ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
САРАТОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ИМ. Н. Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО

Новая серия

Том V

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
САРАТОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ИМ. Н. Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО

Новая серия

Том V

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глубокоуважаемому
Евгению Горбевичу
Барабошкину и
Саратовских литологов
с надеждой на
с плодотворное сотрудничество.

Саратов
Государственный учебно-научный центр «Колледж»
2000

УДК 551.263.036. 470 44/47
ББК 26.303
Л64

Авторы: *З.А. Яночкина, В.А. Гуцаки, А.В. Иванов, Т.Ф. Букина, Е.Ф. Ахлестина, Н.А. Бондаренко, Г.А. Московский.*

Л64 **Литолого**-фациальные особенности отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы / З.А. Яночкина и др. - Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2000. - 114 с. (Труды научно-исследовательского института геологии Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского. Новая серия; Том V).

ISBN 5-900641-85-6

В работе отражены результаты многолетних исследований отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы. Проведен литолого-фациальный анализ и выявлены особенности вещественного состава пермских, триасовых, юрских, меловых и палеогеновых комплексов. Рассмотрены типы и генетические группы отложений с соответствующим набором фаций. Охарактеризованы отдельные виды нерудных полезных ископаемых (солей, карбонатов, фосфатов, горючих сланцев, диатомитов, цеолитов и др.), приуроченных к определенным фациям.

Книга может быть использована геологами, изучающими осадочные толщи и связанные с ними полезные ископаемые.

Ответственные редакторы: *З.А. Яночкина, А.В. Иванов*

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук *А.К. Замаренов* (Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики);
профессор *Н.Я. Жидовинов* (Саратовский госуниверситет).

УДК 551.263.036. 470 44/47
ББК 26.303

© Яночкина З.А.,
Гуцаки В.А.,
Иванов А.В.,
Букина Т.Ф.,
Ахлестина Е.Ф.,
Бондаренко Н.А.,
Московский Г.А., 2000

© Издательство
ГосУНЦ «Колледж», 2000

ISBN 5-900641-85-6

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 4
1. Литолого-фациальные особенности осадочных толщ 7
1.1. Пермский период 7
1.2. Триасовый период 21
1.3. Юрский период 35
1.4. Меловой период 52
1.5. Палеогеновый период 75
2. Полезные ископаемые 88
2.1. Механически переотложенные 88
2.2. Биогенные 93
2.3. Хемогенные 95
2.4. Диагенетические (частично гипергенные) 96
2.5. Гипергенные 99
Заключение 100
Литература 102

ВВЕДЕНИЕ

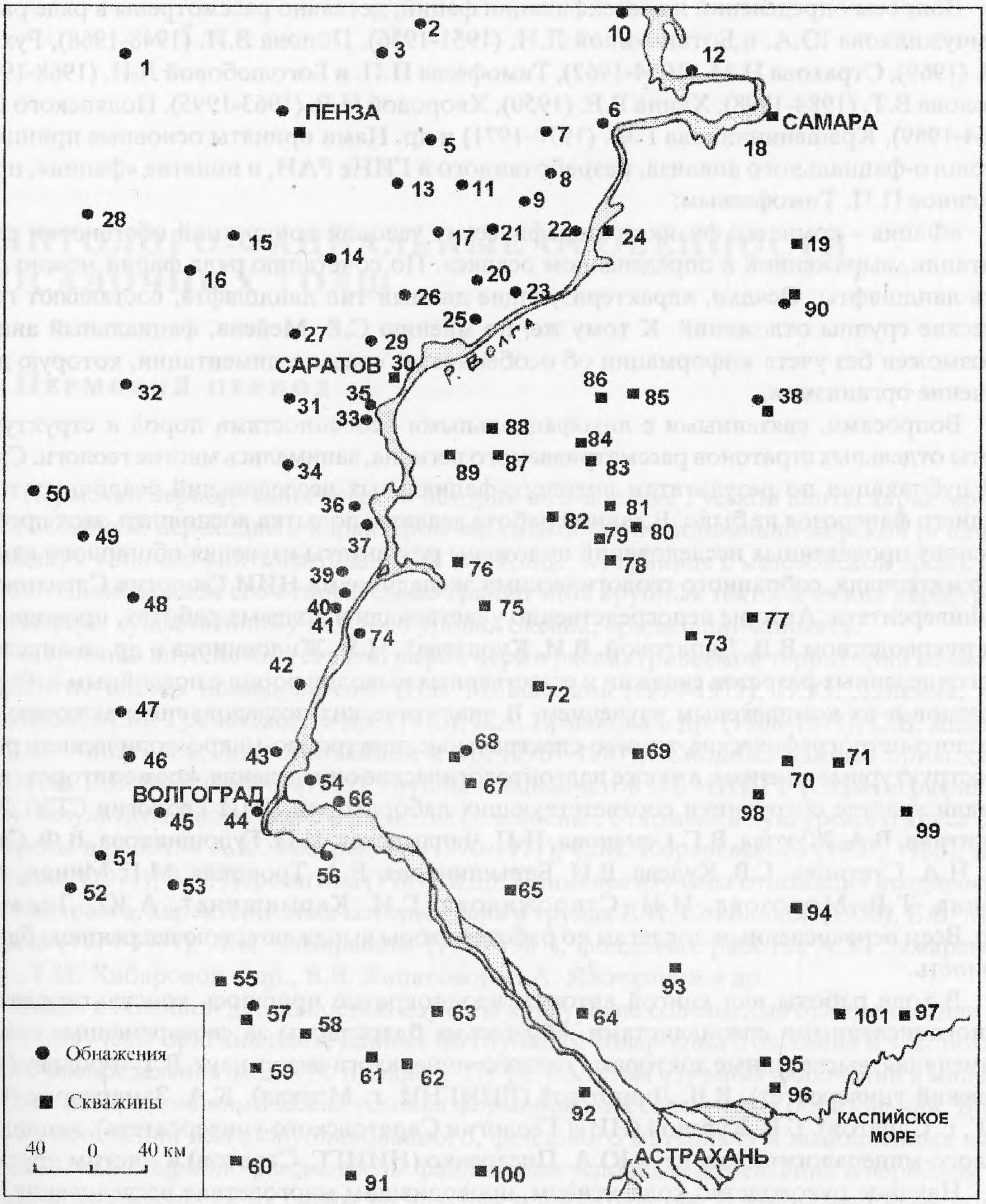
При изучении осадочных толщ отдельных регионов главнейшей задачей является установление закономерностей осадконакопления, как теоретической основы решения вопросов седименто- и литогенеза, а также поисков полезных ископаемых.

Основная цель данной работы заключалась в выявлении литолого-фациальных особенностей осадочных толщ юго-востока Восточно-Европейской платформы в интервале от перми до палеогена включительно. Выяснялись условия их накопления в континентальных обстановках и в морских бассейнах седиментации, характер изменения фаций, а также приуроченность к ним отдельных видов полезных ископаемых.

Изученная территория (Рис. 1) явилась представительным полигоном для решения поставленных задач, так как в позднем палеозое и мезо-кайнозое она служила областью развития как сугубо континентальных и прибрежно-континентальных, так и типично морских бассейнов, где в широком диапазоне шло формирование терригенных, кремнистых, карбонатных, сульфатных и хлоридных осадков значительной мощности.

Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

Обозначения: 1 – Ниж. Ломов (юра, верх. мел); 2 – Инза (палеоцен-эоцен); 3 – Никольск (верх. мел); 4 – Пенза; (юра, верх. мел); 5 – Кузнецк (палеоген); 6 – Сызрань (юра, верх. мел, палеоген); 7 – Новоспасское (верх. мел); 8 – Радищево (верх. мел); 9 – Ст. Кулатка (верх. мел); 10 – Сенгилей (юра, верх. мел, палеоцен-эоцен); 11 – Неверкино (палеоген); 12 – Тольятти (верх. мел); 13 – Русский Камешкир (палеоген); 14 – Петровск (верх. мел); 15 – Сердобск (верх. мел); 16 – Ртищево (верх. мел); 17 – Царевщина (палеоген); 18 – Ново-Куйбышевск (юра); 19 – Бол. Глушица (юра, верх. мел); 20 – Ключи (палеоген); 21 – Ягодная Поляна (палеоген); 22 – Хвалынск (юра, верх. мел); 23 – Вольск (юра, верх. мел, палеоген); 24 – Духовницкое (юра, верх. мел); 25 – Воскресенск (юра, верх. мел, палеоген); 26 – Тепловка (пермь, триас, палеоген); 27 – Аткарск (верх. мел, палеоген); 28 – Кирсанов (юра, верх. мел, палеоген); 29 – Песчаный (верх. мел); 30 – Саратов (юра, мел, палеоген); 31 – р/п. Лысые Горы (палеоген); 32 – Балашев (юра, верх. мел); 33 – Пудовкино (верх. мел, палеоген); 34 – Жирновск (юра, верх. мел); 35 – Даниловка (верх. мел); 36 – Ниж. Банновка (верх. мел, палеоген); 37 –Белогорское (палеоген); 38 – Озинки (юра, мел, палеоген); 39 – Дубовка (верх. мел); 40 – Тихомировка (палеоген); 41 – Камышин (юра, верх. мел); 42 – хут. Растригин (палеоген); 43 – Дубовка, Волгогр. обл. (верх. мел, палеоген); 44 – Волгоград (юра); 45 – Калач-на-Дону (палеоген); 46 – Верх. Бузиновка (палеоген); 47 – р/п Клетский (верх. мел, палеоген); 48 – Михайловка (верх. мел); 49 – Новоаннинский (палеоген); 50 – Урюпинск (юра, верх. мел); 51 – Ниж. Чир (эоцен-олигоцен); 52 – Тормосин (эоцен-одигоцен); 53 – Громославка (палеоцен-эоцен); 54 – Паромненская (триас, юра); 55 – Садовая пл. (триас, юра); 56 – Светлоярская пл. (триас); 57 – Советское (верх. мел); 58 – Царынская пл. (триас, юра); 59 – Шар-Царынская пл. (триас); 60 – Элиста (юра); 61 – Шаджинская пл. (триас, пермь); 62 – Халганская пл. (триас, юра, палеоцен-эоцен); 63 – Бугринская пл. (триас, юра); 64 – Заволжская (триас); 65 – гора Богдо (триас); 66 – Ленинская пл. (триас, юра); 67 – Шунгайская пл. (триас); 68 –Эльтонская пл. (триас); 69 – Арал-Сорская пл. (пермь-палеоген); 70 – Акмай (триас); 71 – Болган-Мола



(триас); 72 – Акобская пл. (триас-палеоген); 73 – Порт-Артур (триас); 74 – Александровско-Кисловская (триас, юра); 75 – Палласовка (верх. мел); 76 – Гмелинская пл. (триас, юра); 77 – Акмамык (триас); 78 – Камышок (триас); 79 – Новоузенск (юра-палеоген); 80 – Надеждинская пл. (триас, палеоген); 81 – Спортивная пл. (триас-палеоген); 82 – Старшиновская пл. (триас-юра); 83 – Куриловская пл. (триас-юра); 84 – Таловская пл. (триас-палеоген); 85 – Дергачевская пл. (триас, юра); 86 – Ершовская пл. (триас-палеоген); 87 – Еруслан (пермь); 88 – Придорожная пл. (триас, юра); 89 – Краснокутская пл. (триас, юра); 90 – Перелюб (пермь, юра, верх. мел); 91 – Яшкульская пл. (юра, палеоген); 92 – Замьяновская пл. (юра); 93 – Коксазды (триас); 94 – Мынтобе (верх. пермь, триас); 95 – Кобяковская пл. (верх. пермь, триас); 96 – Джамбай (триас); 97 – Жанаталап (триас); 98 – Эршансор (триас); 99 – Уш-Тюбе (триас); 100 – Каракульская пл. (пермь); 101 – Сазан-Курак (триас).

Вопросы определений и классификации фаций, детально рассмотрены в ряде работ Жемчужникова Ю.А. и Ботвинкиной Л.Н. (1951-1956), Попова В.И. (1948-1968), Рухина Л.В. (1969), Страхова Н.М. (1954-1962), Тимофеева П.П. и Боголюбовой Л.И. (1968-1987), Фролова В.Т. (1984-1998), Хаина В.Е. (1950), Хворовой И.В. (1963-1995), Полянского В.В. (1964-1989), Крашенинникова Г.Ф. (1970-1971) и др. Нами приняты основные принципы литолого-фациального анализа, разработанного в ГИНе РАН, и понятие «фации», предложенное П.П. Тимофеевым:

«Фация - комплекс физико-географических условий конкретной обстановки седиментации, выраженной в определенном осадке». По сочетанию ряда фаций можно оценить ландшафты. Осадки, характеризующие данный тип ландшафта, составляют генетические группы отложений. К тому же, по мнению С.В. Мейена, фациальный анализ невозможен без учета информации об особенностях среды седиментации, которую дает изучение организмов.

Вопросами, связанными с литофациальными особенностями пород и структурой биоты отдельных стратонов рассматриваемого региона, занимались многие геологи. Сводной публикации по результатам литолого-фациальных исследований осадочных толщ позднего фанерозоя не было. В данной работе делается попытка восполнить этот пробел. В основу проведенных исследований положены результаты изучения обширного каменного материала, собранного геологическими экспедициями НИИ Геологии Саратовского университета. Авторы непосредственно участвовали в полевых работах, проводимых под руководством В.В. Липатовой, В.И. Курлаева†, Н.Я. Жидовинова и др., в описании многочисленных разрезов скважин и естественных выходов пород с послойным отбором образцов и их комплексным изучением. В аналитических исследованиях, включающих литолого-петрографические, химико-спектральные, электронно-микроскопические и рентгеноструктурные анализы, а также палеонтологические определения, кроме авторов, принимали участие сотрудники соответствующих лабораторий НИИ Геологии СГУ: Л.Н. Никитина, В.А. Жукова, В.Г. Семенова, Н.П. Чаплынская, И.П. Гудошникова, В.Ф. Старцев, Н.А. Суетнова, Г.В. Кулева, В.И. Барышникова, Е.А. Троицкая, М.Г. Миних, А.В. Миних, Т.В. Морозова, Н.Н. Старожилова, Г.И. Кармишина†, А.Ю. Лопато†, и др. Всем перечисленным коллегам по работе авторы выражают свою искреннюю благодарность.

