

УДК 551

ПРОБЛЕМЫ СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА И РАЗВИТИЕ ЛИТОЛОГИИ

© 2004 г. В. Н. Холодов

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 28.07.2003 г.

В статье рассматривается история развития представлений о стадиях осадочного породообразования, показывается условность стадийных границ и некорректность детализации стадийных подразделений. Подчеркивается слабая изученность континентального диагенеза, затрагиваются некоторые проблемы катагенеза и утверждается, что метабазисные преобразования не отвечают понятию о стадиях осадочного процесса, а включают в себя многие внестадийные и чисто геологические явления. Предлагается рациональная схема основных этапов осадочного породообразования и утверждается, что главная цель стадийного анализа заключается в изучении последовательности и механизмов минералообразования на разных этапах формирования осадочных пород.

К ИСТОРИИ ПРОБЛЕМЫ

Еще в конце XIX века, в работах геологов и петрографов, изучавших осадочные породы (И. Вальтер, Г. Розенбуш, У. Грубенманн, П. Ниггли, А.Н. Заварицкий и др.), утвердилась идеализированная схема осадочного процесса, во многом навеянная представлениями о разрушении магматических пород и кристаллических сланцев древнего субстрата и образованием за их счет широко распространенных песчаников, глин, конгломератов, железных руд, известняков и углистых пород. По мнению многих исследователей, этот процесс начинался с выветривания материнского субстрата, переходил в водный перенос продуктов его разрушения и отложения этого материала на дне конечных водоемов стока. Здесь новообразованные слои испытывали разнообразные изменения, а становясь осадочными породами, могли затем подвергаться воздействию метаморфизма и, таким образом, замыкать цикл геологических превращений. Весь процесс образования осадочных пород И. Вальтер [Walter, 1894] предложил назвать литогенезом и в качестве его стадий различал: 1) денудацию, состоящую из разрушения породы, переноса отделенного материала и его дезинтеграции во время переноса; сюда же он относил перенос компонентов в растворенном виде; 2) отложение материала; 3) диагенез; 4) метаморфизм.

Очевидно, сомневаясь в непрерывности стадийной последовательности, в обязательности стадий, намеченных И. Вальтером, учитывая разработки рождающейся геохимии и понимая всю сложность осадочного породообразования, А.Е. Ферсман [1992] предложил различать в литогенезе три группы генетических типов процесса: 1) гипергенез,

в который он включил весь комплекс химических и физико-химических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой;

2) диагенез, под которым он понимал совокупность тех процессов, которые происходят на дне водоемов в первичном пласте ила, еще не связанном в породу;

3) катагенез, к которому он отнес всю совокупность преобразований породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна слоем нового осадка и вплоть до того момента, когда порода сделалась поверхностью материка, т.е. оказалась на границе с атмосферой.

Опираясь на разработанные им “законы” дифференциации вещества, периодичности осадконакопления и физико-химической наследственности, Л.В. Пустовалов в своем двухтомнике “Петрография осадочных пород” [1940] впервые попытался детально описать обобщенную и идеализированную схему осадочного процесса, охватывающего всю нашу планету. В отличие от А.Е. Ферсмана, он предложил выделять в ней ряд стадий (табл. 1): разрушение материнских пород, перенос продуктов разрушения, осаднение, ранний диагенез (сингенез) и поздний диагенез (эпигенез) и подчеркнул их тесную связь и взаимозависимость.

Если не считать преокупированных, а потому и неудачных наименований “сингенез” и “эпигенез”, которые еще с середины XIX века употреблялись геологами-рудниками для обозначения месторождений, образованных одновременно и постумино с вмещающими рудосодержащими породами [Холодов, 1973], стадийная схема Л.В. Пустовалова

Таблица 1. Развитие представлений о стадиях осадочного породообразования в работах разных исследователей

Стадии осадочного породообразования						Автор, год			
Денудация и перенос		Отложение материала		Диагенезис		Метаморфизм	Заварицкий, 1932		
Образование осадков				Превращение в породу					
Катаморфизм (разрушение исходных пород и формирование осадков)			Перенос и отложение осадков		Диагенезис и литификация осадков		Твенхофел и др., 1936		
Разрушение материнских пород			Перенос продуктов разрушения	Осаждение	Ранний диагенез (сингенез)	Поздний диагенез (эпигенез)	Пустовалов, 1940		
Выветривание			Перенос и отложение		Диагенез		Швецов, 1948		
Образование осадочного материала (выветривание)			Перенос осадочного материала	Отложение	Сингенез	Диагенез	Эпигенез	Рухин, 1953	
						Окаменение			
Выветривание (механическое и химическое)			Перенос	Отложение	Гальмиролиз	Диагенез (экзодиагенез)	Поздний диагенез	Швецов, 1958	
Мобилизация вещества в коре выветривания			Перенос и осадкообразование на водосборных площадях	Осадкообразование в конечных водоемах стока	Диагенез	Катагенез	Протометаморфизм	Страхов, Логвиненко, 1959	
Литогенез						Метагенез		Страхов, 1960	
Гипергенез (эпидиагенез)			?		Гальмиролиз	Синдиагенез	Анадиагенез	Фербридж, 1971	
Выветривание (гипергенез, гальмиролиз, эдафогенез)	Дезинтеграция	Мобилизация	Транспортировка	Седиментогенез	Диагенез	Катагенез	Метагенез	Тимофеев, 1986, 1994	
									Седиментогенез
Мобилизация осадочного вещества			Транспортировка	Отложение осадков	Диагенез	Начальный катагенез	Глубинный катагенез	Метагенез	Япаскурт, 1985
Седиментогенез					Литогенез				

послужила основой для многих последующих, чисто формальных, стадийальных построений.

Действительно, как это видно на табл. 1, именно стадийная схема Л.В. Пустовалова и легла в основу наиболее распространенных последующих схем. Споры вызывали лишь положение границ стадий, терминология и введение некоторых более дробных подразделений.

Среди более поздних нововведений обращает на себя внимание стадия сингенеза или гальмиролиза, предложенная еще в работах И.К. Гуммеля [Hummel, 1923] и под разными наименованиями принятая Л.Б. Рухиным, М.С. Швецовым, Р.У. Фербриджем и В.Т. Фроловым; по замыслу авторов она

представляет собой окислительную часть субаквального восстановительного диагенеза Н.М. Страхова [1953] и соответствует верхней окислительной пленке осадков озер и морей.

Так как стадия гальмиролиза, или подводного выветривания первоначально была выделена по аналогии с процессами почвообразования и выветривания на континенте, а современные данные гидрогеологов, почвоведов, биохимиков и геохимиков не подтверждают сходства субаэральных и субаквальных процессов в осадках (Б.Б. Польшин, В.А. Ковда, Д.С. Орлов, Г.И. Бушинский, А.И. Перельман и др.), самостоятельность этой стадии ставится весьма сомнительной. Окончательно опро-

Н.Б. Вассоевич расчленил на протокатагенез ($T = 25-75^{\circ}\text{C}$), мезокатагенез ($T = 75-280^{\circ}\text{C}$) и апокатагенез ($T = 280-350^{\circ}\text{C}$).

В принципе такое объективное подразделение зоны катагенеза на подзоны имеет значение для оценки поведения рассеянного органического вещества и реализации нефтеобразования. В этом качестве система, предложенная Н.Б. Вассоевичем [1962], сохраняется и поныне. Однако остается не совсем ясным как вписывается в выделенные подзоны катагенетическая минеральная зональность, представленная аутигенными образованиями, связанными с взаимодействием газоводных флюидов и осадочных пород. Более того, создается впечатление, что выделение прото-, мезо- и апокатагенеза в погружающихся породных бассейнах отражает только одну сторону многообразных вторичных преобразований – преобразование органического вещества.

В отношении стадий гипергенеза, диагенеза и метагенеза (метаморфизма) Н.Б. Вассоевич [1971] поступил проще; в них он без специальных исследований, а только по аналогии с катагенезом, выделил прото-, мезо- и апо- подстадии. В результате возникла довольно сложная и весьма формальная стадияльная система, изображенная на рис. 1.

В 90-х годах прошлого столетия попытки усовершенствовать стадияльную схему осадочного процесса продолжались; в работах П.П. Тимофеева [1986, 1994] субаквальные процессы преобразования и переотложения осадочного материала (гальмиролиз и эдафогенез) были бездоказательно слиты с субаэральными процессами континентального выветривания (см. табл. 1), а термин “литогенез” получил новое значение – им стали называть все вторичные преобразования осадков и осадочных пород, включая диагенез, катагенез и метагенез.

В многочисленных статьях и учебных руководствах О.В. Япаскурта [1985, 1989, 1999], было предложено среди вторичных преобразований осадочных пород различать начальный и глубокий катагенез; кроме того, в последней публикации И.М. Симановича и О.В. Япаскурта [2003] была разработана геодинамическая классификация осадочных породных бассейнов, в которых предположительное соотношение стадий диагенез-катагенез-метагенез существенно варьируют в зависимости от интенсивности и типа тектонических деформаций.

Вслед за П.П. Тимофеевым [1994] эти авторы также подразделяют осадочный процесс на ранние стадии “седиментогенеза” и поздние стадии “литогенеза”. Такая немотивированная преокупация терминов на мой взгляд нарушила традиционную терминологию, восходящую еще к работам И. Вальтера, А. Ферсмана, Н.М. Страхова,

Н.Б. Вассоевича, Н.В. Логвиненко и др. и внесла путаницу в современные публикации. Так, например, на последнем Всероссийском литологическом совещании одни докладчики именовали литогенезом всю совокупность осадочных явлений, тогда как другие под этим же термином имели в виду вторичные преобразования – диагенез, катагенез и метагенез.

Следует подчеркнуть, что детализация стадий идеализированного и формализованного осадочного процесса не имеет границ и допускает множество различных вариантов.

РЕАЛЬНЫЙ ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС

Реальный осадочный процесс чрезвычайно сложен и далеко неполностью изучен в своих различных ипостасях.

Точное выделение стадий мобилизации, переноса и осаждения осадочного материала сильно затруднено существованием гумидной, аридной, ледовой и вулканогенно-осадочной модификации осадочного процесса. В каждом типе литогенеза “работает” свой механизм формирования и захоронения исходного материала [Страхов, 1960, 1963].

Действительно, в условиях гумидной зоны мобилизации осадочного материала на водосборах осуществляется главным образом путем формирования почв и кор выветривания, при решающем участии растительности, перенос вещества происходит благодаря деятельности речной системы, а в структуре осаждающегося материала большую роль играют автохтонное органическое вещество и истинные растворы.

