

DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/2_2015

УДК 552.578.061.4(571.122)

Скачек К.Г.ООО «Лукойл Западная Сибирь», Когалым, Россия, Konstantin.Skachek@lukoil.com**Мордвинцев М.В.**ОАО «Верхнечонскнефтегаз», Иркутск, Россия, mvmordvintsev@rosneft.ru**Колокольцев В.Г.**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия, V_Kolokoltsev@vsegei.ru

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТАХ ДРУЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Контакты зерен и поровые минеральные новообразования в юрских и меловых коллекторах Дружного нефтяного месторождения свидетельствует об интенсивных эпигенетических изменениях. Исследованиями шлифов под микроскопом выявлены признаки двух разнонаправленных типов эпигенеза: прогрессивного (катагенетического) и регрессивного (наложенно-эпигенетического). Установлена вертикальная зональность катагенетических и наложенно-эпигенетических изменений.

***Ключевые слова:** юрские и меловые отложения, продуктивные горизонты, поровое пространство, коллектор, катагенез, наложенно-эпигенетические процессы, Дружное месторождение, Широтное Приобье, Западная Сибирь.*

Введение

К вторичным относят любые, начиная с диагенеза, постседиментационные структурные, текстурные и вещественные трансформации осадков [Япаскурт, 1995 и др.]. По мнению многих литологов [Тимофеев и др., 1974; Фролов, 1992 и др.], именно эту надстадию формирования осадочных пород следует именовать литогенезом, отделяя от надстадии седиментогенеза.

Расшифровка длительной сложной истории формирования осадочных пород в литогенезе является задачей стадийного анализа. Наш опыт работы показывает, что в нефтяной геологии при изучении пород-коллекторов стадийный анализ еще не нашел должного применения. Более широкое его внедрение может позитивно сказаться и на достоверности прогнозных построений.

Стадийный анализ базируется на изучении: 1) последовательности структурно-текстурных трансформаций породы; 2) минеральных преобразований и новообразований, и их структурных взаимоотношениях. Важнейшими методами изучения являются оптико- и электронно-микроскопические. Для диагностики минеральных, нередко наноразмерных

новообразований приходится использовать весь арсенал современных прецизионных методов изучения вещества.

Комплексирование стадийного и литолого-фациального анализов помогает лучше понять историю становления осадочной породы, оценить глубину ее погружения, интенсивность теплового потока, флюидного и геотектонического режима, природу пустотного пространства в нефтяных ловушках, генезис самих ловушек, что, в конечном счете, способствует повышению эффективности поисково-разведочных работ.

В надстадии литогенеза выделяют три стадии: а) диагенеза, б) катагенеза (эпигенеза) и в) метагенеза. На Дружном месторождении максимальный интерес представляют первые две стадии. При этом производные процессов диагенеза нередко настолько закамуфлированы более поздними явлениями, что далеко не всегда удается их реконструировать. Более достоверно извлекается информация о процессах катагенеза, поэтому более подробно рассмотрим особенности этой стадии.

Термин «катагенез», рекомендованный Н.М. Страховым (1960) и Н.Б. Вассоевичем (1962), впервые предложен А.Е. Ферсманом (1922). Ката – приставка, обозначающая движение вниз, *καταβάλλο* – буквально, рождение погружением на глубину. В соответствии с этимологией этого слова, интенсивность катагенетических изменений горных пород, включая осадочные, зависит от множества факторов, но главным из них выступает глубина погружения. Иными словами, катагенез – «это стадия глубинного преобразования осадочных пород под влиянием повышенных температур и давления и подземных минерализованных вод» [Фролов, 1992]. Б.А. Лебедев (1992) выделяет десять факторов катагенеза, объединяемых в 3 группы. В катагенезе преобладают физико-механические процессы: уплотнение пород под нагрузкой вышележащих толщ, мощность которых может варьировать от первых десятков метров до 4-6 км и более. Температура у подошвы зоны катагенеза может превышать 150-200°C, а давление достигать 2000 атм. Все эти и перечисленные Б.А. Лебедевым факторы однонаправленно ведут к ухудшению коллекторских характеристик проницаемых терригенных осадочных пород и, в конечном итоге, к их превращению во флюидоупоры.

Многочисленные исследования последних десятилетий показывают, что катагенетические (стадийные) изменения не исчерпывают всего многообразия постдиагенетического изменения осадочных пород. При тектонической инверсии (воздымании осадочного бассейна) вторгающиеся флюиды нарушают термодинамическое равновесие, что приводит к интенсивному растворению, миграции и переотложению вещества. Эти процессы реализуются в термодинамически открытой системе, чем принципиально отличаются от стадийных (катагенетических) процессов, протекающих в

автономной относительно закрытой системе. Отсюда возникает необходимость различать стадиальную и нестадиальную направленность процессов литогенеза. Одним из первых обратил внимание на целесообразность такого деления Л.Б. Рухин (1965), который обосновал необходимость выделения в качестве самостоятельной *регрессивно-эпигенетическую* направленность литогенеза. Позже Б.А. Лебедев (1992) предложил иные термины и противопоставлял *стадиально - эпигенетические* (т.е. катагенетические) процессы *наложенно-эпигенетическим*.

В отечественной литературе до сих пор отсутствуют строгие требования к употреблению терминов для обозначения стадиальных и наложенных (нестадиальных) постдиагенетических процессов в осадочных породах, обусловленных главным образом внедрением флюидов из внешних источников. В этой статье для стадиальных изменений пород-коллекторов сохраним привычный термин *катагенез*, а нестадиальные трансформации осадочных пород, вслед за Б.А. Лебедевым будем именовать *наложенно эпигенетическими*.

Катагенетические преобразования

На Дружном месторождении песчано-алевролитовые породы, вмещающие залежи углеводородов, относятся к поровым коллекторам, в которых фильтрация флюидов осуществляется по системам сообщающихся пор. В процессе погружения на глубину катагенетические процессы в коллекторах уменьшают их открытую и эффективную пористость и проницаемость. Общеизвестно, что уменьшение пористости и проницаемости песчано-алевролитовых пород, приводящее к увеличению их плотности, в значительной мере связано с изменением характера контактов между обломочными зернами. Если для нелитифицированных песков характерны точечные контакты, то в сильно уплотненных песчаниках преобладают выпукло-вогнутые, зубчатые и даже микростилолитовые контакты. Выпукло-вогнутые контакты как будто свидетельствуют о преобладании пластических деформаций и, следовательно, об исключительной роли горного давления в процессе уплотнения песчаников. Однако при петрографических исследованиях полимиктовых песчаников массово наблюдаются выпукло-вогнутые и зубчатые контакты, которые сложно объяснить только пластическими деформациями. В шлифах обнаруживается в одних случаях вдавливание твердых зерен в мягкие, а в других – внедрение мягких компонентов породы (слюдистых минералов, слюдисто-глинистых агрегатов и др.) в твердые частицы (кварца, полевых шпатов). Если первые можно объяснить давлением, то вторые реализуются, скорее всего, с участием других физико-химических факторов, интенсивность которых зависит от свойств флюида.

С целью изучения катагенетических и наложено-эпигенетических преобразований пород-коллекторов во всех пластах горизонтов БС₁₀, БС₁₁ и Ю₁ было изготовлено и исследовано более 300 обычных петрографических шлифов и просмотрено 290 шлифов, изготовленных из сколков, предварительно пропитанных в вакууме бакелитовой смолой.

На Дружном месторождении коллекторами пластов горизонтов БС₁₀ и БС₁₁ являются песчаники мелко-среднезернистые с преобладанием зерен 0,25-0,1 мм и алевриты крупнозернистые (0,1–0,05 мм). По составу обломочного материала песчаники относятся к аркозовым. В них на долю обломков приходится около 95% твердой фазы породы, а цемента (в основном гидрослюда, каолинит и хлорит) – до 5%. В составе обломков преобладают полевые шпаты – 45%. Из них две трети составляют плагиоклазы и треть – калиевые шпаты. Около 35% приходится на долю кварца и 15% на обломки пород с разнообразным соотношением вулканических и кремнисто-гидрослюдистых (совместно с кремнистыми). Нередко в них сравнительно много (до 4%) гидратированного биотита, чаще бурого, реже зеленого. Аксессуары – рутил, лейкоксен, циркон, турмалин, реже гранат.

Практически во всех просмотренных шлифах наблюдаются выпукло-вогнутые (конформные), нередко с глубокими внедрениями (инкорпорационные) и реже сутурные границы зерен. Проиллюстрируем это конкретными примерами.

На рис. 1 приведена фотография шлифа из песчаника пласта БС₁₀¹ по скв. 320р. Песчаник мелкозернистый алевритистый, аркозовый. Сложен на 35% обломками кварца, на 50% - полевого шпата (главным образом плагиоклазов- 40% и меньше КПШ-10%), на 15% обломками пород (из них 5% вулканических и 10% метаморфических), аксессуары – лейкоксен, пирит, каолинит, хлорит, глауконит, кальцит. В скрещенных николях отчетливо видна преимущественно конформная структура песчаника с часто встречающимися элементами инкорпорационной. Значительно реже распространены микростилолитовые границы зерен. Все это свидетельствует об очень сильном катагенетическом уплотнении песчаника, который залегает на глубине 2368 м.

На стадии катагенеза седиментогенная структура песчаника кардинально деформируется. Эта деформация препятствует реконструкции первоначальной (седиментогенной) формы обломков. Обычно при стадильном анализе большое внимание уделяется регенерационным каймам, и если последние «консервируют» былой пленочный цемент на поверхности обломка, то по сохранившейся в основании каймы пленке иногда удается реконструировать первоначальную форму обломков, а, следовательно, оценить их степень окатанности. Так из катагенетически искаженных терригенных пород извлекается важная информация о физико-географических обстановках седиментогенеза. Однако в шлифах не часто удается видеть такие регенерационные каемки.

