-фитогенными (черепетский горизонт и кровельная часть кизеловского горизонта), а также пелитоморфными известняками, которые обнаруживаются в качестве прослоев в нижней части упинского горизонта. Основными форменными структурными компонентами биокластово-зоогенных известняков являются гранулированные раковины фораминифер, биокластово-фитогенных – водорослевый детрит. Широкое распространение рассматриваемых типов известняков и достаточно высокая выдержанность их по стратиграфической приуроченности к горизонтам позволяют говорить об однотипном формировании осадков на обширных территориях. Границы между выделенными известняками не резкие, т.к. между ними наблюдаются переходные породы. Резкие границы наблюдаются крайне редко (таблица 13, фото 2).

Стратификация разрезов турнейского яруса достаточно уверенно проводится по данным ГИС, т.к. слагающие их типы известняков образуют пространственно выдержанные пласты.

На карбонатные отложения турнейского яруса, как указывалось, с перерывом налегают отложения визейского яруса, нижняя часть которых представлена терригенными существенно глинистыми толщами. Последние для нефтяных залежей турнейского яруса играют роль регионально выдержанной покрышки.

3.2. Схема седиментогенеза карбонатов

Существующие схемы седиментогенеза карбонатов (Атлас типовых ..., 1999; Белоновская, Булач и др., 2004; Беляева, 2000; Беляева, Корзун и др., 1998; Вилесов, 2005; Геологическая съемка ..., 1982; Дронов, 2001; Жемчугова, 2001; Исаев, 2006; Королук, 1985; Кузнецов, 1992, 2003; Лидер, 1986; Македонов, 1985; Маслов, 1950; Михайлов, 2000; Рыжова, Котельникова, 1972; Проворов, 1992; Седиментология, 1980; Селлвуд, 1990; Сели, 1989; Танинская, 2004; Уилсон, 1980; Условия древнего ..., 1974; Фролов, 1980; Хворова, 1953; Хеллем, 1983 и др.) не включают характеристики вышеописанной последовательности

напластования известняков с учетом движения береговой линии, изменения уровня моря, развития биоты и других условий эпиконтинентальных морских бассейнов.

Рассмотренная последовательность вертикальной смены в разрезе турнейского яруса известняков с учетом закона Головкинского-Вальтера указывает на определенную закономерность в распространении карбонатных осадков и по латерали в палеобассейне седиментогенеза.

В вертикальной последовательности напластования известняков наблюдается определенная закономерность, показанная на вышеприведенном рисунке 3.1: нижнетурнейский подъярус сложен преимущественно биокластово-зоогенными известняками, а верхнетурнейский – биокластово-фитогенными (черепетский горизонт) и биокластово-зоогенными, сменяющимися биокластово-фитогенными (кизеловский горизонт). Следовательно, с учетом регрессии морского бассейна в турнейском веке, приведшей к понижению уровня моря (Рыжова, Котельникова, 1972; Муслимов, Васясин и др., 1999) и в целом к смене снизу вверх по разрезу яруса биокластово-зоогенных известняков биокластово-фитогенными, седиментогенез карбонатов можно представить схемой рисунка 3.2. На приведенной схеме показана смена осадков при удалении от береговой линии: терригенные осадки сменяются биокластово-фитогенными и далее биокластово-зоогенными.

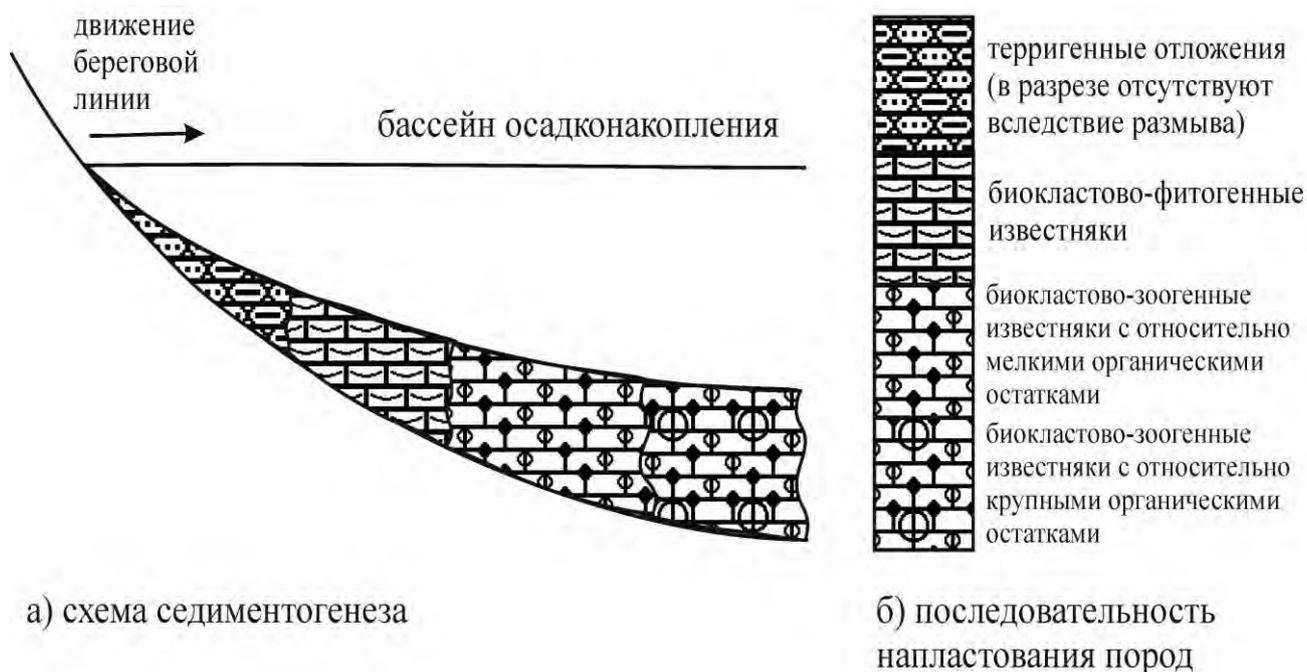


Рис. 3.2. Схема седиментогенеза известковых осадков в турнейском веке в регрессирующем морском бассейне (а) и общая последовательность напластования пород в турнейском ярусе (б).

О правомерности приведенной схемы карбонатонакопления свидетельствует большее содержание углисто-терригенной компоненты в биокластово-фитогенных известняках, чем в биокластово-зоогенных (табл. 3.1), что указывает на формирование биокластово-фитогенных осадков ближе к береговой линии по сравнению с биокластово-зоогенными. На формирование биокластово-фитогенных осадков в более мелководной обстановке по сравнению с биокластово-зоогенными указывает также текстура пород: волнисто-линзовидные текстуры, образующиеся в относительно мелководной обстановке, присутствуют лишь в биокластово-фитогенных известняках. На это же указывают текстуры вымыва (таблица 13, фото 2).

Таблица 3.1

Содержание нерастворимого остатка в различных структурно-генетических типах известняков и состав глинистой компоненты (по данным рентгенографического анализа)

| Структурно-генетический тип известняков | Содержание нерастворимого остатка, % | Минеральный состав глинистой фракции нерастворимого остатка |
|---|--------------------------------------|---|
| Биокластово-фитогенные | <u>0,1-1,0</u> 0,35 | Гидрослюда, смешанослойный иллит-монтмориллонит |
| Биокластово-зоогенные | <u>0,01-0,5</u> 0,21 | Гидрослюда, смешанослойный иллит-монтмориллонит |

Биокластово-зоогенные известняки турнейского яруса сложены двумя подтипами, отличающимися друг от друга размерами биокластов: упинский горизонт часто сложен органическими остатками размером 0,3-0,7 мм, а кизеловский – 0,1-0,25 мм.

Свидетельством механического перемещения при седиментогенезе компонентов известняков помимо волнисто-линзовидных текстур следует считать пространственное положение их неизометричных форм, при котором удлинённые органические остатки ориентированы горизонтально. Процессы грануляции, которые фиксируются формированием комков и сгустков, также не указывают на литификацию при седиментогенезе толщ карбонатов. Следовательно, такие осадки не слагают органогенные постройки, как это указывается в ряде работ (Рифы Урало-Поволжья ..., 1974; Юсупов, Веселов, 1973), а формируются в пределах обширных подводных равнин (Муслимов, Васясин, и др., 1999; Козина, 1978). Сложение ими определенных стратиграфических горизонтов указывает на формирование описанных типов осадков в виде широких полос, параллельных береговой линии при регрессивном движении ее в турнейское время (рис. 3.2). На подобный контроль седиментогенеза карбонатов удаленностью от береговой линии и глубиной водного бассейна указывает Б.У.Селлвуд (Селлвуд, 1990). Однако им говорится лишь о пояском распространении карбонатных осадков параллельно береговой линии в зависимости от гидродинамического фактора и не приводится схемы седиментогенеза карбонатов, аналогичной рассматриваемой. Установлено, что формирование карбонатных отложений в силу специфики механизмов образования карбоната кальция и способов

формирования осадка (Кузнецов, 1992; Лидер, 1986; Седиментологическое ..., 2000), контролируется многими факторами: температура, соленость, прозрачность воды, глубина бассейна и т.д. При механической дифференциации карбонатного материала ее можно объяснить удаленностью от береговой линии и глубиной бассейна седиментогенеза (Селлвуд, 1990). А смену одних карбонатных отложений другими, сложенными различными органическими компонентами, палеоэкологическими причинами.

Авторами смена в пространстве и времени биокластово-фитогенных карбонатных осадков биокластово-зоогенными связывается также со сменой автотрофных организмов гетеротрофными.

Отсутствие строгого соответствия между последовательностью напластования известняков в разрезе турнейского яруса (рис. 3.1) и схемой седиментогенеза карбонатных осадков (рис. 3.2) можно объяснить с тектонических позиций: относительно слабыми колебательными вертикальными движениями на фоне общего подъема территории и, соответственно, снижения уровня моря.

Так, например, присутствие в нижней части упинского горизонта пелитоморфных известняков, видимо, следует связывать с кратковременным обмелением бассейна (Лидер, 1986; Селлвуд, 1990; Сели, 1989), возможно, вследствие эвстатического колебания уровня моря.

Из сказанного следует, что выявленная схема последовательности формирования карбонатных осадков обусловлена рядом факторов. Основными среди них следует считать: удаленность от берега; глубина бассейна; палеоэкологическая составляющая биоценоза.

Отсутствие в разрезе турнейского яруса терригенных пород в кровле его может быть объяснено вслед за Б.И.Чувашовым (Чувашов, 2001) их размывом при регрессии. Размыв неконсолидированных или слабо консолидированных терригенных осадков вплоть до их полного отсутствия на рассматриваемой территории, вероятно, реализовался вследствие увеличивающейся гидродинамической активности при регрессивном движении береговой линии: когда в гидродинамически активную волноприбойную зону попадают мелководные терригенные отложения при условии их слабой или отсутствующей литификации, размыв становится весьма вероятным.

Общим для турнейского яруса на рассматриваемой территории является достаточно уверенное расчленение разрезов по литологическим признакам и данным ГИС на горизонты и последовательно направленная смена по разрезу одних пород другими, что обусловлено эволюцией карбонатонакопления в регрессирующем морском бассейне и широким площадным распространением карбонатных осадков. Также общим является поясное расположение при седиментогенезе различных типов карбонатных осадков, пространственно ориентированных вдоль береговой линии.

Таким образом, изучение известняков турнейского яруса в пределах восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода позволило восстановить схему седиментогенеза карбонатных осадков в пределах Южно-Татарского палеосвода. Выявлено, что биокластово-фитогенные и биокластово-зоогенные карбонатные осадки турнейского века формировались в виде широких полос, параллельных береговой линии. Поэтому при стратификации таких отложений можно использовать литологическую типизацию известняков.

4. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Известняки в пределах изученной части Волго-Уральской антеклизы, являясь коллекторами нефти, испытали как «классический» фоновый литогенез, так и вторичные изменения наложенного характера элизионного и инфильтрационного типов. Основные факторы реализации и отличительные признаки процессов фонового литогенеза и того литогенеза, который обусловлен вторичными изменениями пород наложенного характера, даны выше.

В настоящем разделе работы рассматриваются изменения карбонатных осадков при фоновом литогенезе и известняков вторичными процессами, обусловленными элизионной и инфильтрационной гидрогеологическими стадиями развития осадочных бассейнов.

Общеизвестно, что в отличие от терригенных коллекторов емкостно-фильтрационные свойства карбонатных коллекторов более существенно определяются наложенными на фоновый литогенез вторичными изменениями, которые могут либо повысить пористость и проницаемость пород, либо понизить, что определяется характером изменения структуры пустотного пространства карбонатных пород.

В работах, где рассматриваются вторичные процессы изменения карбонатов, практически не изучены вопросы, связанные с участками их локализации и пространственной приуроченности в разрезах. Недостаточно изучена последовательность вторичных преобразований. Исключение составляет лишь самый известный вторичный процесс – процесс выщелачивания, который локализуется в известняках, несогласно перекрытых терригенными породами (Алишаев, Хайретдинов, 1965; Войтович, 1975; Войтович, Шельнова, 1967; Карнюшина, 2000; Киркинская, Смахов, 1981; Максимов, 1964; Минский, 1979 и др.). Но в большинстве случаев выщелачивание неверно рассматривается как гипергенный или инфильтрационно-гипергенный процесс, связываемый с воздействием на известняки поверхностных вод и атмосферных осадков при их выходе на дневную поверхность, что нельзя принять применительно ко всем объектам исследования.

Лишь некоторые авторы связывают вторичные изменения пород с местом их локализации (Алексеева, Каледа, 1974; Каледа, 1985; Каледа, Калистова, 1970; Лукин, 1997; Максимова, Полонская и др., 1975; Петрова, 2005; Полонская, 1975; Постседиментационные изменения ..., 1980; Шаронова, 1974).

Однако до сих пор не существует работ, в которых бы предлагалась историко-генетическая классификация постседиментационных изменений карбонатных пород с указанием возможных мест локализации вторичных изменений, что весьма важно не только с научных позиций, но и для практики выявления коллекторов.

4.1. Фоновый литогенез

Изучение карбонатных толщ показало, что постседиментационные диагенетические и катагенетические изменения в них, т.е. процессы фонового литогенеза, проявляются крайне слабо. Прежде всего это касается отсутствия

изменения минерального состава известняков с глубиной залегания пород. Объясняется это тем, что их породообразующий минерал – кальцит находится в химическом равновесии с поровыми водными растворами или близок к этому и является термодинамически весьма устойчивым при P-T-условиях диа- и катагенеза (Карбонатные породы ..., 1971; Карбонаты ..., 1987; Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Химия морской ..., 1989; Япаскурт, 2004). Поэтому при фоновом литогенезе кальцит практически не подвергается изменениям. Однако образовавшиеся известняки могут менять свои структурно-текстурные характеристики. В них также могут появляться новообразования, связанные с формированием в пустотах кальцита или образованием других минералов некарбонатного состава.

Постседиментационные изменения карбонатных осадков, связанные с фоновым литогенезом, по данным изучения известняков турнейского яруса, заключаются:

- в уплотнении и, соответственно, снижении коллекторских свойств пород (пористости и проницаемости);
- в перекристаллизации;
- в заполнении кальцитом биопустот;
- в формировании зерен и агрегатов пирита;
- в окремнении наиболее крупных органических остатков известняков, имеющих зоогенную природу;
- в появлении стилолитов.

Таким образом, в целом постседиментационные изменения карбонатных осадков и известняков, обусловленные факторами фонового литогенеза, лишь ухудшают коллекторские свойства пород, что связано с превышением при литогенезе литостатического давления над гидростатическим (Буряковский, Джеваншир, 1991; Логвиненко, Орлова, 1987; Справочник по ..., 1983; Страхов, 1960-1962; Фролов, 1992; Энгельгардт, 1964).

При этом происходит **уплотнение** осадка вследствие оттока седиментогенных вод и, соответственно, снижение пористости и проницаемости сформированной породы.

Одновременно происходит и слабая **перекристаллизация** зерен осадка, что обуславливает литификацию. Однако строго установить перекристаллизацию, основываясь на полученных при выполнении работы данных, не удалось. Возможно, что наиболее интенсивно перекристаллизация карбоната кальция происходит при преобразовании арагонита в кальцит при диагенезе.

Заполнение кальцитом биопустот наиболее четко выявляется в биокластово-фитогенных известняках и других структурно-генетических типах известняков, в которых присутствуют обломки водорослей (таблицы 7, 9-12, 16-17, 21–24). В них кальцит, выполняющий полости, согласно многим работам (Бурлин, 1976; Кузнецов, 1992; Лидер, 1986; Петтиджон, 1981; Селлвуд, 1990; Сели, 1989) считается образованием, формирующимся при седиментогенезе, диагенезе и, возможно, катагенезе. Такое же заполнение кальцитом биопустот нередко отмечается и в биокластово-зоогенных и биокластово-фитозоогенных известняках, где присутствуют биоморфные раковины фораминифер, членики криноидей.

Заполнение кальцитом биопустот нередко называют кальцитизацией. По структуре агрегаты кальцита отвечают спариту, но такую кальцитизацию следует отличать от той кальцитизации, которая формирует новообразования в зонах водонефтяных контактов нефтяных залежей и в настоящей работе отнесена к вторичным изменениям наложенного характера.

Названные процессы приводят к литификации осадков любых изученных структурно-генетических типов и лишь ухудшают коллекторские свойства пород, а потому известняки, даже имеющие органогенную природу, обладают весьма слабыми коллекторскими свойствами.

Другие процессы – формирование новообразований пирита и кремня, отнесенные к процессам фоновому литогенезу, отмечаются также повсеместно. Образование их минеральных обособлений связано с пространственным перераспределением вещества при литогенезе и определяется наличием в среде слагающих компонентов.

Образование пирита. Процесс проявляется как наличие в известняках выделений пирита. Зерна и агрегаты его встречаются в известняках, где отмечается присутствие углисто-терригенного материала. Так, например, пирит встречается в биокластово-фитогенных известняках кровельной части кизеловского горизонта (таблица 25) и аналогичных известняках черепетского горизонта (таблицы 26, 27) и нижней части кизеловского горизонта (таблица 28, фото 2; таблица 29). Значительно реже выделения пирита обнаруживаются в биокластово-фитозоогенных известняках (таблица 28, фото 1). Основываясь на наблюдаемых фактах, его формирование следует связывать с содержанием в известняках углисто-терригенного материала, являющегося источником ионов железа, и ионов серы, образующихся из иловых растворов за счет сульфат-редукции. Образование пирита, вероятно, происходит при диагенезе. В дальнейшем при катагенезе возможно его преобразование.

Окремнение наблюдается довольно редко, реализуется как метасоматическое замещение наиболее крупных зоогенных органических остатков в биокластовых известняках халцедоном (таблица 30), реже опалом и кварцем. При этом кремнезем замещает, как правило, наиболее крупные органические остатки. Замещение происходит либо нацело, либо частично. И в том, и другом случае выделения кремней имеют довольно резкие границы с вмещающими породами. В пелитоморфных известняках окремнение не встречено.

Судя по месту локализации кремней, осаждение кремнезема происходит на геохимических барьерах, которыми служат крупные органические остатки зоогенной природы в биокластовых известняках. Геохимический барьер, на котором происходит осаждение кремнезема, можно согласно В.А.Алексеевко и Л.П.Алексеевко (Алексеевко, Алексеевко, 2003) назвать кислым. Выпадение из раствора кремнезема на таких барьерах может реализоваться при возрастании кислотности среды, что хорошо согласуется с данными по его растворимости (Айлер, 1982).

Существованием таких геохимических барьеров можно объяснить замещение кремнем относительно крупных органических остатков зоогенной природы, которые встречаются в известняках. Например, коралл в биокластово-фитогенных известняках (таблица 30), т.к. в подобных органических остатках доля

органического вещества, обуславливающего снижение рН, выше, чем во вмещающем известняке.

Аналогичный по механизму процесс окремнения, связанный с осаждением растворенного кремнезема на микробиальных образованиях, наблюдался на современных термальных источниках, где органическое вещество является «осадителем» из водных растворов кремнезема даже если он находится в ненасыщенном состоянии (Бактериальная палеонтология, 2002).

Источником кремнезема для новообразований кремней могут быть остатки организмов, например, спикулы губок, диатомовые водоросли (Атлас структурных ..., 2005), растворяющиеся при диа- и катагенезе.

Рассмотренный процесс окремнения, приводящий к метасоматическому замещению органических остатков кремнеземом, следует отличать от того окремнения, которое наблюдается при определенной смене типов известняков в разрезе.

Стилолитизация в известняках так же, как окремнение и пиритизация, развита довольно слабо. Стилолиты имеют горизонтальную или весьма близкую к ней пространственную ориентировку. Встречены во всех типах известняков. Однако морфология стилолитов и частота их встречаемости имеют определенную зависимость от структурно-генетических типов известняков.

Анализ кернового материала показывает, что морфология стилолитовых швов зависит от структурно-генетического типа известняков. Стилолиты в биокластово-зоогенных известняках встречаются в виде столбчатых или зубчатых образований (таблицы 31-32). В некоторых изученных образцах высота зубчиков достигала размера до 2,0 см. При разламывании образцов керна по шву на стенках многих зубцов отчетливо проявляются субвертикальные бороздки. В биокластово-фитогенных известняках (таблицы 33-34) они встречаются в виде бугорчатых образований (парастилолиты по М.С.Швецову, 1954). Последние имеют форму трещинок растворения и выявляются там, где в известняках развиты углисто-глинистые слои, что указывает на большую проницаемость для растворов неоднородных по минеральному составу участков пород. В биокластово-фитозоогенных известняках стилолиты, как правило, имеют промежуточную форму (таблица 34). Нередко стилолитовые швы образуются по границе крупных органических обломков, присутствующих в известняках (таблица 35).

Связь морфологии стилолитовых швов со структурно-генетическими типами известняков, по-видимому, обусловлена однородностью-неоднородностью пород. Поэтому в более однородных по текстуре и, соответственно, проницаемости биокластово-зоогенных известняках наблюдаются столбчатые и зубчатые стилолиты, а в более неоднородных по проницаемости биокластово-фитогенных известняках – бугорчатые.

Стилолитовые швы являются открытыми, в биокластово-зоогенных известняках заполнены углеводородами, в биокластово-фитогенных известняках в них помимо углеводородов нередко присутствует глинистый материал, присутствующий и в известняках.

Стилолиты чаще развиты в плотных известняках – биокластово-фитозоогенных, реже в других структурно-генетических типах.

Как считается многими исследователями (Атлас текстур ..., 1969), формирование стилолитов происходит в результате растворения пород (не только карбонатных). Поэтому, вероятно, такие образования следует рассматривать в качестве трещинок растворения, образованных в результате миграции отжимаемых при литогенезе водных, а затем и углеводородных флюидов по напластованию пород.

Таким образом, процессы фонового литогенеза лишь ухудшают коллекторские свойства пород. Исключение составляет процесс стилолитизации, который приводит к формированию трещинок растворения.

Критериями отнесения вышерассмотренных постседиментационных изменений к процессам фонового литогенеза следует считать:

- повсеместное распространение во всех стратиграфических горизонтах;
- отсутствие литологического контроля (исключение составляет пиритизация);
- отсутствие пространственной связи изменений с тектоническими структурами;
- отсутствие пространственной связи изменений с зонами нефте- или водоносных пород;
- отсутствие пространственной связи изменений с зонами водонефтяных контактов;
- местный источник вещества, т.е. небольшой по расстоянию перенос веществ, которые формируют новообразования (исключение составляет стилолитизация).

4.2. Вторичные изменения известняков, связанные с наложенными процессами, их связь со стадиями развития осадочных бассейнов

Постседиментационные преобразования пород другого типа и другой природы, связанные с наложенными на фоновый литогенез вторичными изменениями известняков, в целом выражаются значительно интенсивнее. Среди них по масштабам можно различать изменения, отличающиеся друг от друга размерами или, другими словами, объемами вторично измененных пород, что контролируется тектоническим фактором.

В настоящем разделе работы рассматриваются лишь локальные вторичные изменения, оказывающие существенное влияние на пористость и проницаемость матрицы карбонатных пород-коллекторов нефтяных залежей. Такие изменения затрагивают относительно небольшие объемы пород и обычно приурочены к положительным структурам III-IV порядка.

Вторичные изменения, в том числе выявленные на месторождениях нефти в карбонатных породах-коллекторах, хорошо известны (Атлас структурных ..., 2005; Атлас типовых ..., 1999; Багринцева, 1977; Бурлин, 1976; Гмид, Леви, 1972; Киркинская, Смехов, 1981; Карбонатные породы-коллекторы ..., 2005; Кузнецов, 1992; Сахибгареев, 1989; Смехов, Дорофеева, 1987 и др.), и оценена их роль в

формировании пустотного пространства матрицы карбонатных пород-коллекторов. В частности, признается, что промышленно значимая пустотность матрицы карбонатных пород, часто является вторичной и связывается с процессом выщелачивания. Однако роль вторичных изменений в формировании коллекторских свойств карбонатов, приуроченность тех или иных из них к различным типам известняков, масштабы их проявлений, природа и источник вещества полностью не раскрыты. Этим объясняется отсутствие генетической классификации вторичных изменений, последовательности реализации их. Особенно слабо изученной следует считать доломитизацию: ряд авторов (Бурлин, 1976; Гмид, Леви, 1972; Карбонатные породы ..., 2005) приписывают этому процессу, как положительную роль (повышает коллекторские свойства пород), так и отрицательную (ухудшает коллекторские свойства).

К вторичным изменениям, в той или иной степени определяющим коллекторские свойства пород, относятся:

- 1) окремнение (следует отличать от того окремнения, которое реализуется при фоновом литогенезе),
- 2) выщелачивание,
- 3) перекристаллизация,
- 4) доломитизация,
- 5) кальцитизация (следует отличать от той кальцитизации (заполнение кальцитом биопустот), которая реализуется при фоновом литогенезе),
- 6) сульфатизация.

Пять первых из них обусловлены элизионной стадией развития осадочных бассейнов, а сульфатизация – инфильтрационной (рис. 4.1). В основу отнесения тех или иных вторичных изменений к определенной стадии развития осадочных бассейнов положены анализ их морфологии, пространственная литолого-стратиграфическая и тектоническая приуроченность, выдержанность в пространстве, источник вещества.



Рис. 4.1. Генетическая классификация вторичных наложенных процессов

4.2.1. Вторичные изменения, связанные с элизионной стадией

Вторичные изменения известняков – выщелачивание, перекристаллизация и доломитизация могут затрагивать большие объемы пород, близкие по размеру нефтяным залежам. По изученному керновому материалу вертикальная мощность измененных пород иногда превышает десятки метров, а изменения по горизонтали достигают нескольких сотен метров и более. Названные изменения реализуются в пределах сводовых частей поднятий III-IV порядка по классификации Е.Д.Войтовича (Войтович, Гатиятуллин, 2003).

Локализация названных процессов в пределах сводов, где известняки перекрываются терригенными существенно глинистыми породами-покрышками, указывает на глубинный источник флюидов, приводящий к вторичным изменениям пород. Следует считать доказанной элизионную природу таких флюидов, в том числе и водонефтяных, что связано с отжимом воды, прежде всего из глинистых пород, мобилизацией растворимого вещества и миграцией флюида снизу вверх (Холодов, 1983).

Факторами таких процессов, как и процессов фонового литогенеза, являются литостатическое давление и температура, увеличивающиеся с глубиной. Однако их особенностью является то, что миграция флюидов, вызывающих вторичные изменения, осуществляется не по напластованию пород, а снизу вверх (Файф, Прайс и др., 1981). Благодаря термометрическим исследованиям обосновывается также высокая роль разогрева пород мантийным теплом (Бурлин, Свистунов, 2003; Соколов, 2001; Христофорова и др., 2000, 2004), приводящая к мобилизации вещества органической и неорганической природы из глубоко расположенных осадочных пород, а может быть, и кристаллического фундамента (Плотникова, 2004), и его переотложению выше по разрезу осадочной толщи. Последнее хорошо объясняет высокую плотность месторождений нефти в пределах центральной части Южно-Татарского свода по сравнению с его склонами и сопредельными структурами, например Мелекесской впадиной (рис. 2.1).

Другие вторичные изменения – окремнение и кальцитизация проявляются локально и затрагивают небольшие объемы пород.

В целом процессы, связанные с миграцией вещества в элизионную стадию развития осадочного бассейна, реализуются благодаря миграции флюидов преимущественно снизу вверх по разрезу.

Окремнение в изученных объектах развито слабо. Реализуется как метасоматическое замещение исходных известняков халцедоном, реже опалом (таблица 38).

В отличие от ранее рассмотренного окремнения, относимого к процессам фонового литогенеза и проявляющегося как замещение минералами кремнезема крупных органических остатков зоогенной природы, этот тип окремнения имеет другую пространственную приуроченность: локализуется в виде латерально протяженных зон на границе, отвечающей смене одних структурно-генетических типов известняков другими. Выделения таких кремней имеют довольно резкие границы с вмещающими породами, опаловый и халцедоновый состав, как и в случае замещения кремнеземом крупных зоогенных остатков биокластовых известняков.

Приуроченность окремнения к смене в разрезе типов известняков наиболее полно изучена в верхнетурнейских отложениях на Алексеевском месторождении, расположенном на восточном борту Южно-Татарского свода. Здесь, в керне двух изученных скважин на границе биокластово-фитогенных известняков и залегающих выше биокластово-зоогенных, наблюдается зона окремнения мощностью по керну до 0,5 м (таблицы 36-37). При этом окремнение захватывает лишь нижнюю часть мощного пласта биокластово-зоогенных известняков. В случае обратной последовательности пород, также встречающейся в турнейских отложениях, когда снизу вверх биокластово-зоогенные известняки сменяются биокластово-фитогенными, окремнение отсутствует.

Природа осаждения кремнезема и при фоновом литогенезе, и в настоящем случае одинакова. Оно происходит на геохимических барьерах, которыми в изученных разрезах служит смена по разрезу одних типов известняков другими. И в том, и другом случае геохимический барьер, на котором происходит осаждение кремнезема, называется кислым. Выпадение из раствора кремнезема на таких геохимических барьерах может реализоваться при возрастании кислотности среды, что хорошо согласуется с данными по его растворимости. Такими геохимическими барьерами и являлись границы биокластово-фитогенных и биокластово-зоогенных известняков, т.к. в последних выше доля органического вещества, обуславливающего снижение рН.

Время реализации процесса окремнения относительно времени нефтенакпления установить сложно. Однако, основываясь на локализации окремнения на геохимическом барьере, где происходит уменьшение рН растворов, можно привести следующие рассуждения. В изученных разрезах нередко наблюдается чередование нефте- и водонасыщенных пород, которые также являются геохимическими барьерами, где происходит смена рН среды, но приуроченность к ним окремнения не наблюдается. Не установлено окремнение и в зонах древних и современных водонефтяных контактов, которые формируются либо во время, либо на заключительной стадии нефтенакпления (Сахибгареев, 1989).

Исходя из сказанного, можно уверенно полагать, что различного рода геохимические барьеры, существующие в залежах нефти, не приводят к отложению кремнезема. Следовательно, время реализации рассмотренного процесса окремнения – до нефтенакпления. Формирование новообразованного кремня происходит и до процессов выщелачивания, т.к. не наблюдается какая-либо их пространственная взаимосвязь.

Согласно сформулированным критериям, отличающим процессы фонового литогенеза от процессов вторичного изменения наложенного характера, формирование кремней, проявляющееся в замещении органических остатков, следует связывать с процессами фонового литогенеза – диагенезом и катагенезом, а линзовидное замещение известняков на границах их структурно-генетических типов происходит в элизионную стадию развития осадочных бассейнов.

Оба выделенных типа окремнения связаны генетически, но не во времени. Первый тип окремнения сменяется вторым. Реализация же второго типа окремнения, который носит более интенсивный характер, возможна при высоком флюидодинамическом потенциале осадочного бассейна. Подтверждением этому

служит обнаружение окремнения на границе различных типов известняков лишь на восточном склоне Южно-Татарского свода, где флюидодинамический потенциал выше (Христофорова, 2004). Источник кремнезема был указан ранее.

Рассматриваемый тип окремнения является практически важным. В керне изученных скважин зона окремнения разбита довольно густой сеткой трещин, тогда как во вмещающих известняках трещиноватость не обнаружена, они обладают весьма слабыми коллекторскими свойствами и имеют лишь пятнистую нефтенасыщенность. Добыча нефти происходит из интервала, где встречены трещиноватые плотные кремни, образующие трещинный тип коллектора мощностью 0,5-1,0 м.

Появление трещиноватости лишь в зоне окремненных известняков можно объяснить их большей хрупкостью по сравнению с вмещающими известняками. Подобный тип образования трещиноватости приводится при изучении керна других регионов (Кузнецов, Скобелева и др., 2006).

Выщелачивание проявляется формированием в известняках вторичной пустотности – кавернозности. В изученных объектах встречается в нефтенасыщенных участках разреза – нефтяных залежах – выщелачивание первого типа, а в зонах водонефтяных контактов – выщелачивание второго типа. Разделение выщелачивания на два типа обусловлено местом реализации процесса и отличиями по структуре пустотного пространства матрицы пород. Вне этих зон выщелачивание не наблюдалось. Это является свидетельством существования определенной пространственно-временной связи между процессами нефтенакпления и выщелачивания. В противном случае в разрезах встречались бы кавернозные известняки, не обладающие нефтенасыщенностью или битумонасыщенностью.

Выщелачивание в нефтяных залежах – выщелачивание первого типа – приводит к формированию однородных по текстуре пород.

Явление выщелачивания среди изученных структурно-генетических типов известняков наиболее интенсивно проявляется лишь в биокластово-зоогенных известняках упинского (таблицы 39-40) и кизеловского (таблицы 41-44) горизонтов, которые перекрываются терригенной существенно глинистой толщей пород нижней части визейского яруса. В значительно меньшей мере выщелачиванию могут быть подвергнуты биокластово-фитозоогенные известняки (таблицы 45-48), а биокластово-фитогенные и пелитоморфные известняки не несут признаков выщелачивания.

Выщелачивание затрагивает лишь поликомпонентные по составу известняки – преимущественно биокластово-зоогенные, состоящие из органических остатков зоогенной природы и цементирующего их зернистого кальцита (микрита), образующего цемент порового типа. При этом органические остатки, опираясь друг на друга, слагают каркас породы. Типичным примером таких пород являются биокластово-зоогенные известняки кизеловского и упинского горизонтов турнейского яруса.

Процесс выщелачивания известняков, заключающийся в формировании в них кавернозности, обусловлен выносом части цементирующего органические остатки зернистого кальцита и одновременно его перекристаллизацией с укрупнением зерен. Сам цементирующий органические остатки кальцит по структуре

отвечает спариту, который не полностью заполняет пространство между соприкасающимися форменными структурными элементами в биокластово-зоогенных известняках.

Структура пустотного пространства матрицы известняков при выщелачивании обусловлена наличием каверн, располагающихся между органическими остатками. Размер каверн не превышает расстояния между ними. Распределение каверн в объеме породы равномерное. Плотность каверн в породе, как правило, отвечает структуре породы: каверны встречаются повсеместно между органическими остатками.

Важно отметить, что рассмотренный процесс формирования кавернозности имеет следующие особенности:

- реализуется лишь в биокластово-зоогенных известняках, которые всегда имеют поровый тип цементации;
- выщелачиванию в них подвергается лишь цементирующий органические остатки кальцит.

Выщелачиванию могут быть подвержены и биокластово-фитозоогенные известняки, которые также имеют поровый тип цементации органических остатков, тогда как аналогичные известняки с базальным типом цемента не несут признаков выщелачивания.

Из сказанного следует, что процесс выщелачивания избирательный – растворению и частичному выносу за пределы нефтенасыщенных зон подвергается лишь кальцит, цементирующий биокласты, опирающиеся друг на друга. Селективность выщелачивания проявляется также в растворении лишь части известняков – цементирующего биокласты кальцита.

Рассматриваемый процесс повышает коллекторские свойства известняков: пористость увеличивается с 3-8% в коллекторах порового типа – неизмененных вторичными процессами – до 15-20% в коллекторах кавернозного типа, а проницаемость, соответственно, от 0-п до $(100-1000) \cdot n \cdot 10^{-3}$ мкм², где n – первые единицы.

В сформированных за счет выщелачивания кавернозных известняках нефтенасыщенность всегда равномерная, тогда как в известняках, не подверженных выщелачиванию с коллекторами порового типа, нефтенасыщенность пятнистая. Более подробно об этом см. в п. 5.

Выщелачивание биокластово-зоогенных известняков обычно развито в больших объемах пород, равных по размеру промышленным нефтяным залежам. Текстура пород при этом остается однородной, лишь в редких случаях выщелачивание приводит к формированию трещинок растворения (таблица 77).

Выщелачивание в зонах водонефтяных контактов – выщелачивание второго типа – приводит к формированию обычно неоднородных по текстуре пород.

Наблюдается оно в зонах современных и древних водонефтяных контактов, прогрессивных по Р.С.Сахибгарееву (Сахибгареев, 1989), проявляется также в формировании вторичной кавернозности.

На изученных объектах зона водонефтяного контакта четко прослеживается в верхней части упинского горизонта. Здесь, на границе структурно-генетических типов известняков, наблюдается смена структуры пустотного пространства пород и состава углеводородов. В зоне водонефтяных контактов обычно макроскопически наблюдается пятнистая текстура известняков (таблица 89, фото 1; таблицы 95-96) реже однородная (таблицы 88; 89, фото 2) которая при микроскопическом изучении шлифов неодно-

родна (таблицы 90-94, 97-98). Макро- и микроскопически видимая пятнистая текстура известняков обусловлена наличием плотных и кавернозных участков.

Плотные участки сложены биокластово-зоогенными известняками, органические остатки в которых цементируются неравномерно пелитоморфно-среднезернистым кальцитом (микрит-спарит). Цемент выполняет все пространство между органическими остатками. Пустотность под микроскопом не обнаруживается.

Кавернозные участки сложены так же, как и плотные участки, аналогичными биокластово-зоогенными известняками. Структура таких известняков аналогична кавернозным известнякам нефтяных зон.

Процессами, происходящими в зоне водонефтяных контактов, изменяются не только состав углеводородов и структурно-текстурные характеристики пород, но также и минеральный состав известняков. Это проявляется развитием в кавернозных битумо- и водонасыщенных участках известняков вторичного доломита, выявленного рентгенографическим анализом образцов. В шлифах и образцах известняков современных водонефтяных контактов такой доломит не обнаруживается из-за малого размера зерен, а в зонах древних водонефтяных контактов вторичный доломит нередко замещает известняки с формированием мономинеральных участков.

Перекристаллизация, не являясь самостоятельным процессом, всегда сопровождает выщелачивание и приурочена к местам реализации последнего (таблицы 39-48, 90-94, 97-99). Она приводит к формированию более крупнозернистого цемента органических остатков в кавернозных биокластово-зоогенных известняках, реализуется, согласно экспериментальным данным по изучению метасоматического кристаллогенеза (Гликин, 2004), при условии повышения растворимости преобразующегося минерала.

Доломитизация пространственно связана с зонами кавернозных нефтенасыщенных известняков и зонами водонефтяных контактов, так же, как и выщелачивание, что указывает на определенную пространственно-временную связь обоих явлений.

Пространственное положение доломитизации в изученных разрезах, а также оптико-микроскопические и рентгенографические исследования шлифов и образцов показывают, что вторичный доломит может встречаться либо в кавернозных известняках нефтенасыщенных зон (доломит первого типа), либо в зонах современных и древних водонефтяных контактов (доломит второго типа). Разделение доломитизации на два типа так же, как и выщелачивания, обусловлено местом реализации процесса и отличиями по структуре пустотного пространства матрицы пород.

Доломит первого типа спорадически встречается в виде дисперсной примеси лишь в кавернозных нефтенасыщенных биокластово-зоогенных известняках, тогда как в аналогичных известняках, не подверженных процессу выщелачивания и относящихся к тому же типу, доломит не обнаруживается (рис. 4.2). Доломит этого типа не диагностируется в шлифах, однако однозначно определяется рентгенографически. Следовательно, размер его зерен весьма мал и не превышает

толщины стандартных петрографических шлифов. Содержание доломита в кавернозных нефтенасыщенных известняках, по данным рентгенографического исследования, не превышает 3-5%.

Спорадическое присутствие примеси доломита в кавернозных известняках не позволяет при макроскопическом описании керна идентифицировать ту часть образца, где развит этот вторичный минерал, поскольку текстура образцов однородна. Поэтому определения доломита при однородном сложении кавернозных известняков случайны и не во всех рентгенографически изученных образцах кавернозных известняков обнаруживается примесь этого минерала.

Однако примесь доломита всегда обнаруживается в образцах керна, где развиты трещинки растворения (таблица 77). Доломит в таких образцах надежно идентифицируется в пристеночной области трещинок, тогда как на удалении от них его присутствие не устанавливается (рис. 4.3).

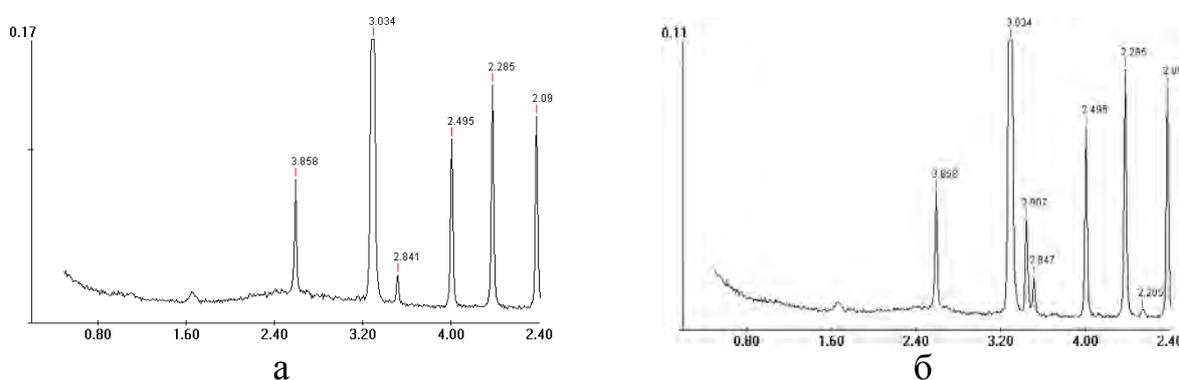


Рис. 4.2. Дифрактограммы биокластово-зоогенных известняков. Упинский горизонт турнейского яруса. Демкинское месторождение.

а – скважина 1165, глубина 1278,3 м, образец 160. Выщелачивание отсутствует. Дифрактограмме присутствуют лишь максимумы кальцита
 б – скважина 4604, глубина 1316,8 м, образец 68. Кавернозный тип коллектора. Присутствует примесь доломита ($d=2,907$ и $2,205\text{Å}$), другие дифракционные максимумы принадлежат кальциту.

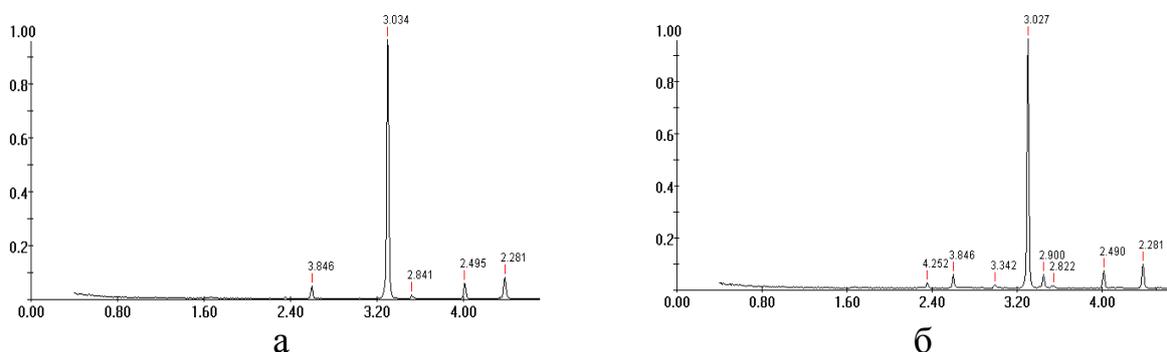


Рис. 4.3. Дифрактограммы биокластово-зоогенных известняков. Кизеловый горизонт турнейского яруса. Алексеевское месторождение. Сква. 6750. Обр.

а – проба на препарат отобрана в 1 см от трещинки; б – проба взята из пристеночной области трещинки.

Дифракционный максимум с $d=2,900\text{Å}$ принадлежит доломиту, другие максимумы – кальциту и кварцу.

Доломит второго типа обнаруживается в зонах современных и древних водонефтяных контактов.

В зонах современных водонефтяных контактов он, как и в зонах нефтенасыщенных кавернозных известняков, не обнаруживается под микроскопом. Однако нередко определяется рентгенографически в неравномерно кавернозных известняках в виде примеси, содержание которой составляет до 3-5%.

В зонах древних водонефтяных контактов доломит может образовывать минеральные вторичные породы, в которых зерна минерала в отличие от дисперсного доломита нефтяных зон и зон современных водонефтяных контактов хорошо макро- и микроскопически видны. Он формирует линзовидные по морфологии выделения, имеющие преимущественно субгоризонтальную ориентировку (таблица 49). Такие выделения доломита метасоматического генезиса имеют размер до нескольких сантиметров по вертикали, полностью (таблицы 50-54) или частично (таблица 55) замещая известняки.

Доломитизация так же, как и выщелачивание, селективный процесс – при частичной доломитизации известняков замещению подвергается лишь цементирующий биокласты кальцит, при полной доломитизации замещаются все компоненты известняка. Текстура вторичных доломитов плотная, значительно реже пористая, структура – от мелко- до среднезернистой.

В зернах таких вторичных доломитов иногда встречаются включения углеводородов, что свидетельствует о времени их образования, соответствующем заключительной стадии нефтенакопления, когда формируются зоны древних водонефтяных контактов. На возможность включений углеводородов в зерна растущих минералов указывают экспериментальные данные по изучению образования и форм водно-углеводородных включений в процессах роста кристаллов в углеводородсодержащих растворах (Балицкий, Балицкая и др., 2005).

Образование вторичного доломита обоих типов, согласно общепринятой точке зрения (Кузнецов, 1992; Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Холодов, 1983, 1988), обусловлено насыщением среды углекислотой и наличием в среде ионов магния. При этом в отличие от доломитизации в нефтенасыщенных кавернозных известняках и зонах современных водонефтяных контактов, доломитизация в зонах древних ВНК реализуется в условиях концентрации ионов магния, достаточной для полного метасоматического замещения известняков вторичным доломитом, свидетельствуя о привносе ионов магния извне.

Рассматриваемый процесс доломитизации, как выщелачивание и перекристаллизация, реализуется в элизионную стадию развития осадочных бассейнов.

Кальцитизация известняков является по природе и характеру взаимодействия растворов и пород отличной от кальцитизации карбонатов, которая связана с фоновым литогенезом и проявляется залечиванием биопустот.

Рассматриваемая вторичная кальцитизация не захватывает большие объемы пород, не оказывает влияния на коллекторские свойства пород нефтяной части залежей, т.к. реализация процесса наблюдается лишь вблизи зон водонефтяных контактов. Кальцитизация приводит к формированию плотных выделений, обладающих конформной структурой. Обнаружена она лишь в плотных породах,

разделяющих нефтяную залежь и зону современного водонефтяного контакта, а также – в зоне древних водонефтяных контактов.

Морфология выделений вторичного кальцита может быть:

- прожилковой в плотных известняках, разделяющих нефтяную залежь и расположенную ниже зону водонефтяного контакта;
- горизонтально-линзовидной в зонах древних водонефтяных контактов.

Прожилки могут иметь различную пространственную ориентировку – от горизонтальной до вертикальной. Мощность прожилков невелика и обычно не превышает 1 мм. Прожилки сложены мелко-среднезернистым кальцитом. Их высокая плотность приводит к формированию псевдобрекчиевых структур, что обусловлено развитием довольно густой сети трещин, заполненных вторичным кальцитом (таблицы 56-59). Нередко прожилки не полностью заполнены кальцитом, тогда в них присутствуют и углеводороды, что придает им более темную окраску по сравнению с окраской образца. Зерна кальцита в прожилках обычно неизометричны, их вытянутость параллельна стенке трещин.

Горизонтально-линзовидная по морфологии кальцитизация встречается в зонах древних водонефтяных контактов, приводя в конечном итоге к полному метасоматическому замещению исходных известняков вторичным кальцитом. Процесс начинается с перекристаллизации цементирующего биокласты кальцита (таблица 60), а в дальнейшем охватывает и последние (таблица 61), свидетельствуя о селективности процесса кальцитизации. Мономинеральные выделения кальцита обычно плотные образования с конформной структурой (таблица 61), имеют субгоризонтальную ориентировку, их мощность достигает первых сантиметров. Агрегаты кальцита обладают мелко-среднезернистой, иногда до крупно- и грубозернистой структурой.

Наличие выделений вторичного кальцита в плотных разделах между нефтяными частями залежей и зонами водонефтяных контактов, а также в зонах древних водонефтяных контактов указывает на время реализации процесса. Так как формирование древних водонефтяных контактов, согласно Р.С.Сахибгарееву (Сахибгареев, 1989), происходило при неоднократном заполнении коллекторов водонефтяным флюидом, по-видимому, формирование такого кальцита отвечает времени или близко к заключительным стадиям нефтенакпления.

Общим для вышерассмотренных процессов, связанных с элизионной стадией развития осадочных бассейнов, являются:

- привнос вещества, вызывающего метасоматическое изменение пород, снизу вверх;
- определенная пространственная локализация процессов, обусловленная литолого-стратиграфическим и тектоническим факторами;
- реализация процессов, за исключением окремнения и процессов, локализующихся в зонах водонефтяных контактов (доломитизация второго типа и кальцитизация), в термодинамически закрытой или полужакрытой системе, что приводит к практически однородному преобразованию больших объемов пород, одинаковых по объему с нефтяными резервуарами.

На коллекторские свойства исходных известняков нефтяных залежей, подверженных вторичным изменениям, определяющее влияние оказывают лишь процессы выщелачивания и сопряженные с ними в пространстве и времени процессы перекристаллизации и доломитизации первого типа. Другие процессы не оказывают существенное влияние на коллекторские свойства пород нефтяных залежей, но их анализ важен. В частности, например, при формировании коллекторов трещинного типа на Алексеевском месторождении сказались процессы окремнения. Изучение же процессов кальцитизации, а также доломитизации второго типа необходимо учитывать при реконструкции условий формирования нефтяных залежей и зон водонефтяных контактов. Однако детальное рассмотрение этих вопросов выходит за рамки настоящей работы.

4.2.2. Вторичные изменения, связанные с инфильтрационной стадией

К вторичным изменениям известняков, обусловленных инфильтрационной стадией развития осадочных бассейнов, относится лишь сульфатизация.

Сульфатизация известняков проявляется в метасоматическом замещении их гипсом и ангидритом. Наблюдается прожилково-вкрапленный характер выделений сульфатов, имеющих резкие границы с вмещающими породами. Распространенность процесса весьма слабая и неравномерная: на 10 погонных метров керна встречается от 1 до 5 выделений вторичных сульфатов.

Выделения сульфатов образуют плотные тела либо жильного типа мощностью до нескольких сантиметров, либо гнезда неправильной и изометричной формы размером до 5-10 см (таблицы 62-64). Формируют образования конформные по структуре, в которых обычно присутствует ангидрит, иногда в ассоциации с гипсом (таблицы 65-71).

Относительное время реализации процессов сульфатизации может быть определено, исходя из пространственных взаимоотношений выделений вторичных минералов и вмещающих их пород, пространственной направленности процесса, источника вещества, приуроченности сульфатизации к зонам повышенной трещиноватости.

Вторичные сульфаты встречаются среди известняков вне связи с их структурно-генетическими типами, вторичной доломитизацией, окремнением, характером нефтенасыщенности и структурой пустотного пространства. Встречаются как в нефтяной части залежи, так и в зонах современных и древних водонефтяных контактов. Это указывает на время формирования сульфатов после реализации процессов элизионной стадии развития осадочных бассейнов.

Пространственная направленность сульфатизации «сверху вниз», как и количественное снижение интенсивности вторичного минералообразования, показывают, что максимальное развитие сульфатизации наблюдается в породах среднего карбона, а в породах нижнего карбона она значительно слабее. К тому же изучение гидрогеологии района показывает, что инфильтрационные воды проникают из пермских отложений, где развиты карбонатные и соляные породы, которые являются источником вещества для рассматриваемых новообразований в толщах, вплоть до фаменского яруса (Подземные воды ..., 1987; Синявский, 1969).

Развитие вторичных минералов по зонам трещиноватости, которые по природе являются трещинами тектонической разгрузки, формирующимися после снятия тектонических напряжений (Чернышев, 1983), также указывает на формирование новообразований из растворов, проникающих сверху.

Локализация зон вторичной сульфатизации пространственно связана с зоной смещения элизионных и инфильтрационных вод, о чем свидетельствуют данные гидрогеологических исследований. Выпадение из растворов сульфатов, видимо, можно объяснить химическим эффектом высаливания, когда растворимость одних соединений в присутствии других становится меньше (Гликин, 2004).

В совокупности эти данные указывают на реализацию сульфатизации в инфильтрационную стадию развития осадочных бассейнов.

Общим для процессов сульфатизации являются:

- прожилково-гнездовидная форма выделений;
- отсутствие какой-либо парагенетической связи с типами известняков и их вторичными изменениями, связанными с элизионной стадией развития осадочных бассейнов;
- отсутствие парагенетической связи с зональностью нефтяных залежей;
- пространственная направленность процесса сверху вниз.

Вторичные сульфаты в силу локальности их распространения не влияют сколь-нибудь значимо на коллекторские свойства пород нефтяных залежей, хотя при их наличии определяемая в образцах керна пористость и проницаемость снижаются.

4.3. Общая характеристика постседиментационных процессов, их влияние на коллекторские свойства известняков

Исходя из изложенного, можно сказать, что известняки турнейского возраста, сформировавшиеся при седиментогенезе как карбонатные осадки, испытали определенные постседиментационные изменения. К ним относятся процессы фонового литогенеза, которые также можно по аналогии с классификацией метаморфических процессов назвать процессами регионального литогенеза, и процессы локального литогенеза. Последние в работе названы, соблюдая существующие в литературе традиции, вторичными изменениями, имеющими наложенный характер.

Процессы фонового литогенеза карбонатов вне зависимости от сформировавшихся структурно-генетических типов известняков лишь ухудшают коллекторские свойства пород. Исключением из сказанного является стилолитизация, которая более сложна по сравнению с другими процессами. Механизм этого процесса нельзя считать окончательно понятым. Однако слабое развитие в известняках стилолитизации не позволяет говорить о том, что она влияет на коллекторские свойства известняков. Возможно, согласно Е.М.Смехову (Смехов, 1961), стилолиты следует рассматривать как некие каналы (проницаемые участки пород), по которым осуществляется миграция флюидов, в том числе углеводов.

Роль же вторичных изменений в формировании структуры пустотного пространства известняков много сложнее. Они как повышают коллекторские свойства известняков, так и приводят к формированию плотных новообразований,

правда, имеющих небольшой размер, в силу чего мало влияющих на коллекторские свойства пород нефтяных залежей.

Практически важное значение среди рассмотренных вторичных изменений известняков имеет процесс выщелачивания, который существенно повышает коллекторские свойства пород. Особенностью выщелачивания является его избирательность, что определяется, с одной стороны, реализацией процесса преимущественно в биокластово-зоогенных известняках, а с другой, растворением лишь цементирующего органические остатки кальцита. Подверженные этому процессу известняки кавернозны и обладают практически значимыми емкостно-фильтрационными характеристиками, всегда являются нефтенасыщенными и слагают промышленно значимые нефтяные залежи. Выщелачивание постоянно сопровождается перекристаллизацией кальцита, цементирующего органические остатки, и нередко слабой доломитизацией (доломитизация первого типа). Установленные факты кальцитизации и доломитизации заслуживают пристального внимания и совместно с геологическим строением залежей нефти используются при разработке модели формирования высоких коллекторских свойств известняков.

Процессы кальцитизации и доломитизации второго типа имеют наибольшее развитие в зонах древних водонефтяных контактов, поэтому на коллекторские свойства известняков нефтяных залежей влияния не оказывают. Однако, как уже указывалось, их изучение важно для понимания формирования зональности нефтяных залежей.

Окремнение, приуроченное в изученных разрезах к смене типов известняков, образует весьма плотные породы, но при условии существенной протяженности зон окремнения известняков при наблюдаемой их трещиноватости такие объекты промышленно нефтеносны.

Процесс сульфатизации, который относится к инфильтрационной стадии развития осадочных бассейнов, образуя плотные и небольшие по размерам выделения, не оказывает влияния на коллекторские свойства пород залежей.

Вторичные изменения известняков, связанные с наложенными процессами, могут охватывать различные объемы пород. Так, например, выщелачивание и генетически связанные с ним перекристаллизация и доломитизация первого типа захватывают большие объемы пород, соизмеримые с размерами нефтяных залежей. Это обусловлено тем, что их реализация происходит в условиях термодинамической системы, близкой к закрытой. Тогда как кальцитизация, доломитизация второго типа и сульфатизация, формируя относительно малые по размерам новообразования, реализуются в условиях термодинамической системы близкой к открытой.

Основываясь на соотношении проявлений в известняках изменений наложенного характера с их нефтенасыщенностью, можно сделать определенные выводы об относительном времени образования вторичного преобразования пород (табл. 4.1). В приведенной таблице показано время реализации каждого из рассмотренных процессов относительно времени нефтенакопления и стадийности развития осадочных бассейнов.

Таблица 4.1

Соотношение по времени процесса нефтенакопления
с процессами вторичного изменения известняков
и палеогидрогеологическими стадиями развития осадочных бассейнов

| Процессы | Палеогидрогеологические стадии развития осадочных бассейнов | | |
|----------------------------|---|--------------------------|------------------|
| | Элизионная | | Инфильтрационная |
| | до нефтенакопления | во время нефтенакопления | |
| Выщелачивание | | ————— | |
| Кальцитизация | | ————— | |
| Доломитизация первого типа | | ————— | |
| Доломитизация второго типа | | ————— | |
| Окремнение | ————— | | |
| Сульфатизация | | | ————— |

5. СТРУКТУРА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА МАТРИЦЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ИХ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОСТЬ

Структура пустотного пространства матрицы карбонатных пород-коллекторов вместе с нефтенасыщенностью являются одним из главных факторов, определяющих промышленную значимость пород как коллекторов нефти. Исследованию коллекторских свойств карбонатов, структуре их пустотного пространства и нефтенасыщенности посвящено много работ (Атлас типовых..., 1999; Багринцева, 1977; Бадамшин, 1978; Геодинамическая модель ..., 1992; Геология нефтяных ..., 1970; Гмид, Леви, 1972; Дмитриевский, 1982; Карбонатные породы ..., 2005; Киркинская, Скарятин, 1994; Смехов, 1981; Кузнецов, 1992; Седиментологическое моделирование ..., 2000; Смехов, Дорофеева, 1987; Троепольский, Бадамшин, 1981; Шакиров, 2003; Энгельгардт, 1964; Carman, 1956; England, Mackenzie et al., 1989; Koch, Sobott, 2005; Liu Cun-ge, Li Guo-rong et al., 2004; Shi Jung-ping, Yiong Yang et al., 2003; Slichter, 1999; Stentoft, Lapinskas et al., 2003; Zimmerle, 1995 и др.), но вопросы связи структуры пустотного пространства матрицы карбонатных пород-коллекторов с характером флюидонасыщенности остаются не до конца решенными. Особенно важно выявление ее для изучения зонального строения массивных, литологически неоднородных залежей, к которым, в частности, относятся нефтяные залежи турнейского яруса.

Нами, как принято большинством исследователей, под пустотным пространством понимается часть объема горных пород, заполненная минеральным веществом и которая может быть занята жидкостью или газом.

В составе пустотного пространства по геометрическим критериям, согласно работам К.И.Багринцевой (Багринцева, 1977, 1982), могут быть выделены: пористость (межзерновая пористость), кавернозность (межагрегатная пористость), трещиноватость.

Первые два вида пустотности образуют пустотность матрицы пород-коллекторов, в которой заключается основная масса нефти в залежах, а трещиноватость обуславливает высокие дебиты нефти. Между тем полезная емкость трещиноватости не превышает первых процентов от общего объема пустотности карбонатных пород-коллекторов.

В карбонатных породах могут встречаться различные сочетания видов пустотного пространства: порово-кавернозные, порово-трещиноватые, порово-кавернозно-трещиноватые и другие коллекторы (Геология и геохимия ..., 2004).

Как показано выше, пористость изученных типов известняков нефтяных залежей, не несущих признаков вторичных изменений, обусловлена процессами седиментогенеза и фонового литогенеза (диагенеза и катагенеза); а кавернозность тех же известняков образуется выщелачиванием. На вторичную природу кавернозности, образованной в результате выщелачивания, косвенно указывают данные Н.К.Фортунатовой (Седиментологическое моделирование ..., 2000), согласно которым пористость многих различных по генезису и не подверженных вторичным изменениям известняков, включая и рассматриваемые в настоящей работе, характеризуется весьма близкими и небольшими величинами.

Трещиноватость часто имеет тектоническую природу (Багринцева, 1977, 1982; Киркинская, Смехов, 1981; Чернышев, 1983). Хотя следует признать, что в

определенных условиях, связанных с аномально высокими пластовыми давлениями, природа ее другая (Файф, Прайс и др., 1981). Вследствие различной природы образования тектонические трещины и трещины растворения имеют различную геометрическую форму. Коллекторы, в которых присутствует тектоническая трещиноватость, приведены на таблицах 72-76. Такие трещины протяженны, открыты, их раскрытость составляет десятые доли миллиметра.

Трещины растворения обладают значительно меньшей протяженностью, извилисты, могут быть как открытыми (таблицы 77-79), так и залеченными (таблицы 56-59). Первые чаще встречаются в коллекторах нефтяных залежей, вторые – обычны для зон водонефтяных контактов.

5.1. Структура пустотного пространства матрицы известняков

Оптико-микроскопическое исследование пустотного пространства матрицы в различной степени флюидонасыщенных известняков показало, что среди них можно выделить два основных типа коллекторов, к которым приурочены залежи нефти турнейского яруса изученного региона: поровые и кавернозные.

Поровые коллекторы. Известняки, относящиеся к поровому типу коллекторов, обладают малыми значениями пористости и проницаемости. В шлифах таких известняков пористость не обнаруживается вовсе. Следовательно, величина пор соизмерима с толщиной шлифа и составляет не более первых сотых долей миллиметра. На наличие такой пористости указывают данные по определению коллекторских свойств пород. По размерам пустот-пор такие коллекторы можно назвать капиллярными (Геология и геохимия ..., 2004).

К поровым коллекторам, согласно полученным данным, в настоящей работе отнесены любые структурно-генетические типы известняков, которые не подвержены процессам выщелачивания. Такие коллекторы, как показали их лабораторное изучение и испытания в скважинах, не являются промышленными, что определяется низкими пористостью и проницаемостью пород, малым дебитом и весьма высокой обводненностью флюида.

Кавернозные коллекторы. Их промышленная значимость обусловлена, с одной стороны, сравнительно высокими значениями пористости и проницаемости, и тем, что такие коллекторы всегда являются равномерно нефтенасыщенными. Ни в одном из изученных разрезов не встречены кавернозные коллекторы, которые не были бы равномерно нефтенасыщенными.

В шлифах кавернозных известняков размер каверн обычно оценивается величиной до 0,1-0,2 мм и более. Часто каверны в распиленном керне видны даже невооруженным глазом. Морфологически они образуют пустоты неправильной формы, близкие к изометричным (таблицы 39-48). Каверны, локализованные в биокластово-зоогенных известняках промышленных залежей, распределены равномерно, их размер и плотность, т.е. количество каверн на единицу площади, выдержаны в пределах залежи при условии ее сложения одним типом известняков. Размер каверн в шлифах не превышает расстояний между форменными компонентами биокластово-зоогенных известняков.

Описываемая кавернозность встречается преимущественно в биокластово-зоогенных известняках и зависит от размера органических остатков, на что

указывалось ранее (Троепольский, Бадамшин и др., 1981), но объяснения этому авторы не дали. Однако, исходя из приведенных данных, высокие коллекторские свойства таких известняков определяются тем, что размер каверн будет больше в тех из них, где органические остатки крупнее. Соответственно, такие разности будут обладать и большими значениями проницаемости, хотя пористость известняков может быть и одинаковой. Приведенные рассуждения справедливы для случая, когда интенсивность выщелачивания и распределение органических остатков в породе одинаковы.

Смешанные порово-кавернозные коллекторы в залежах нефти турнейского яруса встречаются весьма часто, и формирование их определяется не неравномерно развитой кавернозностью, а литологической неоднородностью пород в разрезе, где встречаются кавернозные биокластово-зоогенные известняки и другие структурно-генетические типы известняков, образующие поровые коллекторы.

5.2. Флюидонасыщенность известняков с различной структурой пустотного пространства матрицы и причины, ее определяющие

Наличие двух типов коллекторов – порового и кавернозного – предопределяет различный характер нефтенасыщенности залежей или, другими словами, однородность-неоднородность их флюидонасыщенности. Наиболее строго такая зависимость «тип коллектора – флюидонасыщенность» обнаруживается в массивных залежах известняков турнейского яруса.

Обычно однородность-неоднородность нефтяных залежей по флюидонасыщенности определяется литологической однородностью-неоднородностью, когда в строении залежи принимают участие породы, различающиеся по коллекторским свойствам (Геология и геохимия ..., 2004). Однако в изученных объектах даже при однородном сложении коллектора может наблюдаться неоднородность его заполнения флюидами – нефтью и водой.

