



УДК 553.98:551.762(571.1)

ОБ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ СХЕМЫ КАТАГЕНЕЗА НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРЕНГОЙСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА НА ОСНОВЕ МИНЕРАЛЬНЫХ И СТРУКТУРНЫХ ИНДИКАТОРОВ

Е. А. Предтеченская¹, О. Н. Злобина²

¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Кратко охарактеризовано состояние проблемы стадийности и зональности катагенеза терригенных осадочных толщ, рассмотрены минеральные и структурные индикаторы стадий и подстадий регионального катагенеза, установленные в различных нефтегазоносных бассейнах мира. С учетом минеральных и структурных индикаторов, схемы катагенеза органического вещества С. Г. Неручева, Н. Б. Вассоевича и Н. В. Лопатина, а также схемы катагенеза терригенных пород Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой составлена более детальная схема подстадий и этапов регионального катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района Обь-Тазовской структурно-фациальной области Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Для выделения стадий, подстадий и этапов катагенеза использованы состав и типоморфные особенности аутигенных глинистых и карбонатных минералов, полевых шпатов, минералов кремнезема и некоторых других вторичных образований. В отложениях нижней – средней юры по комплексу минеральных и структурных критериев установлены три стадии преобразования пород (средний, поздний катагенез и ранний метагенез) и их основные этапы. Охарактеризованы минералы-индикаторы границ между стадиями среднего и позднего катагенеза, позднего катагенеза и раннего метагенеза, а также границ между этапами каждой стадии.

Ключевые слова: катагенез, метагенез, стадии, этапы, минералы-индикаторы, нефтегазоносные отложения, нижняя – средняя юра, Уренгойский район, Западная Сибирь.

ON THE IMPROVEMENT OF THE CATAGENESIS SCHEME OF THE LOWER-MIDDLE JURASSIC DEPOSITS OF THE URENGOY PETROLEUM REGION AND ADJACENT TERRITORIES BASED ON MINERAL AND STRUCTURAL INDICATORS

E. A. Predtechenskaya¹, O. N. Zlobina²

¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The article briefly describes the state of the problem concerning stages and zoning of the catagenesis of terrigenous sedimentary strata, examines the mineral and structural indicators of the stages of regional catagenesis determined by a number of researchers in various petroleum basins of the world. Taking into account the mineral and structural indicators of the organic matter (OM) catagenesis scheme by S.G.Neruchev, N.B.Wassoevich and N.V.Lopatin, as well as the catagenesis scheme of terrigenous rocks by N.V.Logvinenko and L.V.Orlova, the author has compiled a more detailed scheme of stages and phases of regional catagenesis of the Lower-Middle Jurassic deposits of the Urengoy petroleum region and adjacent territories of the West Siberian sedimentary megabasin. To distinguish the stages and phases of catagenesis, the composition and typomorphic features of authigenic clay and carbonate minerals, feldspar, silica minerals and some other secondary minerals were used. In the sediments of the Lower-Middle Jurassic, according to the complex of mineral and structural criteria, three stages of rock transformation have been established: middle, late catagenesis and early metagenesis, as well as the main phases of identified stages. Minerals are characterized as indicators of boundaries between stages of middle and late catagenesis, late catagenesis and early metagenesis, as well as boundaries between phases of each stage.

Keywords: catagenesis, metagenesis, stages, phases, indicator minerals, oil-and-gas bearing deposits, Lower-Middle Jurassic, Urengoy region, West Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-24-47

О стадийности и зональности катагенеза древних осадочных толщ

Анализ опубликованных данных показал, что критерии выделения отдельных стадий и границ между подстадиями и этапами постседиментационного преобразования терригенных осадочных толщ остаются дискуссионными. Однако установление

этих критериев с помощью минеральных и структурных индикаторов с учетом степени катагенеза органического вещества (ОВ) способствует более обоснованному решению вопросов, касающихся интенсивности вторичных фоновых региональных преобразований пород, вступления отложений в главные зоны нефте- и газообразования и прогноза фазового состояния углеводородов (УВ) в залежах. Это имеет



важное практическое значение для планирования геолого-разведочных работ (ГРР), выбора технологии разработки месторождений углеводородов (УВ), оценки и прогнозирования нефтегазоносности юрских отложений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП).

При установлении стадийности преобразования терригенных осадочных толщ особенно остро стоит вопрос о положении границ между диагенезом и катагенезом и между последним и метаморфизмом [8, 27, 28]. Стадия, следующая за диагенезом и впервые названная А. Е. Ферсманом **катагенезом**, была выделена им в 1922 г. Впоследствии этот термин был использован Н. Б. Вассоевичем и С. Г. Неручевым. К этой стадии они отнесли все преобразования пород от диагенеза вплоть до раннего метаморфизма [1, 13]. В то же время А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов [8] ввели термин «**метагенез**» – стадия, следующая за катагенезом. Они также установили, что начальная стадия метаморфизма является продолжением стадии метагенеза, при этом граница между ними достаточно условна.

Если термин «**диагенез**» большинством исследователей трактуется однозначно и дискуссий не вызывает, то в отношении терминов «**эпигенез**» и «**катагенез**» имеются расхождения во мнениях. Так, П. П. Тимофеев отождествлял эти понятия и считал, что катагенез следует за диагенезом и является составной частью процесса литификации (гипергенез – седиментогенез – диагенез – эпигенез). А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов и Г. Н. Перозио использовали термин «эпигенез», а Н. В. Логвиненко и Л. В. Орлова рассматривали аналогичные изменения пород в качестве катагенетических. Я. Э. Юдович считает, что объединять термины «катагенез» и «эпигенез» не следует, поскольку это ничего, кроме путаницы, в науку о литогенезе не вносит. Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко и Г. В. Карпов предложили подразделить все изменения пород после диагенеза и до метаморфизма на **катагенез** и **метагенез**. Установлено [8, 12, 28 и др.], что переход от диагенеза к катагенезу в морских осадках происходит на глубине 250–300 м. Но результаты глубоководного бурения показали, что в осадочных толщах современных океанов эта граница может располагаться на глубине до 2000 м и более.

Фации регионального катагенеза были впервые установлены А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым в мезозойских отложениях Предверхоянья. Ими выявлены особенности перехода этих фаций в фации регионального метаморфизма, разработано учение о тектонических типах регионального катагенеза на континентах и в океанах, а также обоснованы минеральные и структурно-типоморфные критерии отнесения вторичных изменений пород к той или иной стадии регионального катагенеза. Они также впервые обозначили проблему влияния тектонических дислокаций и интрузивного магматизма на формирование катагенетических аномалий, вслед-

ствие чего степень катагенеза ОВ может оказаться выше фоновых показателей степени изменения пород. Эти основные положения были развиты А. В. Копелиовичем, Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой в 1960–1980-х гг. при изучении вторичных изменений древних толщ юго-запада Русской платформы и Донбасса, а также использованы рядом авторов при обобщении материалов по осадочным бассейнам мира и данным глубоководного бурения.

Несмотря на широкие дискуссии, единая шкала для выделения зон преобразования терригенных осадочных толщ до сих пор не разработана. В нашей стране в основе всех существующих схем катагенеза терригенных отложений лежит схема Л. В. Пустовалова, составленная им в 1950-х гг. на основе выявления минералов-индикаторов для каждой стадии, подстадии и/или этапа постседиментационных преобразований. Все последующие схемы катагенеза различаются лишь положением границ между отдельными стадиями и подстадиями, терминологией и введением новых, более дробных подразделений [7, 8, 12, 28, 31].

Кроме степени кристалличности иллита и величины отражательной способности (ОС) витринита углей, использовавшихся ранее зарубежными исследователями для выделения зон и подзон катагенеза, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым и В. А. Дрицем [8, 9] впервые был предложен комплекс критериев, включающий структурные показатели глинистых минералов, кристаллохимические особенности слюд и хлоритов, парагенетические ассоциации минералов цемента, характерные черты изменений обломочного кварца, полевых шпатов и акцессорных минералов. С их помощью были выделены четыре зоны вторичных преобразований терригенных пород: начального (раннего) и глубинного (позднего) катагенеза, раннего и позднего метагенеза. Отечественными учеными эта схема в дальнейшем была положена в основу установления катагенетической зональности древних осадочных толщ.

Исследованиями, проведенными ранее, показано, что, несмотря на различия в составе и генезисе, катагенетические изменения терригенных осадочных пород являются региональными и зависят от определенных физико-химических условий среды седиментации и литогенеза. По общепринятому мнению, основные факторы катагенеза – палеоглубина захоронения отложений, температура, давление и геологическое время. Если роль первых трех достаточно очевидна и может быть учтена и оценена, то последний либо вовсе не оценивается, либо оценивается неоднозначно. Известно также, что большую роль в специфике постседиментационных преобразований пород играют и другие факторы (тектонические, гидрогеохимические, АВПД, флюидомиграция и формирование зон разуплотнения), нарушающие региональную фоновую зональность катагенеза осадочных толщ на определенных локальных участках.



Сторонники важной роли времени захоронения осадков при метаморфизме рассеянного ОВ (РОВ) и углей (Н. Б. Вассоевич, Н. В. Лопатин, Х. Л. Кеннон и др.) полагали, что длительное воздействие низких температур может компенсировать кратковременный эффект влияния высоких температур, т. е. одна и та же степень катагенеза ОВ может быть результатом и кратковременного воздействия высоких температур, и длительного влияния низких.

И. И. Аммосов, В. А. Горшков и др. считали, что изменение степени катагенеза пород и ОВ происходит кратковременно в момент максимального погружения бассейна и определяется ростом пластовых температур. По их мнению, катагенез погружения имеет преимущественно термальный характер и в равной степени проявляется для отложений любого возраста. При этом инверсия не влияет на ОВ, уже измененное до определенной градации. Известны публикации зарубежных ученых [35 и др.], которые пытались оценить влияние геологического времени на изменение открытой пористости пород в различных осадочных бассейнах мира как один из параметров, позволяющих проводить границы между зонами катагенеза при прогрессивном погружении.

Минералы-индикаторы стадий, подстадий и этапов регионального катагенеза нижне-среднеюрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна

Стадийность и зональность катагенеза терригенных мезозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна в региональном плане исследовали Г. Э. Прозорович, О. Г. Зарипов, Р. С. Сахибгареев, И. Н. Ушатинский, Г. Н. Перозио, Ю. П. Казанский и др. Наиболее детально они охарактеризованы в трудах Г. Н. Перозио. Она изучала минеральные и структурные преобразования каркаса и цемента пород на стадиях раннего и позднего (глубинного) катагенеза, а также установила, что юрско-нижнемеловые отложения осадочного чехла плиты в районе Обь-Иртышского междуречья и прилегающих районах на глубине около 1500–3000 м претерпели изменения, отвечающие конечному этапу подстадии раннего катагенеза – начальному этапу подстадии глубинного катагенеза [16]. Рядом ученых [16, 19, 20, 26] было показано, что в нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна наиболее широко распространены глинистые (хлорит, гидрослюда, каолинит), карбонатные (кальцит, Са-Mg и Са-Fe доломит) и кремнистые (кварц, халцедон, кристобалит) аутигенные минералы, в меньшей степени вторичные титанистые минералы, полевые шпаты и цеолиты.

Глинистые минералы

По данным Г. Н. Перозио [16], в вертикальном разрезе мезозойских отложений осадочного чехла Западно-Сибирской плиты выделяются две фациальные зоны: 1) неизмененного глинистого цемента

с преобладанием монтмориллонита и гидрослюда политипа 1М, 2) измененного глинистого цемента с преобладанием смешанослойных минералов типа гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда политипа 2М₁. На границе этих региональных зон происходит резкое усиление гидрослюдизации монтмориллонита, отжим поровой и связанной воды и изменение политипии глинистых минералов. Глубина, на которой происходят эти превращения, составляет в среднем 2000–2200 м, что по степени катагенеза ОВ отвечает градации МК₁–МК₂ (подстадия среднего катагенеза) и совпадает с началом главной фазы нефтеобразования по [13].

Иллит-смектит – очень распространенный минерал глинистых пород и глинистого цемента пород-коллекторов, особенно в зоне среднего – верхней подзоне глубинного катагенеза. По данным М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло [5], в ходе непрерывного процесса трансформации структуры и состава глинистой компоненты в соответствии с изменяющимися физико-химическими условиями среды формируются смешанослойные фазы переменного состава, к числу которых относятся гидрослюда (иллит)-хлоритовые и иллит-смектитовые (смешанослойные) минералы. В цементе среднеюрских песчаников тюменской свиты гидрослюда с базальными отражениями 10,0, 5,0 и 3,3 Å характеризуется узкими рефлексамми, часто имеет со стороны малых углов четко выраженную асимметрию, что связано с наличием в ее составе смешанослойной фазы. По [5] в глинистой фракции юрских пород смешанослойные фазы представлены минералами ряда *монтмориллонит-гидрослюда* с непостоянным содержанием разбухающих пакетов. Обычно смешанослойные минералы иллит-хлорит, иллит-смектит и иллит-монтмориллонит присутствуют в составе тонкой фракции глинистого цемента пород в виде примеси, образуя пленки вокруг зерен (рис. 1), а монтмориллонит в изученных юрских породах крайне редок. Эти минералы образуются в результате трансформации гидрослюда, каолинита, хлорита и вулканогенного материала.