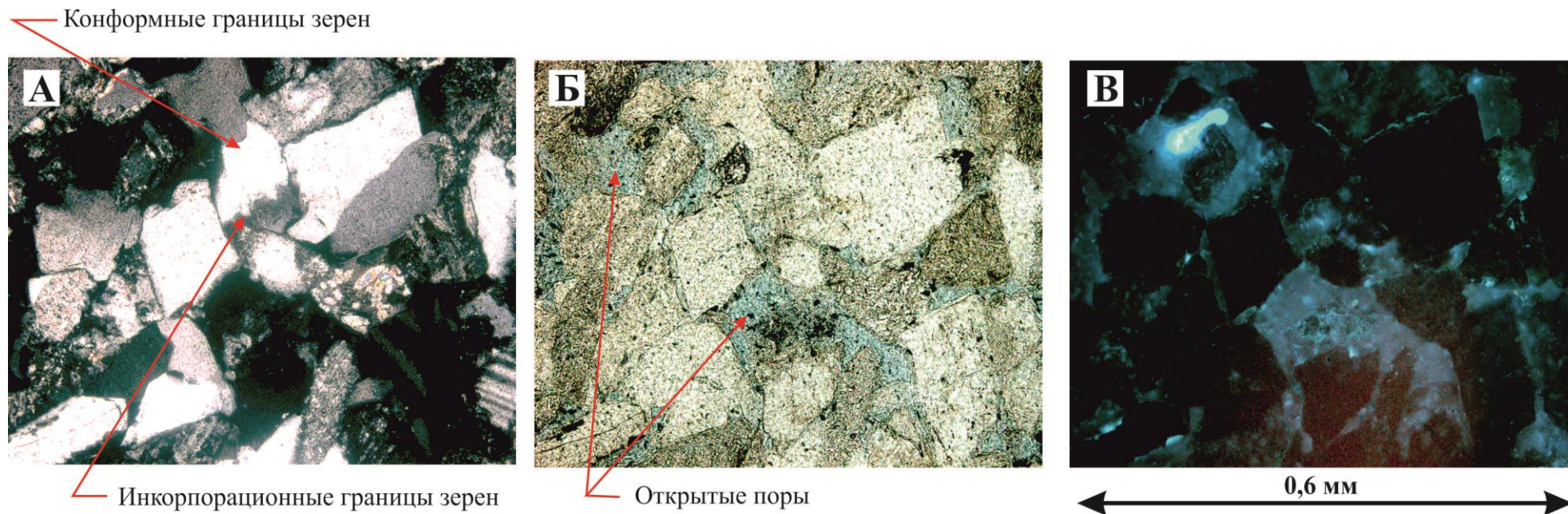


Рис. 1. Наложенно эпигенетические поры в катагенетически уплотненном песчанике, шлиф

А - поры (голубое) без анализатора; Б - реликтовая (катагенетическая) конформная с элементами инкорпорационной структура песчаника в скрещенных николях; В - структура пустотного пространства в УФ-лучах. Пласт БС10₁, скв. 320, гл. 2368,14 м.

Более того, наблюдаемые регенерационные каемки обычно развиты на кластогенных зернах, морфология которых уже кардинально изменена финальными процессами катагенетической стадии. Ряд наблюдений показывает, что на Дружном месторождении регенерация кварцевых зерен наиболее отчетливо проявилась не на стадии катагенеза, а в более поздний этап – этап наложенного эпигенеза. Аналогичными наблюдениями делится и Б.А. Лебедев (1992).

Пласты горизонтов БС₁₀ и БС₁₁ охарактеризованы скв. 320Р керном, что дает возможность сравнивать интенсивность катагенетических изменений в тех и других. В пластах горизонта БС₁₁ структура песчаников практически не отличается от структуры аналогичных пород в пластах горизонта БС₁₀. Песчаник, микрофото шлифа которого демонстрирует рис. 2, имеет следующий состав (в %): кварц – 30, полевые шпаты – 50, обломки пород – 20, акцессории – лейкоксен, каолинит, пирит, хлорит, циркон. Его состав близок составу того песчаника, что приведен на рис. 1, а различия в количественных характеристиках обломочной компоненты не выходят за пределы точности подсчета по использованной методике.

Горизонт БС₁₁ залегает всего лишь на 30 м ниже горизонта БС₁₀, поэтому породы-коллекторы этих горизонтов имеют практически одинаковую интенсивность катагенетического преобразования и обладают сходной конформной структурой.

Вскрыт и пласт ЮС₁ скв. 320Р, залегающий примерно на 500 м глубже пласта БС₁₁¹. Шлифом с глубины 2913 м охарактеризован мелкозернистый аркозовый песчаник, состав которого почти не отличается от песчаников из пластов горизонтов БС₁₀–БС₁₁. В обломочной составляющей (в %): кварца-30, полевых шпатов-45, обломков пород-25, аутигенные, включая акцессорные минералы: каолинит, пирит, лейкоксен, сидерит, кальцит, циркон, турмалин. Структура песчаника конформная с элементами инкорпорационной (рис. 3). Структурные отличия верхнеюрских песчаников от меловых выражаются несколько большим распространением инкорпорационных и микростилолитовых зерновых границ.

Б.А. Лебедев (1992) считает, что открытая и эффективная пористость и проницаемость песчаников при их погружении изменяются скачкообразно на определенных глубинах, которые зависят от состава песчаников. На основании статистической обработки огромного массива данных он указывает для кварцевых песчаников следующие три скачка: первый – на глубине около 1,5 км, второй – 2,3 км и третий – около 3,9 км. В ходе погружения кварцевых песчаников на глубину 3,9 км (отвечающей зоне очень сильного уплотнения) происходит уменьшение открытой пористости (модальной) от 23 до 7%. Для аркозовых песчаников третий скачек, по данным Б.А. Лебедева проявляется на значительно меньшей (около 3 км) глубине (рис. 4).

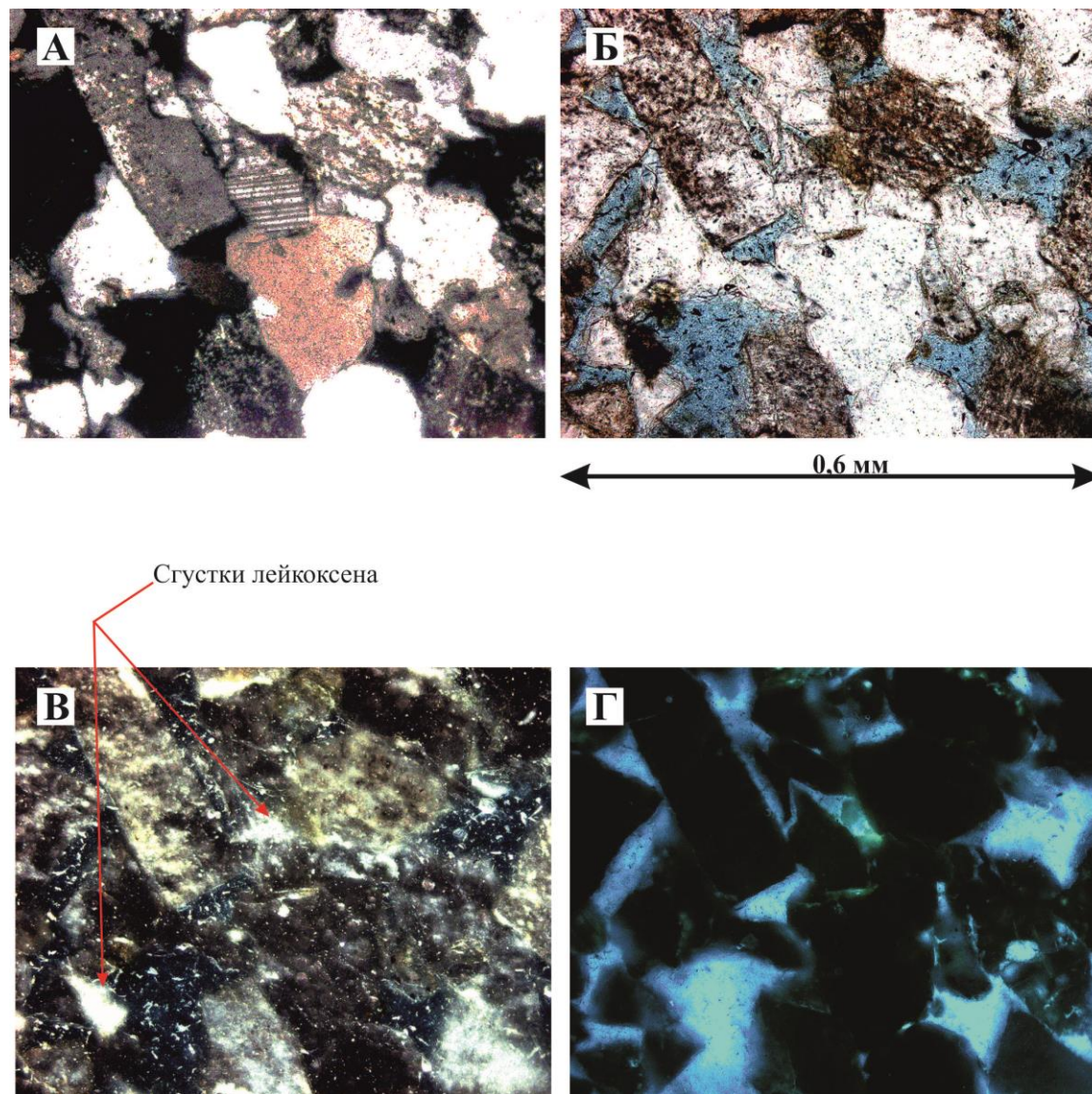


Рис. 2. Полигональные поры в песчанике с реликтовой конформной структурой

А - без анализатора; Б - с анализатором; В - в косом свете; Г - структура пустотного пространства в УФ-лучах. Пласт БС11₁, скв. 320, гл. 2408 м.