5.2.1. Характер флюидонасыщенности

Характер макроскопически видимой нефтенасыщенности пород, определяемой визуально по керну, имеет определенную связь с выделенными типами структур пустотного пространства матрицы коллекторов: поровых и кавернозных.

В коллекторах порового типа преобладает неравномерное распределение по разрезу флюидонасыщенности. В керне даже в пределах первых десятков сантиметров по вертикали наблюдается чередование водонасыщенных (светлых) и нефтенасыщенных (темных) участков (таблицы 80-83) при закономерной тенденции снижения нефтенасыщенности сверху вниз (таблица 83). Нередко наблюдается смена сверху вниз пятнисто-полосчатой нефтенасыщенности на пятнистую. Коллекторы такого типа не являются промышленными.

Пористость нефтенасыщенных и водонасыщенных соседних участков керна одинакова и по данным лабораторных испытаний составляет преимущественно 5-8%; проницаемость тех и других может достигать величин $5 \cdot 10^{-3}$ мкм², чаще равна нулю. Под микроскопом структурно-текстурные характеристики тех и других

известняков не отличаются друг от друга. Визуально определяемые границы нефтенасыщенных и водонасыщенных участков пород нечеткие, расплывчатые.

На образцах керна видна также вытянутость пятен и полос в субгоризонтальном направлении, что может быть объяснено либо анизотропией коллекторских свойств известняков, либо горизонтальной миграцией флюида в процессе формирования залежи, либо обеими названными причинами. Анизотропия коллекторских свойств известняков действительно имеет место: проницаемость по напластованию обычно несколько выше, чем в перпендикулярном направлении. Так, по данным лабораторного определения, на кубиках размером $2 \times 2 \times 2$ см проницаемость по горизонтали в 1,0-1,5 раза выше проницаемости по вертикали.

Скважинные опробования неравномерно нефтенасыщенных известняков показали лишь притоки воды. Ни в одной из скважин, коллекторы которых относятся к поровому типу, сколь-нибудь значимых притоков флюида не получено. Соотношение в добываемом флюиде нефти и воды составляет величины менее 1:10.

В разрезах яруса к таким коллекторам, характеризующимся неравномерной флюидонасыщенностью, относятся биокластово-фитогенные известняки черепетского горизонта, реже биокластово-фитозоогенные и биокластово-зоогенные известняки кизеловского горизонта, не испытавшие выщелачивания.

В коллекторах кавернозного типа развит другой характер нефтенасыщенности. При макроскопическом изучении керна известняки всегда равномерно нефтенасыщены (таблицы 84-87). Их пористость обычно более 10%, проницаемость – более $50 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Равномерно нефтенасыщенные известняки обладают и равномерно распределенной в объеме породы кавернозностью. На практически полную занятость нефтью в них эффективного пустотного пространства могут указывать и данные по эксплуатации залежей: соотношение нефти и воды при добыче флюида составляет величины 10:1 и более. Дебит нефти из таких коллекторов достигает нескольких тонн в сутки, а при эксплуатации отдельных залежей может достигать первых десятков тонн в сутки.

В изученных разрезах яруса такими коллекторами являются биокластово-зоогенные известняки кизеловского горизонта. Значительно реже биокластово-зоогенные известняки упинского горизонта при условии, что они слагают нефтяную залежь. Последнее наблюдается на эрозионных врезках, когда такие известняки в антиклинальных поднятиях перекрываются терригенными глинистыми породами визейского яруса.

5.2.2. Причины различного характера флюидонасыщенности поровых и кавернозных коллекторов

Различный характер флюидонасыщенности выявленных типов коллекторов можно объяснить физико-химическими процессами разделения заполнившего ловушку водонефтяного флюида (или микронефти) на нефть и воду на этапе формирования залежей (вторичная или внутрирезервуарная миграция) в коллекторах с различной структурой пустотного пространства матрицы (Брод, Еременко, 1953; Геология и геохимия ..., 2004; Баренблатт, Ентов и др., 1984 и др.).

Процесс разделения поступившего в ловушку водонефтяного флюида, представляющего собой, по-видимому, молекулярный или мицеллярный раствор, следует рассматривать с двух точек зрения. Во-первых, как физико-химическое разделение однородного флюида на две несмешивающиеся (или весьма ограниченно смешивающиеся) жидкости – нефть и воду, что приводит к формированию раствора одной жидкости в другой, т.е. эмульсии. Во-вторых, как пространственное разделение в залежи двух несмешивающихся жидких фаз. Оба процесса естественно представлять как две последовательные стадии или два последовательных этапа, сменяющих друг друга во времени.

Механизмы названных процессов различны и контролируются разными факторами. Если физико-химическое разделение первоначально однородного флюида до образования водонефтяной эмульсии не контролируется структурой пустотного пространства коллекторов при его поступлении в ловушку, то пространственное перераспределение двух жидкостей в резервуаре определяется, прежде всего, размером пустот и каналов в коллекторах (Геология и геохимия ..., 2004; Москвин, Царицына, 1991).

Разделение поступившего в ловушку водонефтяного флюида до формирования эмульсии воды и нефти не сказывается на характере макроскопически видимой нефтенасыщенности коллекторов, т.е. неоднородности по флюидонасыщенности в пределах резервуара. Пространственное же разделение водонефтяной эмульсии в коллекторах до нефти и воды, соответствующее внутрирезервуарной вторичной миграции, определяется, как известно (Геология и геохимия ..., 2004; Баренблатт, Ентов и др., 1984), совместным действием капиллярных и гравитационных сил. Преобладание капиллярных сил, обусловленных силами поверхностного натяжения в системе «порода – вода – нефть», приводит к неполному пространственному разделению нефти и воды. В этом случае в макромасштабе (без учета заполненности флюидами каждой поры и соединяющих их каналов) коллектор должен быть равномерно заполнен нефтью и водой.

В нашем случае, когда наблюдается пятнисто-полосчатое распределение в поровом коллекторе водо- и нефтенасыщенных участков, следует признать, что пространственное разделение флюида на нефть и воду происходит под действием как капиллярных, так и гравитационных сил. При этом основными способами миграции флюидов являются диффузия и коалесценция (Большаков, 1989, 1998), что приводит к формированию пятнистости. Фильтрационный способ при этом, видимо, имеет подчиненное значение и приводит к формированию вытянутых по горизонтали полос и пятен вследствие анизотропии проницаемости коллектора.

В случае высокой роли капиллярных сил вследствие межфазного натяжения возникает разность давлений (Большаков, 1989). Если порода гидрофильна, то вода будет стремиться вытеснить нефть из тонкопорового коллектора в более крупнопоровый (кавернозный), что имеет место как в изученных, так и других объектах (Багринцева, Куц и др., 1996).

В другом случае, когда роль капиллярных сил сведена к минимуму, в коллекторах с относительно крупными пустотами и соединяющими их каналами процесс пространственного разделения флюидов в резервуаре приводит вследствие действия гравитационных сил к разделению по вертикали на нефть и воду. При

этом нефть как более легкая жидкость оказывается наверху, вода – внизу, и в условиях установившегося равновесия их межфазная граница должна быть горизонтальной. Основным способом миграции флюидов в этом случае является фильтрация.

Изложенные представления о вторичной внутрирезервуарной миграции первоначально однородного водонефтяного флюида, на наш взгляд, хорошо объясняют фактический материал о связи характера структуры пустотного пространства матрицы коллекторов с макроскопически видимой нефтенасыщенностью коллекторов.

При неоднородном сложении коллекторов нефтяной залежи, когда в разрезе чередуются кавернозные и поровые коллекторы, наблюдается приуроченность равномерной нефтенасыщенности к кавернозным участкам разреза, а неравномерной – к поровым.

6. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА МАТРИЦЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ПРОМЫШЛЕННОЙ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ

Вышеизложенный материал предыдущих разделов следует рассматривать как основу для написания настоящего раздела работы. Без выявления особенностей седиментогенеза карбонатных осадков, положения тех или иных структурно-генетических типов известняков в разрезе турнейского яруса, их постседиментационных изменений (фонового литогенеза и вторичных изменений наложенного характера), литолого-стратиграфического положения кавернозных нефтенасыщенных пород написание настоящего раздела было бы невозможным.

6.1. Факторы, определяющие промышленную нефтеносность

Локализация в отложениях турнейского яруса известняков с высокими емкостно-фильтрационными свойствами определяется широким распространением в них вторичных изменений, и прежде всего выщелачивания. Однако развитие выщелачивания не повсеместно по вертикали и горизонтали, что определяется сложением разрезов яруса известняками различных структурно-генетических типов, а также тектоническим и флюидодинамическим факторами.

Нефтяные залежи, приуроченные к известнякам турнейского яруса, являются массивными, неоднородными, сводовыми и приурочены к поднятиям III-IV порядка (Муслимов, 1995; Муслимов, 2005; Муслимов, Васясин и др., 1999; Тектоническое и нефтегеологическое ..., 2006; Юсупов, Веселов, 1973).

Массивный тип залежей определяется тем, что мощность нефтенасыщенной части известняков меньше мощности самих известняков, являющихся коллекторами и образующих природные резервуары. Неоднородность залежей обусловлена чередованием в разрезе различных по коллекторским свойствам известняков, что определяется неоднородностью строения осадочной толщи и реализацией лишь в определенных структурно-генетических типах известняков процессов выщелачивания. Сводовой характер залежей связан с приуроченностью их к антиклинальным ловушкам, хотя в ряде работ допускается, что нефтеносными образованиями турнейского яруса являются органогенные постройки, которые и формируют положительные структуры седиментационной природы (Юсупов, Веселов, 1973).

Для рассматриваемого региона нерешенным остаются вопросы о закономерностях развития выщелачивания известняков и пространственного размещения залежей нефти различной практической значимости в зависимости от литолого-стратиграфического и тектонического факторов.

В литературе также отсутствуют надежные сведения для какого-либо другого региона о распространенности вторичных изменений карбонатных пород в зависимости от их литолого-стратиграфического строения и тектонического положения разреза, что, видимо, связано с отсутствием необходимого каменного материала, специально подобранного для решения этой задачи.

Решение сформулированных проблем позволит делать прогноз относительно промышленной значимости залежей, их стратиграфического и тектонического

положения, зональности залежей, структуры пустотного пространства матрицы карбонатных пород-коллекторов, характера нефтенасыщенности.

По результатам проведенного изучения кернового материала, анализа структурных карт и карт нефтенасыщенности, анализа литературы, а также общих положений теории формирования залежей нефти можно сделать определенные выводы о том, что промышленно значимая нефтеносность известняков, связываемая с кавернозностью в пределах изученного региона:

- имеет определенную литолого-стратиграфическую приуроченность, что обусловлено наличием пород-покрышек и пород-коллекторов;
- приурочена к биокластово-зоогенным известнякам, которые подверглись процессам выщелачивания;
- имеет пространственную локализацию в пределах определенных поднятий III-IV порядка, где и сосредоточены залежи нефти.

Анализ кернового материала в пределах восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода показывает, что локализация и интенсивность процессов выщелачивания известняков контролируются помимо стратиграфического, литологического и тектонического факторов также флюидодинамическим.

Поэтому необходимо дать изложение фактического материала, показывающего различный характер и интенсивность развития процессов выщелачивания в карбонатных породах-коллекторах в зависимости от их литолого-стратиграфического и тектонического положения. Выявить причины различий в характере и интенсивности вторичного выщелачивания в тех или иных стратиграфических подразделениях и тектонических структурах.

Сделанные выводы следует рассматривать в качестве показывающих общую тенденцию, по мере получения новых фактов по другим объектам они могут быть детализированы, но выявленные закономерности надеемся сохранятся.

6.1.1. Тектонический и флюидодинамический факторы

Анализ плотности расположения месторождений нефти (Шаргородский, Либман и др., 2004) показывает, что их размещение в значительной мере контролируется тектоническим фактором (рис. 6.1). Поэтому большая часть запасов нефти на территории региона сосредоточена в купольной части Южно-Татарского свода, к которой приурочено одно из месторождений-гигантов мирового уровня – Ромашкинское.

Тектонический фактор имеет определяющее значение в аккумуляции углеводородов благодаря формированию антиклинальных структур различного порядка, образующих ловушки углеводородов. Помимо этого тектоническим фактором определяются пути миграции микроневти по сформированным зонам разломов (Гаврилов, 1975; Гавриш, 1978; Дюнин, Корзун, 2003, 2005), наличие которых как в породах кристаллического фундамента, так и в осадочном чехле рассматриваемого региона приводится во многих исследованиях (Геология Татарстана ..., 2003; Муслимов, Исхакова и др., 1990; Плотникова, 2004).

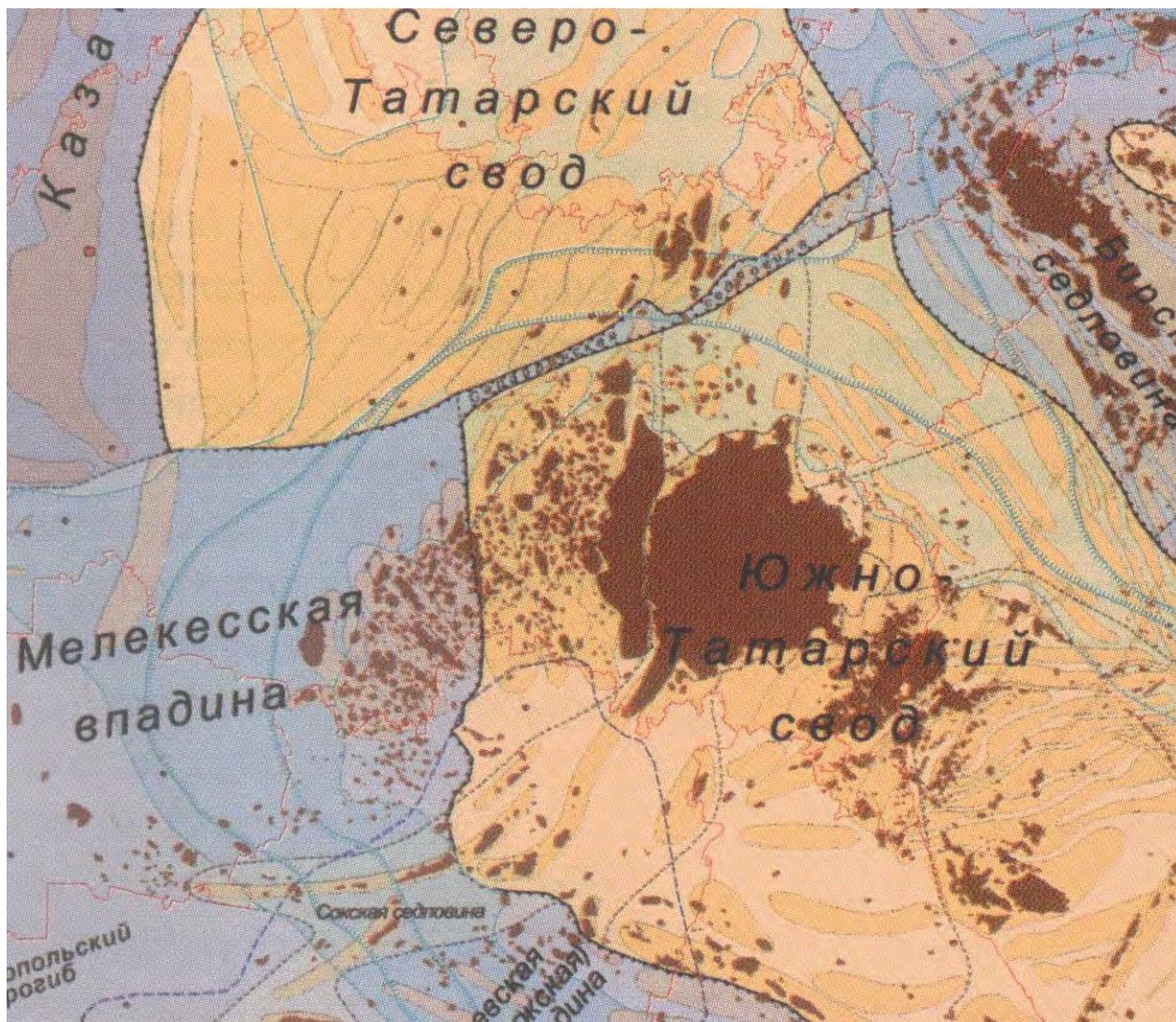


Рис. 6.1. Плотность расположения месторождений нефти в пределах центральной части Волго-Уральской антеклизы (Шаргородский, Либерман и др., 2004).

Темным цветом показаны месторождения нефти.

Но не только этим ограничена роль тектонического фактора. Он и связанный с ним флюидодинамический фактор (Соколов, 2001) оказывают влияние на генерацию водонефтяных флюидов, пути их миграции, аккумуляцию, а также «ответственны» за формирование вторичных коллекторских свойств известняков. Характер тектонического развития региона влияет на тепловой режим осадочного бассейна, который может меняться во времени.

Известно, что некоторые вторичные процессы изменения известняков, связанные с миграцией глубинных флюидов, проявляются не повсеместно, а локализируются лишь в определенных тектонических структурах, какими обычно являются антиклинали (Каледа, 1985; Каледа, Калистова, 1970; Постников, 1961). Последнее указывает, что зонами повышенной проницаемости пород для восходящих токов

флюида являются антиклинальные поднятия, т.к в них в максимальной степени проявляются вторичные изменения пород.

Таким образом, промышленная нефтенасыщенность известняков турнейского яруса обусловлена рядом факторов, главными среди которых следует считать наличие в разрезе биокластово-зоогенных известняков, реализацию в них вторичного процесса выщелачивания и определенную тектоническую приуроченность разреза.

Первые два условия рассмотрены в предыдущих разделах работы, а третье условие, связанное с определенной тектонической приуроченностью промышленных залежей, требует дополнительного освещения. При этом для выяснения тектонического контроля формирования промышленных залежей нефти следует рассмотреть не только тектоническую приуроченность промышленных залежей, но и непромышленных.

Непромышленные залежи в известняках турнейского яруса представлены неравномерно флюидонасыщенными породами, где наблюдается чередование водо- и нефтенасыщенных пород. Известняки таких залежей практически не подвержены выщелачиванию, коллекторы в них поровые.

Анализ изученного материала показывает, что в пределах восточного склона Мелекесской впадины такие залежи обычно приурочены к мало- и среднеамплитудным поднятиям, на Южно-Татарском своде – к малоамплитудным (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Обобщенная характеристика природных резервуаров нефти
в биокластовых известняках турнейского яруса

| Характеристика залежей | Месторождения | | | |
|---|------------------------------------|----------------------------|--|--------------------------------------|
| | Восточный борт МВ | | ЮТС | |
| | мало- и среднеамплитудные поднятия | высокоамплитудные поднятия | малоамплитудные поднятия | средне- и высокоамплитудные поднятия |
| Тип залежей | массивные | массивные | массивные | массивные |
| Значимость | непромышленные | промышленные | непромышленные или промышленные невысокой продуктивности | промышленные |
| Вторичные изменения | практически отсутствуют | выщелачивание | практически отсутствуют или выщелачивание | выщелачивание |
| Структура Пустотного Пространства матрицы | пористая | кавернозная | пористая или кавернозная | кавернозная |
| Характер нефтенасыщенности | неоднородный | однородный | неоднородный и однородный | однородный |

В качестве примера тектонической приуроченности непромышленных залежей могут служить рисунки 6.2 и 6.3, на которых показаны разрезы Демкинского и Онбийского месторождений, расположенные, соответственно, на восточном борту Мелекесской впадины и западном склоне Южно-Татарского свода. На Демкинском месторождении такие залежи выявлены на относительно мало- и среднеамплитудных Эреминском и Алинском поднятиях, тогда как на Онбийском месторождении – малоамплитудном Южно-Тюгеевском поднятии.

Промышленные залежи турнейского яруса представлены равномерно нефтенасыщенными кавернозными известняками, испытавшими процесс выщелачивания.

В пределах восточного борта Мелекесской впадины такие залежи приурочены обычно к высокоамплитудным поднятиям; на Южно-Татарском своде – к средне- и высокоамплитудным, реже – к малоамплитудным поднятиям.

Так, например, на Демкинском месторождении промышленные залежи, известняки которых являются кавернозными, приурочены к относительно высокоамплитудному Демкинскому поднятию. В пределах названного месторождения в турнейских отложениях второй промышленной залежью является Кривозеркинское поднятие, также являющееся относительно высокоамплитудным. Другие поднятия месторождения не относятся к числу высокоамплитудных, залежи, приуроченные к ним, непромышленные, известняки, слагающие их, не подверглись выщелачиванию.

На Онбийском месторождении промышленные залежи приурочены к средне- и высокоамплитудным поднятиям: Корткова, Больше-Батрасское и Средне-Батрасское.

Следует отметить, что по нашим данным, а также изучению фондовых материалов и анализу материалов эксплуатации фонда скважин месторождений наблюдается следующая тенденция в распределении залежей нефти, приуроченных к поднятиям III-IV порядка. На восточном борту Мелекесской впадины преобладают залежи с поровым типом коллекторов, далее на восток к центральной части Южно-Татарского свода среди известняков турнейского яруса преобладают порово-кавернозные и кавернозные коллекторы.

Сказанное свидетельствует, что с запада на восток, от восточного борта Мелекесской впадины к купольной части Южно-Татарского свода, коллекторские свойства известняков турнейского яруса повышаются. Такая тенденция обусловлена увеличением в биокластово-зоогенных известняках вторичной кавернозности (табл. 6.1).

Еще одним фактором, не только контролирующим локализацию нефтяных залежей, но и генерацию самой нефти, следует считать современный тепловой режим Волго-Уральской антеклизы и сопредельных территорий (Христофорова, Христофоров и др., 2000; Христофорова, Непримеров и др., 2004; Япаскурт, 2005). Он, по-видимому, является унаследованным от времени формирования месторождений, а на определенную связь размещения нефти и современного температурного режима указывают экспериментальные данные по изучению современного теплового поля (Христофорова, Непримеров и др., 2004). Наличие прямой связи между интенсивностью тепловых потоков и формированием месторождений

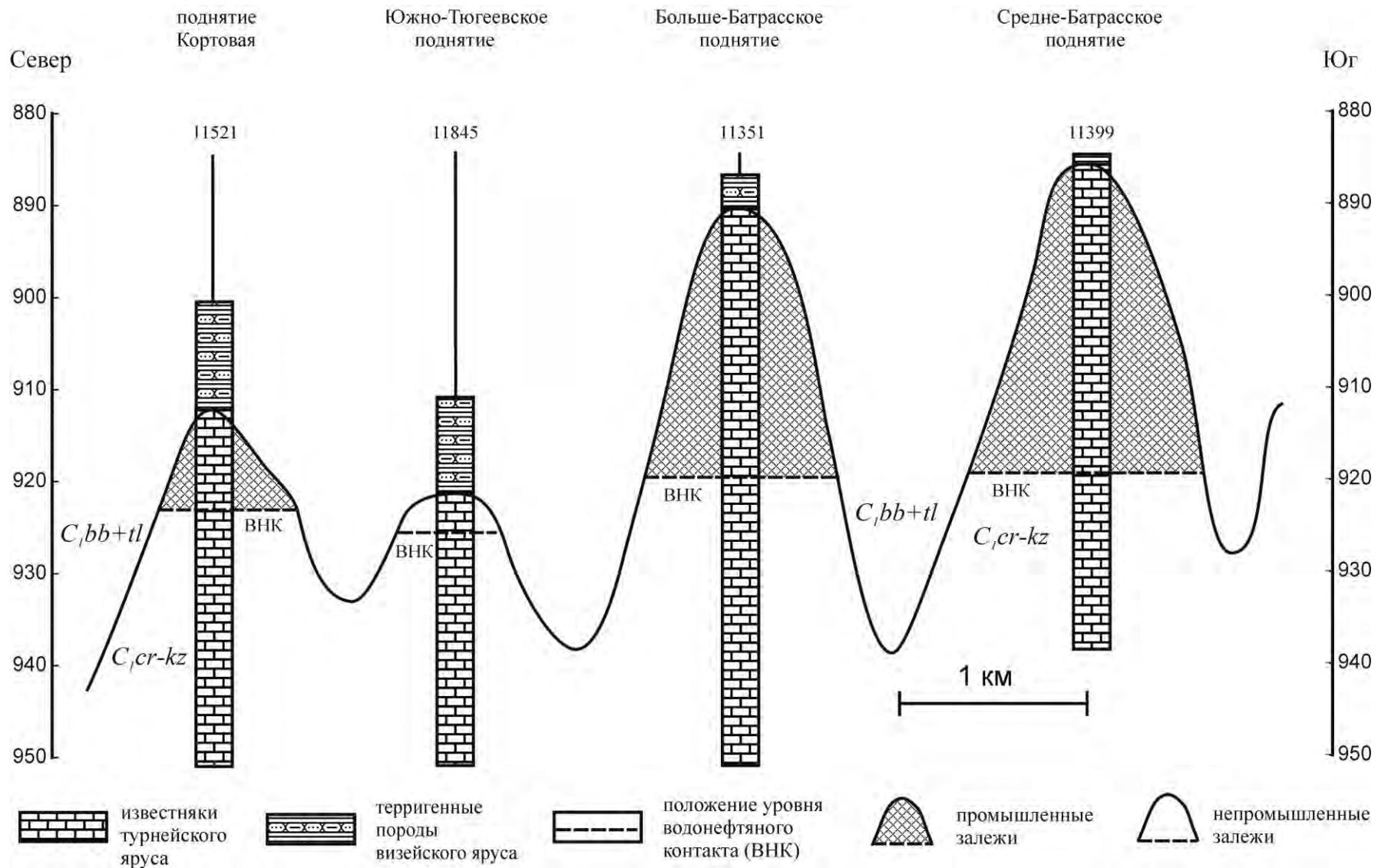


Рис. 6.3. Западный склон Южно-Татарского свода. Онбийское месторождение. Разрезы нижнего карбона.

нефти учитывает флюидодинамическая модель нефтегазообразования Б.А.Соколова (1996). На высокую роль тепломассопереноса в формировании залежей нефти указывают также данные В.И.Дюнина и А.В.Корзун (2003, 2005) по изучению восходящих потоков флюидов в осадочной оболочке и земной коре в целом, согласно которым флюидодинамический фактор вместе с тектоническим является определяющим в распределении залежей нефти, как по латерали, так и по вертикали осадочного бассейна.

Следовательно, вторичный процесс выщелачивания и его интенсивность в разрезах определяются как тектоникой, так и движением флюидов, определяемым во многом тепловым фактором.

В соответствии с интенсивностью и характером проявления выщелачивания известняков турнейского яруса при их одинаковой исходной природе распределение промышленных залежей по площади в конкретных тектонических структурах определяется наложенными процессами элизионной стадии развития осадочных бассейнов, которые задаются, в свою очередь, флюидодинамическим режимом.

6.1.2. Литолого-стратиграфический фактор

Литолого-стратиграфический фактор в формировании промышленных залежей нефти проявляется в том, что кавернозность и, соответственно, промышленная нефтенасыщенность приурочены к определенным стратиграфическим уровням, где встречаются биокластово-зоогенные известняки. Однако следует сказать, что кавернозность развита не во всех биокластово-зоогенных известняках, а лишь в тех из них, которые располагаются выше зоны водонефтяного контакта.

Наибольшая нефтеносность характерна для кавернозных биокластово-зоогенных известняков кизеловского горизонта. Биокластово-зоогенные известняки упинского горизонта могут быть промышленно нефтеносными при условии, что уровень водонефтяного контакта находится ниже их кровли, либо при условии, что отложения в пределах антиклинальных поднятий перекрываются терригенными породами-флюидоупорами визейского яруса в зоне размыва верхнетурнейских отложений. Последнее иллюстрирует рисунок 6.2, на котором показано, что в пределах Демкинского поднятия под породами-флюидоупорами визейского яруса залегают нерасчлененные малевско-упинские известняки, которые при условии реализации в них процессов выщелачивания становятся лучшими коллекторами среди всех изученных пород турнейского яруса.

По нашим данным, литологическая неоднородность залежей нефти в известняках турнейского яруса обусловлена не столько неоднородностью строения осадочной толщи, поскольку коллекторские свойства неизмененных вторичными процессами известняков любых структурно-генетических типов довольно близки, а реализацией в биокластово-зоогенных известняках процессов выщелачивания. Поэтому развитие процессов выщелачивания в большей мере определяет неоднородность разреза по коллекторским свойствам, чем неоднородное сложение толщи различными типами известняков.

6.1.3. Выщелачивание как причина кавернозности

Выщелачивание известняков – наиболее существенный из вторичных процессов наложенного характера, формирующий промышленно значимые коллекторские свойства биокластово-зоогенных известняков. Реализация выщелачивания – необходимый фактор формирования промышленных залежей в известняках турнейского яруса.

Анализ имеющегося фактического материала, подтверждая ранее опубликованные данные о приуроченности промышленной нефтенасыщенности к биокластово-зоогенным типам известняков, которые в публикациях бывают названы иначе, показывает, что в формировании высоких коллекторских свойств таких пород главная роль отводится не столько процессам седиментогенеза и фонового литогенеза, сколько вторичному процессу выщелачивания.

Подверженность биокластово-зоогенных известняков выщелачиванию обусловлена, с одной стороны, их поликомпонентным составом и поровым типом цементации биокластов, а с другой, их первоначально более высокими коллекторскими свойствами по сравнению с другими типами известняков (табл. 6.2).

В приведенной таблице показаны коллекторские свойства и нефтенасыщенность известняков, в которых выщелачивание не обнаруживается – пелитоморфные, биокластово-фитогенные и биокластово-зоогенные, и биокластово-зоогенные, подверженные выщелачиванию.

Анализ таблицы показывает:

- известняки любых изученных структурно-генетических типов, в которых ни макроскопически и ни микроскопически нет следов выщелачивания, по своим коллекторским свойствам весьма близки и могут быть отнесены лишь к непромышленным коллекторам, т.е. коллекторам порового типа;

- наиболее широким «спектром» коллекторских свойств обладают лишь биокластово-зоогенные известняки;

- вторичному процессу выщелачивания, который существенно повышает коллекторские свойства пород, подвергаются лишь биокластово-зоогенные известняки.

Вторичный процесс выщелачивания биокластово-зоогенных известняков существенно повышает их коллекторские свойства, что формирует в них вместо коллекторов порового типа кавернозные. При этом меняется и флюидонасыщенность пород (табл. 6.2, рис. 6.4).

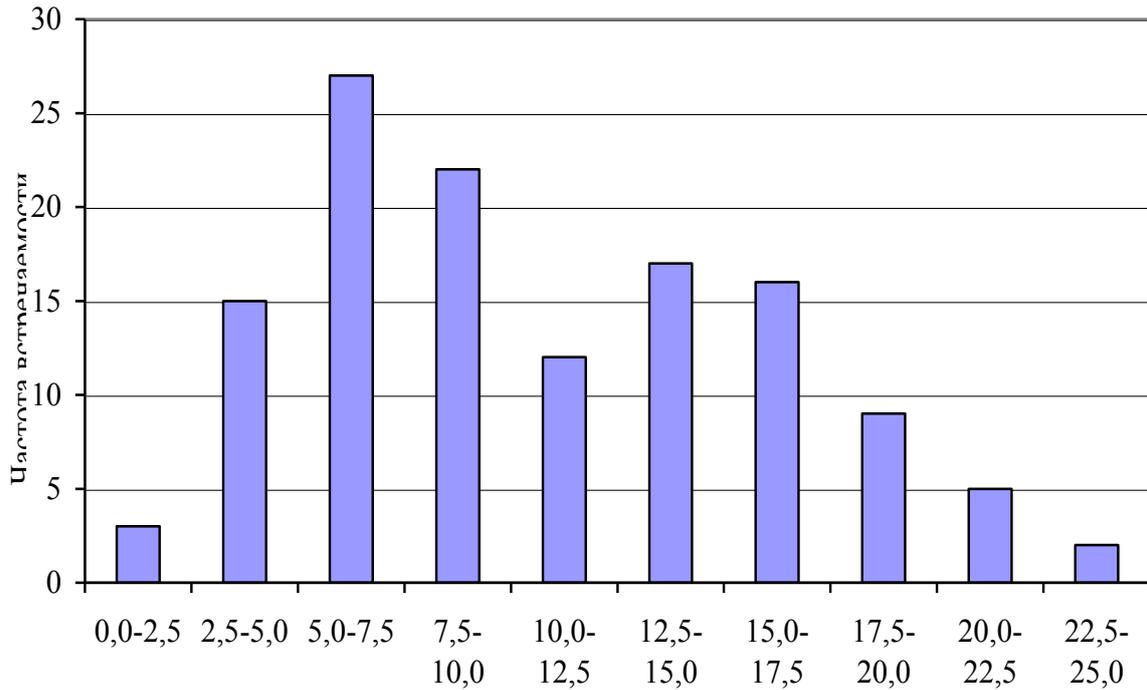
В основу построения диаграмм, приведенных на рисунке 6.4, положены данные по изучению коллекторских свойств биокластово-зоогенных известняков турнейского яруса Демкинского месторождения. На рисунке видно, что построенные зависимости имеют по частоте встречаемости в разрезе два максимума. Первый из них соответствует известнякам, не подверженным вторичному процессу выщелачивания (поровые коллекторы), второй – разностям, несущим явные признаки выщелачивания (кавернозные коллекторы); на графиках показана частота

Таблица 6.2

Коллекторские свойства известняков

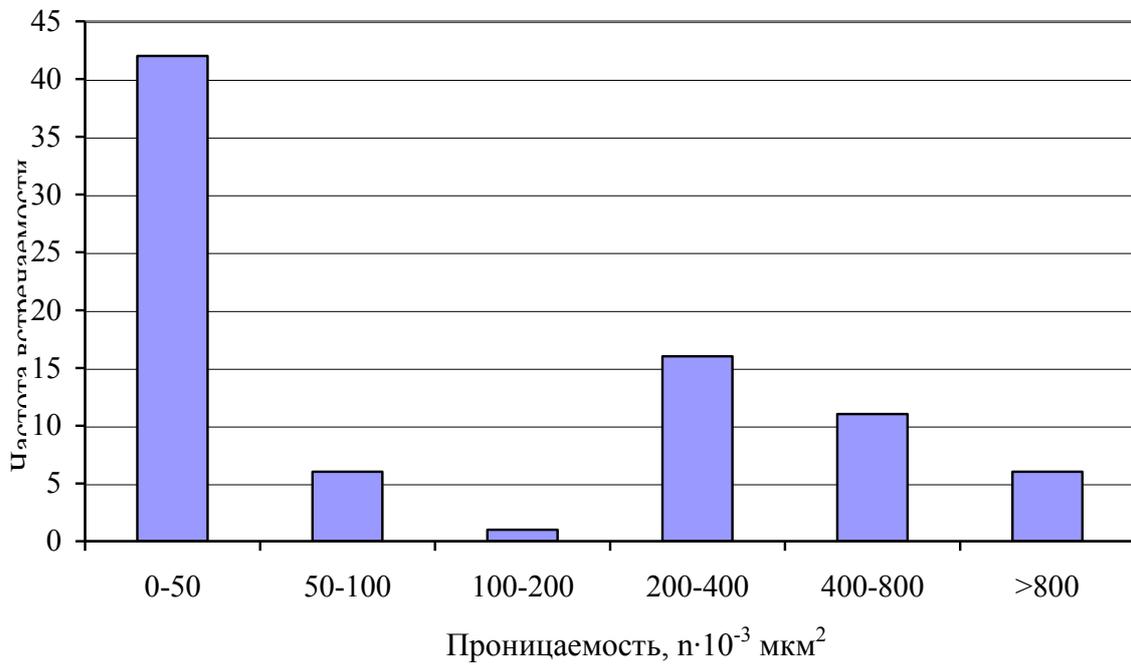
| Типы известняков | Вторичная измененность | Коллекторские свойства | | Нефтенасыщенность |
|------------------------|------------------------|------------------------------|--|---------------------------------------|
| | | Пористость, % | Проницаемость, $n \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ | |
| Пелитоморфные | Отсутствует | $\frac{1,11 - 7,80}{2,74}$ | $\frac{0 - 2,17}{0,57}$ | Отсутствует |
| Биокластово-фитогенные | т ОссОсОутО | $\frac{0,38 - 12,39}{5,02}$ | $\frac{0 - 9,95}{1,48}$ | Отсутствует или пятнистая, полосчатая |
| Биокластово-зоогенные | Отсутствует | $\frac{1,63 - 12,73}{5,83}$ | $\frac{0 - 32,12}{3,47}$ | Пятнистая, полосчатая |
| | Выщелачивание | $\frac{9,67 - 29,01}{15,14}$ | $\frac{23,47 - 2675,4}{194,6}$ | Равномерная |
| | В целом | $\frac{1,63 - 29,01}{7,4}$ | $\frac{0 - 2675,4}{10,72}$ | |

Примечание: 1) в ячейках даны значения $\frac{\text{min} - \text{max}}{\text{среднее}}$; 2) использовано более 1000 анализов.



Пористость, %

а



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

б

Рис. 6.4. Значения пористости (а) и проницаемости (б) по частоте встречаемости в биокластово-зоогенных известняках турнейского яруса. Демкинское месторождение.

встречаемости в образцах величин пористости и проницаемости пород. В расчетах использовались данные по четырем скважинам: известняки двух из них – коллекторы порового типа, двух других – кавернозного. Бимодальный характер распределения пористости и проницаемости на графиках прямо указывает на наличие двух выявленных типов коллекторов.

Анализ данных коллекторских свойств аналогичных известняков по залежам других месторождений любых стратиграфических горизонтов дает те же результаты. Различными оказываются лишь относительные доли поровых и кавернозных коллекторов.

Проведенный анализ для других типов известняков показал ожидаемые результаты: на диаграммах отмечается лишь один максимум, положение которого близко значениям, отвечающим непромышленным коллекторам порового типа (рис. 6.5). В расчетах для повышения достоверности результатов использовались данные по определению коллекторских свойств образцов керна двух месторождений – Демкинского и Онбийского, как наиболее полно изученных. Один максимум пористости и проницаемости матрицы коллекторов порового типа указывает на отсутствие в этих типах известняков выщелачивания.

Подверженность биокластово-зоогенных известняков процессу выщелачивания, на наш взгляд, обусловлена двумя причинами:

- определенным количественным соотношением в известняке органических остатков и цементирующего их кальцита;
- различной устойчивостью компонентов известняка к процессу растворения, который, как указывалось, селективен.

Количественное соотношение в биокластово-зоогенном известняке органо-генных компонентов и цементирующего их кальцита обуславливает сохранение ими объема даже при растворении последнего. Этому способствует то обстоятельство, что биокласты опираются друг на друга. Поэтому они задают прочность породе, препятствующую уплотнению как при фоновом литогенезе, так и при избирательном выщелачивании цементирующего биокласты кальцита.

Различная устойчивость к выщелачиванию органических остатков и цементирующего их кальцита объясняется различиями в их составе. Более высокая устойчивость органических остатков к вторичному преобразованию по сравнению с цементирующим их кальцитом, имеющим зернистую структуру, связана с их органоминеральным составом (Кораго, 1992). Изучение элементного состава компонентов биокластово-зоогенных известняков показывает органоминеральную природу органических остатков, что доказывается повышенным содержанием в их составе углерода по сравнению с кислородом и кальцием, что не отвечает стехиометрическому соотношению элементов в кальците. Тогда как элементный состав зернистого кальцита, цементирующего органические остатки, весьма близок стехиометрическому соотношению элементов в кальците (рис. 6.6).

Присутствие органического вещества белковой природы в изученных известняках установлено методом электронного парамагнитного резонанса, количественное содержание белковой компоненты в ряду «пелитоморфные – биокластово-фитогенные – биокластово-зоогенные известняки» увеличивается в толщах турнейского яруса.

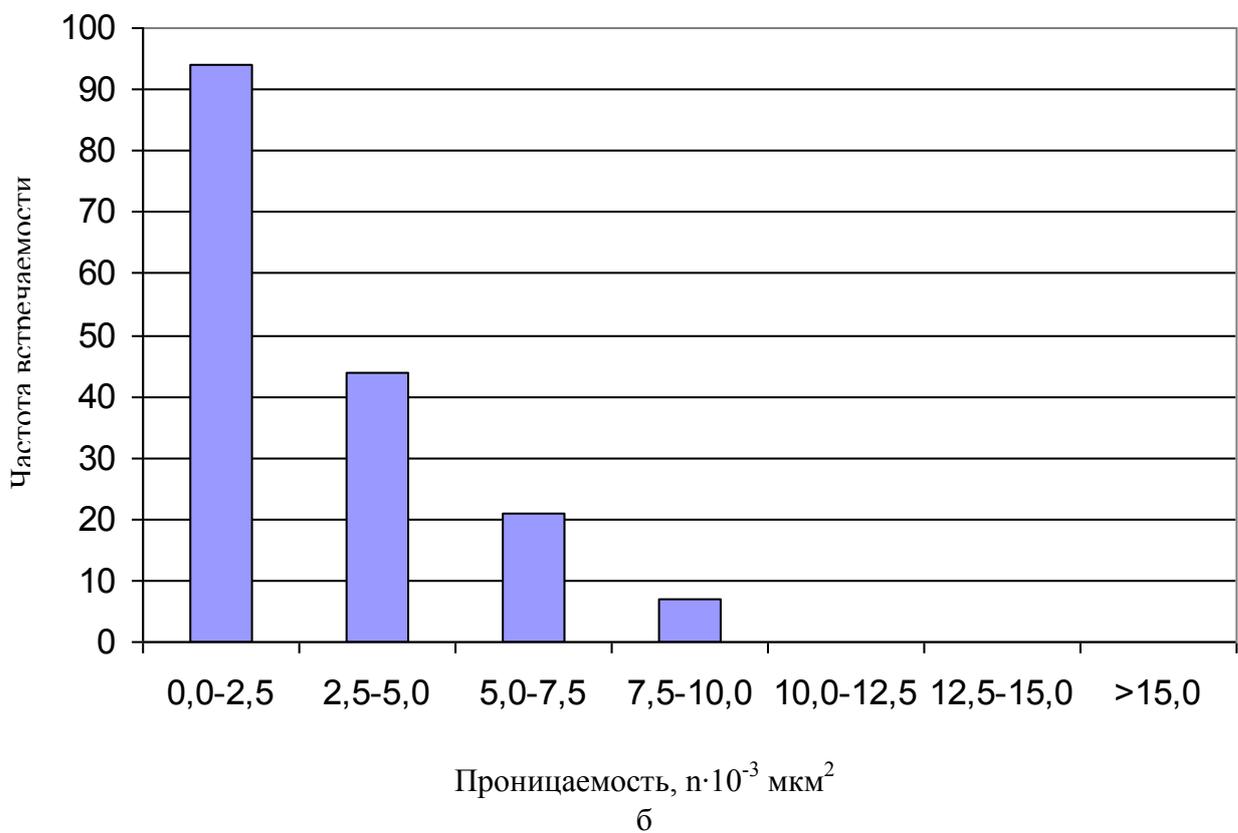
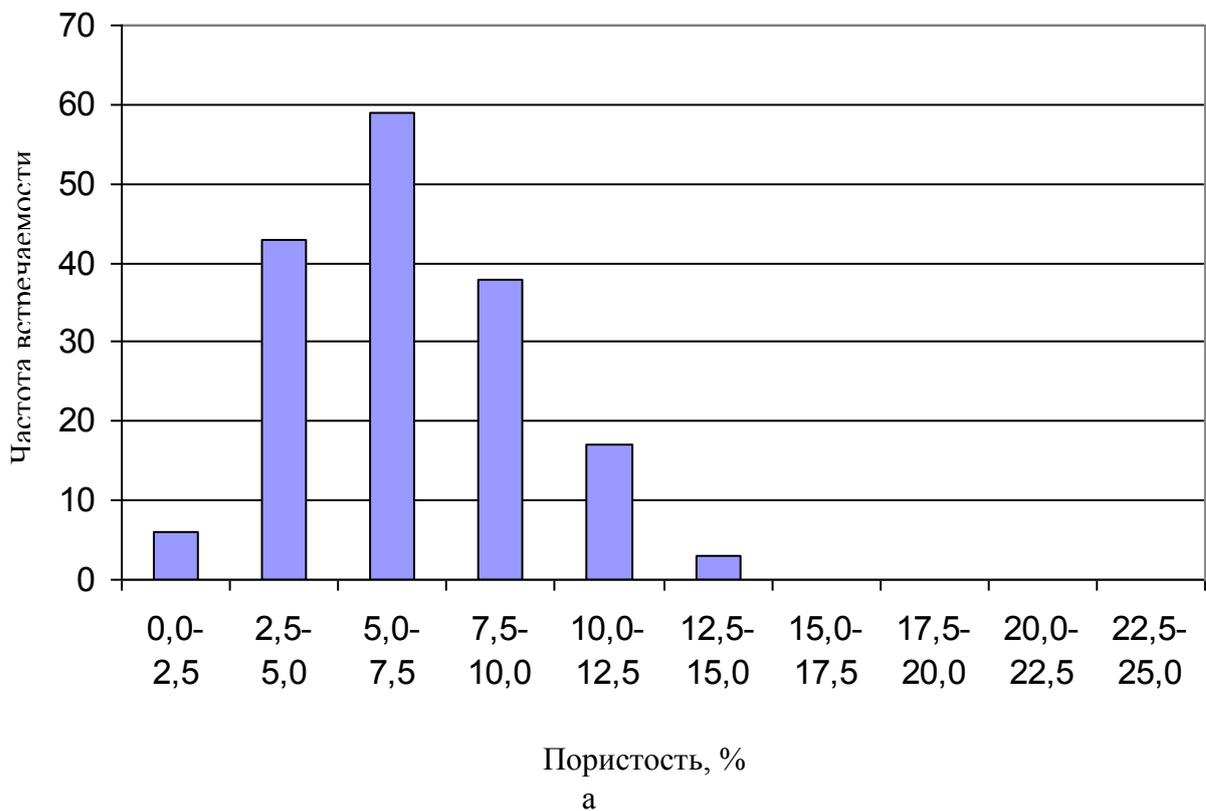
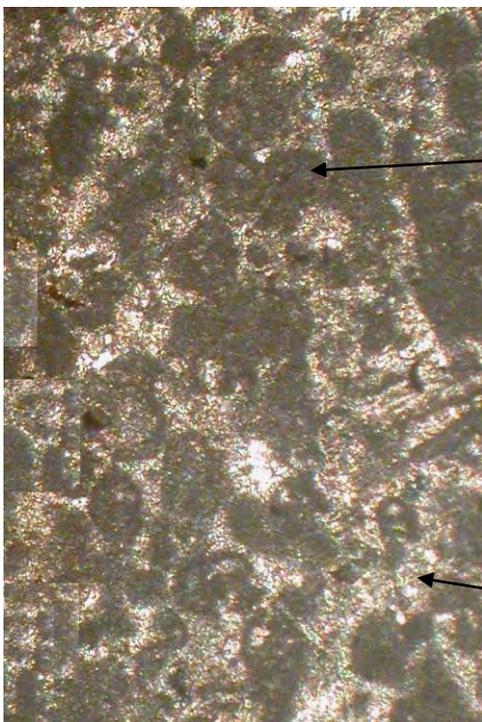


Рис. 6.5. Значения пористости (а) и проницаемости (б) по частоте встречаемости в биокластово-фитогенных известняках турнейского яруса. Демкинское и Онбийское месторождения.



| Element | Atomic, % |
|---------|-----------|
| C | 22,53 |
| O | 57,92 |
| Ca | 18,34 |
| Others | 1,21 |
| Totals | 100,00 |

| Element | Atomic, % |
|---------|-----------|
| C | 20,97 |
| O | 59,56 |
| Ca | 18,44 |
| Others | 1,03 |
| Totals | 100,00 |

Рис. 6.6. Электронно-микроскопический снимок биокластово-зоогенного известняка. Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1166. Обр. 149.

Таблицы справа – данные элементного состава органического остатка (верхняя) и зернистого кальцита (нижняя).

Таким образом, при вторичных изменениях известняков, проявляющихся выщелачиванием, перекристаллизацией и соответственно привнесением-выносом вещества в не полностью изолированных системах, в первую очередь будет мобилизован пелитоморфный кальцит, играющий роль цемента, тогда как кальцит, слагающий органические остатки остается устойчивым, будучи защищен органическим веществом.

В целом установленные факты свидетельствуют, что биокластово-зоогенные известняки могут быть подвержены выщелачиванию, что приводит к формированию коллекторов промышленной значимости. Возможность реализации выщелачивания лишь в названных известняках обусловлена их структурой и различной устойчивостью к растворению слагающих их компонентов.

Кавернозные известняки нередко бывают приурочены к стратиграфическим перерывам в осадконакоплении (Бурлин, 1976; Смехов, Дорофеева, 1987 и др.), что имеет место и в изученных разрезах, где на размытой поверхности известняков турнейского яруса залегают терригенные породы визейского яруса.

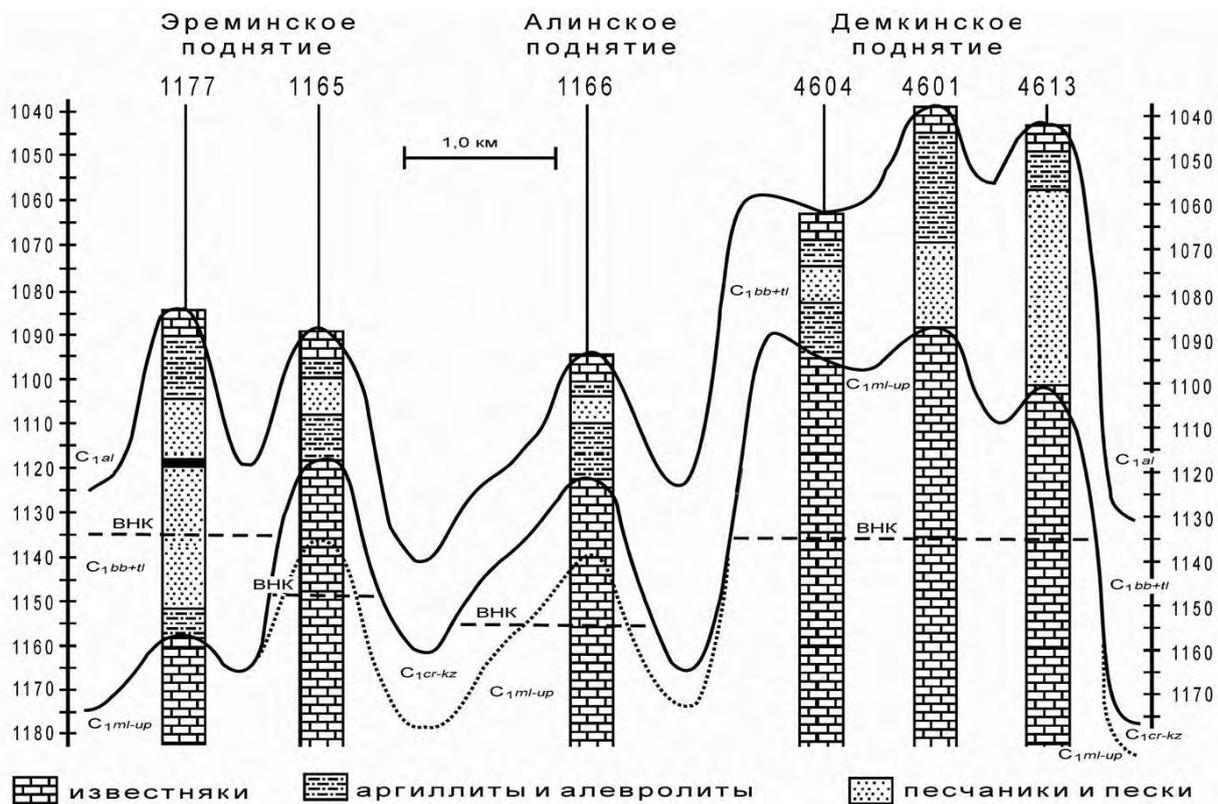
Во многих отечественных и зарубежных публикациях принимается, что формирование кавернозности в известняках обязано выщелачиванию, которое

обусловлено карстовыми процессами во время выхода пород на дневную поверхность (Вилесов, 2005; Гмид, Леви, 1972; Киркинская, Смехов, 1981; Смехов, Дорофеева, 1987). Однако в этом случае процесс гипергенного изменения известняков должен приводить к формированию неравномерно распределенных по объему каверн, весьма существенно отличающихся друг от друга как по размерам, так и по форме вследствие их образования в термодинамически открытой системе (Быков, 2002; Гвоздецкий, 1981; Ступишин, 1967), что не наблюдается при макро- и оптико-микроскопических исследованиях кавернозных известняков турнейского яруса. Изучение таких коллекторов показывает, что кавернозность в них равномерно распределена по объему пород, а размеры каверн характеризуются весьма близкими величинами. Следовательно, широко распространенное мнение о карстовой природе механизма формирования кавернозности в изучаемых отложениях несостоятельно.

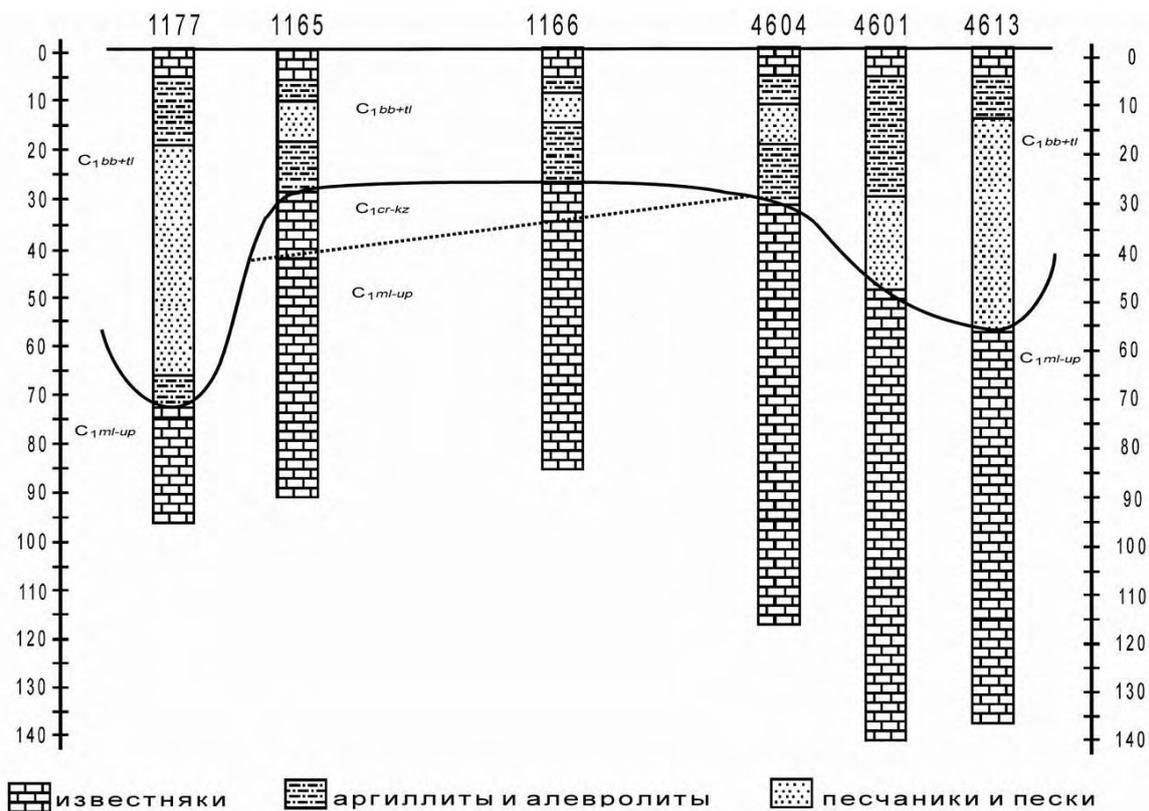
Отвергая карстовую природу кавернообразования, следует признать, что факт наличия кавернообразования в известняках, подстилающих несогласно перекрывающие их терригенные породы, имеет место. Однако выщелачивание в известняках турнейского яруса развито не повсеместно, а приурочено лишь к определенным антиклинальным поднятиям.

Согласно работам по изучению карста (Гвоздецкий, 1981; Ступишин, 1967), кавернозность наиболее развита на повышенных участках рельефа в местах его сильной расчлененности. Показать такую зависимость или опровергнуть ее при построении и анализе разрезов нефтяных залежей не представляется возможным. Поэтому по современному разрезу одного из изученных месторождений (рис. 6.7а) была выполнена реконструкция палеорельефа (рис. 6.7б), на которой можно определить места наиболее вероятного развития кавернозности, связанной с карстом. Реконструкция палеорельефа проводилась по кровле пачки известняков тульского горизонта – R_p «тульская плита». Принятие этой границы в качестве палеогоризонтальной возможно, поскольку эти отложения тульского горизонта являются морскими образованиями и, следовательно, названный уровень не отвечает расчлененному рельефу.

Кавернозность известняков в изученном современном разрезе (рис. 6.7а) наблюдается лишь в пределах Демкинского поднятия и практически отсутствует в известняках, приуроченных к Эреминскому и Алинскому поднятиям. Приведенная реконструкция палеоразреза (рис. 6.7б) показывает, что кавернозность не развита на возвышенных участках палеорельефа (современные Эреминское и Алинское поднятия). Наоборот, развита в пониженных участках палеорельефа (современное Демкинское поднятие), где во время, отвечающее времени формирования терригенных отложений бобриковского горизонта, наблюдался эрозионный врез и происходило формирование аллювиальных отложений. Наличие кавернозности устанавливается в тех местах, которые явно располагались ниже палеоуровня грунтовых вод.



а



б

Рис. 6.7. Схематический разрез турнейского яруса, бобриковского и тульского горизонтов визейского яруса на Демкинском месторождении (а) и палеорекострукция разреза на конец тульского времени (б).

Из приведенного следует, что кавернозность известняков не связана с гипергенными процессами карстообразования.

Существует другое, менее распространенное мнение, что процессы выщелачивания в известняках реализуются вследствие проявления процесса близкого гидротермальному, названному термокарстом (Лукин, 1997). Согласно третьей точки зрения, выщелачивание известняков возможно как вследствие карста, так и гидротермальной деятельности (Шахновский, 1994).

Следует особо подчеркнуть, что в работах, рассматривающих выщелачивание известняков, не затрагивается вопрос о путях выноса растворенного кальцита. По видимому, предполагается, что при гипергенных процессах (карст) вынос растворенного кальцита происходит подземными водами в бассейны конечного стока, а при гидротермальном выщелачивании – вверх по разрезу. Исключение составляет работа В.Н.Холодова (Холодов, 1983), в которой показывается, что вынос растворенного кальцита осуществляется в более проницаемые породы, какими являются пески и песчаники.

6.2. Модель формирования промышленно значимых нефтяных залежей в известняках

Проведенное изучение карбонатных пород турнейского яруса с учетом системного подхода к интерпретации наблюдаемых фактов формирования коллекторских свойств показывает, что седиментогенез и литификация, связанные с фоновым литогенезом, не определяют пустотность матрицы пород, необходимую для формирования промышленных залежей нефти. Достаточные емкостно-фильтрационные свойства формируются лишь вследствие реализации вторичных процессов, связанных с выщелачиванием.

Изучение кернового материала нефтяных залежей различной степени продуктивности – промышленных и непромышленных, локализованных в турнейском ярусе, показало:

- наличие различных структурно-генетических типов известняков;
- реализация процессов выщелачивания осуществляется в биокластово-зоогенных известняках;
- процесс выщелачивания известняков, развитых в пределах нефтяных залежей, нередко сопровождается их слабой доломитизацией;
- кавернозные известняки всегда являются нефтенасыщенными породами;
- приуроченность мест локализации процессов выщелачивания в известняках турнейского яруса к наиболее высокоамплитудным поднятиям III-IV порядка;
- выщелачивание известняков наблюдается лишь в том случае, если они перекрыты менее проницаемыми породами, в том числе породами-флюидоупорами, которые в тоже время могут играть роль «литологических окон»;
- в глинистой покрывке над залежами с большой степенью выщелачивания установлено повышенное содержание в смешанослойном минерале состава иллит-монтмориллонит разбухающей компоненты;
- установлен факт наличия древних водонефтяных контактов лишь в пределах тех залежей, коллекторы которых обладают высокой кавернозностью.

Анализ каждого из вышеприведенных фактов позволяет сформулировать ряд положений, на основе которых и была предложена модель формирования коллекторских свойств известняков промышленных залежей нефти.

Выявленные структурно-генетические типы известняков, не подверженные изменению вторичными процессами наложенного характера, характеризуются невысокими и близкими значениями коллекторских свойств. Их пористость и проницаемость не превышает 5-7% и $n \cdot 10^{-3}$ мкм² (n – первые единицы), соответственно. Нефтенасыщенность либо отсутствует, либо развита неравномерно. Невысокие коллекторские свойства таких известняков определяются тем, что размер пор в них не превышает размера слагающих породы зерен, являющихся микритом. Во всех них пористость является межзерновой.

Вторичный процесс выщелачивания практически не обнаруживается в пелитоморфных и биокластово-фитогенных известняках, тогда как в биокластово-зоогенных известняках его реализация существенно повышает коллекторские свойства, что «переводит» породы из разряда поровых непромышленных коллекторов в кавернозные промышленные. Формирование вторичной кавернозности в биокластово-зоогенных известняках объясняется селективностью процесса выщелачивания и тем, что биокласты в породе опираются друг на друга, в силу чего не происходит ее уплотнение.

Поликомпонентность состава биокластово-зоогенных известняков, включающих органические остатки и цементирующий их кальцит, предопределяет не только возможность перекристаллизации последнего, но и при благоприятных условиях вынос части растворенного кальцита за пределы залежи нефти, что, как известно (Холодов, 1983), является еще одним условием формирования кавернозности.

Сопровождающая процесс выщелачивания известняков слабая доломитизация указывает на то, что растворение кальцита и образование вторичного доломита происходит в среде с повышенным парциальным давлением растворенного углекислого газа (Холодов, 1983). В этом случае кальцит становится более растворим, чем доломит (рис. 6.8). Невысокое содержание вторичного доломита показывает, что ресурс магния в среде не восполняется притоком свежих порций растворов. Отсюда можно предположить, что в реакцию вступает тот магний, который присутствует в поровом растворе известняков и/или освобождается при «химической очистке» седиментогенного магнезильного кальцита (Атлас структурных ..., 2005). Содержание вторичного доломита в известняках зон древних водонефтяных контактов, где наблюдается привнос вещества (Морозов, Королев и др., 2006), много больше, встречаются даже мономинеральные образования доломита.

Другим важным фактом, раскрывающим механизм выщелачивания известняков, является то, что кавернозные известняки всегда нефтенасыщенны. Отсюда можно предположить, что нефтенасыщение кавернозного коллектора происходит либо вслед за выщелачиванием, либо оба процесса идут одновременно. Формирование кавернозности после процесса нефтенакпления многими авторами исключается (Гмид, Леви, 1972).

Если бы нефтенасыщение по времени происходило бы после процесса выщелачивания, тогда бы в изученном районе могли бы встречаться и кавернозные известняки свободные от нефти. Однако этого не наблюдается. Поэтому следует признать, что нефтенакпление и формирование кавернозности происходят одновременно, что возможно при поступлении водонефтяного флюида в ловушку и его последующем разделении на нефть и воду. Оно сопровождается сложными

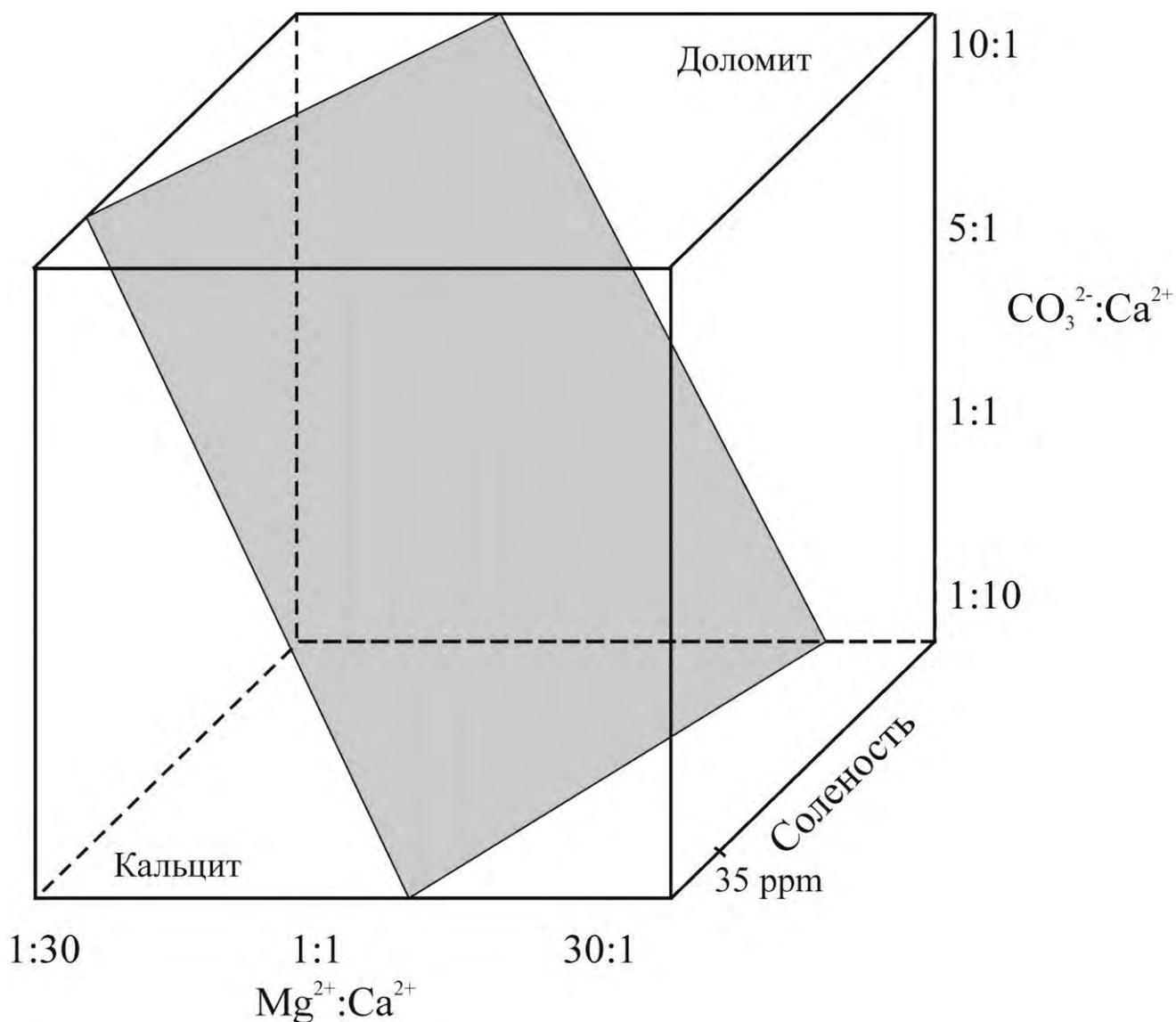


Рис. 6.8. Растворимость кальцита и доломита в зависимости от химизма водных растворов (Нечипоренко, Бондаренко, 1988). С упрощениями.