По данным Д. Д. Котельникова с соавторами [10, 11], иллит-смектиты наиболее характерны для зоны диагенеза, где они достаточно устойчивы и являются преимущественно продуктами преобразования вулканитов основного и ультраосновного состава. Но существуют их разновидности, возникающие в проницаемых песчаниках на стадии раннего катагенеза за счет раскristализации алюмокремниевых гелей, обогащенных железом и особенно калием. Эти реакции обычно протекают на поздних этапах подстадии раннего катагенеза. Поставщиками К и Al для формирования иллит-смектитов могут служить не только калиевые полевые шпаты обломочной части пород, но и кислые плагиоклазы, содержащие до 1–3 % калия. Как указывают В. А. Дриц и А. Г. Коссовская [4], разрушение и внутризерновое растворение калиевых шпатов в песчаных породах может осуществляться от диагенеза

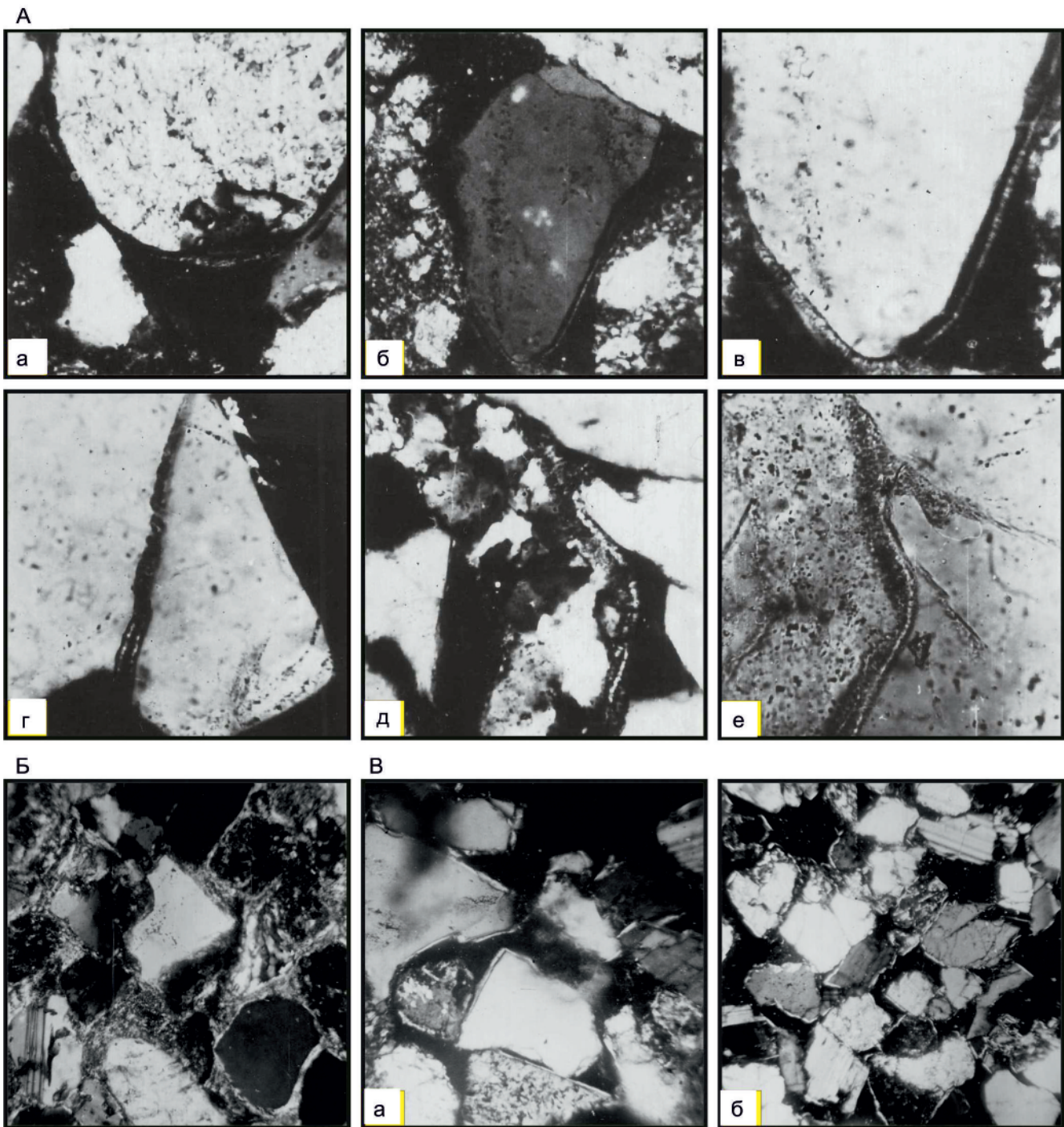


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки хлоритовых оболочек: А – аутигенный магниально-железистый хлорит в песчаниках, темная каемка – пленочный хлорит, светлая – щетковидный, а – Мегионская скв. 30, 2169–2174 м, $\times 210$; б, в – Мегионская скв. 30, 2134–2137 м, $\times 150$ и $\times 350$; г – Самотлорская скв. 12, 2101–2106 м, $\times 240$; д, е – хлорит, пигментированный окислами железа (а–д – николи \times , е – николи \parallel) (Р. С. Сахибгареев, 1984); Б – хлорит-гидрослюдистый порово-пленочный цемент в песчанике (гидрослюда диоктаэдрическая политипа $2M_1$ по данным рентгено-структурного анализа), надояхский горизонт, скв. Восток-3, 2930 м ($\times 160$, николи \times); В – гидрослюда-монтмориллонитовый пленочный цемент: а – в средне-мелкозернистом песчанике, малышевский горизонт, надымская свита, Котыг-Еганская скв. 23, 2582 м, ($\times 80$, николи \times); б – в мелкозернистом алевроитовом песчанике, кровля малышевского горизонта, Гранатовая скв. 18, 2493 м ($\times 80$, николи \times)

вплоть до позднего катагенеза и даже метагенеза. Под электронным микроскопом такие образования диагностируются как удлинено-чешуйчатый монтмориллонит, хотя, по данным [11], он является смешанослойным монтмориллонит-гидрослюдистым минералом, включающим более 40 % разбухающих слоев, неупорядоченно чередующихся с неразбу-

хающими слоями или пакетами. С ростом глубины и щелочности растворов этот минерал постепенно трансформируется в удлинено-пластинчатую гидрослуду.

Удлинено-пластинчатая гидрослюда политипа $1M$ (гидромусковит) обнаруживается рентгенографически и под электронным микроскопом как са-

мостоятельная фаза или в смеси с диоктаэдрической гидрослюдой политипа $2M_1$. Слагающие ее частицы представлены крупными широкими удлинёнными пластинками с четкими контурами, иногда с пирамидальными окончаниями. Вопрос о ее образовании дискуссионный. По данным Г. Н. Перозио [16], в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты (ЗСП) она характерна для зоны неизмененного глинистого цемента (подстадия раннего катагенеза), где доминирует совместно с монтмориллонитом. Но, по мнению других специалистов, в ниже-среднеюрских отложениях ЗСП этот политип является индикатором позднего этапа подстадии глубинного катагенеза. Так, по материалам М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло [5], в породах нижнемелового возраста политипы $2M_1$ и $1M$ присутствуют совместно и примерно в равных количествах. С ростом глубины залегания политип $1M$ начинает количественно преобладать, а в наиболее глубоко залегающих породах юры электронографически фиксируется только он. В ряде разрезов нижеюрских отложений Уренгойского и Надымского структурно-фациальных районов (СФР) цемент песчаных пород на 80 % состоит из удлинённо-пластинчатой гидрослюды [5]. Формирование этого минерала в поровом пространстве песчаников в виде волокнистых агрегатов (рис. 2) усложняет структуру порового пространства и снижает проницаемость пород.

Вывод о позднекатагенетическом генезисе гидрослюды этой модификации был также ранее сделан И. Н. Ушатинским и О. Г. Зариповым, которые отметили рост ее содержания в мезозойских отложениях Среднего Приобья от 5–10 % на глубине 500–1000 м до 40–60 % на глубине 3000–4000 м. Имеется также информация о совместном присутствии политипов $1M$ и $2M_1$ в зоне глубинного катагенеза [9]. Но, по мнению большинства специалистов, в ниже-среднеюрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна гидрослюда политипа $1M$ является индикатором позднего этапа подстадии глубинного катагенеза. Ее формирование связано с кристаллизацией из обогащенных калием растворов при $T = 230–250$ °C [5], а также с перекристаллизацией изометричных частиц иллита, смектита и иллит-смектита.

На глубине 1700–2100 м на подстадии среднего катагенеза – начальном этапе подстадии глубинного катагенеза в периферических частях осадочного бассейна начинается формирование *Mg-Fe хлорита* (типичного минерала песчаных и песчано-алевритовых пород прибрежно- и мелководно-морского генезиса) в виде каемок обрастания и щеток инкрустации на поверхности зерен (см. рис. 1). Это слабо плеохроирующий зеленовато-бурый и зеленый минерал с низким показателем двулучепреломления. Предполагается, что он образуется путем трансформации монтмориллонита под действием растворов, по составу близких морской воде. Как правило, чешуйки аутигенного хлорита хорошо окристаллизованы (см. рис. 2) и оптически однородны, но по данным рентгеноструктурного анализа (РА) всегда

содержат примесь гидрослюды. На раннем этапе стадии позднего катагенеза (гл. 1500–2000 м) происходит трансформация хлорита политипа 7 \AA , $1-b$, $\beta = 90^\circ$ (b – параметр элементарной ячейки, β – значение в области средних углов) в политип 14 \AA [4]. В составе глинистой фракции доминирует устойчивая ассоциация: диоктаэдрическая гидрослюда – *Mg-Fe хлорит*. Американские ученые Е. Д. Питтм, Д. Н. Ламсден и А. Томсон в 1960–1980-х гг. впервые установили, что пленки хлорита на зернах кварца препятствуют значительной деформации обломочного каркаса при погружении осадочных толщ, тем самым способствуя сохранению в породах первично-седиментационной пористости и высоких фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). В 2000 г. это подтвердили П. А. Аагаард и др. [37].

Диоктаэдрическая гидрослюда политипа $2M_1$ очень широко распространена в ниже-среднеюрских осадочных толщах. Примерно с глубины 2200–2500 м она четко идентифицируется в петрографических шлифах: это образования изометрично-пластинчатого габитуса, обычно хорошо раскристаллизованные, размер чешуек которых 0,02–0,04 мм с более низким показателем двулучепреломления чем у мусковита. Часто они образуют тонковолокнистые агрегаты в порах или пленки вокруг зерен (см. рис. 1).

С увеличением глубины залегания в составе гидрослюд заметно повышается содержание калия и снижается количество воды. В составе цемента ниже-среднеюрских отложений диоктаэдрическая гидрослюда обычно ассоциирует с триоктаэдрическим хлоритом. Составной частью этого цемента также часто является каолинит. По мнению М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло [5], гидрослюда политипа $2M_1$ имеет аллотигенный генезис и поступает в бассейн седиментации в составе терригенного материала из областей питания. Существует и другая точка зрения: этот политип формируется путем трансформации смешанослойных фаз гидрослюда-монтмориллонитового состава вследствие их дегидратации, перестройки кристаллической структуры при погружении осадочных толщ и катагенетическом уплотнении [4]. Эта трансформация фиксируется при переходе осадочных толщ от подстадии среднего к подстадии глубинного катагенеза.

Бертьерин в глинистой фракции цементов ниже-среднеюрских песчано-алевритовых пород приурочен в основном к нижним горизонтам осадочного чехла (тогурская, иланская, шеркалинская, урманская свиты), находящимся на подстадии глубинного катагенеза. Он был обнаружен совместно с диоктаэдрической гидрослюдой, каолинитом и *Fe-Mg хлоритом* в нижеюрских аргиллитах, вскрытых скважинами в в Нюрольском, Ажарминском и Колпашевском СФР [25]. Рентгенографическая характеристика бертьерина в тонкой фракции пород тогурской (иланской) свиты приведена в статье П. А. Солотчина [24]. По современным представле-

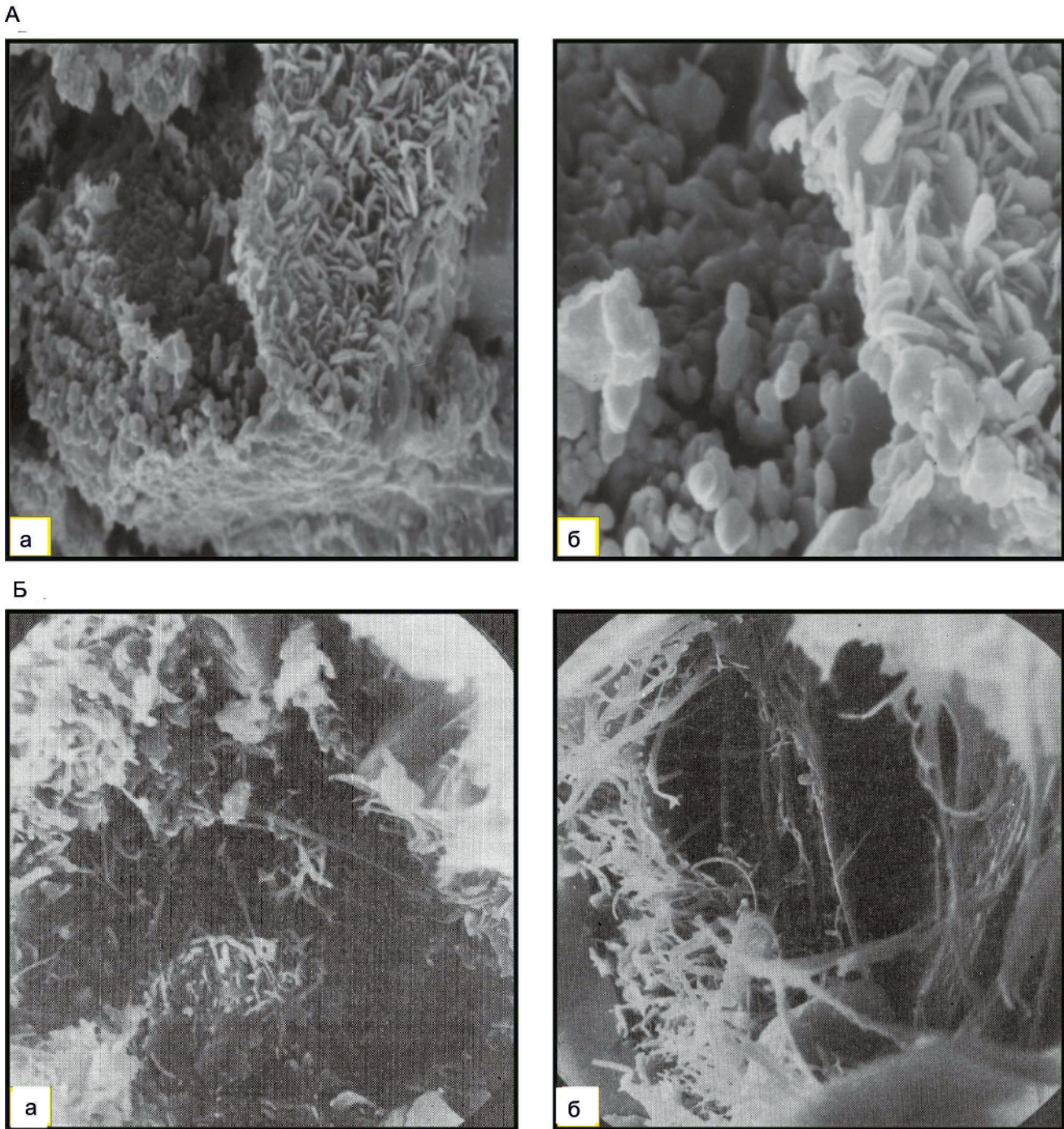
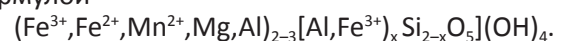


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки: А – хлоритовых оболочек на обломочных зернах, Самотлорская скв. 3, 2089–2093 м (а – $\times 10000$, б – $\times 30000$) (Р. С. Сахибгареев, 1984); Б – удлиненно-пластинчатой гидрослюды в поровом пространстве нижнеюрских песчаников, Надымская скв. 7: а – 3750–3761 м (надояжский горизонт, селькупская свита), $\times 10000$, б – 4369–4379 м (шараповский горизонт, черничная свита), $\times 1000$ [5]

ниям [30], к бертьеринам относятся триоктаэдрические разновидности хлоритов, в которых сумма триоктаэдрических катионов на ячейку равна или близка к 6, а ди- и триоктаэдрические разновидности, где сумма этих катионов меньше или равна 5, называются *одинитами*. Обычно данные минералы характеризуются низкой степенью структурной упорядоченности. Поскольку в шлифах глауконит и бертьерин практически неразличимы, диагностировать их можно только рентгенографически. По предложению Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [30], одинит и ассоциирующие с ним минералы со структурой

1:1, похожие по химическому составу на лептохлориты оолитовых железных руд, следует именовать минералами бертьериновой группы (МБГ) с общей формулой



Входящие в эту группу метастабильные разновидности могут быть обогащены одним или двумя из следующих катионов: Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} или Mg^{2+} . В настоящее время уже известны два типа образований МБГ – диоктаэдрического каолинит-гизингеритового и триоктаэдрического серпентинитового типа [30].