В условиях аридной зоны, в области питающих провинций преобладает механическое разрушение исходных пород и дефляция, в переносе материала, наряду с реками, существенную роль играют временные потоки и эоловая деятельность. Соответственно в осаждающемся материале на дне конечных водоемов стока распространены терригенные, гранулометрически грубые осадки, богатые гидроксидами железа.

И в том, и в другом случае осадочный процесс может быть осложнен вулканической деятельностью, поставляющей в зону осадкообразования лавы, лапилли, газы и термальные воды.

При ледовом литогенезе мобилизация и транспортировка материала сливаются воедино; на движущийся ледник материал поступает либо в результате механического моренного выветривания, либо в виде обвалов и оползней, либо вследствие вспахивания ложа. Реже, при наличии вулканов, терригенный материал смешивается с пеплом. Фиксация мобилизованных компонентов происходит в процессе таяния льдов; на континенте они образуют из гляциальных

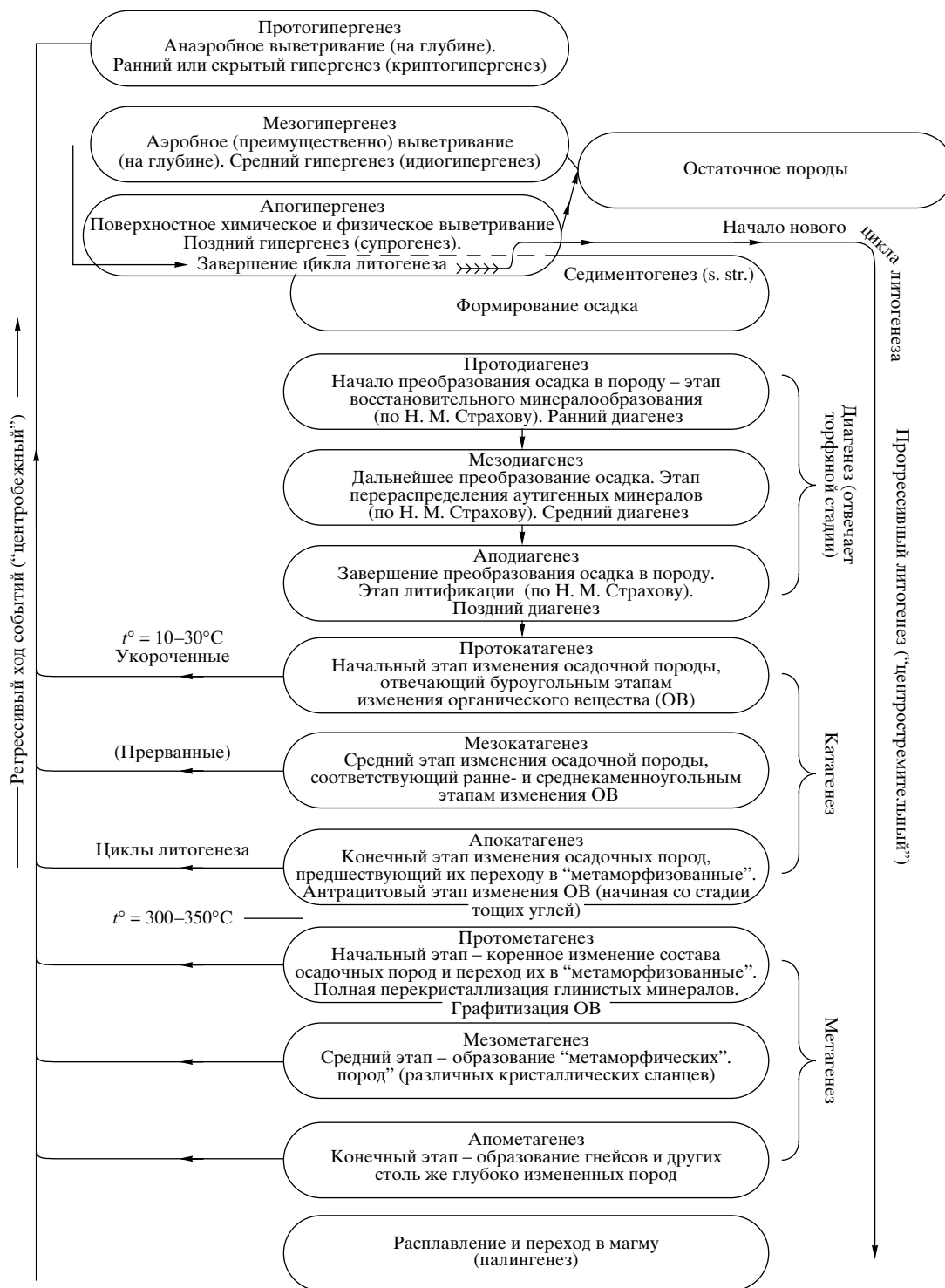


Рис. 1. Стадиальность осадочного процесса [Вассоевич, 1971].

и флювиогляциальных отложений, а в морях и океанах разносятся айсбергами и, попадая на дно, фиксируют самые отдаленные широты распространения тающих льдов. Осадки ледового литогенеза плохо отсортированы и часто содержат отполированные эрозией грубые обломки и глыбы.

Эталоном диагенетических процессов считается тот восстановительный субаквальный диагенез, который широко распространен в краевых и эпиконтинентальных морях и в шельфовой зоне Мирового океана; именно эта стадия была исследована в работах А.Д. Архангельского и Э.С. Залманзон, Н.М. Страхова, Н.А. Лисицыной,

Г.Ю. Бутузовой, И.И. Волкова, А.Г. Розанова, М.В. Иванова, А.Ю. Леин, П.В. Зарицкого, Ю.О. Гаврилова, О.В. Шишкиной, З.В. Пушкиной, М.Г. Валяшко, Ю.Н. Гурского, К.О. Emery, К.А. Berner, R.R. Brooks, B.J. Prestly, J.R. Kaplan, M.R. Goldman, M. Hartmann, P.J. Miller, Y. Kolodny, A. Nissenbaum и др.

Ведущим процессом разработанной модели является микробиологическое разложение органического вещества, сопровождаемое сульфатредукцией и возникновением значительных масс CO_2 и H_2S ; все это влечет за собой изменение состава поровых вод, восстановление и растворение поливалентных элементов, диффузию и возникновение новых аутигенных минералов, нередко группирующихся в конкреции и желваки.

Следует, однако, подчеркнуть, что этот вариант вторичных изменений, ведущих к образованию осадочной породы, не является единственным.

В 80-х годах, благодаря исследованиям океанологов [Волков, 1980, 1984], стало очевидным, что в пелагических частях современного океана в связи с дефицитом органического вещества осадки проходят стадию окислительного субаквального диагенеза; здесь отсутствуют видимые проявления восстановительных процессов, а главным результатом перемещения вещества является формирование железомарганцевых глубокоководных конкреций.

Следует подчеркнуть, что обе упомянутые выше разновидности субаквального диагенеза нельзя считать обязательными стадиями для всех осадков, возникающих на дне морей и океанов. Так, например, вся гамма процессов окислительного и восстановительного диагенеза не была достоверно установлена в рифогенных и бактериально-водородослевых (каркасных) известняках и доломитах, а также среди многочисленных разновидностей субаквальных эвапоритов – гипсов, ангидритов, галитов и других солей.

Еще сложнее обстоит дело с диагенетическими преобразованиями осадков на континентальном блоке; эти процессы М.С. Швецов [1958] предложил выделить отдельно под наименованием “экзодиагенез”.

Процессы, превращающие осадки в осадочные горные породы на континенте, чрезвычайно сложны; здесь наряду с факторами субаквального диагенеза огромную роль играют колебания температуры и связанные с ними испарение и замерзание, выпадение дождей и снега, золотые явления, широкое развитие и биохимическая деятельность растительности, влияние почвенных и грунтовых вод. При всем этом следует иметь в виду, что все эти факторы по-разному проявляют себя в различных климатических и фациальных обстановках.

Как показал Н.М. Страхов [1963], в ледовых обстановках конечные морены, благодаря оттаиванию гляциальных смесей, вспучиваются, обвод-

няются, а проникающий в них кислород стимулирует окисление Fe^{+2} , Mn^{+2} и других поливалентных элементов. Высвобождается и перераспределяется CO_2 , карбонаты концентрируются и цементируют механически отложенные осадки. Процесс диагенетической переработки морены в результате повышения температуры начинается сверху и распространяется вниз, постепенно охватывая всю толщу осадков. На заключительных стадиях этого явления в переработку механических смесей, составляющих остов морены, включаются примитивные организмы типа бактериально-водородослевых матов, грибов и лишайников.

Процессы экзодиагенетической карбонатизации очень широко развиты в лессах, образующихся из ледниковой алевритовой пыли, отложенной ветром или текучей водой и пространственно связанных с древними ледниковыми областями. Атмосферная и почвенная влага при участии растительности способствует не выносу, но отложению в них карбонатов, цементирующих алевриты, облекающих отдельные зерна терригенных минералов и формирующих конкрециевидные карбонатные включения, “журавчики” или “лессовые куколочки” [Пустовалов, 1940; Наливкин, 1956; Швецов, 1958 и др.].

В гумидных зонах ведущими факторами экзодиагенеза становятся дождевая влага и наземная растительность.

В лесных и приморских ландшафтах очень широким распространением пользуется заболачивание; в низовых и верховых торфяных болотах накопившиеся растительные остатки проходят все стадии оторфования (тление с участием термофильных бактерий, гумификацию и битуминизацию), превращающие органическую массу в торф и сапропель (В.Н. Сукачев, Д.А. Герасимов, Г.И. Панфильев, С.Н. Тюремнов, Н.М. Страхов, Д.С. Орлов, Г.И. Бушинский, М.Н. Никонов, А.В. Македонов, К.И. Лукашев, В.А. Ковалев, П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова). Кислород дождевых вод здесь быстро расходуется на окисление органического вещества и в болотных водах формируется глеевая обстановка. Кислые глеевые воды растворяют карбонаты Fe^{+2} , Mn^{+2} и ряд рудных компонентов, которые интенсивно перераспределяются и на прилегающих участках цементируют пески, галечники и другие проницаемые породы. Под действием болотных вод интенсивно трансформируются глинистые минералы; по данным В.Д. Келлера [Keller, 1968] здесь наблюдается переход иллита в каолинит, а П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [1972] экспериментально доказали каолинитизацию монтмориллонита.

Очень подробно экзодиагенез болотных систем был описан в работах А.Н. Орлова [1939], Г.И. Бушинского [1946, 1952], В.И. Копорулина

[1966], А.Г. Коссовской с соавторами [1971], В.А. Ковалева [1985].