химическими реакциями, в том числе генерацией углекислоты и органических кислот (Тараненко, Безбородов и др., 2001), способствующих выщелачиванию и слабой доломитизации биокластово-зоогенных известняков.

Однако биокластово-зоогенные известняки не всегда подвергаются выщелачиванию или, другими словами, реализация процесса выщелачивания биокластово-зоогенных известняков происходит не повсеместно. Поэтому следует признать, что наличие в разрезе биокластово-зоогенных известняков является необходимым, но не достаточным условием для образования промышленных залежей нефти с высокими емкостно-фильтрационными свойствами.

Исследование тектонической приуроченности выявленных типов коллекторов – поровых и кавернозных – в известняках турнейского яруса показывает, что в пределах структур первого порядка Волго-Уральской антеклизы кавернозные коллекторы шире развиты в пределах Южно-Татарского свода, меньше в Мелекесской впадине. Анализ тектонического положения кавернозных известняков, как коллекторов нефти, на поднятиях более низкого порядка показывает на их

приуроченность к более высокоамплитудным поднятиям вплоть до положительных структур третьего-четвертого порядка.

Отсюда следует, что в пределах высокоамплитудных поднятий известняки более кавернозны, что подтверждается зависимостью пористости и проницаемости известняков нефтяных залежей, локализованных в антиклинальных поднятиях, от амплитуды последних (рис. 6.9).

Связь «коллекторские свойства известняков – амплитуда поднятия» иллюстрирует таблица 6.3, на которой, помимо этого, наблюдаются и другие закономерности. В частности, существует определенная связь амплитуды поднятий с:

- типом структуры пустотного пространства коллекторов (поровый или кавернозный),
- характером их нефтенасыщенности (равномерная или неравномерная),
- характером заполненности флюидом пустотного пространства (заполненность нефтью или нефтью и водой),
- дебитом флюида, а также соотношением нефти и воды в добываемом флюиде.

Так как формирование вторичной кавернозности в известняках сопровождается выносом растворенного вещества, то логично предположить, что путями его служат наиболее высокоамплитудные поднятия.

Вынос растворенного кальцита при формировании кавернозности известняков турнейского яруса в вышележащие горизонты осуществляется через некие «литологические окна», которыми в нашем случае являются породы-флюидоупоры. Например, для нефтяных залежей в турнейском ярусе ими служат терригенные породы визейского яруса. Под «литологическими окнами», согласно В.А.Чахмахчеву (Чахмахчев, 1983), понимаются те места в породах-покрышках нефтяных залежей, через которые при определенном условии осуществляется вертикальная миграция флюида. Таким условием, согласно А.Файфу, Н.Прайсу и др. (Файф А., Прайс Н. и др., 1981), является превышение гидростатического давления над литостатическим.

О наличии «литологических окон» над промышленными нефтяными залежами, коллекторы которых кавернозны, свидетельствуют два установленных факта: более высокая степень изменчивости смешанослойных минералов и нефтеносность терригенных пород визейского яруса, перекрывающих известняки турнейского яруса.

Рентгенографическое изучение состава смешанослойных минералов глинистой составляющей аргиллитов тульского горизонта, являющихся вместе с другими терригенными существенно глинистыми породами визейского яруса, покрышкой для нефтяных залежей известняков турнейского яруса, показывает на большое содержание в минерале разбухающей компоненты над промышленными залежами. Строго, на количественном уровне определить содержание слоев иллита и монтмориллонита в составе смешанослойного минерала чрезвычайно сложная задача, требующая применения математического моделирования дифракционных картин (Дриц, Сахаров, 1976). Однако по смещению дифракционных максимумов при различных обработках рентгенографических препаратов удалось установить, что в ряду «поровый – кавернозный коллекторы» известняков турнейского яруса в смешанослойном минерале глинистых покрышек залежей содержание разбухающей компоненты увеличивается (рис. 6.10).

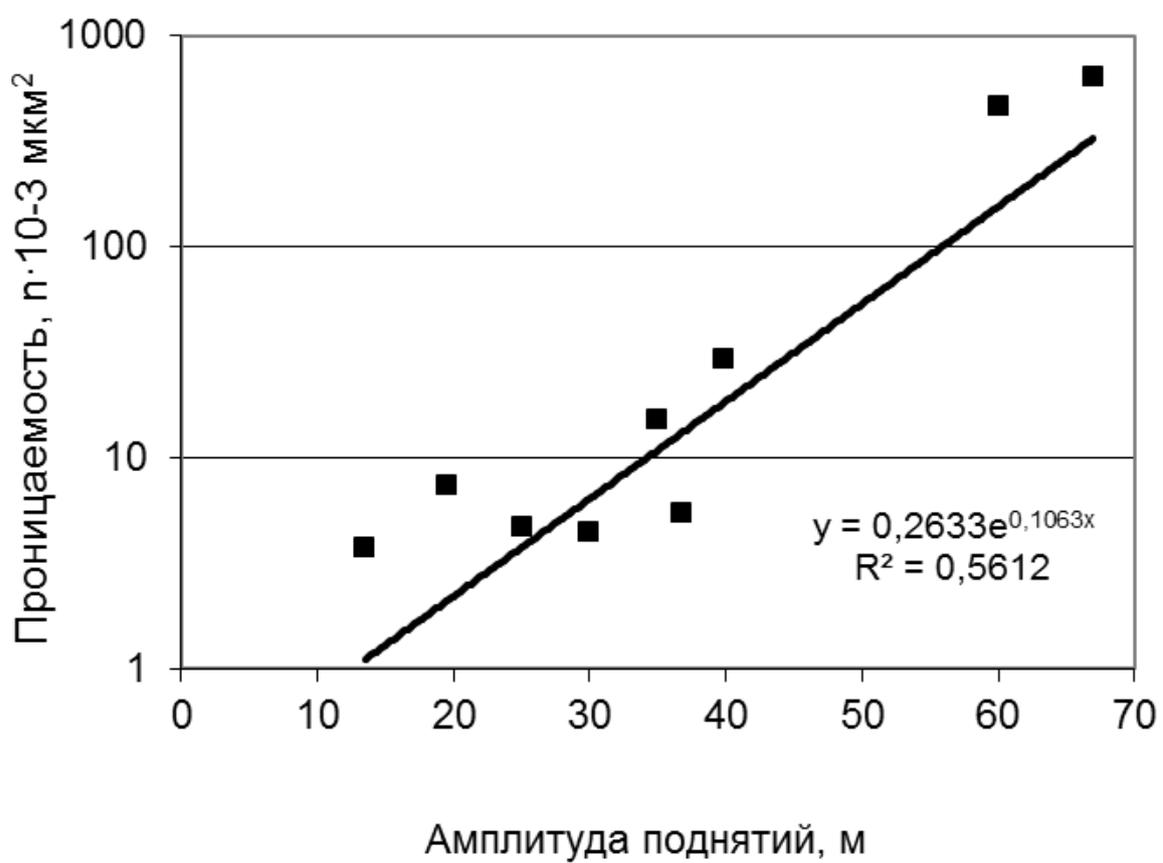
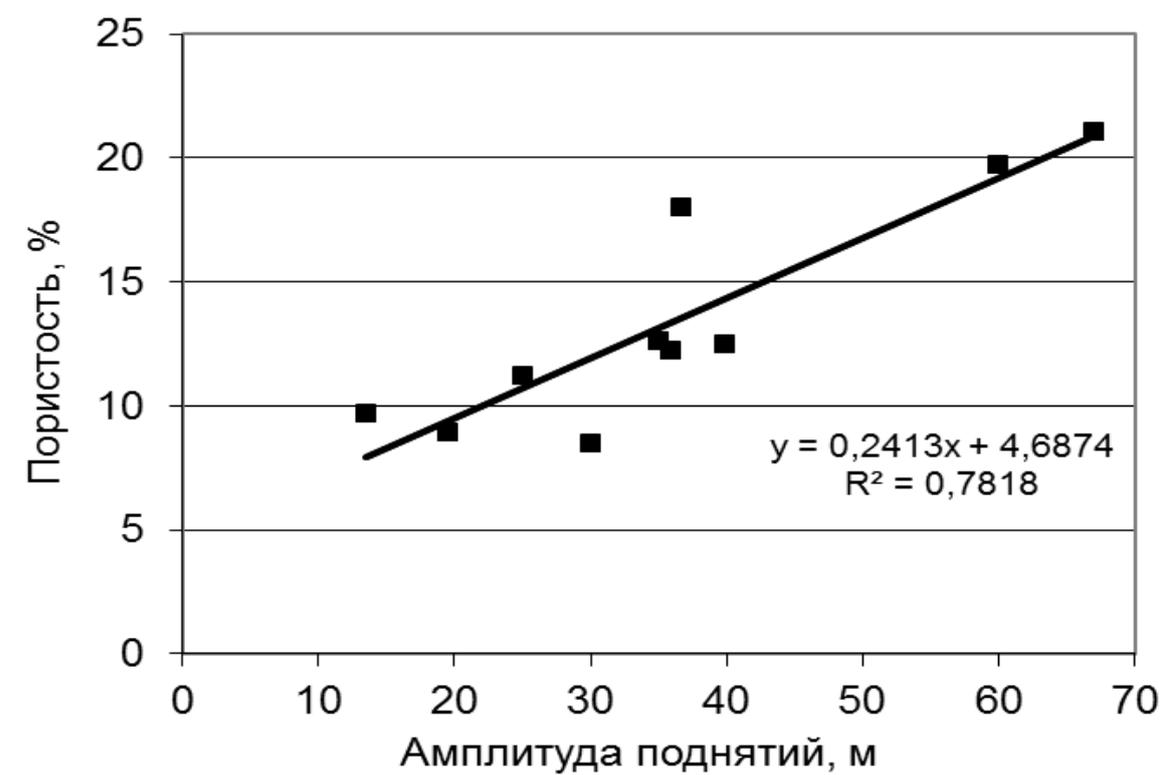


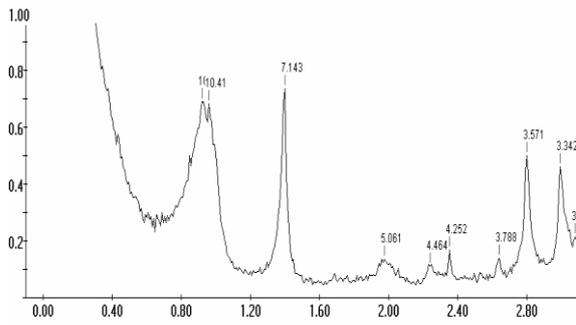
Рис. 6.9. Зависимость емкостно-фильтрационных свойств известняков нефтяных залежей от амплитуды поднятия

Таблица 6.3

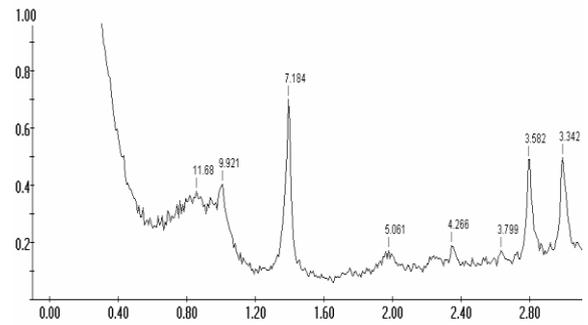
Емкостно-фильтрационные свойства известняков турнейского яруса

| Место-рождение | Номер скважины Значимость залежи | Амплитуда поднятия, где расположена скважина, м | Коллекторские свойства | | Тип коллектора | Нефтеныщенность | Дебит нефти, усл. ед. |
|----------------|-------------------------------------|---|----------------------------|--|----------------------------------|-----------------|-----------------------|
| | | | Пористость, % | Проницаемость, $\mu \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ | | | |
| Демкинское | 1165 Непромышленная | 35 | $\frac{7,95}{0,4 - 18,8}$ | $\frac{0,77}{0,0 - 22,7}$ | Поровый | Неравномерная | Вода |
| | 4606 Промышленная | 67 | $\frac{15,5}{2,3 - 24,8}$ | $\frac{432,11}{0,3 - 2680,7}$ | Кавернозный | Равномерная | 100 |
| Онбийское | 11845 Непромышленная | 15 | $\frac{8,75}{0,3 - 15,4}$ | $\frac{1,36}{0 - 34,0}$ | Поровый | Неравномерная | Вода |
| | 11521 Промышленная | 30 | $\frac{11,26}{7,1 - 19,5}$ | $\frac{34,7}{0,0 - 152,6}$ | Смешанный: поровый и кавернозный | Равномерная | 14 |

Примечание: в ячейках таблицы даны значения $\frac{\text{среднее}}{\text{минимум} - \text{максимум}}$.

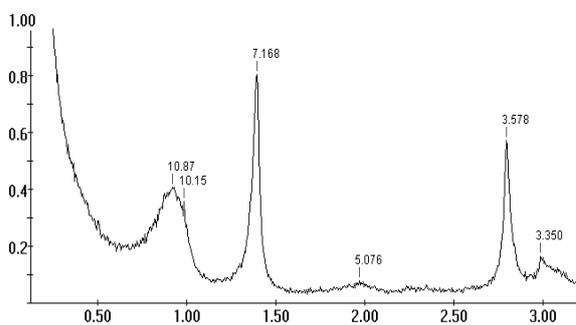


воздушносухой препарат

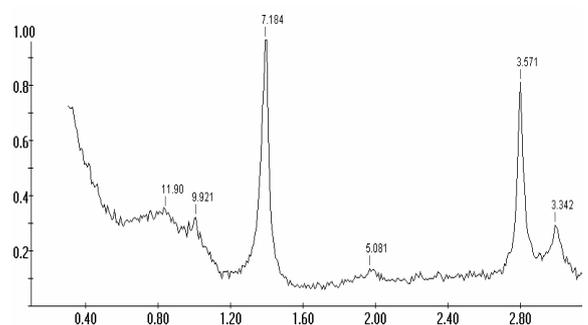


препарат, насыщенный этиленгликолем

а – дифрактограммы глинистой фракции образца аргиллита над непромышленной залежью в известняках турнейского яруса; поровый коллектор, скв. 1166, Демкинское месторождение

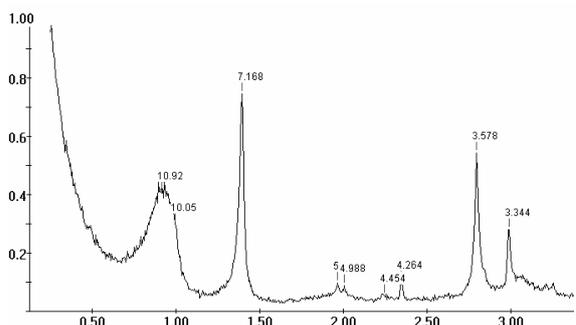


воздушносухой препарат

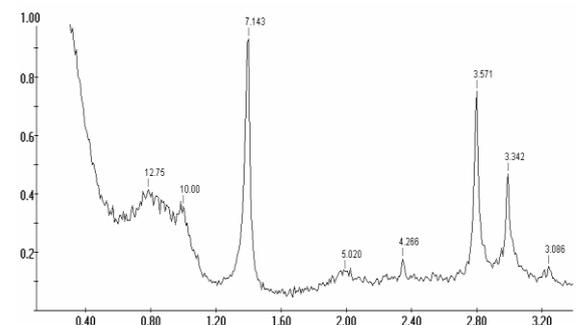


препарат, насыщенный этиленгликолем

б – дифрактограммы глинистой фракции образца аргиллита над промышленной залежью малой значимости в известняках турнейского яруса; кавернозно-поровый коллектор, скв. 11845, Онбийское месторождение



воздушносухой препарат



препарат, насыщенный этиленгликолем

в – дифрактограммы глинистой фракции образца аргиллита над промышленной залежью высокой значимости в известняках турнейского яруса; кавернозный коллектор, скв. 11521, Онбийское месторождение

Рис. 6.10. Дифрактограммы глинистой составляющей аргиллитов покрышки залежей нефти турнейского яруса. В ряду «а-б-в» образцов содержание в смешанослойном минерале состава иллит-монтмориллонит монтмориллонитовой составляющей увеличивается.

Другим фактом, указывающим на ток флюидов через более высокоамплитудные поднятия – литологические окна, является характер флюидонасыщенности песчаников и алевролитов визейского возраста, которые располагаются стратиграфически выше нефтеносных известняков турнейского яруса. Так, например, анализ керн Демкинского месторождения показал, что в более высокоамплитудных поднятиях песчаники и алевролиты тульского горизонта являются нефтеносными, тогда как в малоамплитудных поднятиях аналогичные породы водоносные (рис. 6.11), несмотря на то, что коллекторские свойства последних не уступают нефтеносным. Такой факт наравне с составом смешанослойных минералов также свидетельствует о первичной преимущественно вертикальной миграции водонефтяного флюида сквозь наиболее проницаемые структуры, какими являются более высокоамплитудные поднятия.



Рис. 6.11. Фотографии образцов керн. Песчаники тульского горизонта визейского яруса. Демкинское месторождение.

а – водоносный песчаник, скв. 1166, обр. 62; б – нефтеносный песчаник с пятнами вторичного кальцита (светлое), скв. 1182, обр. 1.

Через названные структуры осуществляется и вынос растворенного в известняках турнейского яруса кальцита. На это указывает наличие его, образующего мелко-крупнозернистые гнезда в алевролитах и песчаниках тульского горизонта, что установлено лишь в нефтеносных терригенных породах, тогда как в аналогичных по коллекторским свойствам водоносных породах обнаружить кальцит не удалось.

Дополнительным подтверждением факта о большей проницаемости высокоамплитудных структур является также развитие в приуроченных к ним залежам двух типов водонефтяных контактов: древнего и современного. Причем в пределах относительно малоамплитудных поднятий обнаруживаются лишь современные водонефтяные контакты. Наличие в пределах одной залежи, приуроченного к наиболее высокоамплитудному Демкинскому поднятию (рис. 6.2), древнего и расположенного гипсометрически ниже современного водонефтяного контакта указывает, согласно Р.С.Сахибгарееву (Сахибгареев, 1989), на

прогрессивное смещение водонефтяного контакта и, по крайней мере, двукратное заполнение ловушки водонефтяным флюидом. Неоднократное заполнение ловушки флюидом свидетельствует о большей проницаемости таких структур.

Факт различного гипсометрического положения уровней водонефтяных контактов (рис. 6.2 и 6.3) также косвенно указывает на более высокую проницаемость для флюидов, формирующих нефтяную залежь, высокоамплитудных поднятий по сравнению с малоамплитудными.

Судя по приведенному фактическому материалу, вынос растворенного кальцита известняков осуществляется через наиболее высокоамплитудные структуры.

Нередко такие поднятия характеризуются сложным строением и бывают осложнены рядом мелких структур, поэтому существование в них зон повышенной проницаемости более вероятно. С другой стороны, объяснение этому факту можно дать с позиций флюидодинамики. По расчетным данным и фактическому материалу в работе А.Файфа, Н.Прайса и др. (Файф, Прайс и др., 1981) доказывается, что при миграции флюидов не по напластованию пород гидроразрыв флюидоупоров осуществляется в пределах наиболее высокоамплитудных структур.

Вероятно, обеими названными причинами можно объяснить повышенную проницаемость пород для флюидов более высокоамплитудных поднятий и в нашем случае.

В целом разработанная в настоящее время модель формирования коллекторских свойств кавернозных коллекторов на примере известняков турнейского яруса характеризуется следующими основными положениями:

- 1) существование антиклинальных ловушек, в виде поднятий III-IV порядка, и наличие над нефтенасыщенными известняками толщи пород-флюидоупоров;
- 2) наличие поликомпонентных по составу известняков, какими являются биокластово-зоогенные;
- 3) заполнение ловушки водонефтяным флюидом, вторичная миграция которого в ловушке приводит к его фазовому разделению и нефтенакоплению, одновременно генерируя углекислоту и органические кислоты;
- 4) выщелачивание кальцита, цементирующего органические остатки биокластово-зоогенных известняков, и его вынос за пределы залежи;
- 5) более вероятным местом реализации процессов выщелачивания известняков являются высокоамплитудные поднятия.

Названные положения реализуются вследствие благоприятного сочетания тектонического, литолого-стратиграфического и флюидодинамического факторов. Следует признать, что сочетание двух первых из названных положений является достаточным лишь для формирования непромышленных залежей, коллекторы которых относятся к поровым. Такой тип структуры пустотного пространства известняков сформирован в результате седиментогенеза-катагенеза пород и не затронут процессами выщелачивания.

Третье-пятое положения, показывающие возможность формирования вторичной пустотности (кавернозности) в известняках, являются основными, объясняющими формирование промышленно значимых коллекторских свойств известняков. В основу обоснования их положен фактический материал, полученный при проведении собственных исследований.

Механизм формирования вторичной пустотности (кавернозности) реализуется лишь в случае наличия биокластово-зоогенных известняков, которые перекрываются породами-флюидоупорами. Выщелачивание таких известняков, обладающих поликомпонентным составом, приводит к растворению, перекристаллизации и выносу части пелитоморфного кальцита, цементирующего органические остатки, тогда как последние не подвергаются изменению. Необходимым условием реализации процессов выщелачивания в среде с повышенным парциальным давлением углекислого газа является не полностью «герметичная» крышка, через которую происходит не только миграция водонефтяного флюида, но и вынос растворенного кальцита. «Каналами» такой миграции в отложениях турнейско-визейского возраста служат высокоамплитудные поднятия III-IV порядка в пределах Мелекесской впадины и средне- и высокоамплитудные – в пределах Южно-Татарского свода.

Изложенные данные хорошо соотносятся с независимо экспериментально полученными сведениями о тепловом режиме Волго-Уральской антеклизы: большая интенсивность формирования вторичной кавернозности приурочена к зонам повышенных температур (Христофорова, Непримеров и др., 2004), а, следовательно, и зонам восходящих флюидодинамических потоков, осуществляющих тепло- и массоперенос.

Показанная модель формирования коллекторских свойств известняков продуктивных нефтяных залежей может применяться не только при оценке практической значимости отложений турнейского яруса нижнего карбона западной части Волго-Уральской нефтегазоносной области в географических рамках Республики Татарстан. Анализ литературы показывает, что она может быть использована и в других регионах, где встречаются карбонатные отложения, по генезису близкие рассмотренным в работе.

Созданная модель, на взгляд авторов, является справедливой для изученных отложений региона. В дальнейшем с привлечением нового материала она может уточняться. Однако ее принципиальные положения должны сохраниться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нередко оценка карбонатных пород в качестве коллекторов нефти и газа во многом принимается аналогичной терригенным коллекторам, но в отличие от последних, пустотное пространство которых сформировалось преимущественно на стадиях седиментогенеза-литогенеза, «промышленно значимая» пустотность известняков турнейского яруса рассматриваемого региона является вторичной. Поэтому подход к их изучению должен быть иными. Прежде всего это связано с тем, что осадконакопление карбонатов имеет свои особенности, а формирование структуры пустотного пространства матрицы карбонатных пород-коллекторов является многоэтапным.

В работе принят системный подход изучения карбонатных пород-коллекторов нефти турнейского яруса нижнего карбона восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода. Он включал:

- изучение неизмененных вторичными процессами известняков для реконструкции палеоусловий седиментогенеза – создания схемы седиментогенеза карбонатов;
- изучение и типизацию постседиментационных изменений карбонатов для выявления процессов ухудшающих либо улучшающих коллекторские свойства пород;
- выявление масштабов, участков и зон локализации вторичных изменений известняков в зависимости от литолого-стратиграфического, тектонического и флюидодинамического факторов.

В соответствии с этим в работе с единых позиций систематизированы и обобщены данные о структурно-генетических типах известняков турнейского яруса, показана неоднородность его строения. Для изученного района показана схема седиментогенеза карбонатных осадков, формирующих латерально протяженные пластовые тела. Установлено, что в пределах восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода литологическую типизацию известняков можно успешно применять для расчленения и корреляции турнейского яруса.

В работе предложена генетическая классификация вторичных изменений известняков, связанных с элизионной и инфильтрационной стадиями гидрогеологического развития осадочных бассейнов и оценено их влияние на коллекторские свойства карбонатных пород. Обосновано, что промышленно значимые коллекторские свойства известняков являются вторичными и реализуются процессом выщелачивания.

Среди выявленных структурно-генетических типов известняков лишь биокластово-зоогенные подвергаются интенсивному выщелачиванию, поскольку органоминеральный состав органических остатков и поровый тип их цементации препятствуют уплотнению пород при выщелачивании.

Среди известняков-коллекторов по структуре пустотного пространства матрицы пород можно выделить поровые – непромышленные и кавернозные – промышленные коллекторы. Показано определяющее влияние структуры пустотного пространства матрицы известняков-коллекторов на характер их нефтенасыщенности.

Нефтяные залежи, локализованные в турнейском ярусе, массивные, сводовые. Залежи, приуроченные к поднятиям III-IV порядка, локализованы в антиклинальных ловушках. Органогенные постройки турнейского яруса, которые формируют положительные структуры седиментационной природы, в районе не встречены.

В турнейском ярусе в пределах восточного борта Мелекесской впадины непромышленные залежи, как правило, приурочены к мало- и среднеамплитудным поднятиям, на Южно-Татарском своде – к малоамплитудным поднятиям. Промышленные залежи, наоборот, в пределах восточного борта Мелекесской впадины приурочены к высокоамплитудным поднятиям, на Южно-Татарском своде – к средне- и высокоамплитудным поднятиям. Общей закономерностью является, соответственно, преобладание на восточном борту Мелекесской впадины залежей с поровым типом коллекторов, в восточном направлении к центральной части Южно-Татарского свода значение кавернозности в коллекторах возрастает.

Установленные отличия в проявлении вторичных наложенных процессов на восточном борту Мелекесской впадины и Южно-Татарском своде сводятся к изменению интенсивности проявления выщелачивания, связанного с элизионной стадией развития осадочного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айлер Р. Химия кремнезема. Ч. 1. – М: Мир. – 1982 – 416 с.
2. Алексеева М.А., Каледа А.А. Латеральная изменчивость катагенетических преобразований карбонатных пород на локальных структурах Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. – 1974. – Вып. 160. – С. 62-69.
3. Алексеенко В.А., Алексеенко Л.П. Геохимические барьеры. – М.: Логос. – 2003. – 144 с.
4. Алиев М.М., Яриков Г.М., Хачатрян Р.О. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. – М.: Недра. – 1975. – 262 с.
5. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). – Екатеринбург: УрО РАН. – 2003. – 304 с.
6. Атлас структурных компонентов карбонатных пород / Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. – М.: ВНИГНИ. – 2005. – 440 с.
7. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы / Дмитриева Е.В., Ершова Г.И., Либрович В.Л. и др. – М.: Недра. – 1969. – 708 с.
8. Атлас типовых моделей карбонатных резервуаров нефти и газа Европейской части России / Под ред. Н.К.Фортунатовой. – М.: РЭФИА. – 1999. – 192 с.
9. Багринцева К.И. Карбонатные породы – коллекторы нефти и газа. – М.: Недра. – 1977. – 231 с.
10. Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. – М.: Недра – 1982. – 256 с.
11. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. – М.: РГГУ, 1999. – 282 с.
12. Багринцева К.И., Куц Т.Г., Садыбеков А.Т. Оценка удельной поверхности карбонатных пород-коллекторов порового типа месторождений Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. – 1996. – № 6.
13. Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Барков Ф.П. Экспериментальное изучение механизмов образования и форм захвата водно-углеводородных включений в процессах роста кристаллов кварца, кальцита и флюорита в гидротермальных растворах // ДАН. – 2005. – Т. 404. – № 2. – С. 90-93.
14. Бактериальная палеонтология / Коллектив авторов. Под. ред. А.Ю Розанова. – М.: ПИН РАН. – 2002. – 188 с.
15. Баренблатт Г.И., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. – М.: Недра, 1984. – 211 с.
16. Белоновская Л.Г., Булач М.Х., Гмид Л.П. Геологические условия формирования карбонатных пород-коллекторов. Низкопоровые коллекторы // Нефтяная геология. Нетрадиционные ловушки и нетрадиционные типы коллекторов. – СПб.: Недра. – 2004. – С. 90-98.
17. Беляева Н.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы: Автореферат диссертации на соискание ученой степени докт. геол.-мин. наук. – Москва. – 2000. – 50 с.

18. Беляева Н.В., Корзун А.П., Петрова Л.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы: в связи с формированием рифовых резервуаров. – СПб.: Наука. – 1998. – 153 с.
19. Большаков Ю.Я. Капиллярно-экранированные залежи нефти и газа. - Новосибирск: Наука. – 1989. – 128 с.
20. Большаков Ю.Я. Теория капиллярности нефтегазонакопления. – М.: Недра. – 1998. – 320 с.
21. Боронин В.П., Степанов В.П., Гольштейн Б.Л. Геофизическое изучение кристаллического фундамента Татарии. – Казань: Изд-во КГУ. – 1982.
22. Брод И.О., Еременко Н.А. Основы геологии нефти и газа. – М.: Изд-во МГУ. – 1953. – 340 с.
23. Бурлин Ю.К. Природные резервуары нефти и газа. – М.: Изд-во МГУ. – 1976. – 135 с.
24. Бурлин Ю.К., Свистунов Е.П. Геотермический режим и нефтегазонасность // Геофизика XXI столетия: 2002 год: Сборник трудов 4 Геофизических чтений им. В.В.Федынского. Москва, 28 февр.-2 марта, 2002. – М.: Науч. мир. – 2003. – С. 322-323.
25. Буряковский Л.А., Джеваншир Р.Д. Уплотнение осадков (математическое моделирование) // Литология и полезные ископаемые. – 1991. – № 1. – С. 110-121.
26. Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти: Избр. тр. – М.: Наука. – 1986 – 368 с.
27. Вилесов А.П. Литолого-фациальное строение карбонатной толщи башкирского яруса Озерного месторождения нефти (Соликамская депрессия). – М.: Геоинформмарк. – 2005. – 40 с.
28. Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С. Тектоника Татарстана. – Казань: Изд-во КГУ – 2003. – 132 с.
29. Всевожский В.А., Дюнин В.И. О направлении миграции поровых вод в уплотняющихся осадках // Взаимодействие поверхностного и родземного стока. В. 1. – М.: Недра. – 1973. – С. 186-198.
30. Гавич И.Н. Гидрогеодинамика. – М.: Недра. – 1988. – 349 с.
31. Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. – М.: Недра. – 1975. – 271 с.
32. Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в миграции и аккумуляции нефти и газа. – Киев: Наукова думка. – 1978. – 169 с.
33. Гвоздецкий Н.А. Карст. – М.: Мысль, 1981. – 214 с.
34. Геодинамическая модель процессов формирования скоплений углеводородов / Дмитриевский А.Н., Самсонов Ю.В., Илюхин Л.И. и др. – М.: Недра. – 1992. – 190 с.
35. Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками / Н.М.Задорожная, Д.В.Осадчая, Л.Н.Новоселова и др. – Л.: Недра. – 1982. – 328 с.
36. Геология и геохимия нефти и газа. / О.К.Баженова, Ю.К.Бурлин, Б.А.Соколов, В.Е.Хаин. – М.: Изд-во МГУ. – 2004. – 415 с.
37. Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазонасыщенной провинции / Под ред. С.П.Максимова. – М.: Недра. – 1970. – 807 с.

38. Геология, разработка и эксплуатация Ромашкинского нефтяного месторождения / Муслимов Р.Х., Шавалиев А.М., Хисамов Р.Б. и др. – М.: ВНИИОЭНГ. – 1995. – Т I – 492 с., Т II. – 286 с.
39. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника / Под ред. Б.В.Бурова – М.: ГЕОС. – 2003. – 402 с.
40. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. – СПб.: Изд-во «Журнал «Нева»». – 2004. – 320 с.
41. Гмид Л.П., Леви С.Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. – Л.: Недра. – 1972. – 176 с.
42. Дмитриевский А.Н. Литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. – М.: Недра. – 1982. – 230 с.
43. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. – М.: Наука. – 1976. – 256 с.
44. Дронов А.В. Холодноводные карбонатные рампы: секвентная стратиграфия и седиментология // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. – Сыктывкар: Геопринт. – 2001. – С. 19-20.
45. Дюнин В.И., Корзун А.В. Движение флюидов: происхождение нефти и формирование месторождений углеводородов. Обзорная информация. – Москва: Научный мир. – 2003. – 98 с.
46. Дюнин В.И., Корзун А.В. Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. – Москва: Научный мир. – 2005. – 524 с.
47. Жемчугова В.А., Мельников С.В. Модель карбонатного осадконакопления в раннем палеозое на северо-востоке Восточно-Европейской платформы // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. – Сыктывкар: Геопринт. – 2001. – С. 28-29.
48. Зуйкова О.Н. Литогенетическая модель меловых отложений западной части Терско-Каспийского краевого прогиба. Автореферат на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. – Москва. – 2006. – 22 с.
49. Исаев Г.Д. Основы биоседиментологии и региональный фациальный анализ. - Новосибирск: Гео. – 2006. – 133 с.
50. Каледа Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. – М.: Наука. – 1985. – 192 с.
51. Каледа Г.А., Калистова Е.А. Перекристаллизация карбонатных пород Русской платформы // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 6. – С. 50-62.
52. Карбонатные породы. Физико-химическая характеристика и методы исследования. – М.: Мир. – 1971. – 267 с.
53. Карбонатные породы-коллекторы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и сопредельных территорий / Белонин М.Д., Белоновская Л.Г., Булач М.Х., Гмид Л.П., Шиманский В.В. – СПб: Недра. – 2005. – Кн. 1 – 260 с. Кн. 2 – 156 с.
54. Карбонаты: Минералогия и химия. / Под ред. Р.Дж.Ридера. – М.: Мир. – 1987. – 496 с.
55. Карнюшина Е.Е. Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. – М.: АО «Институт Гидропроект». – 2000. – 96 с.
56. Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. – М.: Недра. – 1986. – 224 с.

57. Киркинская В.Н., Смехов Е.М. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. – Л.: Недра. – 1981. – 255 с.
58. Козина Е.А. Условия формирования и закономерности размещения карбонатных пород-коллекторов турнейского яруса нижнего карбона юго-востока Татарии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. – Ленинград. 1978. – 21 с.
59. Кораго А.А. Введение в биоминералогию. – СПб.: Недра, 1992. – 280 с.
60. Королюк И.К. Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау. – М.: Наука. – 1985. – 111 с.
61. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. – М.: Недра. – 1992. – 240 с.
62. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. – М.: Геос, 2003. – 262 с.
63. Кузнецов В.Г. Некоторые черты эволюции бентоногенных карбонатных формаций // Докл. РАН. – 2003. – 390. – № 2. – С. 224-227.
64. Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М., Марков В.Н., Найденов О.В., Рябченко В.Н. Фациальная обусловленность развития коллекторов в рифейских отложениях Юрубченско-Тохомской зоны нефтегазонакопления // Геология нефти и газа. – 2006. – № 5. – С. 34-42.
65. Ларочкина И.А. Палеогеоморфологическая обстановка осадконакопления радаевско-бобриковских отложений и ее влияние на формирование коллекторов // Тр. ТатНИПИнефть. – 1987. – Вып. 60. – С. 28-38.
66. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. – Л.: Недра. – 1992. – 239 с.
67. Лидер М.Р. Седиментология. – М.: Мир. – 1986. – 439 с.
68. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. – Л.: Недра. – 1987. – 237 с.
69. Лукин А.Е. Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлокогенных бассейнах. – Киев: Наукова думка. – 1997. – 224 с.
70. Львов Г.А., Лангуев П.И., Трофимова Н.Г. Некоторые особенности строения залежей турнейского яруса и закономерности их размещения на северном и западном склонах Альметьевского купола Татарского свода // Нефтеносность карбонатных коллекторов палеозоя Татарии. – Бугульма. – 1975. – С. 130-146.
71. Македонов А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. – Л.: Недра. – 1985. – 242 с.
72. Максимов С.П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа (на примере южных районов Волго-Уральской нефтегазоносной области). – М.: Недра. – 1964. – 486 с.
73. Максимова С.В., Полонская Б.Я., Розанова Е.Д. Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. – М.: ИГиРГИ. – 1975. – 58 с.
74. Мальшев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. – Екатеринбург: УрО РАН. – 2002. – 272 с.
75. Маслов В.П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато // Тр. ГИН АН СССР. – Сер. геол. – № 42. – 1950. – Вып. 118. – 300 с.

76. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. – Минск: БГУ. – 2000. – 255 с.
77. Минерагения осадочного чехла востока Русской платформы / Ди- станов У.Г., Аксенов Е.М., Баталин Ю.В. и др. Под ред. Р.Х.Муслимова. – Казань: Плутон. – 2005. – 352 с.
78. Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптималь- ных коллекторов. – М.: Недра. – 1979. – 398 с.
79. Мкртчян О.М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской платформы. – М.: Наука. – 1980. – 134 с.
80. Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н. Минералого- литологические критерии выделения зон современных и древних водонефтя- ных контактов в связи с формированием нефтяных залежей в известняках турнейского яруса Волго-уральской антеклизы // Геология, геофизика и раз- работка нефтяных и газовых месторождений. – 2006. – № 9. – С. 31-38.
81. Морозов В.П., Пикалев С.Н., Королев Э.А. Модель формирования промышленно значимых нефтяных залежей в известняках нижнего и средне- го карбона Волго-Уральской антеклизы // Геология нефти и газа. – 2006. – № 6. – С. 10-20.
82. Москвин Л.Н., Царицына Л.Г. Методы разделения и концентриро- вания в аналитической химии. – Л.: Химия. – 1991. – 256 с.
83. Муслимов Р.Х. Геология, разработка и эксплуатация Ромашкин- ского нефтяного месторождения. – Т.1. – М.: ВНИИОЭНГ. – 1995. – 490с.
84. Муслимов Р.Х. Современные методы повышения нефтеизвлече- ния: проектирование, оптимизация и оценка эффективности. – Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ. – 2005. – 688 с.
85. Муслимов Р.Х. Нетрадиционные залежи нефти – существенный потенциал дальнейшего развития старых нефтедобывающих районов // Ге- оресурсы. – 2005. – № 1(16). – С. 2-8.
86. Муслимов Р.Х., Васясин Г.И., Шакиров А.Н. и др. Геология тур- нейского яруса Татарстана. – Казань: Изд-во: «Мониторинг», 1999. – 186 с.
87. Муслимов Р.Х., Исхакова Н.С., Либерман В.Б. и др. Тектоническая схема Мелекесской впадины // Геология нефти и газа. – 1990. – № 11. – С. 8- 10.
88. Мухаметшин Р.З. Палеоврезы и их роль в освоении трудноизвле- каемых запасов нефти. – М.: Геоинформмарк. – 2006. – 80 с.
89. Нефтегазоносность карбонатных коллекторов палеозоя Татарии / Под. Ред. С.И.Шевцова. – Бугульма: ТатНИПИнефть. – 1975. – 242 с.
90. Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия формирования мор- ских карбонатов. – М.: Наука. – 1988. – 133 с.
91. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Научный мир. – 2004.
92. Основы гидрогеологии. Гидрогеологическая деятельность и исто- рия воды в земных недрах / Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Шварцев С.Л. и др. – Новосибирск: Наука. – 1982 – 239 с.
93. Перрозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно- Сибирской низменности. – М.: Недра. – 1971. – 160 с.

94. Петрова В.В. Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе. – М.: ГЕОС. – 2005. – 247 с.
95. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. – М.: Недра. – 1981. – 751 с.
96. Плотникова И.Н. Геолого-геофизические и геохимические предпосылки перспектив нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. – СПб: Недра. – 2004. – 172 с.
97. Подземные воды Татарии / Научн. ред. М.Е.Королев. – Казань: Изд-во КГУ. – 1987. – 189 с.
98. Полонская Б.Я. Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. – М.: Наука. – 1975.
99. Постников Д.В. Литология и условия образования терригенной толщи девона Западной Башкирии // Геология нефти и газа. – 1961. – № 4. – С. 16-21.
100. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций / В.Г.Кузнецов, Ю.П.Казанский, Д.К.Патрунов и др. Отв. ред. В.Г.Кузнецов. – М.: Наука. – 1980. – 96 с.
101. Проворов В.М. Особенности строения и нефтегазоносности верхнедевонско-турнейского палеошельфа северных и западных районов Урало-Поволжья // Геология нефти и газа. – 1992. – № 7. – С. 16-19.
102. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Ч.1. Основы литологии (петрологии) осадочных пород. – М.-Л.: ГОНТИ нефт. и горно-топл. лит. – 1940. – 476 с.
103. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков / Ред. М.Ф.Мирчинк. – М.: Недра. 1974. – 152 с.
104. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. – М.: Наука, 1993. – 144 с.
105. Рыжова А.А., Котельникова Э.Д. Литология и палеогеография карбона центральных и восточных районов Русской платформы // Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. – М.: Наука. – 1972. – С. 129-140.
106. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.
107. Сахибгареев Р.С. Основные типы вторичных изменений коллекторов, происходящие в процессе формирования и разрушения залежей углеводородов, и их значение для оптимизации поисково-разведочных работ // Вторичные изменения коллекторов в процессах формирования и разрушения залежей углеводородов и их значение для оптимизации геологоразведочных работ. – Л.: ВНИГРИ. – 1990. – С. 7-30.
108. Сахибгареев Р.С., Казарбин В.В. Направленность изменения карбонатных пород в зоне растворения древних и современных ВНК в зависимости от состава и типа коллекторов // Вторичные изменения коллекторов в процессах формирования и разрушения залежей углеводородов и их значение для оптимизации геологоразведочных работ. – Л.: ВНИГРИ. – 1990. – С. 54-62.
109. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов. / Сост. и общ. ред. Н.К.Фортунатовой. М.: НИИ-Природа, 2000. – 249 с.
110. Седиментология. Под ред. Н.Б.Вассоевича и М.Г.Берга. – М.: Недра, 1980. – 646 с.

111. Селлвуд Б.У. Мелководные морские карбонатные обстановки. – В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. Т.2. Под ред. Х. Реддинга. М.: Мир, 1990. с. 5-74.
112. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. – М.: Недра, 1989. – 286 с.
113. Сергеева Э.И. Эпигенез осадочных пород: Учебное пособие – СПб.: Изд-во: СПбГУ. – 2005. – 140 с.
114. Синявский Е.И. Гидрогеологическая характеристика осадочной толщи Татарии // Вопросы геологии, нефтеносности и методика поисково-разведочных работ в Татарии. – Альметьевск. – 1969. – С. 119-124.
115. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. – СПб.: Недра. – 1998. – 352 с.
116. Смехов Е.М., Дорофеева Т.В. Вторичная пористость горных пород – коллекторов нефти и газа. – М.: Недра. – 1987. – 96 с.
117. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. – М.: Наука, 1980. – 244 с.
118. Соколов Б.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1996, № 4. – С. 28-36.
119. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа: Избранные труды. – М.: Изд-во МГУ. – 2001. – 480 с.
120. Справочник по литологии. / Под ред. Н.Б.Вассоевича, В.Л.Либровича, В.И.Марченко. – М.: Недра. – 1983. – 309 с.
121. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Наука, 1960-1962. – Т. 1 – 212 с., Т.2 – 574 с., Т.3 – 550 с.
122. Страхов П.Н. Формирование каверно-порового пространства в карбонатных отложениях. – М.: Маркетинг. – 2005. – 76 с.
123. Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. – Казань: Изд-во КГУ. – 1967. – 290 с.
124. Танинская Н.В. Модели карбонатного осадконакопления в среднем ордовике – нижнем девоне Тимано-Печорского седиментационного бассейна // Нефтяная литология. Неструктурные ловушки и нетрадиционные типы коллекторов. – СПб.: Недра. – 2004. – С. 108-120.
125. Танинская Н.В., Гмид Л.П. Карбонатные коллекторы и методы их изучения на примере силурийских отложений Тимано-Печорской провинции // Нефтяная литология. Неструктурные ловушки и нетрадиционные типы коллекторов. – СПб.: Недра. – 2004. – С. 99-107.
126. Тараненко Е.И., Безбородов Р.С., Хакимов М.Ю. Преобразование коллекторов в нефтяных залежах // Геология нефти и газа – 2001. – № 2. – С. 18-22.
127. Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана / Хисамов Р.С., Войтович Е.Д., Либерман В.Б. и др. / Под. ред. Р.С.Хисамова. – Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ. – 2006. – 328 с.
128. Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Боголюбова Л.И., Дриц В.А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезные ископаемые. – 1974. – № 3. – С. 58-82.

129. Троепольский В.И., Бадамшин Э.З., Смелков В.М. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти в карбонатных отложениях среднего карбона Татарии. – Казань: Изд-во КГУ, 1981. – 120 с.
130. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. – М.: Недра, 1980. – 463 с.
131. Условия древнего осадконакопления и их распознавание / Под ред. Дж.Ригби, У.Хемблина. – М.: Мир. – 1974. – 228 с.
132. Файф А., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир. – 1981. – 436 с.
133. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов. / У.Г.Дистанов, Е.М.Аксенов, Н.Н.Ведерников и др. – М.: ЗАО «Геоинформмарк». – 2000. – 400 с.
134. Фортунатова Н.К., Швец-Тэнета-Гурий А.Г., Гумаров Р.К. и др. Новый тип нетрадиционных поисковых объектов УВ в Западном Татарстане // Георесурсы. – 2005. – № 1(16). – С. 13-14.
135. Фролов В.Т. Литология. Кн. 1, 2, 3 – М.: Изд-во МГУ. – 1992, 1993, 1995. – 336 с., 300 с., 352 с.
136. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. – М.: Недра. – 1980. – 463 с.
137. Хаин В.Е. Нефтегазоносность и тектоника // Геология нефти и газа. – 1998. – № 10. – С. 5-7.
138. Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтеносность Волжско-Камской антеклизы. – М.: Наука. – 1979. – 170 с.
139. Хворова И.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. – М.: Изд-во АН СССР. – 1953. – 120 с.
140. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. – М.: Изд-во АН СССР. – 1958. – 170 с.
141. Хеллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. – М.: Мир. – 1983. – 318 с.
142. Химия морской воды и аутигенное минералообразование. / Ред. В.И.Ильичев. – М.: Наука. – 1989. – 263 с.
143. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). – Тр. ГИН АН СССР. – Вып. 372. – 1983. – 152 с.
144. Холодов В.Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. – М.: Наука. – 1988. – С. 3-23.
145. Холодов В.Н. Эпигенетическое рудообразование и закон физико-химической наследственности // Современные проблемы геологии. Тр. ГИН РАН. Вып. 565. – М.: Наука. – 2004. – С. 546-574.
146. Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х. Температура и тепловой поток в гранито-гнейсовом слое земной коры (по результатам экспериментальных измерений в скважинах Татарского свода) // Георесурсы. – 2000. – № 1(2). – С. 2-11.

147. Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н., Христофоров А.В и др. Тепловой режим и оценка перспектив нефтегазоносности Приволжского региона // Георесурсы. – 2004. – № 1(15). – С. 24-31.
148. Христофорова Н.Н., Христофоров А.В. Тепловой режим кристаллического фундамента (на основе экспериментальных измерений температур в глубоких и сверхглубоких скважинах). – Казань: Изд-во КГУ. – 2004.
149. Чахмахчев В.А. Геохимия процесса миграции углеводородных систем. – М.: Недра. – 1983. – 231 с.
150. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука. – 1983. – 240 с.
151. Чувашов Б.И. Среднекаменноугольный Восточно-Уральский залив и особенности формирования карбонатной платформы // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 3. – С. 245-258.
152. Шакиров А.Н. Геологические основы применения методов увеличения нефтеотдачи в продуктивных отложениях палеозоя Татарстана. – СПб.: Недра. – 2003. – 372 с.
153. Шаргородский И.Е., Либерман В.Б. Казаков Э.Р. и др. Составление тектонической схемы центральных районов Приволжского федерального округа // Георесурсы. – 2004. – № 1(15). – С. 12-15.
154. Шаронова В.Н. Изменчивость известняков на локальных структурах по данным количественных соотношений кон- и постседиментационных признаков (Пермское Прикамье) // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та. – 1974. – Вып. 160. – С. 85-94.
155. Шахновский И.М. Еще раз о нефтегазоносности пород фундамента // Геология нефти и газа. – 1994. – № 9. – С. 29-34.
156. Шахновский И.М., Копылова О.Ю. Формирование месторождений нефти и газа, связанных с зонами перерывов в осадконакоплении // Геология нефти и газа. – 1999. – № 5. – С. 22-27.
157. Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. – М.: Недра, 1964. – 232 с.
158. Юсупов Б.М., Веселов Г.С. Размещение нефтяных месторождений Татарии. – М.: Наука. – 1973. – 192 с.
159. Япаскерт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. – М.: Изд-во МГУ. – 1995. – 142 с.
160. Япаскерт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы. – М.: Геос. – 1999. – 260 с.
161. Япаскерт О.В. Литология сегодня и завтра // Вестн. Моск. ун-та. – Сер. 4. – Геология. – 2004. – № 5. – С. 22-26.
162. Япаскерт О.В. Проблема корреляции стадийности литогенеза карбонатных и глинисто-терригенных формаций // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Материалы 6 Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: УрО РАН. – 2004. – С. 201-204.
163. Япаскерт О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ. – 2005. – 379 с.
164. Carman P.C. Flow of gases in porous media. – London. – 1956. – 182 p.

165. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks: Simp. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. / Ed. W.E.Ham.— 1962. — V.1 — P. 108-121.
166. Einsele G. Sedimentary basins: evolutions, facies, and sediment budget — Berlin: Springer-Verlag. — 2000. — P. 792.
167. Embry A.F., Klovan J.E. A late Devonian reef Traction north-eastern Banks Island, Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. — 1971. — 19. — P. 730-781.
168. England W.A., Mackenzie A.C., Mann D.M., Quigley T.M. The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface // Journal of the Geological Society of London. 1989. — V. 144. — P. 327-347.
169. Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones // Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol. — 1959. — 43. P. 1-38.
170. Koch R., Sobott R. Porosität in Karbonatgesteinen — Genese. Morphologie und Einfluss auf Verwitterung und Konservierungsmaßnahmen // Z. Dtsch. Ges. Geowiss. — 2005. — 156. — № 1. — P. 33-50.
171. Liu Cun-ge, Li Guo-rong, Wu Yong. Chenji yu tetisi dizhi // Sediment. Geol. And Tethian Geol. — 2004. — 24. — № 1. — P. 91-96.
172. Shi Jung-ping, Yiong Yang, Zhang Li-ping, Wang Xin-jiong, Xiao Lu-chuan. Chenji ua Tetisi Dizhi // Sediment. Geol. And Tethian Geol. — 2003. — 23. — № 1. — P. 90-94.
173. Slichter C.S. Teoretical investigations of motion of ground waters // 19—th Am Rep. U.S. Geol. Survey. — 1999. — V. 2. — P. 295-384.
174. Stenoft N., Lapinskas P., Musteikis P. Diagenesis of Silurian reefal carbonates, Kudirka oil field, Lithuania // J Petrol Geol. — 2003. — 26. — № 4. — P. 381-402.
175. Zimmerle W. Petroleum Sedimentology. — Dordrecht: KAP. — 1995. — 415 p.

ТАБЛИЦЫ

Вторая часть атласа включает таблицы, показывающие разнообразие карбонатных пород турнейского яруса. Они расположены в соответствии с материалом, изложенным в текстовой части атласа. Показаны текстуры и структуры карбонатных пород нефтяных залежей и зон водонефтяных контактов, сформировавшиеся в результате длительной и многоэтапной геологической истории.

На таблицах 1-24 показаны текстуры и структуры известняков, не подверженных или слабо подверженных процессам вторичного изменения. В основном это известняки верхнетурнейского подъяруса (черепетский и кизеловский горизонты), в меньшей степени нижнетурнейского подъяруса (упинский горизонт) вследствие более слабой изученности и недостатка кернового материала.

Таблицы 25-71 иллюстрируют постседиментационные изменения.

Среди выявленных и относимых к фоновому литогенезу, указаны не все процессы, о которых говорится в текстовой части атласа, поскольку, например, перекристаллизация уверенно в шлифах не устанавливается, а заполнение кальцитом биопустот показано на таблицах биокластово-фитозоогенных и биокластово-фитогенных известняков.

С большей степенью детальности в таблицах приводятся вторичные изменения известняков. Иллюстрируются изменения, связанные либо с элизионной гидрогеологической стадией развития осадочных бассейнов, либо – инфильтрационной. Среди первых показаны изменения, развитые как в породах-коллекторах, так и зонах водонефтяных контактов.

На таблицах 72-99 помещен материал, характеризующий структуру пустотного пространства карбонатных пород и их флюидонасыщенность. Приведены фотографии, характеризующие породы-коллекторы нефтяных залежей (таблицы 72-87) и породы зон водонефтяных контактов (таблицы 88-99).

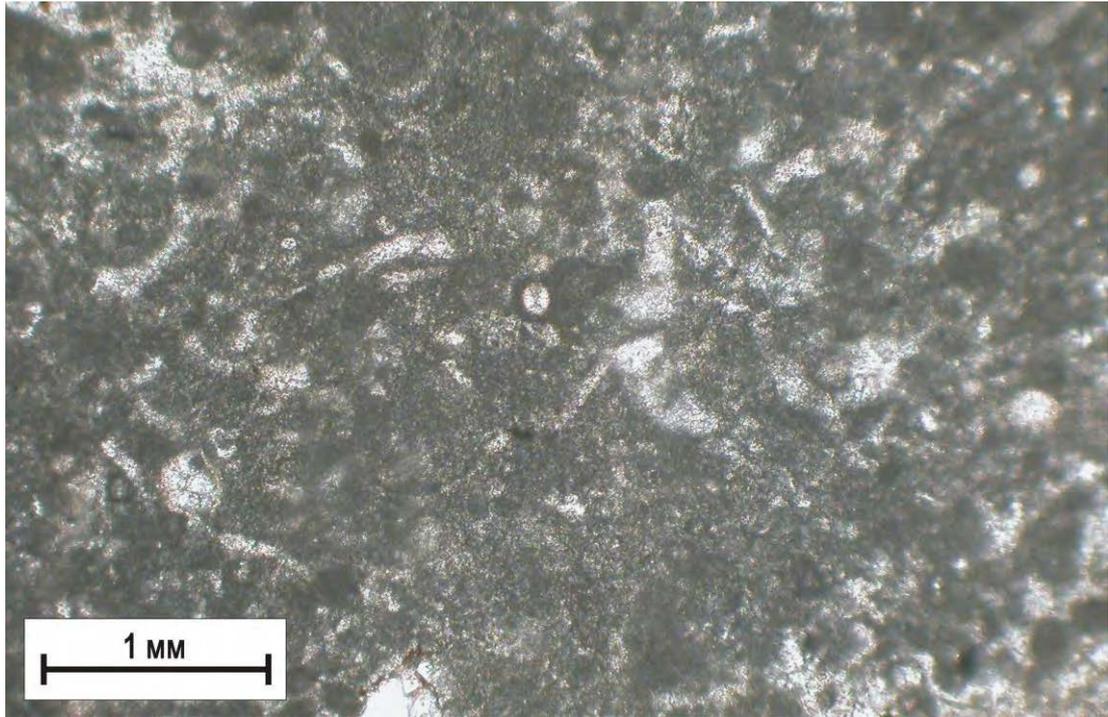
В породах-коллекторах нефтяных залежей прослеживаются тектоническая трещиноватость пород, трещинки растворения, флюидонасыщенность в зависимости от структуры пустотного пространства матрицы пород. Приводятся фотографии кернового материала и образцов. Здесь же даны характеристики коллекторских свойств пород.

Фотографии, иллюстрирующие характеристики пород зон современных и древних водонефтяных контактов помещены на таблицах 88-94 и 95-99, соответственно. На них наблюдается неоднородность кавернозности пород, что отличает их от однородно кавернозных пород нефтяных залежей

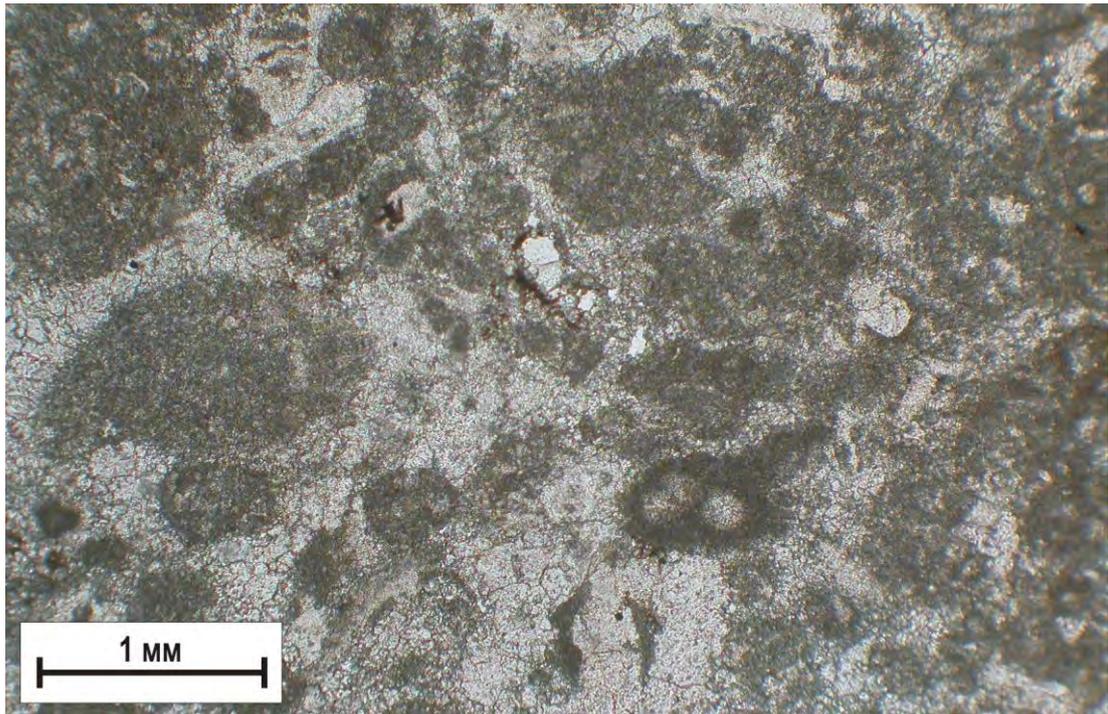


Фото 1. Образец биокластово-зоогенного известняка. Однородная текстура. Образец после экстракции углеводов.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1164. Гл. 1268,19 м. Обр. 192.

Таблица 2



а



б

Фото 1. Различные участки шлифа известняка биокластово-зоогенного. Один николь.

Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Обр. 106.

В ряду «а – б» степень выщелачивания и перекристаллизации кальцита, цементирующего биокласты, увеличивается.

Таблица 3



Фото 1. Образец известняка пелитоморфного, плотного, трещиноватого.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1272,6 м. Обр. 114.

Таблица 4

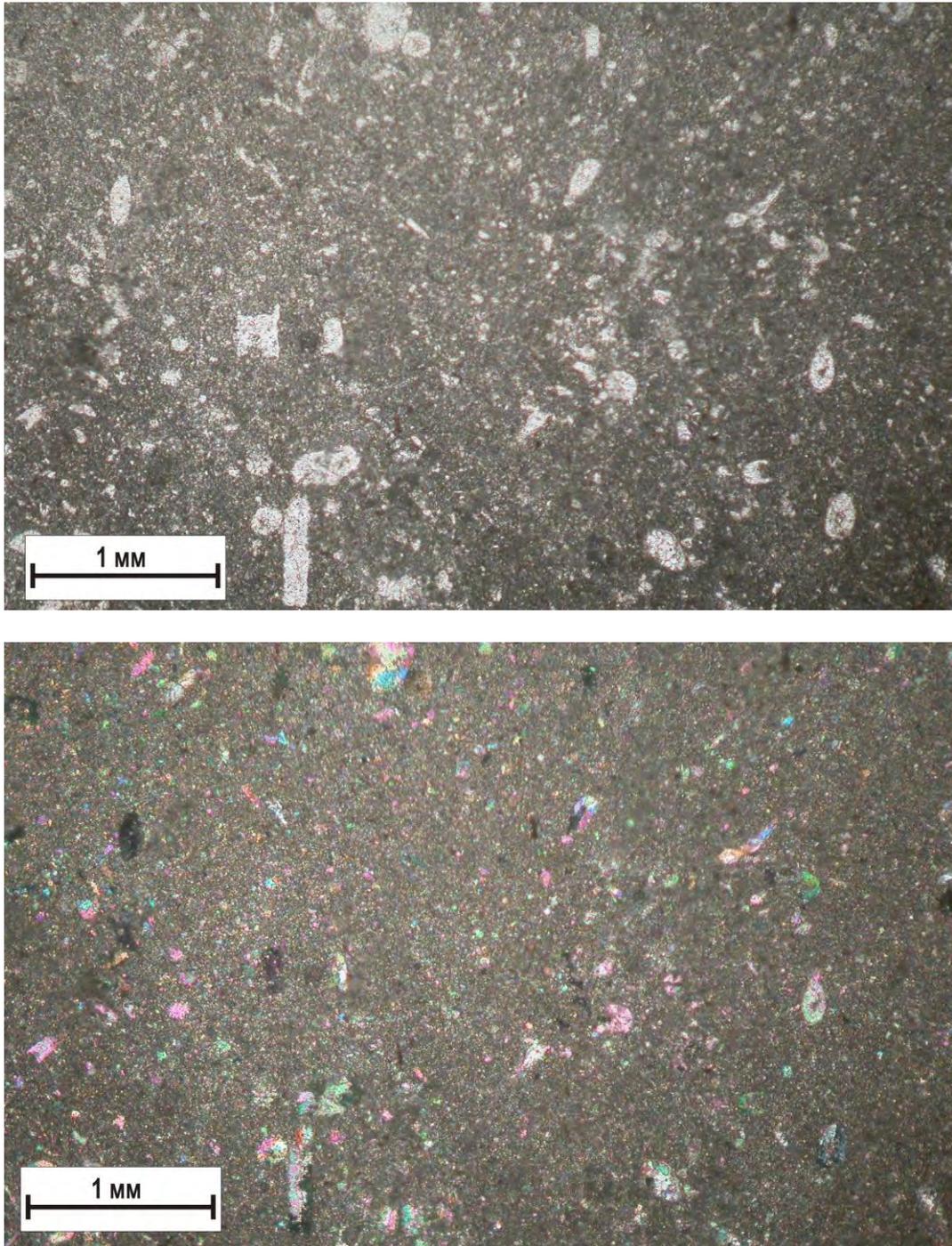


Фото 1. Шлиф известняка пелитоморфного, плотного, с редкими обломками сифоновых водорослей.

Упинский горизонт (нижняя часть). Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1272,6 м. Обр. 114.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 5

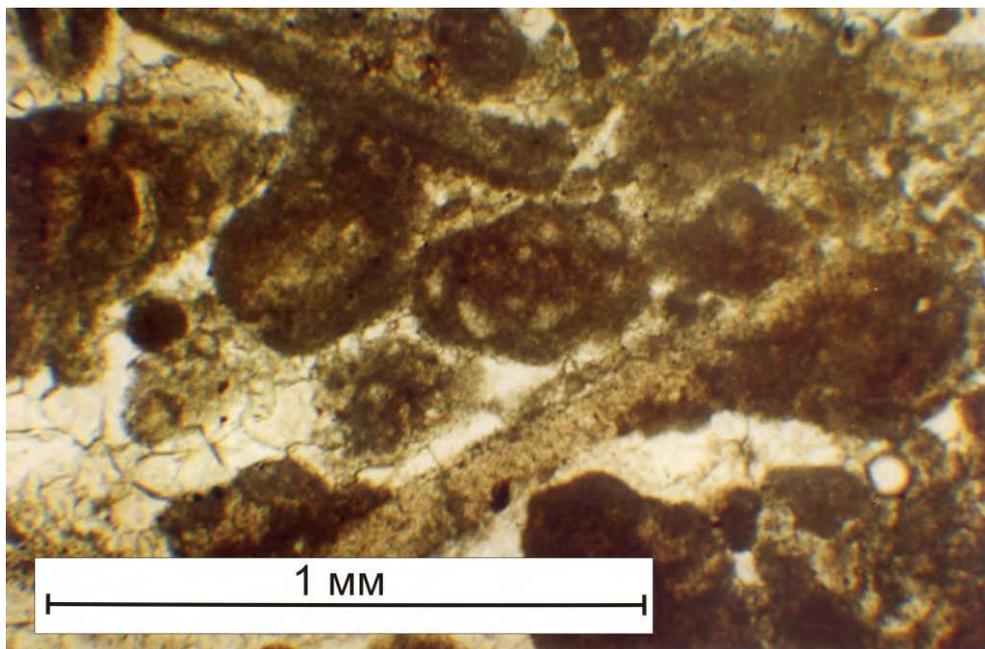


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного. Видны многокамерные фораминиферы. Цемент базальный, неравномернозернистый (спарит). Один николь. Черепетский горизонт. Ашальчинская площадь. Скв. 487. Гл. 1089,5-1092,5 м. Обр. 44.

