

УДК 552.143+551.248.2

О.В. Япаскурт¹

ВЛИЯНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ВНУТРИСТРАТИСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ ЛИТИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ²

Рассмотрены особенности процессов постседиментационной литификации и их динамика в различных геоструктурных областях — кратонах, молодых платформах и орогенах. Аргументируется прямое и косвенное влияние геодинамических факторов на эти процессы.

Ключевые слова: тектоногенез, литификация, стратисфера, осадочные породные бассейны, орогены, катагенез, метагенез, процессы, факторы, стадийный анализ, типизация.

Postsedimentary lithification processes and their dynamics in geostructural various areas of cratons, younger platforms and orogens are described and explained. The direct and indirect impacts of geodynamic factors on these processes are argue.

Key words: tektonogenesis, lithification, stratisphere, sedimentary rock basins, orogens, katagenesis, metagenesis, processes, factors, stadial analysis, typification.

Вводные замечания о трактовке понятия «генезис породы» и тектонических факторах влияния на осадочные процессы. Логикой развития литологии, опирающейся на генетический, исторический и системный принципы методологии научного исследования, обусловлено усиление интереса к проблеме осадочного пороодообразования во взаимосвязи с тектоногенезом. Понятие «генезис» автор трактует здесь широко, следуя рекомендации своего учителя Г.Ф. Крашенинникова [1984, с. 52–53], как сложный комплекс противоречивых, но диалектически тесно связанных процессов, протекающих на протяжении длительного отрезка времени всех 5 стадий осадочного цикла: 1 — подготовки осадочного вещества (ее Н.М. Страхов именовал «мобилизацией» — гипергенной, вулканогенной и биогенной), 2 — переноса вещества, 3 — накопления, 4 — диагенеза и 5 — катагенеза (который прежде и ныне некоторые геологи называют региональным эпигенезом либо поздним диагенезом). Процессы этих стадий многоаспектны, но едины в конечном результате — в той сформированной ими горной породе, которую мы видим и осязаем.

Составляющая генезиса породы — *литификация* (от греч. *lithos* — камень и лат. *facere* — делать), или превращение неконсолидированного осадка в твердую породу, — осуществляется начиная с конца четвертой стадии и на протяжении всей стадии катагенеза, т.е. под покровом более молодых осадков, в период нахождения исследуемого объекта внутри земной осадочной оболочки, на-

званной В.И. Вернадским *стратисферой*. Она и есть главный объект наших научных интересов, поскольку именно в ней формируются конечные вещественные и физико-механические свойства подавляющего большинства осадочных пород вместе с залежами углеводородного сырья и стратиформных руд металлов. Глобальная причина их возникновения состоит в постоянном стремлении открытой и многокомпонентной внутривстратисферной системы минеральных ассоциаций, органического вещества (ОВ) и газоводных флюидов к химическому и механическому уравниванию с периодически менявшейся термобарической и геохимической средой, в которую тектонически внедрялась эта система на протяжении всей геологической истории ее существования.

Здесь уместно напомнить слова известного геохимика А.А. Саукова: «Любой минерал или горная порода устойчивы, строго говоря, лишь в условиях своего образования; с изменением этих условий они становятся неустойчивыми и стремятся приспособиться к этим новым условиям» [1975, с. 296]. Вышеупомянутое приспособление редко бывает стопроцентным, оно оставляет после себя следы — промежуточные продукты фазовых изменений вещества на стадиях диагенеза, раннего и позднего (глубинного) катагенеза. На диагностике следов от таких былых породных изменений, опознаваемых с помощью оптической и электронно-микроскопической лабораторной аппаратуры, основан один из ключевых методов исследования этапности формирования вещества осадочных по-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии и морской геологии, зав. кафедрой, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail*: yapaskurt@mail.ru

² Работа выполнена по госбюджетной теме исследований кафедры литологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Фундаментальные исследования вещества осадочной земной оболочки (стратисферы) с расшифровкой процессов и стадий формирования ее и некоторых полезных ископаемых в ней» (2011–2015).

род — *стадиальный анализ литогенеза*, подробно описанный в [Япаскерт, 2013]. Массовое использование литологами этого метода на протяжении полувекowego периода предоставило множество сведений о *постседиментационных процессах*, которые вследствие их глубинности и многовековой длительности нигде и никогда не были доступны прямым наблюдениям, но реконструируются только посредством стадиального анализа.

Процессы эти ранжируются в соответствии с системными уровнями организации осадочных веществ, начиная от минерально-компонентного, где внутри слоев осуществляются коррозия минералов, трансформации строения их кристаллических решеток (обмен катионами со средой пребывания), аутигенез (кристаллизация минералов из ионных растворов, коагуляция коллоидных систем), рекристаллизационный бластез, диффузия, метасоматоз, освобождение конституционной и кристаллизационной воды, дегазация минеральных и органических веществ (ОВ), генерация углеводородных компонентов, углекислотизация ОВ. Эти и другие процессы синтезируются на породно-слоевом уровне в литификацию (цементацию породы), делитификацию, будирование, кливажирование, рассланцевание. Переходя к надпородному системному уровню, мы имеем дело с еще более сложными процессами: элизионное выделение воды из глинистых толщ, инфильтрационная, эксфильтрационная формы миграции газоводных флюидов, рудогенез на внутрискратисферных геохимических барьерах и локальный метаморфизм пород, что подробно описано в [Япаскерт, 2013].

Со временем все очевиднее роль управляющего вышеперечисленными процессами геотектонического фактора. Его значимость изначально признавал создавший климатическую теорию литогенеза Н.М. Страхов: «...Тектонический режим среди других факторов осадконакопления имеет особенное значение. Он является основным, ведущим фактором, влияющим на седиментацию не только непосредственно — через рельеф, но и косвенно — через изменения климата и через функцию субстрата, питающего осадконакопления конкретных регионов» [Страхов, 1948, с. 362]. К этому можно добавить, что по мере углубления в сферу обстановок диагенеза и катагенеза горных пород зависимость их генезиса от тектоногенеза усиливается, и на процессы литификации прямо влияют следующие функции геодинамического режима: глубинное тепло (T) и его дополнительные термальные импульсы (ΔT), передаваемые из недр конвективными потоками флюидов; разные способы давления — литостатическое (P_s), флюидное (P_f) и стрессовое (P_{st}); скорость погружения дна осадочного бассейна (V_p) и степень его компенсируемости осадочным веществом (K_p), от которых зависят длительность и степень полноты физико-химического уравнивания внутрипо-

родной системы при диагенезе, а также глубинная флюидодинамика при катагенезе. Каждый из этих факторов *sensu stricto* ускоряет либо замедляет ход процессов аутигенного минералообразования и изменения структурных и текстурных особенностей пород вместе с их физико-механическими свойствами.