Экзодиагенетические преобразования реализуются также в почвах. Здесь при сочетании воздействия атмосферных осадков, наземной растительности, микрофлоры (бактерии, водоросли, грибы) и грунтовых вод возникают разные геохимические обстановки, воздействующие на минеральный каркас подстилающей породы.

Избыток дождевых осадков в гумидных почвах рождает большие массы растительности, но и усиливает вынос органического вещества. Воды приобретают бурю окраску и кислую реакцию; они выносят за пределы почвенного слоя окислы железа, алюминия и карбонаты. Относительно накапливается кремнезем и образуются подзолистые почвы. Южнее, где влаги меньше, но растительность все еще богатая, продукты ее разложения остаются в почве, окрашивая ее в черный цвет (чернозем). В этих условиях гидроксиды Fe и Al остаются на месте, а выносятся одни карбонаты; реакция среды остается кислой.

В аридных зонах бедность растительности резко уменьшает количество кислот, и реакция почвенных вод становится щелочной; в этих условиях карбонаты выпадают в осадок, формируя конкреции и псевдоморфозы, а иногда цементируя терригенную массу. В отличие от карбонатов кремнезем растворяется и выносится за пределы почвенных пластов; формируются светлосемы.

Следует подчеркнуть, что благодаря экзодиагенетическому аутигенному минералообразованию почвенные горизонты могут консервироваться, превращаясь из осадка в породу и, как это показали И.П. Герасимов [1961], W.D. Keller [1968], А.П. Феофилова [1972, 1975], W.J. Retalack [1990], Е.Ю. Якименко с соавторами [2000], четко прослеживаются в угленосных и красноцветных формациях палеозоя и более древних отложений.

Сравнительно недавно большое внимание привлекли к себе процессы экзодиагенеза, которые связаны с аллювиальными отложениями разного возраста. Оказалось, что многие речные палеодолыны, заполненные русловыми и пойменными образованиями и врезанные в кристаллический фундамент, прорванный интрузиями кислого состава (граниты, липариты и др.) содержат урановое и урано-редкометалльное оруденение. Рудопроявления и месторождения такого типа широко распространены в пределах Тургайской впадины, Казахстана, Западной Сибири и Забайкалья.

Геологическое строение двух таких месторождений, по данным И.А. Кондратьевой и М.В. Нестеровой [1997], показано на рис. 2.

Далматовское месторождение расположено на восточном склоне Урала и сложено русловыми и пойменными сероцветными фациями косколь-

ской свиты, относимой по возрасту к средней юре – мелу; они выполняют русловой врез, а выше переходят в красноцветы.

Часть сероцветных отложений вреза окислена водами, а на рубеже окисленных и неокисленных пород развивается настуран-коффинитовое оруденение, образующее пласты и роллы.

Цементом слабо измененных сероцветных песчаников и гравелитов является каолинит; местами он, совместно с лейкоксеном, развивается по биотиту.

Подобные преобразования типичны для гумидного экзодиагенеза и связаны с формированием гумидных кор выветривания.

Как показывают работы А.Б. Халезова [1993] и И.А. Кондратьевой и М.В. Нестеровой [1997], процессы экзодиагенеза в русловых отложениях Далматовки завершились внедрением кислородсодержащих и ураноносных подземных вод и формированием рудных тел на контакте с восстановленными породами. Это подтверждается возрастом оруденения, которое по отношению Rb^{236}/U^{238} оценивается в 130–140 млн. лет.

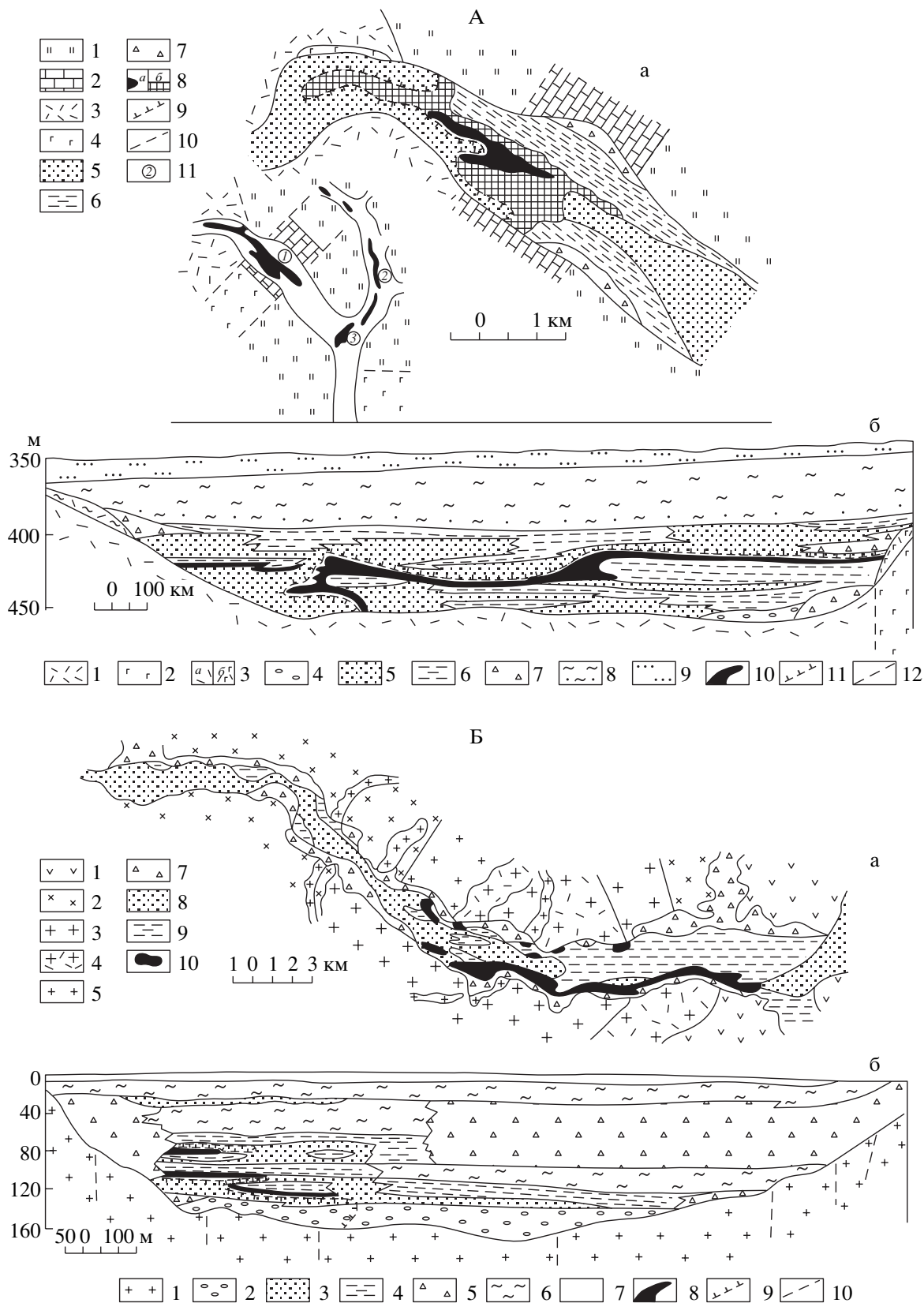
Сходное геологическое строение имеет Семизбайское ураново-редкометалльное месторождение, расположенное на границе Казахского нагорья и Западно-Сибирской низменностью. Здесь речной врез заполняет семизбайская свита, принадлежащая к верхней юре – валанжину. Это сложно построенная толща, в которой сероцветные аллювиальные отложения сочетаются с делювиально-пролювиальными красноцветами. Во вмещающих толщах широко распространен железистый смектит (нонтронит), нередко образующий каемки вокруг терригенных обломков. Развиты разнообразные карбонатные включения – от линз сидерита и до выделений кальцита, сильно напоминающих каличе. Все эти проявления довольно определенно могут быть отнесены к аридному экзодиагенезу.

Более позднее ураново-редкометалльное оруденение обычно локализуется на границах между окисленными красноцветными и содержащими углистые остатки серыми пойменными отложениями; на Семизбайском месторождении рудный процесс сильно осложнен более поздними преобразованиями, вплоть до гидротермальной проработки [Кондратьева, Нестерова, 1997].

Из всего изложенного нетрудно сделать вывод, что экзодиагенез аллювиальных отложений чрезвычайно разнообразен и, по-видимому, хорошо отражает палеоклиматические особенности района.

В процессах аридного экзодиагенеза роль растительности и атмосферных осадков сводится к минимуму, и на первый план выступает испарение воды и деятельность грунтовых вод.

ХОЛОДОВ



Аридный экзогенез очень ярко проявляется в себкхах – прибрежных морских равнинах, изредка заливаемых морскими водами, но расположенных выше литоральной зоны. Здесь формируются скопления бактериально-водорослевых матов и новообразования карбонатов (доломит), гипса и ангидрита, галита, цементирующие терригенно-биогенные отложения побережья.

Себкхи были описаны в работах Дж.М. Фридмана и Дж.И. Сандерса [1970], Д.К. Патрунова и Т.Н. Голубовской [1976], Б.Ш. Штейбера с соавторами [1990], W. Sugdan, A.J. Wells, A. Curtis, D.J. Sherman, E.A. Shinn, J. Evans, B.N. Purser, E.A. Skinn, D.J. Kinsman, P. Bush, J.P. Butler, R.W. Peterson, V.C. Shreiber, J.M. West и многих других исследователей. Они распространены на берегах Персидского залива, в устье Нила (Египет), на побережье Средиземного моря, в Испании и Калифорнии (США).

Фациальное строение себкхи Абу-Даби, расположенной на южном берегу персидского залива, показано на рис. 3а. Здесь система рифовых построек и коралловых скоплений отделяет от Персидского залива, соленость вод которого достигает 40–50‰, узкий пролив – лагуну Хор-аль-Базам. Благодаря жаркому климату и интенсивному испарению вод соленость вод лагуны достигает 70‰ и более. Это, по-видимому, обеспечивает высокую соленость части грунтовых вод, залегающих под осадками побережья.

Юго-восточнее и южнее лагуны располагаются пеллетовые, коралловые и органогенно-водорослевые пески, чередующиеся с полями оолитовых

песков; они располагаются в пределах литорали. В верхней литоральной зоне распространены бактериально-водорослевые маты, ограничивающие зону себкха с северо-запада.