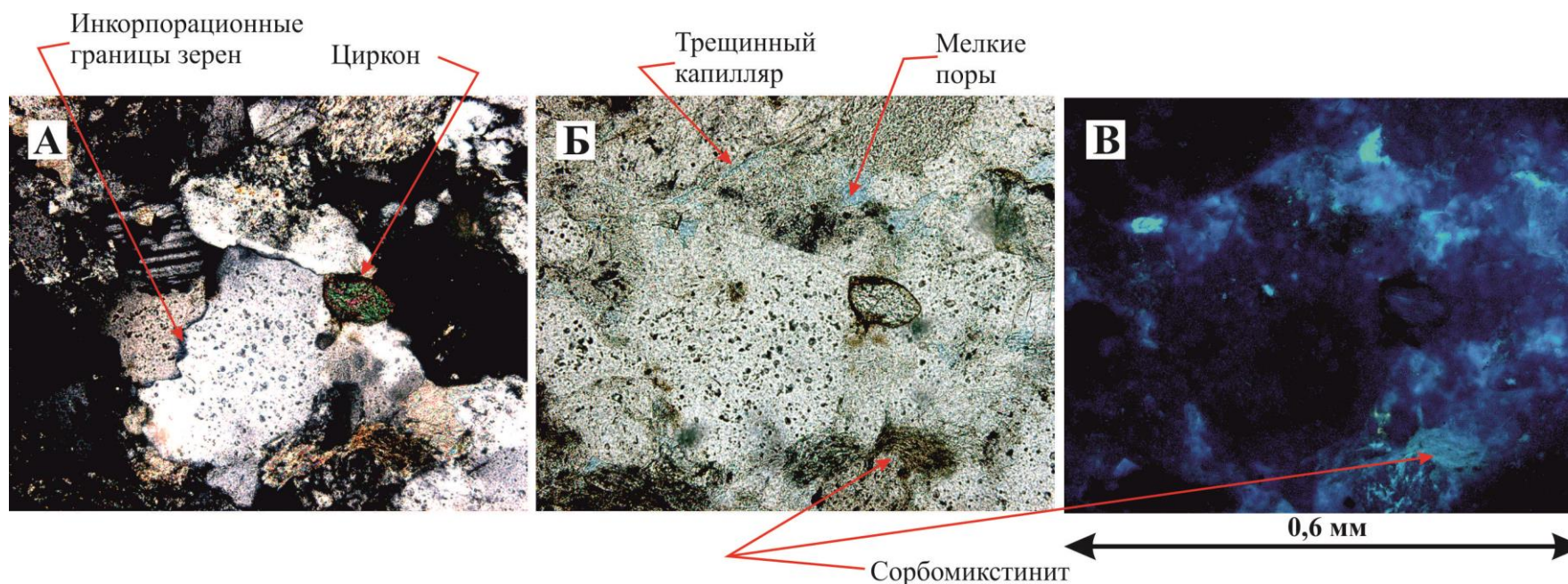


Рис. 3. Инкапорационно-конформная структура песчаника с анализатором (А); капиллярно-поровое пустотное пространство (голубое) без анализатора (Б); люминесценция сорбомикстинита в УФ-лучах (В)

Горизонт ЮС₁, скв. 320, гл. 2913,6 м.

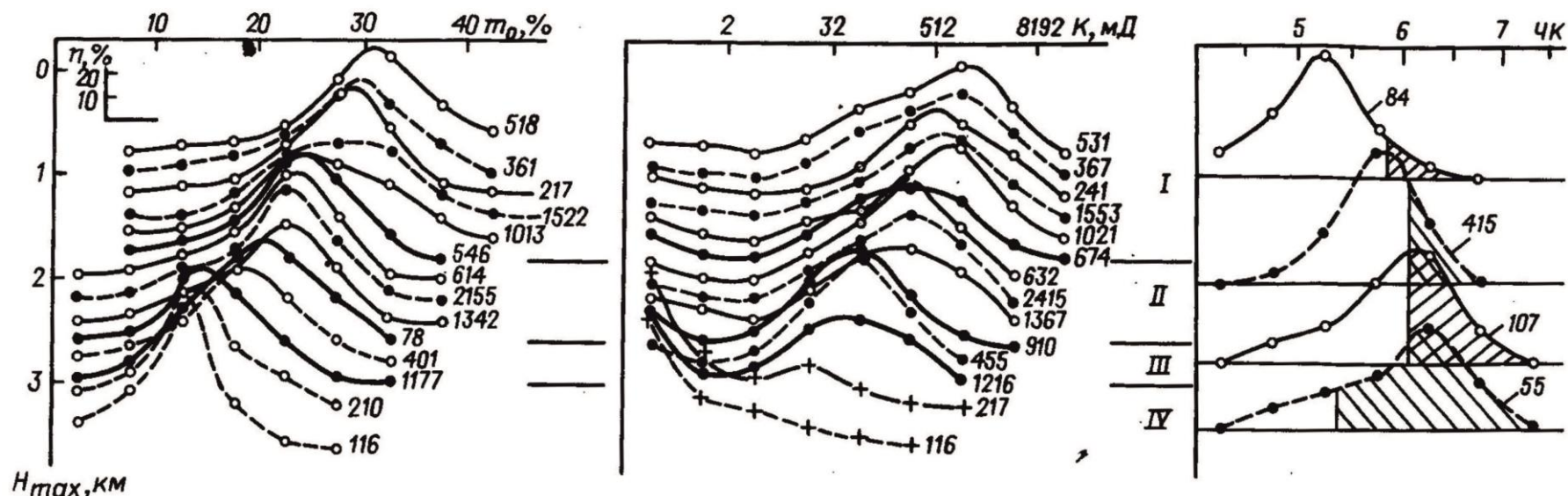


Рис. 4. Изменение с глубиной максимального погружения (H_{max} , км), открытой пористости (m_0 %), проницаемости (K , мД) и числа контактов (ЧК) на зерно аркозовых песчаников. Мел Западной Сибири (по Б.А. Лебедеву, 1992)

Рядом с кривыми распределения - число анализов, n , % - частота встречаемости, для ЧК заштрихованная часть площади под кривыми соответствует доле вторичных контактов. I-IV - зоны уплотнения: I - слабого, II - умеренного, III - сильного, IV - очень сильного.

При изучении катагенетического преобразования пород-коллекторов важно установить зональность, поскольку интенсивность катагенеза, при всех прочих факторах, в немалой степени предопределяет и специфику наложенного эпигенеза. На месторождении Дружном породы находятся (по Б.А. Лебедеву) в зоне умеренного (горизонты БС₁₀-БС₁₁) и сильного (пласт ЮС₁) уплотнения (см. рис. 4).

Наложённые эпигенетические изменения

Выявленная интенсивность катагенетических (стадиальных) изменений изучаемых пород-коллекторов позволяет с довольно высокой достоверностью реконструировать наложенные эпигенетические процессы и наметить схему зональности наложенного эпигенеза.

Характерной особенностью эволюции осадочных толщ является то, что при широчайшем наборе разнообразных процессов в них возникает довольно узкий спектр новых породообразующих минералов. Это в основном полиморфные модификации кремнезема, алюмосиликатные (в том числе глинистые) и карбонатные минералы. Эти минералы формируются и в диагенезе, и в катагенезе, и при наложенном эпигенезе. Отсюда понятна дискуссионность вопросов, связанных с их генезисом.

Более достоверным источником информации о наложенных эпигенетических процессах являются рудные минералы, но последние в нефтяных коллекторах редки и, как правило, обособляются в виде очень мелких индивидов, диагностика которых требует использования современных дорогостоящих прецизионных методов: электронной микроскопии, микроанализатора, рентгеноסקопии наноразмерных объектов и т.д.

Продуктивность скважин в немалой степени зависят от качества коллекторов, поэтому при изучении наложенных эпигенетических процессов нами большое внимание уделялось влиянию последних на формирование пустотного пространства в породах. Поэтому эти исследования имеют не только научно-исследовательский интерес, но и практическое значение. Для исследования наложенных эпигенетических процессов была принята следующая методика. Изготавливались петрографические прозрачные шлифы из образцов предварительно пропитанных (в вакууме) органической окрашенной смолой. Изготовленные таким способом шлифы изучались на микроскопе Leica DMLP с ультрафиолетовым источником. На следующем этапе проводилось исследование поверхности свежих сколов песчаников на растровом электронном микроскопе. При электронно-микроскопических исследованиях уточнялись: морфология пор, всего пустотного пространства, особенности минерального выполнения пор, диагностика новообразованных минералов. Сравнением уже выявленных катагенетических (стадиальных) изменений с результатами нестадиальных

процессов определялись интенсивность и структурно-вещественная специфика наложенных эпигенетических преобразований.

Наложённые эпигенетические изменения в породах - коллекторах горизонта БС₁₀.

Песчаники горизонта БС₁₀, обладая весьма высокой эффективной пористостью (см. рис. 1 А) несут явные признаки очень сильного катагенетического уплотнения (см. рис. 1 Б). Форма сообщающихся пор predetermined геометрией и пространственными взаимоотношениями скелетных (каркасных) элементов сильно уплотнённого песчаника. Геометрический рисунок открытых межзерновых пор полностью соответствует представлению об их формировании за счет растворения неустойчивых компонентов сильно уплотнённого песчаника. Растворению в первую очередь подвергаются контакты наименее устойчивых катагенетически трансформированных полевых шпатов с зёрнами разного состава. Основная масса растворённого вещества покидает открытую систему, а часть осажается на локальных геохимических барьерах в виде новообразованного кварца и высокоглиноземистого глинистого минерала – каолинита или диккита. Плоские шестигранники минералов группы каолинита образуют «рыхлые» червеобразные агрегаты (вермикулы).

Примечательно, что в шлифе видны результаты интенсивного растворения крупнозернистого песчаного алеволита. В скрещенных николях (рис. 5 А) фиксируется реликтовая конформная структура алеволита, а без анализатора (рис. 5 Б) - поровая структура пустотного пространства. На долю эффективной пористости приходится 20% площади шлифа. В прозрачных шлифах следы растворения плагиоклаза (рис. 5 Г, Д) обнаруживаются в виде внутризерновых пор. РЭМ-исследованиями следы начального растворения плагиоклаза выражаются узкими плоскими капиллярами по плоскостям спайности минерала (рис. 6). Зафиксированы и более интенсивные стадии растворения полевого шпата, с сохранением лишь каркаса бывшего аллотипного минерального индивида.

РЭМ позволяет проследить последовательность наложено-эпигенетического растворения уплотнённого песчаника. На ранних этапах растворению подвергаются, прежде всего, границы зерен, включая конформные (рис. 7), что приводит к появлению тончайших капиллярных каналов. На следующих этапах капилляры превращаются в узкие, а затем в широкие каналы, по которым сообщаются поры. В зависимости от интенсивности растворения, поры приобретают разнообразные очертания, включая полигональные. Последние обусловлены морфологией деформированных в катагенезе, а также регенерированных или новообразованных при наложенном эпигенезе зерен (рис. 7 А). Стенки пор всегда покрыты «рубашкой», которая чаще сложена нанокристаллами хлорита, но нередко она имеет более сложный каолинит-хлоритовый состав (рис. 7 Б).