Причины литификации не всегда бывают для нас очевидны, но бесспорно заключение о том, что *интегратором sensu lato вышеперечисленных и не отмеченных здесь факторов литификации служит и в геологическом прошлом всегда служил региональный геодинамический режим*. Именно он определял конкретное местонахождение каждого осадочно-породного тела в соответствующей геологической среде палеоглубины и палеофлюидов. Последние при этом выполняли всюду двойственную роль: во-первых, среды, где осуществляются химические реакции и обмен веществами породных компонентов внутри пласта или между соседними пластами, и, во-вторых, переносчика растворенных веществ из иных толщ, формаций или геосфер.

С учетом сказанного необходимо впредь обращать особое внимание на диагностику при стадиальном анализе двух категорий аутигенных минералов: из местных источников вещества в присутствии флюида (A_1) и привнесенных флюидами извне (A_2). Их диагностические признаки изложены в [Япаскерт, 2013]. Они помогают выявить, как в разных геодинамических обстоятельствах по-разному действовали процессы литификации.

Автор еще в 1992 г. предложил понятие «геодинамический тип литификации» (ГТЛ), которое с некоторыми коррективами формулируется так: *это такое закономерное соотношение зон минеральных (A_1 и A_2) и структурно-текстурных породных новообразований со стратиграфическими, фаціальными и тектоническими границами в толще осадочных пород, которое порождено в ней комплексом термодинамических и гидрохимических внутрискратисферных обстановок, обусловленных конкретными особенностями геотектонической истории осадочного породного бассейна (или его участка) или послебассейновой складчато-надвиговой системы (орогена)*. Обобщенный обзор различных ГТЛ на континентах и их окраинах в кратком изложении опубликован в [Япаскерт, 2014]. Ниже будут подробно охарактеризованы описательные модели этих категорий.

Динамика процессов осадочного породообразования в различных геоструктурных областях.
Исходные сведения. Стратисфера включает в себя две категории областей: тектонически устойчивые (кратоны и молодые платформы на континентах) и подвижные (или орогены). Первые сложены линзовидными телами осадков и осадочных горных пород с площадью на земной поверхности от нескольких сотен и нескольких тысяч до нескольких миллионов квадратных километров и с толщиной

от 1–2 до 10 км и более, это *осадочные породные бассейны* (ОПБ). А в областях орогенов помимо современных ОПБ находятся дислоцированные фрагменты древних ОПБ, которые вперемешку с магматическими и метаморфическими комплексами прежних бассейновых фундаментов составляют *складчато-надвиговые системы* (СНС).

Осадочные процессы всех 5 стадий в пределах ОПБ и процессы катагенеза в СНС разной тектонической принадлежности реализуются по разным «сценариям». Рассмотрим это ниже, начав с краткой исторической справки.

Сведения о различиях процессов литификации в платформенных и тектонически подвижных областях стратисферы. Вышеупомянутые различия и их причины известны начиная с середины прошлого века в результате работ литологов Геологического института АН СССР [Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1970], исследовавших комплексы терригенных мезозойских и верхнепалеозойских пород на восточной окраине Сибирского кратона, Приверхоянского краевого прогиба и западной окраине Верхоянской СНС. Позднее на этой и прилегающих территориях в таком же аспекте продолжил исследования автор статьи [Крашенинников, Япаскурт, 1977; Япаскурт, 1992], а в Южном Верхоянье — И.М. Симанович (1977). Рассмотрим некоторые результаты их работ.

Отложения чехла кратона накапливались здесь в аллювиально-дельтовых и мелководно-морских условиях, компенсируя седиментационные бассейны. Анализ минерального состава аллотигенных компонентов привел исследователей к однозначному заключению о том, что в позднеюрско-раннемеловое время периферия чехла платформы и расположенного к востоку от нее Приверхоянского прогиба были заполнены терригенным веществом, привносимым с юга — с суши Алданского массива, сложенного магматическими и метаморфическими породами докембрийского возраста. Осадки состояли из песков — кварцевых аркозов, граувакко-аркозов и так называемых средних аркозов (с терригенными андезинами, количество которых превышает содержание кислых плагиоклазов и калиевого полевого шпата), переслаивающихся с глинистыми алевролитами и глинами. Их терригенные глинистые компоненты, привнесенные из одинаковых территорий мобилизации осадочного вещества, по-разному трансформированы на стадии диагенеза в областях платформы и краевого прогиба.

На платформе диагенетические трансформации слоистых силикатов зависели от фациальной среды седиментации. В обстановках пойменных болот, заболоченных озер и лагун при низких значениях pH среды диагенеза, обусловленных обилием гуминовых и других органических кислот, произошла массовая каолинизация глинистого вещества. В условиях же солоновато-водных лагун и

морского мелководья с пониженным содержанием ОВ щелочная среда диагенеза способствовала сохранению в осадке смектитовых и смешанослойных компонентов [Коссовская, 1962].

Толщина отложений, синхронных с этими, на восточном крыле Приверхоянского прогиба увеличились от 3 до 5 раз. Это означает, что они испытали более стремительное и глубокое погружение по сравнению со своими платформенными гомологами. Темп погружения дна бассейна сократил время диагенетической стадии, из-за чего седиментогенные минералы не успевали претерпевать те же трансформации, какие произошли в чехле платформы. Многокомпонентное и реакционноспособное вещество осадка переводилось тектоническим погружением на уровни глубинных значений T и P , катагенетической стадии, где резко активизировались процессы химических реакций между минеральными, органическими породными компонентами и водно-флюидной средой их пребывания. В итоге в тектонически подвижной области глины превращались в неразмочающие аргиллиты иллит-корренситового и иллит-хлоритового состава, а крепко сцементированные песчаники были насыщены многими аутигенными минеральными компонентами, к которым относятся кварц порового и регенерационного цемента, альбитовые каемки вокруг полевошпатовых песчаных зерен, кальциевый цеолит — ломонтит, а также хлорит и иллит в поровом цементе и на месте нахождения чешуй терригенного биотита, который попутно с хлоритизацией и иллитизацией генерировал линзочки аутигенного кварца и наночастицы рутила, анатаза и титаномагнетита.

Стадиальный анализ этих новообразований свидетельствует о том, что источниками вещества для большинства вышеперечисленных аутигенных минералов были минеральные аллотигенные компоненты самих осадков. В данном случае внутриформационные флюиды играли роль среды — растворителя и межпластового переносчика дифференцируемых веществ. Эту категорию аутигенных новообразований из собственного седиментонда назовем A_1 (см. выше).