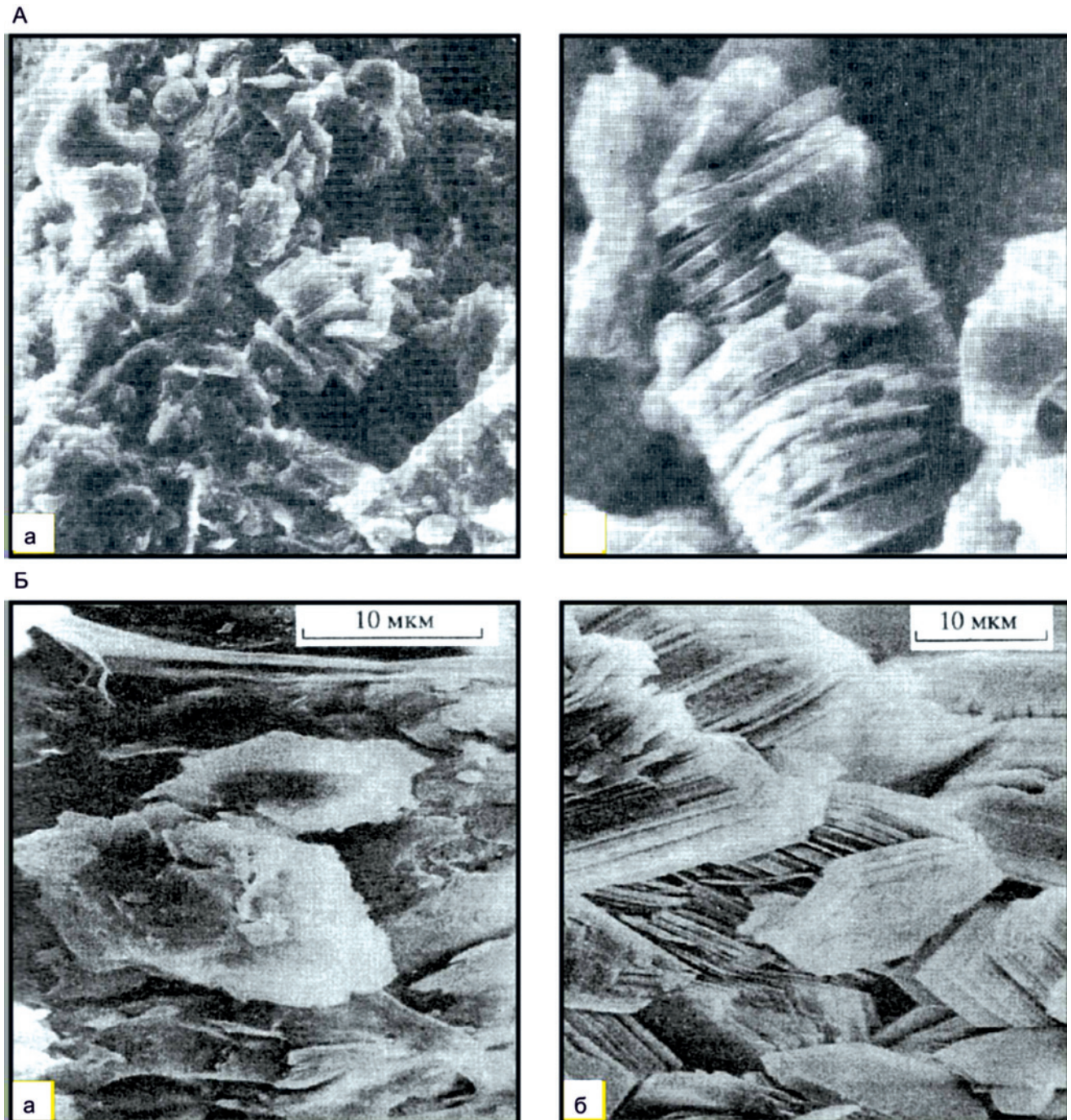


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки: А – каолинового цемента в песчанике, Медвежья скв. 30, обр. 30-4, 3219,7 м, $\times 1000$ (а), $\times 3000$ (б) раз [5]; Б – каолинита, шараповский горизонт, Дедовская скв. 2 (а) (обр. 41, 3006 м) и диккита (б) (обр. 62, 3064 м) [15]

Известно, что бертьерин широко распространен в морских осадочных железных рудах как один из компонентов ооидов. Предположительно здесь он образуется путем замещения Al на Fe^{2+} в структуре каолинита. Есть указания на то, что при повышенных температурах (до 200 °С) бертьерин переходит в 14 Å железистый хлорит – шамозит [39]. В районе побережья Галф Кост появление бертьеринов, как и высокожелезистых хлоритов, в глинистых породах отмечено начиная с глубины около 2400 м. При этом 7 Å бертьерины присутствуют совместно со смешанослойными 7–14 Å хлоритами [4]. Японскими исследователями А. Иджима и Р. Матсумото бертьерин

был обнаружен в континентальных углистых алевропелитовых породах верхнего триаса месторождения Итсато в линзах, прослоях и конкрециях совместно с сидеритом. Предполагается, что здесь он сформировался при взаимодействии каолинита и сидерита в восстановительных условиях при погружении пород на глубину свыше 2000 м при $T^0 = 65\text{--}130$ °С (начальный этап подстадии глубинного катагенеза). Реакция идет по схеме каолинит + $Fe^{2+} \rightarrow$ бертьерин. При этом железо может поступать из различных источников, в том числе из озерных водоемов, обогащенных $C_{орг}$. В морских обстановках источником железа могут быть как илы, богатые $C_{орг}$, так и колонии



сульфат-редуцирующих бактерий в районах подтока H_2S - и Fe-содержащих флюидов [4]. Во всех случаях основным фактором при формировании бертьерина является наличие в растворе ионов двухвалентного железа.

Каолинит – полистадийный минерал, формирующийся в юрских отложениях на различных подстадиях и этапах катагенеза. В нижних горизонтах осадочного чехла в крупнозернистых хорошо проницаемых песчаниках (шараповский, надояхский горизонты) он трансформируется в диккит (рис. 3).

В отличие от каолинита в кристаллической решетке **диккита**, впервые обнаруженного в составе нижнеюрских отложений И. Н. Ушатинским [25] и М. Ф. Соколовой [16], содержится повышенное количество калия, а характерные рефлексы на рентгенограммах свидетельствуют о более высоких значениях межплоскостных расстояний (сильные рефлексы на 2,563; 2,507; 2,325; 2,386 и 1,32 Å, в оригинальных работах 2,558; 2,502; 2,320; 2,381; 1,318 кХ, где килоикс (кХ) – экспериментально найденная условная величина, 1 кХ = 1,00202 Å) [24, 25]. Возможно, возникновение диккита в региональном плане в зоне катагенеза на глубине 2500 м и более связано с дегидратацией K-содержащих гидрослюд и гидролизом калиевых шпатов, которые происходят параллельно с отжимом рыхло- и прочносвязанной воды в породы, фиксирующие избыток калия, необходимого для диккитизации исходного каолинита. Этот процесс сходен с процессом гидротермального образования диккита в условиях меньших глубин при наличии благоприятных физико-химических условий (Талинское месторождение, Краснотенинский свод, по данным М. Ю. Зубкова и др.).

Диккит совместно с каолинитом был обнаружен А. Г. Коссовской и др. в глубокозалегающих нижнеюрских отложениях Вилюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба [8, 9]. О катагенетическом происхождении диккита в нижнеюрских отложениях Обь-Иртышского междуречья также сообщалось коллективом исследователей ИНГГ СО РАН [3, 17]. Этот минерал был найден Э. П. Солотчиной и др. [15] на Краснотенинском своде (Талинское месторождение) и на восточном склоне Межовского свода в породах урманской свиты (фациального аналога шеркалинской свиты Краснотенинского нефтегазоносного района (НГР)) в составе цемента крупнозернистых песчаников и гравелитов. Здесь в глинистой фракции мелкообломочных разностей методами РА и ИК-спектрии был зафиксирован каолинит низкой степени структурной упорядоченности, а в более грубозернистых – диккит и промежуточная смешанослойная фаза каолинит-диккит ($d = 10,5 \text{ \AA}$). При этом установлено, что по сравнению с каолинитом диккит обладает более крупными размерами частиц, более высокой степенью структурной упорядоченности (индекс Хинкли близок к 1). Форма чешуек обоих минералов на электронных снимках близка (см. рис 3), но кристал-

лы диккита характеризуются наиболее четкими кристаллографическими очертаниями. Э. П. Солотчина с коллегами сделали вывод о формировании диккита в процессе катагенетического изменения пород, в цементе которых изначально содержался каолинит, а также отметили, что преобразование больших количеств каолинита в диккит способствует улучшению качества коллекторов, расширяя объем порового пространства за счет перекристаллизации исходных индивидов с увеличением их размера [15].

В песчаных породах нижних горизонтов осадочного чехла ЗСП аутигенный диккит, по данным Г. Н. Перозио и М. Ф. Соколовой, приурочен к глубине 2500–2800 м, где он сформировался на подстадии позднего катагенеза. Такой же факт зафиксирован Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [12] в отложениях юго-запада Русской платформы и Донбасса, а также А. Аялоном и Ф. Дж. Лонгстэффом [32] в меловых отложениях Восточной Канады (базальные песчаники Belly River, бассейн Альберта). Последними авторами установлено, что образование диккита происходило сингенетично с образованием метана из углистых прослоев. Максимальная температура при этом составляла 150–190 °С (поздний катагенез – ранний метагенез).

Карбонатные минералы

Изучением состава и форм выделения аутигенных карбонатов в цементе пород продуктивных пластов нижней-средней юры ранее занимались Г. Э. Прозорович, О. Г. Зарипов, И. Н. Ушатинский, А. В. Щепеткин, А. А. Розин, З. Я. Сердюк, Г. Н. Перозио и Н. Т. Мандрикова. Карбонатные минералы фиксируются как в виде отдельных кристаллов и их агрегатов, так и в форме базального цемента и прослоев в юрско-меловых песчаных породах, служа при этом флюидоупорами для мигрирующих УВ. Мощность таких прослоев может достигать 2–3 м, а протяженность – нескольких километров [26 и др.]. Кальцит в ниже-среднеюрских породах – полигенетический, полистадийный минерал, формирование которого всецело зависит от P-T и Eh-pH условий среды в открытой системе при непрерывно изменяющейся концентрации ионов HCO_3^- в растворе.

Для определения возраста и стадийности процессов формирования карбонатов в мезозойских отложениях ЗСП исследователи использовали данные об изотопном составе углерода [2 и др.]. Седиментационный кальцит четко отличается от гидротермального по значению изотопа $\delta^{13}C$. Установлено, что углерод хемогенных и хемо-биогенных седиментационно-диагенетических и ранне-катагенетических карбонатов намного тяжелее, чем сформировавшийся в позднем катагенезе, особенно при подтоке глубинного CO_2 . Облегчение изотопного состава углерода карбонатов под воздействием процессов флюидомиграции согласуется с данными о современном карбонатообразовании в районах действия «белых курильщиков» и метановых сипов

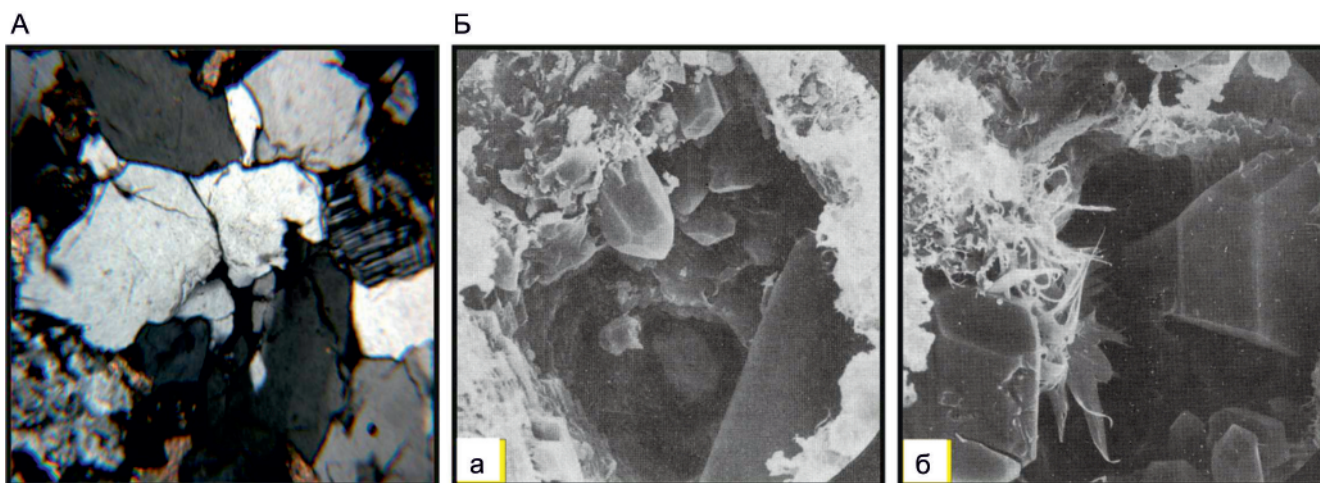


Рис. 5. А – каемки регенерации кварца и конформные контакты между зернами, Надояхский горизонт, селькупская свита, Уренгойская скв. 282, 4458–4060 м ($\times 120$, николи \times); Б – вторичный кварц в центральной части пор (РЭМ-снимки), надояхский горизонт, Надымская скв. 7, 3750–3761 м (а – $\times 1000$, б – $\times 3000$) [5]

протодоломита является начальной стадией доломитизации известняковых толщ.

Изучение ранне-среднеюрских катагенетических доломитов Западной Сибири показало, что они имеют структуру, близкую к неупорядоченным доломитам или протодоломитам [16, 17]. Избыток кальция в их структуре на рентгенограммах проявляется в возрастании межплоскостных расстояний d_{104} до 2,906–2,926 Å (или 2,90–2,92 кХ). При этом нарушение порядка в слоях Са-Mg доломитовой структуры выражается в ослаблении интенсивности упорядоченных и диффузности базальных рефлексов (10·1, 10·5, 20·1 и 00·6, 00·12 соответственно). Минерал представлен ромбоэдральными кристаллами и тонкими игольчатыми выделениями (в лучистых агрегатах), которые заполняют поровое пространство пород и трещины, слагают тонкие прожилки и линзовидные прослои. Содержание в породах колеблется от 2–3 до 20–30 %. Часто он замещает кислые плагиоклазы, которые сохраняются в виде реликтов.