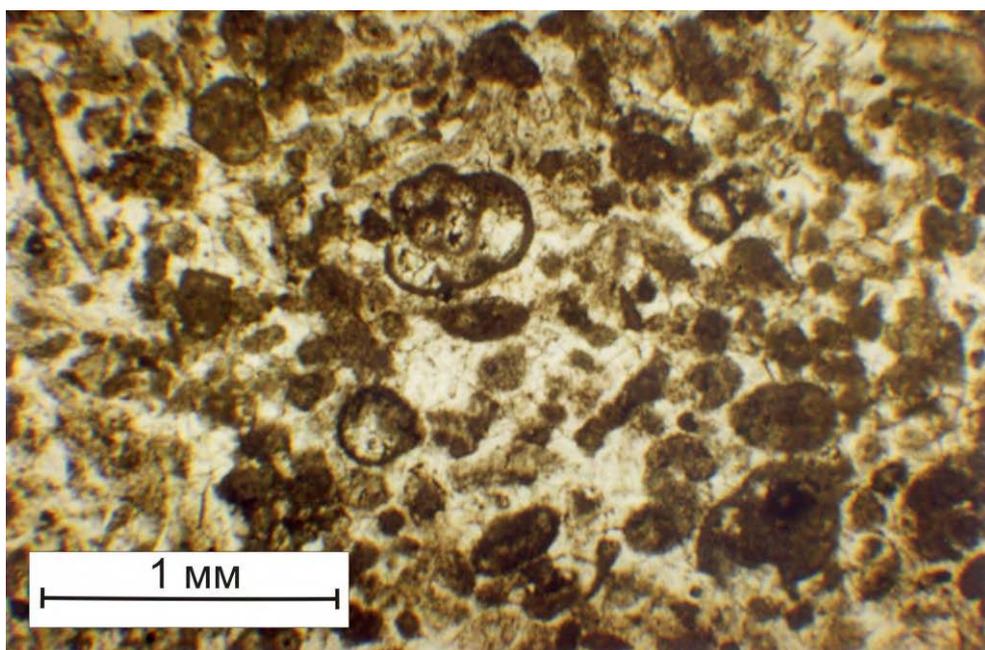


Фото 2. Шлиф известняка биокластово-зоогенного. Часть раковин фораминифер биоморфна. Цемент базальный, неравномернозернистый (спарит). Один николь. Черепетский горизонт. Ивашкино-Мало-Сульчинское месторождение. Скв. 1536. Гл. 1224-1227 м. Обр. 84б.

Таблица 6



Фото 1. Образец известняка биокластово-фитозоогенного с неясно слоистой текстурой и тонкими углисто-глинистыми слойками.
Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1165,0 м.
Обр. 98.



Фото 2. Образец известняка биокластово-фитозоогенного с неясно слоистой текстурой.
Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1166,0 м.
Обр. 102.

Таблица 7

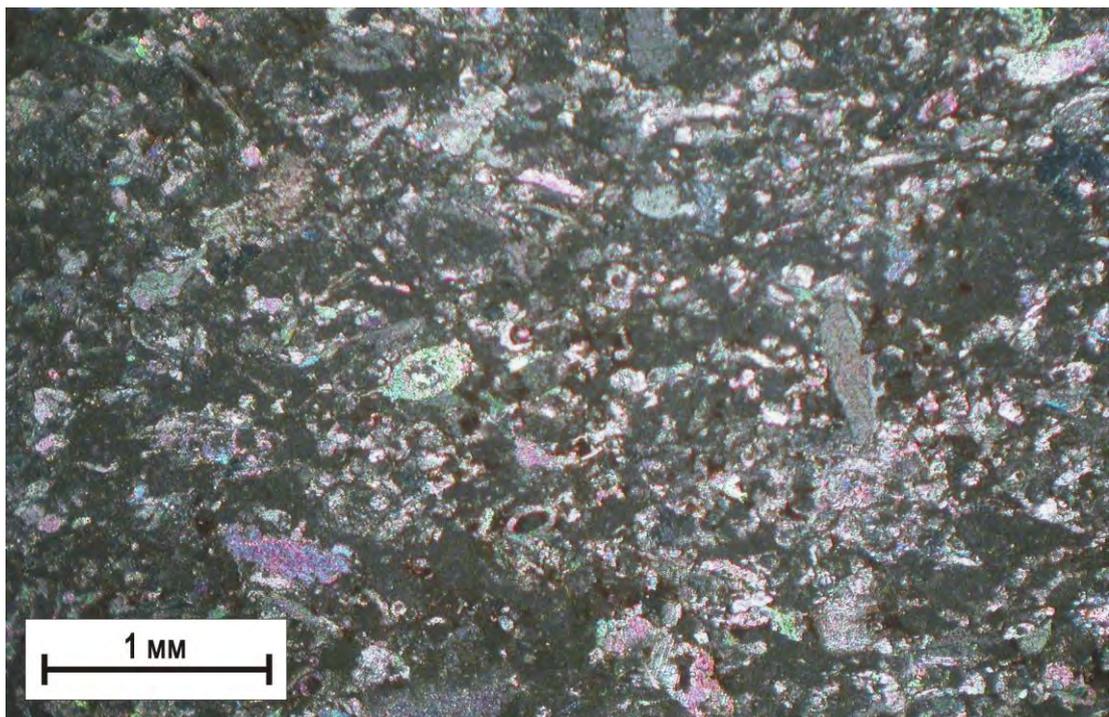
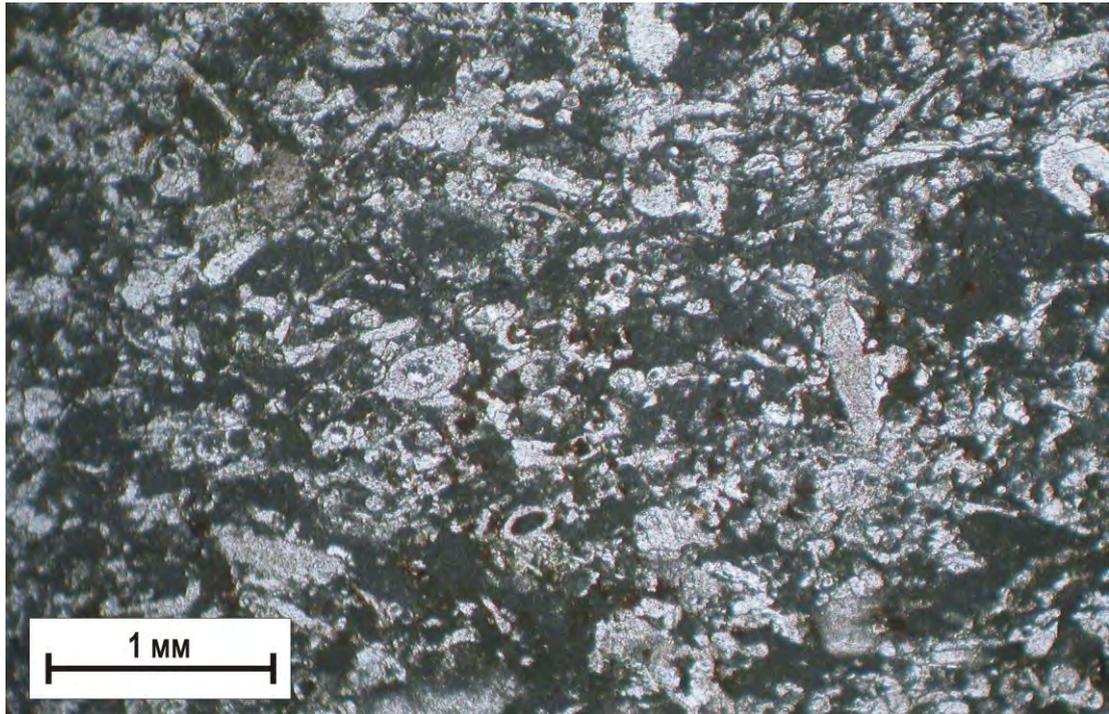


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1166. Гл. 1311,9 м. Обр. 147.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 8



Фото 1. Образец известняка биокластово-фитогенного с тонкими углисто-глинистыми слоями.

Черепетский горизонт.
Демкинское месторождение. Скв. 4647.
Гл. 1396,0 м. Обр. 58.

Фото 2. Образец известняка биокластово-фитогенного с тонкими углисто-глинистыми слоями. Пятнистая нефтенасыщенность (коричневое).

Черепетский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4647. Гл. 1396,1 м. Обр. 58а.



Таблица 9

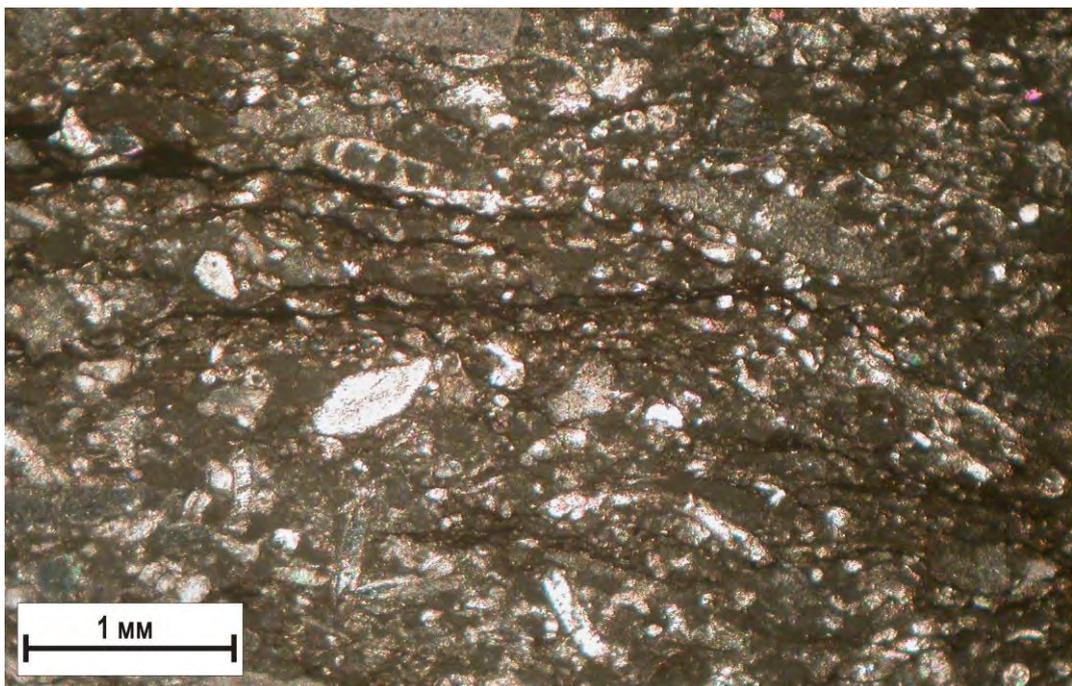
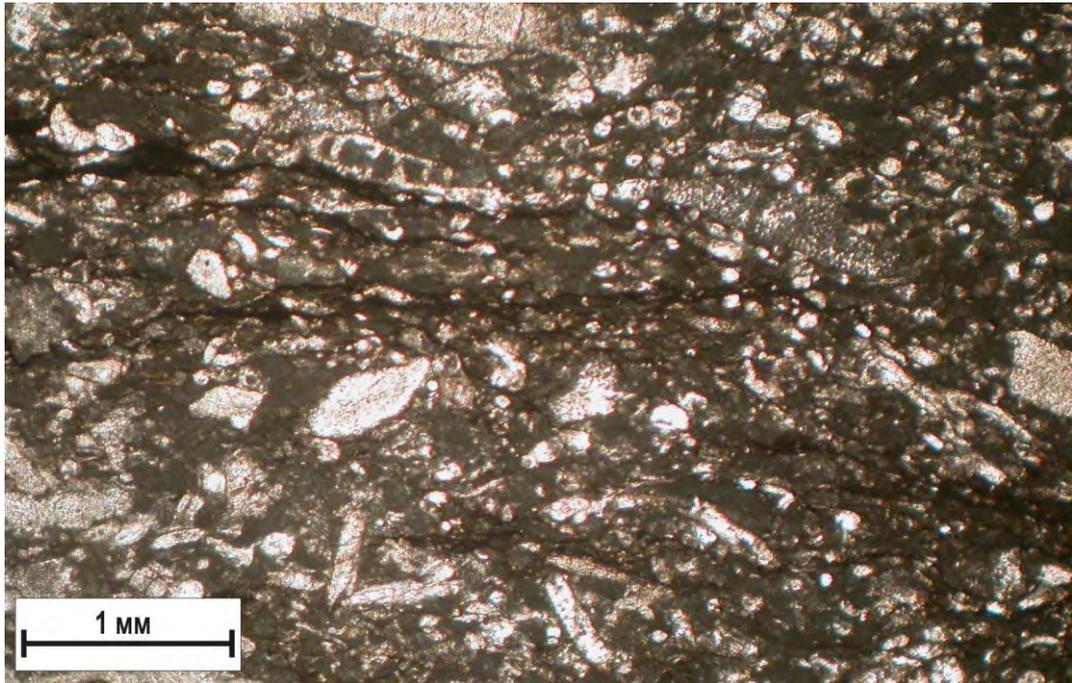


Фото 1. Фотография. Шлиф известняка биокластово-фитогенного с волнистыми углисто-глинистыми слойками.

Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1149,7 м.
Обр. 59.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 10

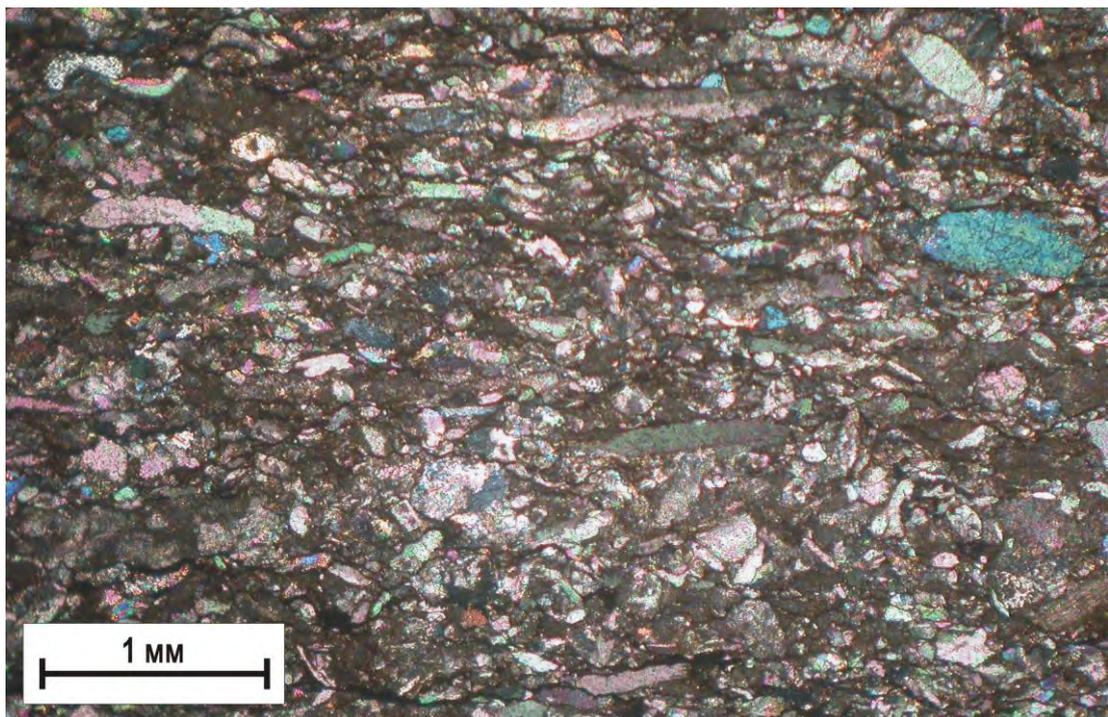
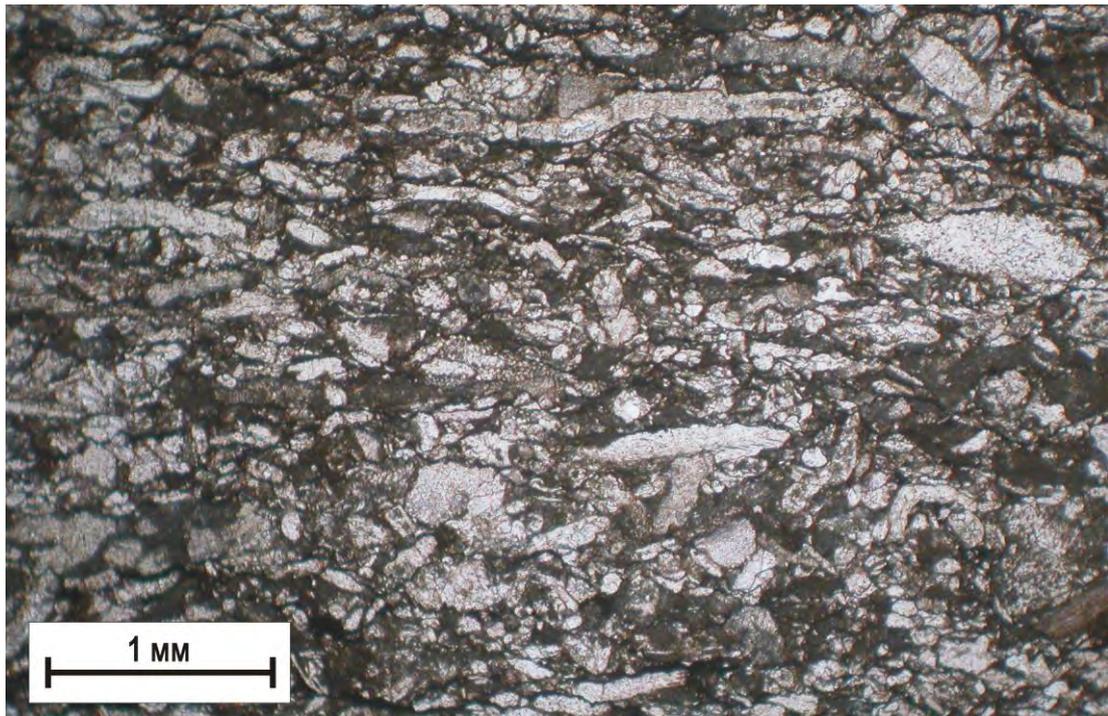


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитогенного.
Черепетский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6764. Гл. 1545,8 м.
Обр. 24.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 11

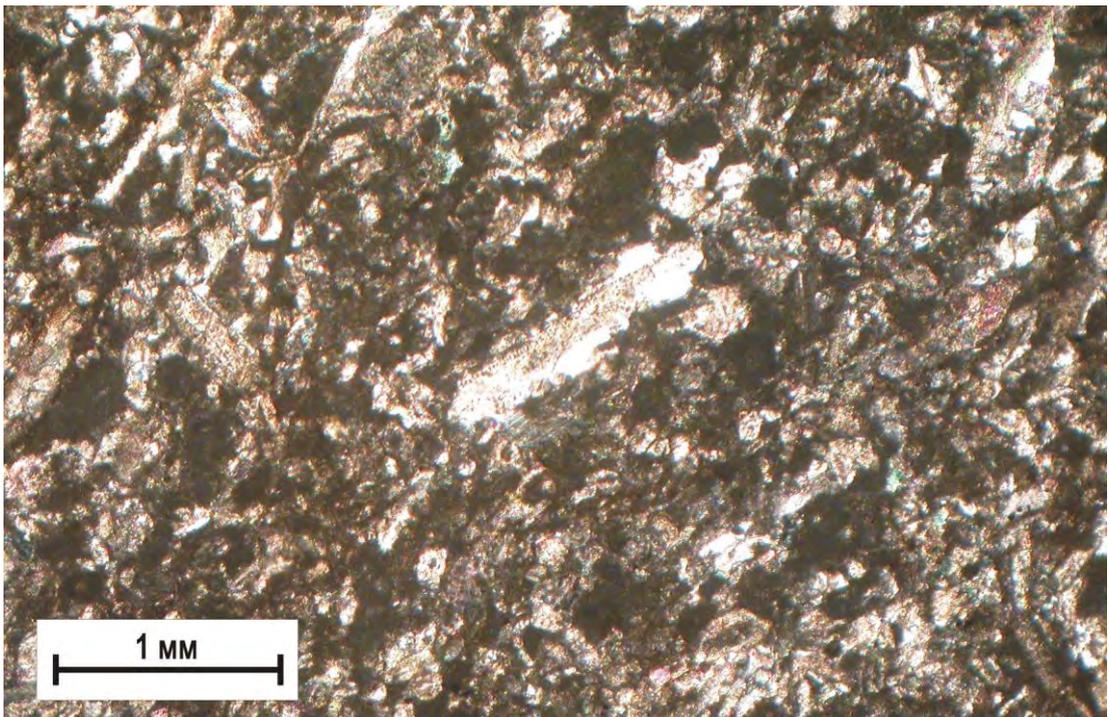
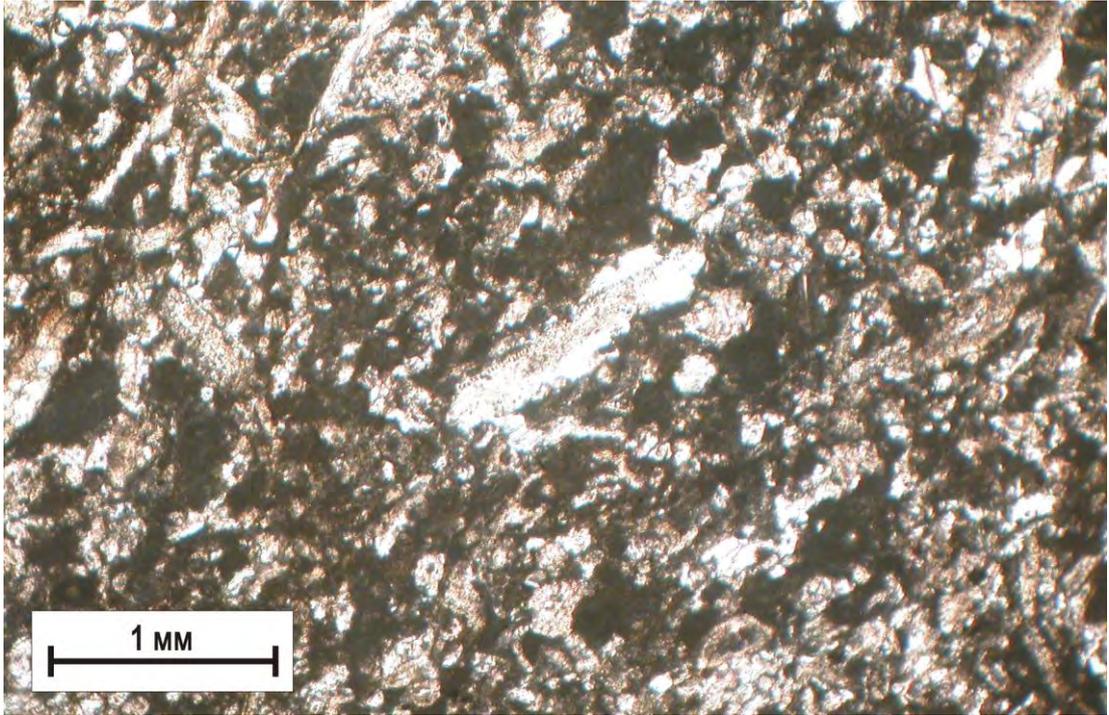


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитогенного.
Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11521. Гл. 1115,8 м.
Обр. 48.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 12

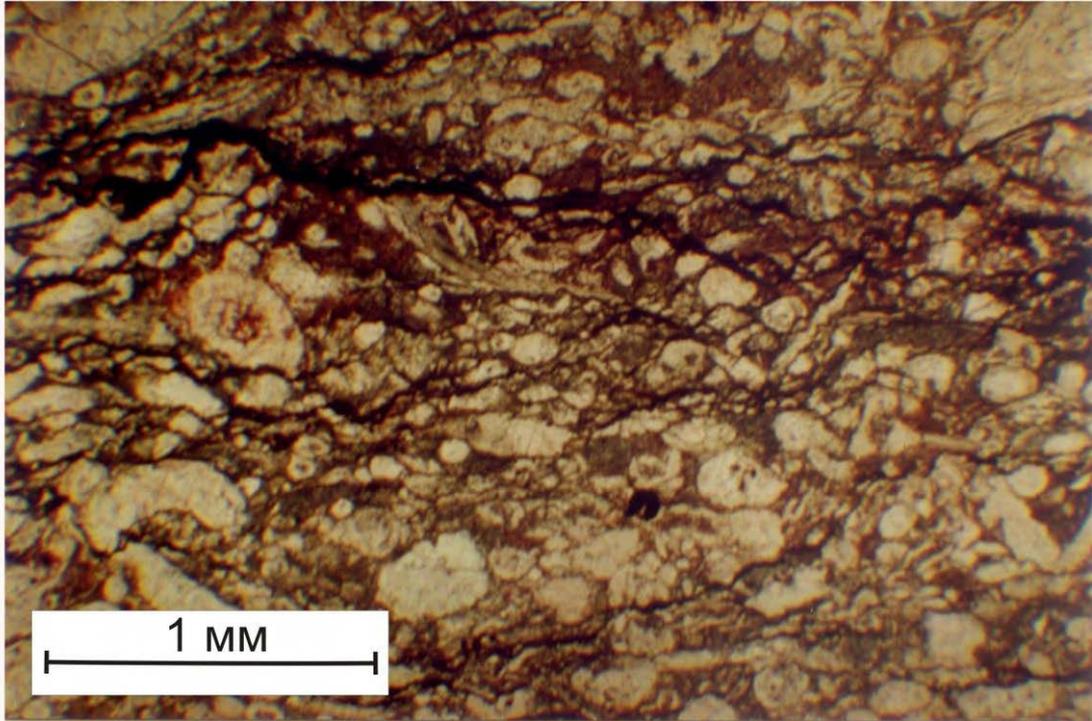


Фото 1. Шлиф. Известняк биокластово-фитогенный с глинисто-углистыми слойками. Цемент базальный и поровый (микрит). Один николь.

$K_n=6,7\%$, $K_{пр}=0,34 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Черепетский горизонт. Бавлинское месторождение. Скв. 3543. Гл. 1224-1227 м. Обр. 33б.

Таблица 13



Фото 1. Образец известняка биокластово-зоогенного. Однородная текстура.

Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1178. Гл. 1214,5 м. Обр. 43.

Образец после экстракции углеводородов.

Фото 2. Образец с локальным размывом – карманообразная текстура вмыва. Вверху – биокластово-фитогенный известняк, внизу – биокласто-зоогенный нефтенасыщенный.

Кизеловский горизонт. Ново-Елховская площадь. Скв. 561а. Гл. 1040,4-1041,4 м. Обр. 8в.



Таблица 14

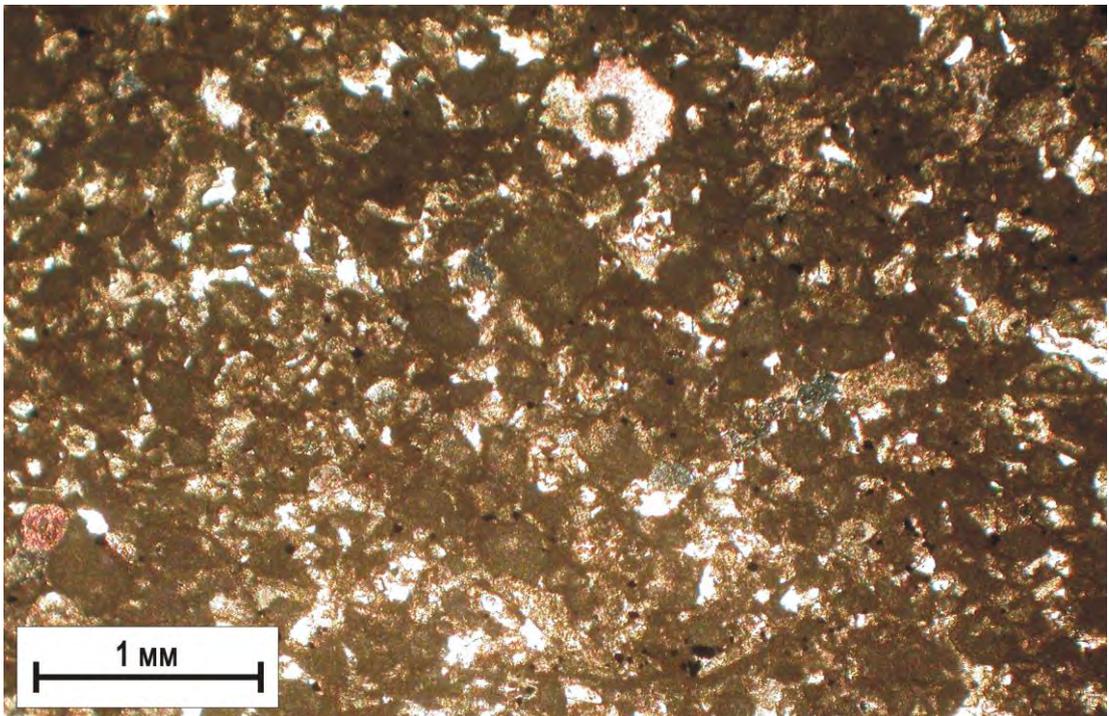
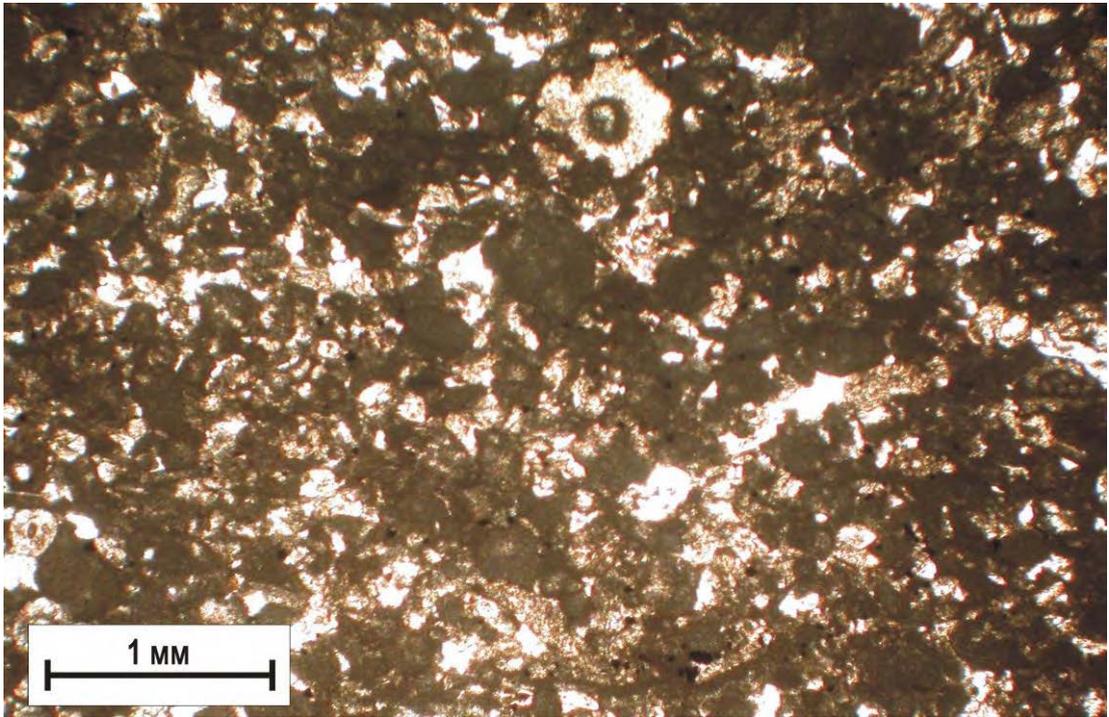


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно нефтенасыщенного.

Коллектор порового типа. Не промышленный. $K_{п} - 6,8\%$. $K_{пр} - 0,2 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1166. Гл. 1127,5 м.

Обр. 85.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 15



Фото 1. Образец известняка биокластово-фитозоогенного, неравномерно полосчато нефтенасыщенного.

Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Гл. 1280,9 м. Обр. 145.

Фото 2. Образец известняка биокластово-фитозоогенного с колониями кораллов – табулят. Неравномерно полосчато нефтенасыщенный.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1295, 1 м. Обр. 17.



Таблица 16

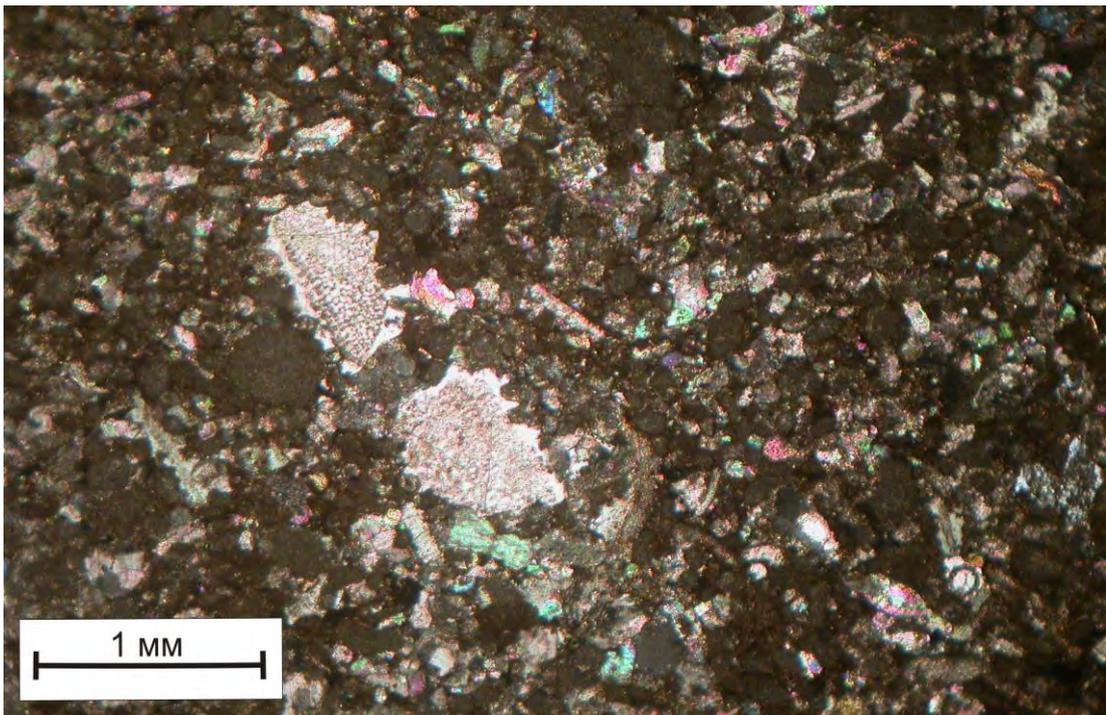
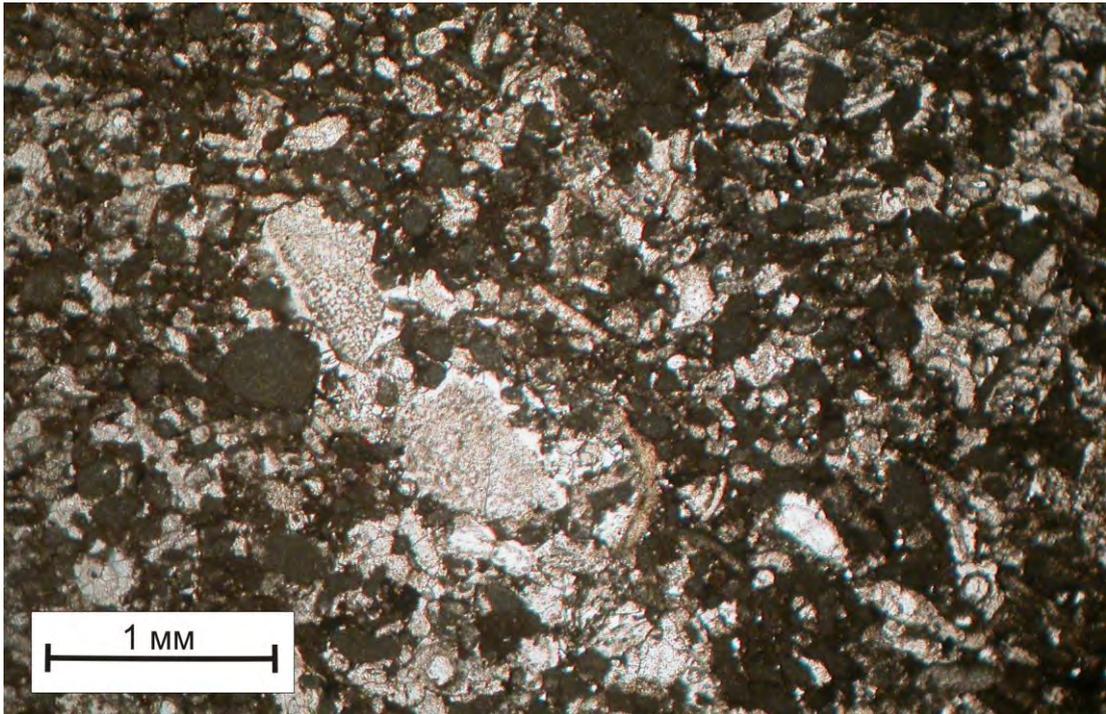


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного.
Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1139,3 м.
Обр. 25.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 17

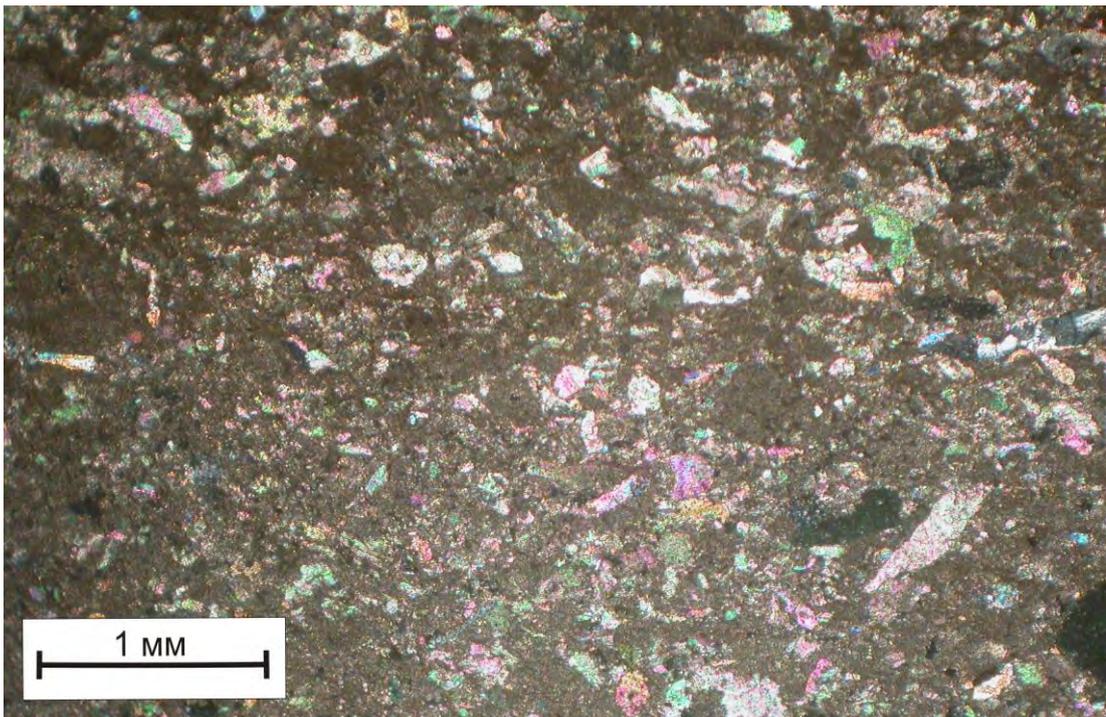
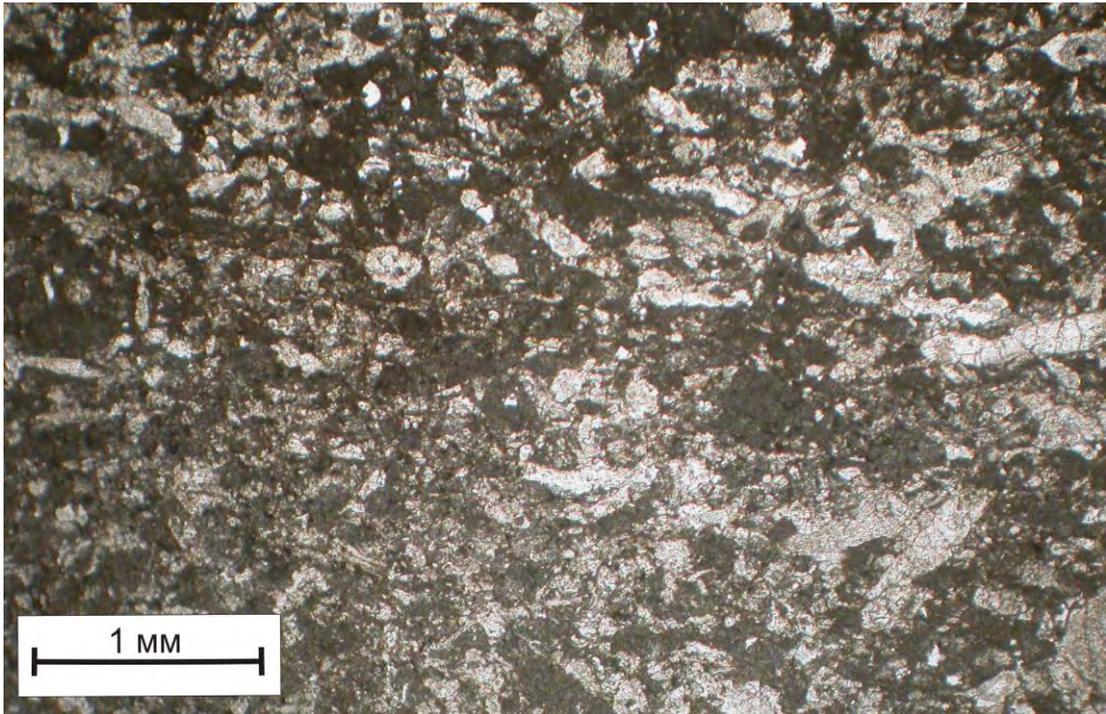


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного.
Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Гл. 1278,2 м.
Обр. 134.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 18

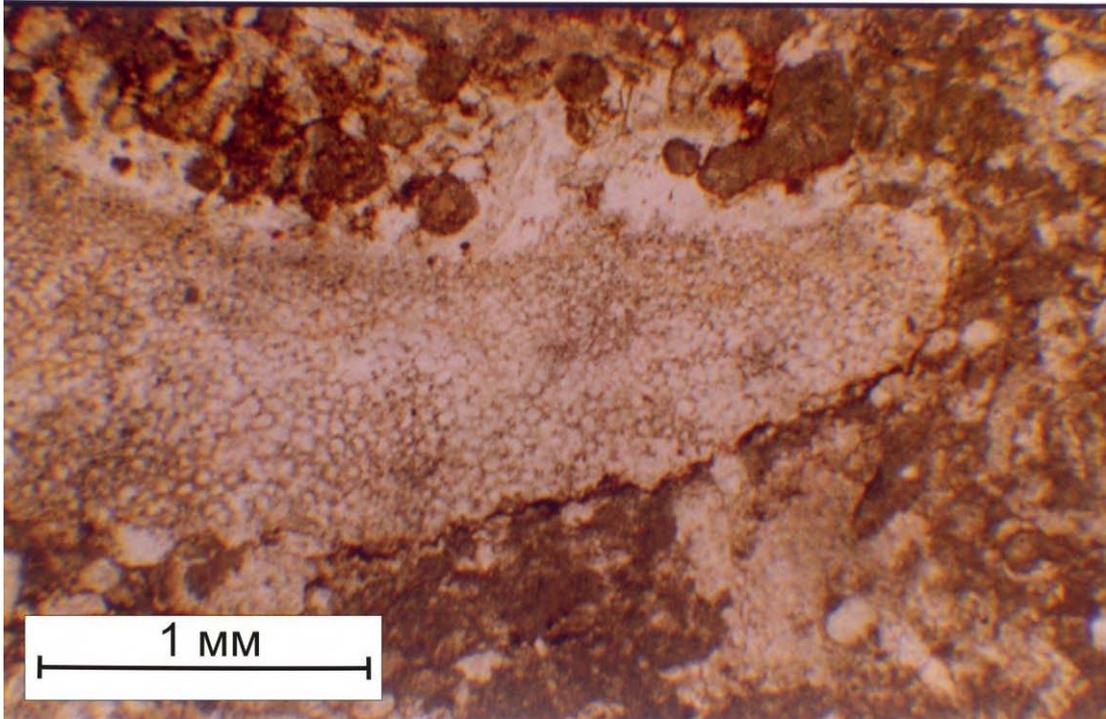


Фото 1. Шлиф. Мшанковая колония в биокластово-фитозоогенном известняке.
Один николь.
Кизеловский горизонт. Зеленогорская площадь. Скв. 8576. Гл. 1218-1222 м.
Обр. 59.

Таблица 19



Фото 1. Образец. Переход известняка биокластово-фитогенного с углисто-глинистыми слоями (внизу) в литокластовый известняк и аргиллиты бобриковского горизонта (вверху).

Кизеловский горизонт (кровельная часть). Демкинское месторождение. Скв. 4647. Гл. 1368,05 м. Обр. 1. Диаметр керна 8 см.



Фото. 2. Образец. Несогласная граница пород визейского и турнейского ярусов. Визейские отложения представлены известково-углистым аргиллитом с обломками известняков (вверху). Турнейские отложения (кровельная часть кизеловского горизонта) представлены плотными биокластово-фитогенными известняками со слоями углисто-терригенного материала (внизу). Верхнюю часть образца рассекают субвертикальные трещинки.

Акташская площадь. Скв. 15087. Гл. 1017-1026 м. Обр. 1.

Таблица 20



Фото 1. Образец известняка биокластово-фитогенного с углисто-глинистыми слоями.

Кизеловский горизонт (кровельная часть). Скв. 4647. Гл. 1368,25 м. Обр. 2. Диаметр кернa 8 см.

Фото. 2. Образец. Коралл (вверху) в биокластово-фитогенном известняке.

Кизеловский горизонт. Ново-Елховская площадь. Скв. 561а. Гл. 1040,4-1041,4 м. Обр. 11б.



Таблица 21

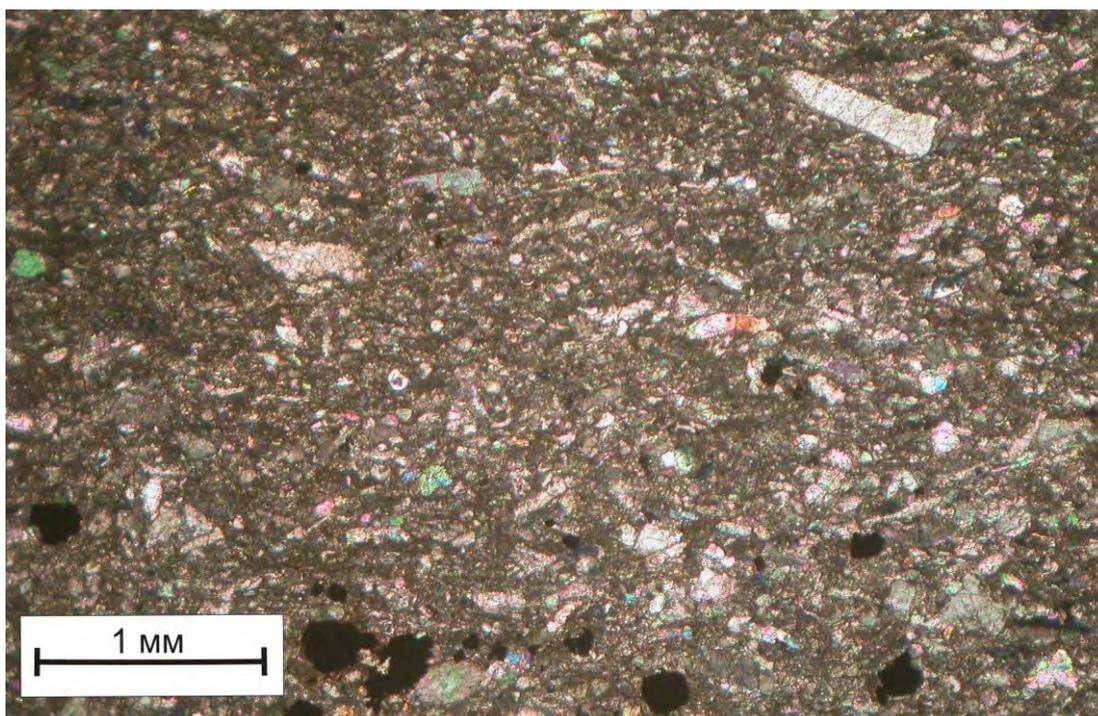
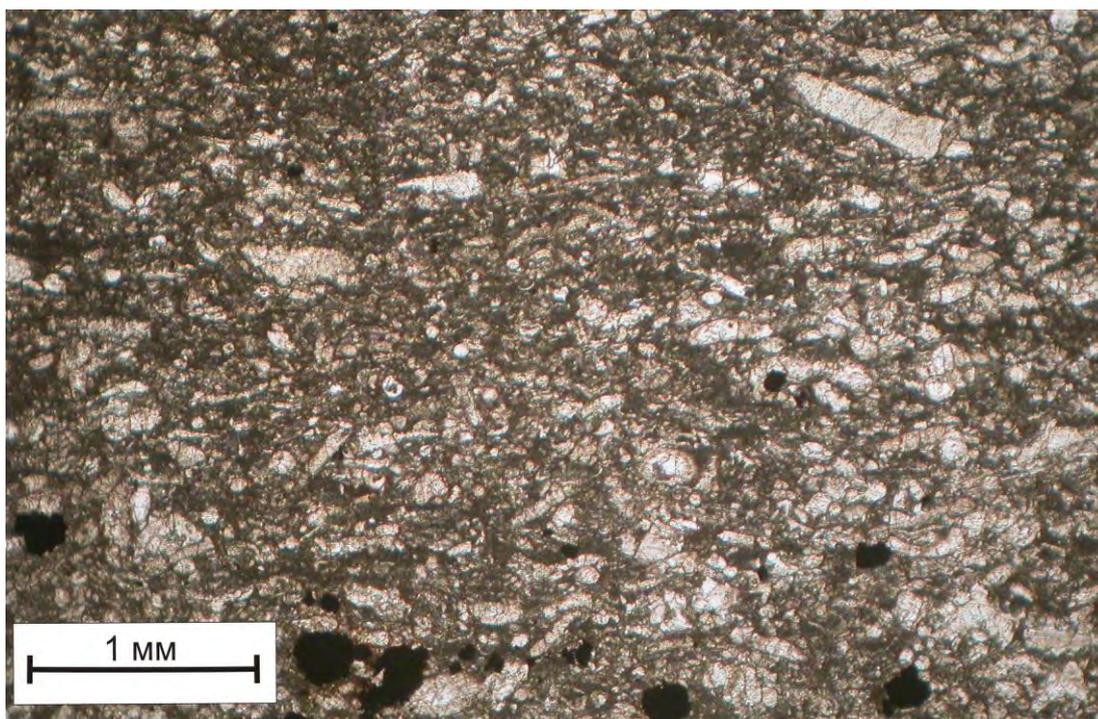


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитогенного.
Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1182. Гл. 1250,6 м.
Обр. 97.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 22

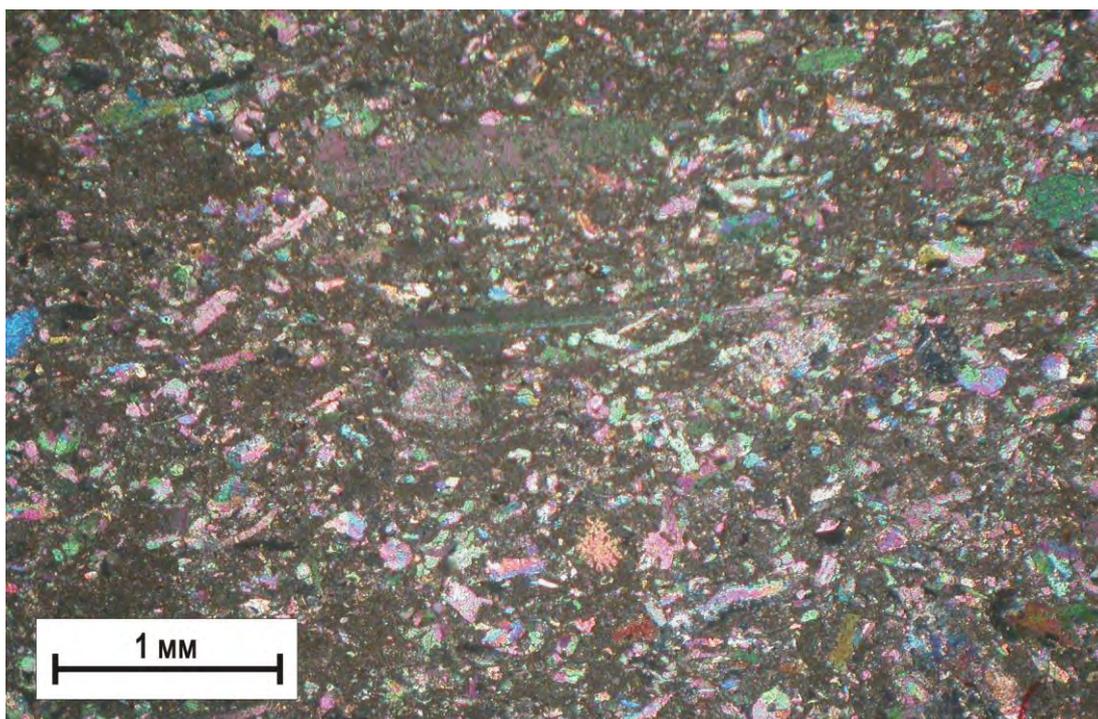
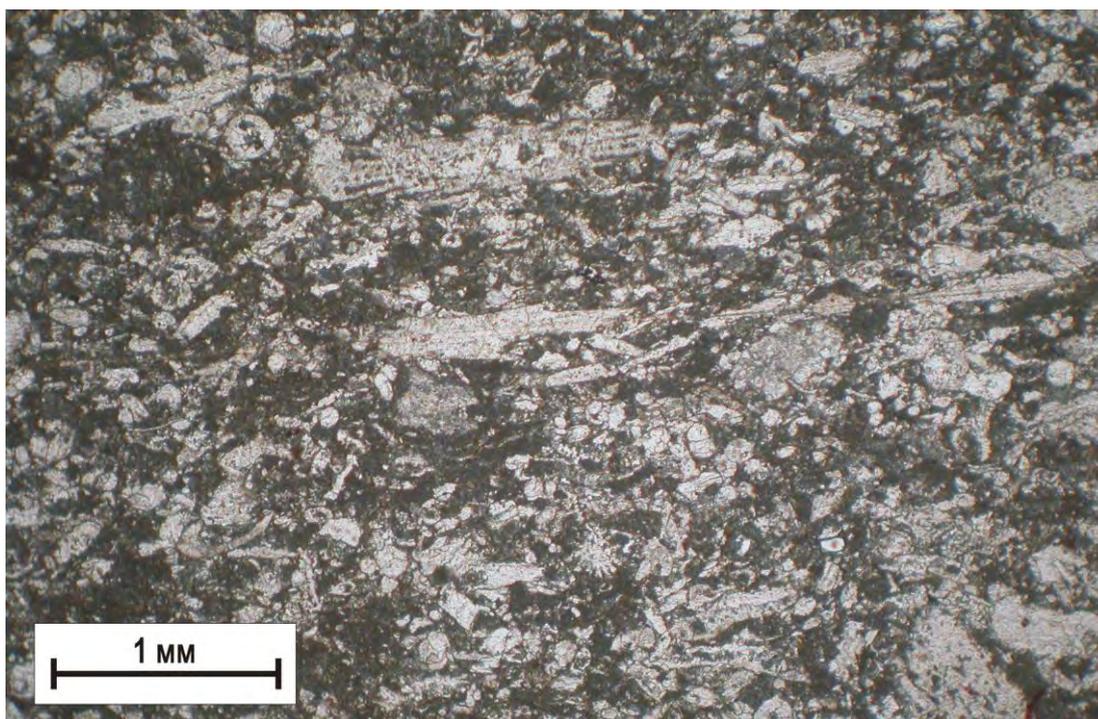


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитогенного.
Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1312,0 м.
Обр. 96.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 23

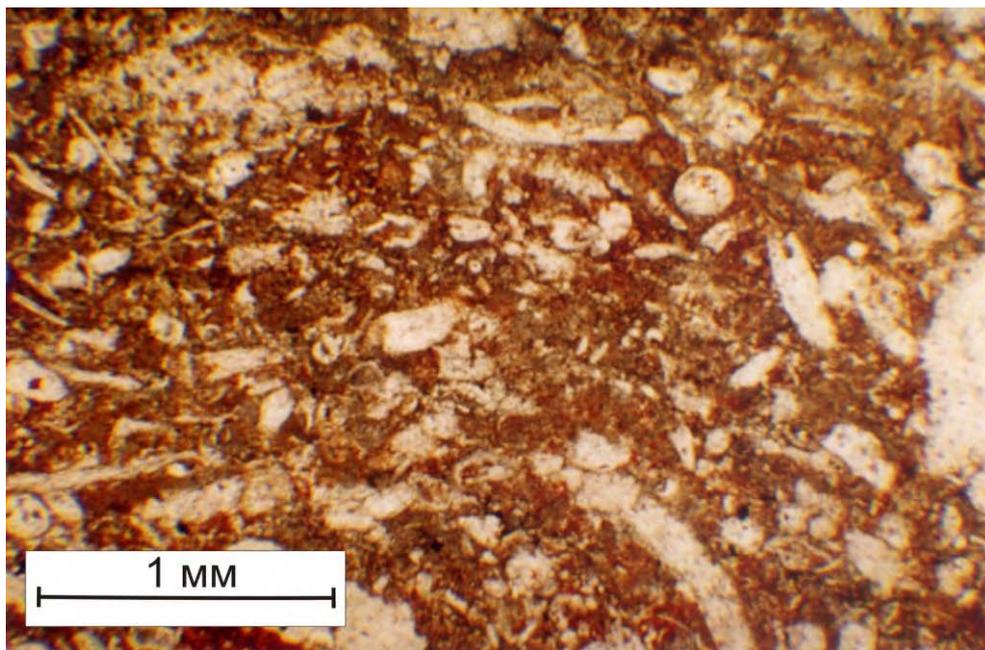


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитогенного. Цемент базальный, микрит. Один николь.

Кизеловский горизонт. Ямашинское месторождение. Скв. 2531. Гл. 1087-1092 м. Обр. 146.

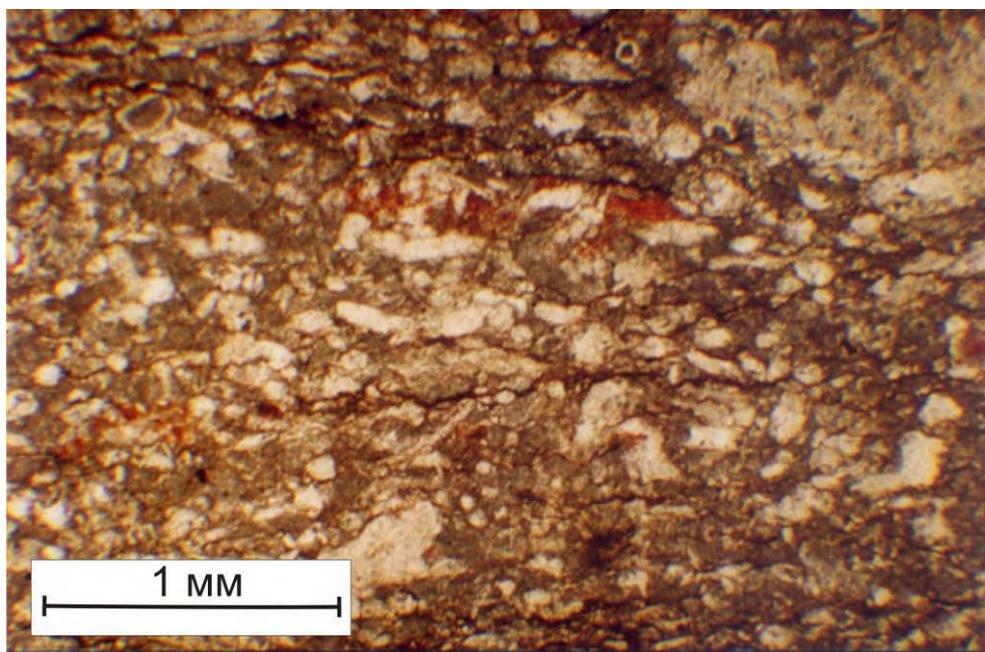


Фото 2. Шлиф известняка биокластово-фитогенного с глинисто-углистыми слойками. Цемент базальный, микрит. Один николь.

$K_n=7,6\%$, $K_{np}=0,288 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Кизеловский горизонт (подошва). Акташская площадь. Скв. 15219. Гл. 1015-1026 м. Обр. 956.

Таблица 24

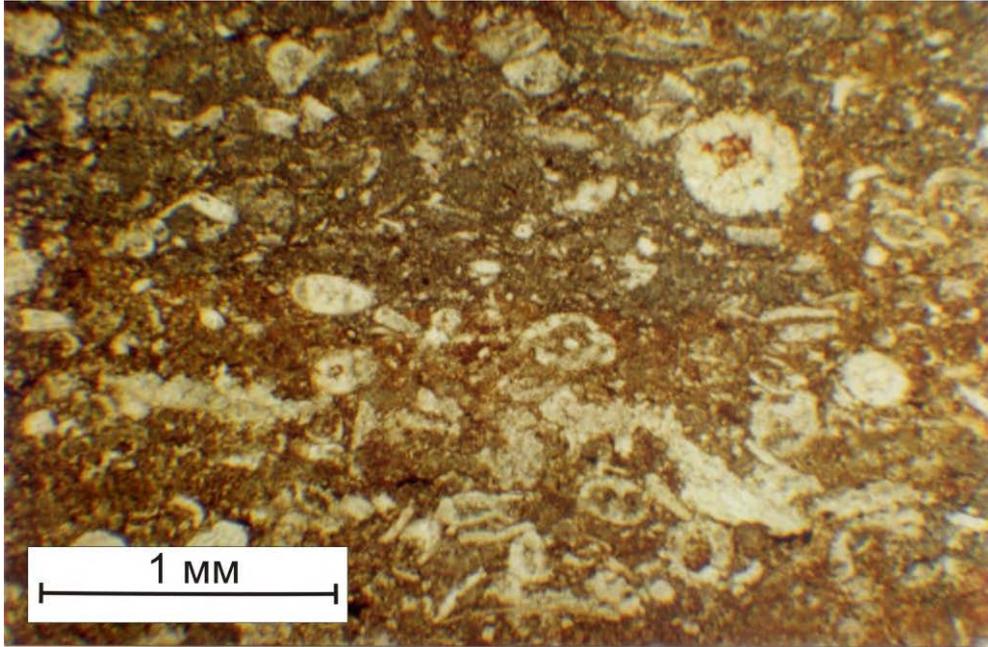


Фото 1. Шлиф биокластово-фитогенного известняка. Цемент базальный, микрит. Один николь.

$K_n=7,9\%$, $K_{пр}=0,04 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Кизеловский горизонт (средняя часть). Крым-Сарайская площадь. Скв. 1343. Гл. 1163-1172 м. Обр. 23б.