Исследовав многокилометровые разрезы палеозоя и мезозоя в Верхоянской СНС, А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [1970] выделили в них четыре зоны, характеризующиеся определенными парагенезами аутигенных минералов категории A_1 — две зоны отвечали, по их мнению, двум подстадиям регионального эпигенеза (катагенеза в теперешней трактовке этого понятия) и двум подстадиям метagenеза, а затем началу метаморфизма (там, где появился аутигенный биотит в парагенезе со ставролитом и мусковитом).

Позднее автор [Япаскурт, 1992] в этом же стратиграфическом диапазоне выделил 9 зон постседиментационной измененности мощных терригенных комплексов с однообразным строением.

Это следующие последовательности литификации песчаных отложений:

I — зона слабоизмененного глинистого вещества в цементе и ненарушенных седиментогенных структур (подстадия слабого, начального катагенеза);

II — зона преимущественно хлоритового пленочного и кремнистого порового цемента и начала коррозии и регенерации кварцевых зерен алевритовой и песчаной фракции (подстадия умеренного катагенеза);

III — зона преимущественно пленочно-порового хлорит-кварцевого цемента и частых конформных (выпукло-вогнутых) контактов между соприкасающимися зернами силикатов и кварца (массовое развитие конформных структур гравитационной коррозии Н.В. Логвиненко (1968) и автор статьи считали признаком подстадии глубокого, или позднего, катагенеза);

IV — зона кварцевого цемента типа «припая» (термин заимствован из [Коссовская, 1962], означает обретение аутигенным кварцем порового цемента оптических свойств, одинаковых с близлежащим кластическим зерном), частых конформных и редких инкорпорационных (клиновидных) внедрений по типу зерна в зерно;

V — зона господствующих конформно-инкорпорационных структур предельного уплотнения совместно с регенерационным кварцевым и (реже) плагиоклазовым цементом (завершение глубокого катагенеза);

VI — появление бластических микроструктур на конформно-инкорпорационных контактах кварцевых зерен и полное разрушение (иллитизация и хлоритизация) терригенного биотита (начало стадии метагенеза);

VII — зона появления шиповидных вросков серицитоподобной слюды политипа $2M_1$, окаймляющих зерна кварца и частично альбитизированного плагиоклаза, проявление структур дифференциального скольжения; кливажирования (метагенез);

VIII — зона массовых бластических, шиповидных структур и сегрегационных текстур с метаморфогенными мусковитом, кварцем, альбитом, стильпномеланом (стадия зеленосланцевого метаморфизма);

IX — зона метаморфогенного биотита, мусковита, местами ставролита и граната в метапесчаниках и кварцево-слюдяных blastопсаммитовых сланцах (стадия зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма).

Фотографии и зарисовки петрографических шлифов из вышеперечисленных зон см. в работах [Япаскерт, 1992, 2014].

Откартировав эту зональность на фрагментах территорий Северного Верхоянья, Среднеянского плоскогорья и низовьев долины р. Лена, автор установил, что в платформенных впадинах зоны

I–V коррелируют с палеоглубинами максимальных погружений пород в прошлом, а в тектонически подвижной СНС все зоны литификации не коррелируют со стратиграфическими границами, но локализованы вокруг определенных тектонических линеаментов. Из этого следует, что причиной локального метагенеза и раннего метаморфизма здесь была не столько палеоглубина доскладчатого погружения породы, сколько импульсы P_{st} и ΔT во время определенных геотектонических событий.

В развитие этого положения обратимся к сравнительным оценкам процессов литификации в конкретных геотектонических обстановках.

Особенности литогенетических процессов в отдельных ГТЛ. Информация о природном разнообразии ГТЛ сгруппирована в следующие категории (надтипы литогенетических процессов): I — образования внутриконтинентальных авлакогенов (в кратонах) и рифтов (в молодых платформах); II — образования синеклиз, антеклиз плит кратонов и чехла молодых платформ (включая пострифтовые впадины); III — образования передовых прогибов на границе с орогенами; IV — образования додислокационной стадии формирования орогенов, включая материковые окраины пассивного и активного типов и аккреционные призмы; V — собственно орогенные, включая внутриконтинентальные, окраинные СНС и фундаменты молодых платформ. Рассмотрим наиболее представительные ГТЛ.

ГТЛ авлакогенов и прочих внутриплатформенных рифтов имеют площадь от 60–100 до 6–10 тыс. км², значения V_p варьируют от 10–100 до 1000 м/млн лет. Впадины компенсированы преимущественно терригенными осадками, иногда с каустобиолитами или эвапоритами. Состав терригенных отложений полимиктовый: в авлакогенах — аркозовый либо кварцево-аркозовый, а в других рифтах — кварцево-граувакковый, по [Шутов, 1975]. Кратковременность диагенетической стадии обеспечивала минералогическую «незрелость» седиментфонда и потенциальную реакционную способность его компонентов на стадиях начального и позднего (глубокого) катагенеза. Процессы последнего находились в явной зависимости от импульсов ΔT , но почти не коррелируют с глубиной залегания пород (т.е. мало зависят от P_s). Например, отмечена слабая степень литифицированности рифейских пород в авлакогенах Восточно-Европейской платформы под Московской синеклизой, где на глубине 3–5 км скважины вскрывают некрепкие песчаники, рассыпающиеся в песок, а также глины, уплотненные, но не достигшие консистенции аргиллита. На такой же и на гораздо меньшей глубине в раннемезозойской рифтогенной Колтогорско-Уренгойской депрессии (Западно-Сибирская эпипалеозойская плита) (рис. 1) все породы сцементированы чрезвычайно крепко, структурно-вещественные особенности