В ходе работы над книгой авторам неоднократно пришлось консультироваться с многочисленными специалистами. Мы весьма благодарны за своевременные советы и замечания, высказанные докторами геолого-минералогических наук, В.Т. Фролову (Московский университет), В.В. Липатовой (ВНИГНИ, г. Москва), К.А. Замаренову (НИИГГ, г. Саратов), Г.В. Кулевой (НИИ Геологии Саратовского университета), кандидату геолого-минералогических наук Ю.А. Писаренко (НИИГГ, Саратов) и многим другим.

Научное руководство коллективом, проводившим многолетние исследования, положенные в основу данной работы, осуществлялось кандидатом геолого-минералогических наук В.А. Гуцаки.

1. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

1.1. Пермский период

Пермский период геологической истории юго-востока Русской плиты характеризовался сложным, переходным характером седиментации от нормально морской (в начале периода) к типично континентальной (в его конце, на границе с мезозойской эрой). Это связано с положением его относительно границ эпох крупных тектонических перестроек в литосфере, существенному падению уровня океана, аридизации климата.

Изучению литологии и стратиграфии перми рассматриваемой территории посвящены работы многих исследователей (Е.В. Мовшовича (1974-1977), И.Ю. Лапкина, В.Е. Лацковой, М.М. Грачевского и др. (1973), В.А. Ермакова и др. (1968-1971), С.В. Яцкевича, В.В. Липатовой, З.А. Яночкиной и др. (1967-1987)). Сводные данные приводятся в работах Е.В. Мовшовича (1977), группы специалистов НВ НИИГГ (Стратиграфия …, 1989). Результаты многолетнего изучения соленосных отложений кунгурского яруса рассмотрены в работах А.К. Замаренова (1970-1971), С.М. Кореневского (1957, 1966), В.А. Ермакова (1971), В.С. Деревягина (1981), и др. Наименее изучены отложения позднепермского возраста, характеристика которых дана в трудах Е.И. Соколовой (1958), Е.В. Мовшовича (1974-1977), А.К. Замаренова (1970-1981), фондовых работах А.К. Замаренова и др., Т.И. Хабаровой и др., В.В. Липатовой, З.А. Яночкиной и др.

Нами с большой детальностью изучены кунгурские соленосные отложения, для которых получены оригинальные данные по глубинам солеродного бассейна и закономерностям распределения фаций по площади. По результатам изучения включений в минералах оценены физико-химические условия формирования соленосных образований. Впервые, на основании всего опубликованного, фондового материала и выполненных нами исследований подробно рассмотрены фациальные условия седиментации в пермском периоде, закономерности их смены во времени и пространстве. В целом, наиболее полно пермские отложения изучены в пределах платформенной части Нижнего Поволжья. В Прикаспийской впадине, в связи с увеличением глубины залегания и слабой разбуренностью территории, геологическая изученность пород значительно слабее. Особенно слабо здесь изучены соленосные и терригенные комплексы пород, обедненные органическими остатками, позволяющими определить возраст отложений.

Раннепермская эпоха

В пределах изученного региона в раннепермскую эпоху, включающую ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский века в обширном эпиконтинентальном морском

бассейне преобладала карбонатная, преимущественно органогенная седиментация, хотя в отдельных прибрежных участках моря накапливались терригенные отложения. К концу артинского века бассейн перешел в режим солеродного.

Весь комплекс осадков, образовавшихся в раннепермскую эпоху, представлен *морским типом с генетическими группами осадков мелкого моря, заливов и лагун, участками моря, удаленных от берега (депрессионных), осадков солеродного бассейна.* Заметная роль принадлежала, видимо, и супралиторальным отложениям себх: терригенно-карбонатным и эвапоритовым. Однако их выделение представляется нам во многих случаях затруднительным. Для каждой из выделенных групп характерны свои условия седиментации, выраженные в развитии соответствующих фаций (Рис. 2, 3).

Фации алеврито-глинистых, алеврито-песчаных и песчано-гравелитовых осадков прибрежной полосы моря со средней и высокой активностью водных масс установлены в Каракульско-Смушковской зоне дислокаций, на сочленении мегавала Карпинского и Приволжской моноклинали. Устойчивое прогибание дна бассейна в течение ассельского, сакмарского и артинского веков привело к накоплению здесь сероцветной молассы мощностью до 3 км. На Сухотинской и Чкаловской площадях Каракульско-Смушковской зоны они представлены алевритами и прослоями песчаных пород. В пределах Джакуевской, Высоковской, Сухотинской площадей этим фациям соответствуют аргиллиты, глины с песчано-алевритовыми прослоями.

Фации известковых и доломитовых осадков активного морского мелководья были развиты на юго-западном, западном, северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины. В геологических разрезах этих районов фации мелководных слоистых карбонатов представлены известняками и доломитами ассельского, сакмарского и нижней части артинского яруса.

На юге Волгоградской и Ростовской областей фации активного мелководья представлены известняками ассельского возраста органогенно-детритовыми, тонкозернистыми, неравномерно доломитизированными с подчиненными прослоями доломитов с комплексом фораминифер, указывающим на ассельский возраст отложений: *Schwagerina vulgaris, S. fusiformis* (нижняя фаунистическая зона), *Schwagerina moelleri, Pseudofusulina fecunda* (средняя зона), *S. sphaerica, Pseudofusulina firma* (верхняя зона). В отложениях сакмарского яруса установлены *Pseudofusulina verneuilii* Moell., *Ps. uralica* и др. Мелководные фации известняков сакмарского возраста характеризуются так же эвригалинными фораминиферами *Glomospira evoluta* Zam., *G. elegans* Lip., *G. ischimbaica* Lip. и др., а так же тонкостенными остракодами, фрагментами иглокожих, остатками кораллов, мшанок и др. В пределах северного и западного обрамления Прикаспийской впадины границы фаций мелководных слоистых карбонатов периодически перемещаются в пространстве, замещаясь фациями осолоненных заливов и лагун. Такая тенденция возрастает от ассельского к артинскому веку и отражает тенденцию перехода морского бассейна в солеродную стадию. Существенные колебания в солености бассейна в мелководной области отражаются и в преобладании здесь эвригалинных «мелких» фораминифер, обнаруженных в керне многочисленных скважин. Мощность мелководных слоистых карбонатных отложений составляет 60-120 м.

Фации известковых и доломитовых осадков осолоненных заливов и лагун распространены в западном и северо-западном обрамлении впадины, где они представлены известняками, доломитами, сульфатно-глинистыми и сульфатно-доломитовыми образованиями артинского возраста. Среди доломитов преобладают мелкозернистые и пелитоморфные разности. В доломитах иногда отмечаются реликтовые структуры органогенного известняка с остатками раковин брахиопод, гастропод, остракод. В то же время значительная часть доломитовых пластов имеет, видимо, хемогенный генезис, отличаясь

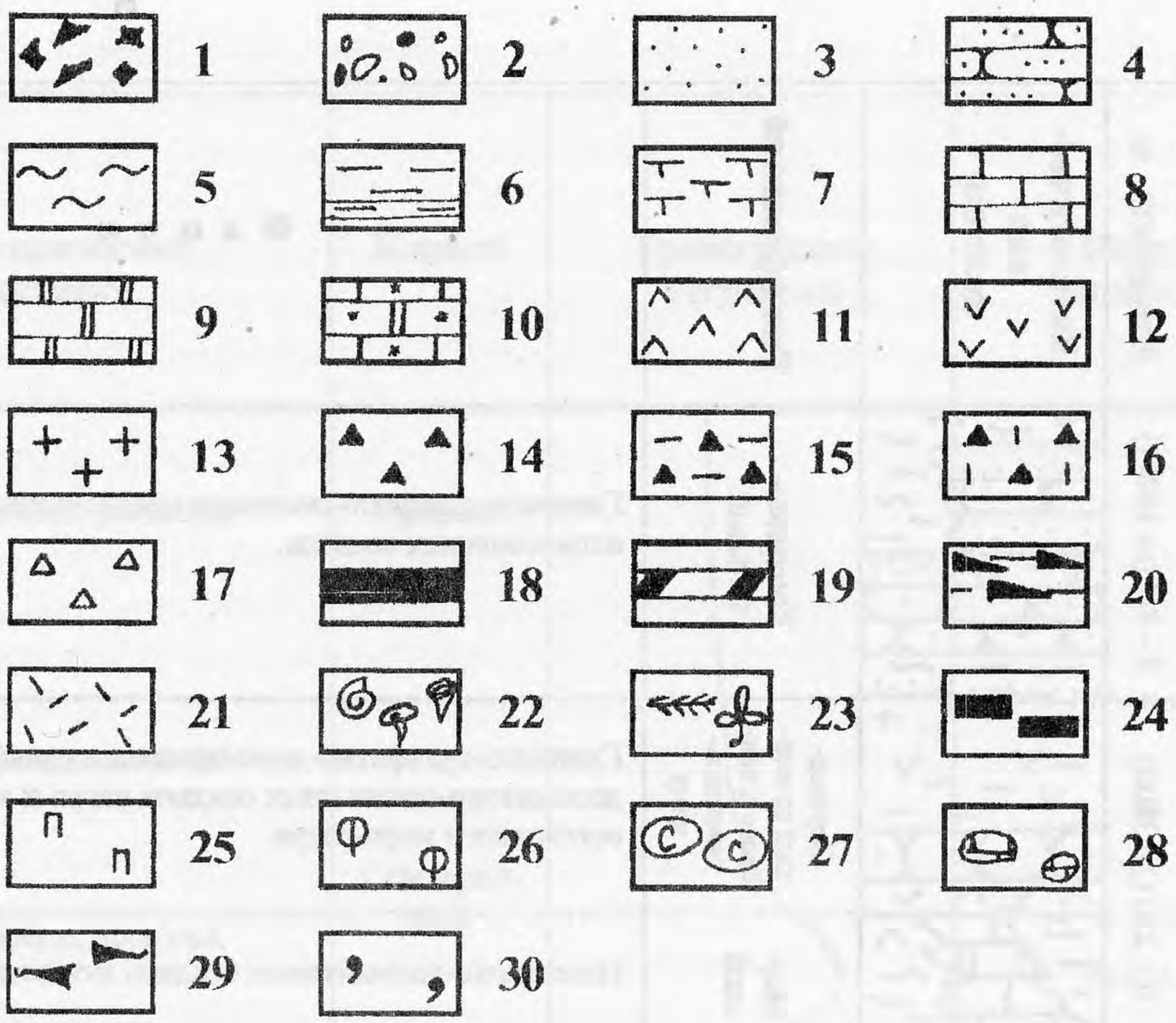


Рис. 2. Условные обозначения к рис. 3-7:

1 – брекчии, щебень; 2 – конгломераты, гравелиты, галечники; 3 – пески, песчанистость; 4 – песчаники; 5 – алевриты, алевролиты; 6 – глины, аргиллиты; 7 – глины известковые; 8 – известняки; 9 – доломиты; 10 – биогермные известняки и доломиты; 11 – ангидриты, ангидритизация; 12 – гипсы, загипсованность; 13 – каменная соль, засоление; 14 – силициты опоковидные; 15 – глины кремнистые; 16 – силициты известковые; 17 – диатомиты; 18 – горючие сланцы высококалорийные; 19 – горючие сланцы низкокалорийные; 20 – глины сапропелевые; 21-30 – включения: 21 – пепловая пирокластика; 22 – остатки фауны; 23 – остатки флоры; 24 – углистые; 25 – пирит; 26 – фосфориты; 27 – конкреции сидерита; 28 – конкреции известковые; 29 – примазки битума; 30 – глауконит.

равномерным мелкозернистым сложением. Сульфатно-глинистые отложения представлены ангидритами серыми и темно-серыми, микро- и мелкокристаллическими с тонкими прослоями глин и доломитов. Известняки, встречающиеся здесь в подчиненном количестве, тонкозернистые, псевдооолитовые, преимущественно фораминиферовые, участками глинистые.

Среди них Т.А. Сипко установлены фораминиферы *Pseudoendothyra cf. pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Ps. dagmarae* (Dutk), *Ps. preobajenskyi* (Dutk.) и др. К прослоям доломитов приурочены редкие остатки брахиопод, остракод и мелких гастропод. В спорово-пыльцевых комплексах здесь установлены преимущественно *Vittatina*, пыльца хвойных *Protohaphopinites sublevis* Lub., *Pr. nudus* Lub. и др.

Анализируя распространение фаций в мелководной полосе, можно отметить устойчивое увеличение площади развития лагун к позднеартинскому времени, что подчеркивает регрессивный характер бассейна ранней перми.