Таблица 25

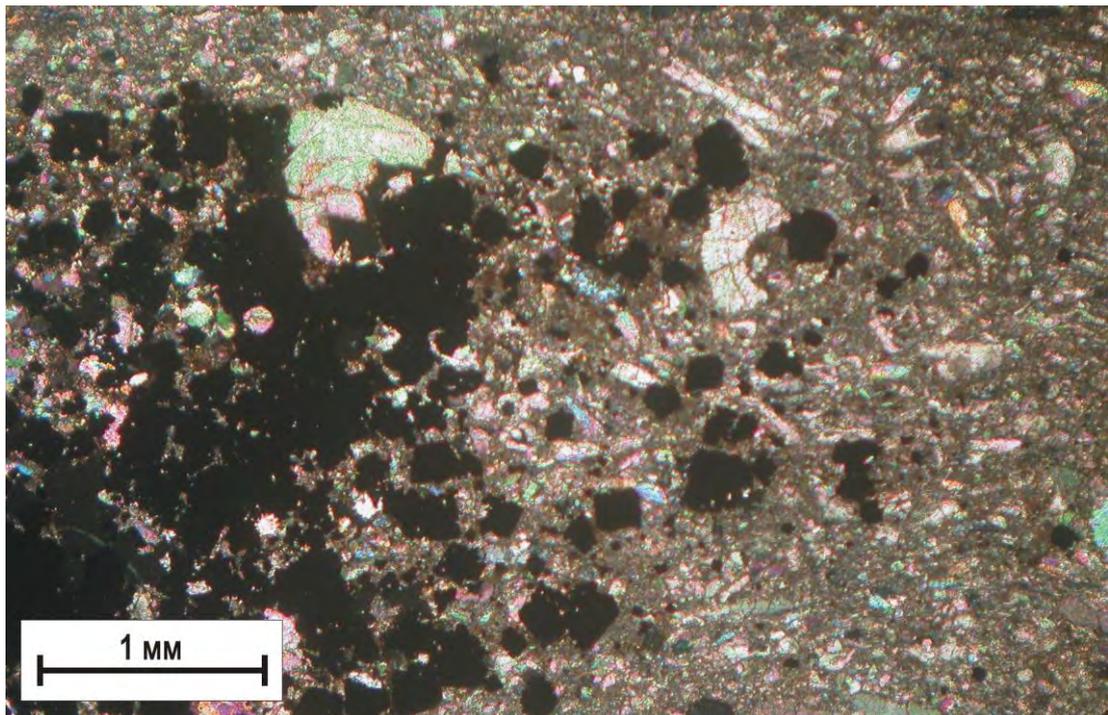
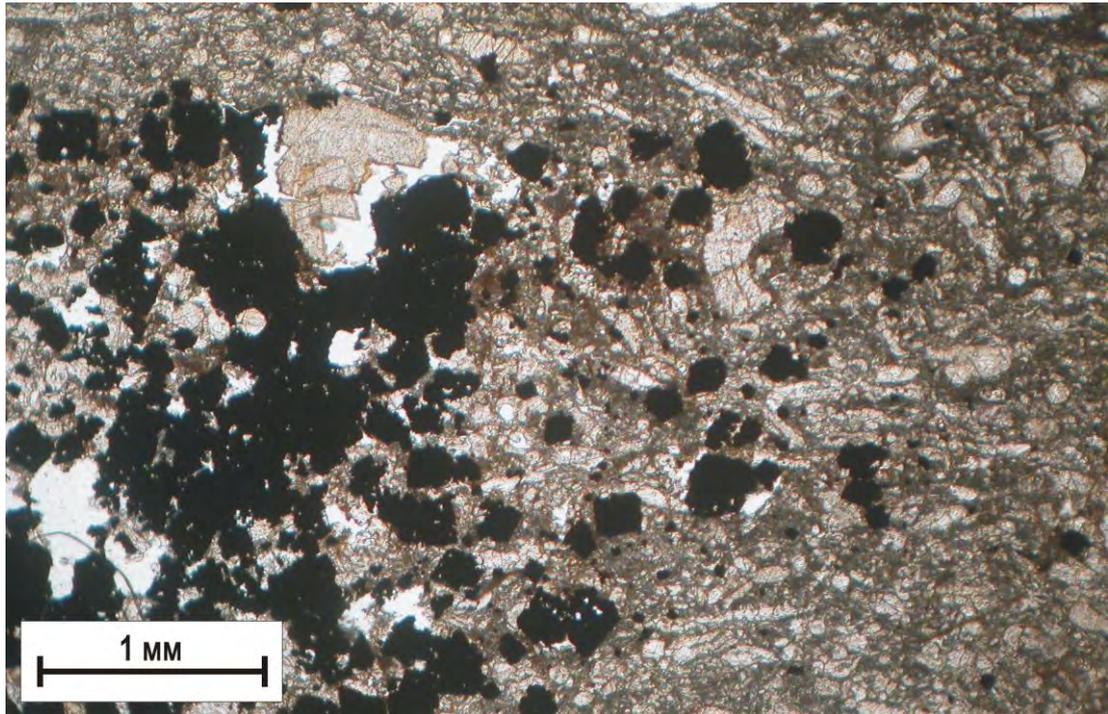


Фото 1. Шлиф. Агрегаты пирита (черное) в известняке биокластово-фитогенном. Кизеловский горизонт (кровельная часть на контакте с терригенными отложениями бобриковского горизонта). Демкинское месторождение. Скв. 1182. Гл. 1250,6 м. Обр. 97. Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 26

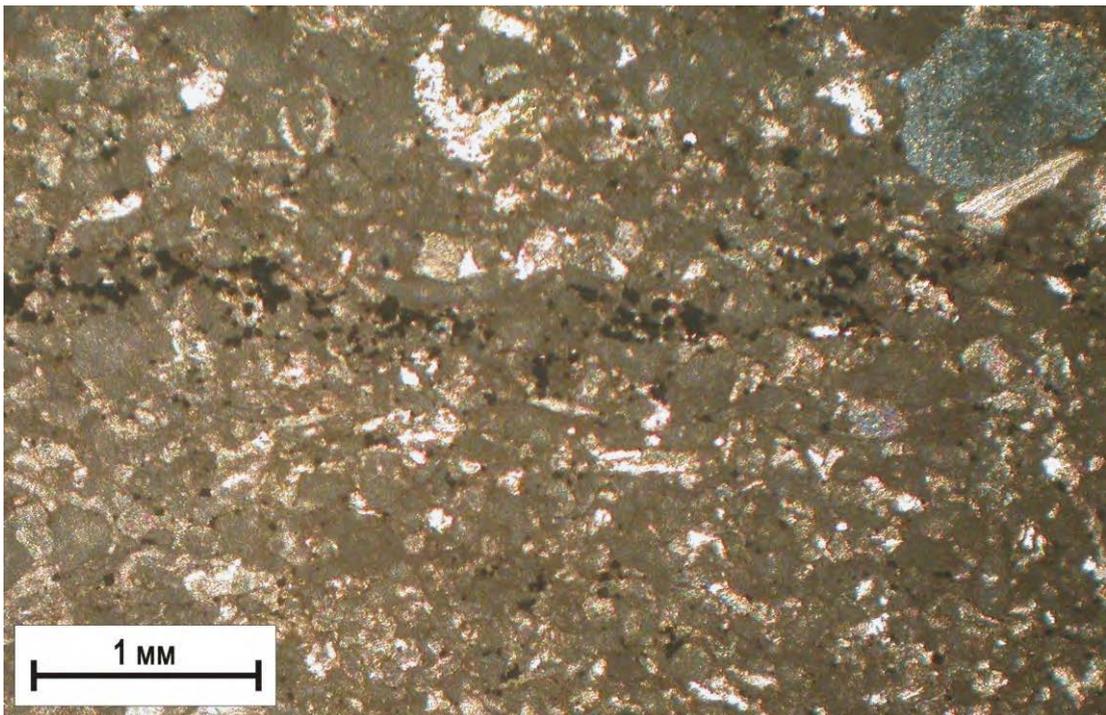
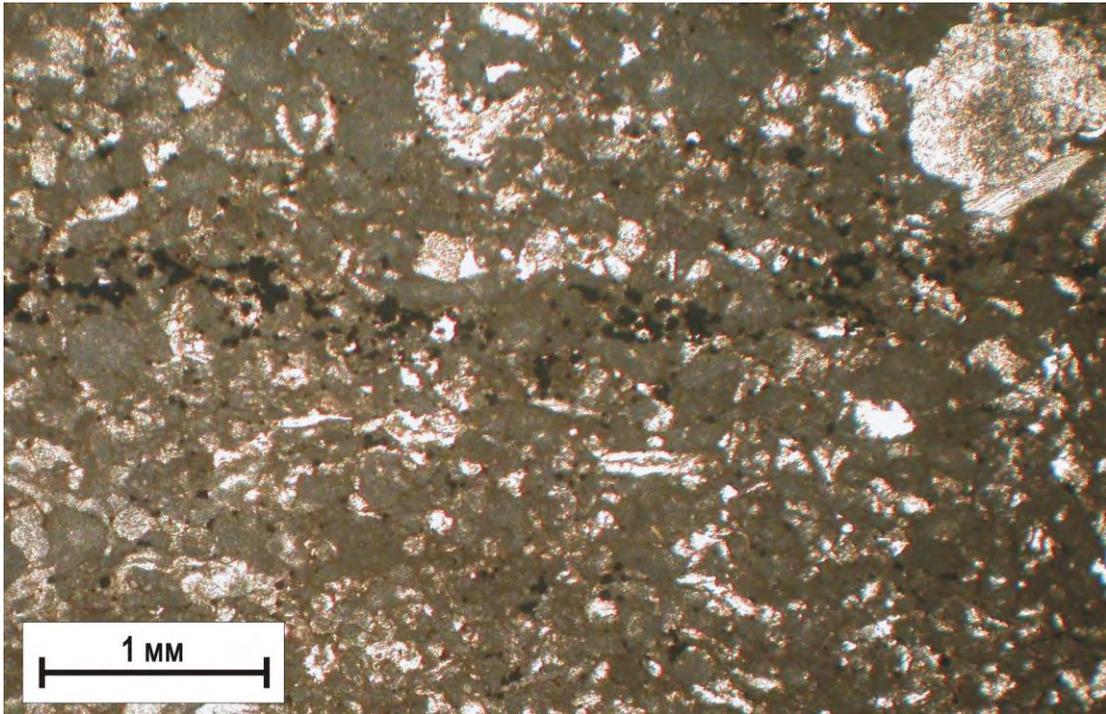


Фото 1. Шлиф. Агрегаты пирита (черное) в известняке биокластово-фитозоогенном.
Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 1166. Гл. 1161,0 м. Обр. 90.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 27

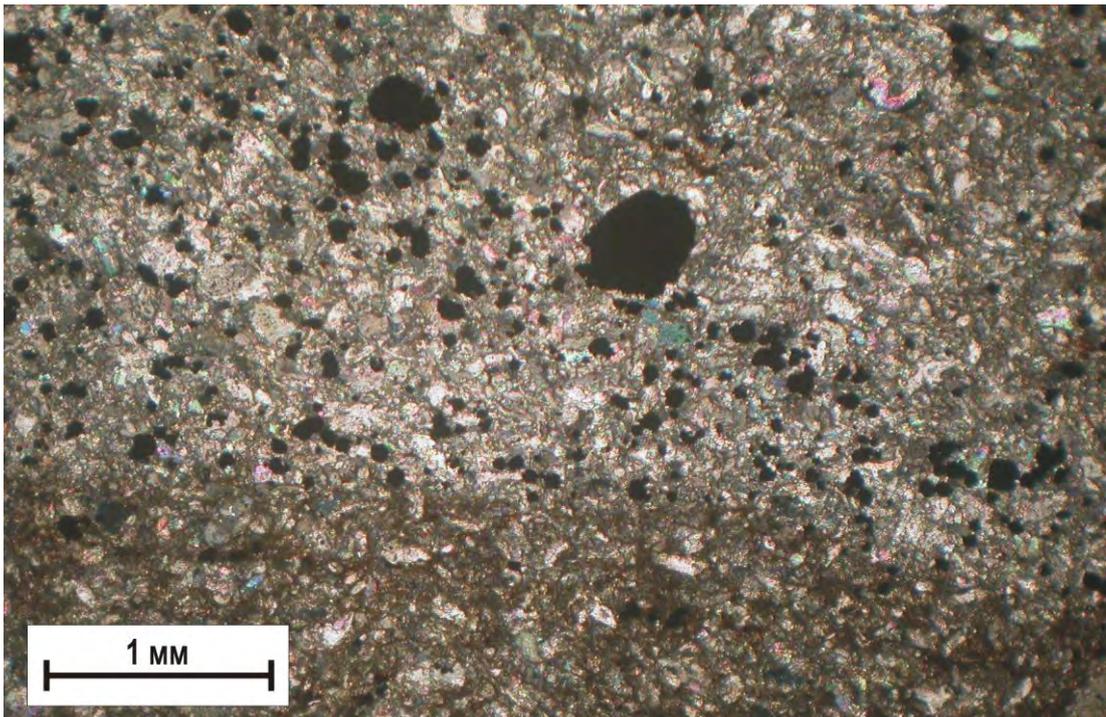
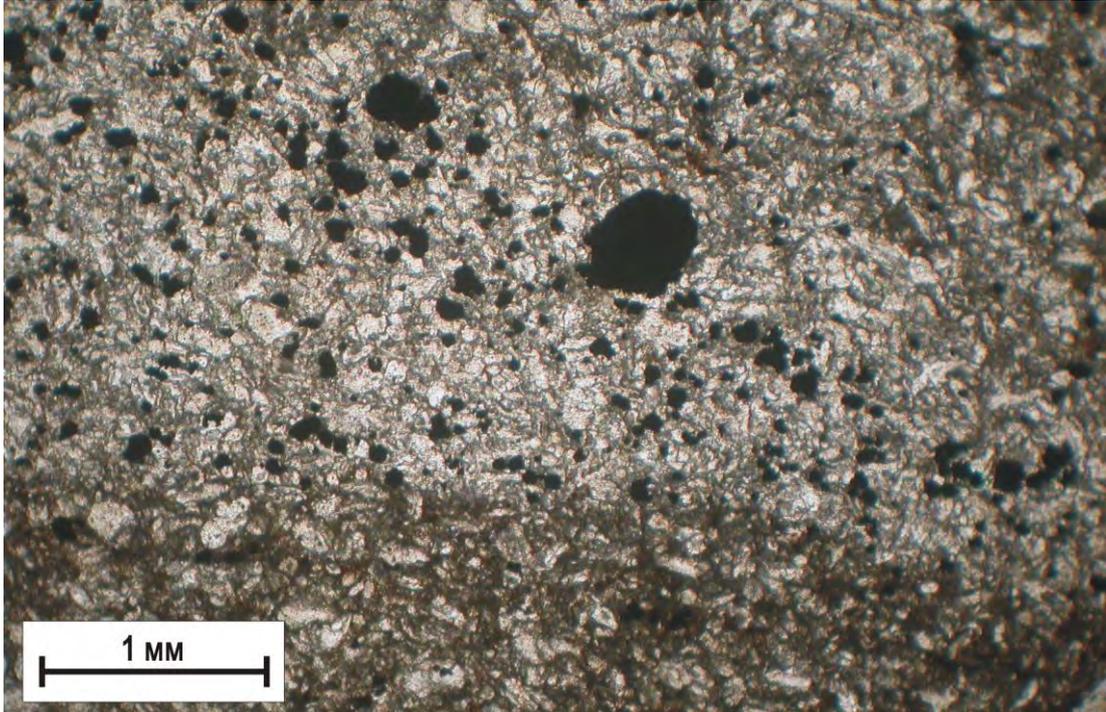


Фото 1. Шлиф. Включения агрегатов пирита (черное) в известняке биокластово-фитогенном.

Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1161,0 м.

Обр. 82.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 28

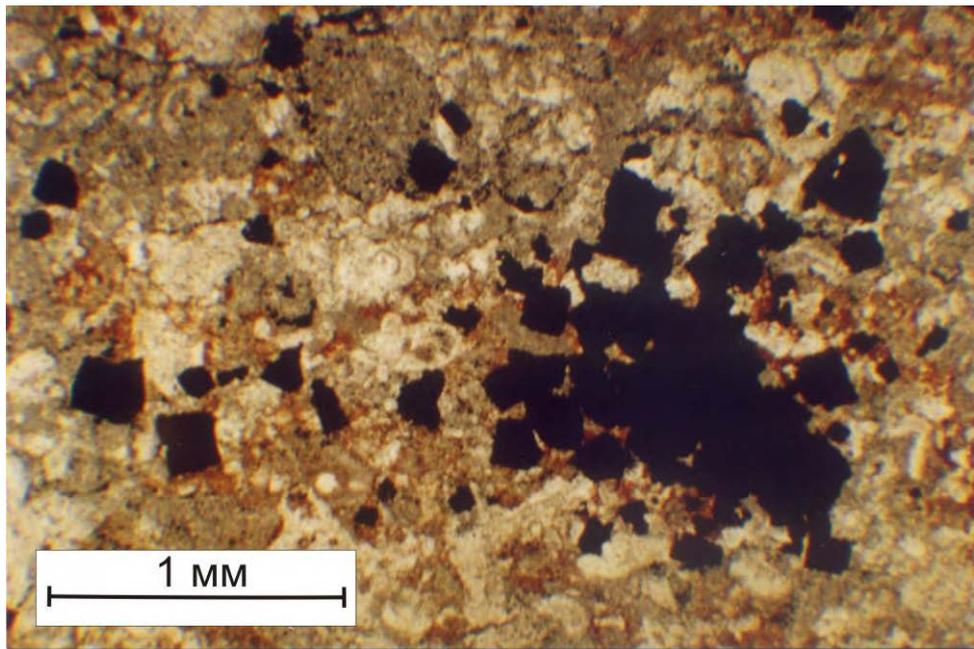


Фото 1. Шлиф. Выделения пирита кубического габитуса (черное) в биокластово-фитозоогенном известняке. Один николь.

Кизеловский горизонт, нижняя часть. Абдрахмановская площадь. Скв. 3335а. Гл. 963,5-968,5 м. Обр. 108б.

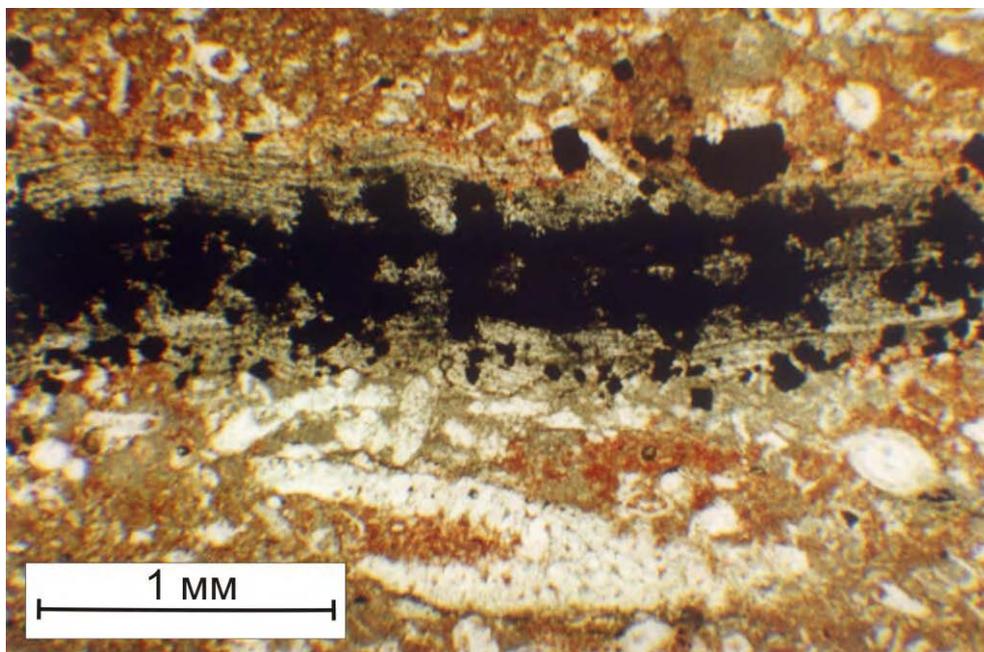


Фото 2 Шлиф. Выделения пирита (черное) по створке брахиоподы. Биокластово-фитогенный известняк. Один николь.

Кизеловский горизонт, нижняя часть. Зеленогорская площадь. Скв. 8576. Гл. 1209-1214 м. Обр. 19б.

Таблица 29

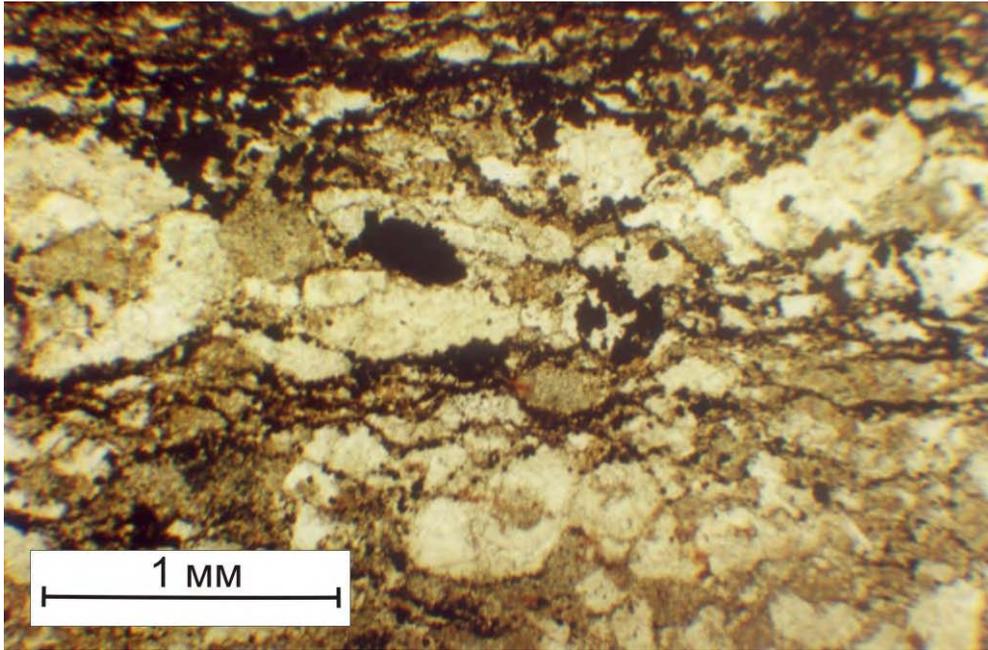


Фото 1. Шлиф. Выделения пирита (черное) в углисто-глинистых слойках в биокластово-фитогенном известняке. Один николь.
Кизеловский горизонт. Абдрахмановская площадь. Скв. 803а. Гл. 1154-1159 м.
Обр. 3б.

Таблица 30

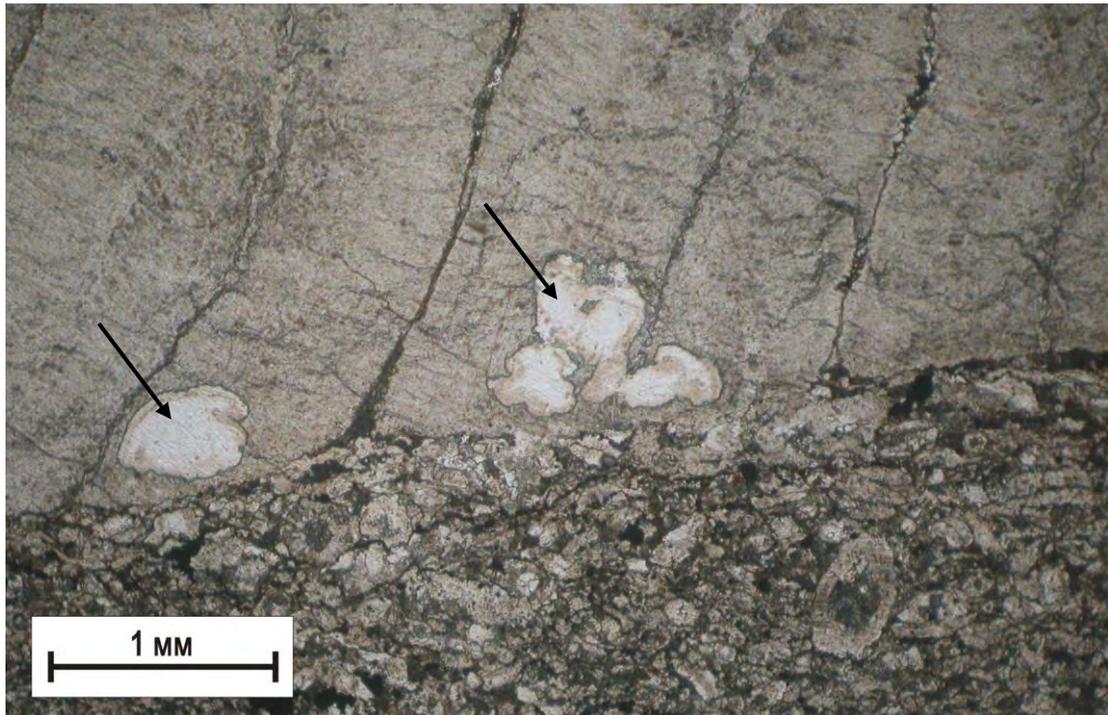


Фото 1. Шлиф. Мелкие стяжения кремня (показаны стрелками) в коралле на границе с биокластово-фитозоогенным известняком.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1295,5 м.

Обр. 12.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 31

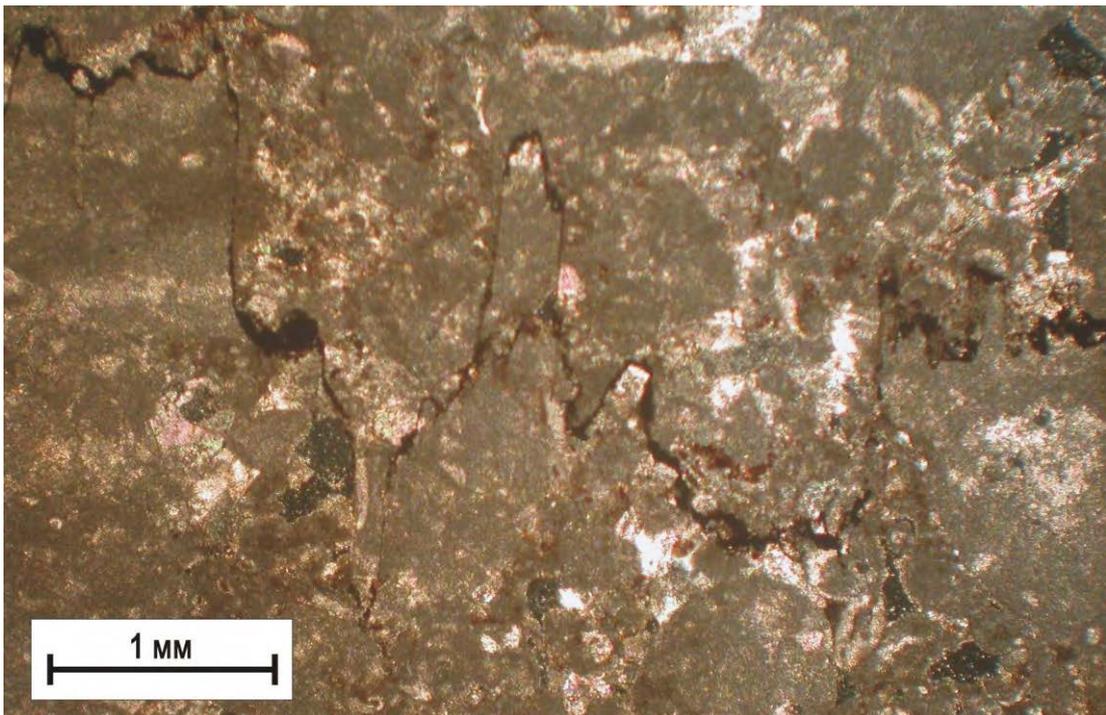
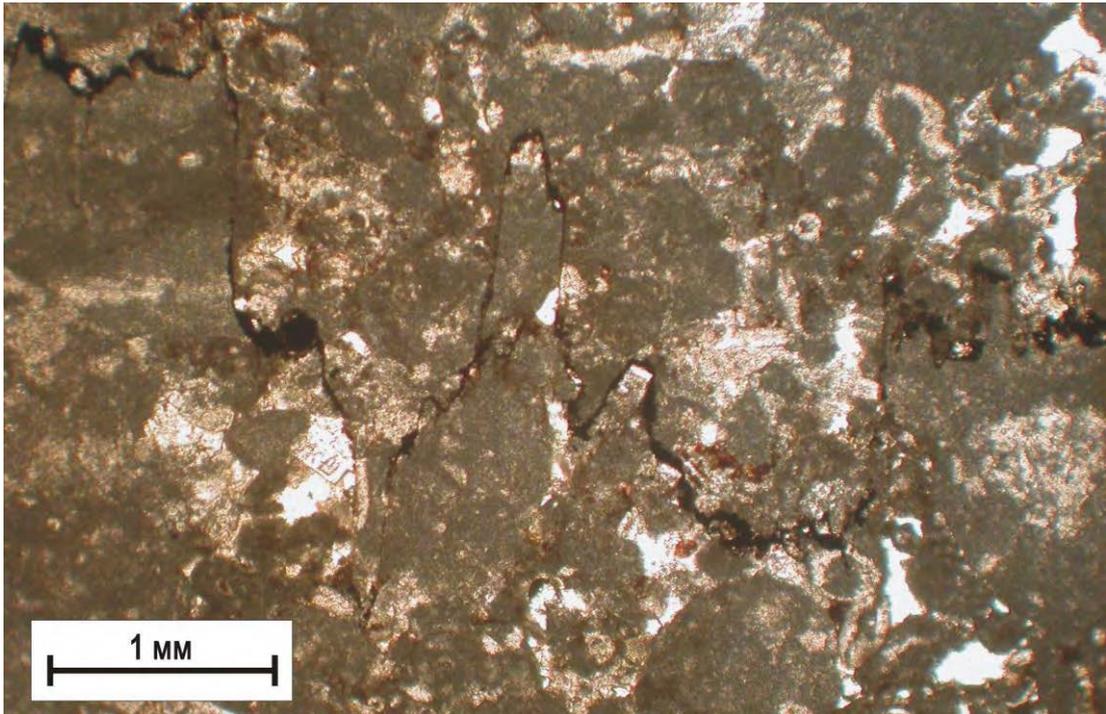


Фото 1. Шлиф. Суторостилолитовый шов в известняке биокластово-зоогенном. Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1165. Гл. 1304,6 м. Обр. 231
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 32

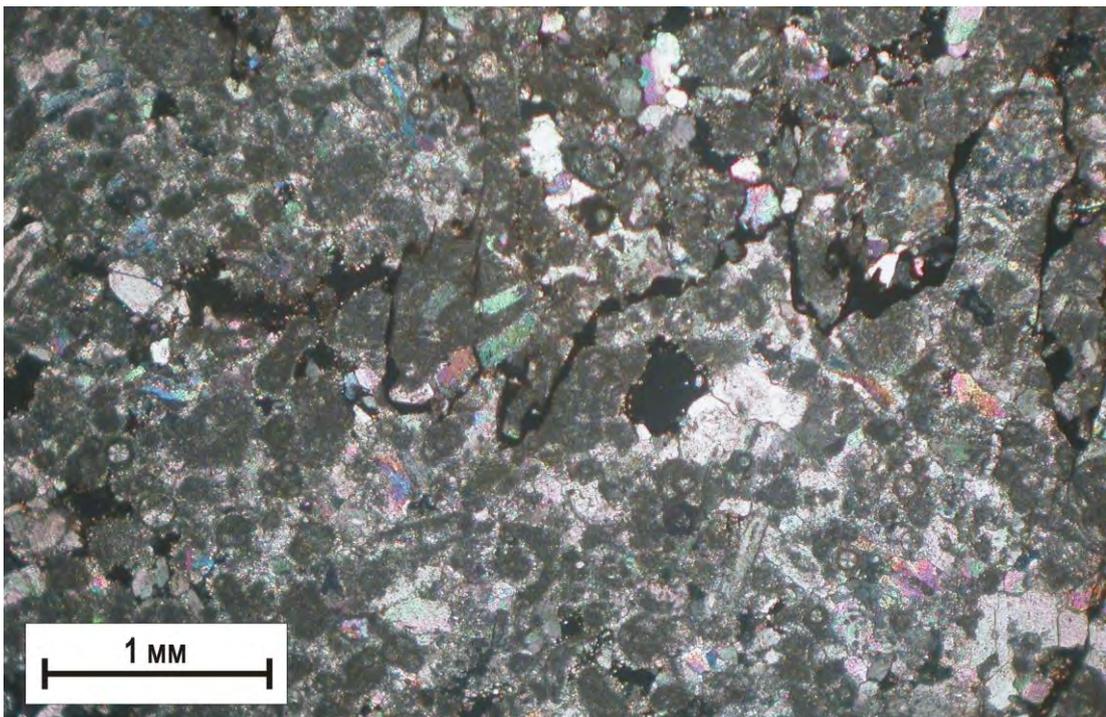
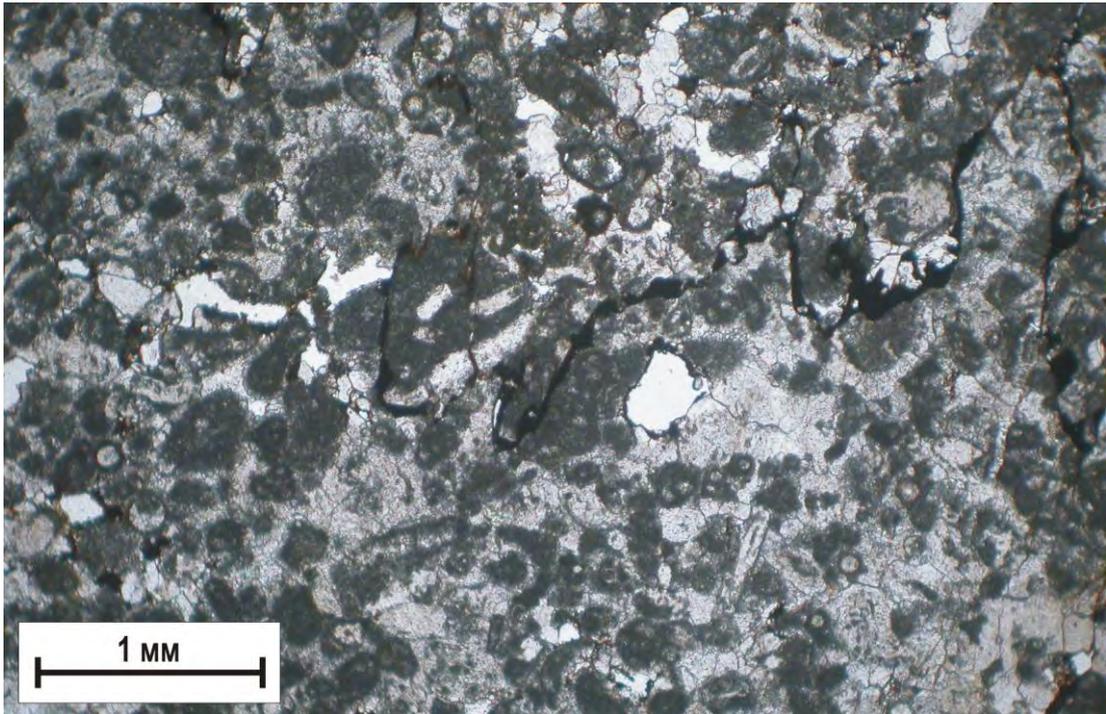


Фото 1. Шлиф. Сутуростилолитовый шов в известняке биокластово-зоогенном. Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1171,2 м. Обр. 110. Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 33

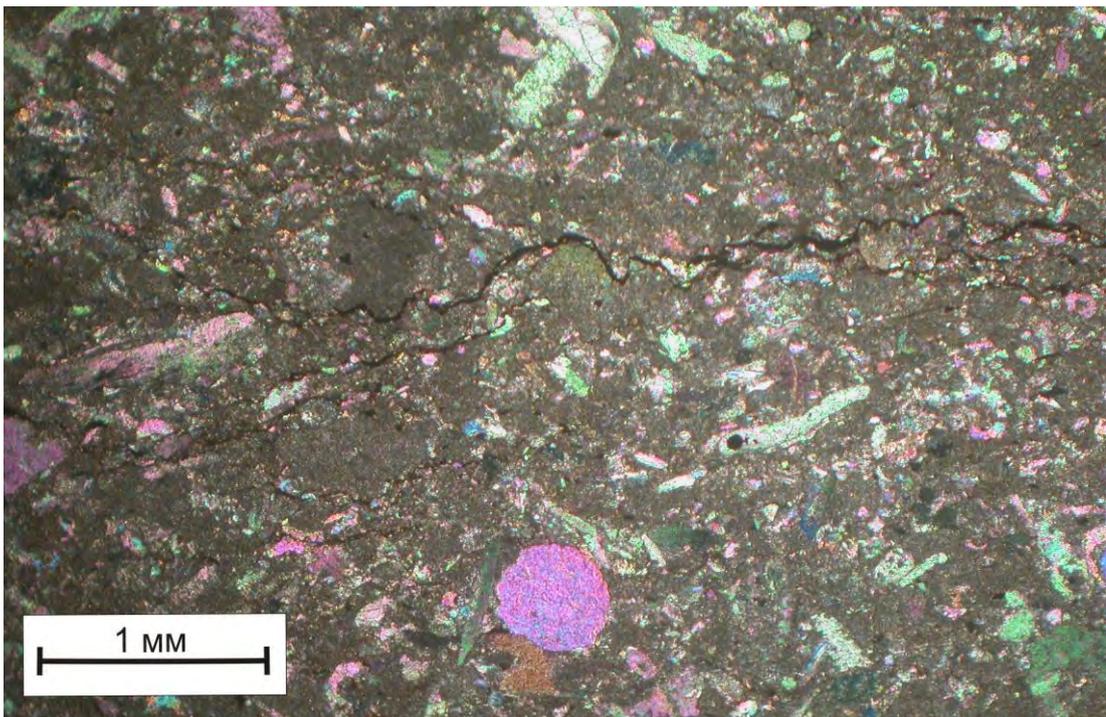
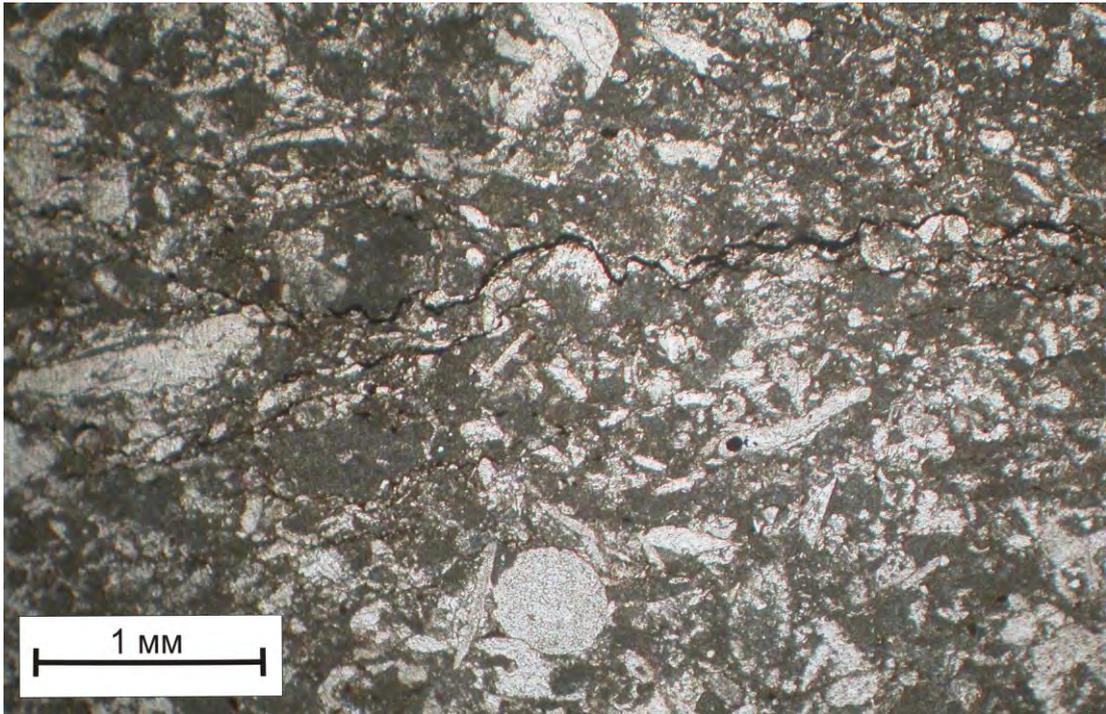


Фото 1. Шлиф. Стиллитовый шов в известняке биокластово-фитогенном. Черепетский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Гл. 1288,8 м. Обр. 177.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 34

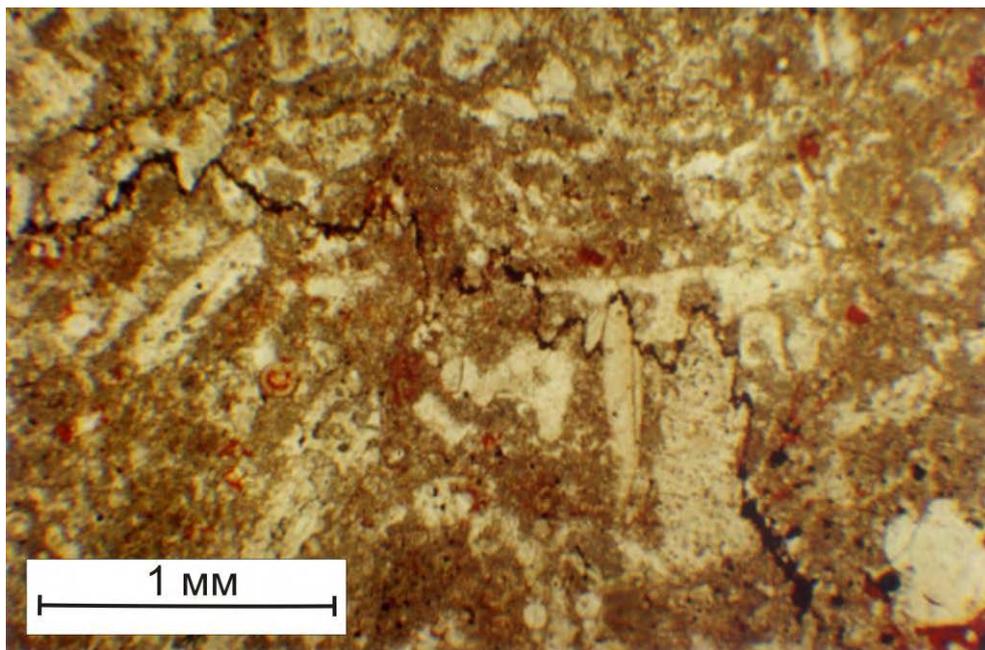


Фото 1. Шлиф. Сутуростилолитовый шов в биокластово-фитозоогенном известняке с однородной текстурой. В стилолитовом шве выделения пирита. Один николь.
Кизеловский горизонт. Абдрахмановская площадь. Скв. 803а. Гл. 1154-1159 м.
Обр. 36.

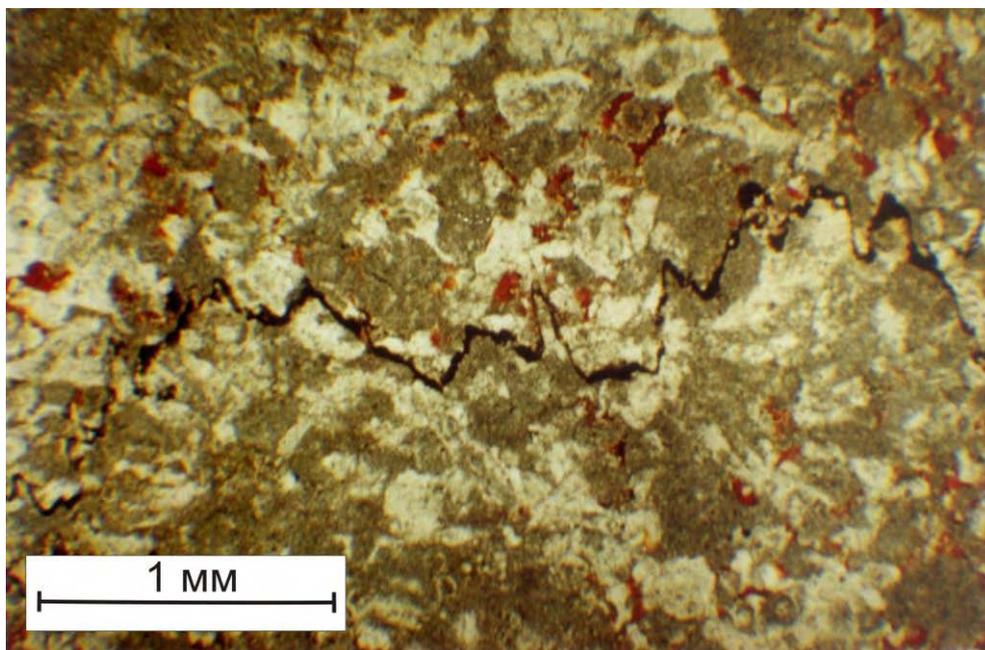


Фото 2. Шлиф. Сутуростилолитовый шов в биокластово-фитозоогенном известняке с однородной текстурой. Один николь.
Кизеловский горизонт. Крым-Сарайская площадь. Скв. 1343. Гл. 1163-1172 м.
Обр. 16.

Таблица 35

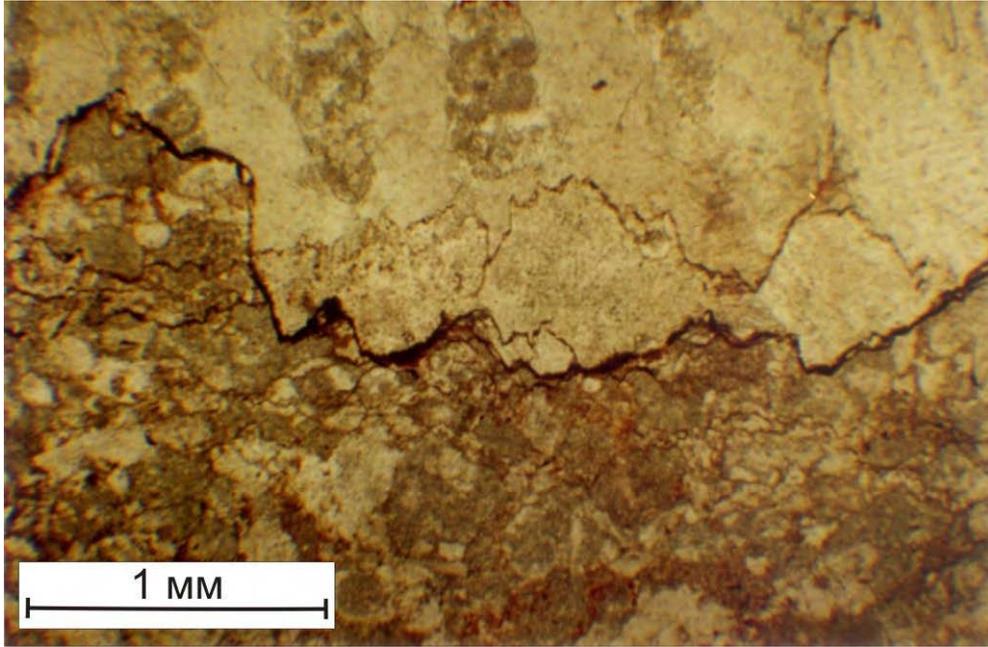


Фото 1. Шлиф. Система сутуростилолитовых швов. Наиболее ясно выраженный шов – на границе коралла в биокластово-фитозоогенном известняке. Один николь.

Кизеловский горизонт. Абдрахмановская площадь. Скв. 803а. Гл. 1159-1164,8 м. Обр. 16с.

Таблица 36



Фото 1. Образец. Кремь (слева) в известняке биокластово-фитозоогенном, слабо нефтенасыщенном.

Черепетский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6764. Гл. 1529,3 м.
Обр. 12.



Фото 2. Образец. Стяжение кремня (светлое слева) в окремнелом биокластово-фитозоогенном известняке.

Черепетский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6764. Гл. 1529,5 м.
Обр. 13.



Фото. 1. Образец. Стяжение темно-серого кремня на границе биокластово-фитозоогенного (внизу) и биокластово-зоогенного (вверху) известняков. Известняк биокластово-зоогенный равномерно нефтенасыщен. Видна вертикальная трещинка в биокластово-фитозоогенном известняке.

Кизеловский горизонт. Акташская площадь. Скв. 15087. Гл. 1034-1038 м.
Обр. 1176.

Таблица 38

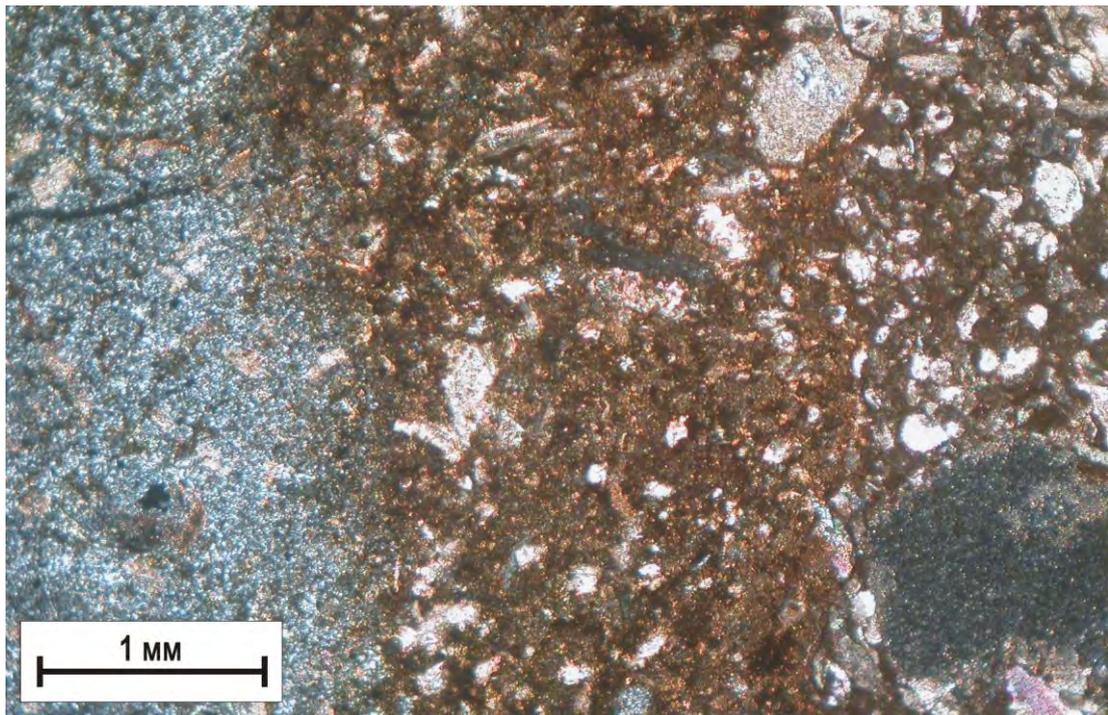
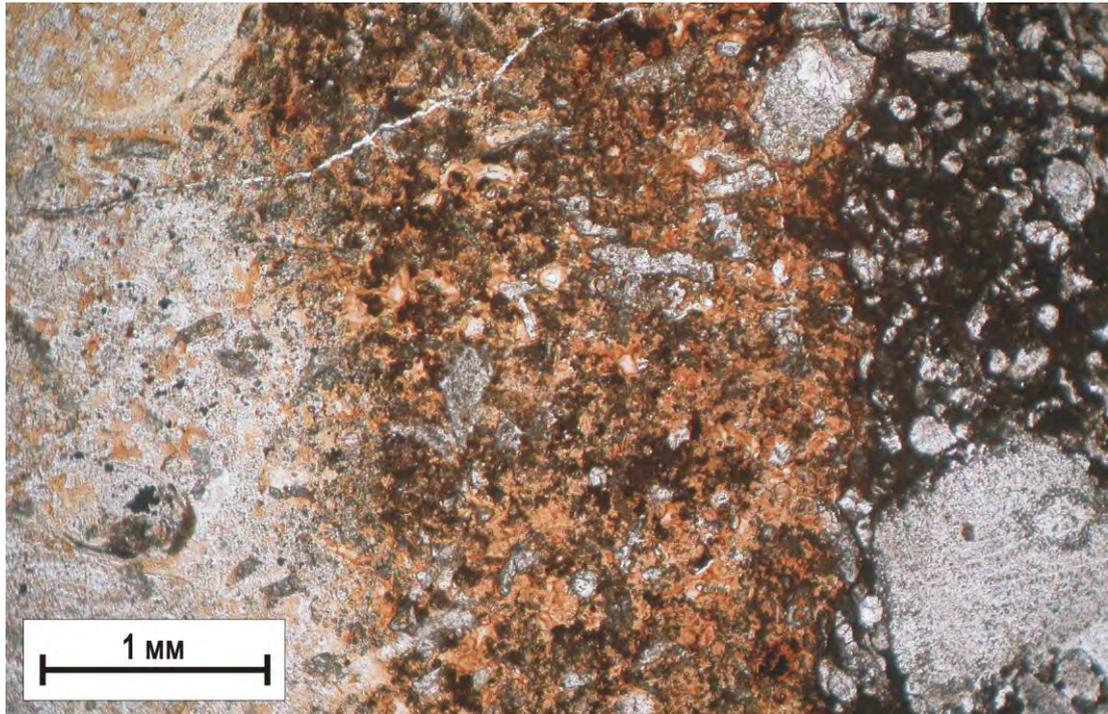


Фото 1. Шлиф. Переход биокластово-фитозоогенного известняка (справа) в кремь (слева), метасоматически замещающий биокластово-зоогенный известняк. Черепетский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6764. Гл. 1529,3 м. Обр. 12.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 39

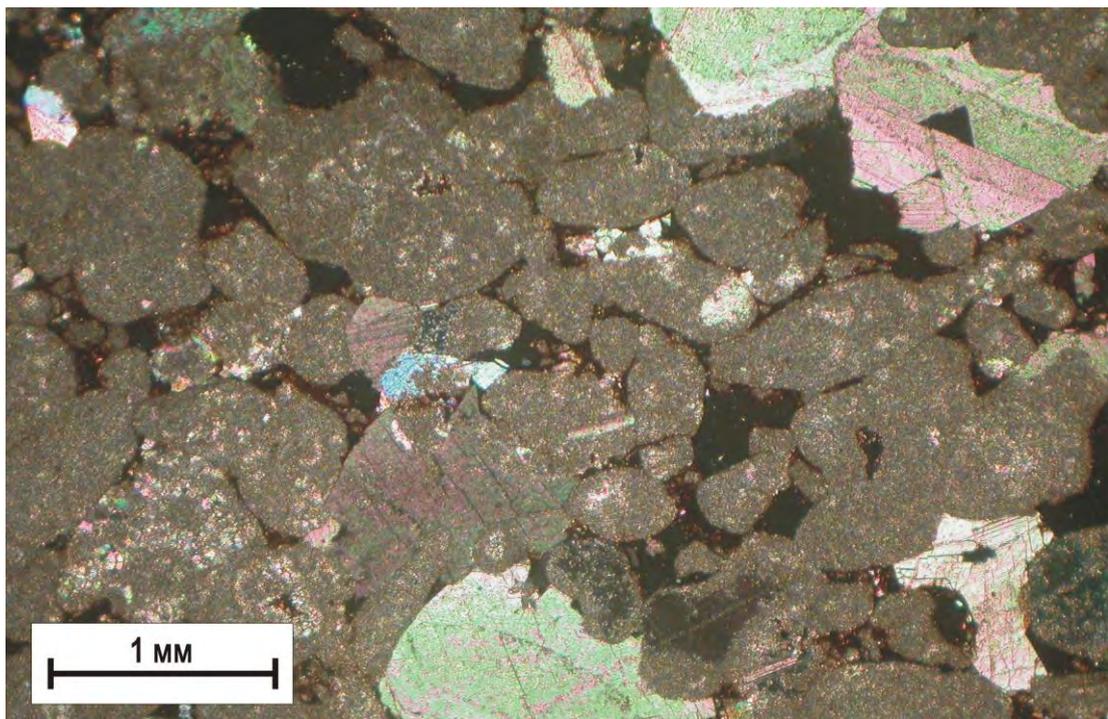
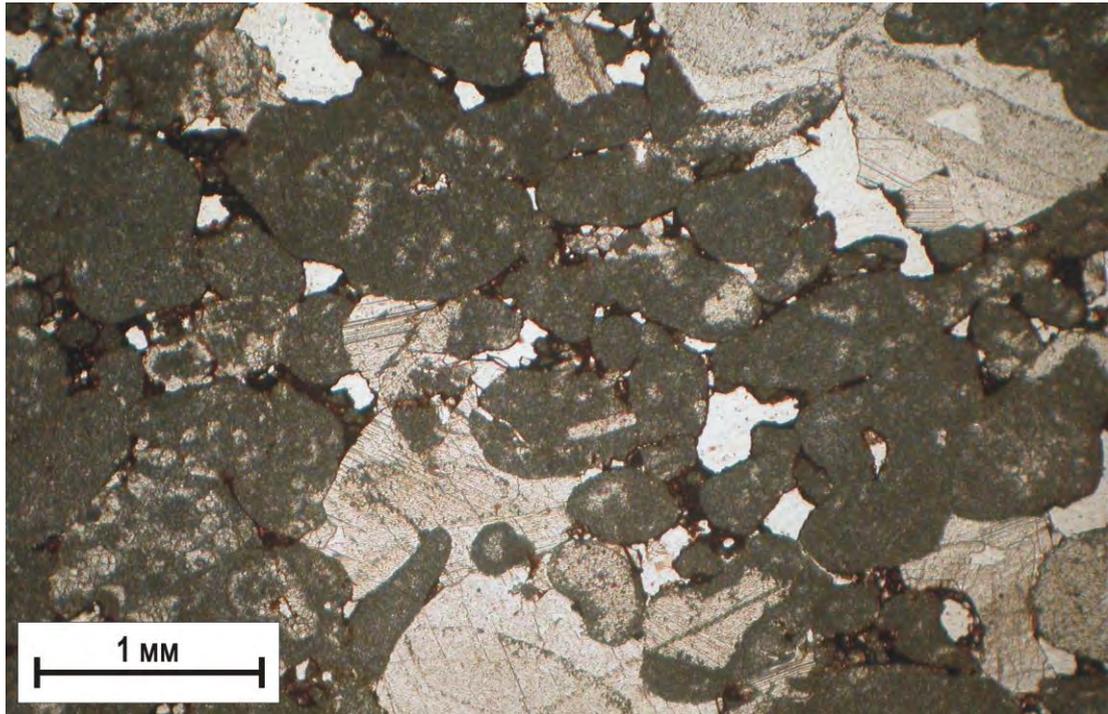


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного, нефтенасыщенного.

$K_n=18.76\%$, $K_{np}=866,6 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (по горизонтали) и $759,9 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (по вертикали).

Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1259,1 м. Обр. 80.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 40

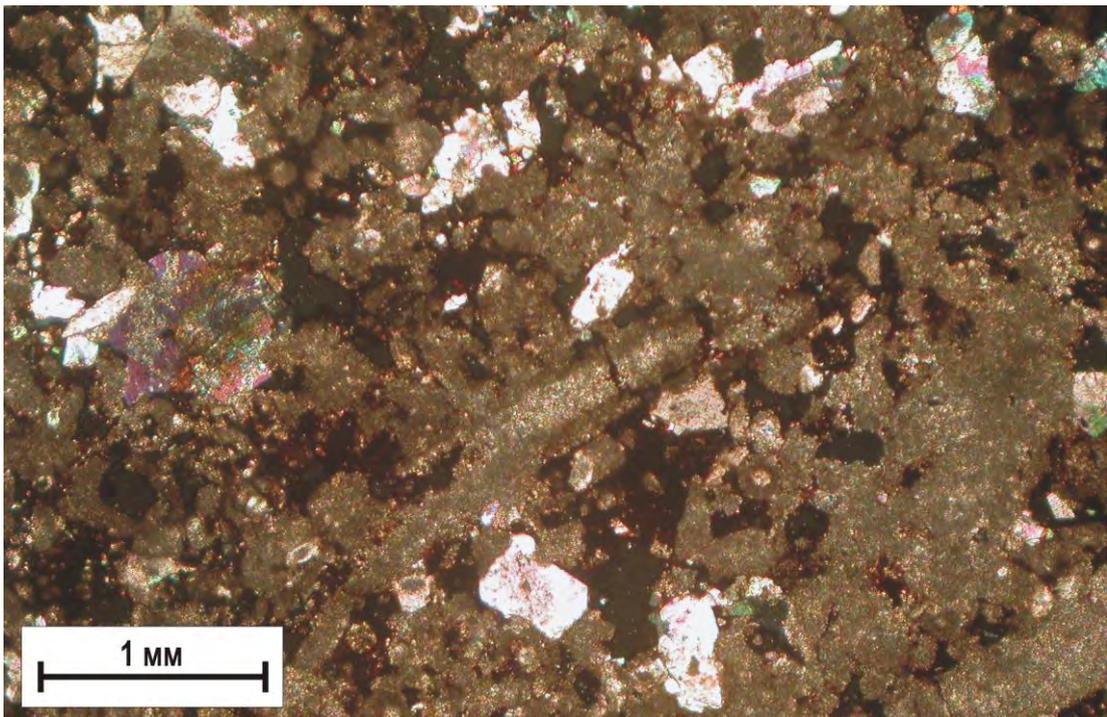
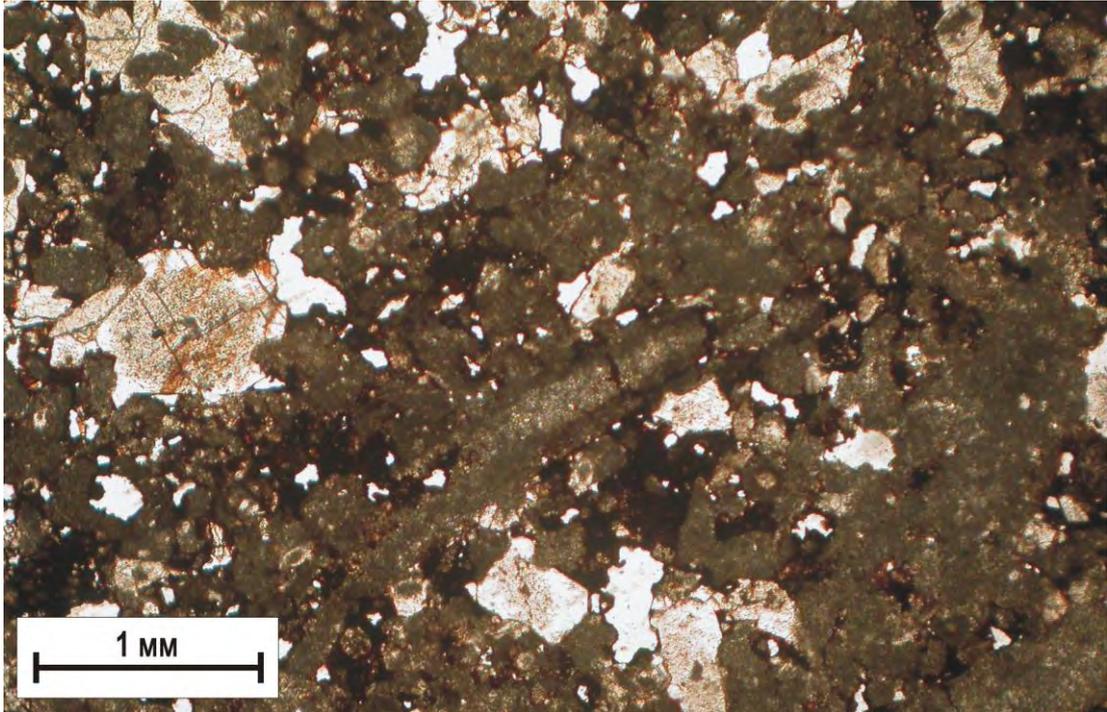


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного, нефтенасыщенного.

$K_n=20,21\%$, $K_{np}=600,9 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (по горизонтали) и $566,8 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (по вертикали)

Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1259,8 м. Обр. 83.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 41

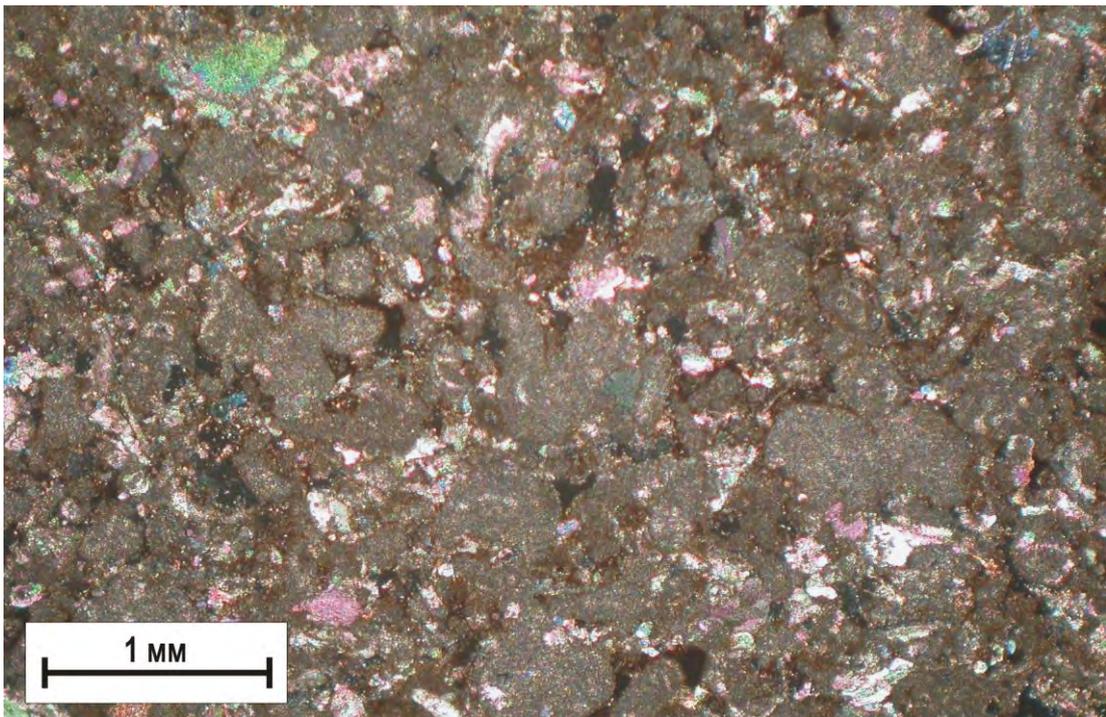
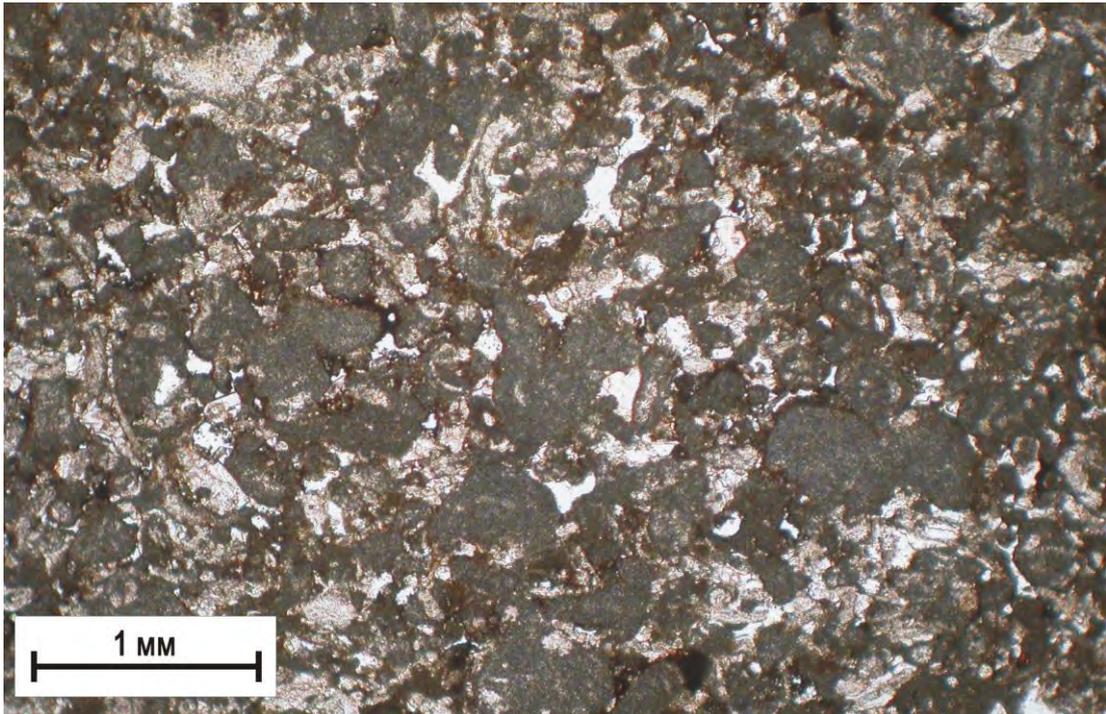


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного, нефтенасыщенного.