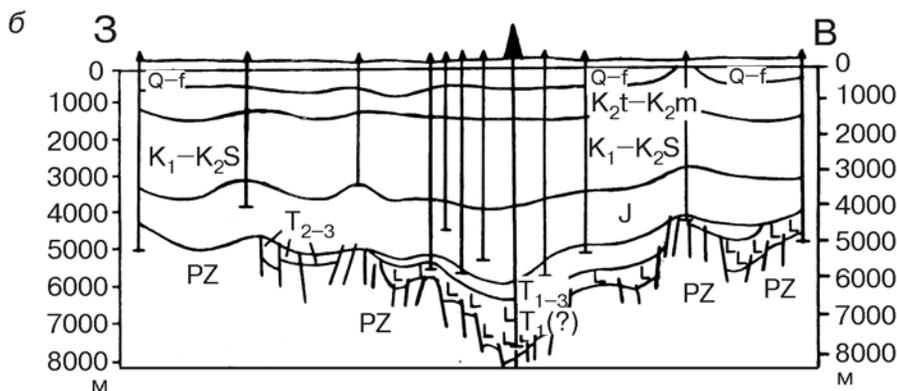
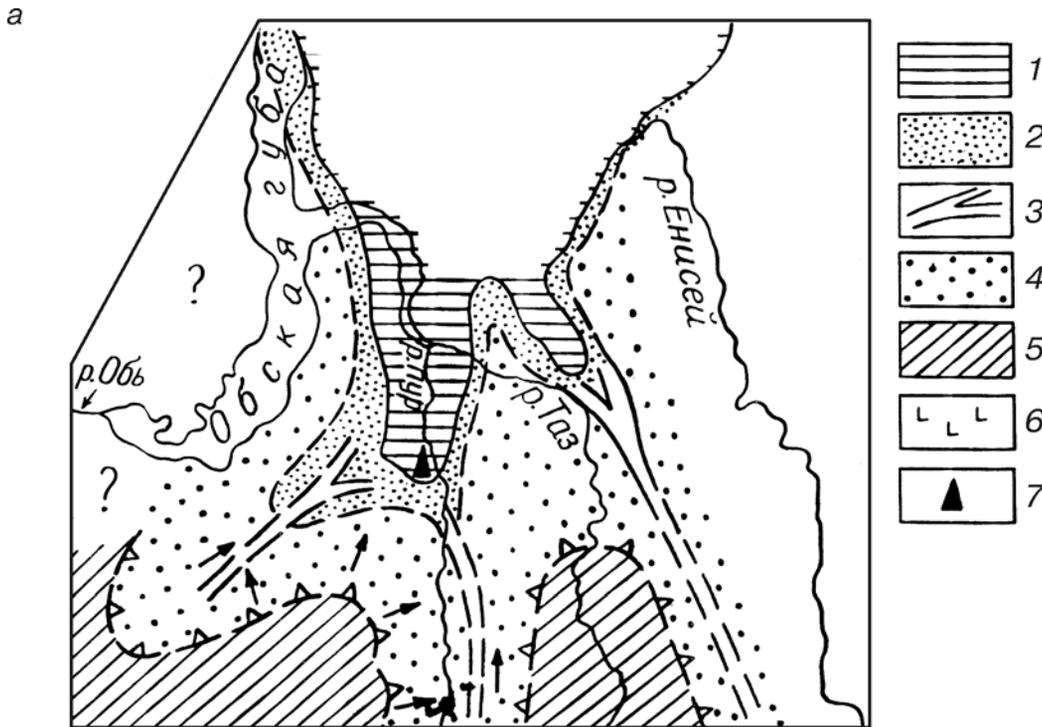


Рис. 1. Современное положение района исследования и эпизод палеогеографии Колтогорско-Уренгойского ОБ на рубеже T_3 - J_1 (а); геологический профиль поперек Колтогорско-Уренгойского прогиба [Япаскурт, 2005] (б): 1-5 — палеоландшафты: 1 — морское мелководье, 2 — прибрежная область, 3 — речные выносы, 4 — озерно-аллювиальная низина, 5 — возвышенная суша с краевыми эскарпами; 6 — базальты; 7 — местонахождение скважины СГ-6, стрелками указаны направления сноса терригенного материала в ОБ

их вторичных изменений отвечают песчаникам с инкорпорационно-регенерационной цементацией и глинистым сланцам стадии типичного позднего катагенеза (рис. 2), а в отдельных интервалах разреза (на глубине 3–5 км) фиксируются минеральные индикаторы стадии метагенеза (рис. 2, вверху) — микроструктуры рекристаллизационного бластеза кварца в сочетании с шиповидными вростками в кварц аутигенной слюды политипа $2M_1$ [Япаскурт, Горбачев, 1997]. Такие новообразования не наблюдались в отложениях Восточно-Европейской платформы, которые пребывали не в столь повышенном тепловом поле, как в Западной Сибири с ΔT импульсами от активизации глубинных сибирских плюмов, см. [Добрецов, 1997; Япаскурт, Шиханов, 2007]. Из этого следует, что глубина залегания породы при низком значении фоновой температуры не обеспечивает возникновения минеральных ассоциаций и микроструктур, характерных для стадий позднего катагенеза и метагенеза.

В структурах Западно-Сибирской плиты, где региональный термический градиент был высок, отчетливо проявилась своеобразная вертикальная

зональность минеральных парагенезов категории A_1 . При описании разреза отдельной скважины в таком регионе видна на первый взгляд парадоксальная последовательность распределения слабой и интенсивной литифицированности однотипных песчаных пород. Сверху вниз по разрезу признаки литифицированности сначала усиливаются, затем пребывают в одинаковом состоянии и только локально интенсифицируются на отдельных интервалах, а внизу ослабевают (рис. 3).

Получилась зеркально перевернутая картина зональности аутигенных новообразований, если сравнивать их с описанными в предыдущем разделе, что можно объяснить неоднократной динамотермальной активизацией на завершающих стадиях рифтогенеза, которая порождается импульсами пострифтовых раскрытий долгоживущих разломов и их сателлитов, пропускавших через себя наружу горячие гидротермы [Коробов, Коробова, 2004]. Последние, растекаясь по межслоевым границам и проникая в швы флюидоразрывов, активизировали процессы литификации в середине или даже вверху разреза и сформировали минеральные парагенезы

категории A_2 , которые не вписываются в стройную последовательность зон минералогенеза A_1 , по [Япаскурт, 1992].

ГТЛ синеклиз кратонов существенно отличаются от вышеописанной. Это бассейны с замедленной скоростью погружения (~10 м/млн лет и медленнее) на обширных территориях площадью несколько миллионов квадратных километров. Наиболее обширную площадь занимали ОПБ талассократических эпох с вялой тектонической активностью и высоким уровнем Мирового океана, вследствие чего слаборасчлененная суша материка затоплялась мелководными эпиконтинентальными морями. В них накапливались хемобиогенные карбонатные, фосфатные, каустобиолитовые и эвапоритовые осадки вперемешку с песчано-алеврито-глинистыми отложениями, хорошо отсортированными и мономинеральными либо олигомиктовыми. В песках господствовал кварц, поступающий из водосборов, где выветриванием были разрушены преимущественно минералы. В глинистом веществе доминировали каолинит (при гумидных условиях седиментогенеза) либо смектит в сочетании с магнезиальными хлоритами, палыгорскитами и железистыми иллитами (в аридных условиях).