В зоне развития фаций известковых биогермных построек нижней перми позднеартинские образования представлены, в основном, хемогенными лагунными доломитами

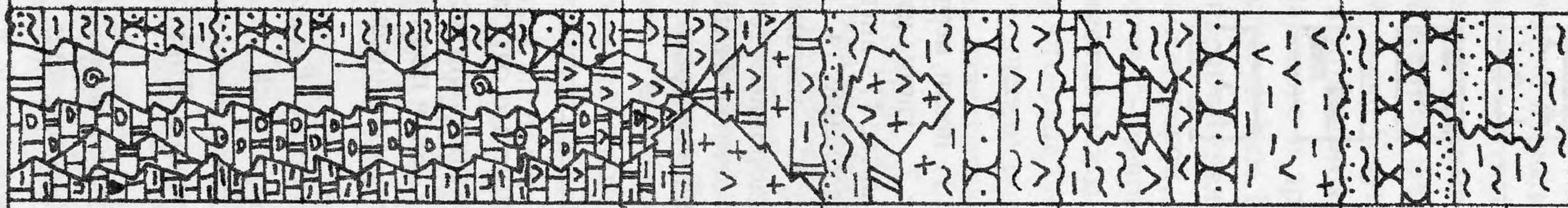
Нижний				Верхний			Отдел
Ассельский	Сакмарский	Артинский	Кунгурский	Уфимский	Казанский	Татарский	Ярус
70–650	0–600	0–2120	1500–2000 ?	40–250 (до 1500?)	0 – 250 (до 3800)	0 – 425 (до 1000 ?)	Мощность, м.
							Литологическая колонка
Морской			Морской эвапоритовый	Континентальный	Морской	Переходный от морского к континентальному	Континентальный	Тип отложений
Алевритово-глинистых и песчаных осадков прибрежной полосы моря, известковых и доломитовых осадков активного морского мелководья; известковых и доломитовых осадков известковых и доломитовых биогермных построек активного мелководья открытого моря; глинисто-кремнисто-известковых и доломитовых осадков глубоководных участков моря.			Карбонатно-сульфатных и хлоридных осадков прибрежных частей солеродного бассейна, карбонатно-сульфатно-хлоридных и хлоридных солей удаленных от берега участков солеродного бассейна.	Глинисто-алевритово-песчаных осадков остаточного моря-озера; глинисто-сульфатно-доломитовых и сульфатно-доломитовых осадков лагун и заливов остаточного моря-озера.	Известково-доломитовых осадков активного мелководья.	Глинисто-сульфатно-доломитовых и сульфатно-доломитовых осадков лагун и заливов остаточного моря-озера.	Глинисто-алевритово-песчаных красноцветных озерно-аллювиальных осадков.	Фации

Рис. 3. Литолого-фациальная характеристика пермских отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

Органические остатки	Климат	Трансгрессии Регрессии	Полезные ископаемые
Споры и пыльца растений	Аридный		
Споры и пыльца растений	Семиаридный		
Фораминиферы, кораллы, брахиоподы			Нефть и газ
Споры и пыльца растений	Аридный		
Споры и пыльца растений в галопелитах, фораминиферы в карбонатах			Калийные, магниевые соли, рассолы, гипс
Фораминиферы, кораллы, брахиоподы, споры и пыльца растений	Семиаридный		
Фораминиферы, кораллы, брахиоподы, споры и пыльца растений			Нефть, газ
Фораминиферы, кораллы, брахиоподы, споры и пыльца растений	Гумидный теплый		

Рис. 3. Продолжение.

и ангидритами. Видимо, к этому времени с изменением гидрохимического режима бассейна рост биогермных построек прекратился и позднее на мелководье стали отлагаться ангидриты. Доломиты имеют часто строматолитовую природу, представляя собой биостромы (Стратиграфия ..., 1989).

Фации глинисто-кремнисто-известковых и доломитовых осадков глубоководных участков моря установлены в надверейской толще, вскрытой во внутренней части северного и западного участков бортовой зоны Прикаспийской впадины. Представлены они известняками и доломитами серыми, темно-серыми, пелитоморфными, битуминозными. Породы неравномерно окремнены, имеют горизонтальную микрослоистую текстуру. В них встречаются тонкие линзы спонголитов, состоящих из кремнистых спикул губок и скелетов радиолярий. Нередко в породе встречаются кристаллы пирита, отражающие восстановительный характер среды. Этот тип фаций установлен также в пределах Астраханского свода, где соответствующие им отложения сакмарского и артинского возраста представлены чередованием известняков, глинисто-кремнисто-карбонатных пород и тонкослоистых ангидритов. Отложение последних на значительной глубине связано, видимо, с явлением высаливания сульфата кальция в приповерхностных слоях морских вод, что характерно для всех стадий галогенного процесса. Из органических остатков можно отметить – аммонитов, радиолярий, губок, фузулин, криноидей, кораллов.

Фации известковых и доломитовых биогермных построек активного мелководья открытого моря распространены на бортовом уступе впадины, в полосе шириной около 4 км. Их развитие отмечается в широком возрастном интервале от ассельского до середины артинского века. Фации представлены светло-серыми фузулино-водорослевыми, мшанково-водорослевыми известняками в различной степени перекристаллизованными и доломитизированными. Последнее характерно прежде всего для зарифовых лагунных фаций, характеризующихся существенным осолонением вод. Известняки в этих постройках массивные, лишенные слоистости с хорошо развитыми инкрустационными структурами. Эти образования распространены на западном и северном участках бортовой зоны. Для них характерен богатый комплекс швагерин, псеводофузулин и «мелких» фораминифер, типичных для ассельского яруса: *Quasifusulina ex gr. cayeuxi* D., *Pseudofusulina ? netkatschensis* Ket., *Ps. ? prolata* Ket., *P. cf. primitiva* Scherb. et Scham. и др., описанных А.В. Никольской, О.Б. Кетат, И.А. Черновой, О.П. Напольновой (Стратиграфия..., 1989). Здесь встречаются так же кораллы (преимущественно колониальные ругозы: *Kleopatrina sp. K. magnisica* (Porf.), *Protowentzelella sp.* и др.) и водоросли *Tubiphites*, морские ежи, криноидеи. Переход от биогермных фаций к фациям рифового склона фиксируется постепенной заменой мелководных биоценозов глубоководными (уменьшение количества каркасостроящих организмов). На склонах биогермных построек (например, в районе Никольского, Краснокутского, Рожковского и др. бортовых пересечений) развиты карбонатно-обломочные отложения.

Фации молассовых осадков депрессионных участков известны и в Каракульско-Смушковской зоне (верхняя часть сероцветной молассы). Моласса представлена темно-серыми, битуминозными аргиллитами и известняками. Здесь отмечены тонкослоистые доломит-ангидритовые породы с глинистым материалом, с многочисленными углефицированными растительными остатками, спикулами губок, аутигенным пиритом. Характерной чертой глубоководных фаций является присутствие переотложенных слабо консолидированных осадков, подобных турбидитам. Последние установлены для рассматриваемого региона Ю.А. Писаренко (Стратиграфия ..., 1989).

Раннепермское осадконакопление в регионе завершилось в бассейне с существенно возросшей соленостью вод. Он приобрел черты типичного солеродного бассейна. При-

ступая к анализу фаций этого бассейна, заметим, что при их выделении возникает два аспекта проблемы: палеогеографический и физико-химический. Наиболее полно эти аспекты рассмотрены Н.М. Страховым (1960-1962) и М.Г. Валяшко (1962). М.Г. Валяшко определял фации галогенеза с позиций физико-химического анализа процесса при допущении изменений лишь гидрохимии бассейна и температур рапы. Эти фации не были, в достаточной мере, «привязаны» к палеогеографическим особенностям галогенеза. Позднее элементы соединения палеогеографии и физико-химии галогенеза рассматривались С.М. Кореневским (1966), М.Д. Диаровым (1974), В.С. Деревягиным и др. (1981). Выработка подхода к выделению фаций галогенеза, учитывающего глубины солеродного бассейна, активность водных масс, интенсивность водообмена с океаном, характер и состав вод континентального стока пока еще осложняется отсутствием материала из наиболее погруженных участков соленосных бассейнов, где соли перекрывают осадки глубоководных (депрессионных) фаций ассельско-артинского возраста. Сказывается и отсутствие сопоставлений фаций галогенеза разнотипных солеродных бассейнов. И все же имеющийся у нас фактический материал позволяет выделить в солеродном бассейне кунгура две фациальные зоны, каждая из которых характеризуется своеобразным набором эвапоритов сульфатно-карбонатного и хлоридного состава, причем своеобразие заключается в различных соотношениях элементов этих наборов, а не в их качественных отличиях: фациальная зона прибрежной мелководной полосы солеродного бассейна и фациальная зона удаленных от берега относительно более глубоководных участков солеродного бассейна.

На начальных стадиях существования солеродного бассейна в прибрежной мелководной полосе были развиты фации эвапоритов, представленные доломито-сульфатными и сульфатными осадками; на зрелых стадиях их сменяли сульфатно-хлоридные осадки. Для последних характерны парагенетические ассоциации минералов, соответствующие пяти типам колонок эвапоритов М.Г. Валяшко, содержащих сульфаты магния или лишенные их.

Фации карбонатно-сульфатных и хлоридных осадков прибрежных частей солеродного бассейна (фации субаквальных эвапоритов) установлены почти во всех районах обрамления Прикаспийской впадины. Соответствующие им отложения представлены ангидритами, реже доломит-ангидритовыми породами с прослоями и линзами каменной соли позднеартинского и иреньского возраста, а также комплексом хлоридных солей от наименее растворимого галита до бишофита. В карбонатных отложениях филипповского горизонта установлен характерный комплекс фораминифер: *Turitella primitiva* Raus., *Dentalina clavata* Raus. и др. Карбонатные слои иренского горизонта характеризуются фауной фораминифер: *Turitella primitiva* Raus. et Scherb., (?) *Dentalina farcimen* Sold., *Glomospira evoluta* Lam. и др.

Соответствующие этим фациям ангидриты характеризуются массивной, каркасной или сетчатой текстурой. Особенности текстуры определяются присутствием в ангидрите отдельных кристаллов или линз галита. Нередко в ангидрите присутствует примесь глинистого или алевритового материала. Малая глубина бассейна подчеркивается текстурами пород, наличием желвакового ангидрита, пленок гидроокислов железа на ангидрите и терригенных зернах. Последнее позволяет предполагать, что, возможно, часть сульфатно-хлоридных отложений можно соотнести с фацией супралиторали (себхи), т.е. считать субаэральными образованиями. Следует заметить, что роль терригенных примесей в эвапоритах возрастает в юго-западных районах обрамления впадины.

Фации ангидритов и доломит-ангидритовых пород мелководья солеродного бассейна в направлении к центру впадины замещаются сульфатно-хлоридным комплек-

сом, образующим в разрезе «ритмопачки», где ангидрит-доломитовые и ангидритовые базальные горизонты отвечают трансгрессивным и начальным фазам регрессивных стадий цикла отложения эвапоритов. В то же время хлоридные соли (каменная соль, сильвинит, карналлит, бишофит и др.) отвечают заключительным фазам регрессивных стадий цикла галогенеза.

Самая верхняя часть хлоридных солей, залегающих обычно в последовательности, обратной той, что характерна для осадков из прогрессивно сгущающейся рапы солеродного бассейна, может быть отнесена к осадкам начала трансгрессивной фазы цикла галогенеза. Основную массу осадков, соответствующих фациям субаквальных эвапоритов, составляет каменная соль. Глубина отложения последней не превышала 30-50 м (по определениям газонасыщенности рапы во включениях в галите). Каменная соль здесь представлена разновидностью, отличающейся «лодочковой» структурой галита, кристаллизовавшегося на поверхности рапы, а также наличием сезонных прослоев галита, ангидрита (иногда пелита). Для каждого полного цикла, включающего калийные, калийно-магниевые и магниевые соли, характерны парагенетические ассоциации минералов, отражающие последовательность их выпадения из рапы: галит-сильвин-карналлит-кизерит-бишофит, галит-сильвин-кизерит-карналлит-бишофит, галит-сильвин-кизерит-карналлит. Каждый элемент этих рядов (колонок полного цикла галогенеза по М.Г. Валяшко) или их комбинация (определяемая физико-химическими закономерностями протекания процессов) может, видимо, рассматриваться как микрофация. В ряде случаев в составе эвапоритов в виде существенной примеси присутствует глинистое вещество, иногда образующее прослои галопелита и галопелит-ангидрита, отражая специфику фациальных условий. Она заключается в своеобразии состава пород в областях сноса и тектонической активности на ее территории.

В пределах распространения краевых фаций солеродного бассейна физико-химические условиях седиментации могут существенно меняться. Это определяется активностью водных масс, глубиной бассейна, масштабом поступления глинистого материала. При существенной роли последнего преобладали восстановительные условия, которые фиксируются зеленовато-буроватой или желтовато-коричневой окраской каменной соли, присутствием в составе первичной рапы включений до 50-200 мг/л двухвалентного железа, а в составе терригенных линз – единичных зерен пирита. Рапа бассейна в этих районах переходила в хлоридно-кальциевый тип.

Окислительные условия отложения солей характеризуются наличием «рубашки» гидроокислов железа на ангидрите, красновато-бурым цветом глинистой примеси и даже присутствием мелких пластиночек гематита в галите, карналлите или сильвине. Восстановительные условия, большие глубины бассейна характерны для начальных фаз галогенеза. Заканчивается цикл при окислительных условиях среды, глубинах не более 10-15 м (садка калийных солей) и слабо кислой реакции раствора (pH до 5,5-5,0).

Фации карбонатно-сульфатных, сульфатно-хлоридных и хлоридных солей удаленных от берега участков солеродного бассейна. Внутренняя часть бортовой зоны и центр впадины характеризуются увеличенными мощностями солей и доминированием хлоридных разностей. Этим фациям соответствуют ламинитовые доломит-ангидритовые отложения и значительно увеличенные мощности каменной и калийно-магниевых солей. Ламинитовые доломит-ангидритовые породы более всего характерны для филипповского времени и установлены для ряда базальных горизонтов ритмопачек в иреньских отложениях. Максимальный разрез этих отложений имеет мощность 70-80 м, возрастая в отдельных районах Прикаспия до 270 м. Максимальные мощно-

сти хлоридных солей (возможно до 2000 м) отлагались в иреньское время. Галит в этой фации представлен не «лодочковой», а «перистой» текстурой и зернистыми разностями донного происхождения и галитом высаливания. Как и для прибрежной фациальной зоны, здесь для отдельных интервалов времени было характерно накопление галопелитов.

Парагенетические ассоциации этой фациальной зоны: галит-сильвин-карналлит, галит-сильвин-кизерит-карналлит, галит-сильвин-карналлит-кизерит-бишофит. Наиболее полно эти парагенетические ассоциации установлены на Эльтонском месторождении калийных солей. Район Баскунчакской структуры характеризовался отсутствием в парагенезисах кизерита и бишофита.