Осадки, слагающие себкху, состоят из остатков водорослевых матов, золотых наносов, доставленных сюда с побережья и карбонатных пеллетовых и скелетных песков, привнесенных с моря. Вся эта масса пронизана кристаллами гипса, реже – галита и карбонатов. Эти новообразования возникают в результате мощного испарительного пресса; к поверхности здесь подтягиваются соленые лагунные и пресные континентальные грунтовые воды, из которых выпадает масса диагенетических кристаллов; здесь же формируются стяжения ангидрита и желваки гипса так, как это показано на рис. 3б.

Механизм диагенетического засоления рыхлых осадков, характерный для себкхи, можно встретить в различных районах пустынь. Здесь грунтовые воды в результате речной подпитки получают огромное количество солей. Так, например, по подсчетам А.В. Сидоренко [1956] и В.Н. Кунина [1959], бессточные реки Теджен и Мургаб и транзитно пересекающая регион Аму-Дарья ежегодно пополняют грунтовые воды пустыни Кара-Кум на 3×10^6 т воды. В результате под покровом песков и глин содержится огромная масса минерализованной, а иногда и пресной воды.

При интенсивном нагревании поверхности образуется дефицит влаги, который постоянно компенсируется подтягиванием вод из глубин; капиллярный подток воды, очень похожий на движение

Рис. 2. Строение урановых месторождений в палеодолинах рек.

А – схема строения Далматовского месторождения; а – геологическая карта Центрального участка, б – литолого-фациальный разрез палеодолины [Лучинин и др., 1992; Халезов, 1993; Коноплев, Максимова, 1989].

а – 1–4 – породы фундамента: 1 – слюдястые и углеродистые сланцы (Pz), 2 – мраморизованные известняки (Pz), 3 – липариты (T₁), 4 – базальты (T₁); 5–7 – отложения коскольской свиты (J₂₋₃ – K₁): 5 – сероцветные песчаные русловые, 6 – сероцветные алевритово-глинистые пойменные, 7 – красноцветные гравийно-песчано-глинистые делювиально-пролювиальные; 8 – урановое оруденение: а – богатые и рядовые руды, б – бедные руды; 9 – граница древней зоны грунтово-пластового окисления; 10 – тектонические нарушения; 11 – участки месторождения: 1 – Далматовский; 2 – Уксянский; 3 – Усть-Уксянский.

б – 1–3 – породы фундамента: 1 – липариты, 2 – базальты, 3 – кора выветривания; а – по липаритам, б – по базальтам; 4–6 – сероцветные аллювиальные отложения нижнекоскольской подсвиты: 4 – галечно-гравийные русловые, 5 – песчаные русловые, 6 – глинисто-алевритовые пойменные; 7 – гравийно-песчано-глинистые конусы выноса; 8 – красноцветные делювиально-пролювиальные и озерные глинисто-песчаные и глинистые отложения верхнекоскольской подсвиты; 9 – песчаные отложения K₂; 10 – урановое оруденение; 11 – граница древней зоны грунтово-пластового окисления; 12 – тектонические нарушения.

Б – схема строения Семизбайского месторождения; а – геологическая карта, б – литолого-фациальный разрез палеодолины (по Л.Л. Бобровой).

а – 1–5 – породы фундамента: 1 – андезиты, туфы (O₂), 2 – диориты, грандиориты (O₃-S₁), 3 – биотитовые граниты (S₂-D₁), 4 – порфиридные лейкограниты (D₂₋₃), 5 – дайки гранит-аплитов (D₂₋₃); 6–8 – отложения семизбайской свиты (J₃-K₁): 6 – красноцветные гравийно-песчано-глинистые конусы выноса, 7–8 – сероцветные аллювиальные (7 – галечно-гравийно-песчаные русловые, 8 – глинисто-алевритовые пойменные); 9 – урановое оруденение.

б – 1 – гранитоиды фундамента палеодолины; 2–4 – сероцветные аллювиальные отложения семизбайской свиты: 2 – гравийно-галечные русловые, 3 – песчаные русловые, 4 – глинисто-алевритовые пойменные; 5–6 – красноцветные отложения семизбайской свиты: 5 – гравийно-песчано-глинистые, делювиально-пролювиальные, 6 – алевритово-глинистые пойменно-озерные; 7 – отложения K, P, Q, перекрывающие семизбайскую свиту; 8 – урановое оруденение; 9 – граница древней зоны грунтово-пластового окисления; 10 – тектонические нарушения.

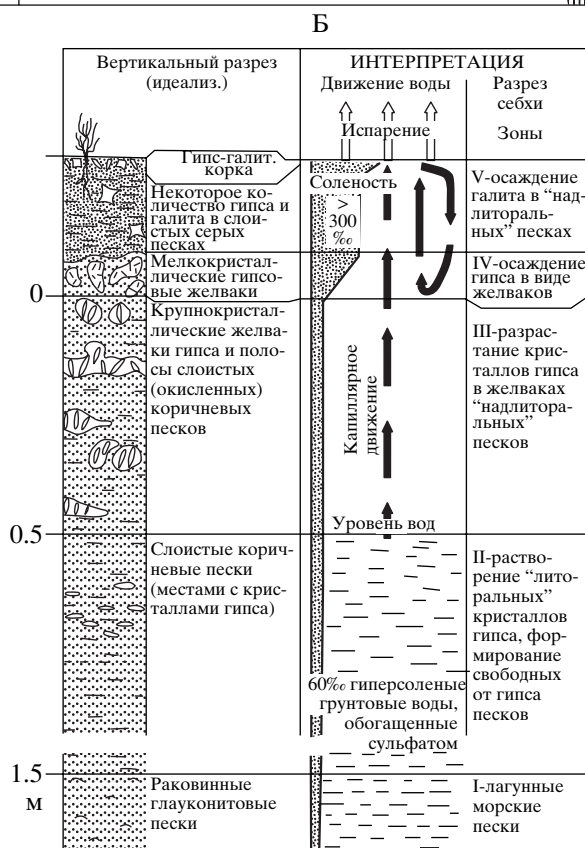
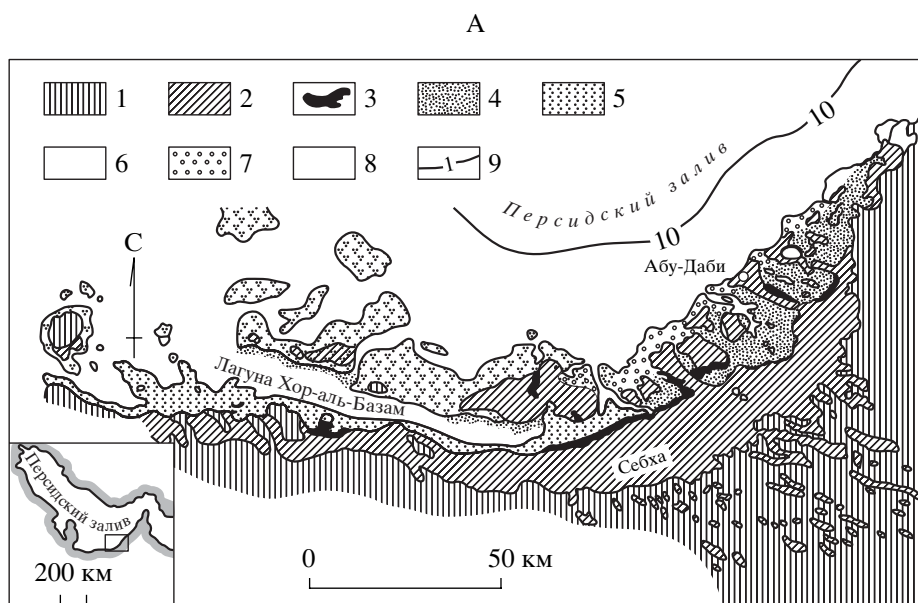


Рис. 3. Условия формирования себкхи на южном побережье Персидского залива и в дельте р. Нила.

а – карта фаций прибрежных карбонатных отложений в районе Абу-Даби [Butler et al., 1982].

1 – суша; 2 – себкха; 3 – водорослевые маты; 4 – pellets и илы; 5 – pellets, greystone и скелетные пески; 6 – оолиты; 7 – органогенные рифы и кораллово-водорослевые пески; 8 – скелетные пески; 9 – глубина, морские сажени.

б – типичный вертикальный разрез осадков большинства прилегающих к морю депрессий в египетской себкхе, расположенной вдоль дельты Нила близ Эль-Хаммама.

Соленость летом от умеренно гиперсолёной (31–61‰) ниже водного зеркала увеличивается вверх к зоне осаждения галита (до более 300‰ в верхних частях осадка). Вода насыщена в отношении сульфата даже ниже водного зеркала [West et al., 1979].

подземных вод в себкхе, В.А. Ковда [1947, 1954], изобразил так, как это показано на рис. 4. Очевидно, что по мере подтягивания вод к дневной поверхности с больших глубин будут последовательно выпадать в осадок, сначала труднорастворимые полуторные окислы железа и алюминия, затем карбонаты, сульфаты и, наконец, хорошо растворимые соли группы галита.

Такая дифференциация солей, выпадающих в осадок из грунтовых вод, позволяет думать, что при сравнительно неглубоком залегании грунтовых вод будет происходить экзодиагенетическая карбонатизация осадков, а при более глубоком – преимущественное огипсование и даже формирование солончаков.

Действительно, в пустынях Кара-Кумы, Кызыл-Кумы и Мексики образование экзодиагенетических карбонатных кор мощностью до 6–10 м, залегающих под поверхностью несцементированных осадков было описано в работах А.В. Сидоренко [1956, 1958], Н.М. Страхова [1960], J.R. Allen [1974], W.R. Leeder [1975] и других авторов. Их формирование, по-видимому, тесно связано с образованием каличе, калькретов, аккырш, нари и других локальных проявлений карбонатизации почв, широко распространенных в Восточном Средиземноморье [Yaalon, 1975], а также в Алжире, Тунисе, Марокко [Raynel et al., 1975] и других засушливых регионах мира.

Гипсовые коры и горизонты песчаников, сцементированные гипсом, часто встречаются в центральных частях пустынь, где грунтовые воды содержат повышенные количества сульфатов, а карбонаты отсутствуют [Ковда, 1947, 1954; Страхов, 1960; Батулин, 1966 и др.].

По механизму образования к карбонатным и гипсовым корам очень близки солончаки, шоры, такыры, однако в их формировании, кроме грунтовых вод, принимают участие вадозные пресные воды [Наливкин, 1956] или, как это имеет место в южной Австралии, – подток морских вод со стороны океана [Black, 1976; Warren, 1982, 1985].