$K_n=9,50\%$, $K_{np}=66,54 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $59,38 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1304,5 м.

Обр. 64.

Верхний снимок – один николю, нижний – николи скрещены.

Таблица 42

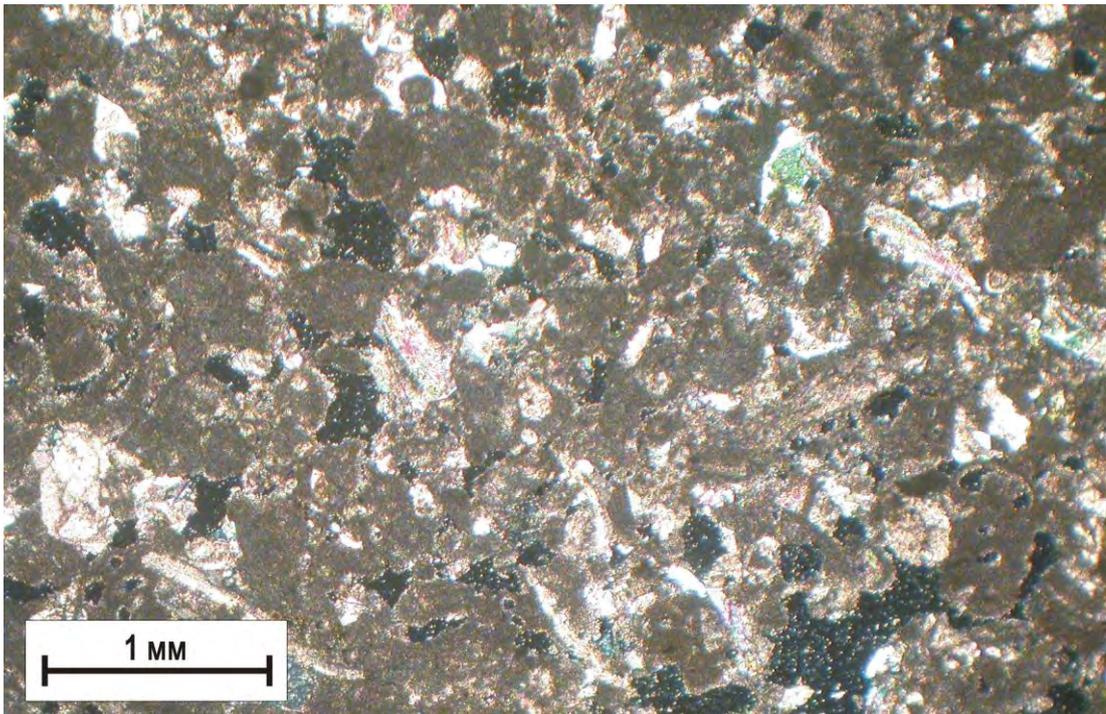
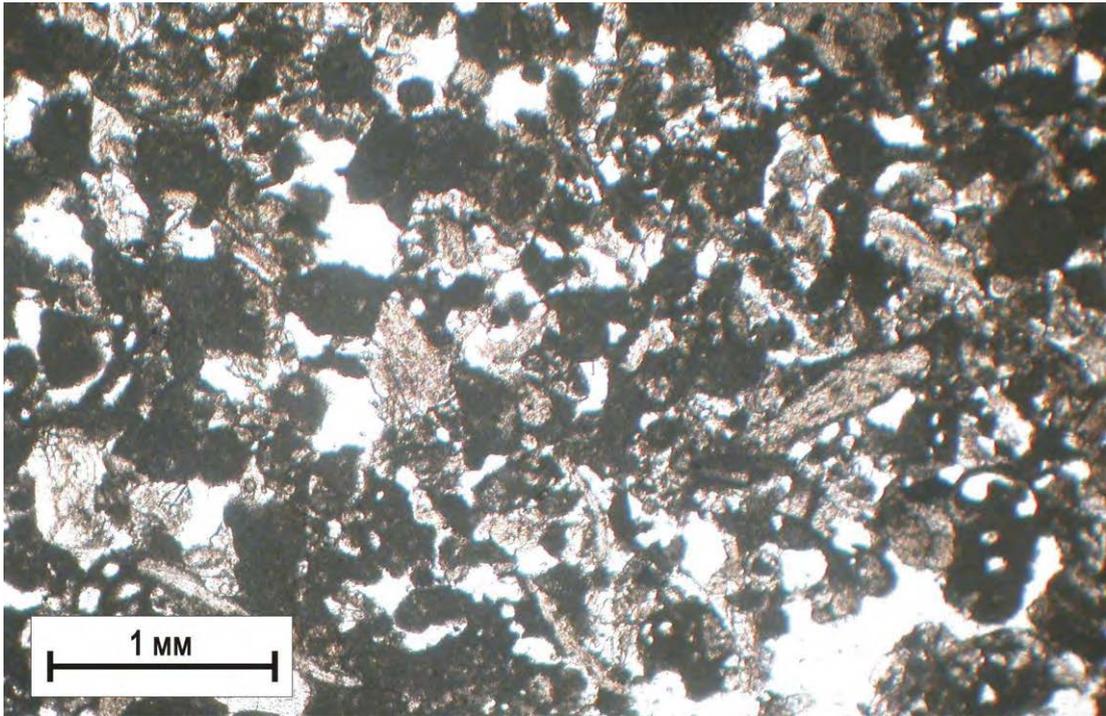


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного, нефтенасыщенного.

$K_n=12,73\%$, $K_{np}=41,9 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11521. Обр. 31.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 43

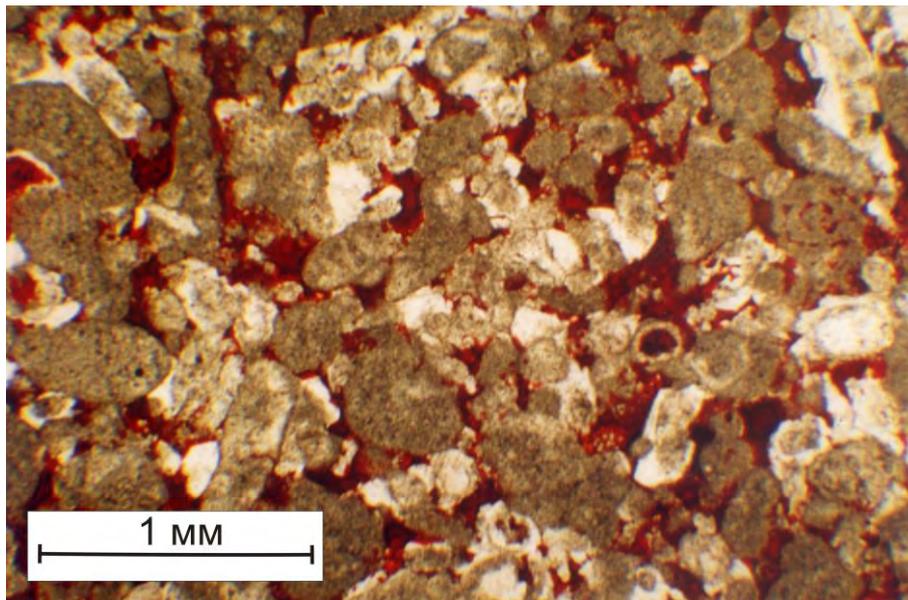


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного. Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

Кизеловский горизонт. Ново-Елховское месторождение. Скв. 15285. Гл. 1113,9-1116,4 м. Обр. 176.

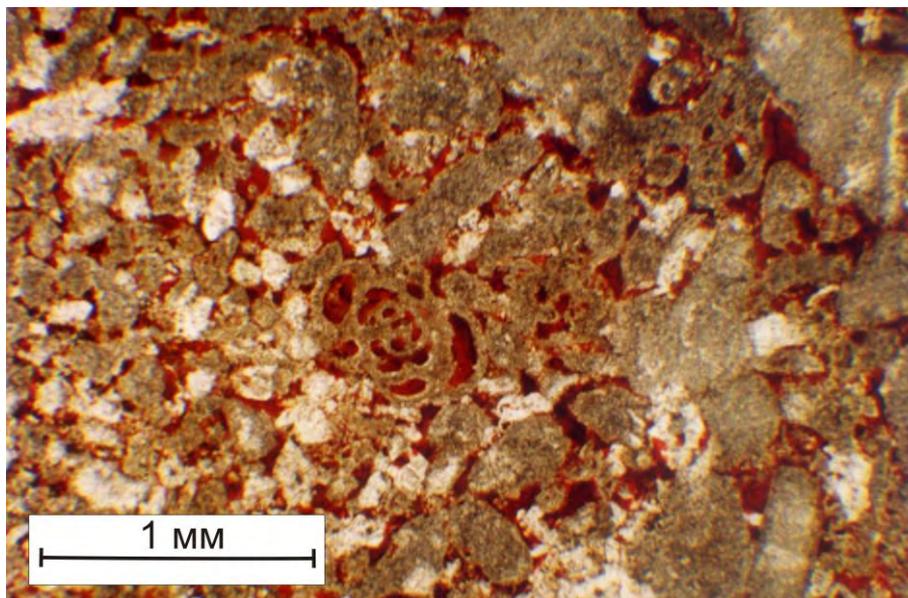


Фото 2. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного. В центре шлифа внутриформенные поры в раковине фораминиферы. Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=16,65\%$, $K_{np}=30,5 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Кизеловский горизонт. Поповская площадь. Скв. 152. Гл. 1062-1066 м. Обр. 136.

Таблица 44

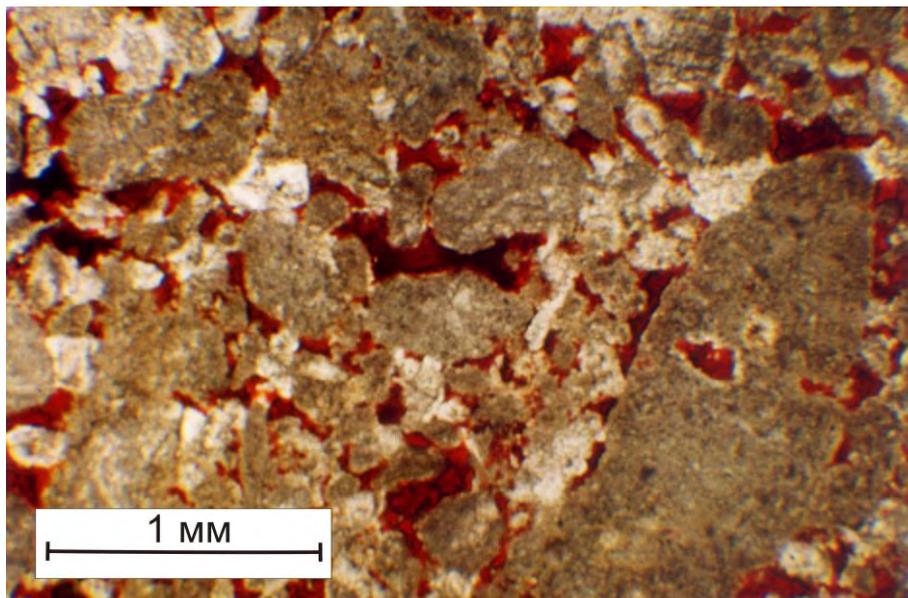


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, равномерно кавернозного. Цемент поровый. Справа внизу – срез членика криноидеи. Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=16,65\%$, $K_{np}=30,5 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Кизеловский горизонт. Поповская площадь. Скв. 152. Гл. 1062-1066 м. Обр. 13е.

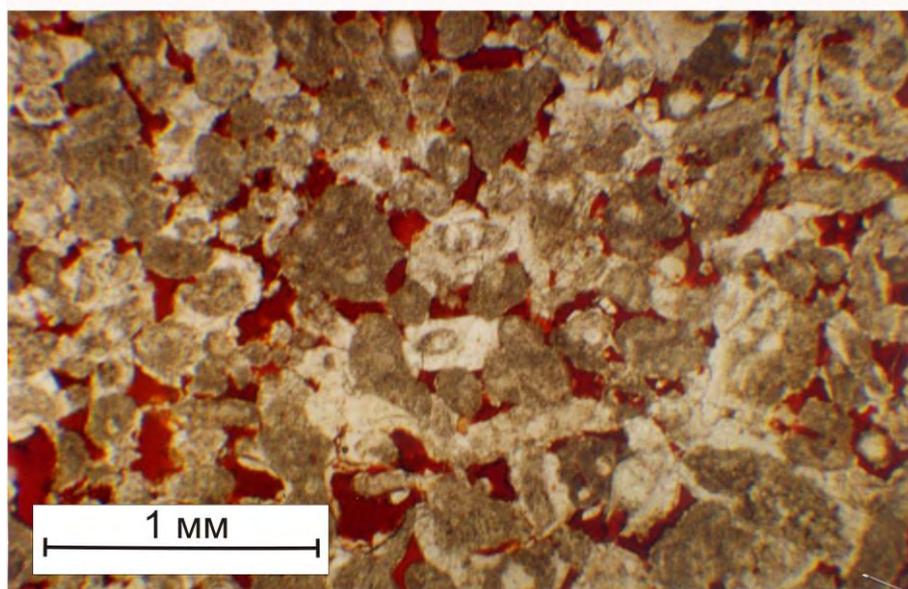


Фото 2. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, кавернозного. Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=12,5\%$, $K_{np}=23,2 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Кизеловский горизонт. Абдрахмановская площадь. Скв. 3335а. Гл. 935,5-958,5 м. Обр. 28б.

Таблица 45

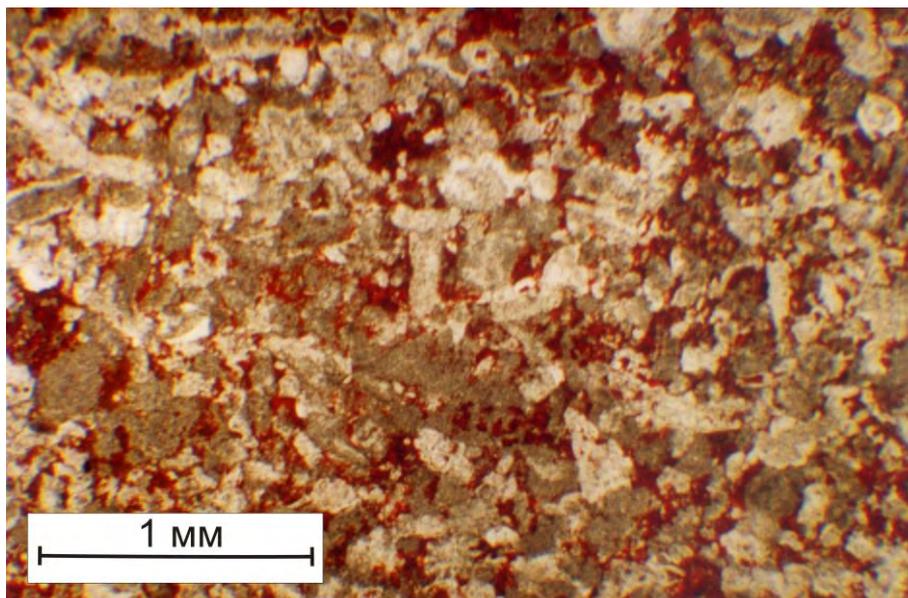


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного, кавернозного. Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=11,27\%$, $K_{np}=2,9 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Кизеловский горизонт (средняя часть). Ново-Елховское месторождение. Скв. 15285. Гл. 1116,4-1021,9 м. Обр. 38б.

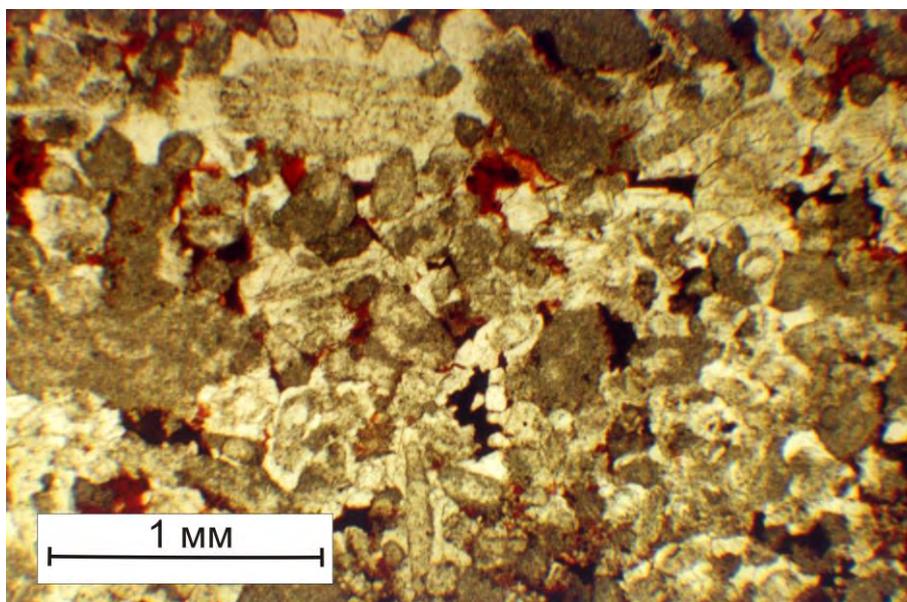


Фото 2. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного, кавернозного. Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=10,9\%$, $K_{np}=9,2 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Кизеловский горизонт, верхняя часть. Абдрахмановская площадь. Скв. 803а. Гл. 1159,0-1164,8 м. Обр. 33б.

Таблица 46

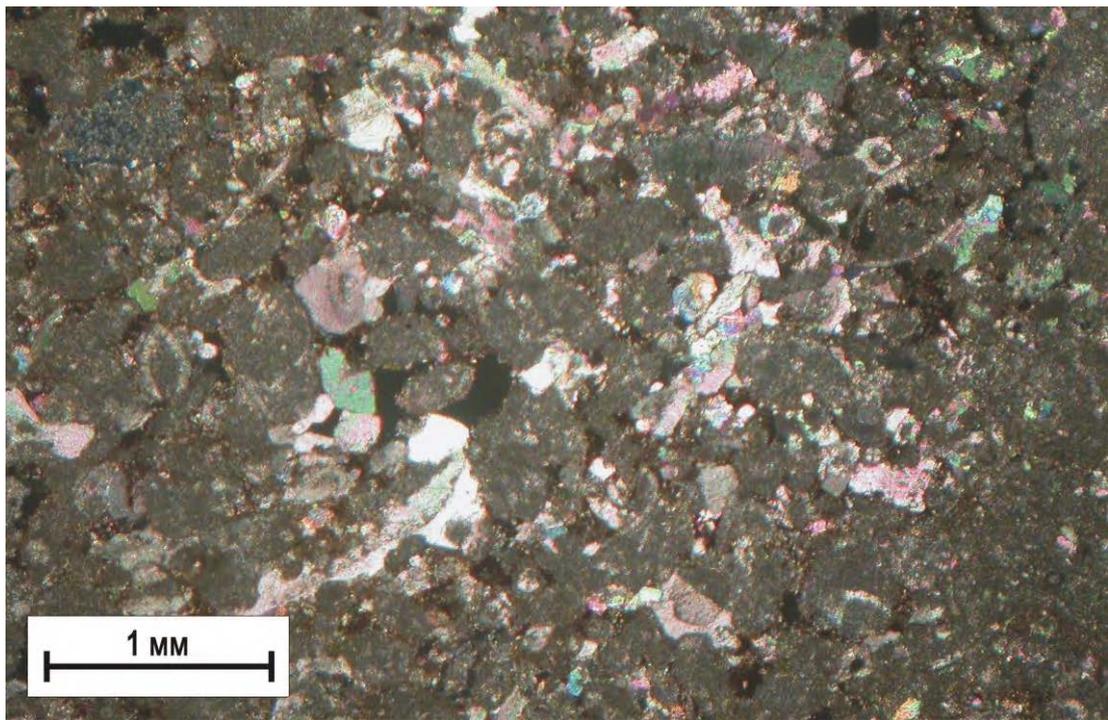
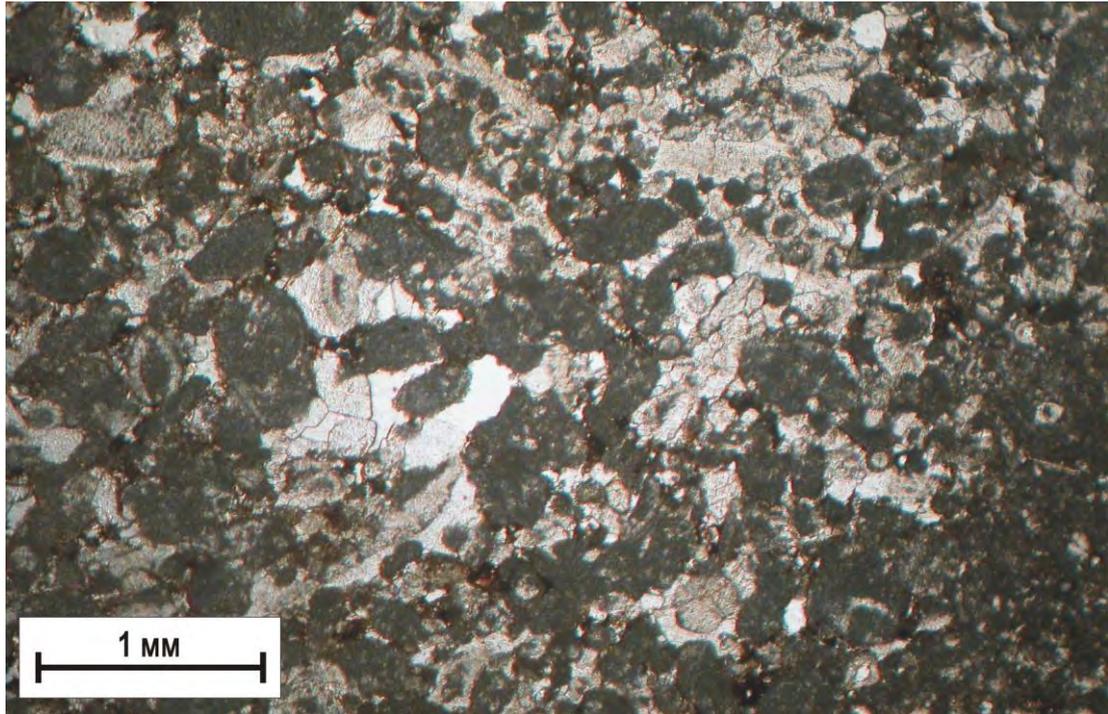


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного, кавернозного, нефтенасыщенного.

$K_n=12,15\%$, $K_{np}=6,95 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $5,96 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1153,2 м.

Обр. 70.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 47

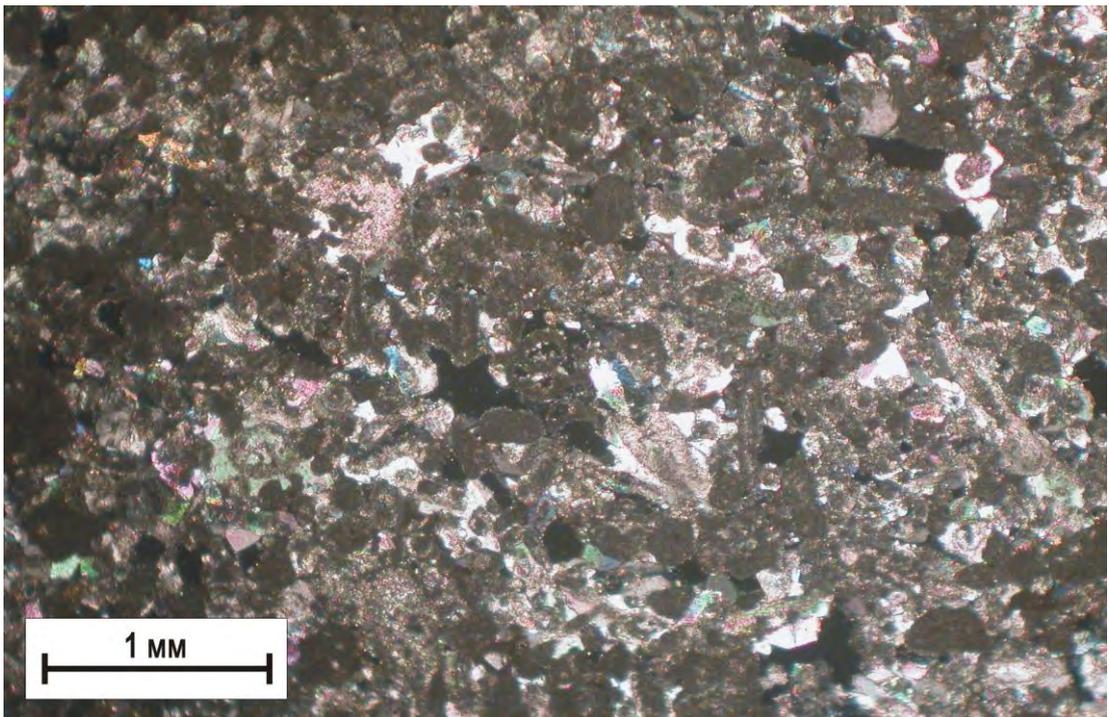
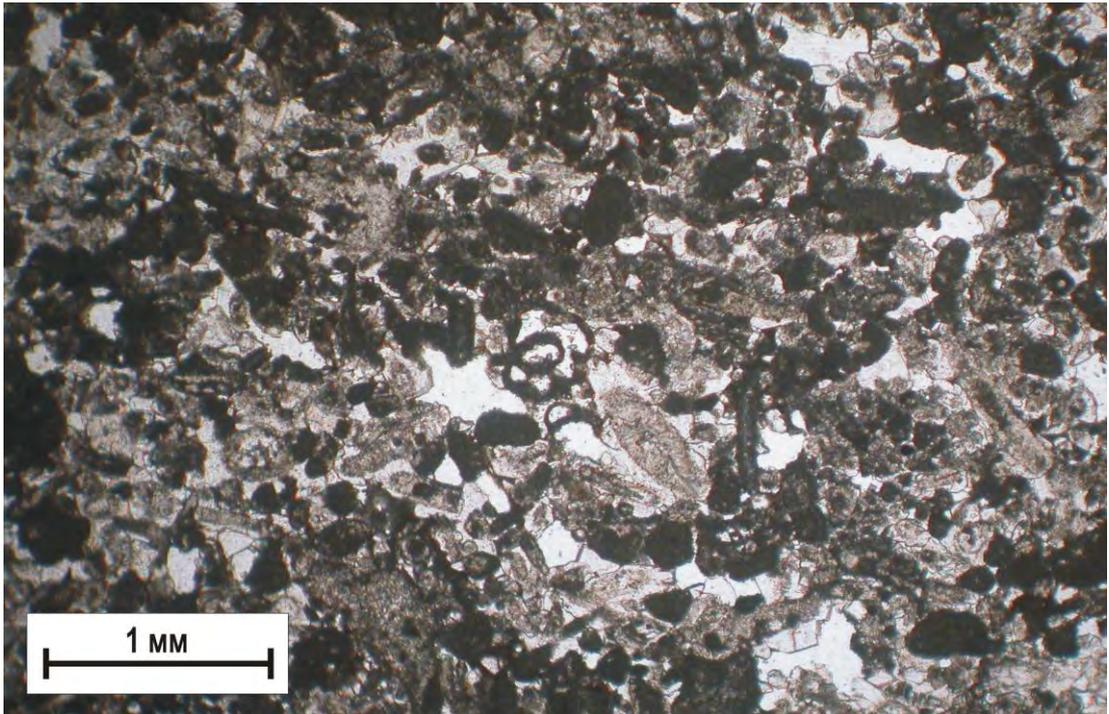


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного, кавернозного, нефтенасыщенного.

Кизеловский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6750. Гл. 1403,3 м.
Обр. 34.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 48

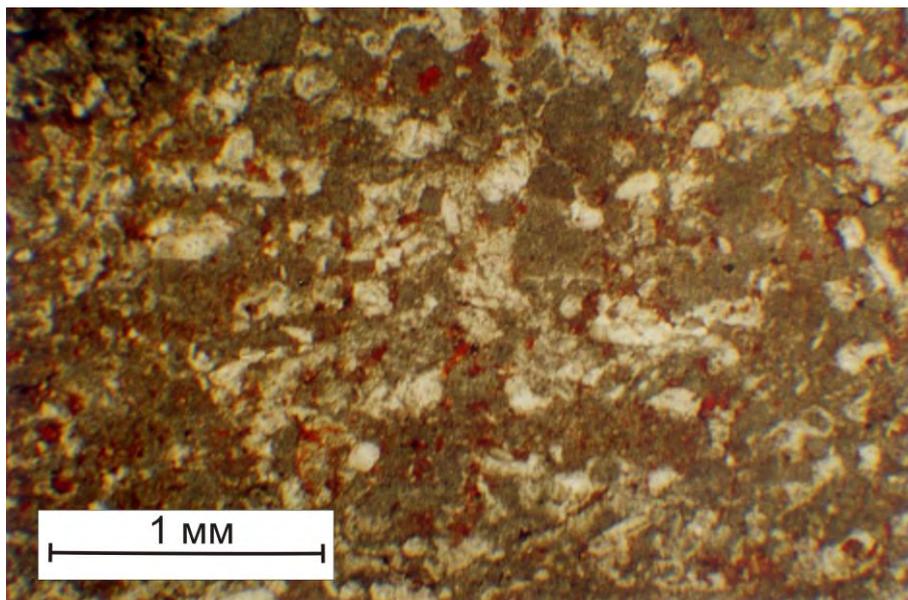


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-фитозоогенного, кавернозного. Каверны заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=8,7\%$, $K_{np}=0,36 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Кизеловский горизонт (нижняя часть). Ново-Елховское месторождение. Скв. 561а. Гл. 1046,4-1051,4 м. Обр. 69б.

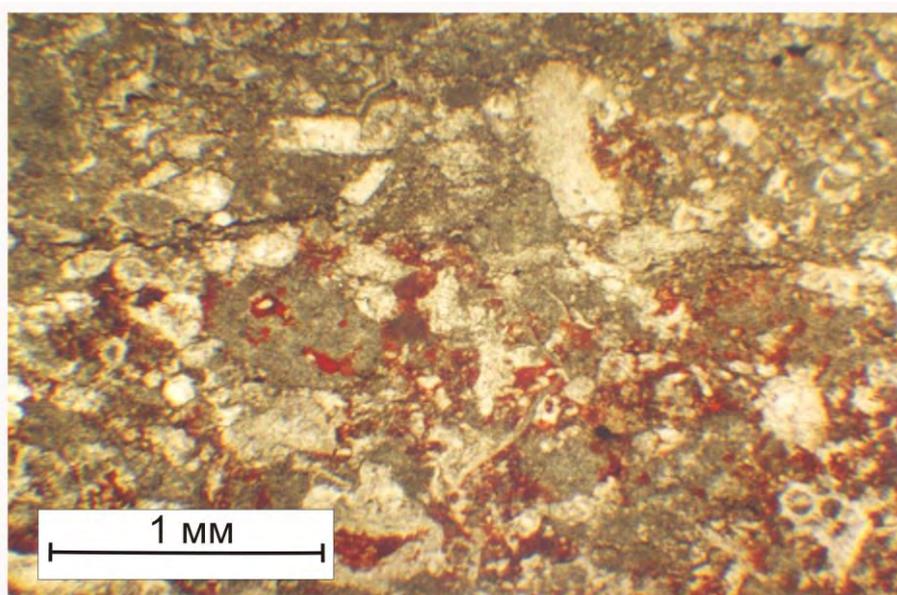


Фото 2. Шлиф. Переход кавернозного кавернозного биокластово-фитозоогенного известняка (внизу) в плотный биокластово-фитогенный (вверху). Пустоты заполнены смолой (красно-коричневое). Один николь.

$K_n=8,16\%$, $K_{np}=130 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Черепетский горизонт, верхняя часть. Черемшанская площадь. Скв. 502. Гл. 1111,2-1114,2 м. Обр. 42б.

Таблица 49



Фото 1. Образец доломита вторичного, неравномерно кавернозного, нефтебитумонасыщенного. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1266,1 м. Обр. 97.



Фото 2. Образец доломита вторичного, плотного (светлое) в неравномерно кавернозном биокластово-зоогенном известняке (темное). Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1270,6 м. Обр. 111.

Таблица 50

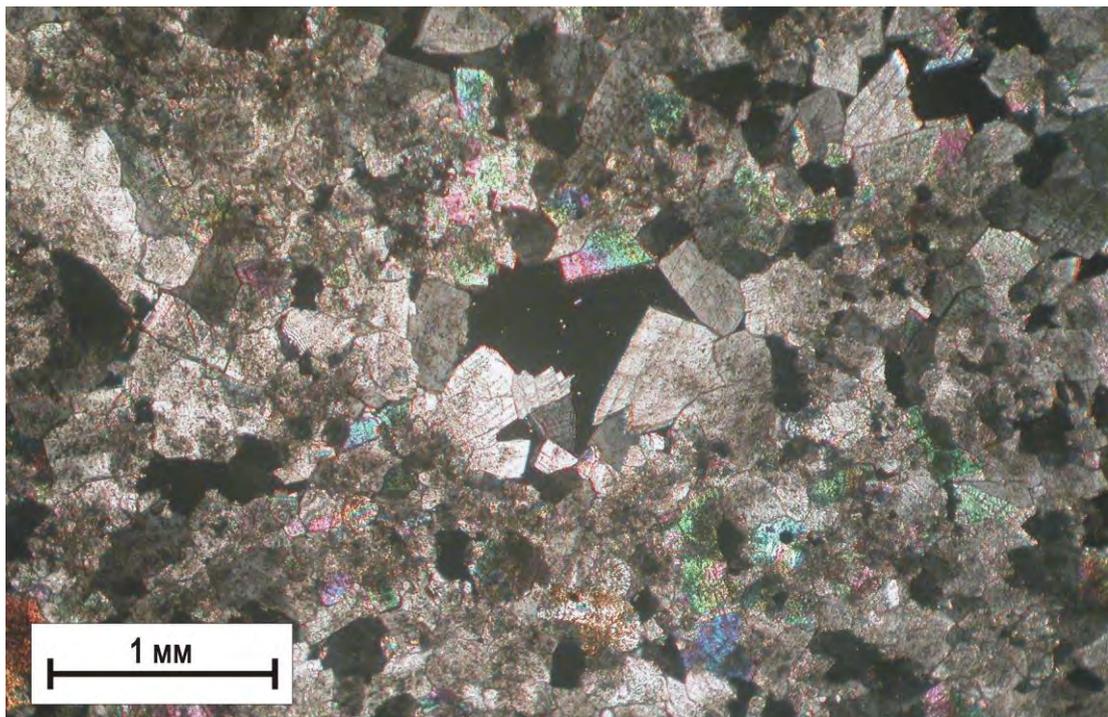
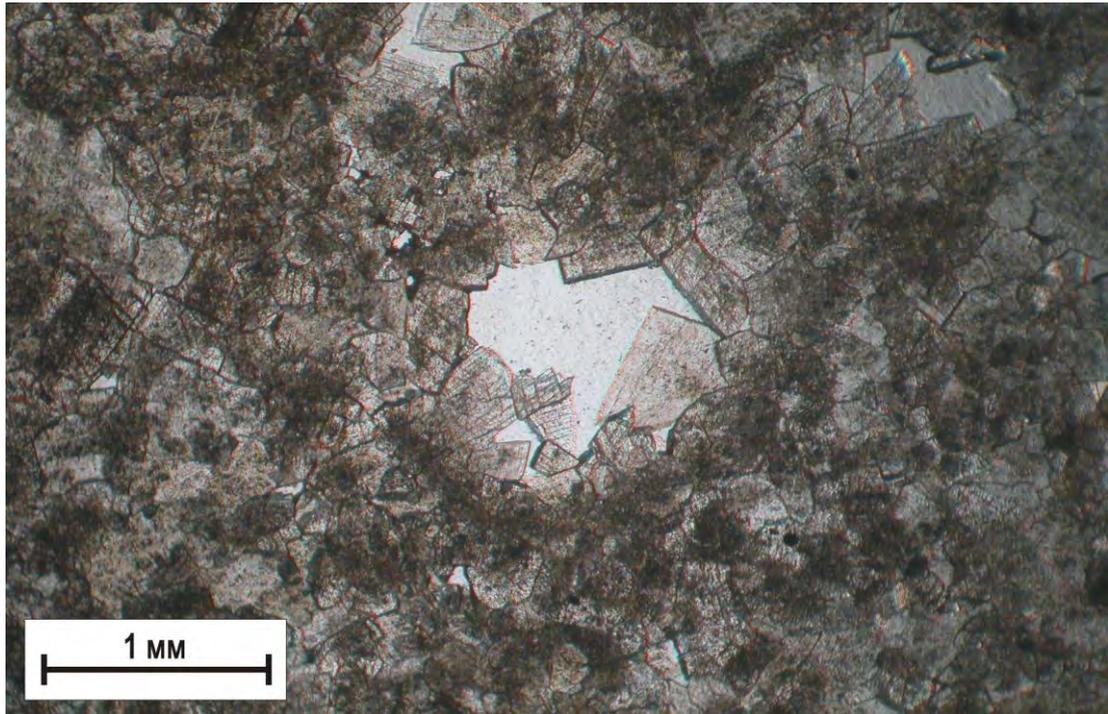


Фото 1. Шлиф доломита вторичного. Плотная порода с редкими кавернами. Зона древнего водонефтяного контакта.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1266,4 м. Обр. 98.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 51

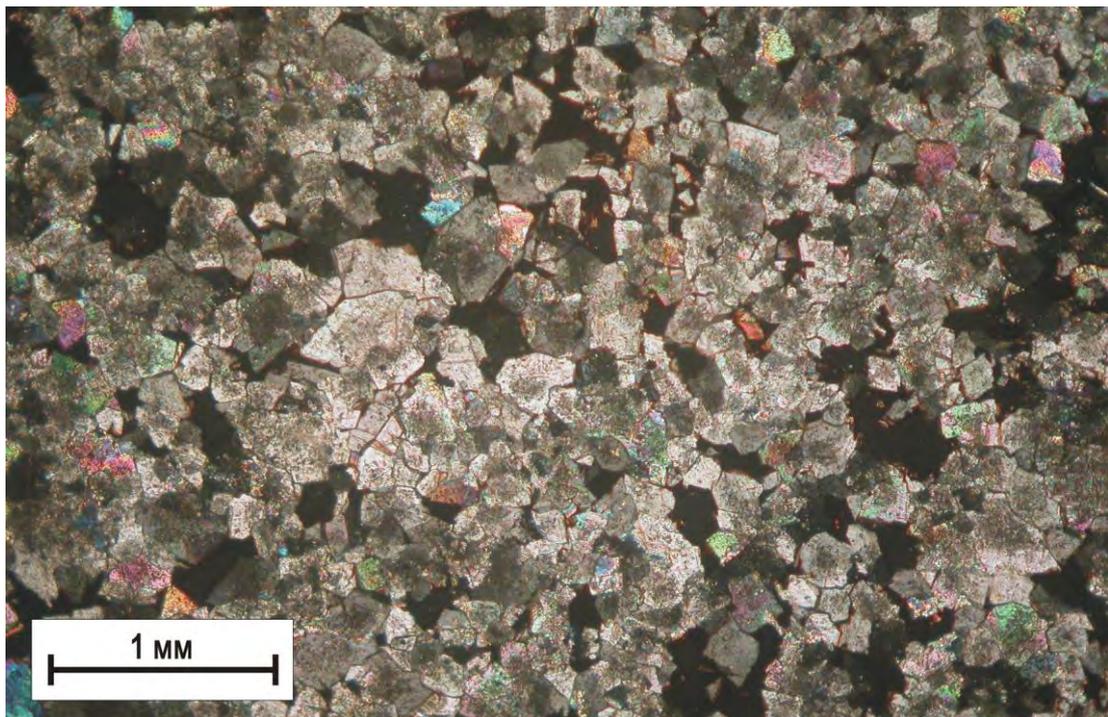
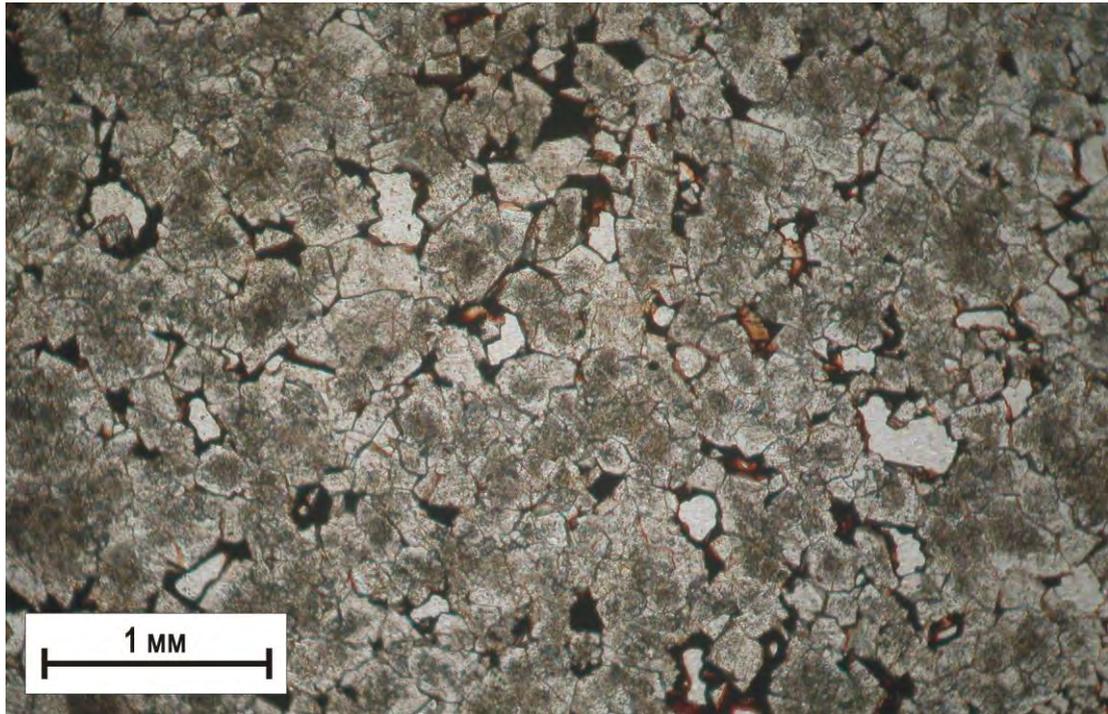


Фото 1. Шлиф доломита вторичного, пористого. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1270,6 м. Обр. 111.

Верхний снимок – один николю, нижний – николи скрещены.

Таблица 52

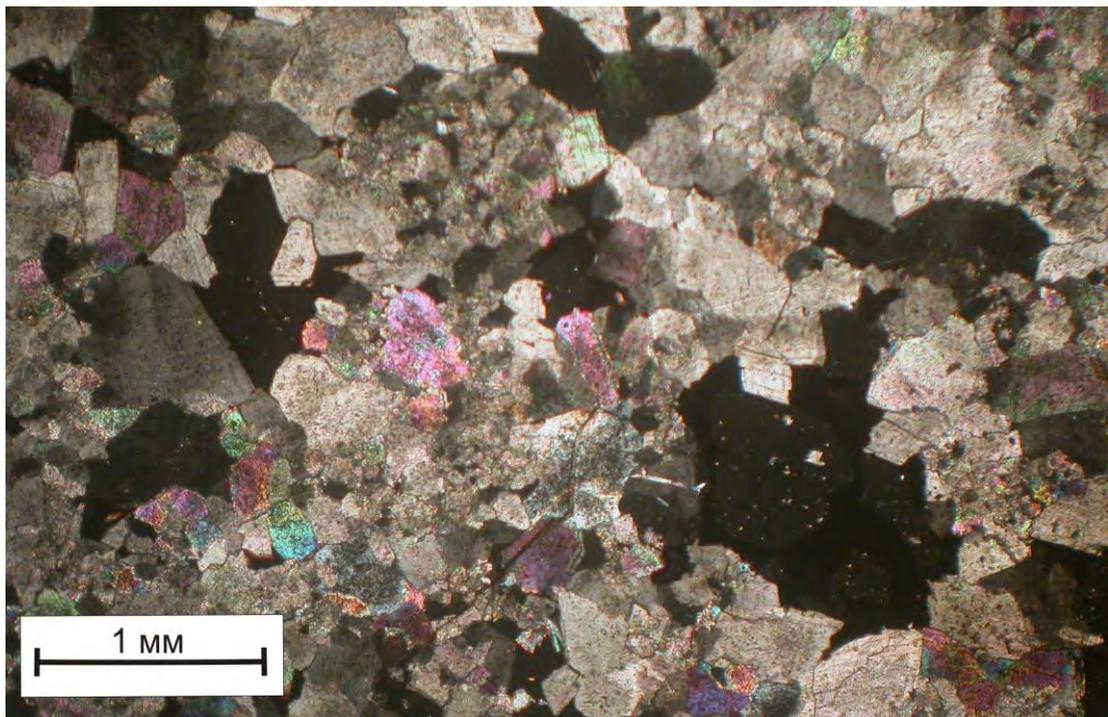
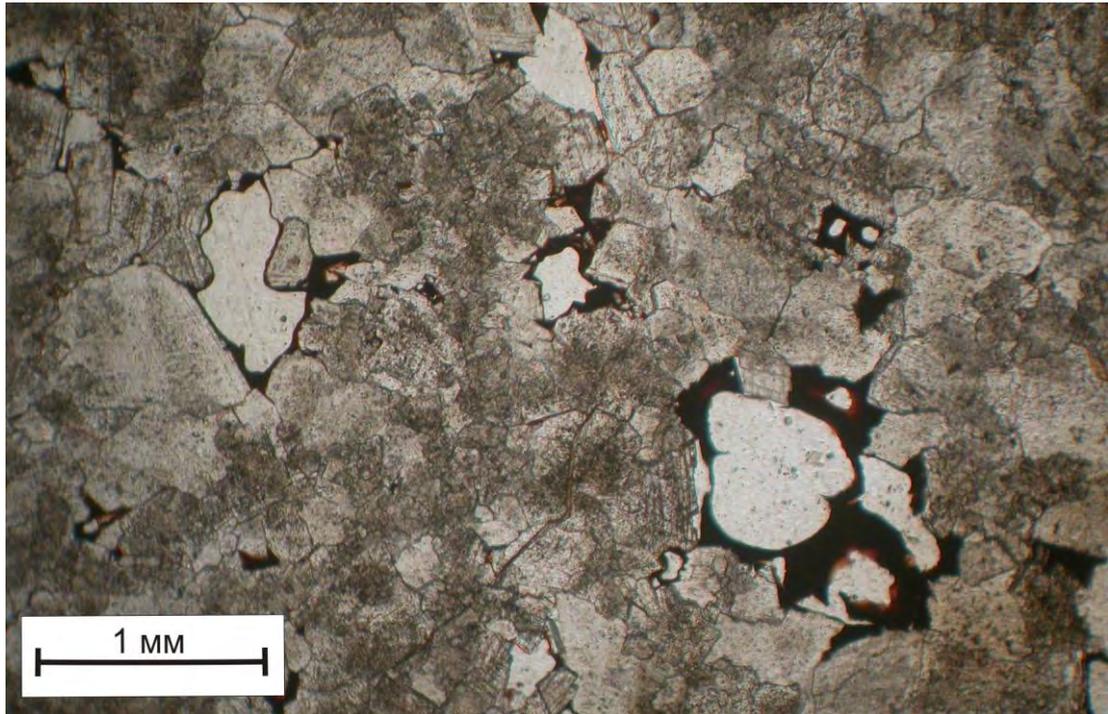


Фото 1. Шлиф доломита вторичного, неравномерно кавернозного. Зона древнего водонефтяного контакта.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1269,0 м. Обр. 106.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 53

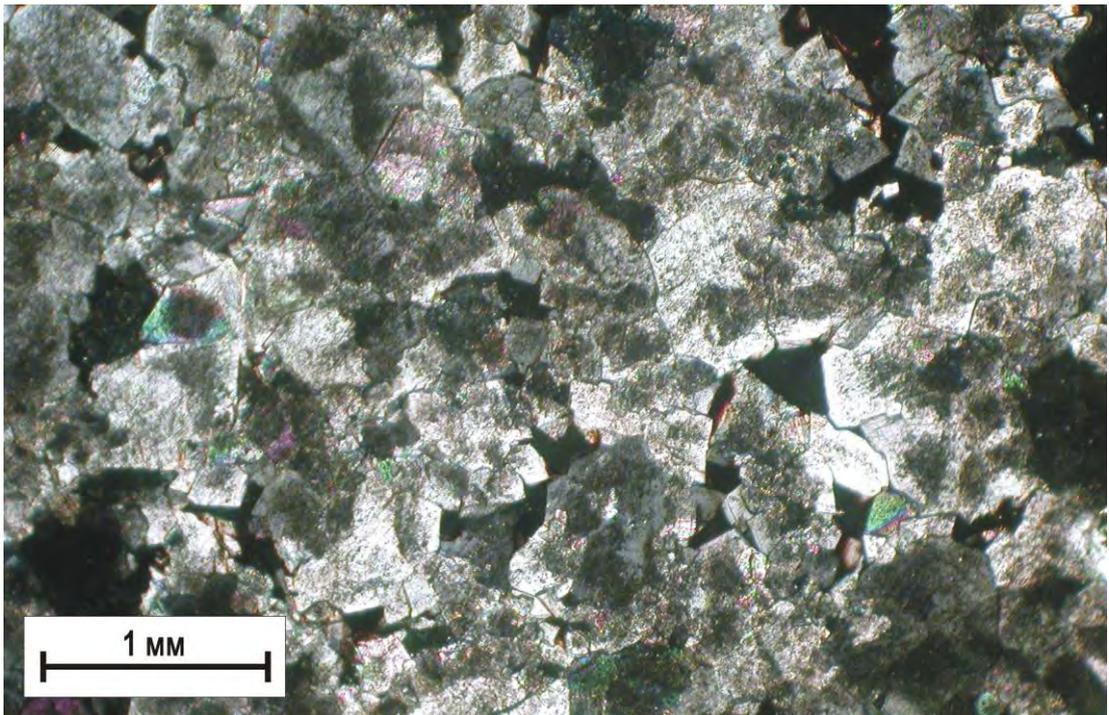
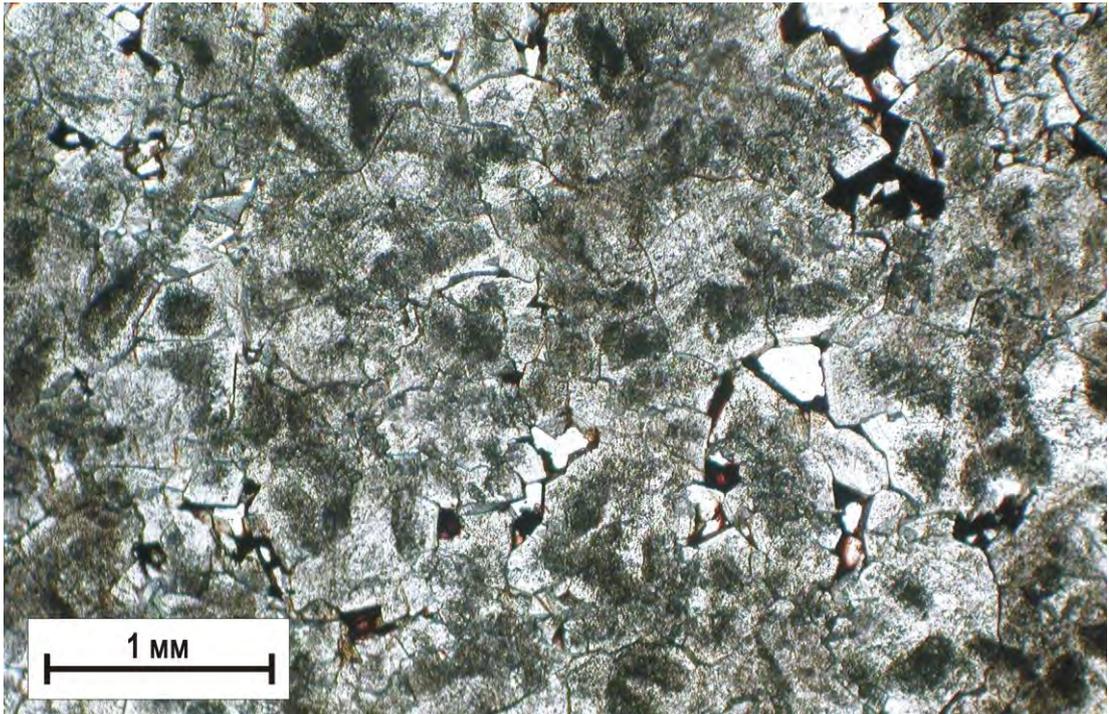


Фото 1. Шлиф доломита вторичного, пористого. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1271,3 м. Обр. 112.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 54

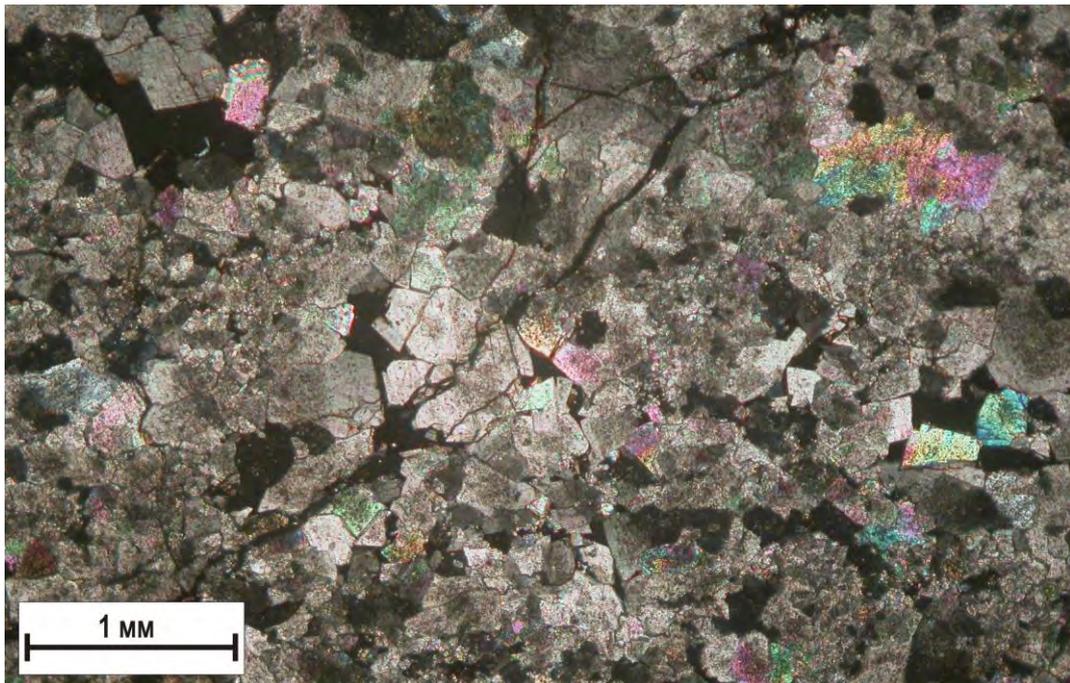
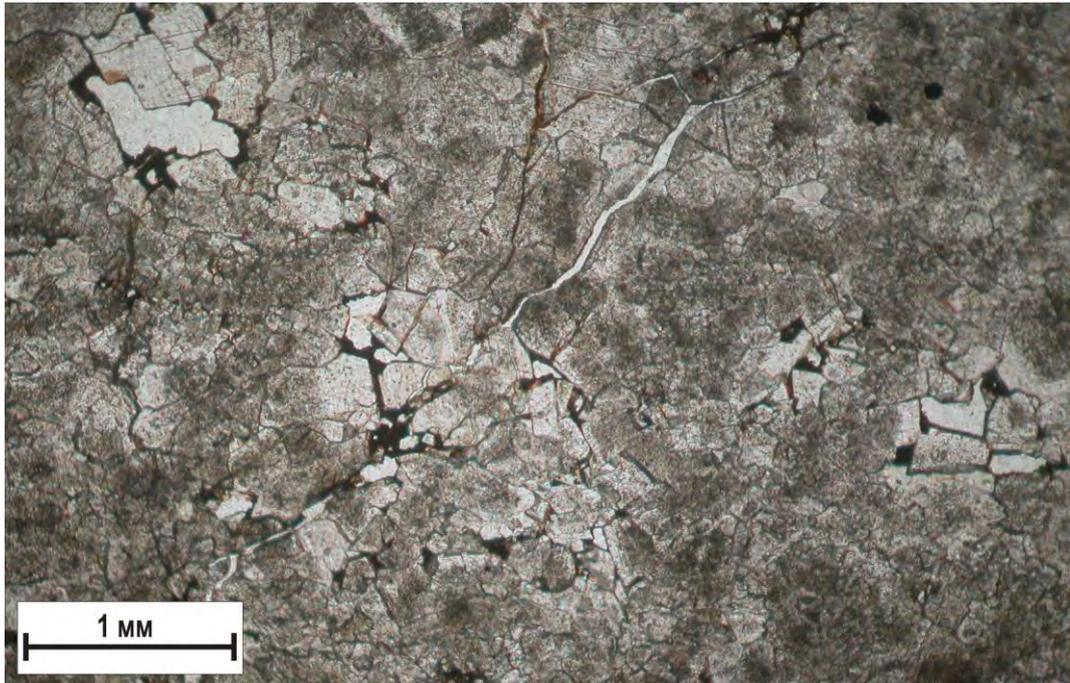


Фото 1. Шлиф доломита вторичного, пористого, трещиноватого. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1268,6 м. Обр. 105.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 55

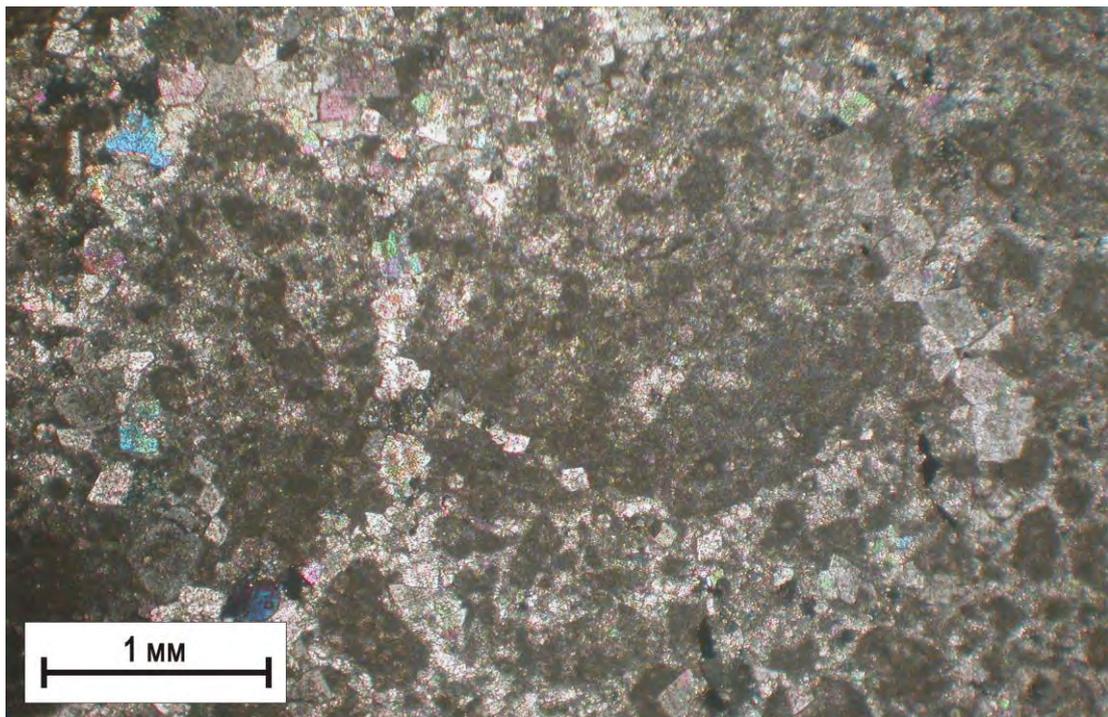
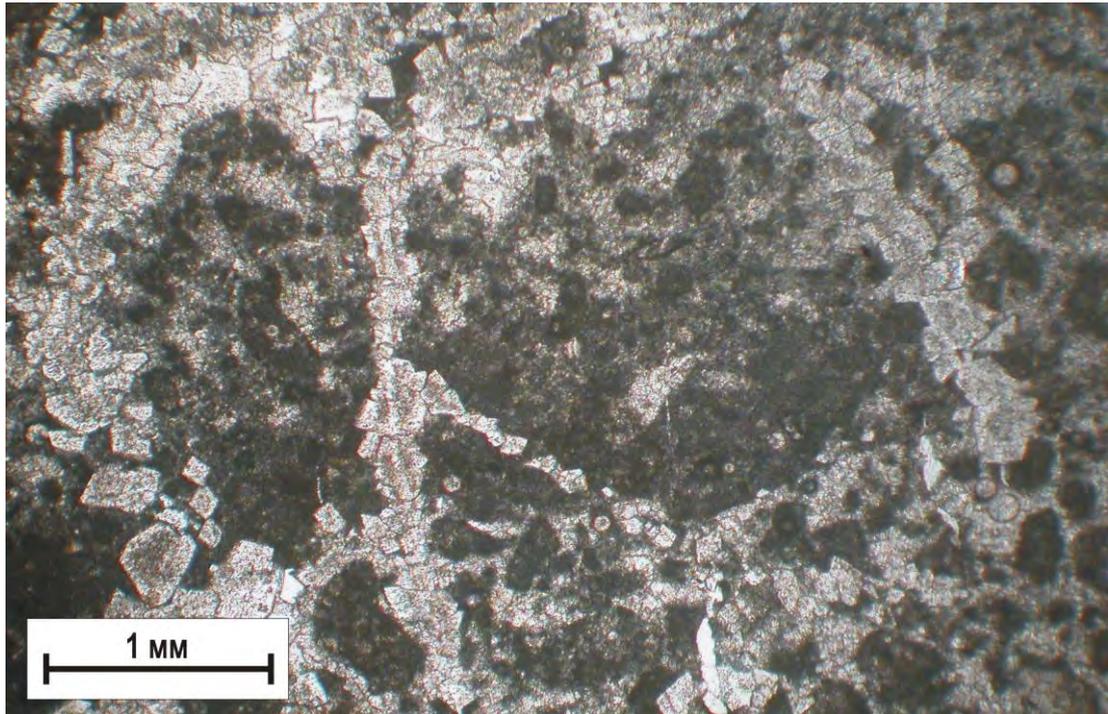


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, с многочисленными трещинками, выполненными вторичным кальцитом и доломитом. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1166,4 м. Обр. 99.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 56