Распределение фаций на площади таких ОПБ вместе с их весьма неоднородной литифицированностью заметно подчинялось палеотектоническому контролю [Каледа, 1985]. Г.А. Каледа установил, что в чехле кратонов перекристаллизация известняков сильнее проявляется на сводах тектонических структур, чем в соседних с ними прогибах, т.е. валы и склоны антеклиз оказываются наиболее благоприятны для развития вторичных доломитов по известнякам. Там же зафиксированы частые признаки процессов корродирования и регенерации кварцевых обломочных зерен в песчаниках. В данном случае причиной усиленной литификации на сводах положительных структур, по-видимому, служила эксфильтрация водных флюидов из соседних впадин. Кроме того, интенсивность вторичного изменения осадков фиксировалась также в зонах отдельных разломов и под зонами стратиграфических перерывов. «Из этих выводов следует, что перекристаллизация карбонатных пород на платформах определяется главным образом гидрохимико-динамическими условиями, — повышение с глубиной температуры и давления не имеет существенного значения» [Каледа, 1985, с. 132].

В целом литифицированность здесь очень неоднородная, присуща в основном известнякам, доломитам, сульфатам и опокам, а остальные породы имеют в подавляющем большинстве рыхлую (пески, алевриты) или пластичную (глины) консистенцию. Но им свойственны конкреционные включения, линзы или отдельные пласты массивных и очень крепких карбонатизированных

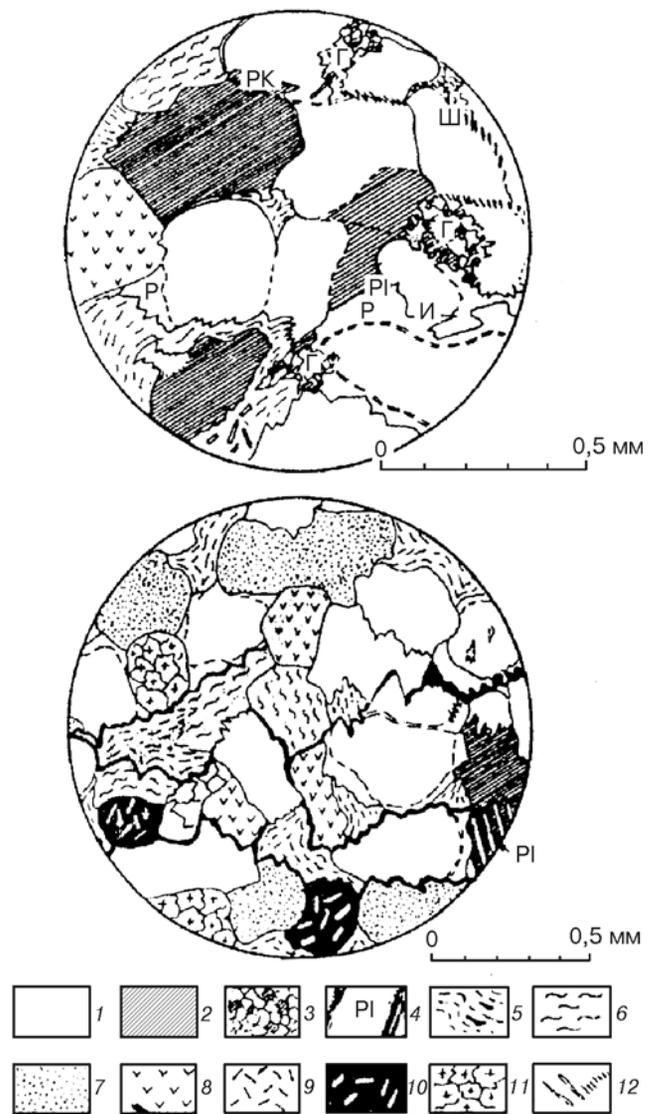


Рис. 2. Зарисовки шлифов песчаников Т3 из СГ-6: 1–11 — обломочные компоненты: 1 и 2 — кварц в состоянии просветления и погасания при скрещенных николях, 3 — гранобластовые кварцевые агрегаты с мозаичным погасанием, 4 — плагиоклазы, 5 — сильнохлоритизированный биотит с включениями непрозрачных рудных минералов (черное), 6 — глинистые породы, 7 — алевриты, 8 — кремни, 9 — эффузивы кислые, 10 — эффузивы средние или основные, 11 — жильные породы с афанитовой структурой кислого состава, 12 — аутигенная серицитоподобная слюда (в шиповидных вростках в кварц и плагиоклазы); черные линии — швы флюидоразрыва; буквенные индексы: Р — регенерация терригенного кварца, И — инкорпорация, РК — рекристаллизационный бластез, Ш — шиповидные вростки аутигенных слоистых силикатов в кварце и каркасных силикатах (зарисовка автора)

либо кварцитовидных песчаников, у которых аутигенная минерализация категории A_2 возникла внутри палеоводоносных горизонтов. Различия в характере постседиментационных новообразований коррелируют с фациальной изменчивостью толщи по простиранию гораздо отчетливее, чем в направлении сверху вниз по разрезу.

Изначально «...Н.В. Логвиненко подчеркивал, что палеозойские и мезозойские отложения Русской платформы на большей части территории на-