Экзодиагенез вулканогенно-осадочных отложений также в значительной степени зависит от ледовых, гумидных или аридных обстановок, господствующих в районе извержений наземных вулканов [Страхов, 1963]. В преобразовании самого вулканогенного материала большую роль играют различия физико-химических условий в недрах и на поверхности Земли. Так, например, дегазация термальных источников рождает разнообразные травертины и гейзериты, сложно сочетающиеся с осадками и осадочными породами, а пирокластический материал очень быстро трансформируется в смектиты, цеолиты и другие вторичные минералы.

На следующей стадии катагенеза или бытия осадочной породы существенно уменьшается

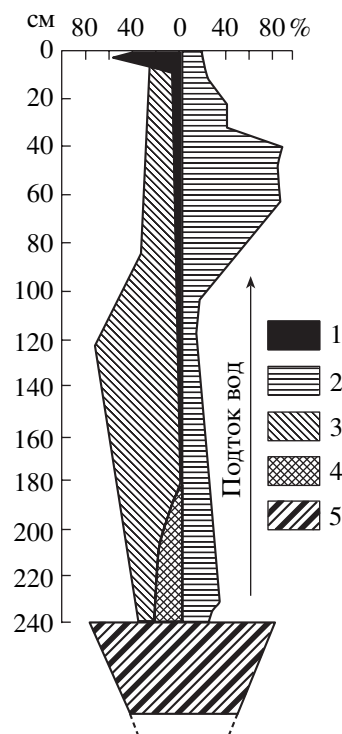


Рис. 4. Разделение солей при испарении грунтовых вод [Ковда, 1947, 1954].

1 – легкорастворимые соли; 2 – CaSO_4 ; 3 – CaCO_3 ; 4 – R_2O_3 ; 5 – соли в грунтовой воде.

роль экзогенных, и усиливается значение эндогенных факторов.

В 60-х годах большая группа литологов-минералогов во главе с А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым и Н.В. Логвиненко (А.В. Копелиович, В.И. Муравьев, И.М. Симанович, В.А. Дриц, Б.А. Сахаров, О.В. Япаскурт и др.) рассматривали катагенетические преобразования осадочных пород как простую перегруппировку химических элементов, происходящую при повышении температуры и давления в глубинах стратисферы и приводящую к формированию ряда аутигенных новообразований.

По существу, с этой точки зрения стадия катагенеза становилась простой предтечей регионального метаморфизма.

При этом песчано-глинистые породы объединялись в фациальные группы, между которыми по вертикали намечались определенные филогенетические ряды. Так, например, в монографии Н.В. Логвиненко [1968] рассматривались минеральные и структурные признаки преобразований фаций кварцевых, полевошпатово-кварцевых, аркозово-граувакковых и вулканогенных граувакковых песчаников и сопровождающих их пелитов (глин) на разных глубинах погружения, соответствующим разной степени метаморфизма ископаемых углей.

В статьях А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1971] также исследовались сочетания песчаников и глин, однако, глинистые минералы, благодаря использованию рентгенометрических прецизионных методов и совместной работе с кристаллохимиками, изучались на более высоком методическом уровне (см. сборник “Эпигенез и его минеральные индикаторы”, статьи с участием В.А. Дрица, Б.А. Сахарова, А.Л. Салынь, Г.Н. Соколовой и др.) и рассматривались как индикаторы стадий и подстадий.

Фашии (а точнее – ассоциации) в работах А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова (рис. 5) объединяли песчаные, алевролитовые и глинистые образования, характеризовали преобладающие структуры и давали качественное представление об их минеральном составе. Количественные соотношения между составляющими фашии оставались в стороне.

В 50–60-х годах к проблеме катагенеза подошли также литологи, гидрохимии и геологи, изучавшие условия образования урановых и редкометалльно-урановых месторождений в осадочных породах Ферганы, а позднее – Кызыл-Кумов, Чу-Сарысуйской и Сыр-Дарьинской впадин, Казахстана и др. Работами А.И. Германова, В.Н. Холодова, Е.А. Головина, Е.М. Шмариовича, А.К. Лисицина, И.А. Кондратьевой, Г.В. Комаровой, О.И. Зеленовой, С.Г. Батулина, М.Ф. Каширцевой, В.Г. Грушевого, И.С. Оношко и других, комплексными литолого-минералогическими и гидрохимическими исследованиями было показано, что воды и газоводные растворы, циркулирующие внутри осадочных отложений, способны очень сильно изменять первичный минералого-геохимический состав пород и рождают разные ассоциации новообразованных минералов вплоть до рудных. Связь минералообразующих процессов с определенными глубинами погружения и термодинамическими условиями в пласте не всегда однозначна.

Было также установлено, что существует принципиальная разница в катагенетических преобразованиях пород-коллекторов (песчаников, алевролитов, проницаемых разновидностей известняков) и пород-покрышек (глин, мергелей, солеродно-гипсоносных толщ), причем их интенсивность и направленность совершенно не совпадают между собой при движении от дневной поверхности в глубь стратисферы.

Теоретические достижения в области урановой и ураново-редкометалльной геологии позволили рассматривать стадию катагенеза как стадию взаимодействия нефтегазоводных растворов и сформировавшихся осадочных пород.

Если этот вывод принять на вооружение, то построения Н.В. Логвиненко [1968, 1984], А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1962, 1971, 1975], Г.В. Карповой [1972], Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1987], О.В. Япаскурта [1999] и др. становятся тем

статистическим минералогическим фоном, интерпретация которого нуждается в серьезных поправках и уточнении путем изучения вертикальной и латеральной литолого-геохимической зональности в пластах-коллекторах и водоупорах.

Как было показано в серии работ В.Н. Холодова [1973, 1982 а, б, 1983 а, б, 1985, 1990, 1991, 1995, 2002 а, б, в], В.Н. Холодова, З.Р. Кикнадзе [1989], В.Н. Холодова, Г.Ю. Бутузовой [1989], В.Н. Холодова, Р.И. Недумова [2001 а, б], В.Н. Холодова с соавторами [1998, 1999], по гидродинамическому принципу в зоне катагенеза можно различать инфильтрационные и элизионные бассейны.

В инфильтрационных бассейнах вадозные воды внедряются в пласты – коллекторы, выведенные на дневную поверхность и под действием гравитационных сил проходят по ним вплоть до областей разгрузки. Обычно такие системы расположены на тектонически устойчивых участках, и мощность осадочного чехла здесь не превышает 4–5 км. В проницаемых песчаниках и известняках под действием контрастных окислительно-восстановительных обстановок в водах здесь развиваются процессы сульфидообразования и формирования гидроксидов, карбонатизации, окремнения, образования урановых минералов, появление сутур, стилолитовых швов и брекчий растворения.

Элизионные осадочные породные бассейны связаны с активно погружающимися участками земной коры. Они характеризуются большими мощностями осадочного чехла (18–20 км), сложной гидрохимической зональностью, обязательным развитием сверхвысоких пластовых давлений (СВПД), движением подземных вод, нефтей и газоводных растворов по пластам-коллекторам и разломом от центра к периферии бассейна, широким развитием следов разжижения пород на глубине, гидроразрывов и проявлениями грязевого вулканизма.

Образование СВПД в элизионных системах происходит в результате трансформации глинистых минералов; особенно большое значение в этом процессе имеет переход смектита в гидрослюду, сопровождающийся дегидратацией. Вследствие существования гидравлической связи между различными гидрогеологическими этапами, высокие давления воздействуют не только на пласты глин, но и на всю элизионную систему, становятся главным фактором гидродинамики бассейна.

Преобразование различных составляющих глин (рассеянное органическое вещество, карбонаты, кремнезем и др.) при погружении в область высоких температур и давлений в элизионной системе рождает целую гамму флюидов, содержащих углекислоту, сероводород, жидкие и газообразные битумоиды и другие химически активные компоненты.

Вначале они заполняют поры глинистых отложений, а затем, при увеличении порового давления,

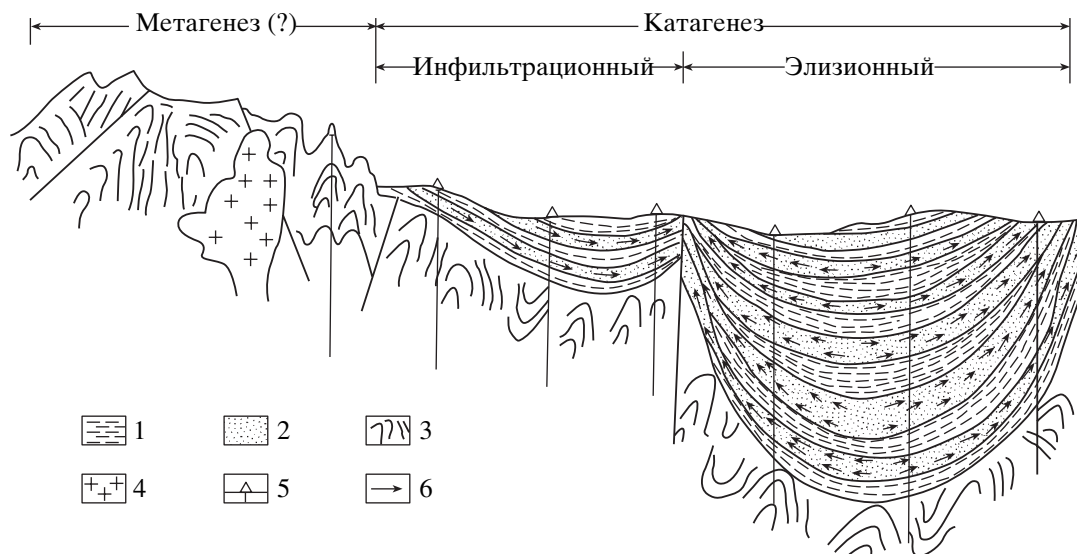


Рис. 6. Геологическое соотношение катагенеза и метагенеза.

1 – глинистые покрывки; 2 – песчаники-коллектора; 3 – метаморфизованные толщи; 4 – интрузивные тела; 5 – скважины; 6 – направление движения газоводных флюидов.

эмигрируют за пределы материнского пласта, в коллектора, трещины и разломы. Таким образом формируются углеводородные газовые скопления, залежи нефти и битумоидов и термальные рудонесные растворы.

В глинистых толщах бассейнов формируется зональность, отражающая процессы выноса компонентов и возникновения ряда новообразований – иллита $2M_1$, хлоритов, сульфидов, карбонатов [Холодов, Недумов, 2001].

В песчаниках-коллекторах нередко происходит карбонатизация и разложение полевых шпатов, плагиоклазов, слюд, хлоритов и глауконитов; широко развита коррозия кварцевых обломков, а также образование пор и каверн, заполненных битумоидами [Холодов и др., 1985].