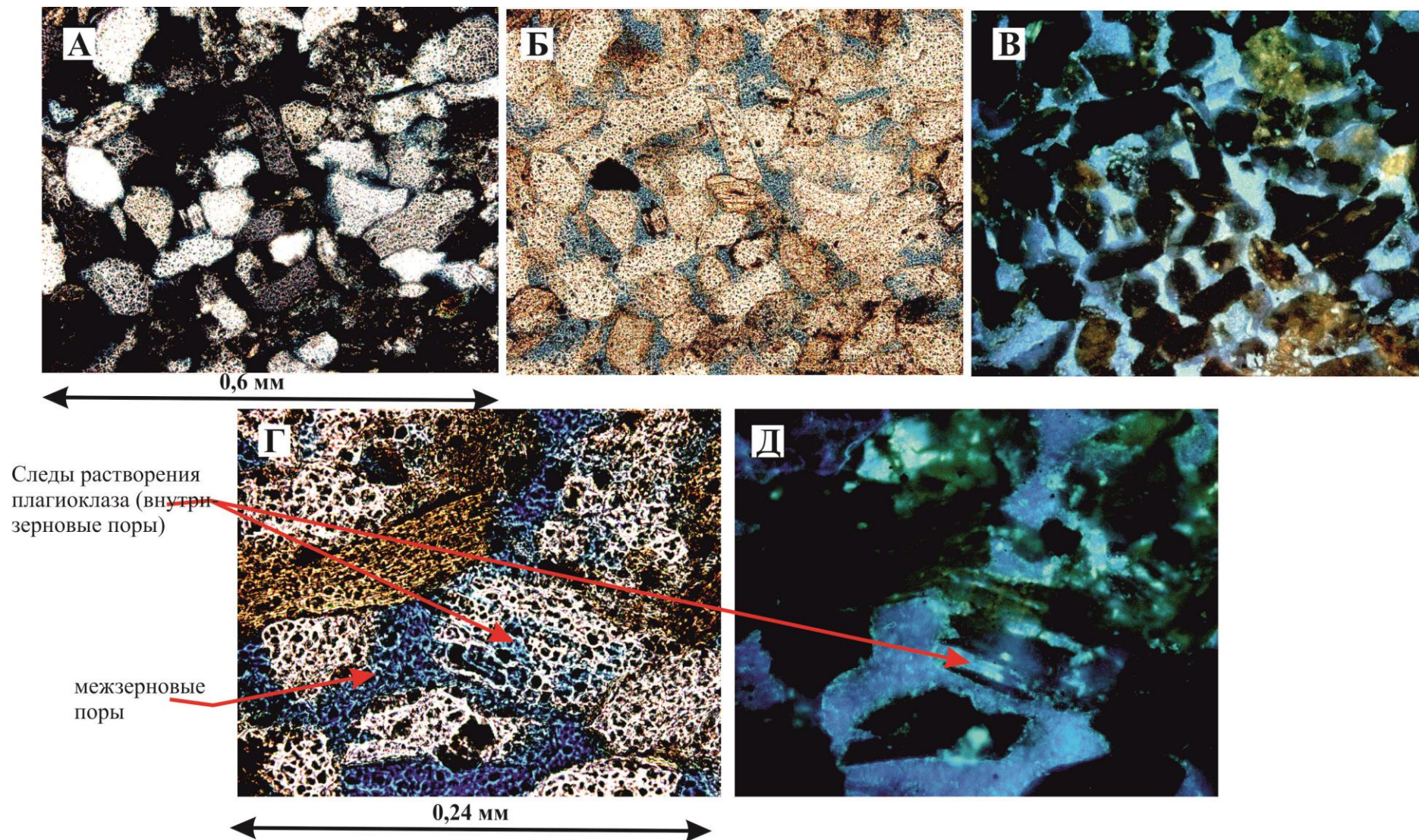


Рис. 5. Алевролит крупнозернистый песчаный

A - реликтовая конформная структура (николи +); Б - наложенно эпигенетические поры (николи -); В - сообщающийся характер пор в УФ-излучении; Г - межзерновые и внутризерновые поры без анализатора; Д - то же самое в УФ-свете. Пласт БС10₁, скв. 161, гл. 2353,15 м.

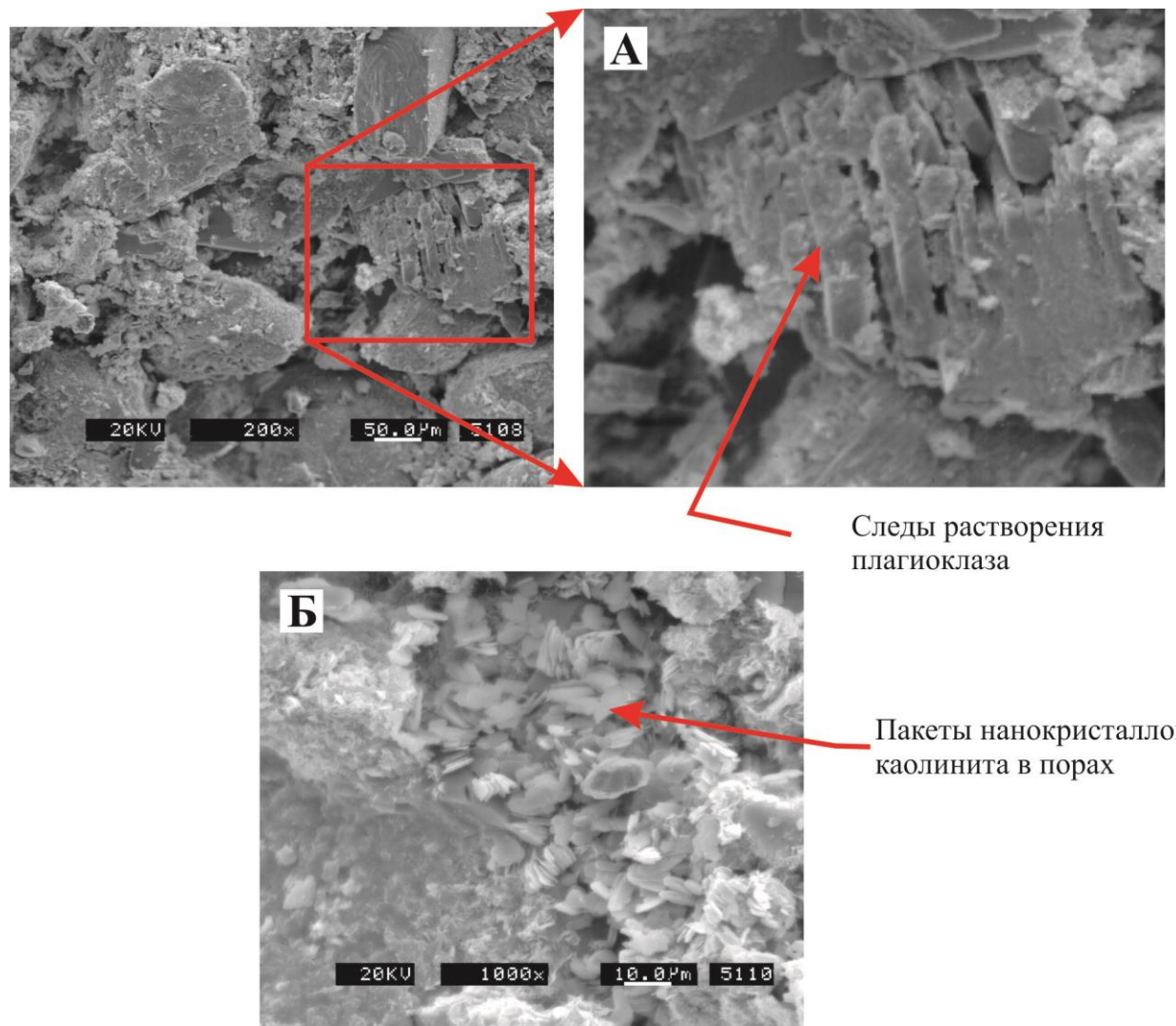


Рис. 6. Следы растворения полевого шпата (А) и агрегаты каолинита в пустотном пространстве (Б)
Пласт БС10₁, скв. 211, гл. 2369,47 м. РЭМ-фото из материалов КогалымНИПИнефть.

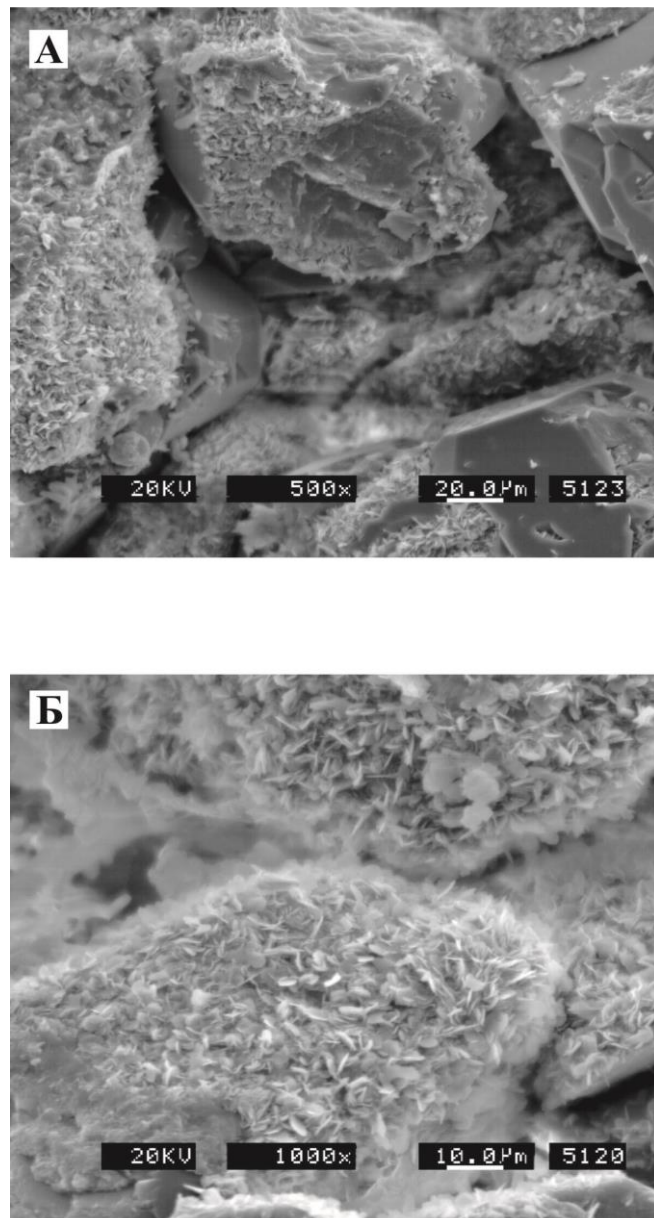


Рис. 7. Морфология наложенно эпигенетических пор в мелкозернистом алевритовом песчанике (А) и каолинит-хлоритовая «рубашка» на стенках пор (Б)
Пласт БС₁₀, скв. 211, гл. 2391,6 м. РЭМ-фото из материалов КогалымНИПИнефть.