В юрских отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна формирование протодоломита приурочено к начальному этапу подстадии глубинного катагенеза. Он обычно образуется после аутигенного кварца, часто в парагенезе с альбитом, эпидотом и вторичными титанистыми минералами (анатазом, брукином, сфеном). Протодоломиты, как правило, приурочены к нижним горизонтам осадочного чехла (зимнему, шараповскому, надояхскому), в том числе залегающим непосредственно на доюрском основании, а также тяготеют к зонам тектонических нарушений. Наиболее ранние генерации протодоломита сингенетичны аутигенному кварцу и в районах Широтного Приобья фиксируются на глубине 1700–2300 м при температуре 110–146 °С.

На ряде месторождений ЗСП установлена сингенетичность процессов формирования протодоломита и заполнения коллектора нефтяными УВ, что особенно четко проявляется в зонах ВНК нефтяных месторождений. Впервые захват нефтяных УВ кар-

бонатными минералами цемента, люминесцирующими в желтых тонах в зонах ВНК, был отмечен Ю. В. Щепеткин в 1970 г. Впоследствии американские ученые начали использовать кристаллы протодоломита, извлеченные из потенциально нефтенасыщенных пород, для пиролитического изучения заключенных в них УВ с целью прогноза промышленных скоплений последних. Таким образом, массовое формирование протодоломита рядом исследователей (как отечественных, так и зарубежных) связывается с сингенетичным заполнением ловушек углеводородами. Эксперименты по моделированию условий формирования протодоломита, проведенные сотрудниками СНИИГГиМС, показали, что наиболее благоприятной средой для выпадения его кристаллов являются растворы, обогащенные магнием и содержащие добавки нефтяных УВ, причем последние намного ускоряют синтез протодоломита.

Анализ литолого-геохимических данных [17, 22, 23 и др.] привел исследователей к следующему выводу: наряду с индикатором зоны глубинного катагенеза протодоломит служит четким указателем близости пород к зонам тектонических нарушений с повышенными концентрациями CO_2 , магния и бикарбонат-иона в подземных водах.

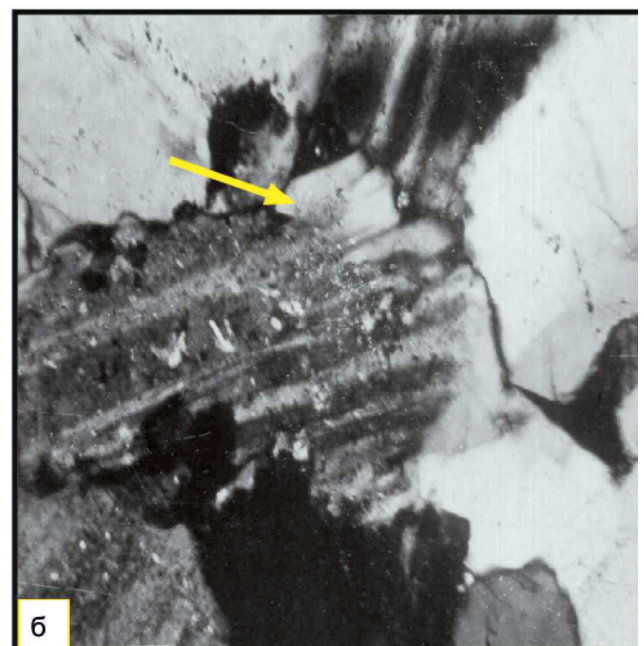
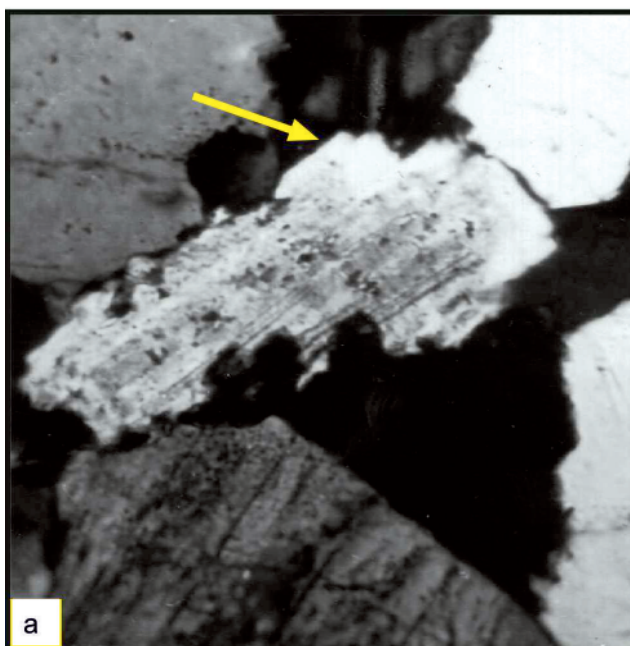
Минералы кремнезема

Кварц и халцедон наряду с глинистыми и карбонатными минералами представляют собой широко распространенные аутигенные минералы цемента нижне-среднеюрских отложений. Их содержание возрастает в зоне, переходной от среднего к глубинному катагенезу, в виде идиоморфных, кристаллических новообразований и каемок регенерации на каркасных обломках кварца (рис. 5). Количество этих новообразований невелико (не выше 2–3 %). Проявления кварцевой регенерации на глубине до 1300 м носят спорадический характер, каемки нарастания развиты неравномерно, их ширина 0,002–0,003 мм. По материалам большого количества опорных и разведочных скважин уста-

новлено, что начало формирования аутигенного кварца в мезозойских отложениях Обь-Иртышского междуречья приурочено к глубинам 1300–1500 м [16, 19]. С ростом глубины залегания интенсивность вторичного окварцевания пород усиливается и достигает максимума на глубине 2500–2900 м [16]. Этот процесс характерен для зоны III – хлоритового и альбито-кварцевого цемента [16]. Глубже 2900–3100 м интенсивность вторичного кварцеобразования постепенно снижается и сменяется процессом растворения кварца под давлением. В изученных разрезах резкое повышение концентраций аутигенных кварца и халцедона характерно для перехода отложения от конечного этапа подстадии среднего катагенеза к начальному этапу подстадии глубинного.

Количество новообразованных минералов кремнезема зависит от исходного состава вмещающих пород. Оно выше в мезомиктовых кварцевых и аркозовых песчаниках и намного ниже в грауваках. На больших глубинах минералы кремнезема входят в состав сложных поликомпонентных цементов и имеют второстепенное значение. В зоне позднего катагенеза (фация альбито-кварцевого и гидрослюдистого цемента по [16]) на глубине свыше 2900 м кварцевая регенерация развита локально и крайне неравномерно, особенно в породах с обилием глинистого цемента. В породах с небольшим его содержанием часто возникают конформно-мозаичные структуры за счет слияния каемок регенерации и кварцевых выростов в порах (см. рис. 5). Аномальные концентрации минералов

А



Б

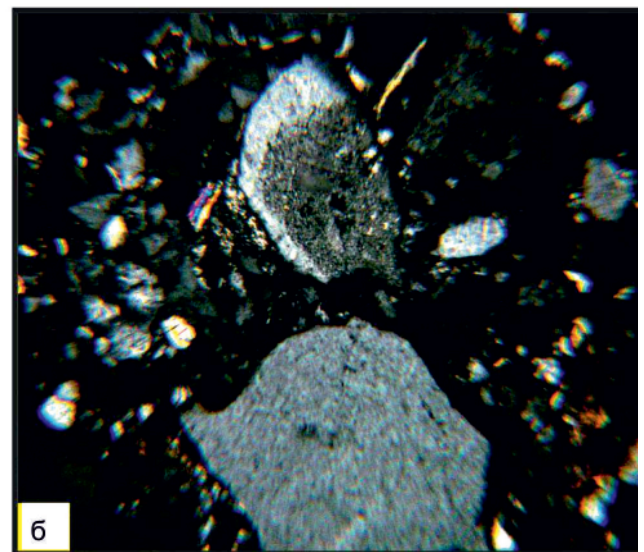
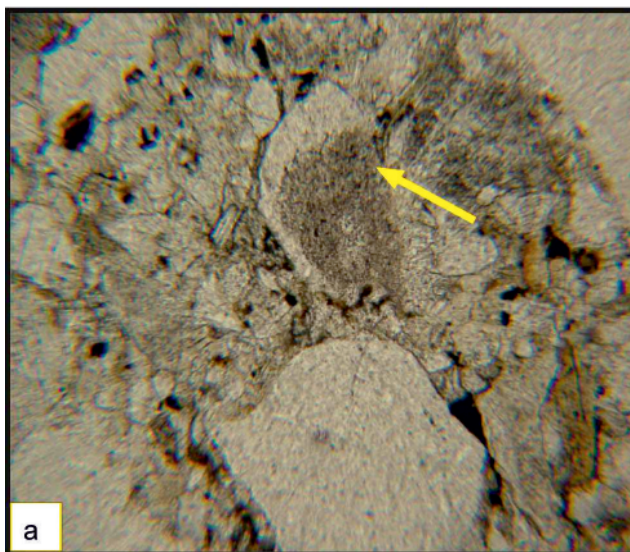


Рис. 6. Регенерационные каемки альбита на пелитизированных зернах полевых шпатов: А – вымский горизонт, толькинская свита, Уренгойская скв. 411, 4365–4367 м (а – $\times 140$, б – $\times 180$, николи \times); Б – шараповский горизонт, черничная свита, Уренгойская скв. 414, 4770–4776 м ($\times 120$, а – николи \parallel , б – николи \times)



кремнезема часто являются индикаторами современных и палео-ВНК и ГНК месторождений и характеризуют аномалии типа «залежь» независимо от современной глубины залегания продуктивных пластов.

Полевые шпаты

Среди аутигенных полевых шпатов в изученных разрезах наиболее широко распространены *альбит*, *альбит-олигоклаз* и *адуляр*. По данным [16], начальные этапы формирования вторичных кварца и альбита наиболее четко прослеживаются в верхних частях юрско-неокомских разрезов на глубине около 1100–1300 м. Аутигенные альбит и альбит-олигоклаз появляются в готерив-барремских отложениях с глубины 1170 м. Их содержание в составе цемента юрских пород незначительно.

Альбит в виде идиоморфных кристаллов образует микродрозы в порах или обрастает обломочные зерна в виде каемок регенерации (рис. 6). Наиболее подвержены вторичной альбитизации интенсивно пелитизированные и серицитизированные обломки кислых плагиоклазов, ортоклазов и пертитов. Ширина каемок при этом обычно не превышает 0,02–0,04 мм. Чаще всего каемки имеют монокристалльное погасание, реже встречаются тонко сдвойникованные каемки, по составу отвечающие альбиту. Альбит – характерный минерал для нижне-среднеюрских отложений Ямало-Гыданской и Обь-Тазовской фациальных областей (ФО), где часто выполняет поры и мелкие трещины. Обычно он наблюдается в породах надояхского горизонта и глубже, фиксируя переход от этапа K_2^2 к этапу K_3^1 (от градации MK_2 к MK_3).

Содержание этого минерала в породах не превышает 2–4 %, достигая в отдельных прослоях 5–7 %. С ростом глубины залегания отложений при повышении температуры и давления ($T = 150–250$ °C) количество вновь образованного альбита постепенно нарастает и в зоне глубинного катагенеза достигает 7 % и более. В интервале 1700–2700 м альбит является обычным минералом цемента песчаных пород и в парагенезе с кварцем и хлоритом характеризует зону *хлоритового и альбито-кварцевого цемента*. На глубинах свыше 3000 м обычен парагенез альбита с кварцем, халцедоном, хлоритом, серицитом, протодоломитом, эпидотом, сфеном и диккитом. Отложения при этом вступают в зону *альбито-кварцевого и гидрослюдистого цемента*. Ее мощность составляет 180–570 м, а нижняя граница в депрессиях осадочного чехла ЗСП опускается до 4000 м и более.

Таким образом, повышенные концентрации в породах аутигенного альбита могут быть связаны либо со подстадией глубинного катагенеза в бассейнах с нормальной катагенетической зональностью при прогрессивном погружении осадочных толщ [16, 37], либо с зонами повышенной тектонической активности, где этот минерал приурочен к глубинным разломам, испытывающим омоложение на

различных этапах тектонического развития. В последнем случае он является индикатором флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений [19, 22].

Структурные индикаторы стадий и этапов регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна

К числу структурных индикаторов регионального катагенеза относятся преобразования обломочного каркаса пород под влиянием повышенного давления при уплотнении, что выражается в растворении, пластической деформации зерен, образовании конформных, сутурно-стилолитовых межзерновых контактов, структур катаклаза, бластеза и рассланцевания [16, 31 и др.]. Большую роль при формировании ряда подобных структур играют *стрессовые напряжения*, возникающие под влиянием палеосейсмических, дизъюнктивных и пликативных нарушений.

Стрессовые напряжения в условиях тектонического сжатия, как показали исследования В. В. Петровой [18], приводят к кардинальной перестройке структур минералов обломочного каркаса и цемента пород и появлению новых минеральных фаз. Так, на севере Вьетнама [24] под влиянием стрессовой нагрузки в молодых плиоцен-четвертичных отложениях смектитовая составляющая глинистых минералов полностью трансформировалась в устойчивую ассоциацию слюд и хлоритов; биотит заместился железистым хлоритом; произошло уплотнение и перераспределение первичных цементов, сближение обломочных зерен и формирование ориентированных микротекстур, появление структур бластеза, заметное сокращение объема свободного порового пространства до его полного исчезновения. Кроме того, часто наблюдалась массовая интенсивная карбонатизация пород. Установлена также тесная корреляция степени битуминизации пород с интенсивностью стрессовых напряжений.

Под влиянием стрессовых напряжений относительно молодые осадочные образования приобретают черты, свойственные породам, преобразованным до подстадии глубинного катагенеза. Одной из отличительных особенностей при этом является *отсутствие стадияльно-минералогической зональности* [24]. Черты предыдущих подстадий катагенеза могут сохраняться в виде реликтовых структур или минералов в породах, способных противостоять давлению сжатия (галечники, конгломераты), и в результате создается впечатление как бы перевернутой, обратной зональности. В качестве минералов-индикаторов стрессовых деформаций выступают слюды и хлориты, фиксируются аномальные содержания каолинита по полевым шпатам и кальцита в порах и трещинах поздних генераций.