Приведенные данные заставляют по-новому рассматривать процессы минералообразования, происходящие на стадии катагенеза и намечают новые комплексные пути исследования этого явления.

Дальнейшие изменения осадочных пород на пути к метаморфизму представлены группой процессов, которые обычно называются метагенезом. А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [1971], а также Н.В. Логвиненко [1968], О.В. Япаскурт [1989], А.А. Махнач [2000] и другие считают их самостоятельной стадией осадочного породообразования. Так, например, Н.В. Логвиненко писал: "...Глубокие структурные и минералогические изменения осадочных пород в нижней части стратисферы, по своему характеру близкие начальным стадиям регионального метаморфизма, мы будем называть метагенезом" и далее "...В ре-

зультате этого (проявления) зернистые породы превращаются в кварцито-песчаники, песчаники-кварциты, кварциты; глинистые – в глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы; карбонатные – в кристаллические и мраморизованные известняки и доломиты; ископаемые угли – в тощие угли, антрациты и графитизированные антрациты. Таким образом, на этой стадии изменения появляются метаморфизованные осадочные породы" [Логвиненко, 1968, с. 34].

В отличие от этой группы исследователей, Н.М. Страхов [1960] завершал геологический цикл осадочного породообразования стадиями катагенеза и протометаморфизма, которые он объединял под общим названием "метагенез" (см. табл. 1).

Предложенная Н.М. Страховым система понятий имеет, на наш взгляд, более глубокий смысл, поскольку участки стратисферы, в которых проявляются процессы катагенеза, и участки, охваченные явлениями протометаморфизма, не укладываются в общую историческую последовательность (рис. 6).

Как правило, метагенетические изменения проявляются в условиях геосинклиналей, находящихся на орогенной стадии развития. Это означает, что осадочно-метаморфические толщи такого орогена имеют длительную предшествующую историю. Вначале это были породно-осадочные бассейны, в которых реализовывались явления инфильтрационного или элизионного катагенеза, происходило взаимодействие осадочных отложений и нефтегазоводных флюидов и шло типичное для этих явлений аутигенное минералообразование.

Последующие инверсии, складкообразование, разломная тектоника и внедрение интрузивных тел, сформировавших ороген, наложились на минералогические следы инфильтрационных и элизионных процессов, т.е. на различные типы минералого-геохимической катагенетической зональности.

На еще более поздних этапах развития складчатая область орогена была охвачена явлениями эрозий и выветривания, которые местами могли сильно повлиять на проявления протометаморфизма.

Таким образом, то явление, которое Н.В. Логвиненко и другие предлагали рассматривать как единую стадию осадочного породообразования, представляет собой переплетение многих разновозрастных процессов; для того, чтобы восстановить последовательность событий и выделить собственно протометаморфические изменения в чистом виде, необходимо минералого-геохимические наблюдения сопоставлять с тектонической историей региона, с историей его магматизма, складчатости и эрозии.

Первые, пока еще умозрительные шаги в этом направлении были сделаны в уже упомянутой ранее работе И.М. Симановича и О.В. Япаскурта [2003].

О ГРАНИЦАХ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Реальное осадочное породообразование представляет собой сложное и многофакторное явление. Поэтому границы между стадиями этого процесса всегда были расплывчаты и условны. Неопределенность границ вызывала горячие споры между литологами различных направлений; более того, она привела к тому, что за рубежом термин диагенез имеет значительно более широкое толкование и включает в себя все вторичные изменения осадков и пород – от диагенеза до катагенеза включительно, тогда как в России преобразования осадков и бытие осадочных пород обычно рассматриваются раздельно.

Разные понимания стадий в работах литологов хорошо отражает табл. 1.

Следует подчеркнуть, что процессы выветривания, мобилизации и переноса вещества, с которых начинается осадкообразование, в разных обстановках соотносятся между собой по-разному. Так, например, в области ледников они оказываются нередко полностью слиты между собой; лед сам мобилизует терригенный материал морен, переносит его и отлагает в виде накоплений в местах таяния ледникового покрова.

Существенно трансформированы ранние стадии в некоторых разновидностях вулканогенно-осадочного процесса; в гидротермальных системах пере-

нос и отложение вещества сближены между собой как во времени, так и в пространстве.

Наоборот, в гумидных зонах ранний этап осадочного процесса хорошо дифференцируется на выветривание материнских пород (почвообразование и корообразование), мобилизацию (образование делювия, коллювия, пролювия), перенос вещества (дождевыми водами, ручьями, реками, грунтовыми и подземными водами), осаждение (в конечных водоемах стока – морях и океанах).

Казалось бы, что динамика процесса проста, однако, это не так. Дело осложняется тем, что между областями сноса, в которых зарождается процесс осадкообразования и конечным водоемом стока, где реализуется “окончательное” захоронение осадка и его диагенез, нередко существует много промежуточных бассейнов отложения – болота, озера, бессточные впадины, участки суши, временно занятые морем. Они служат местом временного захоронения, а иногда даже – диагенетических преобразований осадков, но при изменении тектонической обстановки становятся новыми возрожденными областями питания.

Таким образом, на континенте развертывается много актов мобилизации и захоронения осадков, а полная реализация начального этапа осадочного процесса может растянуться на миллионы лет. Само собой разумеется, что выделять границы стадий в подобных случаях практически невозможно.

Выше, при описании субаэральных процессов диагенеза (экзодиагенез М.С. Швецова), была отмечена неопределенность границ проявлений этого процесса. Еще интенсивнее эта неопределенность проявляется в минералогическом выражении субаквального диагенеза; особенно трудно выделяется верхняя граница зоны диагенеза.

Действительно, давно установлено, что восстановительные диагенетические преобразования в морских и океанских илах тесно связаны с наддонной водой. Между иловой и наддонной водой непрерывно совершается диффузионный обмен разными компонентами; диагенез представляет собой изменение открытой физико-химической системы [Страхов, 1953, 1956, 1960; Волков, 1984 и др.].

Так, например, важнейший процесс этой стадии – анаэробная микробиологическая сульфатредукция и формирование сульфидов в илах не может интенсивно реализоваться без диффузионного подтока сульфатов из морской наддонной воды.

Наоборот, избыток свободных сероводорода и углекислоты, возникающий в иловых водах в результате массового захоронения органического вещества, может поступать в наддонную воду и при благоприятном гидродинамическом режиме формировать зоны сероводородного заражения

черноморского или норвежского типа [Страхов, 1976; Волков, 1984; Холодов, 2002]. Любопытно, что в случаях сероводородного заражения вод черноморского типа некоторые диагенетические процессы (микробиологическое разложение органического вещества, сульфидообразование и др.) смещаются в толщу наддонных вод и осуществляются не только в илах, но и значительно выше границы осадок – вода [Сорокин, 1982; Волков, 1984; Морозов, 1991 а, б; Волков и др., 1998 и др.].

Даже в том случае, когда окислительные обстановки господствуют в наддонной воде, из иловых вод в море и океаны диффундирует огромное количество фосфора, марганца и других растворенных компонентов [Батурин, 2003; Свальнов, 1991 и др.].

Значительные осложнения в реализацию седиментации и диагенеза вносит биологическая деятельность донных организмов; биогенная экстракция (биоассимиляция), биофильтрация, биосорбция и биологическая транспортировка компонентов на рубеже наддонная вода – осадок обеспечивают извлечение многих компонентов осадка и перераспределение их в водной толще [Лисицын, 1977; Виноградов, Лисицын, 1981].

Еще большую неопределенность в проблему разграничения субаквальной седиментации и диагенеза вносят процессы подводного размыва, мобилизации и переотложения терригенно-глинистых осадков в морях и океанах. Так же как и на суше, подводные оползни и обвалы, сопряженные с формированием гравититов, турбидитов и контуритов, размывы, сопряженные с переотложением осадочного материала, прерывают нормальный ход субаквальных диагенетических преобразований [Лисицын, 1974, 1977, 1988; Свальнов, 1986, 1991].

Потоки осадочного материала с различными временными интервалами перемещаются от периферии к центру конечных водоемов стока (морей и океанов), отражая довольно причудливую картину динамики бассейнов.

Очевидно, что в такой динамической среде очень трудно отделить стадию седиментации от диагенеза, провести четкую границу между ними.

Как это неоднократно отмечалось в литологической литературе, нижняя граница зоны диагенеза также довольно условна. Так, например, М.С. Швецов утверждал, что "... в разных бассейнах, в разных условиях и для разных пород стадия диагенеза кончается на разных глубинах" [Швецов, 1958, с. 32].

Развивая эту мысль, Н.В. Логвиненко писал: "... действительно, где следует проводить эту границу и по каким признакам? По изменению физических свойств? Или по парагенезам аутигенных минералов? По физическим свойствам граница будет одна, а по парагенезам аутигенных минералов другая. И они не будут совпадать. К тому же

по физическим свойствам граница между диагенезом и катагенезом будет располагаться на разных уровнях в разных типах осадков" [Логвиненко, Орлова, 1987, с. 54].

Опираясь на кривую уплотнения (и обезвоживания) глинистых осадков, построенную К.А. Эмери и К. Риттенбергом [Emery, Rittenberg, 1952] для Калифорнийского залива, и эксперименты по отжиманию воды из глинистых осадков, выполненные в лаборатории МГУ В.Д. Ломтадзе [1953], Н.М. Страхов пришел к выводу, что при уплотнении глин граница между диагенезом и катагенезом располагается на глубине 250–300 м. Этот же рубеж в виде перегиба кривой четко обозначился на диаграммах уплотнения глин и глинистых осадков, построенных Н.Б. Вассоевичем [1966], М.Л. Озерской и Н.В. Подобой [1967], Г.М. Авчаном [1972], Х. Рике и Г. Чилингаряном [Rike, Chilingarian, 1974] и другими авторами.

Глубоководное бурение океанских осадков, выполненное по программе DSDP, показало, однако, что в океанском чехле граница между осадками и осадочными породами располагается значительно глубже. Вначале сейсмическое зондирование океанского чехла, выполненное Д. Нейфом и Ч. Дрейком [Nafe, Drake, 1967], позволило установить, что здесь осадочные породы перекрываются мощной двухкилометровой толщей недоуплотнившихся глубоководных отложений. Позднее М.К. Калинин [1969], а затем Б.А. Соколов и А.И. Конюхов [1975] на материале глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер", путем исследования кернов показали, что многие скважины так и не вышли из зоны недоуплотнившихся глин, причем плотность глинистых и карбонатных отложений на глубинах от 50 до 1000 м варьирует в пределах 1.75–1.80 г/см³.