Примечательно, что хлоритовая «рубашка» присутствует на стенках пор и в нефтенасыщенных и в водонасыщенных коллекторах. Не исключено, что исследование онтогении хлорита поможет выявить такие факторы, которые позволят определять былое нефтенасыщение в ныне водонасыщенных коллекторах и отличать нефтенасыщенные от водонасыщенных.

Наложённые эпигенетические изменения в породах-коллекторах горизонта БС₁₁.
В пределах месторождения пласты горизонта БС₁₁ залегают глубже горизонта БС₁₀ не более, чем на 50 м. Отсюда очень близка степень их катагенетического уплотнения. В породах-коллекторах горизонта БС₁₁ фиксируются такие же, как в БС₁₀, сложные минеральные преобразования с полным или частичным растворением материала, слагавшего межзерновое

пространство, значительным растворением кластогенных полевых шпатов и обломков гидрослюдизированных вулканических пород. В результате растворения алюмосиликатов и выноса миграционноспособных компонентов здесь формируется капиллярно-пористое пустотное пространство, составляющее до 30% объема породы.

На фоне преобладающего выноса, незначительная часть растворенных компонентов выпадала из раствора на локальных геохимических барьерах, не покидая систему наложенного эпигенетического минералообразования. Среди новообразованных минералов доминирует хлорит. Следующим по частоте встречаемости является высокоглиноземистый алюмосиликат – каолинит. Некоторая доля кремнезема осаждалась на стенках пор в виде кварца. Иногда наблюдаются регенерированные кварцевые зерна в хлоритовой «рубашке». Кроме перечисленных в поровом пространстве распространены и другие новообразованные алюмосиликатные минералы, корректная диагностика которых требует дополнительных исследований. Эти новообразования создают в порах сложную «живую» пространственно-минеральную систему, чутко реагирующую на изменение физико-химических параметров порового флюида.

В изучаемых образцах в существенных количествах (до 2 и более процентов) присутствуют соединения титана. Лишь незначительная доля их связана с рудными кластогенными зернами впоследствии лейкоксенизированными. Основная масса лейкоксена представлена сгустками разнообразной формы, подчеркивающей аутигенную природу. Этот лейкоксен содержит, скорее всего, титан, изначально входивший в кристаллическую решетку алюмосиликатов. Переход титана в раствор и последующая концентрация этого элемента в виде лейкоксена происходила при гидрослюдизации полевых шпатов в катагенезе, а также при растворении алюмосиликатов в процессах наложенного эпигенеза. Замечено, что во вторичных коллекторах, кроме лейкоксена, часто встречаются мелкие идиоморфные кристаллы рутила. Не исключено, что при специализированных минералогических исследованиях пород-коллекторов будут обнаружены и другие формы соединений титана, включая самородный, на которые указывает А.Е. Лукин (1989).

На рис. 8 следы интенсивного растворения слюд вдоль плоскостей спайности с формированием внутризерновых пор, которые при более интенсивном растворении слюдистого минерала приобретают облик межзерновых пор. Аналогичная эволюция пустотного пространства характерна и при растворении калиевых полевых шпатов, плагиоклаза (рис. 9). Пласты горизонтов БС₁₀ и БС₁₁ практически не различаются по направленности и интенсивности катагенетических и наложенных эпигенетических процессов.

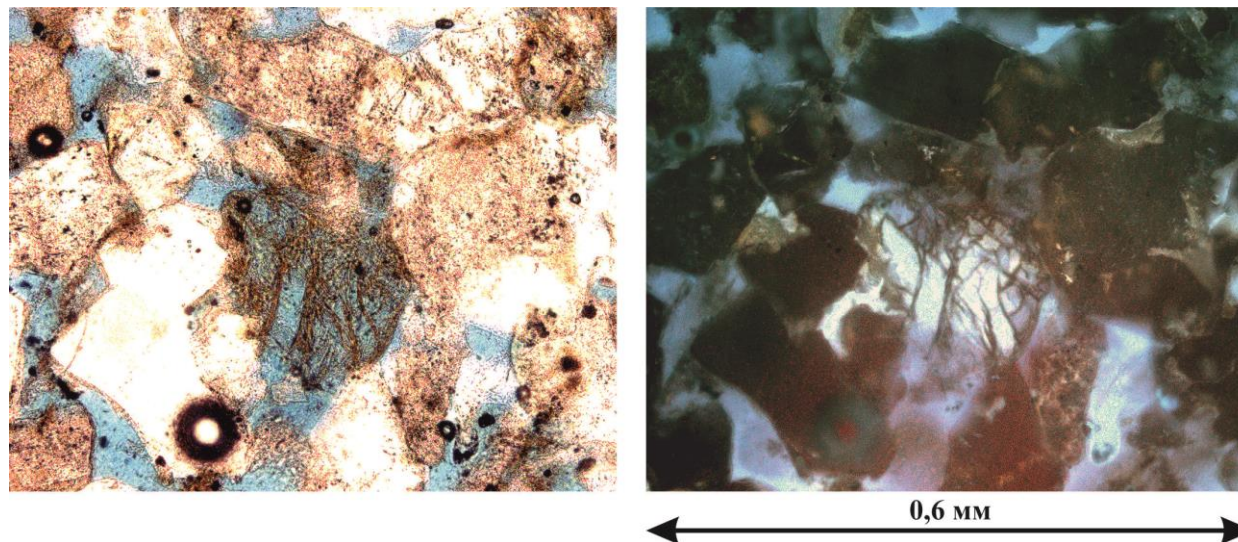


Рис. 8. Следы растворения слюдяного минерала в песчанике

Слева без анализатора, справа в УФ-лучах. Пласт БС11₀, скв. 4123, гл. 2412,69 м.

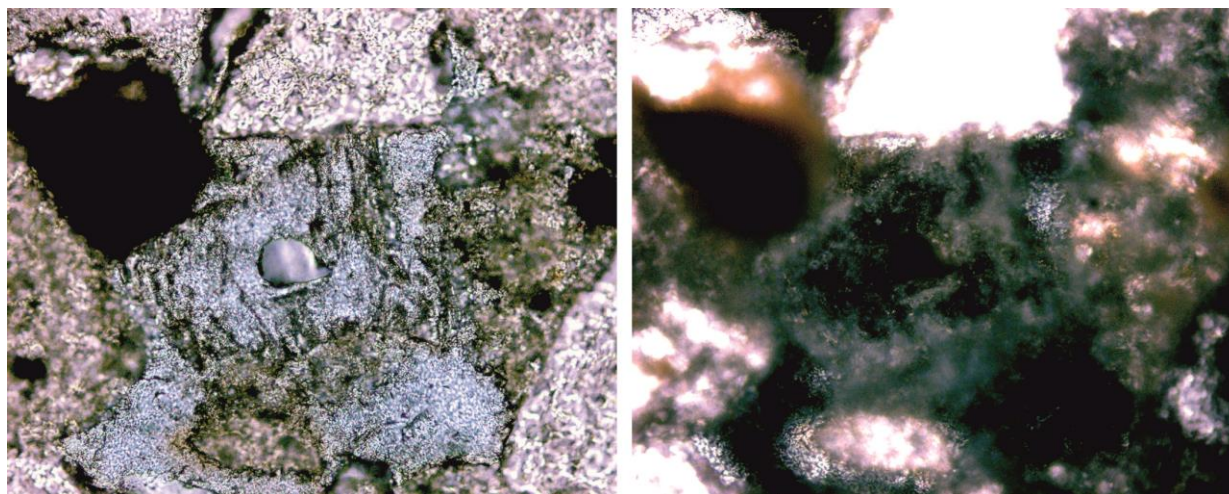


Рис. 9. Следы растворения плагиоклаза

Слева без анализатора, справа с анализатором. Пласт БС11₀, скв. 4123, гл. 2412,69 м.

Наложённые эпигенетические изменения в породах-коллекторах горизонта ЮС₁.

Региональным флюидоупором для горизонта ЮС₁ являются глинистые породы баженовской свиты. Поскольку породы этой свиты служат флюидоупором на протяжении длительного постбаженовского отрезка истории геологического развития Западно-Сибирского бассейна, то зона соприкосновения коллекторов горизонта ЮС₁ с региональным флюидоупором может содержать полезную информацию о наложенных эпигенетических процессах. Такой зоной соприкосновения можно считать маломощную пачку пород, именуемую георгиевской свитой, которая подстилает баженовскую свиту и благодаря специфическому составу, довольно уверенно диагностируется визуально по керну, сейсмическими методами и многими видами скважинной геофизики. Породы георгиевской свиты по коллекторским свойствам занимают промежуточное положение между коллекторами и флюидоупорами. Являясь граничной зоной регионального флюидоупора с коллекторами горизонта ЮС₁, она несет следы интенсивных метасоматических преобразований, вплоть до формирования разнообразных рудных минералов, среди которых преобладают сульфидные соединения.