В нижне-среднеюрских отложениях осадочного чехла ЗСП наиболее ярко проявились следующие

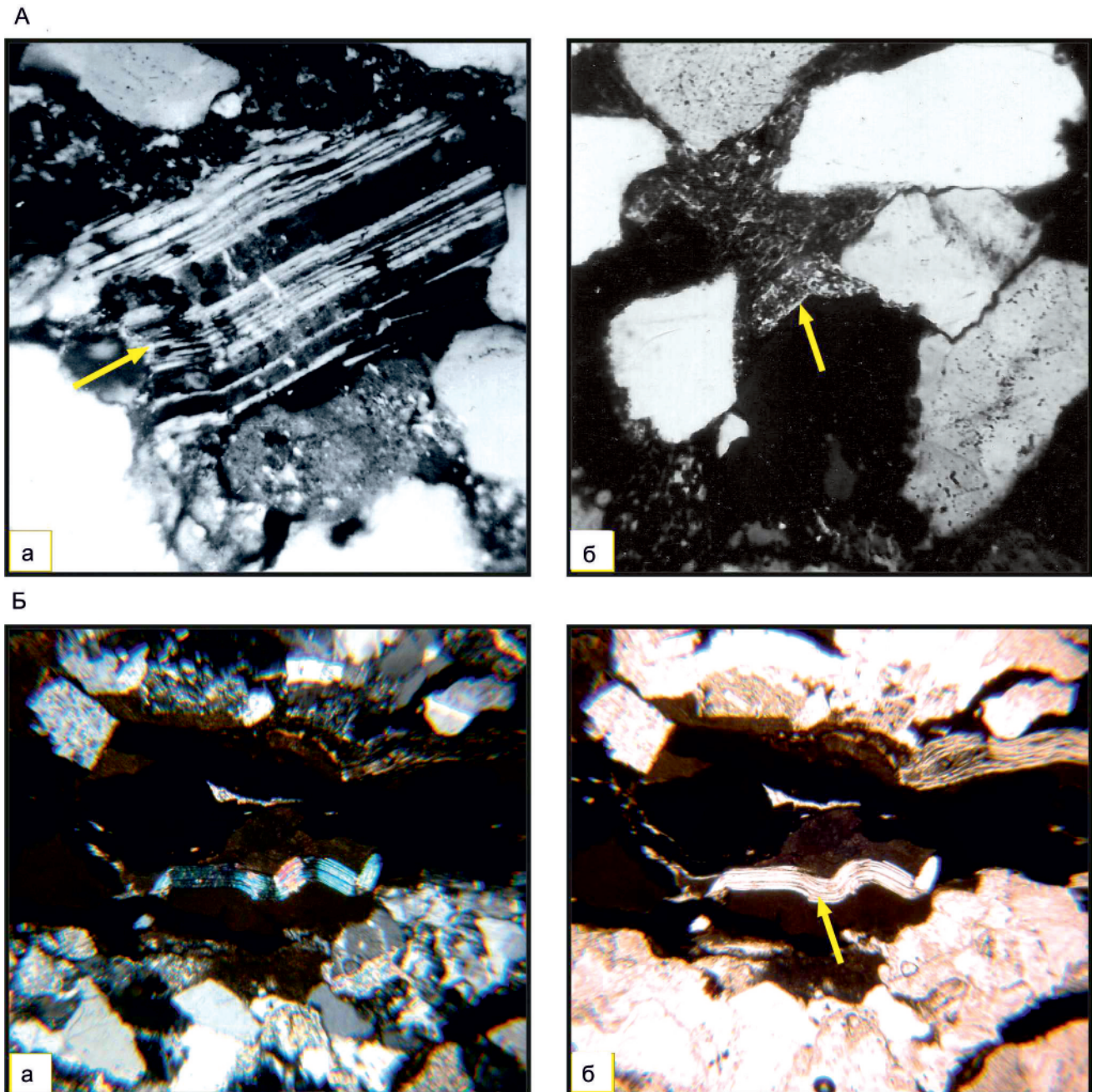


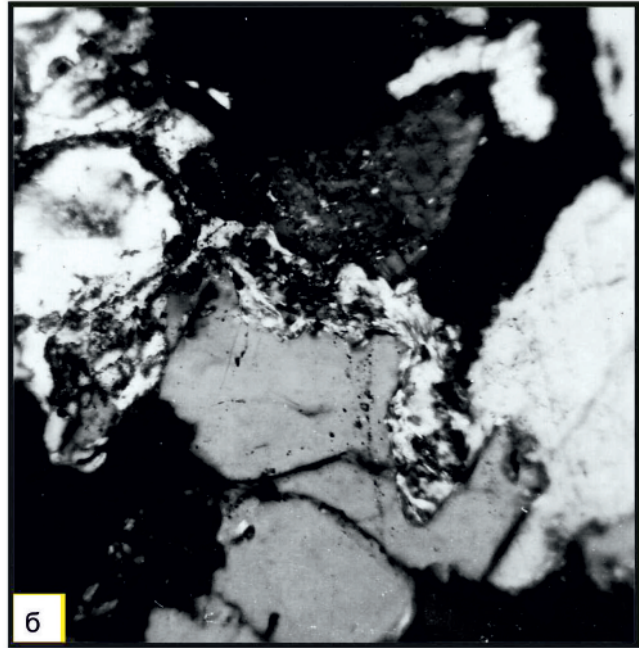
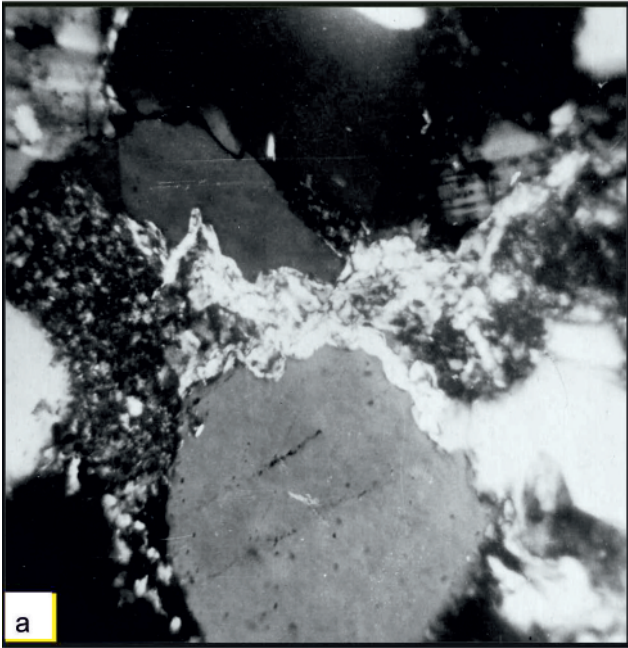
Рис. 7. Пластическая деформация: А – плагиоклазов, в разной степени измененных, Котыг-Еганская площадь: а – слабо пелитизированный обломок (скв. 28, вымский горизонт, 2958 м, $\times 200$, николи \times), б – сильно пелитизированное зерно (скв. 23, надояхский горизонт, 2969,2 м, $\times 150$, николи \times); Б – слюд в прослоях с сидеритизированным растительным детритом, Ярудейская скв. 3, малышевский горизонт, надымская свита, 2810–2812 м ($\times 60$, а – николи \times , б – николи ||)

структурные преобразования обломочного каркаса пород: 1) пластические деформации неустойчивых компонентов (слюд, полевых шпатов, сланцев, аргиллитов, эффузивных обломков (рис. 7); 2) регенерация, растворение и химическая коррозия кварца (рис. 8, а) и полевых шпатов, реже – регенерация кремней и кварцитов; 3) растворение кварца под давлением, формирование сутурно-стилолитовых швов (см. рис. 8, б), катаклаз кварца и полевых шпатов (рис. 9), реже – брекчирование, кливаж течения и пластические деформации кварцевых зерен. Условия формирования структур пластических деформаций, катаклаза зерен, регенерации и рас-

творения кварца под давлением в юрских отложениях Западно-Сибирской плиты детально освещены в монографии Г. Н. Перозиио [16].

Структуры катакlastического течения наиболее характерны для пород нижних горизонтов осадочного чехла ЗСП, находящихся на подстадиях глубинного катагенеза и раннего метагенеза в условиях прогрессивного погружения осадочных толщ, а также в тектонически активных зонах, на границах тектонических блоков, в зонах флексуорообразных перегибов и повышенной трещиноватости пород. Их формирование часто связано со стрессовыми напряжениями при сбросовых и сдвиговых дислокаци-

А



Б

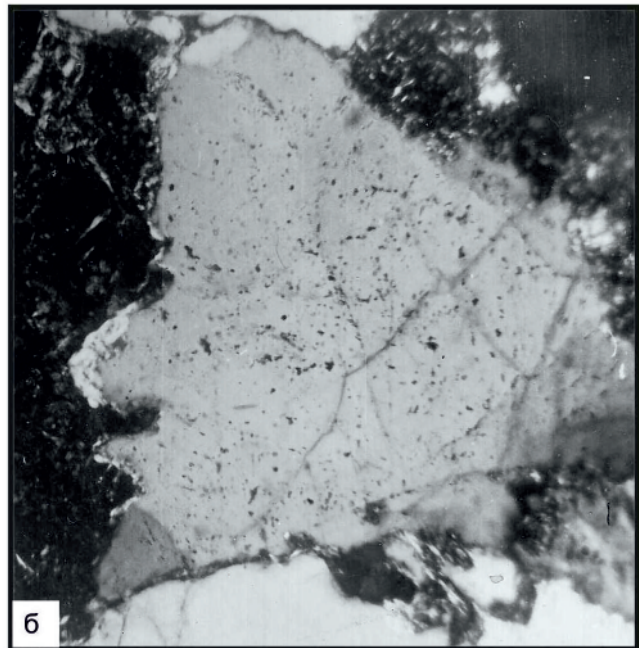
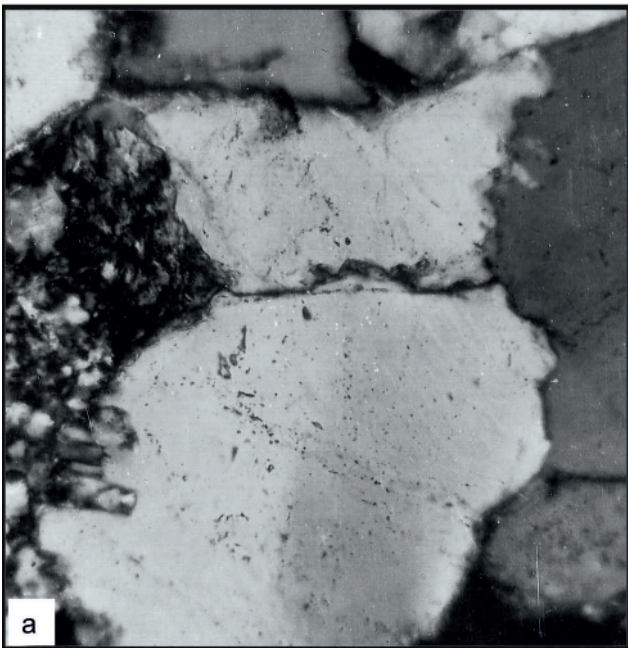


Рис. 8. А – химическое растворение (коррозия) кварца на контактах с обломками слюдистого сланца (а – $\times 160$, б – $\times 140$, николи \times); Б – сутурно-стилолитовые контакты между зернами кварца в крупнозернистом песчанике, вымский горизонт, Котыг-Еганская скв. 28, 2964 м ($\times 100$, николи \times)

ях и с палеосейсмическими явлениями. По данным [38], переход от хрупких дислокаций к катакlastическому течению в алюмосиликатных породах имеет место при прогрессивно увеличивающемся предельном давлении и сопровождается резким уменьшением пористости и объема пород. Сокращение пористости связано с процессами дробления и перемещения материала по плоскостям сдвига с аккумуляцией продуктов истирания в поровом пространстве. Поэтому при воздействии стрессовых напряжений пористость пород быстрее сокращается по сравнению с действием литостатической нагрузки.

Усовершенствование схемы регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района на основе минеральных и структурных индикаторов

На основе результатов изучения керна более 300 глубоких скважин Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (состава, типоморфизма и парагенезов минералов цемента, структурных индикаторов степени преобразования пород, их коллекторских свойств с учетом стадий катагенеза ОВ) была установлена региональная катагенетиче-

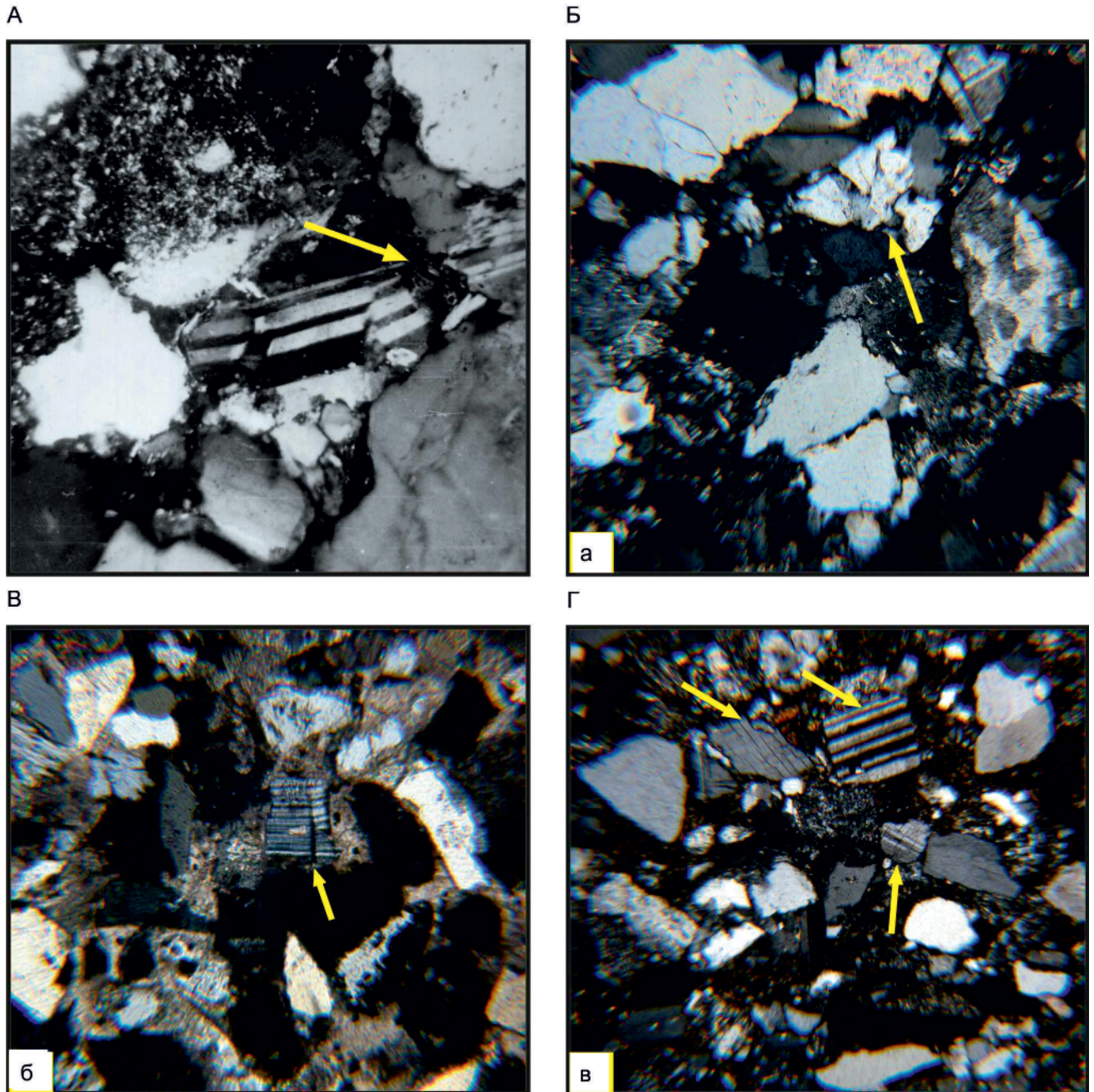


Рис. 9. Катаклиз: А – плагиоклаза, шарাপовский горизонт, черничная свита, Уренгойская скв. 414, 4950–4955 м ($\times 80$, николи \times); Б – кварца, В, Г – плагиоклазов, оба в среднеюрских отложениях Колтогорского района Обь-Тазовской СФО (а – $\times 80$; б, в – $\times 60$, николи \times)

ская зональность ниже-среднеюрских отложений в пределах фациальных областей и входящих в них структурно-фациальных районов Западно-Сибирского осадочного мегабассейна [19–21]. Материалом для исследований в Уренгойском нефтегазоносном районе послужил керн Уренгойских глубоких разведочных скважин 266, 282, 673; Северо-Уренгойских 411, 414; Самбургской 700, Ево-Яхинской 356, Ен-Яхинской 455, Комсомольской 199, Геологических 9, 14, 35 в интервале 3600–5700 м.