Подводя итог рассмотрению пространственно-временных изменений фациальных условий раннепермской седиментации в изученном регионе, можно отметить следующее:

От начала ассельского века практически до кунгура в морском бассейне формировались четыре фациальные зоны, отличающиеся по составу осадков, их пространственному положению относительно областей сноса, морфологическим особенностям морского дна, водной активности и др.:

1. Зона распространения фаций алеврито-глинистых, алеврито-песчаных и песчано-гравелитовых прибрежных осадков активноводных участков моря с незначительной ролью заливно-лагунных фаций с ангидрит-доломитовыми осадками. В эту зону входит площадь развития сероцветной молассы Каракульско-Смушковской зоны сочленения мегавала Карпинского и юго-западного обрамления впадины, а также южное обрамление впадины, расположенное вблизи высоко приподнятых источников сноса.

2. Зона фаций известковых и доломитовых слоистых осадков морского мелководья с второстепенной ролью заливных и лагунных доломит-ангидритовых осадков. Распространена она широкой полосой, параллельной береговой полосе моря (в современном структурном плане – параллельно борту впадины).

3. Зона фаций известковых и доломитовых биогермных построек и зарифовых лагунных доломит-ангидритовых отложений, образуя, видимо, прерывистые цепи тел также параллельно борту впадины:

4. Зона фаций кремнисто-глинисто-известковых и доломитовых осадков относительно глубоководных участков моря распространена, в основном, в центральных частях впадины и внутренних частях бортовой зоны.

На границе биогермной и глубоководной (депрессионной) зон можно выделить участки склонов рифов, отличающихся преобладанием органогенно-обломочных структур известняков и доломитов. Мощность известняков нижней перми в зоне органогенных построек достигает 600 м.

Общей закономерностью для раннепермской эпохи является постепенная эволюция седиментации от преобладания фаций карбонатных и терригенных осадков активноводной среды морского бассейна с нормальным гидрохимическим режимом к заливно-лагунным фациям с хемогенной садкой доломита и ангидрита, завершившейся в конечном счете переходом бассейна в огромную осолоненную «лагуну» – солеродный бассейн.

Позднепермская эпоха

Отложения поздней перми изучены, в основном, в прибортовых частях Прикаспийской впадины. В Саратовской, Волгоградской областях, Астраханско-Калмыцком Прикаспии вскрыты разрезы этих отложений, существенно различающиеся по стратиграфической полноте и мощности. Бедность фаунистических остатков и, вследствие этого, условное проведение стратиграфических границ затрудняет восстановление фациальных особенностей отложений отдельных стратонов.

В уфимском веке на платформе сохранялся, по всей видимости, крупный остаточный морской бассейн с меняющимися уровнем вод, гидрохимией и очертаниями берегов. Соответственно этим изменениям наблюдалось сложное чередование во времени и в пространстве озерно-морских терригенных, терригенно-карбонатных и хемогенных осадков. В начале казанского века весь восток и юго-восток платформы испытал существенное погружение. Это отразилось в том, что при сохранении в отдельных районах своеобразия фациальных условий остаточного морского бассейна, они дополнились на значительных площадях переходом к морской седиментации с мелководными карбонатными и терригенными осадками. После незначительного перерыва в осадконакоплении, приходящегося на рубеж ранней и поздней казани, в позднеказанском времени вновь получают распространение осадки остаточного морского бассейна. И лишь после предтатарского перерыва начинается отложение терригенных красноцветных осадков континентального генезиса.

Несколько отличные условия седиментации в позднепермскую эпоху существовали в Прикаспийской впадине: в уфимский и казанский века здесь накапливались преимущественно хемогенные осадки, представленные, в основном, каменной солью с прослоями терригенного материала. На границе казанского и татарского веков произошел постепенный переход от хемогенной седиментации к терригенной. Предполагается, что хемогенная седиментация наиболее широко была распространена в северной и центральной частях Прикаспийской впадины. На востоке и юге под влиянием Уральских складчатых сооружений и кряжа Карпинского осуществлялась терригенная седиментация.

Таким образом, среди всего комплекса отложений поздней перми можно выделить генетические типы – переходный (от морского к континентальному), морской и континентальный.

В переходном типе отложений установлена *озерно-морская генетическая группа осадков* с фациями терригенных осадков остаточного озера-моря и терригенно-хемогенных и хемогенных осадков заливов и лагун этого бассейна (см. рис. 3).

Фации глинисто-алеврито-песчаных осадков остаточного моря-озера, описаны в северо-западном и западном прибортовых районах впадины, где встречены глины и алевролиты, условно отнесенные к уфимскому ярусу. Эти отложения характеризуются существенными вариациями состава, пестротой окраски. Их возраст датируется, в основном, по фауне остракод (*Darwinula prozera* Mand. и др.). Эти фации часто сменяются хемогенно-терригенными и чисто хемогенными осадками лагунных фаций (гипсоносными глинами, гипсом, или ангидритом, доломитом), которые часто становятся преобладающими. Мощность этих отложений в северном и западном обрамлении Прикаспийской впадины составляют 40-50 м, в Астраханско-Калмыцком Прикаспии она возрастает до 142 м.

Преимущественно терригенный характер морского осадконакопления отмечался в казанском веке в пределах Астраханского свода, Каракульского вала и Сарпинского мегапрогиба, где близко располагались источники сноса (Мовшович 1977, Стратиграфия ..., 1989). Этим фациям соответствуют аргиллиты и глины буровато-темно-серые, тонкослоистые, часто песчанистые с углефицированными растительными остатками, а также алевролиты и карбонатно-алевритистые глины. Их максимальная моцность достигает в этих районах 1,5-2 тыс. м. В пределах Шар-Царынской и Сухотинской структур вскрыты красно-бурые глины с прослоями песчаников. Существенная роль здесь периодически переходит к осадкам лагунных или нормальных морских фаций (галопелитам или мелководным известнякам).

Сходные литотипы установлены в казанских отложениях, вскрытых вдоль бортового уступа на площадях Ершовской, Ерусланской, Карпенской, Краснокутской, Хуторской, Ровенской и др.). Здесь присутствуют породы нижнеказанского подъяруса (калиновская свита, возможно низы гидрохимической свиты), представленные, фациями терригенных осадков остаточного озера-моря. Им соответствуют глины, алевролиты, песчаники разнообразных цветов и оттенков в различной степени карбонатизированных с остатками различных групп ископаемой морской фауны, однозначно указывающих на их казанский возраст (брахиоподы *Stepanoviella aff. hemisphaerium* (Kut.), *Aulosteges ? sp., Athyris sp. ind.* и др., фораминиферы *Dentalina sp., Nodosaria schykhanica* Lip., *Nodosaria krotowi* Tscherd и др. Неустойчивость фациальных условий отмечается в конце казанского века и подтверждается вариациями цвета, состава отложений, а также периодически проявляющимися фациальными замещениями, отражающимися в появлении линз и прослоев пелитоморфных известняков, доломита, ангидрита, соответствуя переходу либо к фациям мелководных известковистых осадков, либо к фациям лагун.

В Бузулукском прогибе разрез казанских отложений отличается стратиграфической полнотой. Здесь присутствуют гидрохимическая и сосновская свиты, представленные каменной солью и сульфатами. Верхняя часть соленосной толщи обогащена терригенным материалом. Мощность до 20 м.

В Прикаспийской впадине (Каменская, Бурлинская, Дьяковская площади) казанские отложения обогащены терригенным материалом. Средняя мощность соленосной толщи достигает 400-600 м.

Фации терригенных осадков остаточного озера-моря или связанных с ним мелких озерных бассейнов сменялись по латерали и во времени **фациями глинисто-сульфатно-доломитовых и сульфатно-доломито-соленосных осадков лагун и заливов остаточного озера-моря.** В уфимском веке в северо-западной и западной частях прибортовых районов впадины в лагунных условиях отлагались доломитовые глины, доломиты, гипс (или ангидрит) и галит (каменная соль). Часть последнего, впрочем, является эпигенетическим (особенно небольшие линзы и рассеянные в породе кристаллы).

В пределах северного борта впадины (скв. Дарьинские, Рожковские) в поздней казани доминируют фации хемогенно-терригенных и хемогенных осадков, сопоставляемых с отложениями гидрохимической и сосновской свит внешнего обрамления Прикаспийской впадины. Они сменяют во времени фации известковых осадков раннеказанского времени. Относительно длительное сохранение здесь заслоненных лагун привело к накоплению значительных мощностей каменной соли, ангидритов с прослоями аргиллитов и алевролитов. Для района южнее визейско-башкирского уступа северной бортовой зоны по данным Ю.А. Писаренко хемогенно-терригенные отложения замещают и раннеказанские карбонатные отложения калиновской свиты (Стратиграфия..., 1989). Их возраст датируется по находкам остракод *Darwinula fainal* Bel., *D. alexandrinae* Bel., *D. varsanofievae* Bel.

и др. Залегающие выше красноцветные алевролиты, глины и песчаники с прослоями мергелей, известняков (малокинельская и кутулукская свиты в Куйбышевско-Оренбургском Заволжье) содержат остатки двустворчатых моллюсков *Paleomutela obliqua*, *P. ovalis* Amal. и др.

Лагунные фации установлены для позднеказанского времени и на Перелюбской площади Дальнего Саратовского Заволжья, где соответствующие им отложения представлены ангидритами, доломитами с прослоями известняков. Сходные фациальные условия были характерны для разрезов казанских отложений, вскрытых на ряде площадей северо-западной части обрамления впадины в Приволжской моноклинали. Они представлены ангидритами темно-серыми и голубовато-серыми с редкими прослоями темнокоричневых алевролитов и серых глин.

В целом мощность отложений лагунных фаций во внешней части бортовой зоны, имеющих уфимский и казанский возраст, достигает 800 м. А в северной бортовой зоне – по специальности более 3000 м (см. рис. 3).

Особенности структур, текстур и состава отложений, соответствующих этим фациям, резкое преобладание среди них красноцветных разностей, значительные вариации состава рапы включений в галите от типично сульфатной до хлоридно- кальциевой позволяет подтвердить их связь с остаточным морским бассейном, отдельные участки которого могли либо опресняться, либо осолоняться при сохранении окислительной обстановки за счет малых глубин.

Возможно, заметную часть доломитов и ангидритов уфимского возраста следует относить не к лагунным, а к субаэральным отложениям себх, однако их недостаточная изученность не позволяет делать однозначного вывода.

В морском типе отложений установлены мелководно-морская и лагунная генетические группы осадков. Разделение лагунных отложений остаточного моря-озера и нормального морского бассейна крайне затруднительно, поэтому лагунные фации обеих групп описаны выше.

В мелководно-морской генетической группе осадков установлены **фации известково-доломитовых осадков активного мелководья.** Они более полно представлены на севере бортовой зоны и в Предуралье, где им соответствуют отложения калиновской свиты. В северной части Прикаспийского региона эти фации могут быть распространены на западном крыле Бузулукского прогиба. На Перелюбской площади казанским отложениям соответствуют органогенно-обломочные известняки со стеногалинной нижнеказанской фауной брахиопод *Stefanoviella aff. hemisphaeriu* (Kut.), *Aulosteges ? sp., Athyris sp. ind.* и др. Присутствие пелитоморфных и микрозернистых доломитов и, реже, ангидрита и галита, указывает на периодическое появление осолоненных лагун.

На Приволжской моноклинали с этими фациями связаны маломощные (5-10 м) карбонатно-сульфатные отложения позднеказанского возраста. Присутствие сульфатов (ангидрита) подтверждает общую тенденцию периодической смены нормально морских отложений лагунными, более резко проявленную для других районов.

В континентальных отложениях выделяется *озерно-аллювиальная генетическая группа* с фациями терригенных красноцветных озерно-аллювиальных осадков и хемогенно-терригенных и хемогенных осадков осолоненных озер. Их возраст датируется по находкам двустворчатых *Suchonella inornata* (Spizh), *S. parallela* (Spizh) и др., а так же по харовым водорослям *Stomochara abrasa* Said, *St. cubaea* Kis. и др.).

Фации глинисто-алеврито-песчаных красноцветных озерно-аллювиальных осадков установлены в татарских отложениях почти во всех, разбуренных скважинами районах. В пределах северо-западной части прибортовой зоны, в Дальнем Саратовском

Заволжье этим фациям соответствуют алевролиты, глины и песчаники с широким спектром окраски от темно-серой до красно-коричневой. Преобладают разности с горизонтальной слоистостью. Фациальные условия здесь постоянно изменялись: терригенные осадки периодически замещались терригенно-хемогенными и хемогенными, представляющими фации осолоненных озер. О чем свидетельствует наличие кальцитового, реже доломитового и ангидритового цемента. Фации терригенных красноцветов на северо-западе бортовой зоны и в Дальнем Саратовском Заволжье установлены во всех трех свитах, выделяемых в разрезах татарских отложений этих регионов (верхне-узенской, новослободской и луговской). Незначительные различия заключаются в присутствии в верхне-узенской свите линз и прослоев гравелитов, в новослободской – пелитоморфных известняков и известковистых глин, а в луговской – в возрастании роли доломитов и ангидритов. Это отражает изменения в фациальных условиях, заключающиеся в существенном увеличении роли осадков осолоненных озер.

Суммарная мощность татарских отложений в регионе (с учетом хемогенных разностей) достигает 870 м.

В Волгоградской области фации терригенных озерных и речных отложений татарского яруса известны в Красноярско-Ольховско-Нижнеиловлинской и Быковско-Луго-во-Пролейской структурно-фациальных зонах. Они представлены здесь алевролитами, известковистыми глинами и глинистыми известняками.

В Астраханско-Калмыцком Прикаспии отлагались глинисто-алевритовые осадки значительной мощности, представленные глинами, алевролитами серовато-коричневыми, темно-коричневыми, часто неоднородно карбонатными. Некоторые исследователи считают их отложениями лагун остаточного морского бассейна на основании присутствия в этом комплексе гипсоносных глин, гипса (или ангидрита), известковистых глин (Мовшович, 1977). Но судя по частой смене этих образований по площади и в разрезе, их следует относить к осадкам осолоненных озер.