Рассмотрим наложенно эпигенетические преобразования пород-коллекторов горизонта ЮС₁ в сравнении с аналогичными в пластах неокома. На рис. 10 приведены микрофотографии шлифа мелкозернистого алевритового песчаника, состоящего на 30% из кластогенного кварца (кроме него отмечается около 5% аутигенного кварца), 40% полевых шпатов, 20% обломков пород. Около 5% объема породы приходится на долю каолинита. Из аксессуаров содержатся: циркон, апатит, турмалин, эпидот, лейкоксен, хлорит, пирит (до 1-1,5%). Как и в горизонтах БС₁₀ и БС₁₁, верхнеюрский песчаник в скрещенных николях характеризуется конформной с элементами инкорпорационной структурой. Поры распределены очень неравномерно, но морфологически они не отличаются от пор, развитых в неокомских пластах. Заметные отличия рассматриваемых пород-коллекторов от неокомских заключаются в большем количестве в их составе новообразованного кварца и каолинита. Если в неокомских коллекторах количество каолинита обычно составляет 2-3% и редко превышает 5%, то в горизонте ЮС₁ на его долю чаще приходится 8-10%, а иногда достигает 15-20%. В неокомских коллекторах размеры агрегатов нанокристаллов каолинита составляют сотые и первые десятые доли миллиметра, а в верхнеюрских песчаниках они достигают 0,5-0,8 мм (рис. 11, 12). В крупных порах неокомских коллекторов каолинит лишь инкрустирует их стенки, образуя ажурный агрегат, не препятствующий транспортировке флюида. В ЮС₁ каолинит заполняет значительный объем поры, более плотно упакован, что существенно уменьшает эффективную пористость коллектора.

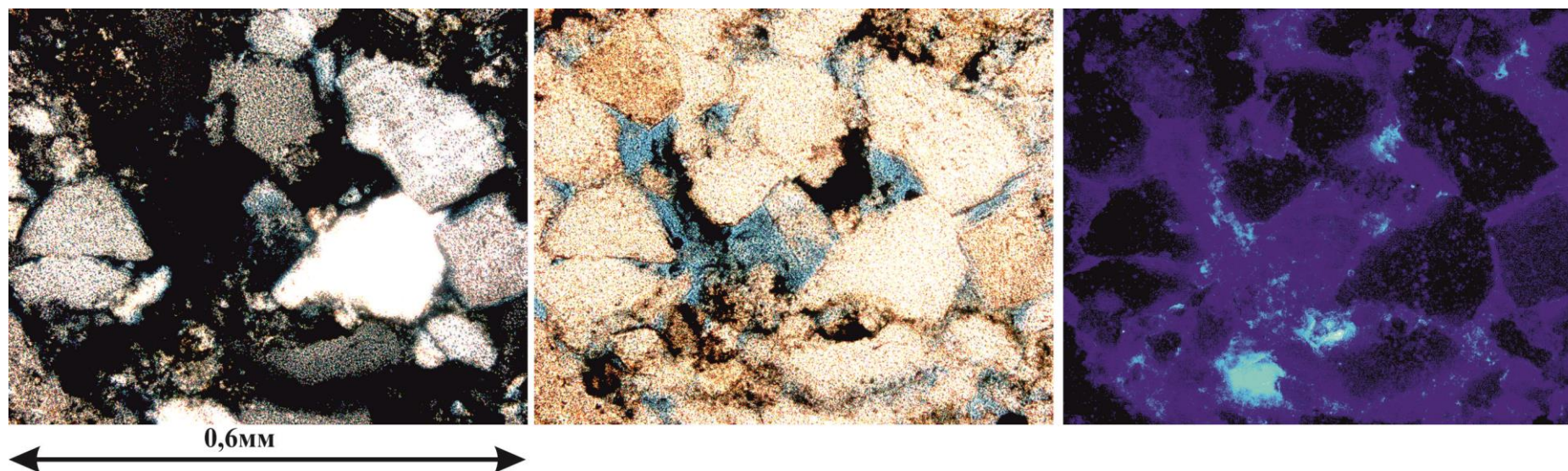


Рис. 10. Песчаник алевритовый пористый

Слева с анализатором конформная с элементами инкорпорационной структура; в середине без анализатора наложено -эпигенетическая пористость; справа в УФ-лучах структура пустотного пространства. Горизонт ЮС₁, скв. 161, гл. 2887,22 м.

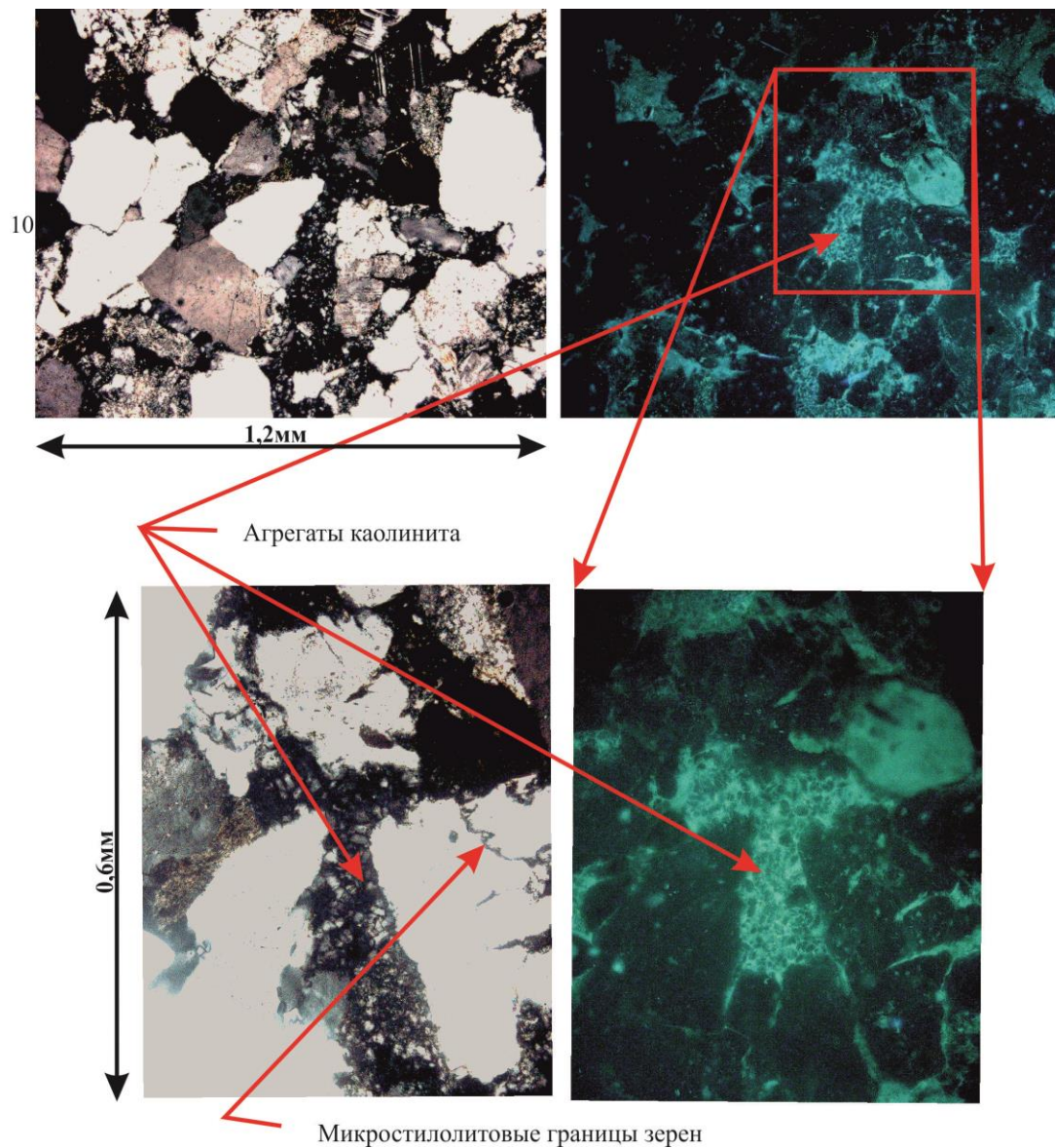


Рис. 11. Агрегаты кристаллов каолинита в горизонте ЮС₁

Слева с анализатором, справа в УФ-свете. Скв. 8027, гл. 2917,4 м.

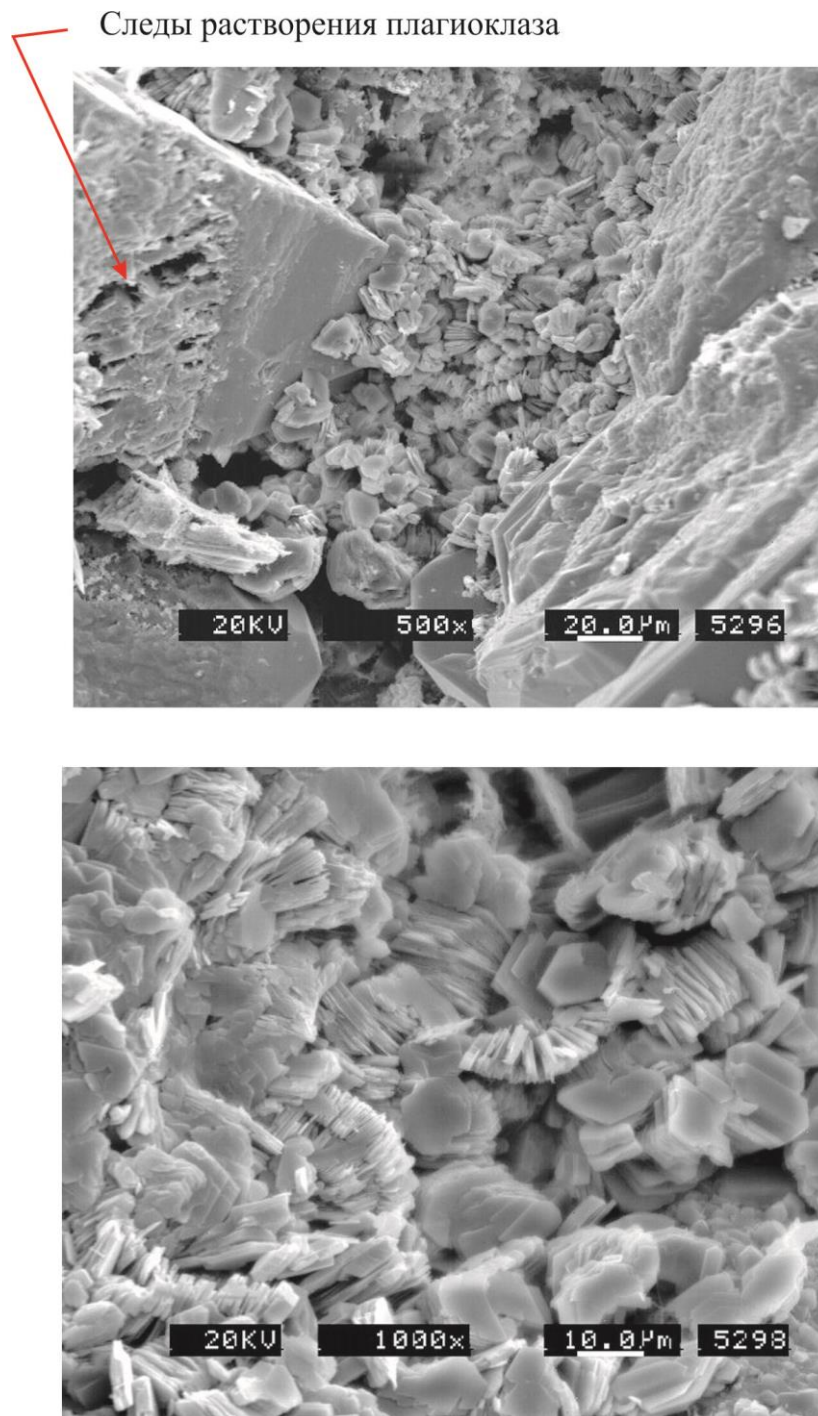


Рис. 12. Сравнительно плотная упаковка агрегатов каолинита в мелкозернистом песчанике с признаками нефтенасыщения
Горизонт ЮС₁. Скв. 1340, гл. 2888,48 м. РЭМ-фото из материалов КогалымНИПИнефть.