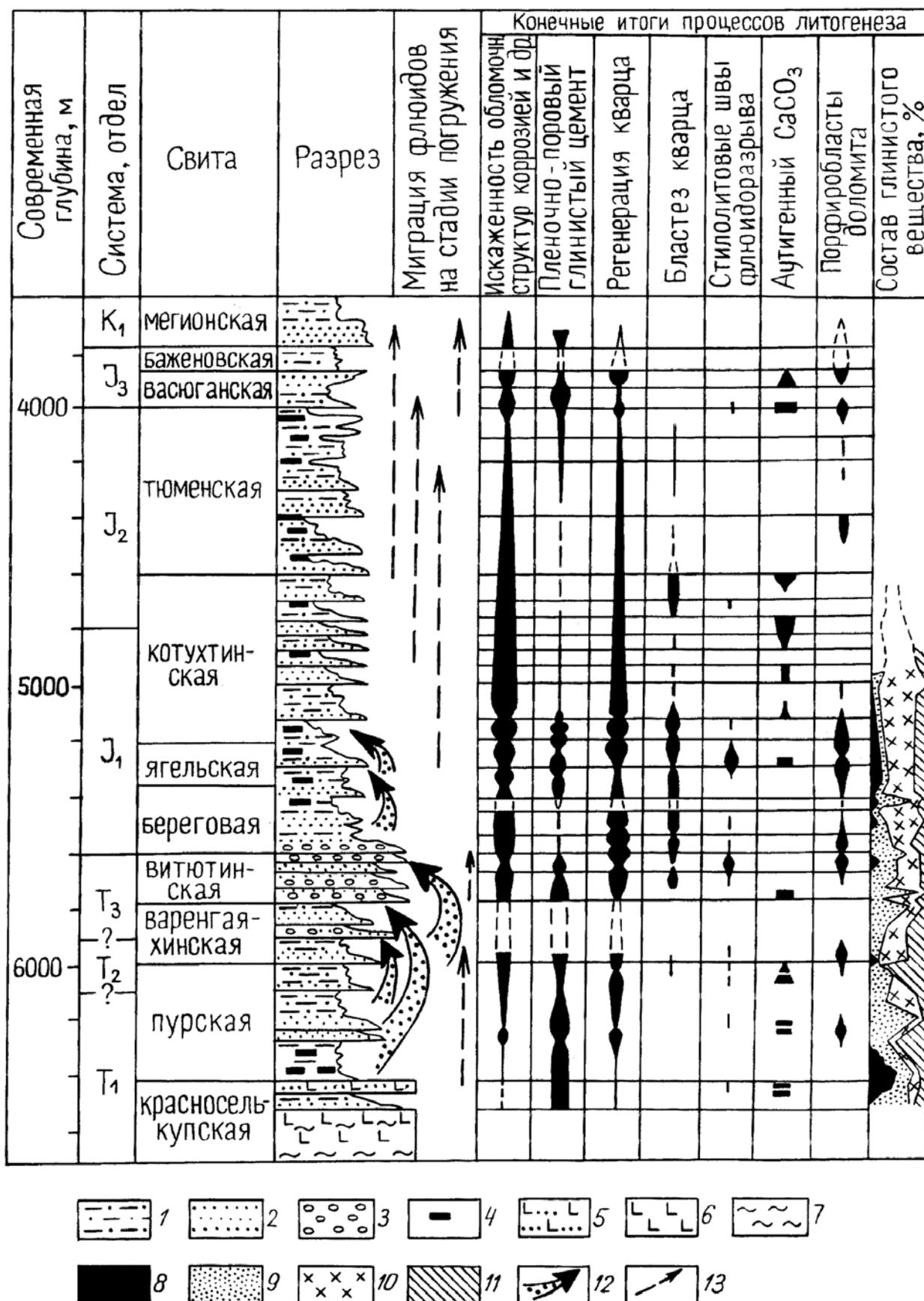


Рис. 3. Схема интенсивности постседиментационных преобразований песчаников и состав глинистого вещества аргиллитов в разрезе СГ-6: 1–7 – породы: 1 – алевролиты, 2 – песчаники, 3 – конгломераты и гравелиты, 4 – угли, 5 – туфы, 6 – базальты, 7 – продукты латеритизации; 8–11 – состав глинистого вещества: 8 – каолинит, 9 – иллит, 10 – хлорит, 11 – смешанослойный минерал; 12 – миграция элизионных вод; 13 – миграция CO_2 и других флюидов

ходятся на стадии начального катагенеза. И только в прогибных структурах большого масштаба (Пачелмский прогиб, Днепровско-Донецкая впадина и др.) нижние горизонты палеозоя (кембрий, силур, девон, частично карбон) подверглись более сильным вторичным изменениям и находятся на стадии глубинного катагенеза» [там же, с. 129]. А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [1970] констатировали смену кварц-каолиновой фации аутигенного минералогенеза (категории A_1 , см. выше) на кварц-диккитовую фацию, отметив, что трансформация каолинита в диккит осуществляется в обстановке горячих гидротерм.

ГТЛ антеклиз, описанный в [Япаскурт и др., 2003, с. 50–51], характеризуется еще более контрастной литифицированностью — неоднородной по интенсивности и не коррелируемой со стратифицируемыми уровнями в толще пород. Аутигенный минералогенез обусловлен гидрогенным привносом вещества из соседних выше- или нижележащих толщ. К процессам аутигенного минералообразования относятся очаговое окварцевание, метасоматическая карбонатизация, каолинизация, сульфидизация категории A_2 в песчаных и алевроитовых породах и массовое развитие стилолитизации в карбонатных пластах. Его проявления локализованы вдоль поверхностей множества диастем (скрытых перерывов седиментации) и некоторых разрывных нарушений.

ГТЛ впадин эпикаледонских, эпигерцинских и еще более молодых платформенных плит (включая пострифтовые) отличаются от ГТЛ синеклиз кратонов гораздо большей толщиной, большими значениями скорости погружения дна бассейнов (10–100 м/млн лет) и их неравномерностью (че-

редование «провалов» дна бассейна с эпохами уменьшения скорости погружения). В отличие от плит кратонов здесь отсутствует отчетливое разграничение синеклиз и антеклиз; пострифтовые впадины на конечных этапах формирования испытывали кратковременные инверсионные воздымания со слабыми пликративными дислокациями над активизировавшимися разломами прежних рифтов. Такие характерные образования описаны на примере верхнетриасовых и юрских толщ Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты [Япаскурт, Горбачев, 1997; Япаскурт, Шиханов, 2007] (рис. 3, 4).

Эти терригенные отложения отличаются от вышеописанных полимиктовостью и более интенсивной и повсеместной литифицированностью. Песчаники относятся преимущественно к стадии позднего эпигенеза (глубинного катагенеза), гидрослюдисто-хлоритовой (по [Коссовская, Шутов, 1970]), с мозаичными конформными и конформно-регенерационными микроструктурами гравитационной коррозии обломочных компонентов. В возникновении этих микроструктур определяющую роль играл терригенный кварц. Его массовая регенерация в начале стадии катагенеза не превращает породу в кварцитоподобный крепкий монолит (какие встречаются среди мономинеральных отложений прежнего ГТЛ), но формирует узорчатый внутрипластовый каркас, потому что количество аллотигенного кварца здесь не превысило 1/3 суммарного количества песчаных зерен, а в некоторых слоях оно меньше. Регенерационные отростки, соединяющие отдельные обломочные зерна, в массе образуют жесткий упор, сопротивляющийся растущим нагрузкам литостатического