На фоне преобладания глинистых осадков в пределах Астраханского свода, Каракульского вала и Сарпинского мегапрогиба узкой полосой протягиваются участки значительного возрастания роли песчаных осадков с признаками фаций речного аллювия (площади Бугринская, Садовая и др.).

Фации глинисто-сульфатно-доломитовых и сульфатно-доломитовых озерных осадков были широко развиты в татарском веке. В Астраханско-Калмыцком Прикаспии они даже преобладают в отдельных разрезах. В большинстве же случаев, соответствующие этим фациям гипсоносные глины, гипс (или ангидрит), доломит и доломитовая глина образуют небольшие линзы в красноцветных терригенных отложениях. Существенную роль этих фаций можно отметить и для северной части обрамления впадины (см. рис. 3).

Заканчивая рассмотрение закономерностей седиментации и распространения фаций в пермском периоде изученного региона, можно отметить следующее:

1. К началу раннепермской эпохи сохранился крупный морской эпиконтинентальный бассейн, унаследованный от каменноугольного с преобладающей карбонатной седиментацией и, в основном, сохранившимися соотношениями областей сноса и распространения фаций терригенных прибрежных, карбонатных, мелководных, карбонатных биогенных и глубоководных кремнисто-глинисто-карбонатных осадков.

2. Эволюция седиментации в раннепермскую эпоху выражалась в возрастании роли лагунных фаций, которые к концу артинского века стали преобладающими. Лишь переход бассейна в режим солеродного в верхнеартинское время привел к появлению среди осадков этой зоны моря ангидрита, характерного для лагунных фаций.

3. В иреньское время кунгурского века седиментация в регионе уже полностью определялась физико-химическими закономерностями морского галогенеза. В пределах всей прибрежной части солеродного бассейна преобладали фации сульфатно-доломитовых, сульфатных и хлоридных солей.

4. Компенсация наиболее погруженных зон бассейна (с фациями глубоководных осадков) происходила в иреньское время за счет выпадения соли из сгущенных растворов, образующихся преимущественно в зонах максимального прогрева и испарения вод бассейна в прибрежной полосе и последующего их накопления в понижениях дна.

5. В уфимском веке и второй половине казанского (возможно), частично и в татарском веке осадконакопление осуществлялось либо в пределах остаточного моря, либо в озерных бассейнах, связанных с ним. Фации нижнеказанских отложений отражают временный возврат седиментации к нормально-морским мелководным условиям и временное восстановление связи с бореальным океаном.

6. Немаловажную роль в большом разнообразии фациальных условий и в составе осадков позднепермской эпохи, вероятно, играли начавшиеся в это время перемещения соляных масс во впадине. Они привели к выводу на поверхность (или близко к ней) соленосных отложений, их размыву и накоплению в понижениях рельефа, а также осолонению отдельных горизонтов разреза при подземном выщелачивании солей.

7. В позднепермском бассейне седиментации выделяется два района, характеризующихся своеобразием фаций. Первый расположен в юго-западной, южной и юго-восточной части впадины, где в поздней перми преобладали терригенные осадки остаточного моря-озера и мелких бассейнов прибрежной равнины. Второй район – западная, северо-западная и северная часть обрамления Прикаспийской впадины и ее центральная часть, где преобладающее значение имели фации осолоненных лагун, озер с терригенно-хемогенными и хемогенными осадками.

8. Характерной чертой эволюции позднепермского бассейна седиментации было уменьшение роли осадков осолоненных лагун остаточного моря-озера к концу раннетатарского времени, как последних признаков пермского галогенеза в регионе. Произошел переход к преобладающему распространению фаций красноцветных континентальных осадков.

9. И в раннепермскую, и в позднепермскую эпохи в обрамлении крупных бассейнов с водами морского генезиса могли складываться условия формирования фаций себх с характерными для них хемогенными осадками. Однако достоверное их выделение пока затруднено.

1.2. Триасовый период

На изученной территории триасовые отложения развиты повсеместно и представлены 5-6 километровой толщей континентальных, солоноватоводных и типично морских образований. Особенности ее строения позволили выделить три крупных литолого-стратиграфических комплекса (Липатова, 1974): I – нижнетриасовый красноцветный, преимущественно континентальный; II – среднетриасовый, сложенный морскими солоноватоводными терригенно-карбонатными образованиями и III– верхнетриасовый, в состав которого входят пестроцветные и красноцветные породы континентального генезиса.

Вопросы, связанные в той или иной степени с изучением литологии, минералогии, фациальных особенностей пород и палеогеографии, рассматривались в работах Е.И. Соколовой и др. (1958), В.А. Гаряинова и др. (1964), И.Г. Лата и др. (1970), Е.В. Мовшовича (1974-1977), В.В. Липатовой и др. (1967-1990), В.Г. Очева и др. (1972-1995), З.А. Яночкиной и др. (1967-1999). Детальный литолого-фациальный анализ проведен впервые.

Раннетриасовая эпоха

В раннетриасовое время на исследованной территории преобладало континентальное осадконакопление в условиях аридного климата. В юго-западной и южной частях Прикаспийской впадины в толще континентальных пород прослеживаются типично морские известково-глинистые образования, являющиеся результатом ингрессии моря в оленекский век.

Континентальные толщи нижнего триаса, достигающие мощности порядка 1500-2000 м, отличаются как в разрезе, так и по латерали частым чередованием отложений различного генезиса: аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и др.

В аллювиальной генетической группе отложений выделяются следующие фации (Рис. 4).

Фации гравийно-песчаных и песчано-алевритовых осадков русел малых равнинных рек представлены обычно песчаными и алевритовыми образованиями красно-бурых и коричневых оттенков с неравномерным распределением гравийных зерен, либо скоплением последних в подошве слоя. Встречаются также отдельные линзы конгломератов. Гравийно-галечный материал состоит, в основном, из кварца, обломков кварцитов, кремнистых пород слабой или средней окатанности. Текстура песчано-алевритовых пород массивная или косослоистая. Глинисто-известковый цемент пигментирован гидроокислами железа. Общее количество терригенного материала в аллювиальных отложениях северных и северо-западных районов колеблется от 50 до 90%. Состав его весьма разнообразен: кварц, полевые шпаты, мусковит, биотит, обломки серицитовых микросланцев, гранитов, эффузивов, единичные зерна серпентинитов. В количестве 2-7% встречаются окатыши глин. Сортировка материала различная (коэффициент сортировки (S_o) изменяется от 2 до 4). Наиболее слабо отсортированные крупнозернистые осадки протягиваются полосой с северо-востока на юго-запад через Дергачевскую, Тепловскую и Питерскую площади. Именно для этих участков характерны осадки течений и мутьевых потоков (Яночкина и др., 1977). В песчано-алевритовых породах юго-западных районов (Бугринская, Шаджинская площади) состав обломочного материала несколько отличен.

Отдел	Ярус	Региональная шкала (горизонт)	Мощность, м.	Литологическая колонка	Тип отложений	Фации
Верхний	Карнийский-Норийский	Кусанкудукский Хобдинский Акмамыкский	0–238		Континентальный	Глинистых осадков заболоченных озер Алеврито-глинистых осадков осолоненных озер Алевро-глинистых осадков пресноводных озер Песчаных осадков русел малых равнинных рек
Средний	Анизийский - Ладинский	Мастексайский	40–74		Морской	Песчано-алеврито-доломитовых осадков осолоняющихся лагун Глинисто-карбонатных осадков заливов и лагун малоподвижного мелководья Органогенных известковых осадков удаленных от берега участков бассейнов. Алевро-глинисто карбонатных осадков удаленных от берега участков бассейнов. Алевро-глинистых осадков малоподвижного мелководья. Гравийно-известково-доломитовых осадков (шлейфы рифогенных построек). Песчаных и алевро-песчаных осадков прибрежно-активного мелководья.
		Индерский	20–250			
		Эльтонский	90–270			
Нижний	Индский – Оленекский	Баскунчакский	130–630		Континентальный	Гравийно-песчаных и песчано-алевритовых русловых осадков малых равнинных рек. Алевро-песчаных осадков прирусловых частей поймы. Алевро-глинистых осадков полупроточных и застойных стариц.
					Морской	Карбонатных органогенных осадков значительно удаленных от побережья участков моря. Глинисто-карбонатных осадков заливов и лагун малоподвижного мелководья. Алевро-глинистых осадков малоподвижного мелководья Песчаных и алевро-песчаных осадков активного прибрежного мелководья.
		Ершовский	220–720		Континентальный	Песчано-алеврито-карбонатно-глинистых осадков крупных водоемов (озер). Глинисто-карбонатных осадков заливающихся участков озер. Гравийно-известково-песчаных и гравийно-известковых осадков деловиальных потоков. Гравийно-песчаных осадков деловиальных потоков пологих склонов Гравийно-песчаных осадков проловиальных конусов выноса. Песчано-алеврито-карбонатно-глинистых осадков деловиальных потоков с фрагментами палеопочв. Песчаных осадков ветровой эрозии.

Рис. 4. Литолого-фациальная характеристика триасовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

Органические остатки	Климат	Трансгрессии Регрессии	Полезные ископаемые
Миоспоры	Гумидный		
Остракоды, двустворки, харофиты, остракоды, Кокколитофориды, позвоночные	Семиаридный до гумидного		
Остракоды, аммоноидеи, двустворки, харофиты, кокколитофориды, миоспоры, позвоночные	Аридный умеренно влажный		Нефть Газ
Остракоды, харофиты, конхостраки	Аридный засушливый		

Рис. 4. Продолжение.

В них велика значимость минеральных зерен, по сравнению с обломками пород, особенно кварца (до 30%) и полевых шпатов (до 40%). Присутствуют обломки пелитоморфных известняков, кремнистых пород, кристаллических сланцев, гранитов, карбонатизированных эффузивов и фрагменты монтмориллонитизированных и хлоритизированных туфов. Сортировка материала по-прежнему различная (S_o = 1,5-3,5). Обломочный материал свидетельствует о подавляющем влиянии юго-западных источников сноса, какими могли служить низкие горы Донецкого складчатого сооружения, а также вала Карпинского, поставлявшего обломки известняков, содержащих фауну каменноугольного возраста (Редичкин, 1961). Изучение гидродинамических условий формирования алеврито-песчаных пород бугринской свиты горы Б. Богдо Е.В. Мовшовичем (1974) и З.А. Яночкиной (1977) с использованием диаграмм Пассега показало, что они относятся к образованиям однонаправленных потоков волочения. Об аллювиальном происхождении песчаной толщи триаса горы Б. Богдо упоминали А.Н. Мазарович (1939), В.Г. Очев, С.П. Рыков и др. (1986).

Характерной особенностью руслового аллювия является залегание его со слабым эрозионным контактом на подстилающих образованиях. Выше по разрезу и по простиранию он быстро замещается пойменными и озерными образованиями (г. Б. Богдо, Царынская, Шар-Царынская площади).

Русловые образования с маломощными пачками алевролитов и пелитов описаны Г.И. Бломом (1972) и в южной части Волго-Уральской антеклизы. Формировались они за счет разрушения древних толщ западного и центрального Урала. Свидетельством этому служит обломочный материал, представленный кремнистыми и метаморфическими сланцами, кварцитами, эффузивами, гранитоидами и серпентинитами.

Фация алеврито-песчаных осадков прируслової части поймы представлена обычно более мелкозернистыми, по сравнению с русловыми, песчаниками и алевролитами красновато-коричневого цвета с голубоватыми и серыми разводами с горизонтально-волнистой слоистостью. Структура от псаммитовой до алеврито-пелитовой. Глинисто-карбонатный цемент пигментирован гидроокислами железа. Общее количество обломочного материала в алеврито-псаммитовых разностях 70-75%. Состав его полимиктовый. Преобладающее значение имеют обломки минералов: кварц (до 45%), полевые шпаты (10-27%), разнообразные слюды (до 11%), хлориты (до 16%). Среди обломков осадочных пород значительное место принадлежит глинам (до 20%), присутствуют обломки кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых микросланцев, гранитоидов. Сортировка материала хорошая и средняя (S_o = 2,2-3,5). Следы почвенных образований, ходы илоедов и текстуры взмучивания сближают эти осадки с аллювиально-делювиальными.

Фация алевро-глинистых осадков полупроточных застойных стариц по составу и генетически более тесно связана с озерными отложениями, чем с аллювиальными. В ее составе широко развиты буро-коричневые с голубоватыми пятнами и разводами алевролиты и зеленовато-серые глины. Текстуры тонко-горизонтально-слоистые. Наблюдается система полигональных прожилков оглеения субвертикальной ориентировки. Трещины, возникающие при осушении осадка, заполнены глинисто-карбонатным, а иногда и сульфатным веществом. Породы содержат растительный детрит, отпечатки листовой флоры, а также своеобразный комплекс остракод: *Darvinula ovalis* Gleb., *D. lacrima* Star., и др. (Липатова, Старожилова, 1968) и конхострак – *Vertexia tauricornis* Lutk. и др. (Лопато, 1985) .