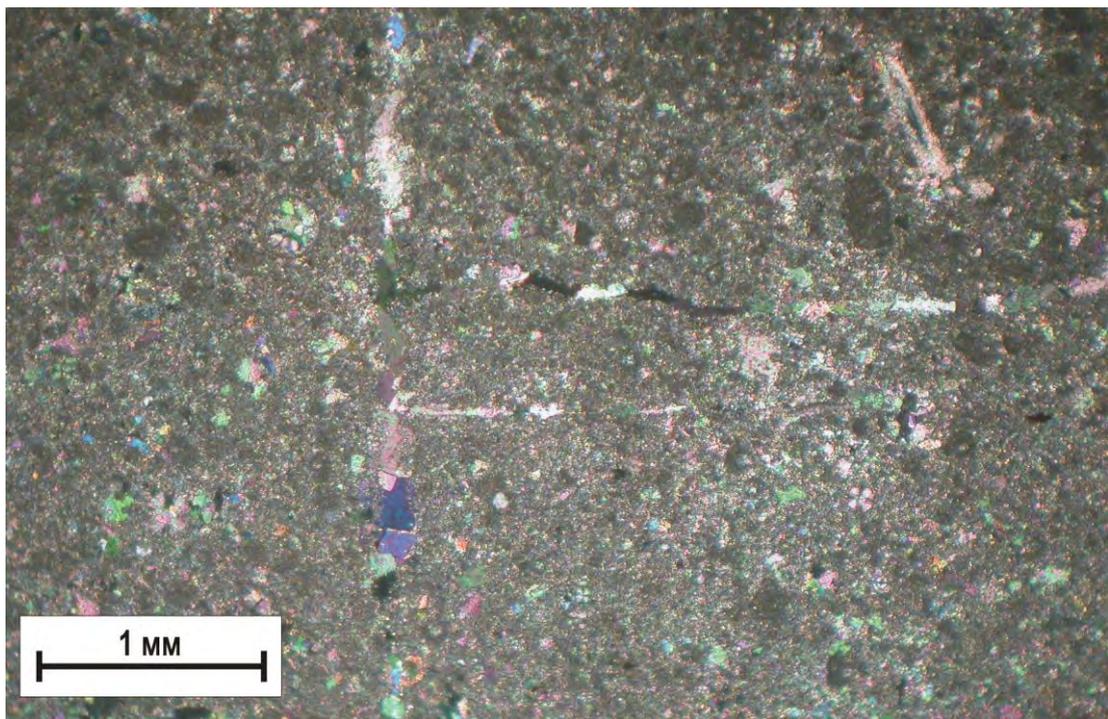
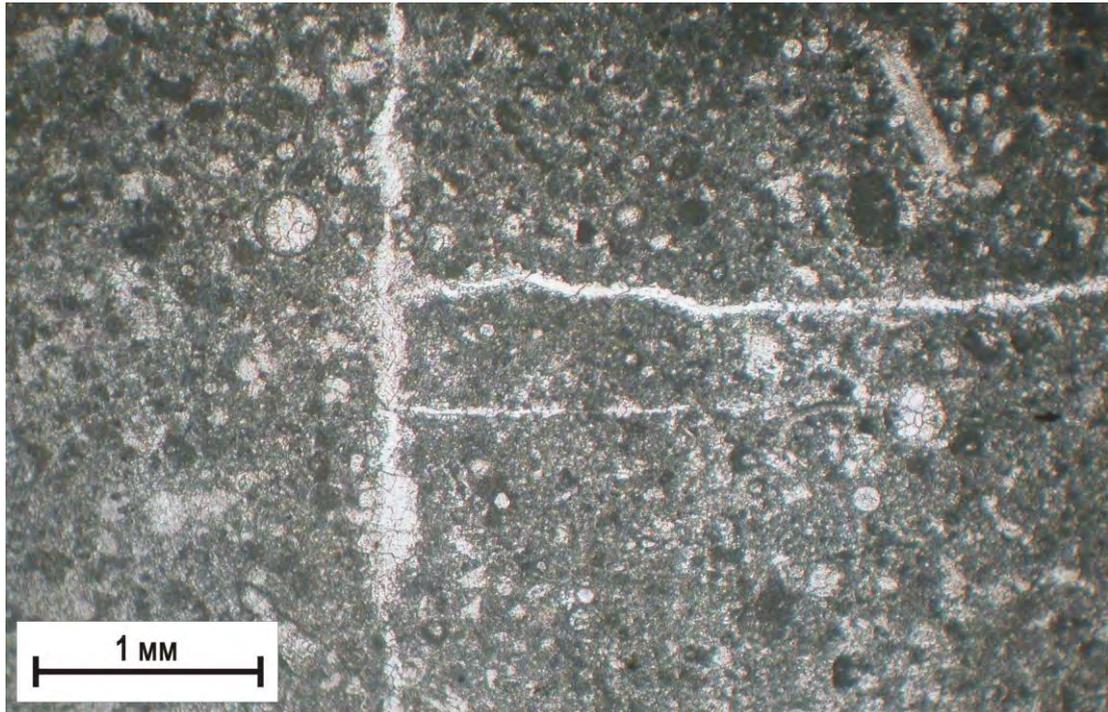


Фото 1. Шлиф известняка пелитоморфно-мелкозернистого с редкими включениями биокластов. Сечется субвертикальными и субгоризонтальными трещинками, выполненными мелкосреднезернистым кальцитом.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1273,2 м. Обр. 115.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 57

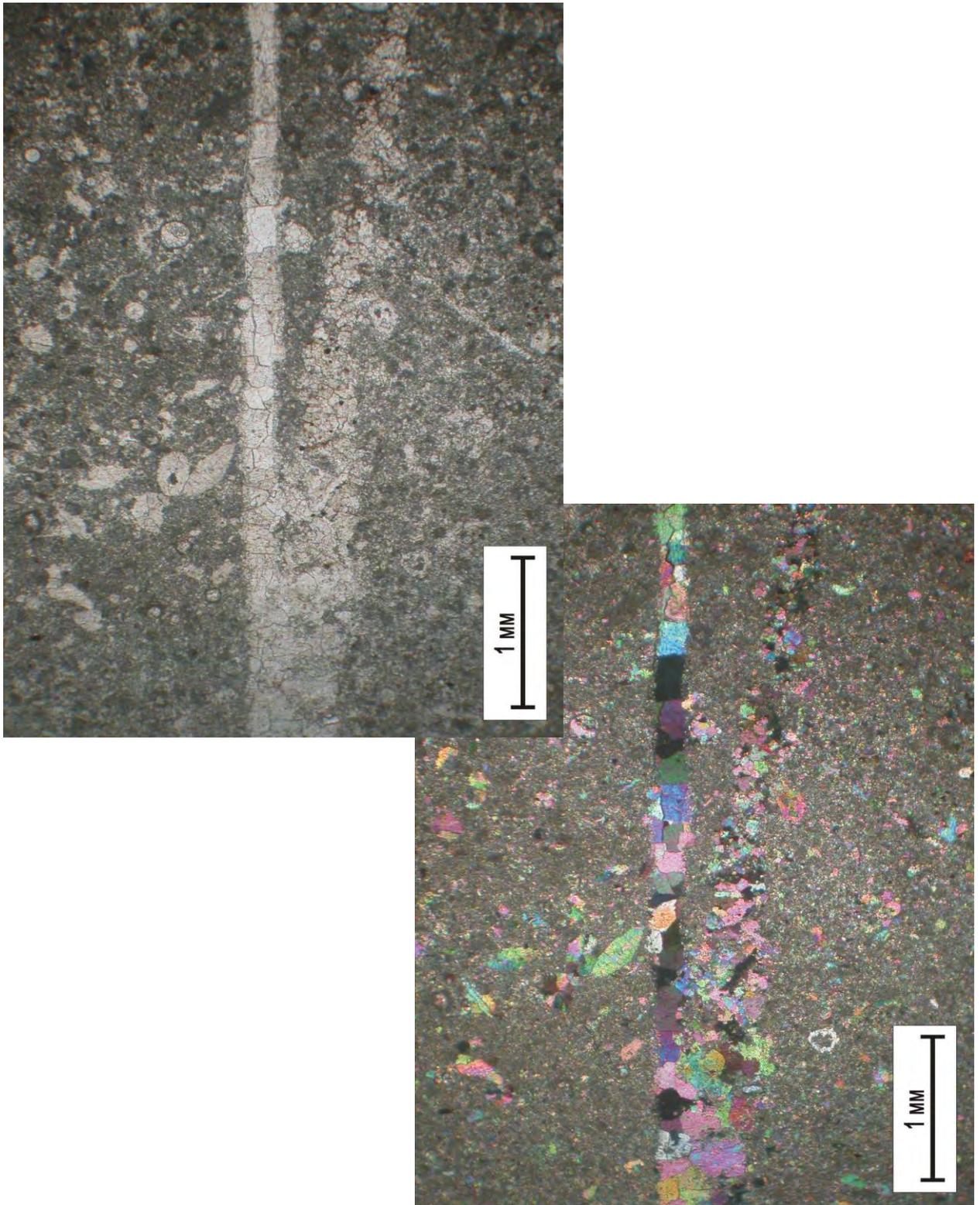


Фото 1. Шлиф известняка пелитоморфно-мелкозернистого с редкими включениями биокластов. Сечется субвертикальными трещинками, выполненными мелкосреднезернистым кальцитом.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1273,2 м. Обр. 115.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 58

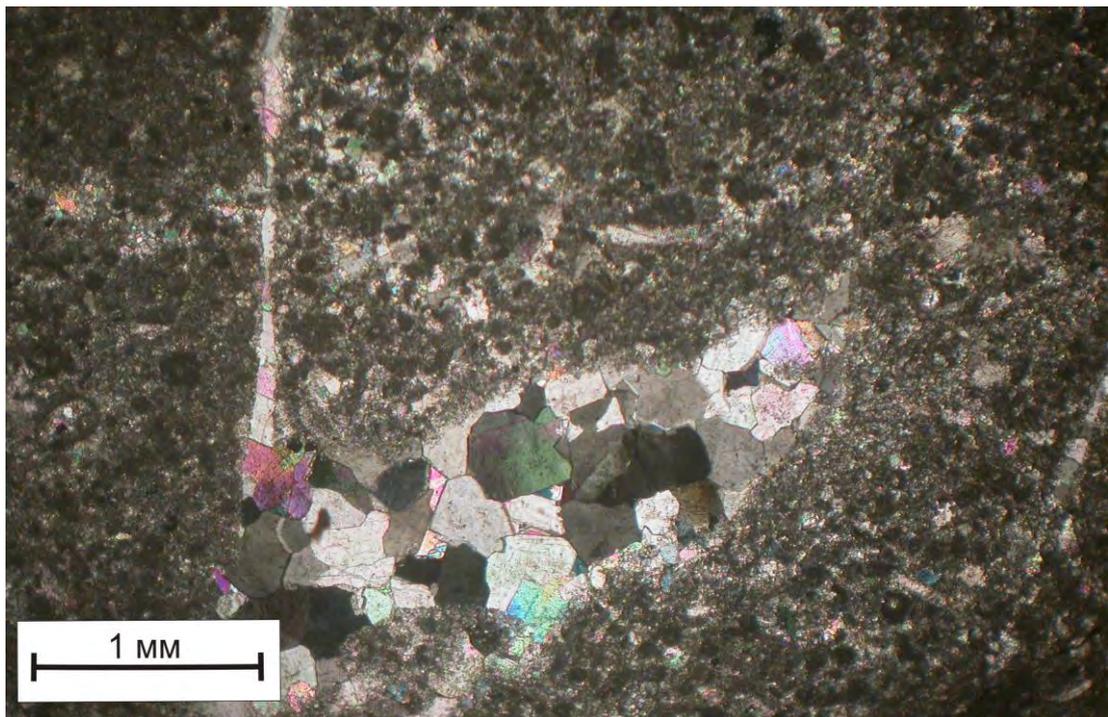
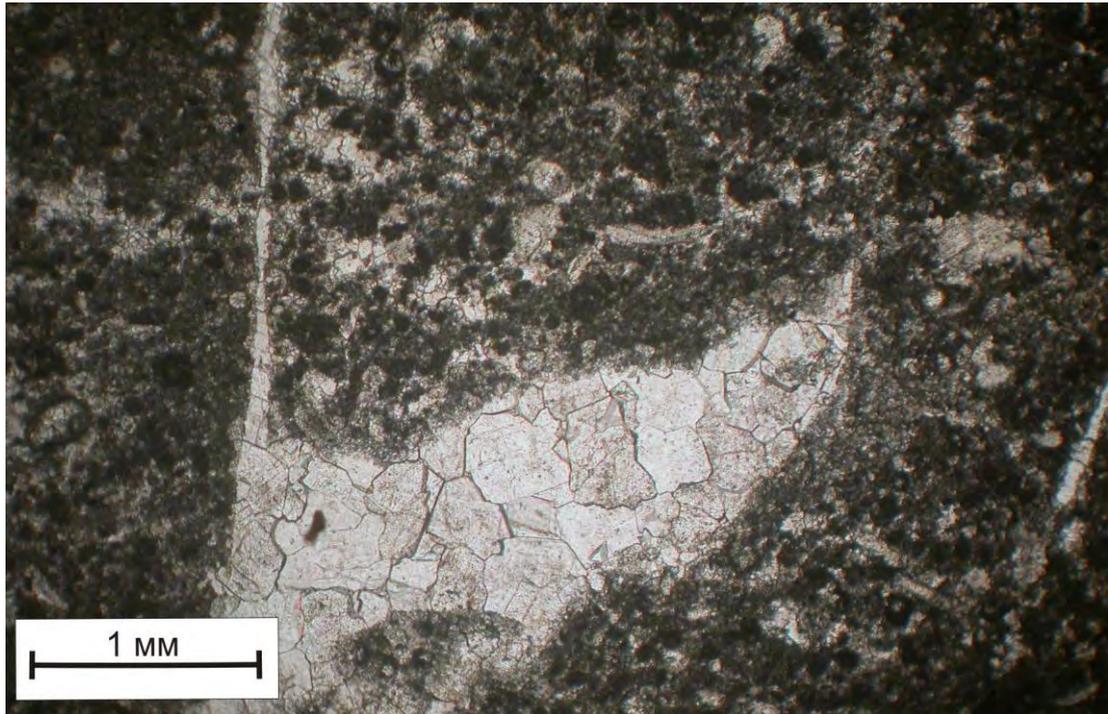


Фото 1. Шлиф известняка пелитоморфно-мелкозернистого с включениями биокластов. Полости трещин и каверн выполнены мелко-крупнозернистым кальцитом. Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1274,0 м. Обр. 116. Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 59

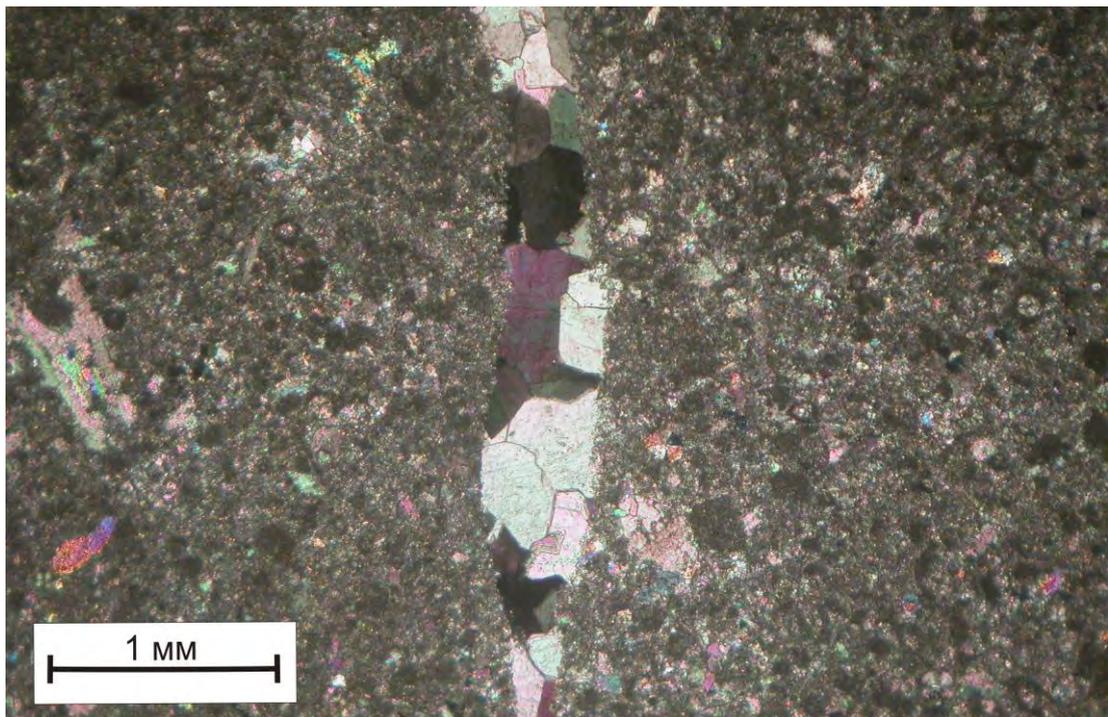
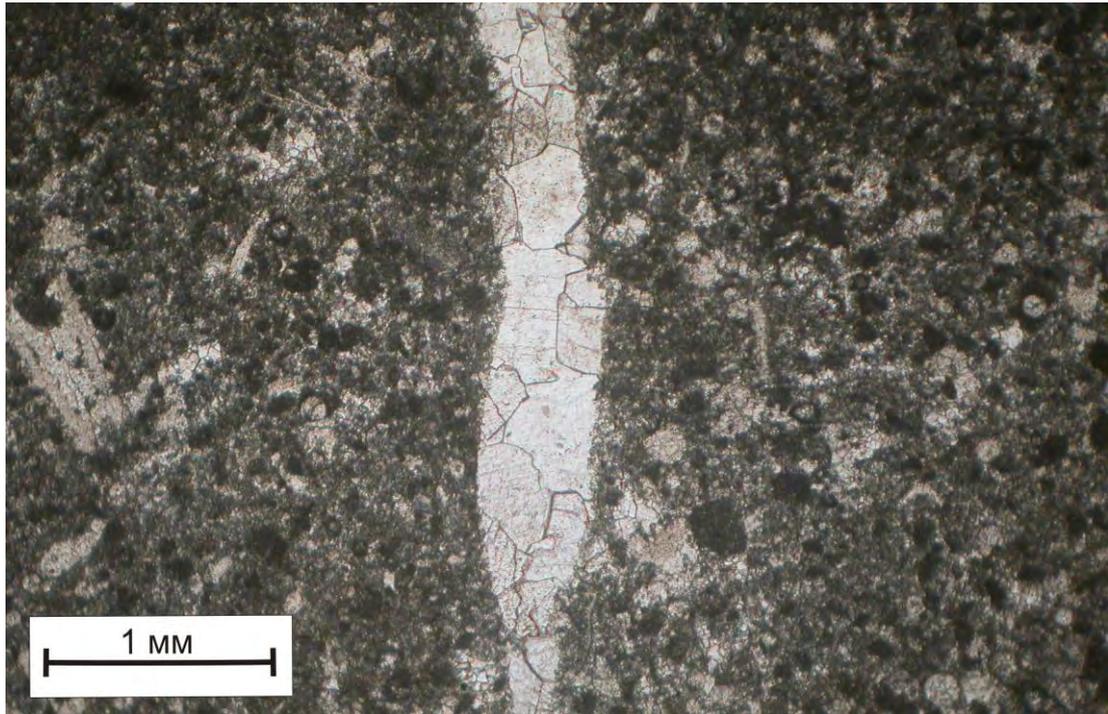


Фото 1. Шлиф известняка пелитоморфно-мелкозернистого с включениями биокластов. Полости трещин и каверн выполнены мелко-крупнозернистым кальцитом. Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1274,0 м. Обр. 116. Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 60

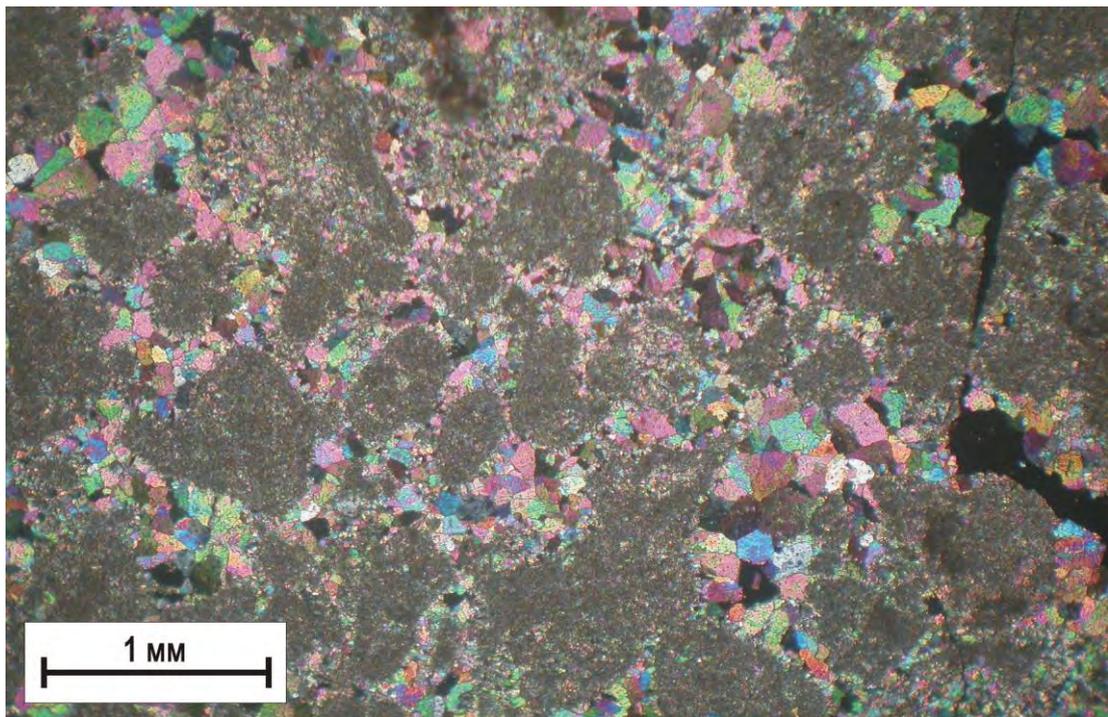
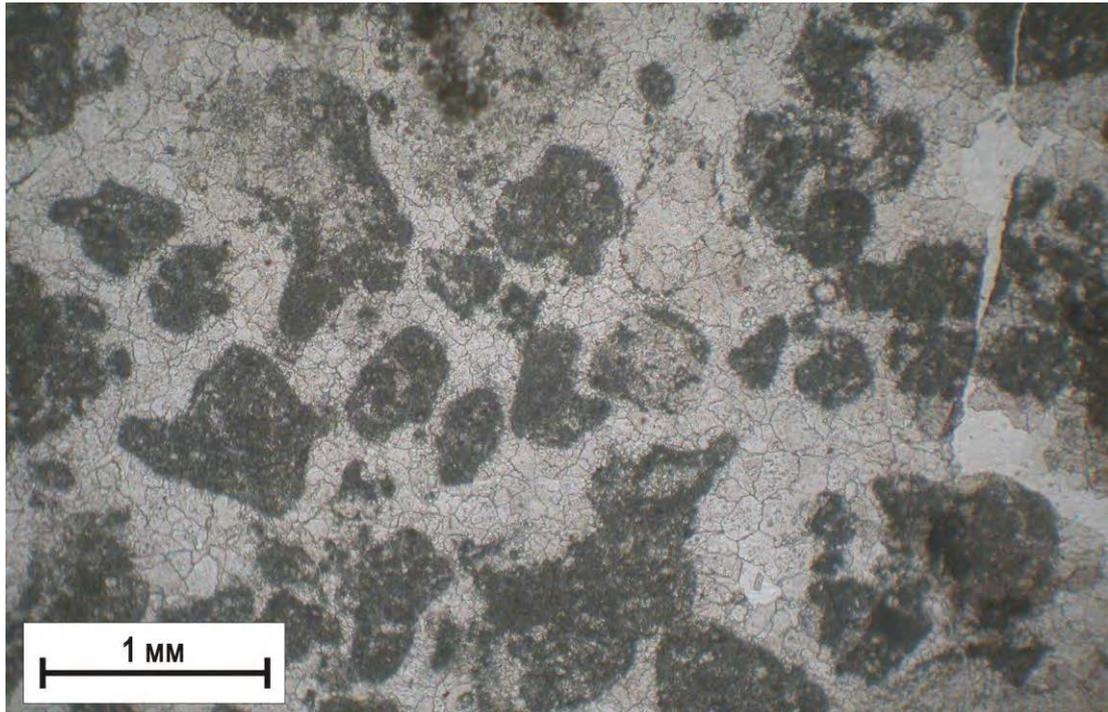


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного. Гранулированные органические остатки не затронуты кальцитизацией, тогда как цементирующий их кальцит перекристаллизован и частично выщелочен. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1266,4 м. Обр. 98.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 61

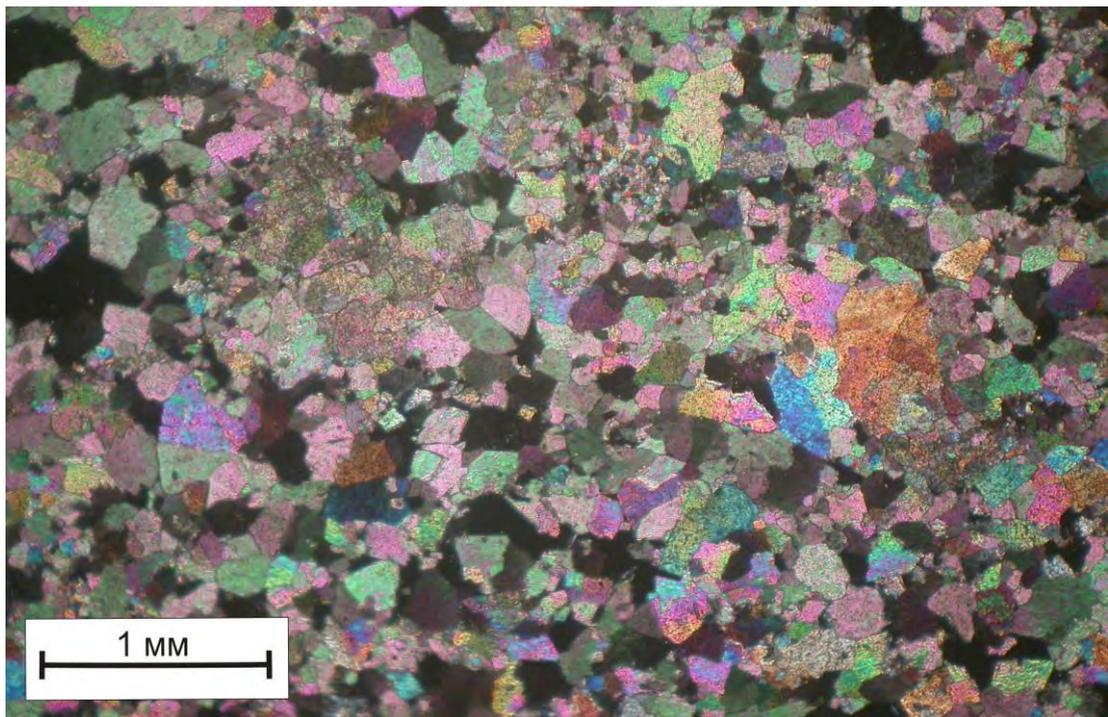
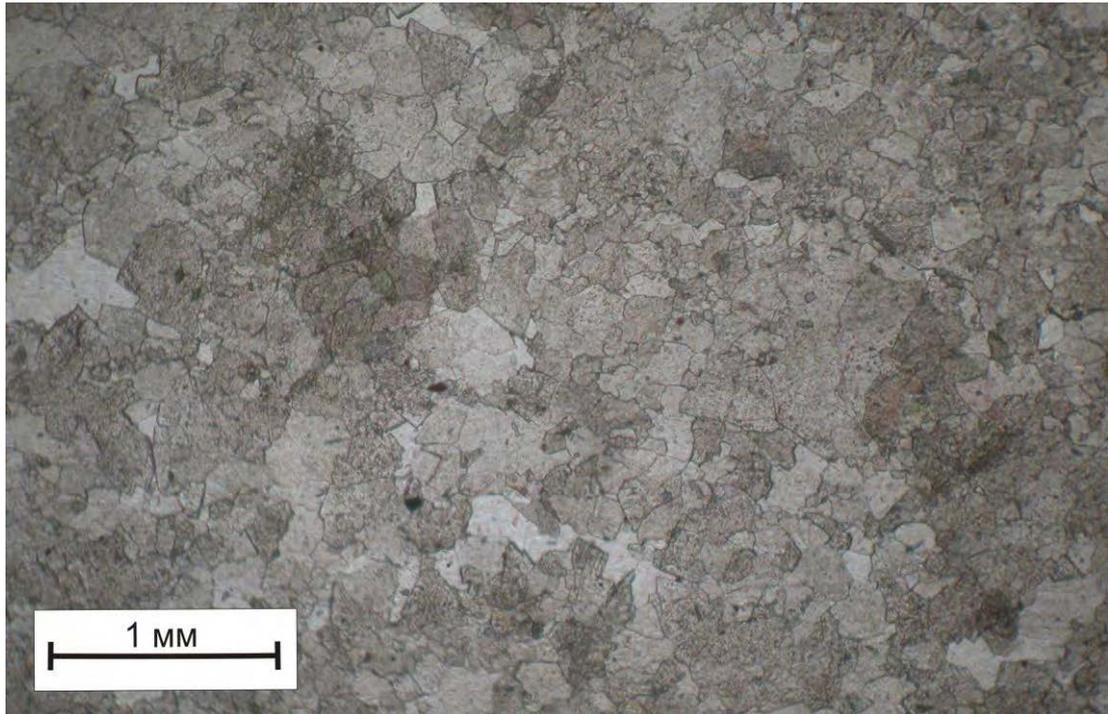


Фото 1. Шлиф. Агрегат вторичного кальцита, плотный. Замещает биокластово-зоогенный известняк. Зона древнего водонефтяного контакта.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1269,3 м. Обр. 107.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.



Фото 1. Образец.
Гнездовидное выделение агрегата ангидрита (светлое) в нефтенасыщенном биокластово-зоогенном известняке.
Кизеловский горизонт.
Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1296,6 м. Обр. 25.

Фото 2. Образец.
Гнездовидное выделение агрегата ангидрита (светло-серое) и гипса (темно-серое) в нефтенасыщенном биокластово-зоогенном известняке.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1300,9 м. Обр. 46.



Таблица 63



Фото 1. Образец. Прожилково-гнездовидные выделения ангидрита (светлое) в нефтенасыщенном биокластово-фитозоогенном известняке.
Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Обр.24.



Фото 2. Образец. Гнездовидное выделение ангидрита (серое) в биокластово-фитогенном известняке. Зона древнего водонефтяного контакта.
Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1165,5 м.
Обр. 99.

Таблица 64

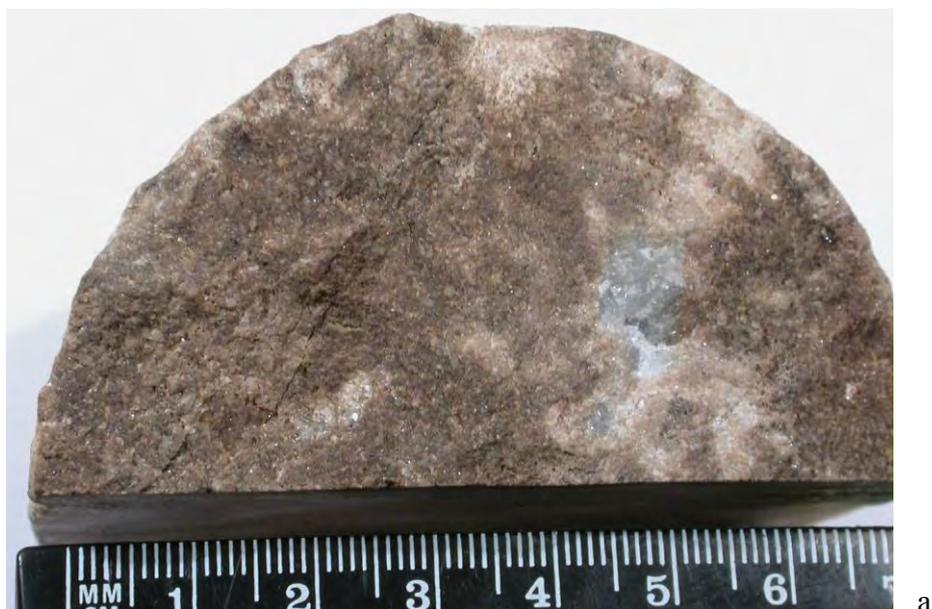


Фото 1. Образец. Прожилково-гнездовидные выделения агрегатов ангидрита (светлое) в биокластово-зоогенном известняке. Зона древнего водонефтяного контакта. Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1174,2 м. Обр. 119.
а – скол перпендикулярно оси керна, б – скол параллельно оси керна, в – боковая поверхность керна.

Таблица 65

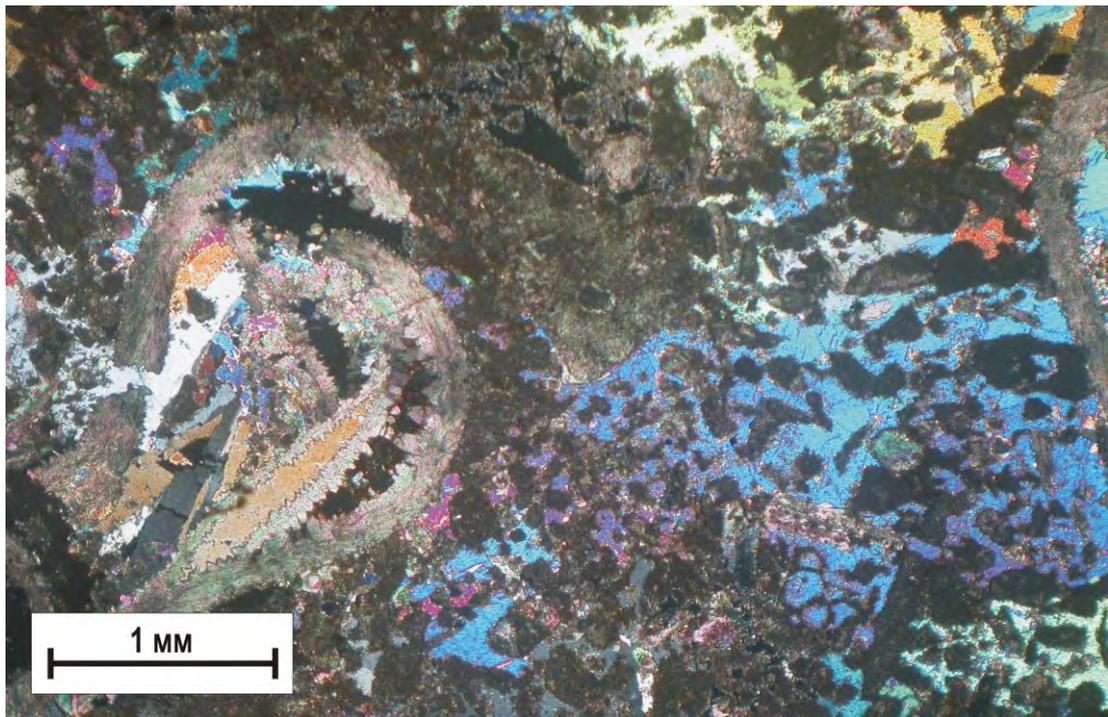
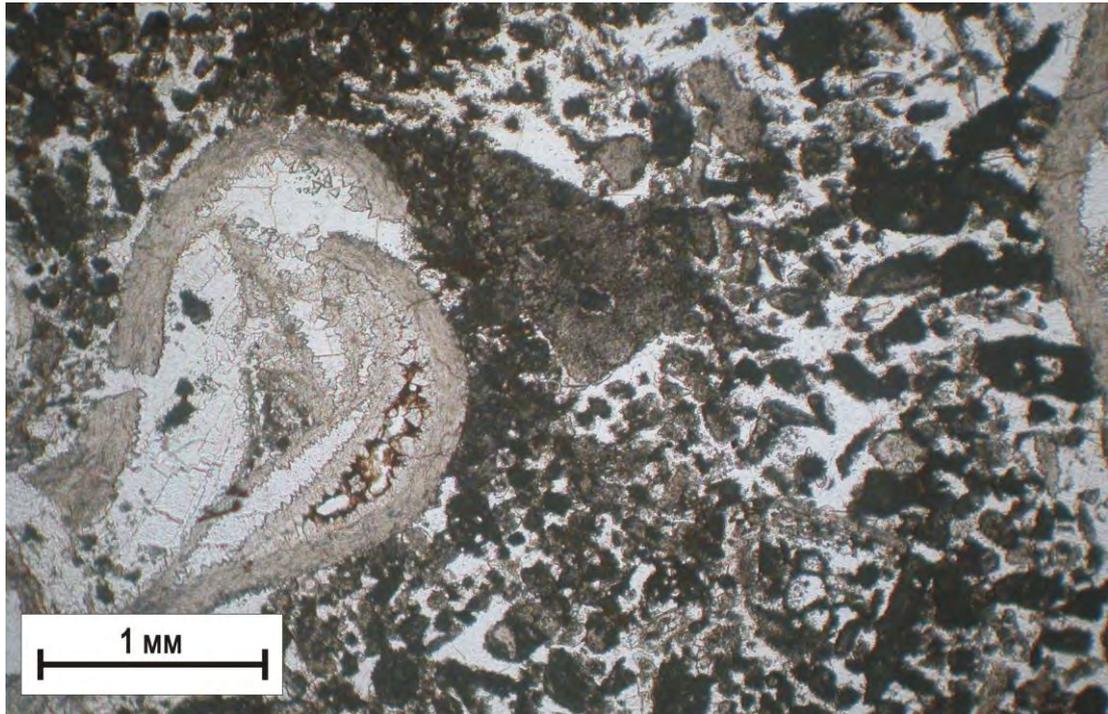


Фото 1. Шлиф. Выделения ангидрита (цветное на нижнем снимке) и гипса (серое на нижнем снимке) в биокластово-зоогенном известняке.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1300,7 м.

Обр. 45.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 66

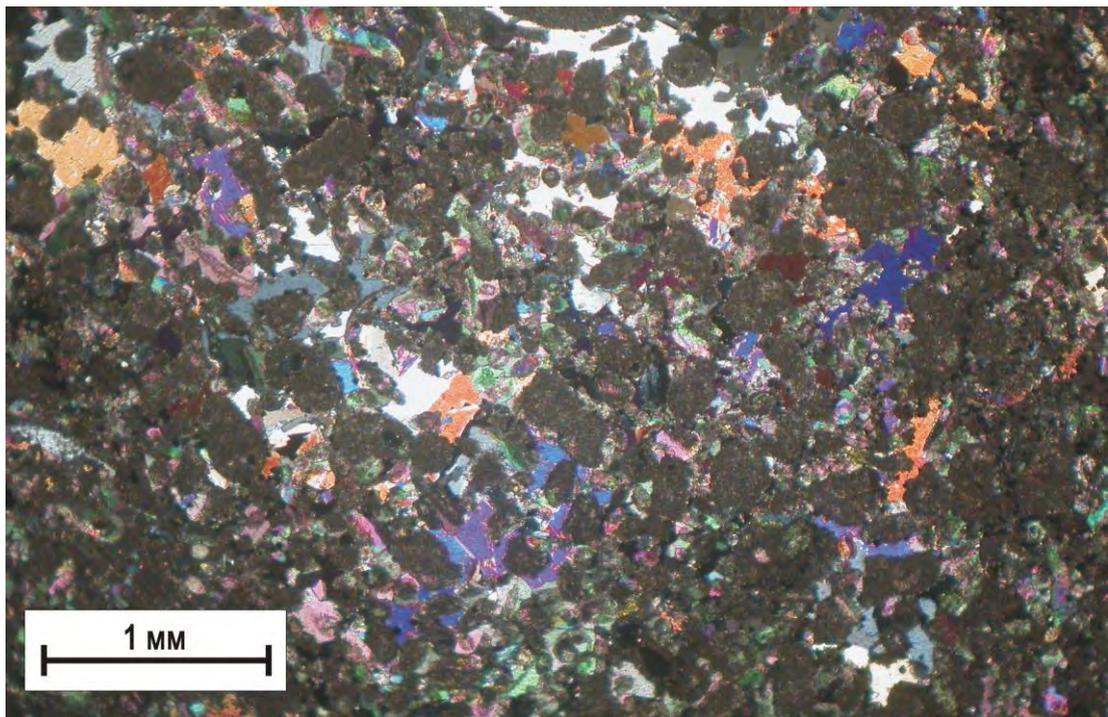
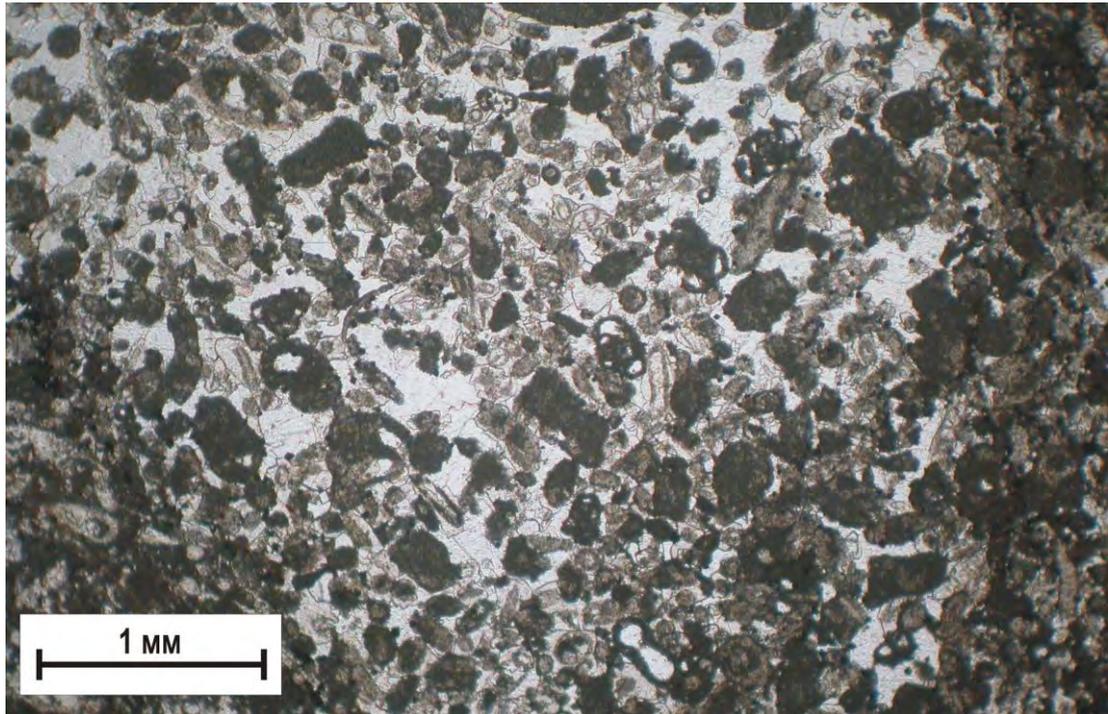


Фото 1. Шлиф. Выделения ангидрита (цветное на нижнем снимке) и гипса (серое на нижнем снимке) в биокластово-зоогенном известняке.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1297,9 м.

Обр. 24.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 67

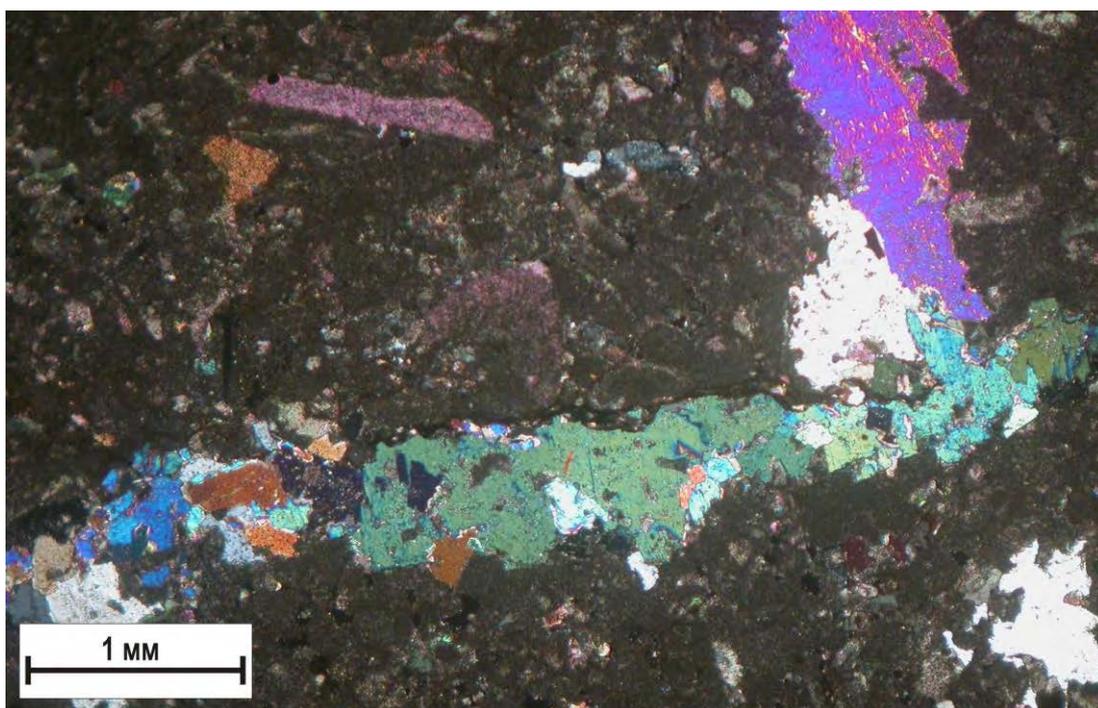
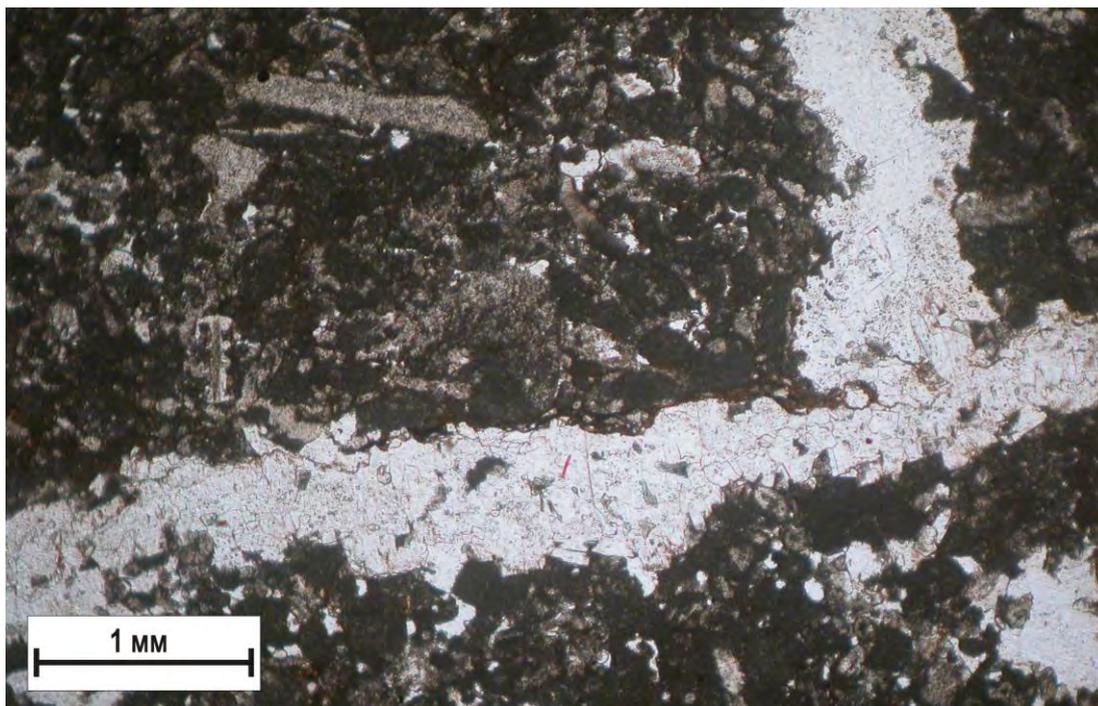


Фото 1. Шлиф. Прожилковые выделения агрегатов ангидрита (цветное на нижнем снимке) и гипса (серое на нижнем снимке) в биокластово-зоогенном известняке. Нефтенасыщенность неравномерная.

Кизеловский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6750. Гл. 1401,8 м.
Обр. 32.

Верхний снимок – один николю, нижний – николи скрещены.

Таблица 68

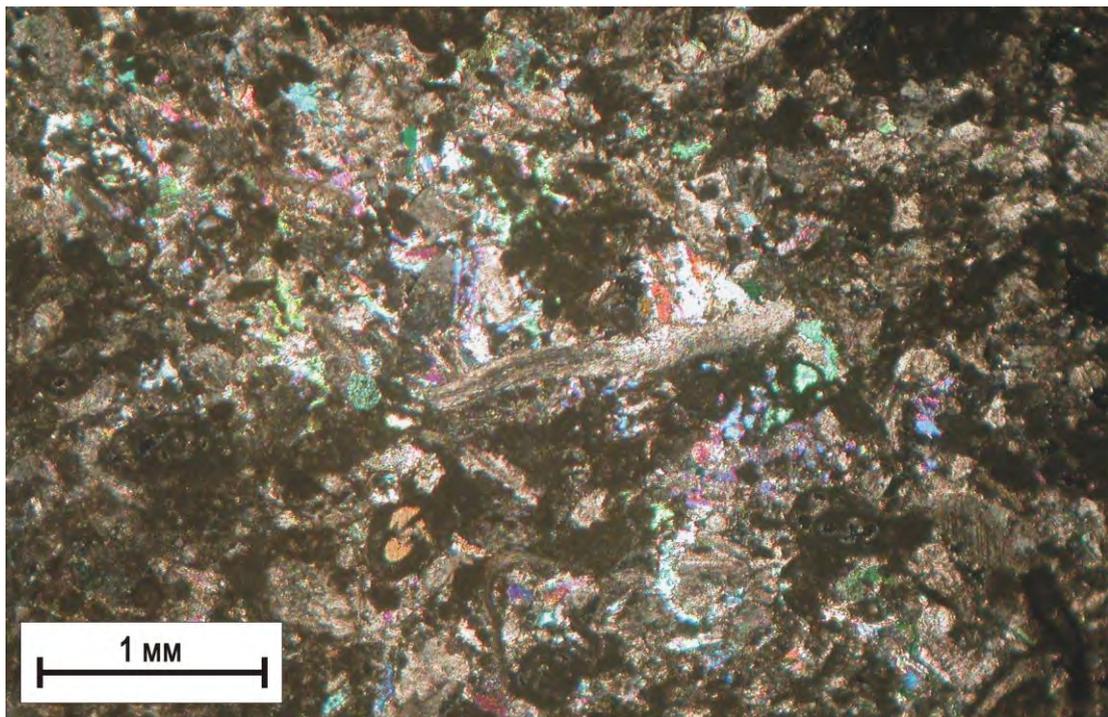
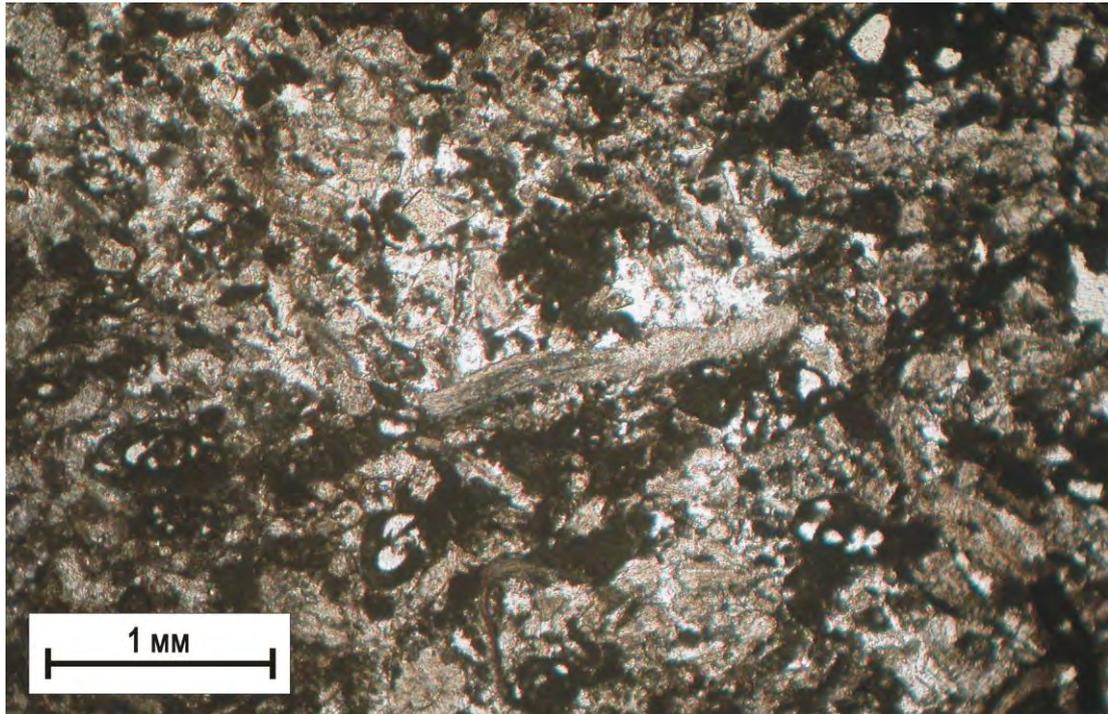


Фото 1. Шлиф. Выделения ангидрита (цветное на нижнем снимке) в биокластово-фитозоогенном известняке.

Черепетский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11521. Гл. 1116,1 м.

Обр. 49.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 69

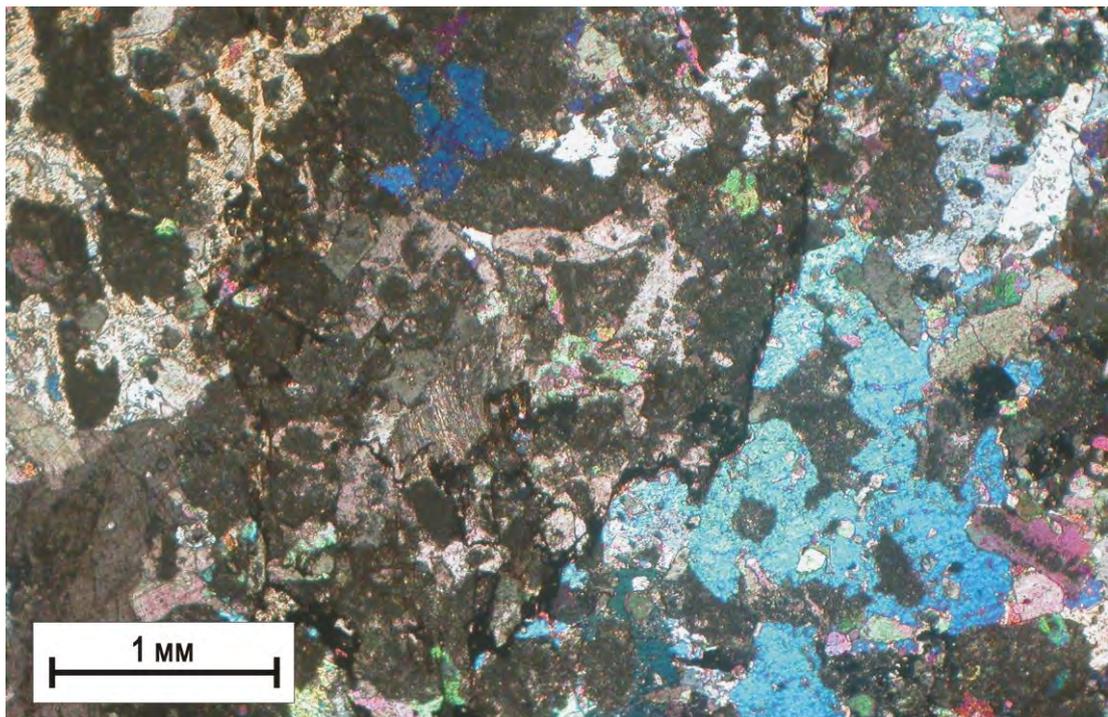
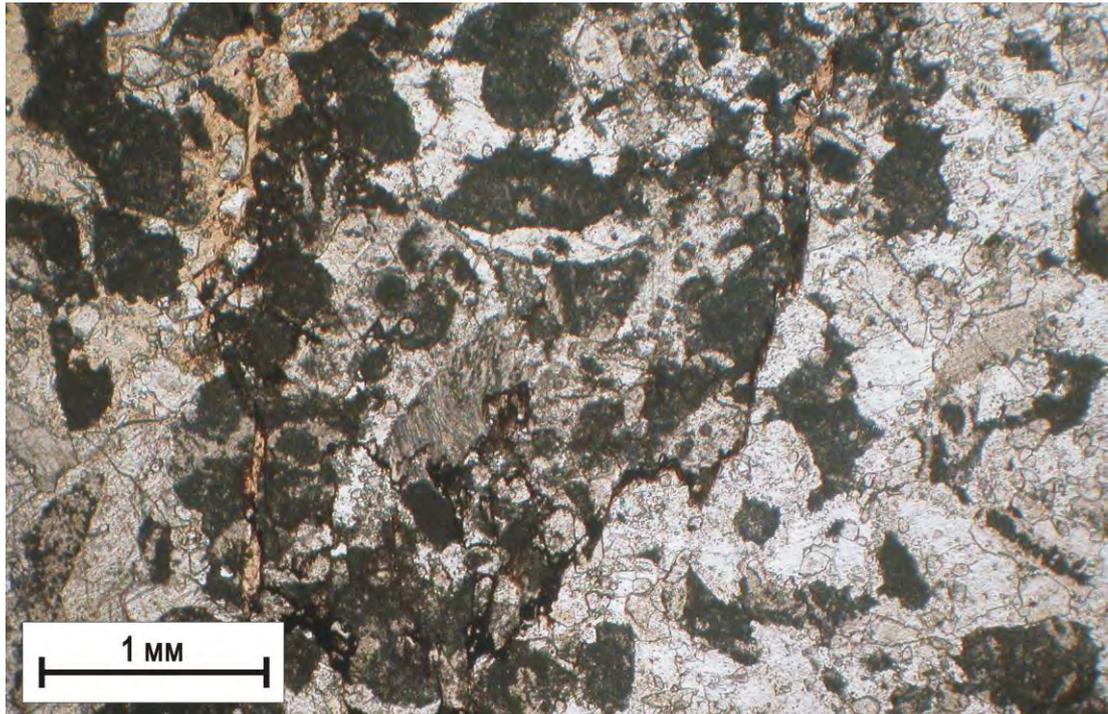


Фото 1. Шлиф. Выделения вторичного ангидрита (цветное на нижнем снимке) вблизи стилолитового шва в биокластово-зоогенном известняке Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1171,8 м. Обр. 112.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 70

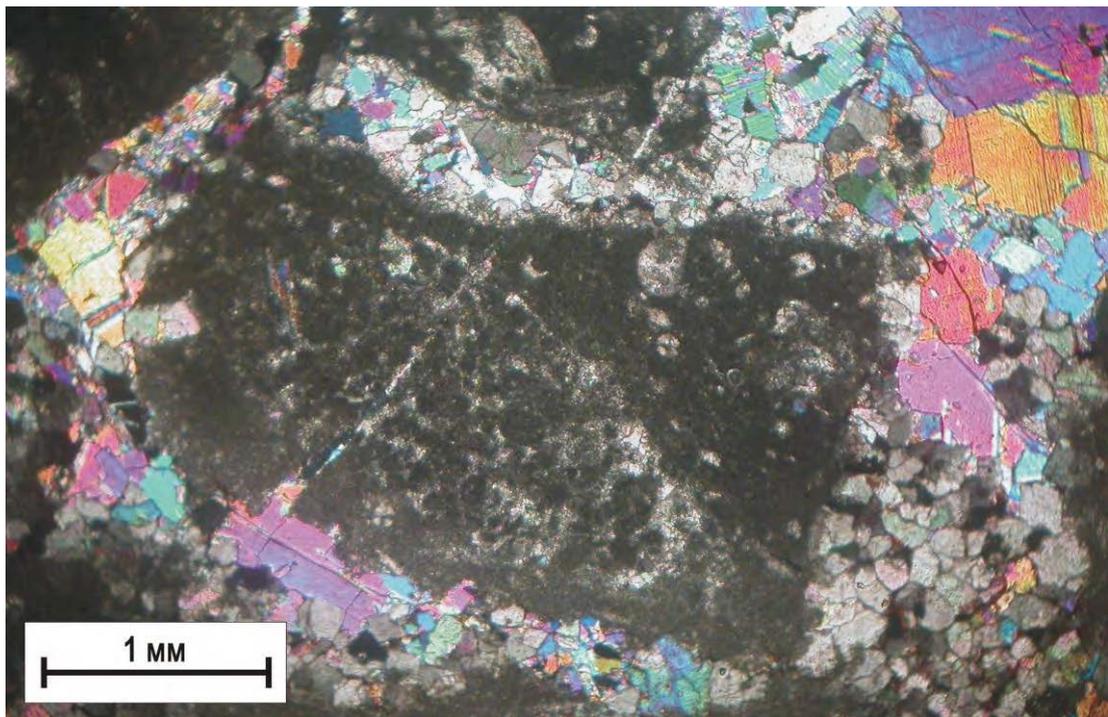
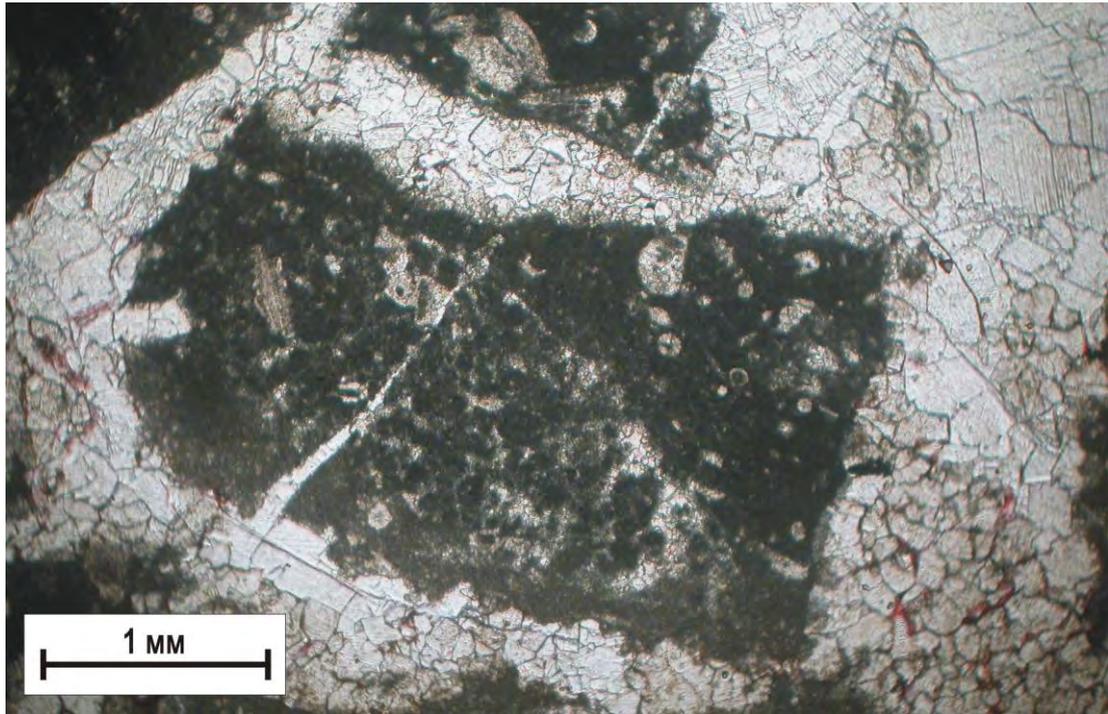


Фото 1. Шлиф. Прожилково-гнездовидные выделения ангидрита (цветное на нижнем снимке), кальцита и доломита (светлое на нижнем снимке) в биокластово-фитозоогенном известняке. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1272,6 м. Обр. 114. Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 71

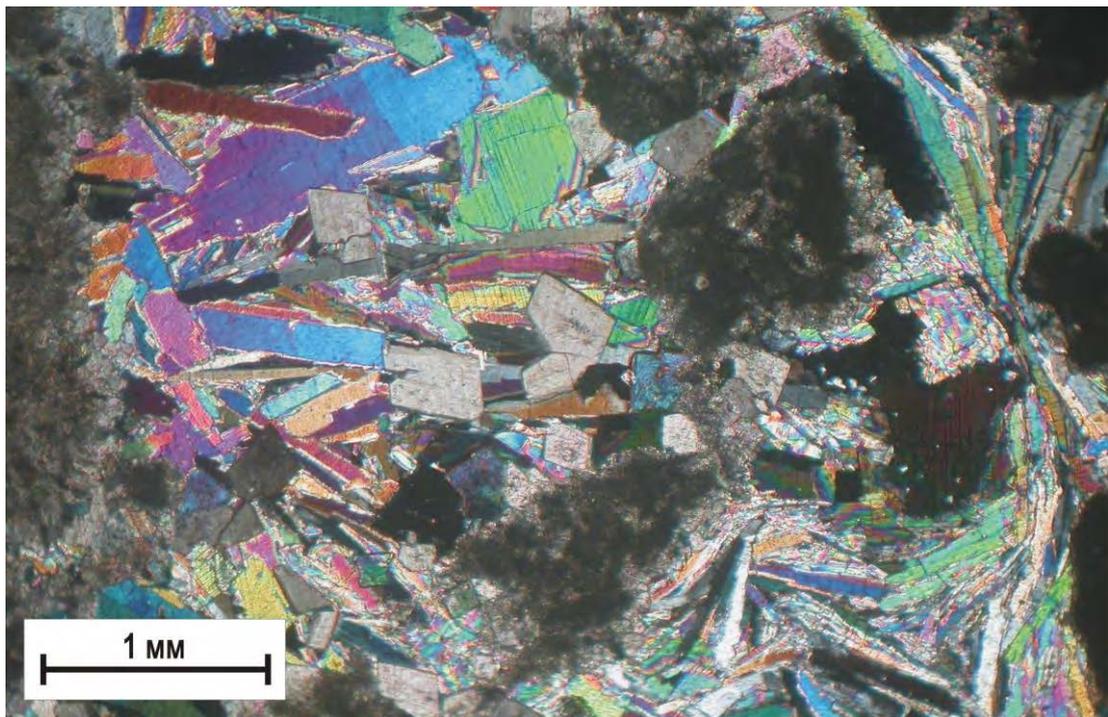
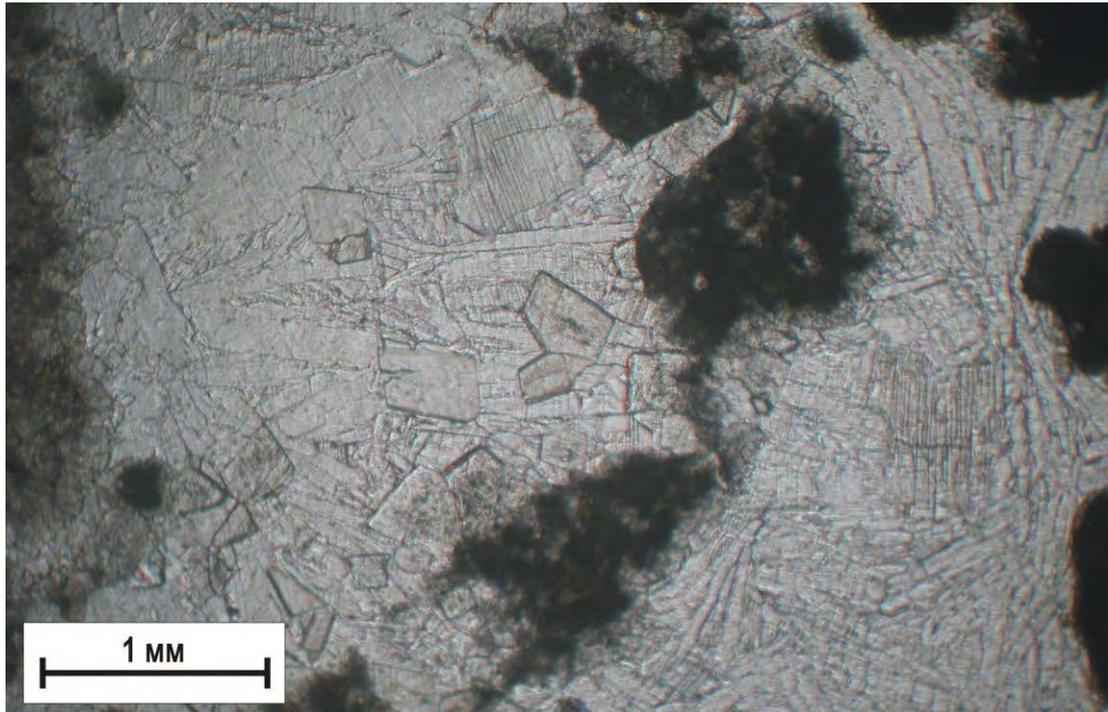


Фото 1. Шлиф. Выделения ангидрита (цветное на нижнем снимке) и доломита (светлое на нижнем снимке) в биокластово-зоогенном известняке. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1169,9 м. Обр. 109. Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 72

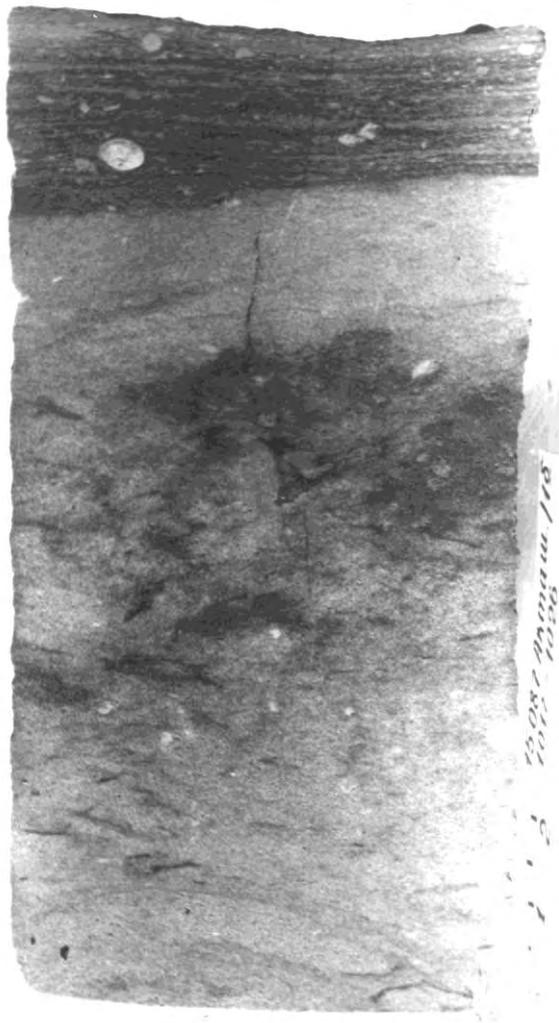


Фото 1. Образец. Система кулисообразных вертикальных эффективных трещин, пересекающих кровлю известняков турнейского яруса и подошву перекрывающих их аргиллитов визейского яруса. Граница известняков и аргиллитов ровная четкая.