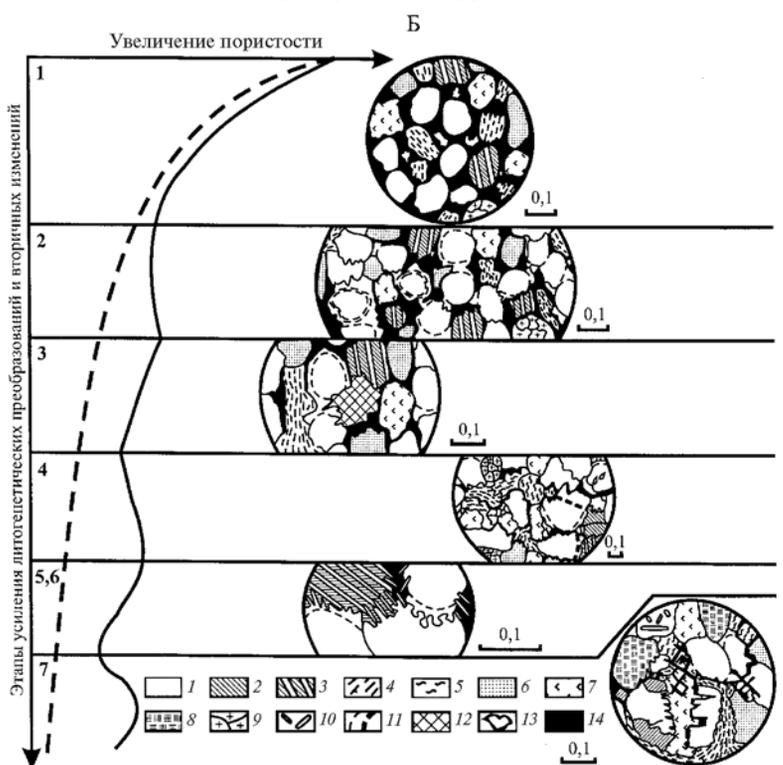
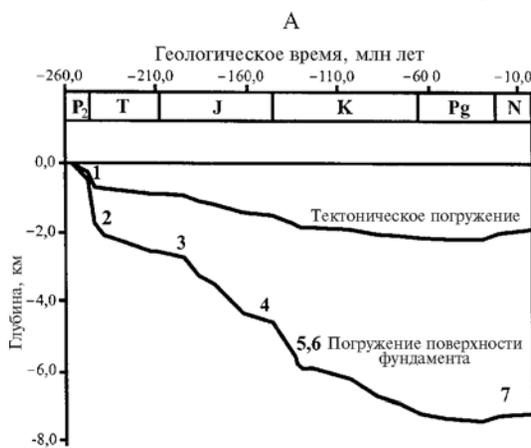


Рис. 4. Корреляция этапов аутигенеза и тектоногенеза Колтогорско-Уренгойского БП: А — кривая погружения БП, построенная для района Тюменской СГ-6, по А.М. Никишину с соавторами и дополнениями автора. На кривой погружения цифрами обозначены этапы аутигенного минералогенеза, соответствующие показанным на схеме Б. Б — схема этапности аутигенного минералогенеза и изменений микроструктуры и пористости триасовых и юрских песчаников СГ-6, по [Япаскурт и др., 1997]: 1, 2 — кварц; 3 — плагиоклаз; 4 — биотит; 5–9 — литокласты; 10 — иллит; 11 — хлорит; 12 — кальцит; 13 — доломит; 14 — открытые поры

давления P_s (рис. 4), благодаря чему пласт не расплющивается, когда попадает на многокилометровую глубину. Функционирующие внутрислоевые флюиды в межкварцевых промежутках корродируют часть минералов седиментофонда, освобождая пространство для новообразованных пустот, которые полностью либо частично заполняются аутигенными минералами категории A_2 , обычно кальцитом, иногда доломитом, агрегатами магнетиального хлорита или иллита $2M_1$ [Япаскурт, Горбачев, 1977].

На конечных этапах существования этой категории геологических тел, во время кратковременных инверсионных воздыманий территории либо локальных тектонических дислокаций пликвативного типа, гидрогеологический режим активизируется вплоть до прихода флюидов из других систем, что влечет за собой возникновение новых локальных геохимических барьеров и сопутствующих процессов двух видов: коррозионных и кристаллизационных для категории A_2 . Последние обеспечивают афациальную пятнистую анкеритизацию, доломитизацию (рис. 5), каолинизацию и другие новообразования, подробно описанные в [Япаскурт, Шиханов, 2007].

В целом постседиментационные преобразования ГТЛ этой категории проявлены на порядок разнообразнее и многоступенчатее, чем таковые в чехле кратонов, что можно объяснить более высокими значениями ΔT и более интенсивным тектоническим влиянием на активизацию флюидных режимов в фундаментах молодых платформ по сравнению с более «консервативной» кровлей кратонов.

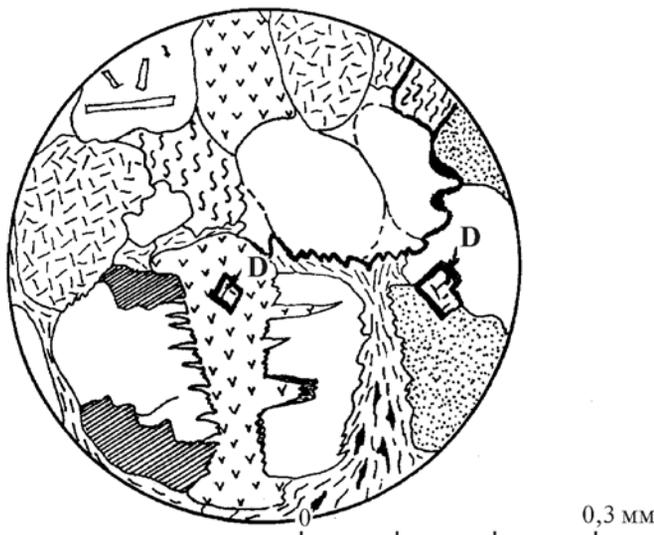


Рис. 5. Порфиробласты регрессивно-эпигенетического доломита (D), наложенные на структурно-вещественные новообразования стадии глубинного катагенеза в верхнетриасовом песчанике Колтогорско-Уренгойского прогиба из скважины СГ-6 (шлиф, николи скрещены (зарисовка автора)). Белое — обломки и аутигенные агрегаты кварца, Pl — плагиоклаз, И — инкорпорация, Ш — шиповидные вrostки аутигенных слюд в терригенные силикаты

ГТЛ краевых и передовых прогибов на границе с орогенами охарактеризован выше, а также в работах [Коссовская, 1962; Крашенинников, Япаскурт, 1977; Япаскурт, 1992, 2013], главная особенность — четко выраженная зональность аутигенного минералообразования категории A_1 в вертикальном направлении, а также в латеральном — вкrest простирания прогиба, где границы между зонами начального, среднего и глубинного катагенеза поднимаются вверх по разрезу прогиба, пересекая его стратоизохронные уровни, что объясняется импульсами ΔT и P_{st} на тектонической границе со складчато-надвиговыми сооружениями. Здесь отсутствует корреляция зональности аутигенного минералогенеза с зональностью (стадийностью) углефикации ОВ. Объясняется это тем, что углестые компоненты пород «метаморфизуются» под влиянием увеличения глубинной температуры, но совершенно инертны к воздействиям на них P_{st} и водных флюидов, к которым чувствительны силикаты.