Площадь развития постоянно функционирующей речной сети в раннем триасе была невелика. На значительной части территории господствующее развитие получили временно существующие водотоки и водоемы. Аккумулятивный материал эпизодически или

сезонно приносимый временными, в основном, нерусловыми потоками, В.П. Твердохлебов (1971) относит к равнинному пролювию. Аналогичные условия, характеризующиеся развитием временных потоков, реконструировал Н.В. Григорьев (1970) для Приволжской моноклинали. В связи с тем, что Воронежская антеклиза в раннем триасе представляла собой возвышенную денудационную равнину, в северо-западных и западных районах формировались, в основном, песчано-алевритовые и алеврито-глинистые образования, трудно отличимые от делювиальных. Лишь в юго-западных районах, граничащих с Донецкими складчатыми сооружениями, линзовидные прослои гравийных песчаников, залегающих в основании нижнего седиментационного цикла, с некоторой долей условности можно отнести к пролювиальным конусам выноса. Подобные конуса выноса описаны Е.В. Мовшовичем (1974, 1977) в районе Садовой и Пионерской площадей. Состав обломочного материала пролювиальных потоков непосредственно зависит от близлежащих областей сноса, указывая направление и дальность его переноса. Так, в составе обломков юго-восточных конусов выноса преобладают известняки, глины, граниты, кремнистые породы, кварц-биотитовые гнейсы, микрокварциты, туфы. На северо-западе среди обломков отсутствуют граниты, редко встречаются измененные туфы, появляются эпидотовые гнейсы и амфиболиты. Значительную роль приобретают обломки красно-бурых верхнепермских глин.

Воды временных потоков, широко разливались по равнине, образуя мелкие временные водоемы «лужи». В условиях аридного климата вода в них быстро испарялась, илы выходили на поверхность, покрывались трещинами усыхания – шло накопление осадков в такырах. К такырным образованиям Е.В. Мовшовичем (1977) отнесены глинисто-алевритовые породы красно-бурой окраски с тонкой горизонтальной слоистостью и трещинами усыхания, распространенные в западных районах Преддонецкого прогиба.

Делювиально-пролювиальная генетическая группа отложений представлена следующими фациями (см. рис. 4).

Фации гравийно-песчаных и песчано-алевритовых осадков делювиальных потоков склонов тяготеют к прибортовым частям впадины (Ершовская, Дергачевская и другие площади). Они представлены, в основном, плохо отсортированными, неокатанными или слабо окатанными обломками глин, известняков и доломитов, в сумме составляющих 50-80%. Встречаются обломки кремнистых пород (до 8%), содержащих реликты спикул губок. Цементирующая глинистая масса пигментирована гидроокислами железа. В юго-западных районах (Шаджинская, Шар-Царынская площади) среди терригенного материала наблюдаются обломки кварц-мусковитовых, кварц-эпидотовых и кварц-биотитовых сланцев (1-6%). Встречаются буро-красные перемятые, брекчированные породы с характерным сгустковым распределением алеврито-псаммитового материала, с обильными пятнами ожелезнения (5-10%). Аллотигенное глинистое вещество (30-40%) представлено гидрослюдой и хлоритом.

Обломочный материал свидетельствует о размыве осадочных толщ карбона и пермь, а также о разрушении воздымающихся соляных куполов.

Фации гравийно-известково-песчаных и гравийно-известковых осадков делювиальных потоков, представлены красно-бурыми породами, на 60-70% сложенными обломками глин и известняков (возможно карбонатных микроконкреций). Глинисто-алевритовый цемент составляет 20-25%, округлые стяжения гидроокислов железа 15-20%. Наблюдаются нитевидные растительные остатки, в большинстве случаев, замещенные карбонатным веществом. Реже встречаются углефицированные компоненты и скорлуповатые натеки с точечными включениями гумусового вещества. По-видимому, такой делювий возник в результате переотложения уже сформированных почвенных горизонтов и подпочв.

Фация алеврито-доломитово-известковых озерных осадков представлена смешанными терригенно-карбонатными породами зеленовато-серого цвета с включениями пирита. Обломочного материала в них обычно 35-40%, из них 10-12% известняков и доломитов. Встречаются обломки ангидритов-продуктов разрушения соляных куполов. Цементирующая часть состоит из светло-зеленого монтмориллонита и хлорита с примесью сгусткового кальцита и доломита. Пирит (10-12%) рассеян в глинистой массе. Сортировка и окатанность материала плохая.

В условиях аридного климата, господствующего в раннем триасе, в период засух сокращались акватории небольших рек и водоемов, полностью пересыхали наиболее мелкие из них. Аквальные осадки осушались и подвергались гипергенным преобразованиям, иногда шло формирование почв. Реликты почвенных горизонтов или отдельные черты почвообразовательных процессов можно наблюдать в западных (Котельниково-Чиляковская), и юго-западных (Шаджинская, Шар-Царынская) районах. Наиболее полно почвенные горизонты охарактеризованы нами на Кусан-Кудукской площади.

Такие образования можно отнести к **фации песчано-алевро-карбонатно-глинистых осадков делювиальных потоков с элементами палеопочв.** По внешнему облику это пестроцветные образования со своеобразными текстурными признаками: вертикальной пятнистостью, пористостью и комковатостью. Локально развиты округлые сгустки, представленные красно-бурыми маловодными гидроокислами железа, типа гетита, с примесью черных точечных включений гумусовых веществ. В карбонатно-глинистой составляющей часто видны округлые поры, выполненные доломитом и ангидритом, что связано с аридизацией климата. В глинистом веществе иногда отмечается до 60% аутигенного хлорита. Ветвистые выделения пелитоморфного кальцита развиты по тонкой корневой системе. Встречаются ходы роющих организмов длиной 0,3-10 мм. Вдоль стенок хода наблюдается небольшое уплотнение обломочных зерен. Ходы заполнены желто-бурым глинисто-железистым веществом. Отмечается шабазит и анальцим по трещинам.

На широкое развитие палеопочв в позднепермских и триасовых континентальных образованиях Европейской части СССР указывали В.И. Чалышев (1968, 1978), и Г.И. Блом (1975).

По направлению к центральной части впадины увеличивалось количество и размер опресненных водоемов. В них формировались **фации тонко-песчаных и алеврито-карбонатно-глинистых осадков крупных водоемов (озер),** описанных нами в центральных районах. Они имеют обычно серые и серовато-коричневые окраски, тонкую горизонтально-слоистую текстуру, которая подчеркивается распределением песчаного и алевритого материала. Наличие углефицированного растительного детрита (3-15%) и мелкочешуйчатых минералов, ориентированных согласно напластованию указывает на их спокойное осаждение в конечных водоемах стоках. Карбонатное вещество, чаще всего пелитоморфный кальцит, образует тонкие (0,1-0,2м) пропластки, либо рассеяно по всей массе породы. Комплекс остракод *Darwinula ovalis* Gleb., *Gerdalia wetlugensis* Bel. (Липатова и др., 1968–1982) указывает на неустойчиво-пресноводный характер водоема. На отдельных участках встречаются осолоненные озера, о чем свидетельствует наличие аутигенного доломита и ангидрита.

Фация глинисто-карбонатных осадков заиливающихся участков озер представлена темно-серыми и зеленовато-серыми глинами очень тонкогоризонтально слоистыми. Глинистое вещество, состоящее из гидрослюды, хлорита и монтмориллонита (80-85%) содержит включения углефицированных растительных остатков (УРО) до5-10% и пирита 3-5% в виде мелких кристаллов размером 0,01-0,05 мм. Карбонатное вещество представлено чаще всего пелитоморфным кальцитом. Слоистость подчеркивается ори-

ентированным параллельным распределением УРО, пирита и чешуек слюд. Среди органических остатков отмечаются харофиты (*Vladimiriella wetlugensis* Said., *V. globosa* Said. и др.) и конхостраки (*Cyclotunguzites gutta* Lutk. и др.).

В условиях аридного климата пустынь и полупустынь со слабо развитым растительным покровом имели место процессы эолового осадконакопления. Об этом косвенно могут свидетельствовать прослои хорошо отсортированного песчаного материала с матовой поверхностью зерен от пескоструйной обработки, минимальное содержание пылеватых частиц, отсутствие фауны и наличие свернутых такырных корочек. По мнению С.В. Мовшовича (1977), появление в юго-восточных районах среди плохо сортированных песчаников отдельных прослоев с хорошей сортировкой обусловлено эоловыми процессами. В бугринской и шаджинской свитах Пионерской, Садовой и Бугринской площадей встречаются песчаники, идентифицированные по комплексу признаков с эоловыми образованиями, описанными В.П. Твердохлебовым (1971, 1988) и Н.Д. Шминке (1975) в отложениях раннего триаса бассейна р. Самары.

Как было указано выше, в богдинское время из области Тетис в южную и юго-западную часть изученной территории ингрессировали морские воды, что связано с тектоническими движениями отрицательного знака. Наибольшие погружения испытала центральная часть Прикаспийской впадины (Узеньская зона, Арал-Сор и др.) и юго-запад (Сарпинский прогиб). В этих зонах шло накопление сероцветных терригенных и терригенно-карбонатных толщ, на долю которых приходится более 60% мощности разреза. Морские отложения обнажены в разрезе горы Б. Богдо, в районе озера Баскунчак и описаны в «Стратотипическом разрезе баскунчакской серии ...», (1972). Широко прослеживаются они также бурением и изучены на Владимирской, Бугринской и Шар-Царынской площадях. Максимальная мощность их 180 м. Морской генезис отложений обосновывается находками аммоноидей: *Doricranites bogdoanus* и *Tirolites cassianus*; а также двустворчатых моллюсков: *Myalina dalailame, Mytilus tuarkyrensis* и др. (Липатова, 1982).

В морских отложениях выделяются генетические группы осадков прибрежного мелководья и открытого морского бассейна с соответствующим набором фаций (см. рис. 4).

Фации песчаных и алеврито-песчаных осадков активного прибрежного мелководья присутствуют в виде отдельных прослоев песчаников и алевролитов мощностью 0,5-1,5 м. Залегают они обычно в нижней части трансгрессивного комплекса, сменяя красноцветные континентальные породы на серые, зеленовато-серые и голубовато-серые с красноватыми пятнами и прослоями. Текстура тонкогоризонтально-слоистая и с мелкой косослоистой штриховкой. Структура тонко- и мелкозернистая. Встречаются скопления битых раковин пелеципод, редкий растительный детрит. В тонких прослоях глинистого алевролита определены харофиты *Porochara triassica* (Said), *P. disca* (Kis.); в прослойках зеленовато-серого, глинистого песчаника найдены остракоды: *Darwinula longissima* Bel., *Clinocypris triassica* (Schn.). Иногда отмечаются ходы илоедов, по-видимому, в зонах отмелей. По составу породы полимиктовые или кварц-граувакковые. В них преобладают кварц (30%), полевые шпаты – 20-30%, обломки гранитов (до 6%), измененных туфов (6-15%), кремнистых пород (1%), реже глин и известняков. Окатанность зерен хорошая и средняя. Цемент кальцитовый поровый и реже соприкосновения.

Состав терригенного материала свидетельствует о преобладающем влиянии юго-западных источников сноса. Роль северо-западной и западной питающей провинции сводилась к поставке обломков осадочных пород.

Фация алеврито-глинистых осадков малоподвижного мелководья представлена глинами, составляющими 80% от общей мощности пород. Они образуют прослои от 0,1-0,4 до 1,7 м. Преобладающий цвет глин буро-серый с голубоватым и зеленоватым

оттенком. Состав их полимиктовый. Ведущими глинистыми минералами являются гидрослюда, магнезиально-железистые и железистые хлориты, подчиненное значение имеет монтмориллонит. Для глин характерна тонкая горизонтальная слоистость. По плоскостям наслоения часты присыпки и линзочки светло-серого алевритового и тонкозернистого песчаного материала, отпечатки и ядра пелеципод, створки остракод. Из двустворок определены многочисленные *Mytilus tuarkyrensis* Kipar., и редкие *Anodontophora fassaensis* Wiss.; из остракод: *Clinocypris lata* (Schn.), *C. triassica* (Schn.), *Darwinula conspecta* (Star.), *Gerdalia longa* (Bel.), и др. Текстуры пород тонко-горизонтально-слоистые, массивные с мелко- и крупно-оскольчатой отдельностью.

Фация глинисто-карбонатных осадков заливов и лагун малоподвижного мелководья представлена доломитовыми и известково-доломитовыми разностями глин с большой примесью алевритовых частиц и растительного детрита по плоскостям наслоения. Среди глин в виде тонких прослоек в 0,5-2 см встречаются глинистые известняки и доломиты светло-серого и серого цвета содержащие остракоды: *Clinocypris triassica* (Schn); *C. lata* (Schn); *Gerdalia ampla* (Mish.) и харофиты: *Auerbachichara starozhilovae* (Kis.), *Stenochara donetziana* (Said.), и др. Содержание обломочного материала в глинах и известняках изменяется от 2 до 15%. В спектре обломков количество полевых шпатов достигает 35%, хлоритов до 2%, кремнистых пород до 1%. Встречаются свежие зерна талька. Присутствуют фрагменты сланцев кварц-мусковитового и графит-мусковитового состава, обломки гранитов (до 6%) и туфов с ясно выраженной пирокластической структурой (6-15%); обломки глин, известняков и доломитов. Отсутствуют кварц-эпидотовые сланцы, так характерные для северо-западных районов. Явно прослеживается влияние юго-западных источников сноса. Присутствие в разрезах богдинской свиты как в известняках, так и глинах разрозненных остатков лабиринтодонтов связывали ранее с выносом их пресноводными потоками в прибрежную часть бассейна (Ефремов, 1928). Современные исследователи (Очев, Первушов и др., 1995) отрицают возможность длительного переноса трупов амфибий и считают непосредственным местом их обитания мелководные опресненные участки бассейнов.

Фация глинисто-карбонатных осадков западин дна открытых частей мелководного моря представлена в виде отдельных пачек и слоев разнообразных известняков, залегающих среди алевро-глинистых осадков вышеописанных фаций. Известняки состоят из разнозернистого кальцита с примесью терригенного материала песчаной либо алевритовой размерности. Содержание его колеблется в пределах 10-30%. Цвет пород меняется от буровато-серого, серого с желтоватым оттенком до серо-коричневого. Обломочный материал распределен неравномерно. Текстура либо беспорядочная, либо слоистая за счет ориентированного распределения органического детрита. В ряде случаев наблюдается пирит в виде мельчайших зерен или агрегатов неправильной формы. Скопление его обычно приурочено к фрагментам органики. Встречаются сильно глинистые известняки, как серые, так и пестроцветные, что связано с присутствием различных форм железа (Яночкина и др., 1977). Глинистое вещество состоит чаще всего из гидрослюды и хлорита, реже монтмориллонита. В этих породах определен богатый комплекс двустворок представленных видами *Anodontophora fassaensis*, *A. canalensis, Myalina dalailamae* (Vern) и др.