Явление разуплотнения и обводнения пелагических отложений океанов получило несколько объяснений (М.К. Калинин, Б.А. Соколов, А.И. Конюхов, Л.А. Назаркин, Н.В. Логвиненко, Л.В. Орлова, Е.Л. Hamilton, Т.А. Davies, Р. Sarko и др.), однако оно заставило некоторых исследователей пересмотреть старые представления о нижней границе диагенетических преобразований и в глубоких частях океана причленить к области активных геохимических процессов (250–300 м) почти двухкилометровую толщу разуплотненных отложений, находящихся в состоянии относительного геохимического покоя.

Нетрудно убедиться, что и в этом случае попытки установить точную формальную границу между осадком и породой, как это совершенно справедливо отметил М.С. Швецов, "... были бы только примером ложной мудрости или софистики в петрографии" [Швецов, 1962, с. 229].

Не менее трудно разграничить различные процессы катагенетических преобразований. Действи-

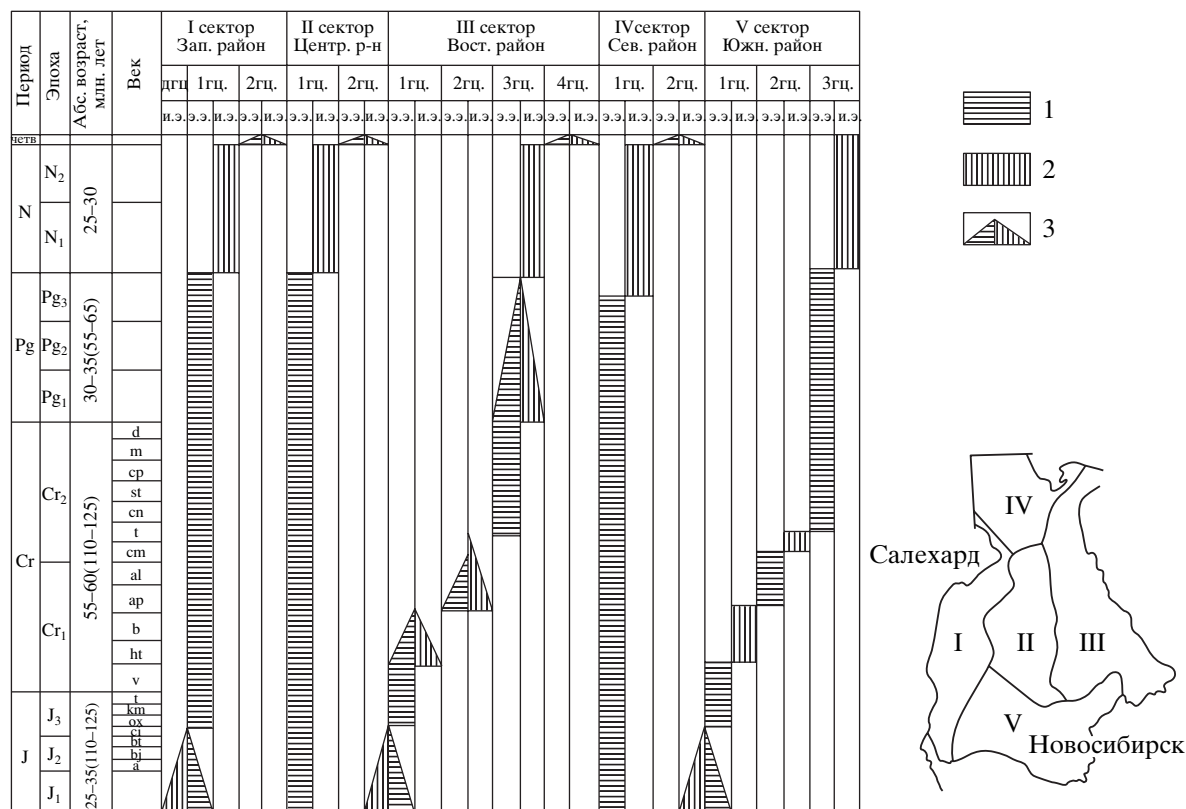


Рис. 7. Развитие элизионных и инфильтрационных процессов в различных районах Западной Сибири [Карцев и др., 1969] (по материалам И.В. Яворчук и Т.И. Уваровой).

1 – элизионный этап (э.э.); 2 – инфильтрационный этап (и.э.); 3 – сочетание на различных участках сектора элизионного и инфильтрационного этапов; гц – гидрогеологические циклы.

тельно, выделяя инфильтрационные и элизионные бассейны, мы ориентируемся на преобладающие процессы взаимодействия газодонефтяных флюидов и осадочных пород.

В природе эти явления часто оказываются так сложно переплетены между собой, что выделить тот или другой тип взаимодействия в чистом виде становится подчас невозможным.

Хорошим примером в этом отношении является Западно-Сибирская плита, отдельные регионы которой пережили несколько различную геологическую историю и существенно отличаются между собой по соотношению инфильтрационных и элизионных процессов во времени (рис. 7). Как это следует из палеогидрогеологических построений А.А. Карцева с соавторами [1969, 1986], результаты которых приведены на диаграмме (см. рис. 7), в секторах I, II и IV на протяжении юры, мела и палеогена преобладали нисходящие движения и доминировали элизионные явления, тогда как в секторах III и V имело место чередование элизионных и инфильтрационных процессов. Характерно также, что региональные поднятия обрамления Западно-Сибирской низменности, имевшие место в неогене, отразились в виде

очень широкого распространения инфильтрационных явлений, повсеместно охвативших всю территорию исследуемого региона.

В целом, однако, приведенные на рис. 7 палеогидрогеологические построения несомненно требуют подтверждения с помощью минералого-геохимических исследований; думается, что изучение и датировка катагенетической зональности в осадочных толщах Западной Сибири помогли бы распутать этот сложный клубок явлений, а, следовательно, и более достоверно и уверенно подойти к решению проблемы генезиса нефтяных и газовых месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше факты и соображения заставляют придти к выводу, что стадии осадочного породообразования представляют собой условные подразделения идеализированной схемы осадочного процесса.

Они не всегда могут быть приложены ко всем разновидностям осадочного процесса, а скорее представляют собой обозначение временной последовательности событий в общем развитии

Таблица 2. Схема основных этапов осадочного породообразования [Крашенинников, 1985, с дополнениями автора]

Этапы	Главный действующий фактор	Главный процесс	Принцип типизации
I Мобилизация	Выветривание, почвообразование; вулканизм	Переход вещества горных пород в транспортабельное состояние	По палеоклимату и палеорельефу; по типу извержений и по химизму магмы
II Перенос	Динамика и химизм транспортирующей среды	Транспортировка вещества при преобладании живой силы среды	По фазовому состоянию среды и дальности переноса
III Накопление	Сила тяжести, организмы, химизм и динамика среды	Образование нерастворимых соединений, осаждение и закрепление осадка на дне	По физико-географической обстановке (генетические типы и фации)
IV Субаэральный и субаквальный диагенез	Грунтовые и иловые растворы, органическое вещество	Биохимическое разложение органического вещества, превращение осадка в породу	По физико-химическим условиям в илу
V Катагенез	Температура, давление, пластовые воды, газы, нефть	Взаимодействие нефтегазоводных растворов и осадочных пород	По типам катагенетической зональности

этого явления, своеобразные рамки, позволяющие организовать учебный и научный материал.

Совершенно очевидно также, что формальная детализация этих этапов только усложняет понимание реальных процессов осадочного породо- и рудообразования и, в большинстве случаев, находится за пределами современных знаний.

Наиболее рациональной схемой основных стадий осадочного породообразования, на мой взгляд, является система, предложенная Г.Ф. Крашенинниковым [1985]. С небольшими дополнениями она представлена в табл. 2 и выгодно отличается от всех ранее рассмотренных схем логичностью и простотой. Кроме того, в ней нет тех надстадийных подразделений, которые существенно запутывают и усложняют общую картину процесса.

Этапы, выделенные Г.Ф. Крашенинниковым, несомненно могут послужить основой любого современного курса литологии, петрографии осадочных пород и геохимии осадочного процесса.

В то же время следует подчеркнуть, что схема, изображенная на табл. 2, далеко не универсальна, а объемы выделенных этапов требуют существенных уточнений.

Все эти обстоятельства заставляют с большой осторожностью отнестись к попытке некоторых литологов подойти к проблеме стадий дедуктивным путем, выделив их объемы на основе теоретических рассуждений и подтвердив их “*a posteriori*” минералогическими данными. По-существу, такой подход канонизирует существующие весьма несовершенные представления о стадиях осадочного процесса и совсем не стимулирует развитие литологической науки.

Не вызывает сомнения, что дальнейшее совершенствование стадийного анализа лежит в плоскости индуктивных, эмпирических построений. Их

основой, особенно в области исследования постседиментационных преобразований, должно являться изучение минералов, минеральных парагенезов и их пространственно-временных соотношений. Исследования должны опираться на системно изученные разрезы и скважины, относительное положение которых позволяет реконструировать общую минералого-геохимическую и гидрогеологическую зональность осадочно-породного бассейна. Сравнение такой зональности с фациально-литологическими особенностями осадочных отложений позволит воссоздать те физико-химические процессы, которые протекали на разных этапах осадочного породообразования.

Можно надеяться, что познание процессов минералообразования и геохимико-минералогической зональности послужит именно тем рычагом, с помощью которого будет усовершенствована стадийная система в будущем.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ ведущих научных школ НШ–1440 2003.5 и проекта РФФИ 01–05–64722.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авчан Г.М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1972. 144 с.
- Аммосов И.И., Горшков В.И. Палеотемпературы нефтеносных пород // Проблемы диагностики условий и зон нефтегазообразования. М.: Изд-во ИГИРГИ, 1971. С. 19–30.
- Батулин С.Г. Содержание урана в горных реках со смешанным питанием // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 271–273.
- Батулин Г.Н. Циклы фосфора в океане // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 126–147.