Акташская площадь. Скв. 15087. Гл. 1017-1026 м. Обр. 1.



Фото 2. Образец. Стенка эффективной вертикальной трещины в нефтенасыщенном биокластово-фитозоогенном известняке.

Кизеловский горизонт.

Абдрахмановская площадь. Скв. 9005. Гл. 1139,6-1144,2 м.

Таблица 73



Фото 1. Образец. Субвертикальная открытая трещина в нефтенасыщенном биокластово-зоогенном известняке.

Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Гл. 1280,6 м. Обр. 144.



Фото 2. Образец. Субвертикальная открытая несквозная трещина в слабо неравномерно нефтенасыщенном биокластово-фитогенном известняке.

Черепетский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Гл. 1282,35 м. Обр. 151.

Таблица 74



Фото 1. Образец. Субвертикальные открытые несквозные трещины в слабо неравномерно нефтенасыщенном биокластово-фитозоогенном известняке на границе с биокластово-фитогенным известняком.

Черепетский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Гл. 1283,6 м. Обр. 156.



Фото 2. Образец. Наклонная трещинка в биокластово-фитозоогенном известняке. Известняк слабо неравномерно нефтенасыщен.

Кизеловский горизонт.
Миннибаевская площадь. Скв. 1261а. Гл. 1091-1095 м. Обр. 106.

Таблица 75



Фото. 1. Образец. Поверхность вертикальной трещины в неравномерно нефтенасыщенном биокластово-фитозоогенном известняке. Поверхность трещины мелкоступчатая. На вертикальном искусственном сколе видна раковина гастроподы.

Кизеловский горизонт (верхняя часть). Аксубаевская площадь. Скв. 0454а. Гл. 1225-1230 м.

Фото. 2. Образец. Мелкоступчатая поверхность субвертикальной трещины (слева). На спиле образца (справа) хорошо видна неоднородность: плотный биокластово-фитогенный известняк с углисто-глинистыми слойками (вверху), плотный биокластово-фитозоогенный известняк (в середине) и кавернозный нефтенасыщенный известняк биокластово-зоогенный (в середине и внизу).

Кизеловский горизонт (средняя часть). Акташская площадь. Скв. 15265. Гл. 1037-1052 м. Обр. 29б. Диаметр керна 10 см.



Таблица 76



а) Субвертикальная трещиноватость



б) Субвертикальная и субгоризонтальная трещиноватость



в) Субвертикальная трещиноватость

Фото 1. Образцы с трещиноватостью в биокластово-зоогенном известняке. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4647. Гл. 1393,7 м. Обр. 53а.

Таблица 77



Гл. 1399,6м. Обр. 27



Гл. 1403,3 м. Обр. 34

Фото 1. Образцы с субвертикальными трещинками растворения в биокластово-зоогенных известняках.

Кизеловский горизонт. Алексеевское месторождение. Скв. 6750.

Таблица 78

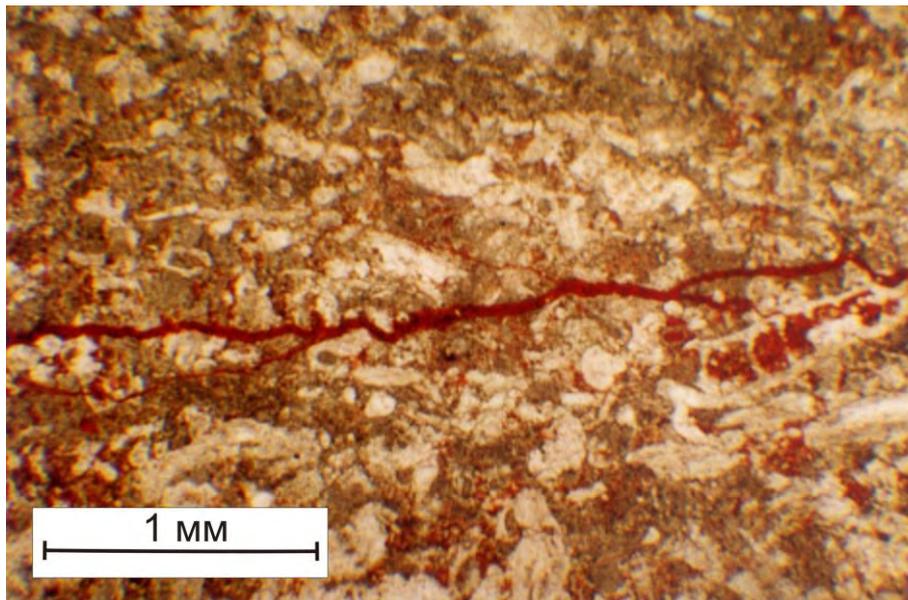


Фото 1. Шлиф с горизонтальной трещинкой растворения в биокластово-фитогенном известняке. Один николь.

Кизеловский горизонт. Ашальчинская площадь. Скв. 487. Гл. 1060-1062 м. Обр. 1.

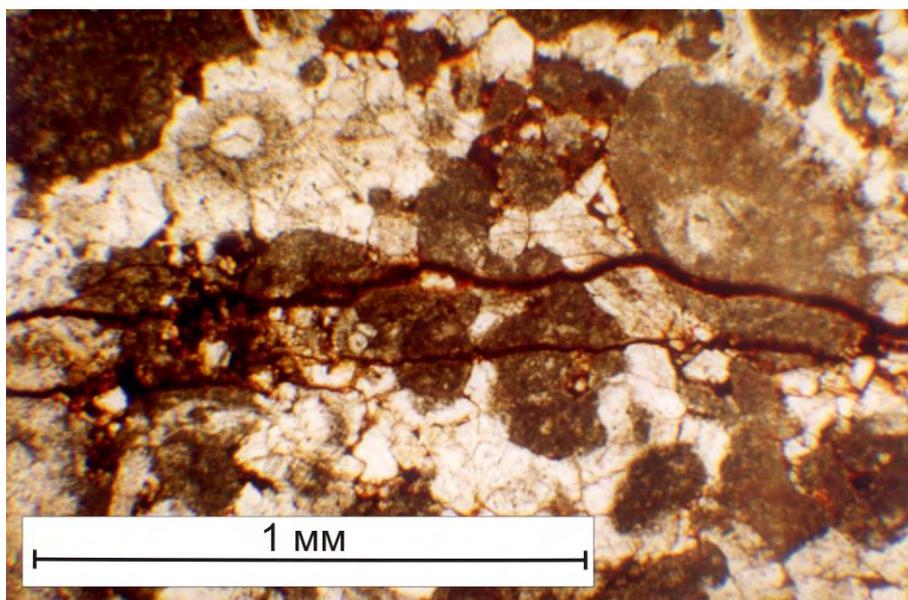


Фото 2. Шлиф с горизонтальными трещинками растворения в биокластово-зоогенном известняке. Трещинки секут биокласты и зерна цемента. Один николь.

Черепетский горизонт. Ашальчинская площадь. Скв. 487. Гл. 1089,5-1092,5 м. Обр. 7.

Таблица 79

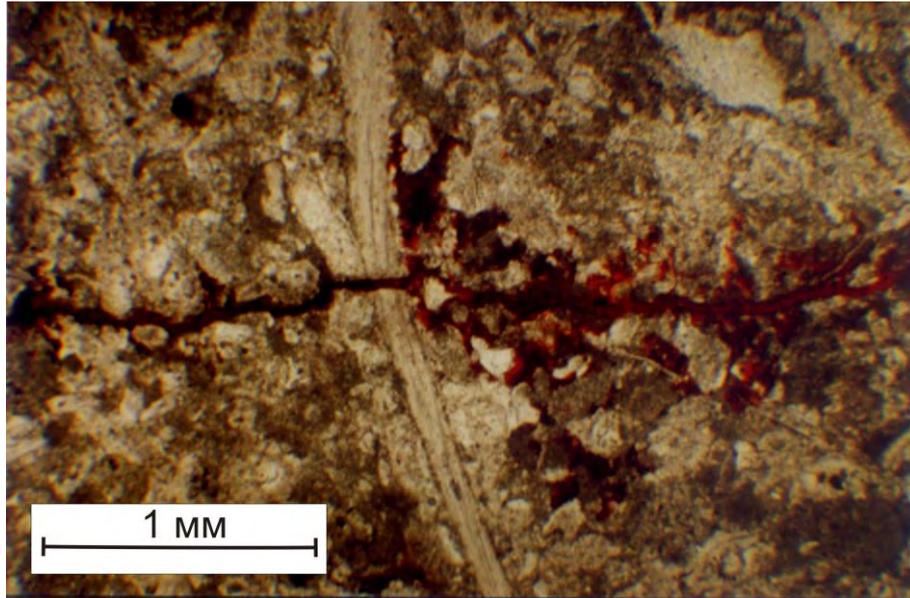


Фото 1. Шлиф с горизонтальной трещинкой растворения в биокластово-фитозоогенном известняке. Трещинка рассекает створку брахиоподы. Один николь.
Кизеловский горизонт. Абдрахмановская площадь. Скв. 3335а. Гл. 968,5-973,5 м. Обр. 140б.

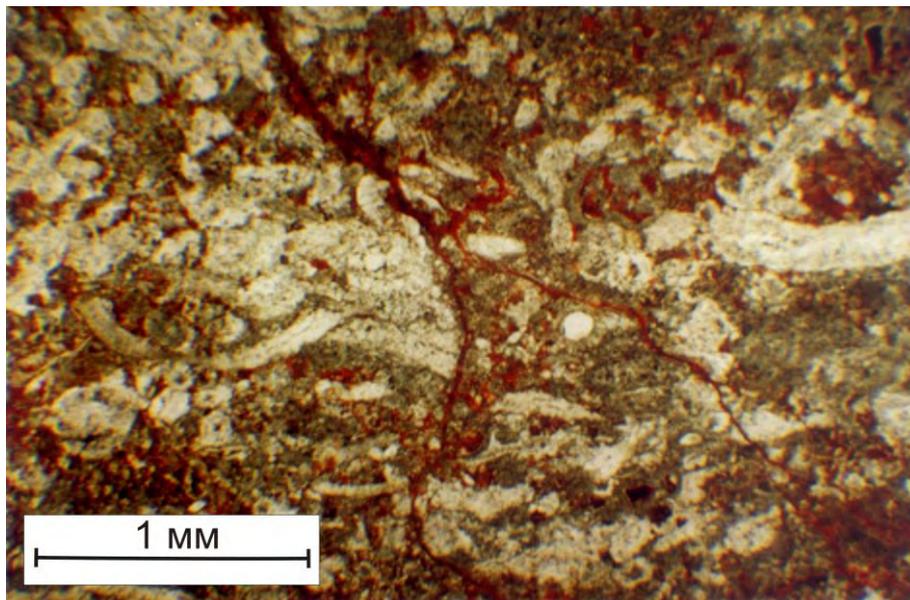


Фото 2. Шлиф. Ветвящаяся трещинка в биокластово-фитозоогенном известняке. Один николь.
Кизеловский горизонт (нижняя часть). Березовское месторождение (Черемшанская площадь). Скв. 449. Гл. 1063-1068 м. Обр. 92б.

Таблица 80



Фото 1. Керн из зоны перехода бобриковско-гульских терригенных отложений (покрышка залежи) в неравномерно нефтенасыщенные биокластово-фитогенные известняки кизеловского горизонта. Коллектор порового типа, непромышленный. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Глубина 1292,6-1294,6 м, увеличивается слева направо и сверху вниз. Длина ящика 1 м.

Коллекторские свойства известняков

| Интервал, м | Пористость, % | Проницаемость, $\text{н} \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ | |
|-------------------|----------------------------|---|-------------------------------|
| | | параллельно напластованию | перпендикулярно напластованию |
| 1294,0- 1294,6 | $\frac{5,73}{5,12 - 6,20}$ | $\frac{1,18}{0,00 - 2,20}$ | $\frac{0,86}{0,00 - 2,12}$ |

В ячейках даны значения $\frac{\text{среднее}}{\text{минимум} - \text{максимум}}$



Фото 2. Неравномерно нефтенасыщенный керн. Коллектор порового типа. Непромышленная залежь. Кизеловский горизонт. Демкинское месторождение Скважина 1166. Глубина 1290,6-1293,6 м, увеличивается слева направо и сверху вниз. Вынос керна 100%. Длина ящика 1 м.

Коллекторские свойства известняков

| Интервал, м | Пористость, % | Проницаемость, $\text{н} \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ | |
|-------------------|----------------------------|---|-------------------------------|
| | | параллельно напластованию | перпендикулярно напластованию |
| 1290,6- 1293,6 | $\frac{6,76}{4,23 - 9,47}$ | $\frac{9,53}{0,00 - 24,64}$ | $\frac{2,58}{0,00 - 19,35}$ |

Здесь и далее в ячейках даны значения $\frac{\text{среднее}}{\text{минимум} - \text{максимум}}$

Таблица 81



Фото 1. Неравномерно нефтенасыщенный керн. Коллектор порового типа. Непромышленная залежь. Глубина 1291-1294 м, увеличивается слева направо и сверху вниз. Черепетский горизонт. Демкинское месторождение Скважина 1267. Вынос керна 100%. Длина ящика 1 м.

Коллекторские свойства известняков

| Интервал, м | Пористость, % | Проницаемость, $n \cdot 10^{-3}$ мкм ² | |
|---------------|----------------------------|---|-------------------------------|
| | | параллельно напластованию | перпендикулярно напластованию |
| 1291,0-1294,0 | $\frac{6,59}{4,23 - 9,47}$ | $\frac{1,11}{0,00 - 3,21}$ | $\frac{0,93}{0,00 - 2,75}$ |



Фото 2. Неравномерно нефтенасыщенный керн. Коллектор порового типа. Непромышленная залежь. Глубина 1306,6-1310,3 м, увеличивается слева направо и сверху вниз. Черепетский горизонт. Онбийское месторождение Скважина 11749. Вынос керна 100%. Длина ящика 1 м.

Коллекторские свойства известняков

| Интервал, м | Пористость, % | Проницаемость, $n \cdot 10^{-3}$ мкм ² | |
|---------------|----------------------------|---|-------------------------------|
| | | параллельно напластованию | перпендикулярно напластованию |
| 1306,6-1310,3 | $\frac{7,17}{3,34 - 8,91}$ | $\frac{7,24}{0,00 - 13,54}$ | $\frac{5,63}{0,00 - 10,87}$ |

Таблица 82



Фото 1. Образец известняка биокластово-фитогенного. Слабое пятнистое нефтенасыщение.

$K_p=6,20\%$, $K_{пр}=2,20 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $1,33 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Кровельная часть кизеловского горизонта. Демкинское месторождение. Скв. 1267. Обр. 102.

Фото 2. Образец с чередованием слоев биокластово-фитозоогенных и биокластово-фитогенных известняков. Неравномерная пятнисто-полосчатая нефтенасыщенность.

Коллекторские свойства верхней нефтенасыщенной части образца: $K_p=11,21\%$, $K_{пр}=28,31 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $24,38 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Гл. 1302,9 м. Обр. 56а.



Таблица 83



а) Обр. 41. Гл. 1387,5 м



б) Обр. 47. Гл. 1390,0 м



в) Обр. 51. Гл. 1392,5 м

Фото 1. Образцы неравномерно нефтенасыщенного керна. Непромышленная залежь. Нефтенасыщенность сверху вниз снижается: полосчатая сменяется пятнистой.

а) Обр. 41. $K_n=14,49\%$, $K_{np}=3,50 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $0,79 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

б) Обр. 47. $K_n=14,06\%$, $K_{np}=2,14 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $0,78 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

в) Обр. 51. $K_n=11,68\%$, $K_{np}=1,56 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $0,45 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Черепетский горизонт верхнетурнейского подъяруса. Демкинское месторождение Скважина 4647.

Таблица 84



Глубина 1294,6-1298,6 м

Глубина 1298,6-1302,6 м

Глубина 1302,6-1306,6 м

Фото 1. Равномерная нефтенасыщенность биокластово-зоогенные известняков. Светлые участки в керне – биокластово-фитогенные и биокластово-фитозоогенные известняки.

Кизеловский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11749. Глубина керна увеличивается слева направо и сверху вниз. Вынос керна 100%.

Коллекторские свойства известняков

| Интервал, м | Пористость, % | Проницаемость, $\text{н} \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ | |
|-------------------|------------------|---|-------------------------------|
| | | параллельно напластованию | перпендикулярно напластованию |
| 1294,6- 1306,6 | 11,32 | 40,85 | 36,72 |
| | 5,36 – 16,76 | 0,38 – 82,10 | 0,00 – 80,64 |

В ячейках даны значения $\frac{\text{среднее}}{\text{минимум} - \text{максимум}}$

Таблица 85



Фото 1. Равномерная нефтенасыщенность.
Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 4606. Глубина увеличивается
слева направо и сверху вниз. Вынос керна 100%.
Коллекторские свойства известняков

| Интервал, м | Пористость, % | Проницаемость, $\text{н} \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ | |
|----------------|------------------|---|-------------------------------|
| | | параллельно напластованию | перпендикулярно напластованию |
| 1258-1263 | 21,04 | 578,98 | 481,32 |
| | 18,42 – 24,81 | 56,23 – 2680,3 | 51,32 – 2374,5 |

В ячейках даны значения $\frac{\text{среднее}}{\text{минимум} - \text{максимум}}$

Таблица 86



Фото 1. Образец известняка биокластово-зоогенного. Коллектор кавернозного типа. Равномерная нефтенасыщенность.

$K_{п}=12,34\%$, $K_{пр}=49,29 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $47,30 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Кизеловский горизонт.
Онбийское месторождение. Скв. 11749. Обр. 47.

Фото 2. Образец известняка биокластово-зоогенного. Коллектор кавернозного типа. Равномерная нефтенасыщенность.

$K_{п}=16,35\%$, $K_{пр}=23,63 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по горизонтали) и $21,49 \cdot 10^{-3}$ мкм² (по вертикали).

Кизеловский горизонт.
Демкинское месторождение. Скв. 1178. Гл. 1214,5 м. Обр. 43.



Таблица 87



Фото 1. Образец с литологической неоднородностью и неоднородностью по флюидонасыщенности. Пласт V_{IV}. Равномерная нефтенасыщенность – биокластово-зоогенный известняк (нижняя часть образца). Без нефти и пятнистая нефтенасыщенность – биокластово-фитогенные и биокластово-фитозоогенные известняки (средняя и верхняя части образца).

Кизеловский горизонт. Ташлиярская площадь. Скв. 14596. Гл. 1145-1150 м. Обр. 16б.

Фото. 2. Образец равномерной нефтенасыщенности биокластово-зоогенного кавернозного известняка.

Упинский горизонт. Ивашкинско-Мало-Сульчинское месторождение. Скв. 1548. Гл. 1175,2-1179,5 м. Обр. 118б.



Таблица 88



Фото 1. Образцы известняков биокластово-зоогенных, кавернозных, в различной степени битуминозных. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1166. а – гл. 1312,6 м, обр. 149; б – гл. 1313,3 м, обр. 155.

Таблица 89



Фото. 1. Образец известняка биокластово-зоогенного с неравномерной кавернозностью и битумонасыщенностью. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Акташская площадь. Скв. 15087. Гл. 1055-1061 м. Обр. 186б.

Фото 2. Образец известняка биокластово-зоогенного, битуминозного. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1164. Гл. 1268,19 м. Обр. 192.



Таблица 90

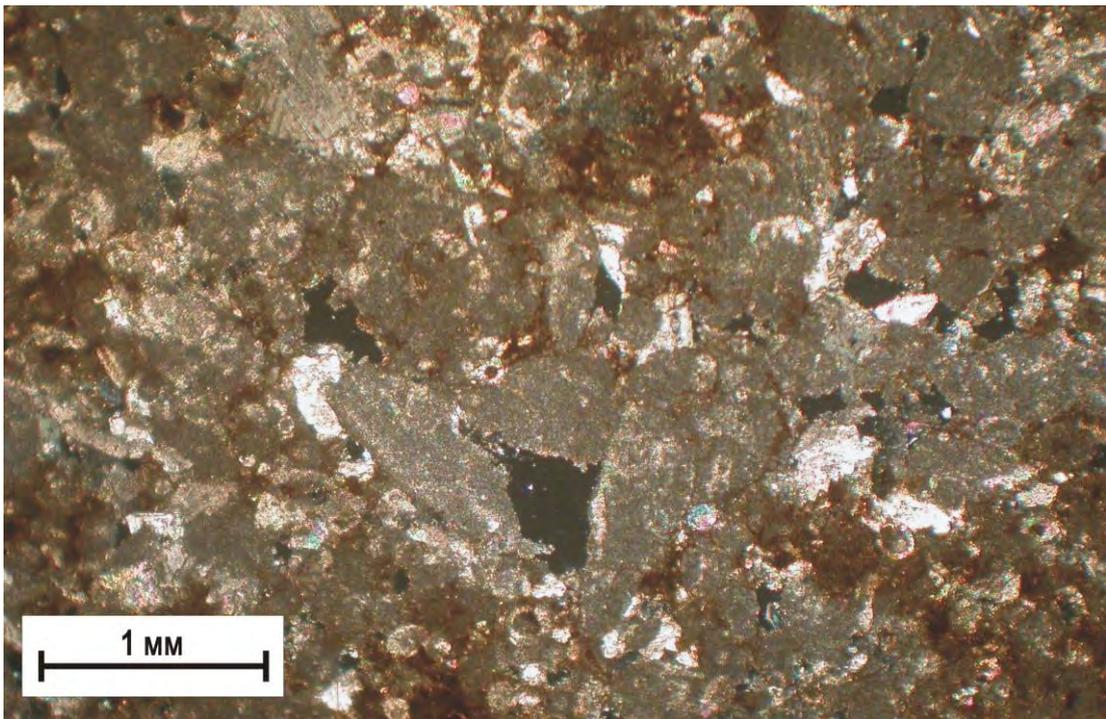
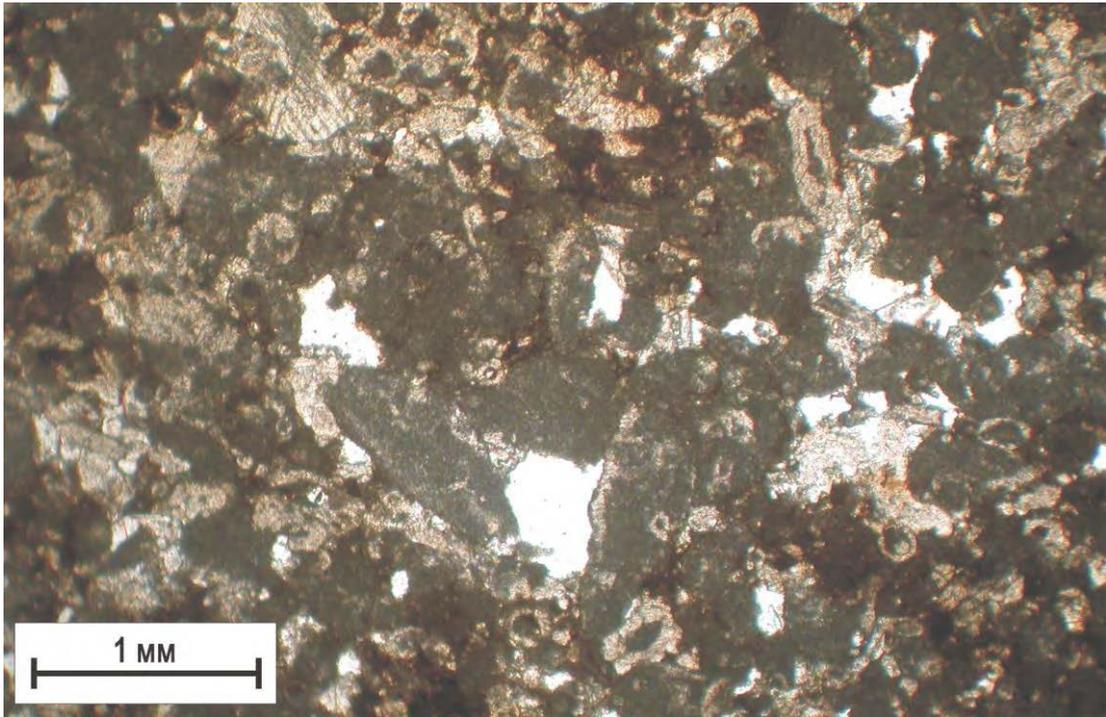


Фото 1. Шлиф известняка биокластовый-зоогенного, неравномерно кавернозного, битуминозного. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1165. Гл. 1307,5 м. Обр. 237.

Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 91

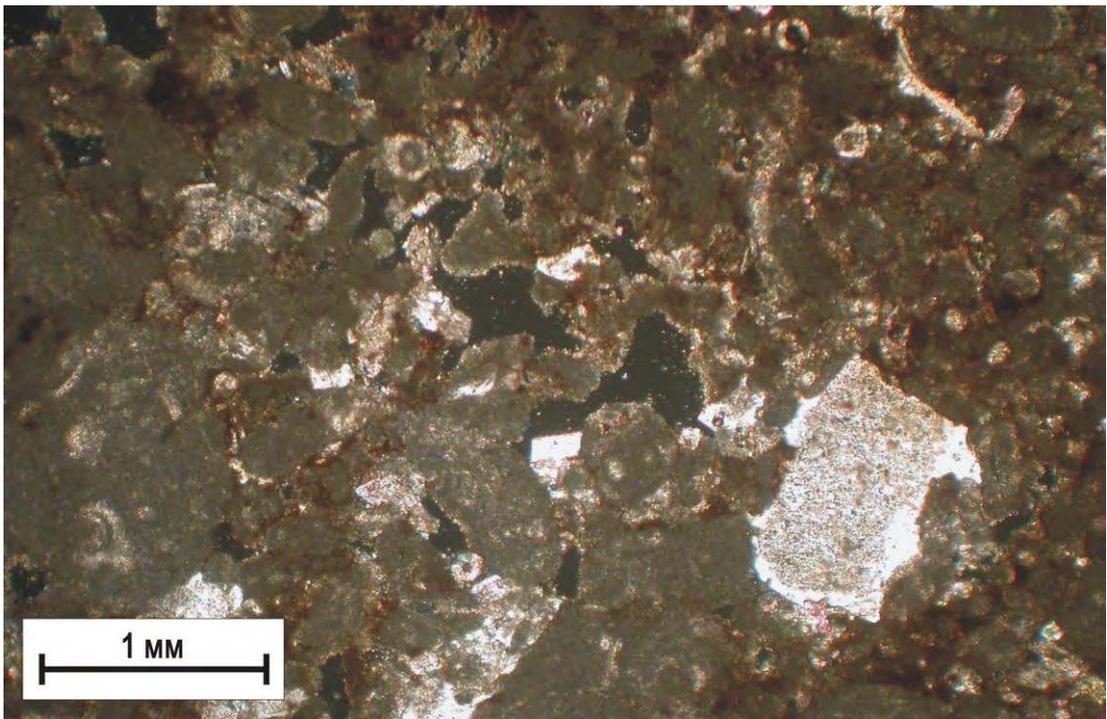
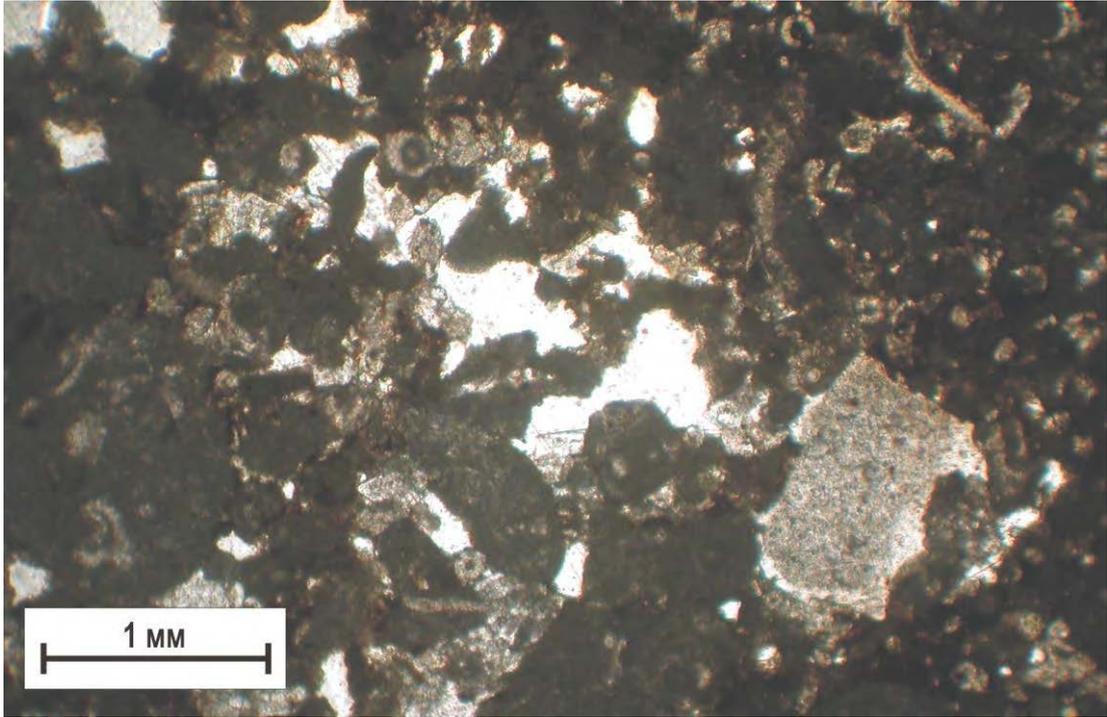


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно кавернозного, битуминозного. Современная зона водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1165. Гл. 1308,4 м. Обр. 239.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены

Таблица 92

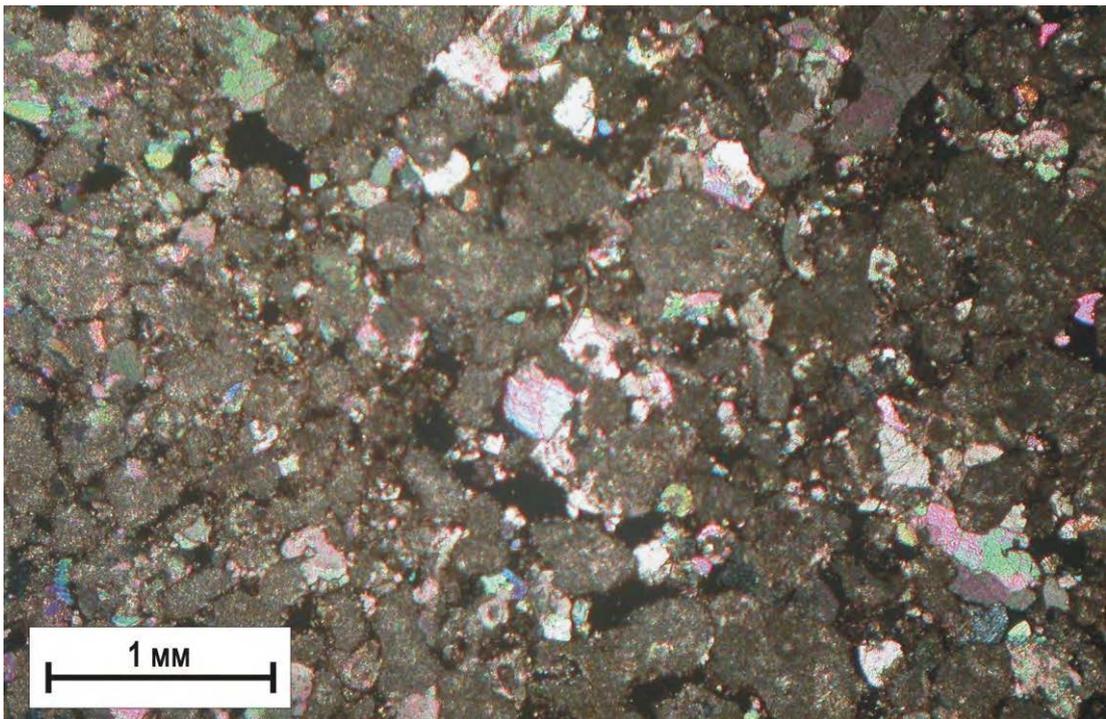
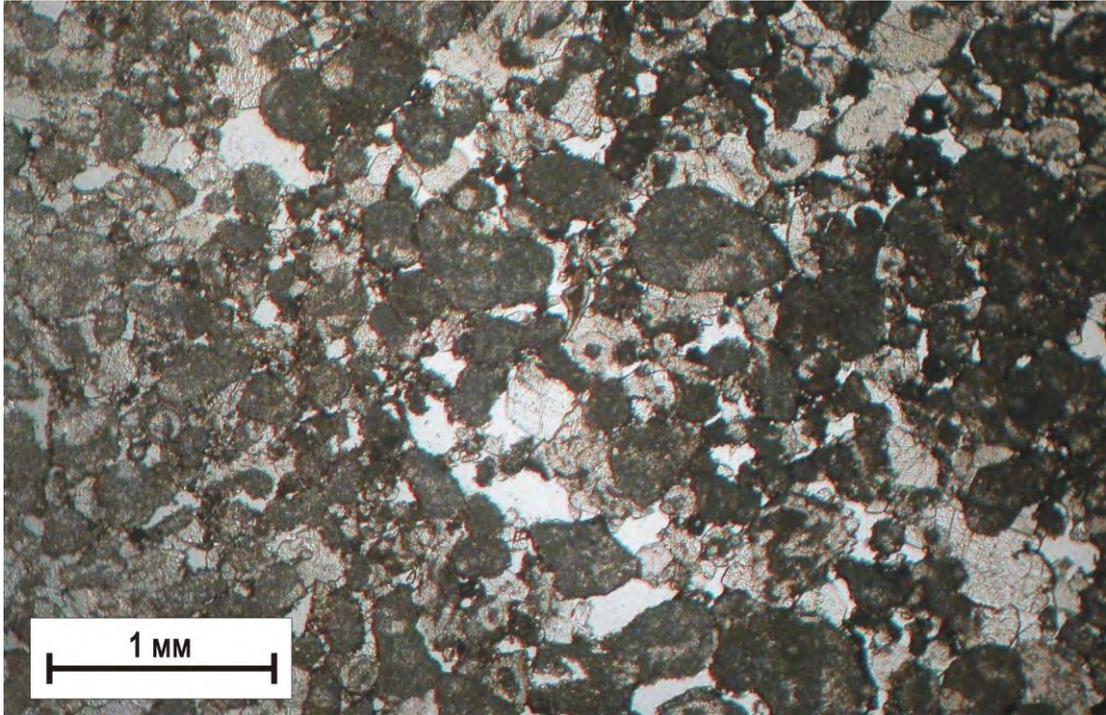


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно кавернозного, битуминозного. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1170,0 м. Обр. 107.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 93

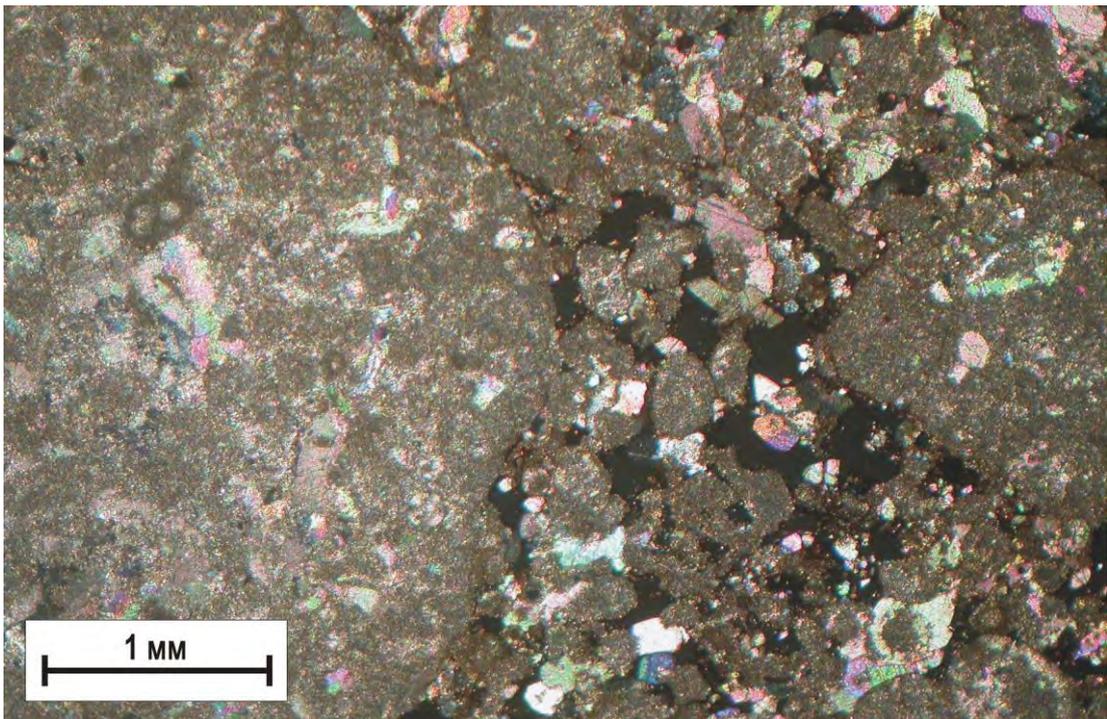
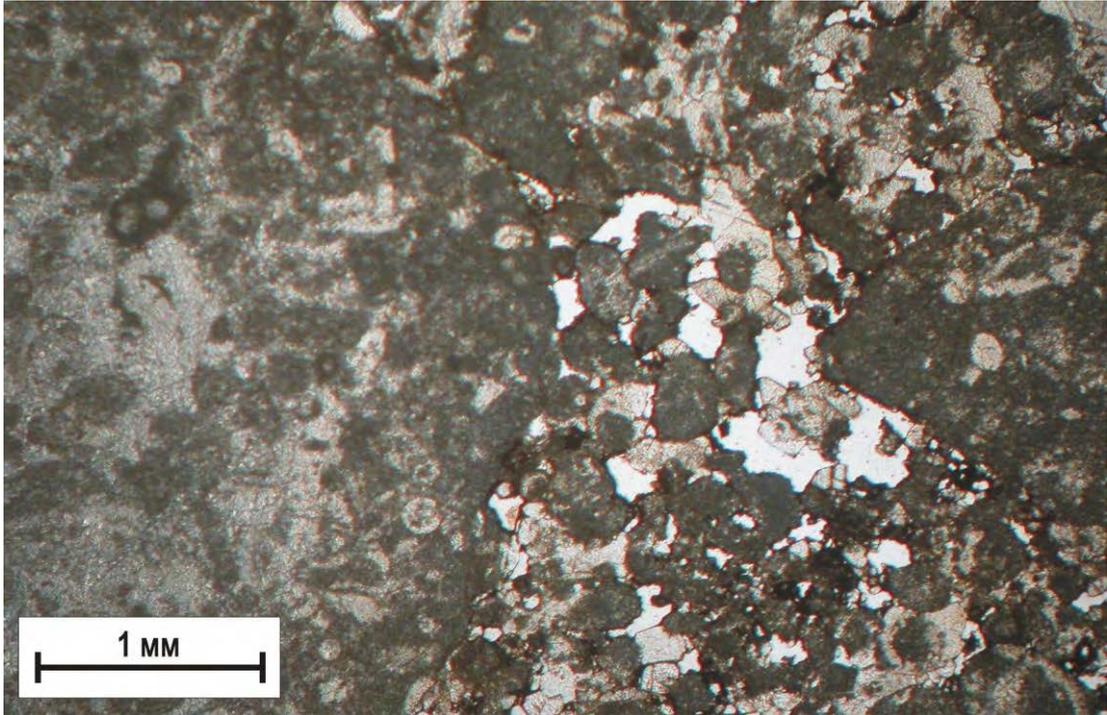


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно кавернозного, битуминозного. Зона современного водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1170,0 м. Обр. 107.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 94

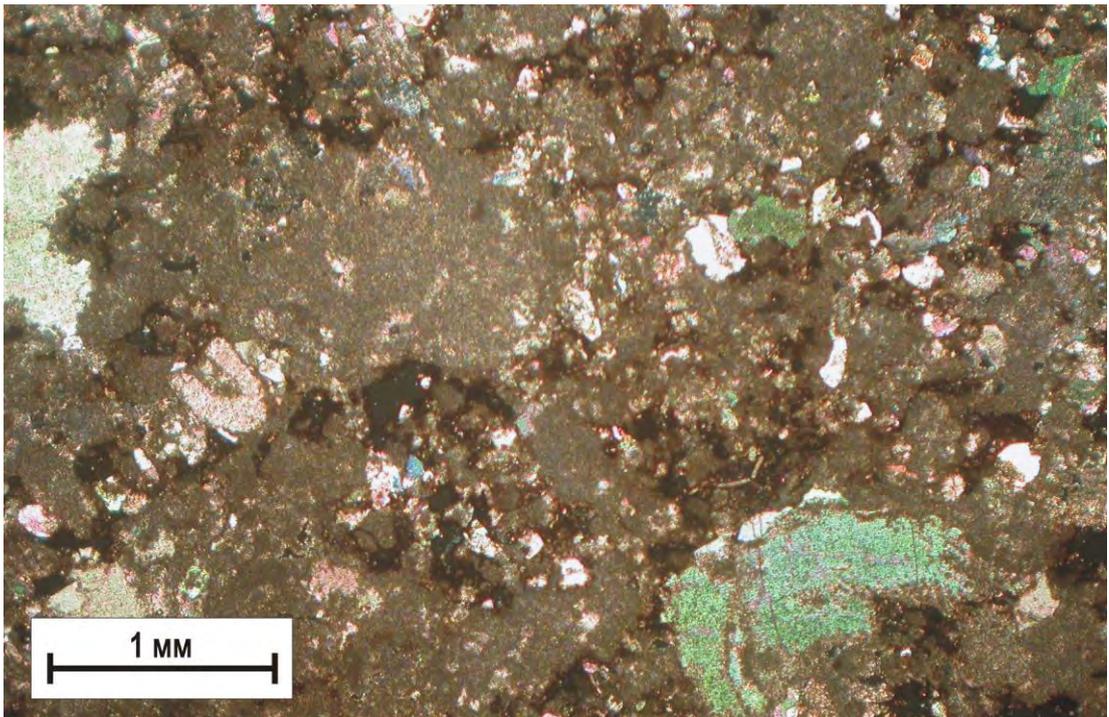
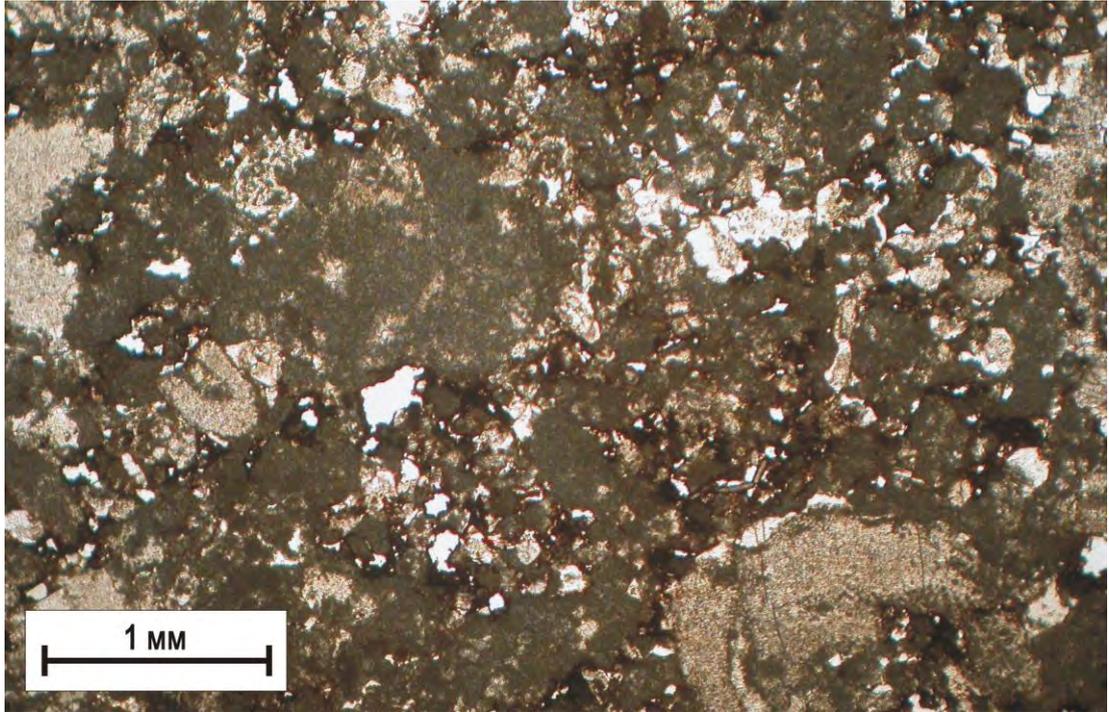


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно кавернозного, битуминозного. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 1182. Гл. 1262,7 м. Обр. 123.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 95



Обр. 101. Гл. 1267,2 м



Обр. 102. Гл. 1267,5 м

Фото 1. Образцы известняка биокластово-зоогенные, неравномерно нефтебитумонасыщенные, с пятнистой текстурой. Зона древнего водонефтяного контакта. Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606.

Таблица 96



Фото. 1. Образец известняка биокластово-зоогенного с вторично неоднородной текстурой. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Ивашкинско-Мало-Сульчинское месторождение. Скв. 1548. Гл. 1175,2-1179,5 м. Обр. 115б.

Фото 2. Образец известняка биокластово-зоогенного, неравномерно нефтебитумонасыщенного, с псевдобрекчиевой текстурой, обусловленной неравномерным выщелачиванием и доломитизацией. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1269,6 м. Обр. 108.



Таблица 97

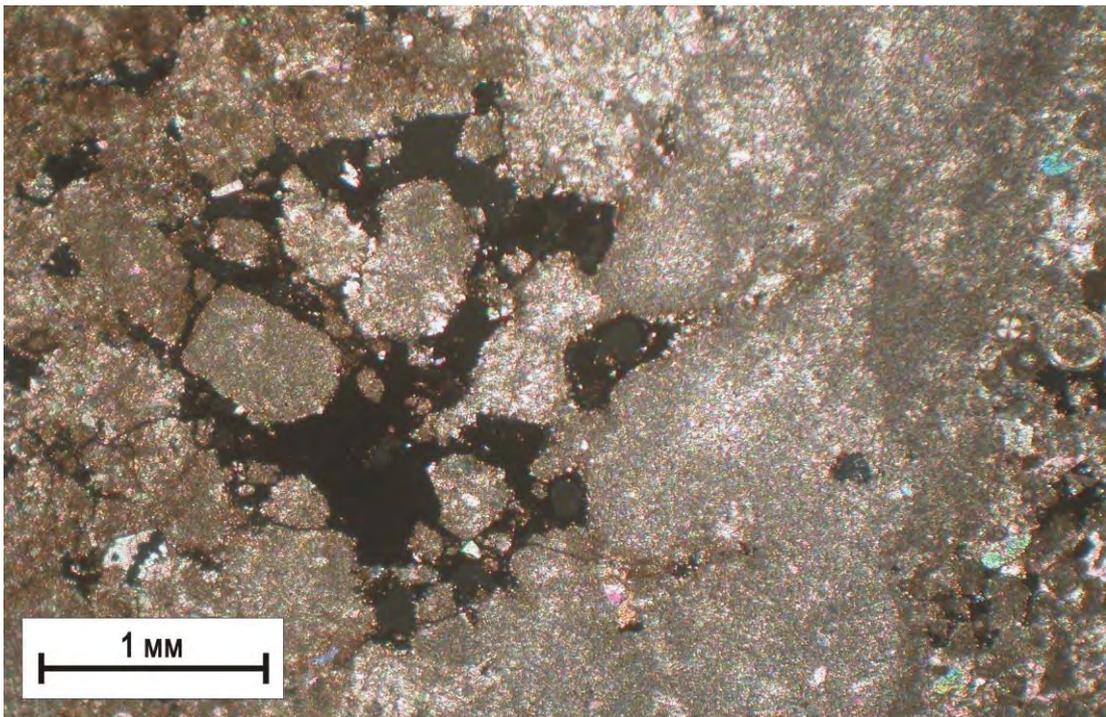
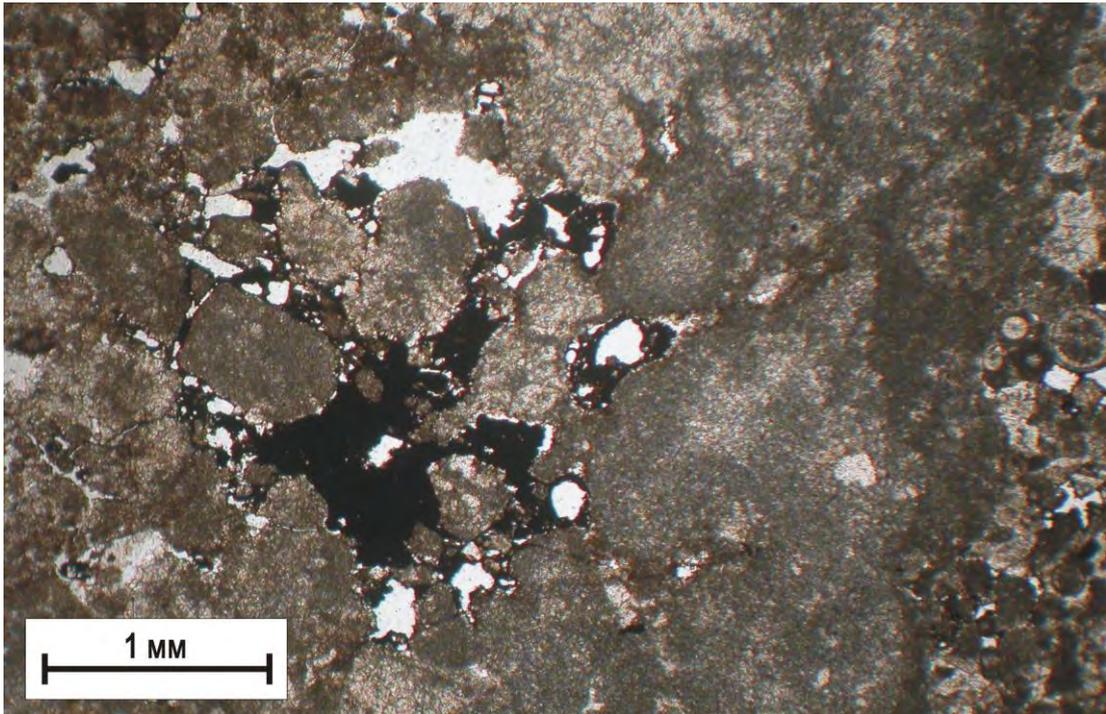


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно кавернозного. Зона древнего водонефтяного контакта.
Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1164,5 м. Обр. 95.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 98

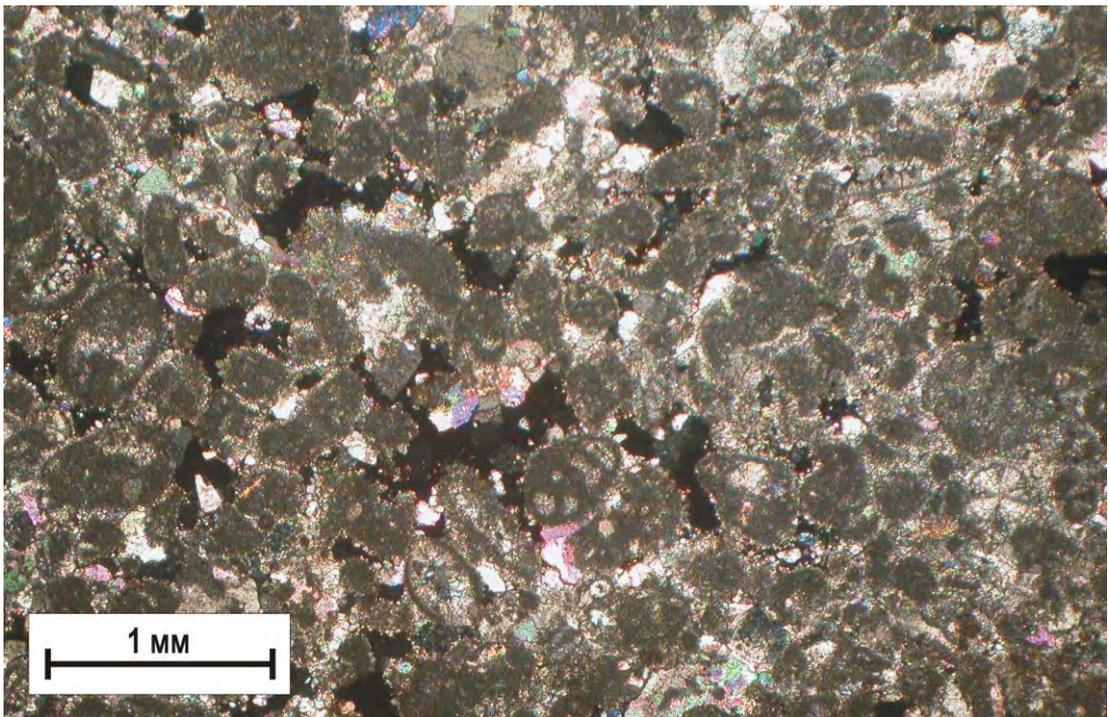
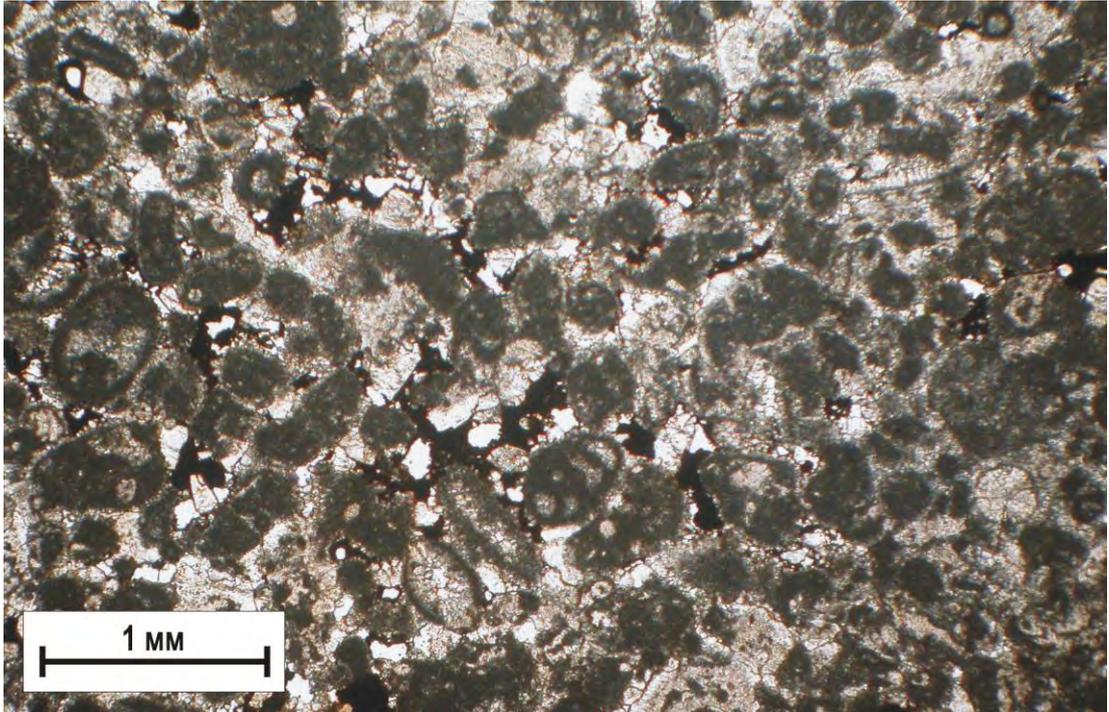


Фото 1. Шлиф известняка биокластово-зоогенного, неравномерно кавернозного. Зона древнего водонефтяного контакта.
Упинский горизонт. Онбийское месторождение. Скв. 11845. Гл. 1168,5 м. Обр. 103.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.

Таблица 99

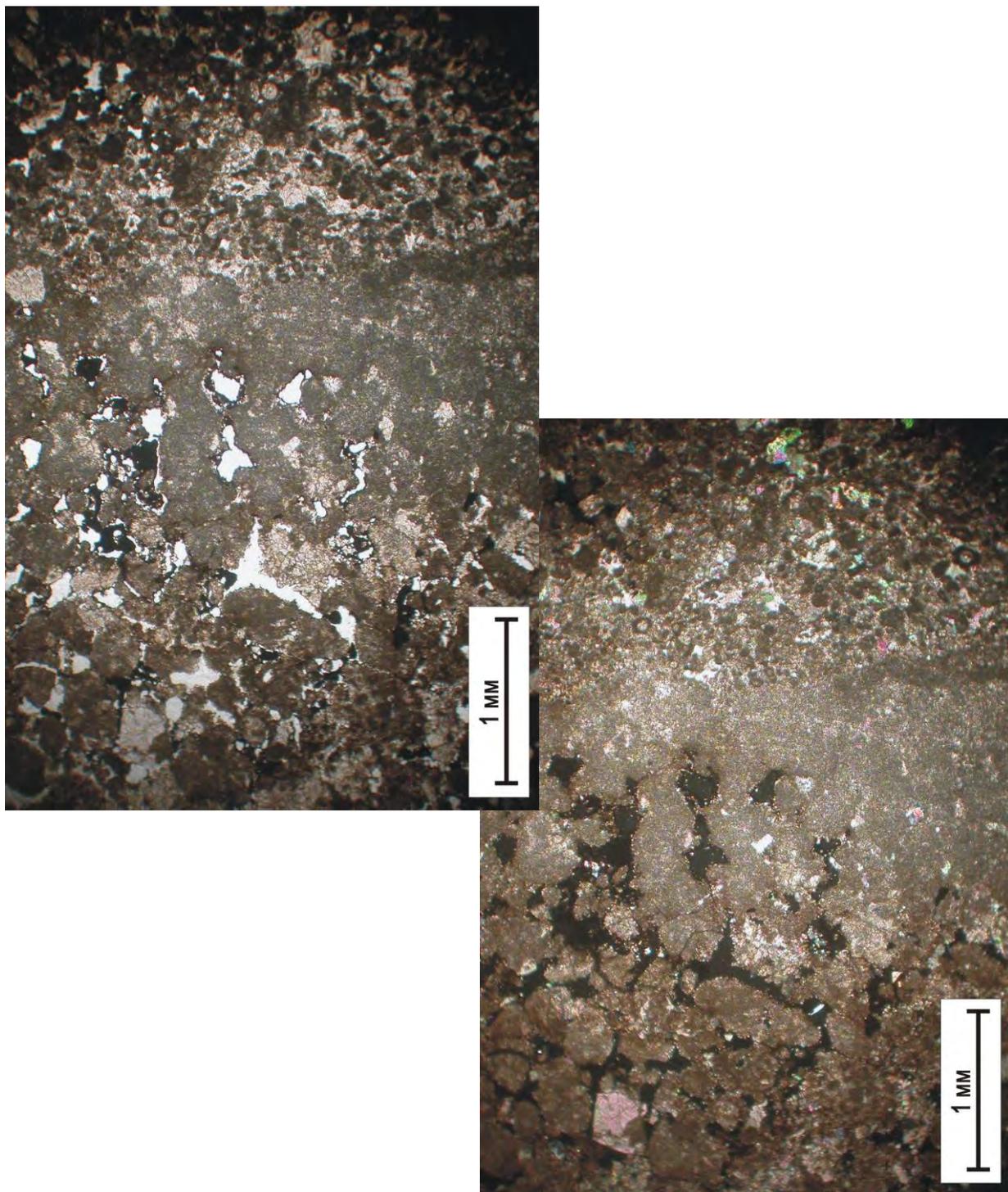


Фото 1. Шлиф. Слой пелитоморфного известняка в биокластово-зоогенном известняке. Более интенсивное выщелачивание в биокластово-зоогенных известняках наблюдается под слоем пелитоморфного известняка. Зона древнего водонефтяного контакта.

Упинский горизонт. Демкинское месторождение. Скв. 4606. Гл. 1164,5 м. Обр. 95.
Верхний снимок – один николь, нижний – николи скрещены.