В тонкодисперсной глинисто-карбонатной массе под электронным микроскопом наблюдается значительное количество кокколитов-щитков кокколитофорид, выполненных кальцитом (Яночкина и др., 1981, 1996), что подтверждает формирование осадков в условиях открытого морского бассейна, имеющего связь с океаном (Лисицын 1974, 1988).

В разрезе Халганской скважины встречены своеобразные «известняковые гравелиты» светло-серого цвета с бурыми пятнами. Состоят они из обломков светло-серых и се-

рых пелитоморфных и микрозернистых известняков, размер которых колеблется от 0,3 до 1 см. Распределение обломков беспорядочное, лишь в отдельных участках отмечается нечеткая слоистость. Цементирует обломки микрозернистый кальцит с незначительной примесью глинистого вещества. По аналогии с описанными нами «известняковыми конгломератами», сложенными остатками шиповатых голотуриеподобных организмов, формировавшихся в оленекском бассейне Мангышлака и Устюрта (Яночкина и др., 1984), можно предположить их сходство.

Фации карбонатных органогенных осадков открытого мелководья и относительно глубоководных участков моря представлены несколькими типами известняков. Органогенно-детритовые известняки серые и светло-серые, крепкие массивные. Преобладающей частью их являются обломки раковин пелеципод, остракод, чешуя рыб распределенных в породе беспорядочно. Наряду с обломками встречаются и целые раковины двустворок: *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), *A. canalensis* (Cat.) и остракод *Clinocypris triassica* (Schn.), *Darwinula parva* (Schn.) и др. В морских известняках горы Б. Богдо определен богатый комплекс ихтиофауны: *Acrodus dunkeri* Auerb., *Hibodus plicatilis* Ag., *Lissodus aquilus* A. Min., *Ceratodus multicristatus lipavensis* Min., *Saurichtys sp.* и др.

Встречаются известняки, состоящие на 70-80% из остатков раковин пелеципод либо остракод. Створки моллюсков, в основном Anodontophora fassaensis, обычно сложены средне- и крупнозернистым кальцитом и ориентированы в одном направлении, создавая впечатление слоистости. Среди остракод определены *Clinocypris triassica* (Schn.), *Darwinula pseudooblanga* Bel., и др. Появляются примитивные представители цитерид – *Triassinella chramovi* (Schn.), получивших широкое развитие в морских отложениях среднего триаса. Значительное место принадлежит остракодово-кокколитовым и смешанным терригенно-карбонатным породам с ядрами илоядных организмов, внутренняя полость которых переполнена реликтами известковых кокколитов (Яночкина и др., 1997).

Существование морских условий на изученной территории в раннем триасе было кратковременным и, судя по комплексу органических остатков, приходилось на середину оленекского века. В конце раннетриасовой эпохи наблюдаются движения положительного знака, которые в северо-западной окраинной части Прикаспийской впадины зафиксированы перерывом в осадконакоплении, а в юго-западной – сменой морских условий на континентальные. На рубеже ранне- и средне- триасовых эпох континентальный режим вновь сменяется преимущественно морским солоноватоводным.

Среднетриасовая эпоха

На изученной территории среднетриасовые отложения представлены исключительно морскими солоноватоводными терригенно-карбонатным и терригенным комплексами пород. Осадконакопление связано с продолжающимся погружением Прикаспийской впадины и широкой трансгрессией морского бассейна из области Тетис. Наибольшее прогибание было сосредоточенно на юго-западе; на западе и северо-западе береговая зона ограничивалась бортовым уступом. Мощность морского среднетриасового комплекса на изученной территории колеблется от 200 до 480 м, нарастая от бортового уступа к центральной части.

В морских отложениях выделяются *генетические группы осадков прибрежного мелководья и открытого морского солоноватоводного бассейна с соответствующим набором фаций* (см. рис. 4).

Фации песчаных и алеврито-песчаных осадков прибрежного активного мелководья представлены базальными горизонтами в основании трансгрессивных циклов и прослеживаются в Саратовском Заволжье, в центральной части впадины (Эльтон, Арал-Сор и др.) и в нижней подсвите царынской свиты юго-западных территорий. Во всех указанных районах сероцветные морские песчанистые образования незначительной мощности залегают на пестроцветных континентальных толщах и перекрываются мелководными морскими. Цвет пород буровато-серый, коричневый, реже серый. Преобладают в основном мелко- и среднезернистые разности пород. Однако, в северо-западных районах встречены крупно- и разнозернистые песчаники. Количество обломочного материала в песчаниках и алевролитах изменяется в пределах 50-90%. По сравнению с нижнетриасовыми образованиями спектр обломков пород несколько сокращен. В то же время увеличивается количество таких минералов, как мусковит (до 1%), вермикулитизированный биотит (2-7%), весьма характерно разнообразие хлоритов. Роль выветрелого материала гидрослюдисто-монтмориллонитового состава резко возрастает (до 30-50%).

Среди полимиктовых песчаников выделяются аркозово-кварцевые разности, граувакковые аркозы и собственно аркозы. Олигомиктовые песчаники встречаются лишь в Саратовском Поволжье. Основным их отличием является доминирующее содержание кварца (более 50%). Полевые шпаты и обломки пород составляют 15-20%. Весь терригенный материал сильно изменен. Содержание лимонитизированных и глинизированных обломков увеличено до 15%. Иногда песчаники нацело сложены обломками известняков размером 0,1-1,0 мм (Эльтонская, Гмелинская и Бугринская площади). Цемент глинисто-карбонатный, участками халцедоновый, поровый, редко базального типа. Такие породы можно назвать известняковыми песчаниками.

Сокращенный спектр обломков терригенных пород, его состав и степень переработки свидетельствует о начавшейся пенепленизации окружающей суши и широком развитии кор выветривания (Гуцаки и др., 1969, Гудошников и др., 1970). Из органических остатков определены остракоды: *Darvinula lauta, D. postinornata, Gerdalia minuta* и др. Установлен комплекс харофитов (*Stenochara doneziana* (Said.) и др.) характерный для эльтонского горизонта.

Фации алевро-глинистых осадков малоподвижного мелководья представлены тонким переслаиванием алевролитов и глин. Глины, занимающие существенное место в строении толщ, в основном, серые, реже пестро окрашенные, алевритистые, неясно-слоистые, неравномерно известковистые. Текстура их изменяется от массивной до тонкослоистой. На плоскостях напластования видны мелкие обуглившиеся растительные остатки, многочислены остракоды: *Lutkevichinella bruttanae, Clinocypris vasiljevi, Darwinula miseranda* и др.; двустворки обильны, но в большинстве случаев неопределимы. В отличии от аналогичных фаций нижнего триаса, в составе глин ведущими минералами являются монтмориллонит и гидрослюда, появляются в незначительном количестве смешанно-слойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые фазы.

Алевролиты окрашены в светло-коричневые, реже темно-коричневые и буровато-серые цвета. По гранулометрическому составу выделяютя крупнозернистые и мелкозернистые разности, по минеральному составу они, в основном, аркозово-кварцевые. Текстура их обычно массивная, структура алевро-пелитовая, цемент глинисто-карбонатный базального или порового типа.

Обширный морской бассейн среднетриасового времени был мелководным, со спокойным гидродинамическим режимом и различной минерализацией вод по акватории (Яночкина и др. 1991). Это благоприятствовало формированию **фации глинисто-карбонатных осадков заливов и лагун малоподвижного мелководья,** представленных неравномерно переслаивающимися известняками и глинами.

Известняки серые, светло-серые, почти белые или голубоватые, зеленовато-серые, реже – сиреневато- и красно-бурые, глинистые, обычно доломитизированные. Цветовая гамма известняков является результатом присутствия различных форм железа в глинистой составляющей. Текстура пород массивная, при наличии растительного детрита – слоистая. Структура мелко и микрозернистая. Оранические остатки присутствуют в виде раковинного детрита, остракод (*Lutkevichinella bruttane, L. minora, Triasinella sp.* и др.), спикул губок, зубов и чешуек рыб. Всегда присутствуют органические остатки в виде раковинного детрита, спикул губок, зубов и чешуек рыб.

Глины коричневато-бурые, прослоями серые, песчано-алевритистые, известково-доломитовые, слоистые или комковатые. По составу гидрослюдистые с примесью хлорита, либо гидрослюдисто-монтмориллонитовые.

Слабая циркуляция вод приводила к возникновению в отдельных лагунах восстановительной и резко восстановительной сред. Для осадков характерны высокие содержания $C_{орг}$ (2-3%), значительные величины коэффициента восстановленности форм железа (К = 0,7-0,8), обилие обуглившихся растительных остатков, сопровождавшхся вкраплениями пирита.

В отдельных участках можно наблюдать формирование **фации песчано-алевритодоломитовых осадков осолоняющихся лагун.** На северо-западе они представлены песчаными доломитами светло-серыми, зеленовато-серыми с голубоватым оттенком, плотными, трещиноватыми, с редкими скоплениями обломков раковин. Иногда отмечаются сферолиты халцедона. Терригенного материала в них содержится 15-20%. Он представлен угловатыми зернами кварца, полевых шпатов, обломков кремнистых пород и ангидритов. Отсутствие дальнепринесенного материала, а также наличие в обломках ангидрита, свидетельствует о размыве местных источников- сводов солянокупольных структур.

В западных и юго-западных районах (Гмелинская, Шунгайская и Бугринская площади) фации представлены алевритово – доломитовыми образованиями серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком мелко и тонко-зернистыми, содержащими редкие раковины остракод: *Darwinula lauta, D. acmajica, Gerdalia minuta* и харофиты: *Stenochara donetziana* и др.

В центральных районах (Арал-Сор) это, в основном, глинистые тонкозернистые доломиты светло-серых и желтоватых оттеков с редкими органическими остатками.

Фации алевро-глинисто-карбонатных осадков удаленных от побережья частей мелководного морского бассейна формировались в условиях открытого моря и отличаются достаточно хорошей выдержанностью по простиранию. Слагая обычно середину трансгрессивных циклов, они представлены алевро-глинистыми породами с прослоями известняков.

Глины темно-серые, иногда зеленовато-серые, алевритистые. Встречаются известковистые и известковисто-доломитистые разности. Породы массивные, иногда тонкослоистые с включениями пирита и растительного детрита. В составе глинистых минералов, в отличие от аналогичных фаций нижнего триаса, преобладают монтмориллонит и гидрослюда, в значительном количестве присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые фазы.

Алевролиты обычно серые, темно-серые, реже бурые глинистые с обилием растительных остатков по плоскостям наслоения. Текстуры пород изменяются от массивных до тонкослоистых, структуры пелитово-алевритовые.

Карбонатные породы, слагающие основную часть фаций, весьма разнообразны. Наибольшим распространением пользуются алевро-глинистые известняки, но встречаются и песчанистые разности, сложенные кальцитом с примесью терригенного материала (до 15%). Цвет их обычно серый и буро-серый. Текстура неяснослоистая, при наличии

детрита – слоистая. Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, слюдами, обломками кремнистых пород. Зерна окатанные и полуокатанные, слабо корродированны.

Алевритистые и алевритовые известняки сложены пелитоморфным кальцитом с примесью терригенного материала от 0,5 до 30%, состав которого аналогичен таковому песчаных разностей. Цветовая гамма этих известняков довольно разнообразна от буро-коричневых, темно-коричневых до желтовато-зеленых, светло-серых, почти белых оттенков. Текстура пород массивная, либо слоистая. К органогенным фрагментам приурочены скопления пирита.

Фация органогенных известковых осадков наиболее удаленных от берега участков мелководного морского бассейна представлена несколькими видами известняков. Наибольшим распространением пользуются пелециподовые известняки. Это плотные светло-серые и серые породы, сложенные раковинами пелеципод, внутренняя часть которых заполнена глинистым материалом с реликтами кокколитов, сцементированных пелитоморфным и микрозернистым кальцитом или глинисто-карбонатным веществом. Терригенная примесь содержится в виде единичных зерен кварца, полевых шпатов и чешуек биотита. По всей породе рассеян микрозернистый пирит.

Остракодовые известняки обычно светло-серые, на 60-70% состоят из обломков и целых раковин остракод с незначительной примесью обломков створок пелеципод, выполненных микрозернистым кальцитом с включениями тонко-зернистого пирита. Среди остракод описаны *Pulviella aralsorica* Schl., *Glorianella culta* Star., *G. inderica* Schl. Харофиты представлены *Maslovichara lipatovae* Said., *M. magna* Said., *Stenochara saratoviensis* Kis. и др. Среди двустворок определены *Mitilus eduliformis, Pleuromya pulchra* и др. Комплекс органических остатков свидетельствует о принадлежности пород к индерскому горизонту.

Встречаются также органогенно-детритовые известняки. Существенной частью их (40%) являются обломки пелеципод, остракод, гастропод, косточки рыб и др. Органические остатки, погруженны в глинисто-карбонатную массу. Примесь терригенного материала, обычно алевритовой размерности, составляет всего 1-2%. Определенную роль играли кокколитово-остракодовые известняки, содержащие обломки раковин различных организмов.

Существование условий, благоприятных для широкого развития процессов карбонатонакопления и сокращение площади распространения терригенной седиментации в среднем триасе, связаны в целом с общей пенепленизацией западных и восточных областей сноса. Юго-западные источники (участки вала Карпинского), поставлявшие терригенный материал в раннем триасе, в среднетриасовую эпоху оказались перекрытыми морскими водами. Положительные движения в конце среднего триаса привели к распаду обширного внутриматерикового морского бассейна.