О распределении каолинита в разрезе пород-коллекторов пласта ЮС₁ можно судить по керну скв. 8027 (рис. 13). Здесь концентрации каолинита увеличиваются снизу вверх по разрезу, вплоть до непроницаемого прослоя кальцитолита толщиной 0,4м, который выше сменяется слоем углистых пород (0,9 м).

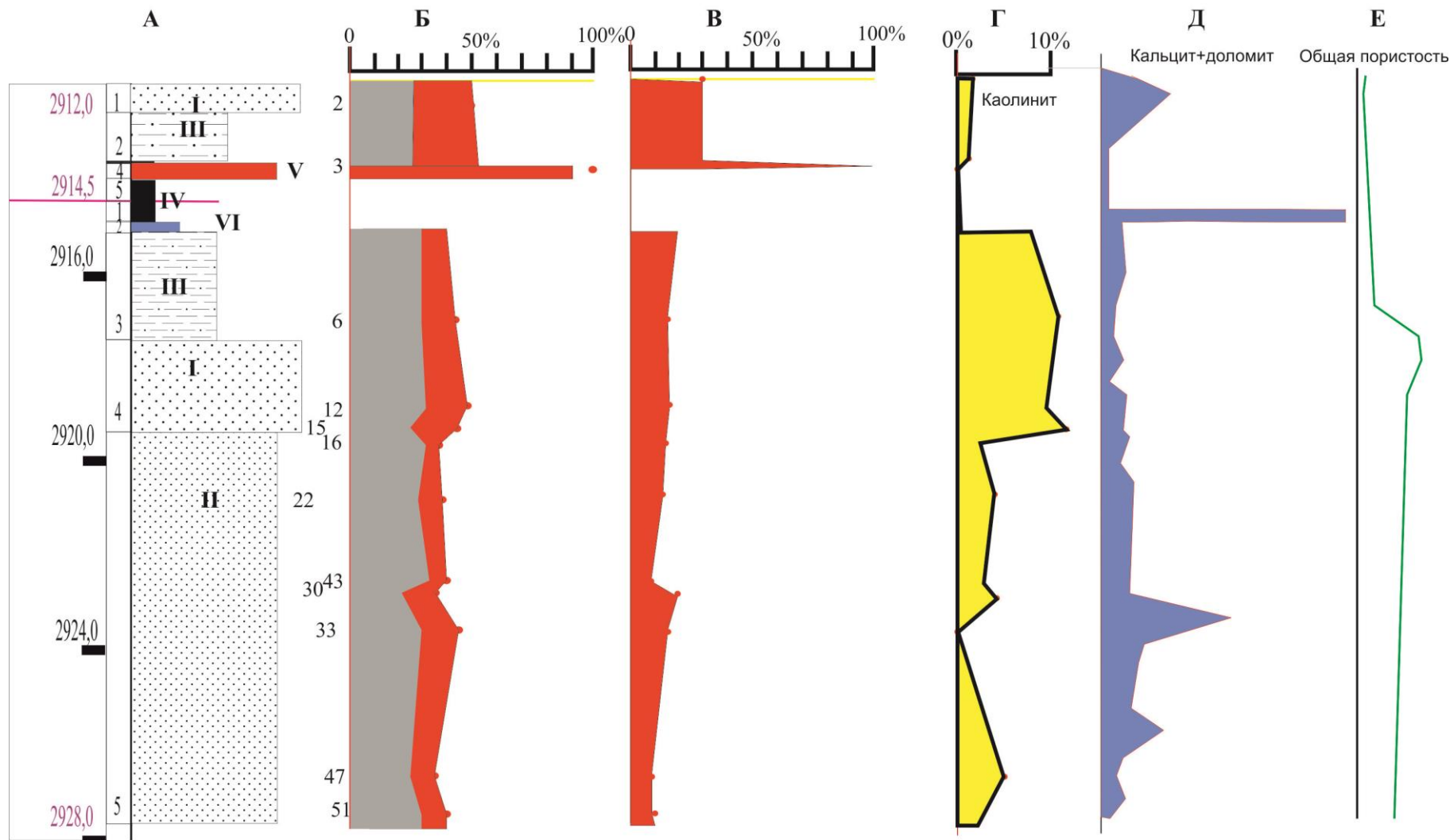


Рис. 13. Распределение минеральных фаз в горизонте ЮС₁ скв. 8027

A - литология, Б - соотношение кластогенного (серое) и наложенно-эпигенетического (красное) кварца, В - абсолютные концентрации наложенно-эпигенетического кварца, Г - концентрации наложенно-эпигенетического каолинита, Д - концентрации кальцита + доломита, Е - общая пористость. I - песчаник, II - алевритистый песчаник, III - алевролит, IV - уголь, V - кварцевый метасоматит, VI - кальцитовый метасоматит.

Сходную зональность проявляет новообразованный кварц, количество которого также постепенно растет вверх по разрезу до контакта с кальцитолитом (рис. 13 Б, В). Кварц практически отсутствует в прослое угля, но в кровле последнего угольное вещество почти полностью замещается новообразованным кварцем, и его концентрация скачком возрастает до 100% минеральной (неорганической) составляющей породы. В залегающей выше георгиевской свите количество новообразованного кварца снижается, но не менее, чем до 30% объема породы.

На примере одного из шлифов из пород-коллекторов горизонта ЮС₁ удалось проследить микрizonaльность эпигенетических изменений. На рис. 14 А приведена сканограмма шлифа с глубины 2885,5 м из скв. 161р. На сканограмме голубым цветом (из-за пропитки крашеной смолой) проявился коллектор, а серым – неколлектор. Этот фоторисунок по существу является миниатюрной моделью морфологии нефтяного коллектора и, в принципе, раскрывает строение нефтяных залежей в пласте Ю₁. На рис. 14 (Г и Д) приведен увеличенный фрагмент шлифа, захвативший контакт «коллектора с неколлектором». Обратим внимание – обломки в «коллекторе» крупнее обломков в «неколлекторе», но в шлифе видно, что причиной укрупнения обломков является регенерация кварцевых и реже полевошпатовых зерен. Регенерационная каемка кварца (рис. 15 А, Б) имеет толщину до 0,01-0,05 мм, которая приводит к наращиванию площади обломка в плоскости шлифа на 10-20% и более процентов.

Реже наблюдается регенерация полевого шпата в виде альбитовой каемки. В этом же шлифе можно наблюдать результат миграции титана из «коллектора» в «неколлектор». Незначительная его доля фиксируется в «коллекторе» в виде мелких кристалликов рутила, а основная масса формирует в «неколлекторе» зоны сгущения морфологически причудливых лейкоксеновых агрегатов (рис. 15 В), улучшая его флюидоупорные свойства.

Заключение

Изучение вторичных изменений пород-коллекторов на Дружном месторождении показало целесообразность выделения двух разнонаправленных типов эпигенеза: прогрессивного и регрессивного. Прогрессивную направленность эпигенеза отражает термин «катагенез», а регрессивную направленность мы, вслед за Б.А. Лебедевым (1992) именуем наложенным эпигенезом. Нами отдельно проанализирована зональность тех и других процессов.