- Бушинский Г.И.* Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21. № 3. С. 65–80.
- Бушинский Г.И.* Апатит, фосфорит, вивианит. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 88 с.
- Вассоевич Н.Б.* О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза // Геология и геохимия. 1957. Т. 1. № 7. С. 156–176.
- Вассоевич Н.Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // Новостях нефтяной техники. Геология. 1960. № 4. С. 11–15.
- Вассоевич Н.Б.* Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза // Тр. ВНИГРИ. Геол. сборник. 1962. Вып. 190. № 7. С. 220–243.
- Вассоевич Н.Б.* Предисловие и примечания к книге “Диagenез и катагенез осадочных образований”. М.: Мир, 1971. С. 5–8.
- Вассоевич Н.Б.* О некоторых терминах, связанных с изучением органического вещества и осадочных горных пород // Органическое вещество современных и древних ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 218–238.
- Вассоевич Н.Б., Высоцкий И.В., Гусева А.Н. и др.* Углеводороды в осадочной оболочке Земли // Вестник ЛГУ. 1967. Сер. 4. Геология. № 5. С. 36–48.
- Виноградов М.Е., Лисицын А.П.* Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 28–76.
- Волков И.И.* Основные закономерности превращения органического вещества в раннем диагенезе современных осадков // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (транстихоокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 99–106.
- Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 269 с.
- Волков И.И., Дирсенн Д., Розанов А.Г.* Проблема щелочности вод и анаэробная минерализация органического вещества в Черном море // Геохимия. 1998. № 1. С. 78–88.
- Герасимов И.П.* Погребенные почвы и их палеогеографическое значение // Мат. Всесоюзн. совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 23–44.
- Заварицкий А.Н.* Введение в петрографию осадочных горных пород. М.-Л.: ГОНТИ, 1932. 80 с.
- Калинко М.К.* Нефтегазоносность акваторий мира. М.: Недра, 1969. 260 с.
- Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 172 с.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А.* Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.
- Ковда В.А.* Происхождение и режим засоленных почв. Т. 2. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 286 с.
- Ковда В.А.* Геохимия пустынь СССР // Докл. на 5-ом Международном конгрессе почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 68–84.
- Ковалев В.А.* Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Кондратьева И.А., Нестерова М.В.* Литолого-геохимические особенности урановых месторождений в мезозойских речных палеодолинах // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 577–595.
- Коноплев А.Д., Максимова М.Ф.* Литолого-фациальные и минералого-геохимические особенности месторождений в палеодолинах // Сов. геология. 1989. № 11. С. 89–96.
- Копорулин В.И.* Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи Центральной части Иркутского бассейна // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 160. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 292 с.
- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9–35.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 19–35.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н.* О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 35–54.
- Крашенинников Г.Ф.* Работы Л.В. Пустовалова и современная литология // Проблемы экзогенного и метаморфогенного пороодо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 8–18.
- Кунин В.Н.* Местные воды пустыни и вопросы их использования. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 240 с.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород с основами методики исследования. М.: Высшая школа, 1984. 415 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 233 с.
- Ломтадзе В.Д.* Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками // Записки Ленинград. горного ин-та. 1953. Т. XXIX. Вып. 2. С. 32–46.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океане // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6. С. 3–22.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Лучинин И.И., Пашков П.А., Дементьев П.К. и др.* Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12–15.
- Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 2000. 255 с.

- Морозов А.А.* О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море. Сообщение 1. Донные отложения и особенности распределения диагенетически активных компонентов // Литология и полез. ископаемые. 1991а. № 4. С. 20–32.
- Морозов А.А.* О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море. Сообщение 2. Формирование комплекса реакционноспособных форм железа // Литология и полез. ископаемые. 1991б. № 5. С. 19–32.
- Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 388 с.
- Озерская М.Л., Подоба Н.В.* Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967. 772 с.
- Орлов А.Н.* Вивианиты западной половины Европейской части СССР // Тр. Центр. опытной станции. 1939. Т. 7. С. 9–62.
- Патрунов Д.К., Голубовская Т.Н.* Заливы, проливы, лагуны // Современное карбонатообразование. Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 7. М.: ГКСМ по науке и технике СССР, 1976. С. 61–72.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М., Л.: ГОНТИ, 1940. Т. I. 476 с.; Т. II. 420 с.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л., М.: ГОНТИ, 1953. 671 с.
- Свальнов В.Н.* Геохимические неоднородности в разрезе пелагических осадков как показатель прерывов седиментации // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 28–44.
- Свальнов В.Н.* Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
- Сидоренко А.В.* Основные черты минералообразования в пустыне // Вопросы минералогии осад. образований. Кн. 3–4. Львов: ЛГУ, 1956. С. 516–543.
- Сидоренко А.В.* Известковые накопления (каliche) в пустынях Мексики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 24–52.
- Симанович И.М., Япаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.
- Соколов Б.А., Конюхов А.И.* Особенности диагенеза глубоководных осадков и проблема поисков нефти и газа в океанах // Вестник МГУ. Сер. геол. 1975. № 3. С. 59–63.
- Сорокин Ю.И.* Черное море (природа, ресурсы). М.: Наука, 1982. 216 с.
- Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–49.
- Страхов Н.М.* К познанию диагенеза // Вопросы минер. осад. образований. Кн. 3–4. Львов: ЛГУ, 1956. С. 7–26.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 212 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 212. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Страхов Н.М., Логвиненко Н.В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 389–392.
- Твенхофел У.Х. и др.* Учение об образовании осадков. М., Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 916 с.
- Тимофеев П.П.* Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3–9.
- Тимофеев П.П.* Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 3–23.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 48–75.
- Феофилова А.П.* Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбонных отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 5. С. 28–54.
- Феофилова А.П.* Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975. 102 с.
- Фербридж 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.
- Ферсман А.Е.* Геохимия России. Вып. 1. Петроград: НХТИ, 1922. 217 с.
- Фридмен Дж.М., Сандерс Дж.И.* Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы; генезис, распространение, классификация. Т. 1. М.: Мир, 1970. С. 249–320.
- Халезов А.Б.* Месторождение урана южной окраины Западно-Сибирской низменности // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 135. М.: ВИМС, 1993. С. 45–64.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 251. М.: Изд-во АН СССР, 1973. 292 с.
- Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982а. № 3. С. 3–32.
- Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 2. Элизионный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982б. № 5. С. 15–48.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983а. 150 с.
- Холодов В.Н.* Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983б. С. 28–45.
- Холодов В.Н.* Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М.: Наука, 1985. С. 236–253.
- Холодов В.Н.* Стратисфера как возможный источник гидротермальных растворов // Природа. 1990. № 4. С. 10–17.
- Холодов В.Н.* К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 104–123.

- Холодов В.Н.* Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудообразования // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 195–205.
- Холодов В.Н.* Грязевые вулканы; закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 227–241.
- Холодов В.Н.* Грязевые вулканы; закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002а. № 4. С. 339–358.
- Холодов В.Н.* Геохимия элизионного катагенеза и “черносланцевое” рудообразование // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002б. Вып. 8. С. 125–141.
- Холодов В.Н.* О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002в. № 5. С. 451–473.
- Холодов В.Н.* Геохимия фосфора и происхождение фосфоритов. Сообщение 2. Источники фосфора на континенте и генезис морских фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 6 (в печати).
- Холодов В.Н., Петрова Р.Н., Дементьева О.Ф.* Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 58–72.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р.* Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* К проблеме генезиса металлоносных растворов и стратиформных месторождений в красноцветных формациях // Литогенез и рудообразование. М.: Наука, 1989. С. 157–176.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Григорьянц Б.В.* Катагенез и деформации кайнозойских отложений Черных гор (Предкавказье) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 5. С. 504–534.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-геохимические особенности и механизм формирования элизионных систем Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 2001а. № 6. С. 563–582.
- Сообщение 2. Минералого-геохимические особенности зоны катагенетической иллитизации // Литология и полез. ископаемые. 2001б. № 6. С. 582–610.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. Изд. 2-ое. М., Л.: ГИГЛ, 1948. 182 с.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
- Швецов М.С.* Процессы, превращающие осадки в породы и изменяющие породы (гальмиролиз, диагенез, экзодиагенез, метадиагенез) // Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Тр. 3-го Всесоюз. совещания по литологии и минерализации осадочных пород. Баку: АН АЗССР, 1962. С. 219–229.
- Штейбер Б.Ш., Такер М.Е., Тилл З.* Побережье аридных зон и эвапориты // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. С. 232–277.
- Якименко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М. и др.* Палеопочвы в верхнепермских отложениях реки Сухо́на (бассейн Северной Двины) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 376–391.
- Янаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1985. 138 с.
- Янаскурт О.В.* Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 152 с.
- Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Allen J.R.L.* Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Weish outcrop // Geol. Journ. 1974. № 9. P. 181–208.
- Black B.J.* Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. Trans R. Soc. Edinburgh, 1976. V. 69. P. 425–456.
- Butler G.P., Harris P.M., Kendall C.G.* Recent evaporates from the Abu Dhabi coastal flats // Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites. 1982. SEPM Core Workshop. № 3. Calgary. P. 33–64.
- Emery K.O., Rittenberg S.* Early diagenesis of California basin sediments in relation origin of oil // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952. V. 5. P. 23–68.
- Hummel K.* Die Entstehung eisenreicher Gestein durch Halmyrolise // Geol. Rundschau. 1923. Bd. XIII. H. 1. S. 38–54.
- Keller W.D.* Flint clay and flint clay facies // Clays and Clay Minerals. 1968. V. 16. № 2. P. 82–96.
- Leeder M.R.* Pedogenic carbonate and flood sediments accretion rates: a quantitative model for alluvial, arid-zone lithofacies // Geol. Mag. 1975. V. 112. P. 257–270.
- Nafe J.E., Dracke C.L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // Geophysics. 1957. V. XXII. № 3. P. 523–552.
- Raynal R., Dewolf Y., Joly F.* Repartition des types de croutes calcaires en Afrique du Nord. // Collg. Types croutes calcaires et repart. reg Strasbourg, 1975. Strasbourg, 1975. P. 139–143.
- Retallack G.G.* Soil of the past. London: Unwin-Hyman, 1990. 520 p.
- Rieke H.H., Chilingarian G.V.* Compaction of argillaceous sediments Amsterdam, London, N.Y.: Elsevier Scien. Publish. Company, 1974. 424 p.
- Walter J.* Lithogenesis der Gegenwart. 1.3 Einleitung in die Geologie der historische Wissenschaft, 1894. 573.
- Warren J.K.* The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia // Sedimentology. 1982. V. 29. P. 609–638.
- Warren J.K.* On the significance of evaporite lamination // Sixth Salt Symposium. Northern Ohio Geol. Soc. Cleveland, Ohio. 1985. P. 15–32.
- West J.M., All V.A., Hilmy M.E.* Primary gypsum nodules in a modern sabhka on the Mediterranean coast of Egypt // Geology. 1979. V. 7. P. 354–358.
- Yaalon D.H.* Some date on the nature and origin of nari (calcrete) on chalk in Ysrael. Colloq. Types croutes calcaires et repart reg. Strasbourg, 1975. P. 12–13.