Образование додислокационных стадий формирования орогенов на континентальных окраинах характеризуется высочайшим темпом седиментации (свыше 1000 м/млн лет), полимиктовостью терригенных осадков, большой толщиной их ассоциаций, испытавших влияние повышенных значений ΔT по сравнению с другими образованиями, рассмотренными выше.

Типичный **ГТЛ пассивной континентальной окраины** представлен верхоянским терригенным комплексом мезозой с возрастным диапазоном от визейского века каменноугольного периода, всех эпох пермского и триасового периодов, а также ранне- и среднеюрской эпох; с суммарной толщиной до 16 км на территории между правобережьями рек Алдан и Лена на западе и водоразделами рек Яна и Индигирка по хребтам Селеняхскому и Черского на востоке, т.е. на площади ~1,3 млн км² [Тектоника..., 2001]. Это отложения палеодельты крупнейших рек (сопоставимых с современными Гангом и Брахмапутрой) — Палеовилоя, Палеоалдана и других, а также подводных конусов выноса у подножия континентального склона окраинного морского бассейна котловинного типа [Япаскурт, 1992; Япаскурт, Шиханов, 2009]. На стадиях погружения все эти породы испытали интенсивнейшие преобразования стадии глубинного катагенеза. На следующей стадии коллизионно-дислоцированных процессов (поздняя юра—ранний мел) эти образования претерпели нагрузки ΔT и P_{st} , породившие минеральные ассоциации и структурно-текстурные признаки стадий метакатагенеза—раннего метаморфизма, которые подробно охарактеризованы в работах И.М. Симановича (1977) и автора статьи. Главная особенность таких ГТЛ, как полагает автор, заключена в том, что здесь аутигенный минералогенез был весьма многоэтапен вследствие многократной перестрой-

ки тектонической структуры СНС. На коллизионном этапе литогенетические процессы местами активизировались вплоть до качественно нового состояния — метаморфизма горных пород.

ГТЛ континентальных окраин активного типа и их отличия от вышеописанных складчатых и платформенных образований глубоко проанализированы в работе [Симанович, Тучкова, 2010].

Еще один ГТЛ тектонических подвижных областей — **литифицированные осадки аккреционных призм** — недавно описан в работе [Чамов, Курнос, 2001] и других работах этих ученых из ГИН РАН. К ним автор адресует читателя, констатируя в целом, что типизация литогенетических процессов при различных геодинамических режимах формирования литосферы неисчерпаема и достойна дальнейшего совершенствования и расширения (в том числе и на внутриокеанские сегменты, охарактеризованные в таком аспекте в работе [Коссовская, Шутов, 1976]).

Закключение. Это направление исследований актуально в связи с тем, что сегодня в литологии

совместно с мультидисциплинарным бассейновым анализом назрело фундаментальное научное направление, которое, по мнению автора, можно назвать *динамической литологией*, или учением о динамике эволюции осадочного процесса в генетическом единстве с динамикой формирования верхних земных геосфер.

Автор глубоко признателен коллегам за поддержку и советы. Прежде всего он чтит память своего учителя — заслуженного деятеля науки РСФСР и заслуженного профессора МГУ Г.Ф. Крашенинникова, который еще в 1973 г., во время совместных полевых работ по изучению Приверхоянского прогиба, сказал: «Даю Вам карт-бланш в самостоятельных исследованиях литогенеза». Очень признателен своим коллегам В.И. Копорулину, Р.Г. Корневой, В.Л. Косорукову, К.М. Седаевой, В.М. Сорокину, И.Е. Стукаловой, И.М. Симановичу, М.И. Тучковой, Ю.Г. Цеховскому, Н.П. Чамову, Т.А. Шардановой и своим ученикам Е.В. Карповой, Ю.В. Ростовцевой, А.Н. Хомяку и С.Е. Шиханову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Добрецов Л.Н.* Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 2. С. 220–223.
- Каледа Г.А.* Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1985. 192 с.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. № 3. С. 15–24.
- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Современное состояние проблемы эпигенеза терригенных пород // Состояние и задачи советской литологии: Докл. на пленар. засед. VIII Всесоюз. литол. совещ. М.: Наука, 1970. Т. 1. С. 118–129.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионально-эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектоническими обстановками на континентах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–20.
- Крашенинников Г.Ф.* Выделение и типизация обстановок осадконакопления и пороодообразования // Обстановки осадконакопления и их эволюция / Отв. ред. Ю.П. Казанский. М.: Наука, 1984. С. 51–60.
- Крашенинников Г.Ф., Янаскурт О.В.* Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 3. С. 53–66.
- Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1975. 480 с.
- Симанович И.М., Тучкова М.И.* Последиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях. Сравнительный анализ // Литосфера. 2010. № 4. С. 3–19.
- Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. Ч. II. М.; Л.: Гос. изд-во геологической литературы, 1948. 396 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.К. Кузьмин. М.: МАИК «Наука. Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Чамов Н.П., Курнос В.Б.* Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на западной континентальной окраине США // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 509–525.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука. 1975. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).
- Янаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Янаскурт О.В.* Литология. Разделы теории: Учеб. пособие: в 2-х ч. М.: МАКС Пресс, 2013. Ч. 1. 216 с.; Ч. 2, 188 с.
- Янаскурт О.В.* Новое о типизации постседиментационных преобразований терригенных отложений континентов и их окраин (с учетом влияния геодинамических факторов на литогенез) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 4. С. 42–49.
- Янаскурт О.В., Горбачев В.И.* Литогенетические факторы формирования глубинной пористости отложений палеодельта (в низах разреза Тюменской скважины) // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 2. С. 241–245.
- Янаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39–53.
- Янаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивавшихся Северосибирских бассейнах мезозоя. Статья 1. Рифты и пострифтовые структуры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 1. С. 71–81.
- Янаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивавшихся Северосибирских бассейнах мезозоя. Статья 2. Тектонически подвижные области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 4. С. 58–73.