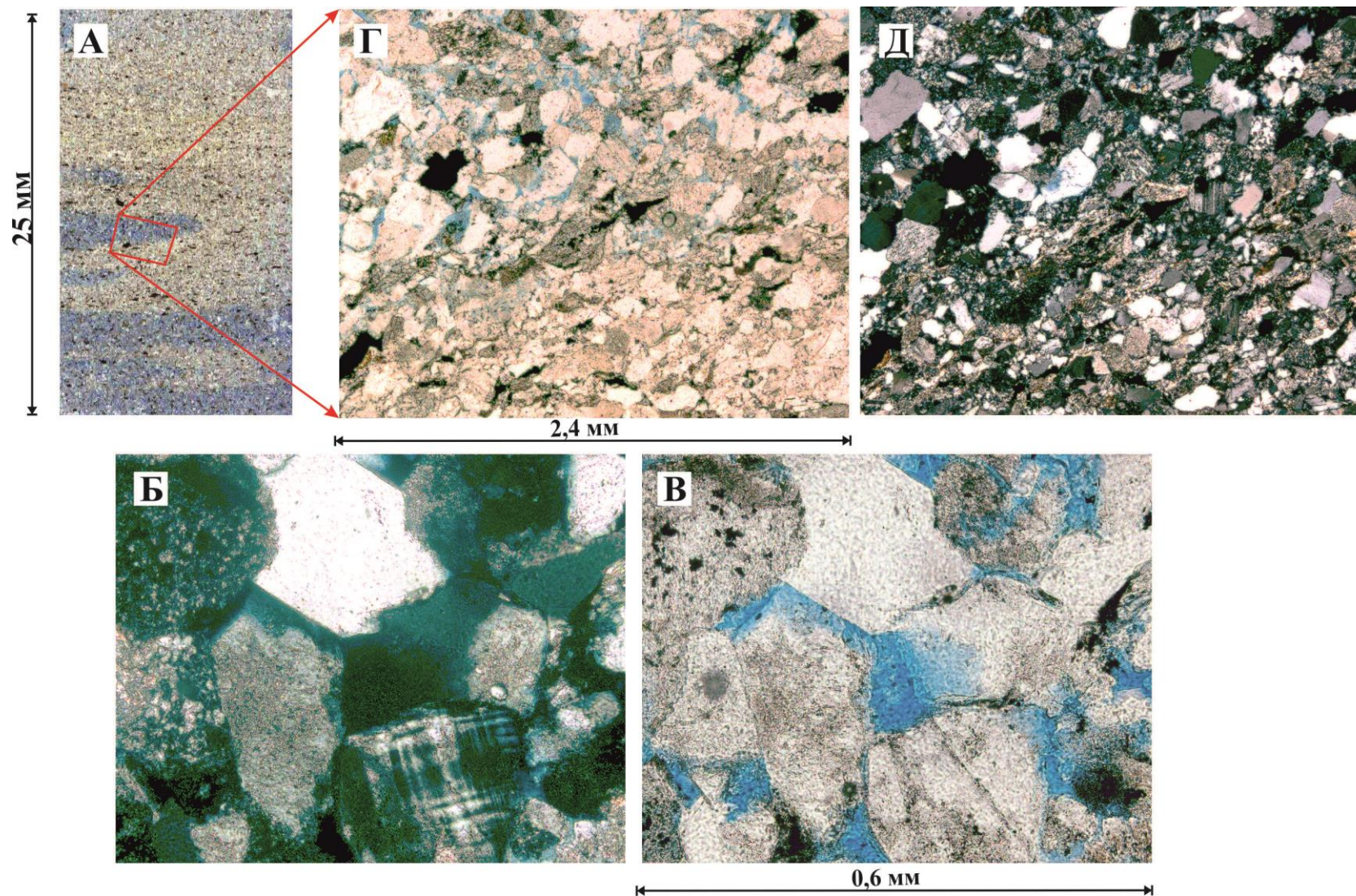


Рис. 14. Послойно-линзовидное распределение открытых пор в мелкозернистом песчанике горизонта ЮС₁

А - сканограмма шлифа, Б - реликтовая конформная структура песчаника в шлифе с анализатором; В - открытая (эффективная) наложенно-эпигенетическая пористость без анализатора; Г - послойное распределение вторичной пористости без анализатора; Д - то же с анализатором. Скв. 161р, гл. 2885,5 м.

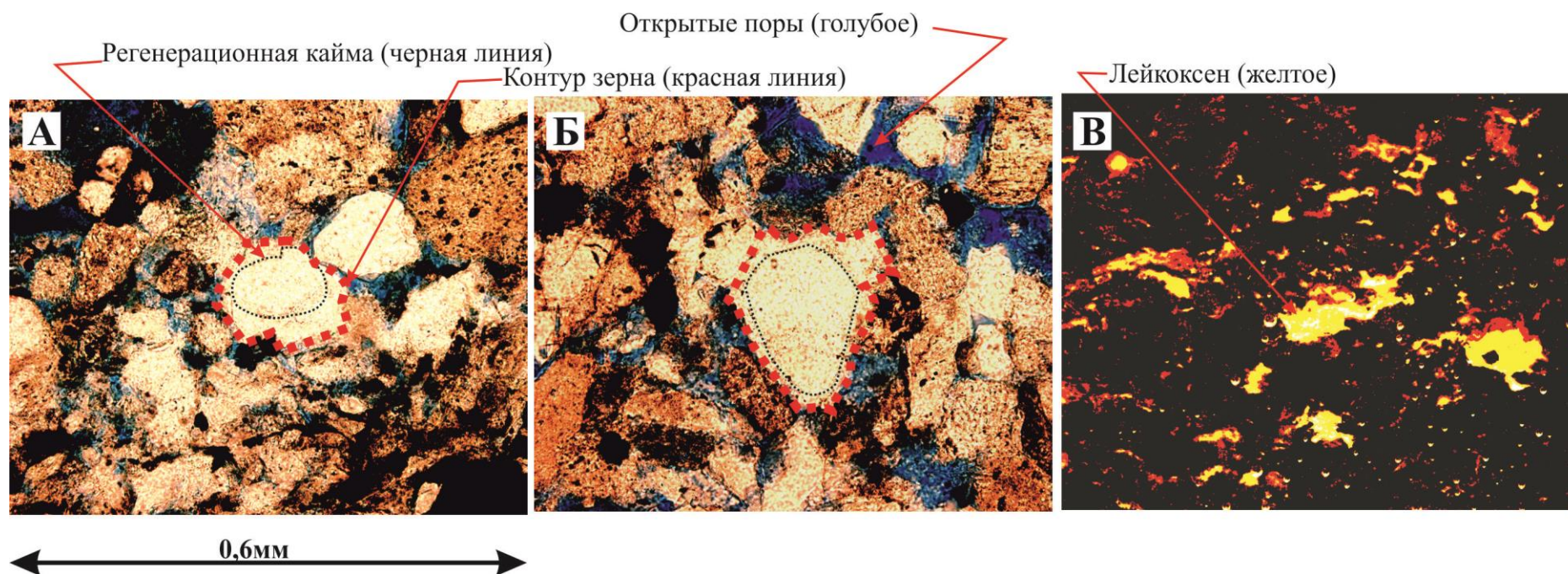


Рис. 15. Наложенно эпигенетическая регенерация кварцевых зерен в алевритовом песчанике (А, Б) без анализатора;
В - обогащенные лейкоксеном участки в косом свете

Горизонт ЮС₁, скв. 161, гл. 2887,2 м.

Зональность катагенетических изменений. В соответствии со шкалой зональности, предложенной Б.А. Лебедевым, в катагенезе выделяется 4 зоны уплотнения: 1-слабого; 2-умеренного; 3-сильного; 4-очень сильного (см. рис. 4). Выше сказано, что на Дружном месторождении породы находятся в зоне умеренного (горизонты БС₁₀-БС₁₁) и сильного (горизонт ЮС₁) уплотнения.

Зональность наложенных эпигенетических изменений. На основе проведенного исследования горизонтов БС₁₀, БС₁₁ и ЮС₁ намечена вертикальная зональность наложенных эпигенетических изменений. Под баженовской свитой выделяется зона затрудненного выноса растворенных компонентов, выше - зона свободного выноса компонентов. Породы-коллекторы в зоне затрудненного выноса характеризуются сравнительно большим количеством каолинита (до 8-10%), высокими концентрациями (до 15-30%) новообразованного кварца, развитием конвергентных полнозаменных метасоматитов и рассеянных миксометасоматитов [Колокольцев, 1999]. Породы-коллекторы в верхней зоне – зоне свободного выноса, - содержат меньше каолинита (обычно 2-3, редко 5%), меньше новообразованного кварца (редко превышает 5-10%). Баженовская свита служит «идеальным» флюидоупором, затрудняющим вынос растворенных компонентов из формирующихся под ней наложено-эпигенетических коллекторов. Если сплошность баженовской свиты не нарушена дизъюнктивами, то она остается проницаемой лишь для сверхкритических флюидов и является надежным экраном для залежей углеводородов.

Литература

Колокольцев В.Г. Блочные метасоматиты в осадочных толщах и их диагностика. - СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 1999. – 96 с.

Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. - Л.: Недра, 1992. - 239 с.

Лукин А.Е. Генетические типы вторичных преобразований и нефтенакпление в авлакогенных бассейнах. - Киев: ИГН АН УССР, 1989. - 51 с.

Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутков В.Д., Боголюбова Л.И., Дриц В.А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезные ископаемые. - 1974. - № 3. - С. 58-82.

Фролов В.Т. Литология. - М.: изд-во МГУ, 1992. – 336 с.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. - М.: изд-во МГУ, 1995. - 142 с.

Skachek K.G.

OOO "Lukoil West Siberia", Kogalym, Russia, Konstantin.Skachek@lukoil.com

Mordvintsev M.V.

AOA "Verkhnechonskneftegaz", Irkutsk, Russia, mvmordvintsev@rosneft.ru

Kolokol'tsev V.G.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute. (FGUP «VSEGEI»), St. Petersburg, Russia, V_Kolokoltsev@vsegei.ru

**SECONDARY ALTERATION OF RESERVOIR ROCKS OF THE DRUZHNY FIELD
(WESTERN SIBERIA)**

Grain contacts and pore mineral neoformations in the Jurassic and Cretaceous reservoirs of the Druzhny oil field indicate the intensity of epigenetic alterations. Studies of thin sections showed indications of two divergent types of epigenesis: progressive (catagenetic) and regressive (superimposed epigenetic). Vertical zoning of catagenetic and superimposed epigenetic alteration is identified.

Keywords: *Jurassic deposits, Cretaceous deposits, producing horizons, pore space, reservoir, catagenesis, superimposed epigenetic processes, Druzhny field, Latitudinal Ob region, Western Siberia.*

References

- Frolov V.T. *Litologiya* [Lithology]. Moscow: MSU Press, 1992, 336 p.
- Kolokol'tsev V.G. *Blochnye metasomatity v osadochnykh tolshchakh i ikh diagnostika* [Block altered rocks in sedimentary strata and their diagnostics]. St. Petersburg: VSEGEI Press, 1999, 96 p.
- Lebedev B.A. *Geokhimiya epigeneticheskikh protsessov v osadochnykh basseynakh* [Geochemistry of epigenetic processes in sedimentary basins]. Leningrad: Nedra, 1992, 239 p.
- Lukin A.E. *Geneticheskie tipy vtorichnykh preobrazovaniy i neftenakoplenie v avlakogennykh basseynakh* [Genetic types of secondary alterations and oil accumulation in aulacogene basins]. Kiev: IGS Ukrainian Academy of Sciences, 1989, 51 p.
- Timofeev P.P., Kossovskaya A.G., Shutov V.D., Bogolyubova L.I., Drits V.A. *Novoe v uchenii o stadiyakh osadochnogo porodoobrazovaniya* [New in the study of sedimentary rock forming stages]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1974, No. 3, p. 58-82.
- Yapaskurt O.V. *Stadial'nyy analiz litogeneza* [Stadial analysis of lithogenesis]. Moscow: MSU Press. 1995, 142 p.

© Скачек К.Г., Мордвинцев М.В., Колокольцев В.Г., 2015