Литолого-петрографические исследования проведены В. П. Девятовым, И. В. Будниковым, Е. А. Предтеченской, Г. Г. Сысоловой (СНИИГГиМС),

Л. Г. Вакуленко и О. Н. Злобиной (ИНГГ СО РАН); отбор и полевое описание керна осуществлены В. П. Девятовым и И. В. Будниковым. Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов выполнен М. Ф. Соколовой (СНИИГГиМС) и Э. П. Солотчиной (ИНГГ СО РАН). Коллекторские свойства пород изучались в лабораториях СНИИГГиМС и Главтюменьгеологии. Данные о значениях отражательной способности витринита, пластовых температур и давлений предоставлены А. С. Фомичевым.

При систематизации материала использована стратиграфическая схема мезозойских отложений Западной Сибири, принятая решением 6-го Межведомственного стратиграфического совещания



Таблица 1

Стадии и этапы катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района

Стадия	Подстадия	Этап	Градация мезо-катагенеза	Глубина, м	T _{плр} , °С	P _{плр} , МПа	R ^а	Марка углей	Тип флюида: В – вода, Н – нефть, Г – газ	P _{от} , %	Межзерновые контакты		Коэффициенты катагенеза		
											пластической деформации	сугурно-стилолитовые	I	Ky	
Катагенез	Средняя K ₂	K ₂ ¹	МК ₁	3500–3700	100–105	50–55	71–75	Д, Г	Н Н+В	15–24	3–5	0,3–0,5	4,5–5,0	0,8–1,0	
		K ₂ ²	МК ₂	3700–3900	106–110	56–59	76–84	Г	Н Н+В Г+Н	12–22	5–7	0,8–1,0	5,1–5,3	1,2–1,5	
		K ₂ ³	МК ₃	3900–4900	112–146	60–81	85–91	Г, Ж	Г Г+Н Г+Н+В	10–21	7–10	1,1–3,3	5,5–7,4	1,6–4,3	
	Поздняя K ₃	K ₃ ²	МК ₄	4900–5500	148–159	82–84	92–100	К	Г	Г	8,2–8,8	10–15	3,5–4,7	5,9–9,2	4,5–5,1
		K ₃ ³	МК ₅	5500–5700	160–200	85–92	101–105	ОС	Г	Г	0,02–0,07	15–18	5,0–6,5	7,0–9,7	5,3–6,0
Метагенез	Ранняя M ₁	M ₁	AK ₁	5700–6100	200–250	92–100	106–110	Т	Г	>0,07	>18	>6,5	>9,7	>6,0	
	Средняя M ₂	M ₂	AK ₂	>6100	250–300 и более	<100	115–125	ПА	Г						

Нет данных

Примечания. 1. Данные по материалам бурения глубоких скважин Геологических 9, 14, 35, Ево-Яхинской 356, Ен-Яхинской 455, Комсомольской 199, Самбургской 700, Уренгойских 266, 282, 673, Северо-Уренгойских 411, 414, 2. К – катагенез, МК – мезокатагенез, М – метагенез, АК – апокатагенез, T_{плр} – пластовая температура, P_{плр} – пластовое давление, R^а – отражательная способность витринита, углей (в воздухе), усл. ед., P_{от} – открытая пористость, I – интенсивность катагенеза, Ky – коэффициент уплотнения.

в 2003 г. Показано, что в наиболее полных разрезах ниже-среднеюрских отложений, находящихся в нормальных геотермических и спокойных тектонических условиях, согласно установленной региональной катагенетической зональности (сверху вниз по разрезу) отложения мальшевского, вымского, реке кровли надояхского горизонтов находятся в зоне среднего катагенеза K₂, надояхского и шараповского – в зоне глубинного катагенеза K₃, берегового и зимнего горизонтов – в переходной зоне от глубинного катагенеза к раннему (начальному) метагенезу K₃–M₁.

Поскольку зональность и стадийность катагенеза в каждом НГР зависят от геотермического градиента, глубины палеопогружения и мощности осадочных толщ, для оценки степени катагенеза отложений для конкретных НГР предлагается создавать локальные схемы зональности катагенеза, которые должны быть обязательно сопоставлены со стандартной шкалой катагенеза ОВ. С этих позиций с учетом схемы катагенеза для ОВ С. Г. Неручева и др. [12] и схемы катагенеза для терригенных осадочных пород Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [13] с помощью комплекса структурных и минеральных индикаторов по материалам бурения вышеупомянутых глубоких скважин авторами составлена более детальная схема стадийности регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района Обь-Тазовской ФО по сравнению со схемой 1993 г. [21]. При детализации последней были учтены данные о степени катагенеза ОВ, пластовых температурах, давлениях, результатах испытания скважин, изложенные в работах [6, 14, 20, 21] для Уренгойского района, а также материалы изучения керна скважин на сопредельных Надымском, Варь-Еганском и Часельском СФР (скважины Надымская 7, Средненадымские 71, 80, Медвежья 30, Западно-Медвежья 101, 102, 5008, Восточно-Медвежья 5025, Харампурская 340, Саемтахская 800, Еты-Пурская 171, Тагринские 90, 111, Черничная 46, Южно-Часельская 15, Южно-Русская 24, Русско-Реченские 702, 706 и др.).

Используя сведения о минеральных и структурных индикаторах стадий катагенеза в различных терригенных осадочных бассейнах мира [8, 12 и др.], авторы выявили отдельные минералы и парагенетические ассоциации минералов, наиболее характерные для каждой стадии, подстадии и этапа регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений. Охарактеризованы состав и типоморфные особенности глинистых минералов, карбонатов, минералов кремнезема и полевых шпатов. По комплексу критериев для ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложений установлены три подстадии преобразования пород: среднего (K₂), глубинного катагенеза (K₃) и раннего (начального) метагенеза (M₁), а также отдельные этапы внутри этих стадий (табл. 1–3). Рассмотрены Т-Р условия катагенеза



Таблица 2

Типичные парагенезы вторичных минералов и минералы индикаторы этапов ката- и метагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского района

Этапы ката- и метагенеза	Градации мезо- и апокатагенеза	Типичные парагенезы вторичных минералов
K_2^1	МК ₁	Q, Гсл 1М, Хл 7 Å, Fe-, Fe-Mg и Mg-Мм, Mg-Fe Cal, Ca-Fe и Fe Dol, K
K_2^2	МК ₂	Q, Гсл 1М, Хл 7 Å, Fe-, Fe-Mg и Mg-Мм, Mg-Fe Cal, Ca-Fe и Fe Dol, K, Гал, Серп
K_3^1	МК ₃	Q, Ab, Гсл 1М, Гсл 2М ₁ , Хл 14 Å, K, Ber, Д, Ptd, St
K_3^2	МК ₄	Q, Хц, Ab, Гсл 2М ₁ , Хл 14 Å, Ber, Д, Ptd, St, Э, Ц
K_3^3	МК ₅	Q, Хц, СТ-Ор, Ab, Гсл 1М, Гсл 2М ₁ , Хл 14 Å, Ber, Д, Ptd, (А), Э, Ц, МрК, An, Br, Sp, Це, St, Му
М ₁	АК ₁	Q, Хц, СТ-Ор, Ab, Гсл 1М, Гсл 2М ₁ , Хл 14 Å, Mg-Хл 7 Å II-b, Ber, Д, Ptd, Э, Ц, МрК, An, Br, Sp, Це, St, Му

Примечания. Гсл 1М – удлиненно-пластинчатая гидрослюда политипа 1М, Гсл 2М₁ – диоктаэдрическая гидрослюда политипа 2М₁, Хл 7 Å – Fe-Mg 7 Å хлорит политипа IIb, Хл 14 Å – Fe-Mg 14 Å хлорит политипа I-b, $\beta = 90^\circ$; Mg-Хл 7 Å IIb – Mg 7 Å -хлорит политипа II-b поздней генерации, К – каолинит, Д – дикцит, Гал – галлуазит, Серп – серпентин, Mg-Fe и Mg Мм – Mg-Fe и Mg монтмориллонит, Бер – бертьерин, St – серицит, Му – мусковит, Mg-Fe Cal – Mg-Fe кальцит, Ca-Fe и Fe Dol – Ca-Fe и Fe доломит, Ptd – протодоломит, А – анкерит, МрК – мраморизованный кальцит, Q – кварц, Хц – халцедон, СТ-Ор – СТ-опал, Ab – альбит, Э – эпидот, Ц – цоизит, An – анатаз, Br – брукит, Sp – сфен, Це – цеолиты. Цветом обозначены минералы-индикаторы вхождения отложений на новый этап катагенеза.

и аутигенные минералы – региональные маркеры границ между стадиями, подстадиями и этапами ката- и метагенеза.

Краткая характеристика выделенных подстадий и этапов

Подстадия среднего катагенеза K_2

Первый этап K_2^1 (градация мезокатагенеза МК₁, $R^a = 71-75$, $T = 100-105$ °С, $P = 50-55$ МПа) характеризуется продолжением формирования сложных поликомпонентных глинистых и карбонатных цементов, унаследованных от подстадии раннего (начального) катагенеза [16]. Для этого этапа характерны Fe, Fe-Mg и Mg монтмориллониты в ассоциации с каолинитом и аутигенными титанистыми минералами; встречаются Mg-Fe кальцит, Ca-Fe доломит, Fe доломит и Са сидероплезит. Происходит перекристаллизация седиментационно-диагенетических тонкозернистых карбонатов; за счет внутрислойного растворения полевых шпатов и слюд формируются гидрослюды, хлориты, каолинит, монтмориллонит, сидерит, окислы железа и лейкоксен. Глины подвергаются незначительным изменениям (слабая гидрослюдизация монтмориллонита). Наиболее распространена ассоциация каолинит – хлорит – монтмориллонит – гидрослюда. Здесь доминирует гидромусковит – удлиненно-пластинчатая гидрослюда политипа 1М [16]. На конечном этапе подстадии среднего катагенеза – начальном этапе подстадии глубинного катагенеза в цементе морских песчаников формируется Fe-Mg хлорит в виде каемок обрастания и щеток инкрустации на поверхности обломочных зерен. Регенерация кварца развивается лишь в отдельных пластах и в незначительных масштабах.

На втором этапе K_2^2 (градация МК₂, $R^a = 76-84$, $T = 106-110$ °С, $P = 55,6-59,2$ МПа) происходит существенная перестройка первичных микроструктур глинистых минералов в связи с их дегидратацией при уплотнении пород [10]. На этом этапе кроме 7 Å-хлорита, каолинита и монтмориллонита, фиксируются аллотигенные галлуазит, триоктаэдрические слоистые алюмосиликаты – серпентин политипа А и вермикулит, усиливается процесс внутрислойного растворения слюд и полевых шпатов, продолжается процесс гидрослюдизации монтмориллонита. Кристаллическая решетка глинистых минералов гидрослюда-монтмориллонитового состава изменяется от разбухающей к неразбухающей, что соответствует вступлению отложений в зону измененного глинистого цемента с трансформацией смешанослойных минералов гидрослюда-монтмориллонит в диоктаэдрическую гидрослюда политипа 2М₁ [9, 16]. Дегидратация разбухающих глинистых минералов, по данным М. С. Пауэрса и Дж. Ф. Берста, начинается при погружении осадков на глубину 1800–2000 м и заканчивается на глубине 3000–4500 м. Этот процесс на градациях МК₁–МК₂ соответствует вхождению отложений в главную зону нефтеобразования.

На этапе K_2^2 происходит также трансформация хлорита политипа I-b, 7 Å в высокотемпературный Fe-Mg хлорит политипа 14 Å тонкопластинчатой структуры [4, 11, 12] (см. табл. 2, 3). В изученных породах, достигших градации МК₂², смешанослойные глинистые минералы в составе цемента присутствуют в виде примеси, образуя пленки вокруг зерен, и представлены смешанослойными фазами иллит-сметтит и гидрослюда-монтмориллонит, содержащими более 40 % разбухающих пакетов [5]. Монтмориллонит в породах переходной стадии крайне редок. Таким



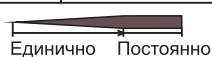
Таблица 3

Минералы-индикаторы стадий и этапов катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района по данным бурения глубоких скважин

№ 2(50) ♦ 2022

Стадия		Катагенез					Метагенез
		Средний (K ₂)			Поздний (K ₃)		Ранний
Подстадия							
Этап		K ₂ ¹	K ₂ ²	K ₃ ¹	K ₃ ²	K ₃ ³	M ₁
Градация		МК ₁	МК ₂	МК ₃	МК ₄	МК ₅	АК ₁
Марка углей		Д	Г	Ж	К	ОС	Т
Минералы-индикаторы	Mg-Fe и Mg монтмориллонит						
	Гидрослюда 1М						
	Гидрослюда 2М ₁						
	Хлорит 7А ⁰ Ib						
	Хлорит 14А ⁰ IIb						
	Mg-хлорит 7А ⁰ IIb						
	Бертьерин						
	Диксит						
	Серицит						
	Mg-Fe кальцит						
	Мраморизованный кальцит						
	Протодоломит						
	Кварц						
	Халцедон						
	СТ-опал						
	Альбит						
	Анатаз, брукит						
	Эпидот, цоизит						
Сфен							
Цеолиты							

Частота встречаемости вторичных минералов в типичных парагенезах



Участки, на которых минерал может считаться индикатором вхождения отложений на новый этап катагенеза



образом, глубину, на которой исчезает монтмориллонит, можно рассматривать как некий маркирующий горизонт – границу между подстадиями среднего и глубинного катагенеза.

Подстадия позднего (глубинного) катагенеза K_3

Эта подстадия (градации MK_3 – MK_5) характеризуется развитием кварцитовидных структур и хлорит-серицитового цемента. В мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты глины преобразуются в аргиллиты, в пестроцветных породах гетит переходит в гематит, морские отложения обогащаются Mg-Fe хлоритом, шамозитом, прибрежно-морские – глауконитом. В осадках вблизи внутренних источников сноса и в периферических районах осадочного бассейна часто встречаются каолинитизированные продукты переотложения кор выветривания. В глинистом цементе в определенных условиях формируются вермикулитоподобные агрегаты гидрослюда и диккита.

На первом этапе K_3^1 (градация MK_3 , $R^a = 85$ – 91 , $T = 112$ – 146 °C, $P = 59,7$ – $81,0$ МПа) в составе глинистой фракции начинает доминировать устойчивая ассоциация диоктаэдрическая гидрослюда – хлорит. Важными индикаторами вступления отложений на этот этап служат переход монтмориллонита и иллит-сметита в высокотемпературную гидрослуду поли типа $2M_1$; появление в цементе аутигенных альбита, протодоломита, диккита, мусковита; рост интенсивности процессов серицитизации, окремнения пород; растворение кварца под давлением. Наряду с развитием процессов регенерации и растворения кварца происходит заметное усиление процессов пластической деформации полевых шпатов и слюд, появляются конформные и инкорпорационные структуры, микростилолитовые контакты. В нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна к начальному этапу подстадии глубинного катагенеза приурочено формирование протодоломита (см. табл. 2, 3).

Для второго этапа K_3^2 (градация MK_4 , $R^a = 92$ – 100 , $T = 148$ – 159 °C, $P = 82,1$ – $84,2$ МПа) характерно интенсивное растворение обломочного кварца под давлением, образование конформных и сутурно-стилолитовых контактов, замещение слюд и темноцветных минералов эпидотом, цоизитом и Mg-Fe-хлоритом, трансформация каолинита в диккит и резкое снижение открытой пористости пород. Здесь доминирует устойчивая ассоциация 14 \AA хлорит и диоктаэдрическая гидрослуда поли типа $2M_1$ с небольшой долей смешанослойной фазы гидрослюда-монтмориллонит.

Третий (поздний) этап K_3^3 (градация MK_5 , $R^a = 101$ – 105 , $T = 160$ – 220 °C, $P = 85$ – $92,3$ МПа) отличается широким развитием аутигенной карбонизации: формированием Mg-Fe кальцита, протодоломита, реже анкерита, доминированием хлорит-гидрослюдистой ассоциации глинистых минералов, преобладанием обломочного кварца мозаичной

структуры, развитием новообразований высокотемпературного СТ-опала, халцедона, альбита, цеолитов, эпидота и сфена. Тонкодисперсный сидерит перекристаллизуется в агрегаты яснокристаллического Са-сидероплезита и Са-пистомезита. Типичны интенсивное уплотнение обломочного каркаса; формирование конформных, микростилолитовых, инкорпорационных структур, структур пластических деформаций полевых шпатов и слюд; развитие процессов аргиллизации, катаклаза обломочных зерен, рассланцевания пород, а также альбитизации плагиоклазов, растворения зерен кварца под давлением, осветления биотита и замещения его мусковитом. Процесс кварцевой регенерации постепенно затухает (см. табл. 3). В глинистой фракции песчано-алевритовых пород наряду с удлиненно-пластинчатой гидрослудой поли типа $1M$ широко развита аутигенная диоктаэдрическая гидрослуда поли типа $2M_1$.

Четкими индикаторами рассматриваемого этапа являются также аутигенные диккит, триоктаэдрические бертьерин и Fe-Mg хлорит (см. табл. 2, 3). Аутигенный диккит, по данным Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [29], служит индикатором стадии не только позднего катагенеза, но и метagenеза. Он формируется на глубине 2500 – 2800 м при температуре 150 – 190 °C, как отмечали Г. Н. Перозидо для мезозойских отложений Западной Сибири, Б. Дж. Тилли и Ф. Дж. Лонгстэфф для песчаников бассейна Альберта (Канада), что отвечает переходу от подстадии позднего катагенеза к подстадии раннего метagenеза. Трансформация каолинита в диккит в триас-юрских отложениях шельфа Норвегии фиксируется на стадии позднего катагенеза при $T = 110$ – 120 °C на глубине 3100 – 3200 м ниже уровня моря [33]. О катагенетическом происхождении диккита в нижнеюрских отложениях Центрального Приобья сообщалось также в работах [3, 15, 25].

Подстадия раннего метagenеза M_1

Эта подстадия (градация AK_1 , $R^a = 106$ – 110 , $T = 220$ – 300 °C, $P = 93$ – 100 МПа) выделена прежде всего на основании структурных признаков: широкого развития микростилолитовых контактов, структур рассланцевания и регенерационно-мозаичных структур. На градации апокатагенеза AK_1 завершается процесс аргиллизации. Здесь образование ориентированных микроструктур глинистых минералов приобретает массовый характер. В зоне апокатагенеза количество разбухающих пакетов снижается до 20 %, становятся неустойчивыми микроблоки каолинита, которые распадаются по мере гидрослюдизации последнего; происходит трансформация разбухающих триоктаэдрических разностей в 7 \AA хлорит поли типа II-b поздней генерации с более высоким содержанием Mg, чем в составе хлорита поли типа I-b [9]. Количество лабильных слоев в структурах разбухающих ди- и триоктаэдрических минералов резко снижается до полного исчезновения, усилива-



ется развитие высокоориентированных микроструктур [10]. Для отложений ряда площадей, находящихся в наиболее высокотемпературных условиях больших глубин, характерны признаки вхождения в зону раннего метакатагенеза: структуры катакластического течения, микросланцеватость, бластез, мраморизация кальцита, возникновение «бородатых» зерен кварца и др. [4, 9, 12 и др.]. По полевым шпатам формируются хлорит, серицит, диккит. Темноцветные минералы интенсивно замещаются цеолитами, серпентин-хлоритом, эпидотом, темноцветные слюды – эпидотом, цоизитом, Fe-Mg-хлоритом, часто в парагенезе с гематитом и рутилом. Типичны массовая серицитизация и хлоритизация пород, формирование крупночешуйчатых агрегатов гидрослюд в ассоциации с вторичными халцедоном, кварцем и альбитом, а также агрегатов серицита и хлорита, каолинита и галлуазита.

Выводы

Материалы геолого-геофизического исследования скважин, а также анализ большого объема данных о типоморфных, структурных особенностях и парагенезах аутигенных минералов терригенных пород позволили авторам статьи (с использованием опубликованных фактических и экспериментальных данных и сведений о пластовых температурах, давлениях и степени катагенеза ОБ) создать более дробную шкалу катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района Обь-Тазовской ФО (см. табл. 1). Согласно этой схеме, отложения нижней – средней юры Западно-Сибирского осадочно-мегабассейна претерпели изменения, характерные для среднего, позднего (глубинного) катагенеза и раннего (начального) метакатагенеза. Подстадия среднего катагенеза подразделена на два этапа, подстадия позднего – на три.

Подтвержден ранее сделанный вывод о том, что границы между стадиями и подстадиями катагенеза скользящие [19]. Их положение зависит от тектонических, гидрогеохимических и термодинамических условий литогенеза в каждом конкретном СФР и в каждом конкретном НГР. Оно определяется, в первую очередь, палеоглубиной захоронения отложений, мощностью осадочных толщ и значением геотермического градиента. Так, граница между подстадиями K₂ и K₃ в Варь-Еганском и Фроловском СФР проходит на глубине 3100–3400 м, в то время как в наиболее погруженных Нижнеобском и Надымском СФР она опускается до 3500–3600 м, а в Уренгойском – до 3900–4000 м [6, 19–21]. Граница между подстадиями K₃ и M₁ в Надымском СФР предполагается на глубине 5400 м, в Уренгойском – 5700 м (рис. 10).

Региональная катагенетическая зональность может нарушаться под воздействием процессов регрессивного катагенеза, гипергенеза, дизъюнктивной тектоники и флюидодинамики, формирования зон повышенной трещиноватости, а также

в районах структурных перестроек (инверсий). Воздействие этих процессов может привести к несовпадению границ между стадиями, подстадиями и этапами катагенеза, установленными по структурным и минеральным индикаторам, с границами, определенными по степени катагенеза ОБ. При этом, в частности под влиянием повышенного теплового потока в тектонически активных зонах, степень катагенетической преобразованности ОБ может возрастать на несколько градаций по сравнению с региональным фоном.

Структурно-минералогические критерии, использованные авторами для усовершенствования шкалы катагенеза Уренгойского района, позволяют по результатам комплексного литолого-геохимиче-

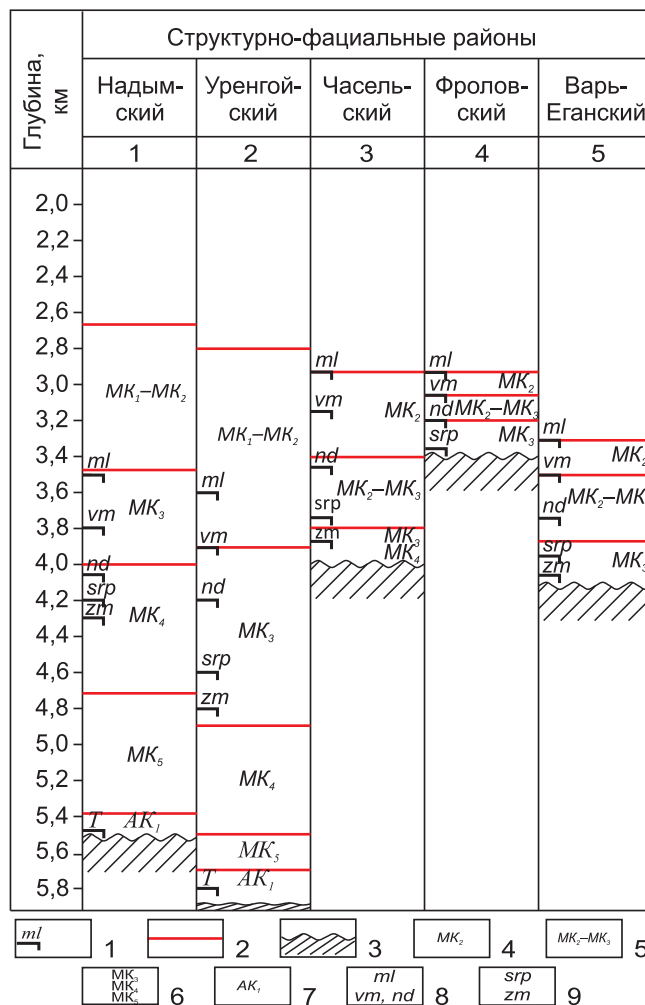


Рис. 10. Схема катагенетической зональности ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района и прилегающих территорий

1 – кровля горизонта; 2 – границы между зонами катагенеза; 3 – поверхность доюрского основания; зоны: 4 – среднего катагенеза, 5 – переходная от среднего катагенеза к позднему, 6 – позднего катагенеза, 7 – начального метакатагенеза; горизонты песчаной седиментации: 8 – ml – малышевский, vm – вымский, nd – надояхский, 9 – srp – шараповский, zm – зимний; скважины: 1 – Надымская 7, Западно-Медвежья 1101; 2 – Уренгойская 414; 3 – Красноселькупская (Черничная) 46, Харампурская 340; 4 – Западно-Фроловская 62; 5 – Саемтахская 800



ского изучения керна глубоких скважин предложить алгоритм для создания подобных шкал не только для юрско-меловых отложений других нефтегазоносных районов упомянутой ФО, но и для районов Ямало-Гыданской и Обь-Иртышской ФО. Это позволит более обоснованно выделять в разрезах мезозойских осадочных толщ ГЗН и ГЗГ, прогнозировать фазовое состояние УВ в залежах и более рационально осуществлять планирование ГРП в районах исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вассоевич Н. Б.** Стадии литогенеза // Справочник по литологии. – М.: Недра, 1983. – С. 85–96.
2. **Гольшев С. И., Черепнин А. В., Рожнев А. Н.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири // Геохимия. – 1981. – № 8. – С. 1216–1226.
3. **Дикит** в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазонакопления (Западная Сибирь) / А. Э. Конторович, Э. П. Солотчина, Ю. П. Казанский, В. В. Казарбин // Докл. АН СССР. – 1995. – Т. 342, № 3. – С. 350–353.
4. **Дриц В. А., Коссовская А. Г.** Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. – 175 с.
5. **Зонн М. С., Дзюбло А. Д.** Коллекторы юрско-го нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири. – М.: Наука, 1990. – 85 с.
6. **Катагенетическая** зональность ниже-среднеюрских отложений Обь-Тазовской фациальной области в связи с их нефтегазоносностью / Е. А. Предтеченская, Л. Г. Вакуленко, И. Д. Полякова, А. С. Фомичев // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: матер. к 1-му Всерос. литол. совещ. Т. 2. – М.: МГУ, 2000. – С. 145–149.
7. **Кокшина Л. В.** Постдиагенетические преобразования петрокластических граувак (на примере среднего палеозоя Южного Урала и юга Западной Сибири): автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2013. – 23 с.
8. **Коссовская А. Г., Шутов В. Д.** Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. – М.: Наука, 1971. – С. 9–34. – (Тр. ГИН АН СССР; вып. 221).
9. **Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А.** Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. – М.: Наука, 1963. – С. 120–130.
10. **Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н.** Особенности эволюции глинистых минералов при формировании отложений терригенных осадочных формаций // Докл. РАН. – 2002. – Т. 382, № 4. – С. 526–530.
11. **Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н., Солодкова Н. А.** Аутигенные смектиты в проницаемых отложениях на поздних этапах стадии раннего катагенеза // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: матер. 14-го Геол. съезда Республики Коми. Седиментогенез, эволюция осадочных бассейнов. Геология нефти и газа. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 3. – Сыктывкар: Геопринт, 2004. – С. 25–26.
12. **Логвиненко Н. В., Орлова Л. В.** Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. – Л.: Недра, 1987. – 253 с.
13. **Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В.** О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Горючие ископаемые. – М.: Наука, 1976. – С. 47–52.
14. **Нефтегазообразование** на больших глубинах Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта / И. Д. Полякова, Г. Ч. Борукаев, М. М. Колганова, Е. И. Соболева // Геохимия. – 1994. – № 1. – С. 111–121.
15. **О происхождении** дикита в нижнеюрских терригенных отложениях Межовского свода (юго-восток Западно-Сибирской плиты) / А. Э. Конторович, Э. П. Солотчина, П. А. Солотчин, О. Н. Злобина // Докл. РАН. – 1997. – Т. 353, № 5. – С. 649–651.
16. **Пероziо Г. Н.** Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1971. – 158 с.
17. **Пероziо Г. Н., Мандрикова Н. Т.** Протодоломиты Сибири и их генезис // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 199, № 4. – С. 913–914.
18. **Петрова В. В.** Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (гидрооксиды, силикаты, алюмосиликаты): автореф. дис. ... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2002. – 52 с.
19. **Предтеченская Е. А.** Катагенетические преобразования ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2011. – 45 с.
20. **Предтеченская Е. А., Фомичев А. С.** Катагенетические преобразования ниже-среднеюрских отложений севера Западной Сибири // Литологические аспекты геологии слоистых сред: матер. 7-го Урал. литол. совещ. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – С. 214–217.
21. **Предтеченская Е. А., Вакуленко Л. Г., Злобина О. Н.** Катагенез песчаников нижней и средней юры Уренгойского района // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 7. – С. 70–80.
22. **Предтеченская Е. А., Шиганова О. В., Фомичев А. С.** Катагенетические и гидрохимические аномалии как индикаторы воздействия флюидных потоков в зонах дизъюнктивных нарушений в ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири // Литосфера. – 2009. – № 6. – С. 54–65.
23. **Розин А. А., Сердюк З. Я.** Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 4. – С. 102–113.
24. **Синхронные** трансформации минеральной и органической составляющих осадочных пород в геологической структуре с тектоническим режи-



мом первоначального растяжения и последующего сжатия / В. В. Петрова, Ле Тхи Нгинь, И. Е. Стукалова и др. // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 3. – С. 251–266.

25. **Солотчин П. А.** Литология нижнеюрских отложений юго-восточной части Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 6. – С. 863–873.

26. **Ушатинский И. Н.** О дикките и накрите в отложениях мезозоя Западной Сибири // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 209, № 3. – С. 677–679.

27. **Ушатинский И. Н., Рыльков А. В.** Минералогия и геохимия триас-юрских отложений на севере Западной Сибири // Изв. вузов. Нефть и газ. – 1999. – № 4. – С. 13–19.

28. **Фейрбридж Р. У.** Фазы диагенеза (диагенез в узком смысле, катагенез и гипергенез) и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. – М.: Мир, 1971. – С. 27–92.

29. **Холодов В. Н.** Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 2. – С. 115–135.

30. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 556 с.

31. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** О существовании МГБ-минералов бертьериновой группы // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. – 2009. – № 7, вып. 127. – С. 76–95.

32. **Япаскорт О. В.** Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3–30.

33. **Ayalon A., Longstaffe F. J.** Oxygen isotope studies of diagenesis and pore-water evolution in the Western Canada sedimentary basin; evidence from the Upper Cretaceous basal Belly River Sandstone, Alberta // Jour. of Sedim. Research. – 1989. – Vol. 58, no. 3. – P. 489 – 505.

34. **Depth-dependent** transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf / S. N. Ehrenberg, P. A. Aagaard, M. J. Wilson, et al. // Clay Mineral. – 1993. – Vol. 28, no. 3. – P. 325–352.

35. **Distribution** of hydrocarbons in sedimentary basins. The importance of temperature / A. T. Buller, P. A. Bjorkin, P. Nadeau, O. Walderhaug / Research Technology, Memoir series. – 2005. – No. 7. – P. 3–9.

36. **Ehrenberg S. N., Nadeau P. H., Steen Q.** Petroleum reservoir porosity versus depth: Influence of geological age // Bull. AAPG. – 2009. – Vol. 93, no. 10. – P. 1281–1296.

37. **Formation** of grain coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrence: Pap. read at a conference on «Mineral diagenesis and reservoir quality – the way forward», Cambridge, 1998 / P. A. Aagaard, J. S. Jahren, A. O. Harstad, et al. // Clay minerals. – 2000. – Vol. 35, no. 1. – P. 261–269.

38. **Moore F.** Autigenic albite in the Green River oil shales // Jour. of Sedim. Petrol. – 1950. – Vol. 20, no. 4. – P. 227–230.

39. **Rutter E. H., Hadizadeh J.** On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in silicoclastic rocks // Jour. Struct. Geol. – 1991. – Vol. 13, no. 5. – P. 609–614.

40. **Walker J. R., Thomson G. R.** Structural variations in chlorite and illite in a diagenetic sequence from the imperial valley, California // Clays and Clay Minerals. – 1990. – Vol. 38, no. 3. – P. 315–321.

REFERENCES

1. Vassoevich N.B. [Stages of lithogenesis]. *Spravochnik po litologii* [Lithology: A handbook]. Moscow, Nedra Publ., 1983, pp. 85–96. (In Russ.).

2. Golyshev S.I., Cherepnin A.V., Rozhnev A.N. [Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates in petroleum deposits of Western Siberia]. *Geokhimiya – Geochemistry International*, 1981, no. 8, pp. 1216–1226. (In Russ.).

3. Kontorovich A.E., Solotchina E.P., Kazanskiy Yu.P., Kazarbin V.V. [Dickite of Jurassic sedimentary rocks of Talinskaya Zone of gas and oil accumulation (Western Siberia)]. *Doklady AN RF – Doklady Earth Sciences*, 1995, vol. 342, no. 3, pp. 350–353. (In Russ.).

4. Drits V.A., Kossovskaya A.G. *Glinistyye mineraly: slyudy, khlority* [Clay minerals: mica, chlorites]. Moscow, Nauka Publ., 1991. 175 p. (In Russ.).

5. Zonn M.S., Dzyublo A.D. *Kollektory yurskogo neftegazonosnogo kompleksa severa Zapadnoy Sibiri* [Reservoirs of the Jurassic oil and gas complex in the north of Western Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1990. 85 p. (In Russ.).

6. Predtechenskaya E.A., Vakulenko L.G., Polyakova I.G., Fomichev A.S. [Catagenetic zoning of the Lower-Middle Jurassic deposits of the Ob-Taz facies region in connection with their petroleum potential]. *Problemy litologii, geokhimii i rudogeneza osadochnogo protsesa. Materialy k 1-mu Vserossiyskomu litologicheskому soveshchaniyu. Tom 2* [Problems of lithology, geochemistry and ore genesis of sedimentary process. Materials to the 1st All-Russian Lithological Meeting. Vol. 2]. Moscow, MSU Publ., 2000, pp. 145–149. (In Russ.).

7. Kokshina L. V. *Postdiageneticheskiye preobrazovaniya petroklasticheskikh grauvalk (na primere srednego paleozoya Yuzhnogo Urala i yuga Zapadnoy Sibiri). Avtoref. dis. ... k. g.-m. n.* [Post-diagenetic transformations of petroclastic greywackes (on the example of the Middle Paleozoic of the Southern Urals and the south of Western Siberia). Authors abstract of PhD thesis]. Ekaterinburg, IGI UB RAS Publ., 2013. 23 p. (In Russ.).

8. Kossovskaya A.G., Shutov V.D. [The problem of epigenesis]. *Epigenesis i ego mineralnyye indikatory* [Epigenesis and its mineral indicators]. *Trudy GIN AN SSSR*, 1971, issue 221, pp. 9–34. (In Russ.).

9. Kossovskaya A.G., Shutov V.D., Drits V.A. [Clay mineral-indicators of the deep-water alternation of terrigenous rocks]. *Geokhimiya, petrografiya i mineralogiya osadochnykh obrazovaniy* [Geochemistry, petrography and mineralogy of sedimentary formations]. Moscow, Nauka Publ., 1963, pp. 120–130. (In Russ.).

10. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. [Evolution of clay minerals during the formation of terrigenous sedimentary rocks]. *Doklady Earth Sciences*, 2002, vol. 382, no. 1, pp. 26-30.
11. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N., Solodkova N.A. [Autigenic smectites in permeable sediments at the late stages of early catagenesis]. *Geologiya i mineralnyye resursy evropeyskogo severo-vostoka Rossii: Materialy 14-go Geologicheskogo syezda Respubliki Komi. Sedimentogenez, evolyutsiya osadochnykh basseynov. Geologiya nefi i gaza. Stratigrafiya. Paleontologiya. T. 3.* [Proceedings of 14th Geological Congress of the Komi Republic "Geology and mineral resources of the European North-East of Russia". Vol. 3]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2004, pp. 25–26. (In Russ.).
12. Logvinenko N.V., Orlova L.V. *Obrazovaniye i izmeneniye osadochnykh porod na kontinente i v okeane* [Formation and transformation in sedimentary rocks on the continent and in the ocean]. Leningrad, Nedra Publ., 1987. 253 p. (In Russ.).
13. Neruchev S.G., Vassoevich N.B., Lopatin N.B. [On the scale of catagenesis in connection with oil generation]. *Goryuchie iskopaemye* [Fossil fuels]. Moscow, Nauka Publ., 1976, pp. 47–52. (In Russ.).
14. Polyakova I.D., Borukaev G.Ch., Kolganova M.M., Soboleva E.I. *Nefteobrazovaniye na bolshikh glubinakh Koltogorsko-Urengoyского graben-rifta* [Oil and gas formation at great depths of the Koltogor-Urengoy graben rift]. *Geokhimiya – Geochemistry International*, 1994, no. 1, pp. 111–121. (In Russ.).
15. Kontorovich A.E., Solotchina E.P., Solotchin P.A., Zlobina O.N. [On the origin of dickite in Lower Jurassic sediments of the Mezhevsky swell (south east of the West Siberian Plate)]. *Doklady RAN*, 1997, vol. 353, no. 5, pp. 649–651. (In Russ.).
16. Perozio G.N. *Epigenez terrigennykh osadochnykh porod Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Epigenesis of terrigenous sedimentary rocks of the West Siberian Lowland]. Moscow, Nedra Publ., 1971. 158 p. (In Russ.).
17. Perozio G.N., Mandrikova N.T. [Protodolomites of Siberia and their genesis]. *Doklady AN SSSR*, 1971, vol. 199, no. 4, pp. 913–914. (In Russ.).
18. Petrova V.V. *Nizkotemperaturnyye vtorichnyye mineraly i ikh rol v litogeneze (gidrookisly, silikaty, alyumosilikaty)*. *Avtoref. dokt. dis.* [Low-temperature secondary minerals and their role in lithogenesis (hydroxides, silicates, aluminosilicates). Author's abstract of DSc thesis]. Moscow, GIN RAS Publ., 2002. 52 p. (In Russ.).
19. Predtechenskaya E.A. *Katageneticheskiye preobrazovaniya nizhne-sredneyurskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskogo osadochnogo megabasseyna*. *Avtoref. dokt. dis.* [Catagenetic transformations of the Lower-Middle Jurassic sediments of the West Siberian sedimentary megabasin. Author's abstract of DSc thesis]. Yekaterinburg, IGIG UrB RAS Publ., 2011. 45 p. (In Russ.).
20. Predtechenskaya E.A., Fomichev A.S. [Catagenetic transformations of the Lower- Middle Jurassic deposits of the north of Western Siberia]. *Litologicheskiye aspekty geologii sloistyykh sred. Materialy 7-go Uralskogo litologicheskogo soveshchaniya* [Lithological aspects of the geology of stratified subsurface. Materials of the 7th Ural Lithological Meeting]. Yekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 2006, pp. 214-217. (In Russ.).
21. Predtechenskaya E.A., Vakulenko L.G., Zlobina O.N. [Catagenesis of sandstones of the Lower and Middle Jurassic in the Urengoy district]. *Geologiya i geofizika*, 1993, vol. 34, no. 7, pp. 70–80. (In Russ.).
22. Predtechenskaya E.A., Shiganova O.V., Fomichev A.S. [Catagenetic and hydrochemical anomalies in Lower-Middle Jurassic oil-and-gas bearing deposits in West Siberia as indicators of fluid-dynamic processes in disjunctive dislocation zones]. *Litosfera – Lithosphere*, 2009, no. 6, pp. 54–65. (In Russ.).
23. Rozin A.A., Serdyuk Z.Ya. [Transformation of the groundwater and rock composition of the West Siberian Plate under the influence of deep carbon dioxide gas]. *Litologiya i poleznyye iskopaemye*, 1970, no. 4, pp. 102–113. (In Russ.).
24. Petrova V.V., Nginh Le Tkhi, Stukalova I.E., et al. [Synchronous transformations of mineral and organic constituents of sedimentary rocks in geological structure with an initial extension and subsequent compression tectonic regime]. *Litologiya i poleznyye iskopaemye – Lithology and Mineral Resources*, 2003, no. 3, pp. 251–266. (In Russ.).
25. Solotchin P.A. [Lithology of Lower Jurassic deposits in the southwest of West Siberia]. *Geologiya i geofizika*, 1999, vol. 40, no. 6, pp. 863–873. (In Russ.).
26. Ushatinskiy I.N. [On dickite and necrite in Mesozoic deposits of Western Siberia]. *Doklady AN SSSR*, 1973, vol. 209, no. 3, pp. 677–679. (In Russ.).
27. Ushatinskiy I.N., Rylkov A.V. [Mineralogy and geochemistry of Triassic and Jurassic deposits in the north of West Siberia]. *Izvestiya vuzov. Neft i gaz*, 1999, no. 4, pp. 13–19. (In Russ.).
28. Ferbridzh R.U. [Phases of diagenesis (diagenesis in the narrow sense, catagenesis and hypergenesis) and authigenic mineral formation]. *Diagenез i katagenез osadochnykh obrazovaniy* [Diagenesis and catagenesis of sedimentary formations]. Moscow, Mir Publ., 1971, pp. 27–92. (In Russ.).
29. Kholodov V.N. [Problems of the stadial analysis and development of lithology]. *Litologiya i poleznyye iskopaemye – Lithology and Mineral Resources*, 2004, no. 2, pp. 115–135. (In Russ.).
30. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Mineralnyye indikatorы litogeneza* [Mineral indicators of lithogenesis]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2008. 556 p. (In Russ.).
31. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. [On the existence of MBG-minerals of berthierite group]. *Litogeneз i geokhimiya osadochnykh formatsiy Timano-Uralskogo regiona* [Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations of the Timan-Ural region]. Syktyvkar, IGIG UrB RAS Publ., 2009, no. 7, issue 127, pp. 76–95. (In Russ.).



32. Yapraskurt O.V. [The aspects of the postsedimental lithogenesis theory]. *Litosfera – Lithosphere*, 2005, no. 3, pp. 3–30. (In Russ.).

33. Ayalon A., Longstaffe F.J. Oxygen isotope studies of diagenesis and pore-water evolution in the Western Canada sedimentary basin; evidence from the Upper Cretaceous basal Belly River Sandstone, Alberta. *Jour. of Sedim. Research*, 1989, vol. 58, no. 3, pp. 489–505.

34. Ehrenberg S.N., Aagaard P.A., Wilson M.J., et al. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Mineral*, 1993, vol. 28, no. 3, pp. 325–352.

35. Buller A.T., Bjorkin P.A., Nadeau P., Walderhaug O. Distribution of hydrocarbons in sedimentary basins. The importance of temperature. *Research Technology, Memoir series*, 2005, no. 7, pp. 3–9.

36. Ehrenberg S.N., Nadeau P.H., Steen Q. Petroleum reservoir porosity versus depth: Influence of geo-

logical age. *Bull. AAPG*, 2009, vol. 93, no. 10, pp. 1281–1296.

37. Aagaard P.A., Jahren J.S., Harstad A.O., et al. Formation of grain coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrence: Paper read at a conference on «Mineral diagenesis and reservoir quality – the way forward», Cambridge, 1998. *Clay minerals*, 2000, vol. 35, no. 1, pp. 261–269.

38. Moore F. Autigenic albite in the Green River oil shales. *Gour. of Sedim. Petrol.*, 1950, vol. 20, no. 4, pp. 227–230.

39. Rutter E.H., Hadizadeh J. On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in siliciclastic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, 1991, vol. 13, no. 5, pp. 609–614.

40. Walker J.R., Thomson G.R. Structural variations in chlorite and illite in a diagenetic sequence from the imperial valley, California. *Clays and Clay Minerals*, 1990, vol. 38, no. 3, pp. 315–321.

© Е. А. Предтеченская, О. Н. Злобина, 2022