Позднетриасовая эпоха

Позднетриасовая эпоха в целом знаменуется постепенным отступлением моря из Палеокаспия и установлением континентальных условий седиментации. Верхнетриасовые отложения на рассматриваемой территории частично размыты в доюрское время, в связи с чем мощность их резко меняется. На северо-западе сохранившаяся мощность аралсорской серии нарастает от нескольких метров у бортового уступа до 250 м в районе Новоузенска. На западе мощность колеблется от 176 м на Гмелинской площади до 712 м

в районе Александрово-Кисловской. Мощность позднетриасового комплекса на юго-западе варьирует от 0 до 615 м (Сарпинская площадь).

Верхнетриасовый терригенный комплекс по строению близок нижнетриасовому – в основании седиментационных циклов здесь также залегают песчаники, которые вверх по разрезу сменяются алевролитами и глинами. В то же время, в отличие от трансгрессивного нижнетриасового комплекса, верхнетриасовый является регрессивным. Различны и климатические условия формирования отложений. Типично аридный климат раннего триаса в позднетриасовое время сменяется гумидным. Все это отразилось на формировании фаций со специфическими чертами, позволяющими отличить их от аналогичных нижнетриасовых.

На изученной территории в условиях обширной аккумулятивной равнины происходило накопление в основном терригенных континентальных отложений различного генезиса: *аллювиальных, озерных и озерно-болотных* (см. рис. 4).

Фация песчаных осадков русел малых равнинных рек представлена однородными 10-15 метровыми пачками песчаников, залегающих в основании седиментационных циклов, что отличает их от аналогичных фаций нижнего триаса, где наблюдалось тонкое переслаивание двух или трех литологических разностей. Характерно преобладание серых, реже пестроцветных окрасок, что также отличает их от нижнетриасовых красноцветов. Текстура пород массивная, реже косослоистая. Структура псаммитовая.

Состав песчаников северо-западных районов полимиктовый. Они содержат 20-30% кварца,10-15% полевых шпатов, 5-6% различных биотитов и 7-20% хлоритов. Среди обломков пород присутствуют разнообразные микросланцы (до 10%) и кристаллические сланцы (3-5%), кремнистые породы (2-9%). Наряду с явным увеличением эффузивов, снижается количество обломков глин (1-2%) по сравнению с породами нижнего триаса. Количество же глинистых комочков (фрагментов кор выветривания) увеличивается до 25%. Много обуглившихся растительных остатков (20-25%), что тоже резко отличает эти песчаники от нижнетриасовых.

Спектр обломков песчаных пород юго-западных районов, хотя и беднее, чем в аналогичных образованиях северо-западных районов, но довольно значителен и несколько расширяется по сравнению с нижележащими образованиями. Из обломков минералов много кварца (до 30%), плагиоклазов (до 12%), калишпатов (до 6%), мусковита и биотита (до 6%), хлорита до (32%). Среди обломков пород характерны метаморфические сланцы (5-7%), микросланцы (10%), гранитоиды (до 5%).

Формирование аллювиальных песчаных фаций с широким спектром обломочного материала связано несомненно с тектоническими подвижками на границе среднего и позднего триаса и расширением питающей провинции. Залегающие выше по разрезу песчано-алевритовые породы имеют уже более однородный олигомиктовый, а нередко и мономинеральный кварцевый состав, что объясняется широким развитием химической переработки материала на пенепленизированной окружающей суше, приводящей к возникновению зрелых кор выветривания.

Небольшие превышения пенепленизированных источников сноса не создавали благоприятных условий для формирования крупных рек. Они, видимо, не имели постоянно выработанного русла, часто его меняли, чем и объясняется широкое распространение различно отсортированных песчанистых осадков по площади седиментации.

Фация алевро-глинистых осадков пресноводных озер представлена глинами и алевролитами серых, буро-серых и зеленовато-серых цветов. От аналогичных озерных образований раннего триаса эти породы отличаются комплексом глинистых минералов (монтмориллонит + гидрослюда), а также обилием углефицированных растительных ос-

татков (15-20%), обуславливающих тонкую горизонтальную слоистость пород. Обилие растительных остатков, отпечатков стеблей и листьев свидетельствует о развитии растительного покрова в пределах водосборных площадей.

Фация алевро-глинистых осадков осолоненных озер представлена алевритами и глинами серых и реже буровато-серых тонов. Текстуры пород массивные или слабо горизонтально слоистые. Структуры алевро-пелитовые. По всей массе пород рассеян тонкозернистый доломит. Характерны высокие значения Sr/Ba отношения, равные 3-5.

Фация алевро-глинистых осадков заболоченных озер представлена углистыми глинами и алевролитами (Аванесовская, Спортивная и другие площади). Цвет пород серый и темно-серый, текстура тонкослоистая, структура алевропелитовая. Характерной особенностью является обилие углистого детрита (до 37%). В массе углефицированных растительных остатков определяются древесные формы. Фрагменты их тканей, частично замещеные кремнеземом (халцедоном) и имеющие волокнистое строение, достигают в длину 0,1-30 мм, в поперечнике – 0,8-15 мм.

Алевролиты серые, тонкослоистые. Обломочного материала в них 50-85%. Он представлен зернами кварца (до 20%), полевых шпатов (1-2%), обломками известняков, глин, кремнистых пород и микрокварцитов. Цемент поровый гидрослюдистого и хлоритового состава. Нередко отмечаются червеобразные аутигенные каолиниты, образованные в кислой среде, характерной для осадков болот. Аутигенный хлорит светло-зеленого цвета обычно заполняет все поровое пространство, часто образуя каемки и пленки вокруг зерен. Отмечаются также таблитчатые монокристаллы аутигенного хлорита в количестве 10-15%, реже 30%, размером 0,5-5 мм. Хлоритовый цемент иногда ассоциирует с мелкокристаллическим кальцитом. Встречаются породы с большим содержанием $C_{орг.}$ до 5-7%, с высокой степенью восстановленности железа (К = 0,94) и с обилием микроглобулярного пирита (10-15%). Для отложений озерно-болотных фаций верхнего триаса характерным является наличие железистых карбонатов в виде многочисленных радиально-лучистых новообразований сидерита (20-25%), иногда образующего маломощные (2-3 мм) прослойки, которые в нижнем и среднем триасе не встречаются. Состав болотных отложений отличается от состава аллювия резким сокращением количества полевых шпатов, вследствие их интенсивного замещения глинистыми минералами.

Отсутствие в алеврито-глинистых образованиях верхнего триаса остатков фауны может быть связано с развитием в заболоченных водоемах зон углекислотного заражения. Ибо трудно представить, чтобы в континентальных водоемах в условиях теплого климата с пышно произрастающей растительностью не обитала фауна. Можно предположить, что остатки организмов, имеющих известковистый скелет, в условиях диагенеза полностью растворились.

Обобщая данные по литолого-фациальной характеристике триаса, можно сделать следующие выводы.

1. Полифациальный состав отложений обусловлен сложными процессами седиментогенеза в условиях шельфового моря и низменной аккумулятивной равнины. Источниками сноса терригенного материала служили Донецкие и Уральские складчатые сооружения, Воронежский массив и вал Карпинского. Определенную роль играли местные источники – воздымающиеся соляные купола.

2. Различная тектоническая активность территории в отдельные отрезки времени, характер денудационных процессов на источниках сноса и климатические изменения наложили свой отпечаток как на формирование однотипных, но разновозрастных фаций, так и на ход осадконакопления в целом.

3. В раннетриасовую эпоху осадконакопление, проходившее в условиях засушливого аридного климата при значительном развитии процессов механической дезинтеграции пород на источниках сноса, характеризуется следующими чертами: преобладанием континентальных обстановок над морскими; присутствием в континентальном типе отложений полного генетического ряда фаций (эоловых, делювиально-пролювиальных, озерных и аллювиальных) с характерным для них набором признаков; преимущественным развитием в морском типе отложений терригенных и терригенно-карбонатных фаций прибрежного мелководья при подчиненном значении карбонатных фаций открытого мелководного нормально-морского бассейна.

4. В среднетриасовую эпоху осадконакопление, проходившее в условиях трансгрессии морских вод, постепенного увлажнения и гумидизации климата, а также в связи с начавшимися процессами пенепленизации питающей провинции, приобретает своеобразные черты. Преимущественное развитие получают солоноватоводные морские образования с полным набором терригенных и терригенно-карбонатных фаций прибрежного мелководья и значительной ролью органогенного карбонатонакопления в открытом морском мелководном бассейне; наблюдаются некоторые изменения вещественного состава пород, связанные не только с сокращением общего спектра терригенного материала, но и степени его переработки.

5. В позднетриасовую эпоху осадконакопление регрессивного бассейна, проходившее в условиях гумидного климата и широкого развития кор выветривания на пенепленизированной суше, характеризуется следующими чертами: широким развитием отложений континентального типа, представленных генетическими группами аллювиальных, озерных и озерно-болотных фаций; своеобразным зрелым составом терригенного материала, вплоть до образования олигомиктовых песчаников, а также наличием углисто-алевро-глинистых пород с сидеритом.

1.3. Юрский период

Юрская система на изученной территории представлена преимущественно средним и верхним отделами. Нижнеюрские отложения установлены лишь на юго-западе Прикаспийской впадины (Палеогеография..., 1975). Залегают они на разновозрастных отложениях от карбона до триаса. Геология юрских отложений освещена в работах В.Г. Камышовой-Елпатьевской (1947-1969); А.Н. Ивановой (1947-1969); В.Н. Николаевой (1958-1959); Е.А. Троицкой (1953-1989); Т.А. Дервиз и др. (1959); Г.В. Кулевой (1954-1996); В.И. Барышниковой (1959-1985); Т.Н. Хабаровой (1969-1998); Г.Н. Старцевой (1979); С.В. Мелединой (1986, 1987); И.Г. Сазоновой, А.Т. Сазоновым (1967) и др. Подразделение системы дано в соответствии с новой геохронологической шкалой фанерозоя и с существующей схемой, а также согласно зональной стратиграфии фанерозоя СССР (Андреева и др., 1991, Афанасьев, 1987).

В своей нижней части разрез (Рис. 5) представлен темно-серыми породами, насыщенными углефицированными растительными остатками (УРО), преимущественно песчаниками, алевролитами с прослоями глин и аргиллитов. Средняя юра представлена аналогичными породами, постепенно сменяющимися глинами песчанистыми и алевритистыми с прослоями известняков и с караваями сидерита. В разрезе верхней юры ведущее значе-

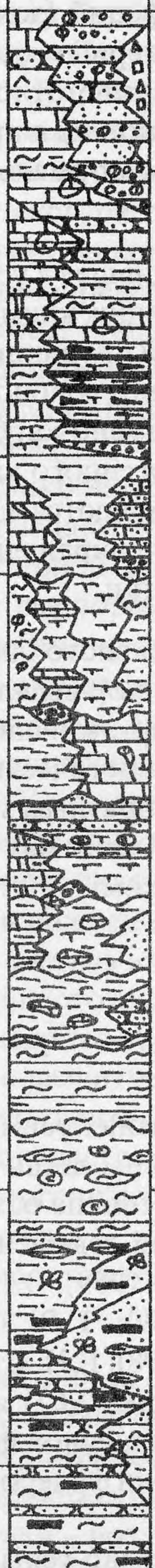
Отдел	Ярус, подъярус	Мощность	Литологическая колонка	Тип отложений	Фации
Верхний	Волжский, Верхний	0–500		Морской, переходный к континентальному	Пестроцветных песчано-алеврито-глинистых и брекчиево-песчаных проловиальных осадков. Песчано-гравийно-галечных и песчаных фосфатоносных осадков активного морского мелководья, авандельт, дельт.
	Волжский, Средний	0–237		Морской	Известковых, ракушняковых, органогенно-обломочных известково-алевритовых осадков отмелей и «твердого дна». Доломитовых, известково-доломитовых, глинисто-гипсово-доломитовых осадков осолоненных лагун. Глинисто-алеврито-песчаных известковых осадков умеренно активного мелководья, лагун и заливов. Глинистых осадков зон опреснения. Алеврито-глинисто-известково - сапропелевых осадков лагун, заливов и открытого мелководья с неустойчивой соленостью. Известково-глинисто-сапропелевых осадков впадин и депрессионных участков моря.
	Волжский, Нижний	0–15			Глинистых, известково-глинистых осадков впадин, удаленных от побережья. Песчаных осадков мелководья.
	Кимеридж-ский	0–10			Песчано-алеврито-глинисто-известковых, иногда фосфатоносных осадков активного мелководья лагун и заливов, зон восходящих течений типа апвеллинга. Глинистых и глинисто-известковых осадков впадин, удаленных от побережья.
	Оксфордский	0 - 129			Песчано-гравийно-галечных и песчаных фосфатоносных осадков активного мелководья и авандельт. Глинисто-гипсово-доломитовых осадков осолоненных лагун. Фосфато-известково-глинистых осадков зон восходящих течений. Известковых осадков малоактивного мелководья. Глинисто-известковых осадков впадин, удаленных от побережья.
Средний	Келловейский	1–195			Песчаных фосфатоносных осадков авандельт и активного мелководья. Глинисто-известковых осадков зон с активной гидродинамикой. Глинистых, известково-глинистых и алевритисто-глинистых осадков опресненных впадин, удаленных от берега.
	Батский	0–140			Алевритовых и глинисто-алевритовых осадков умеренно- и малоактивного мелководья, опресненных лагун и заливов открытого моря. Алеврито-глинистых осадков (с сидеритовыми караваями) в зоне смешения пресных и соленых вод.
	Байосский	70–220		Континентальный, переходный к морскому	Песчаных озерных и русловых осадков. Песчано-глинисто-углистых озерно-болотных осадков. Глинисто-алевритовых и алевритовых осадков умеренно- и малоактивного мелководья. Песчаных осадков активного морского мелководья.
	Аален-ский	0–100			Алеврито-песчаных прибрежно-морских и озерных осадков. Песчано-глинистых осадков малоактивного мелководья.
Нижний	Тоарский	0–300			Песчано-гравийно-галечных осадков дельт, авандельт, конусов выноса, песчаных и песчано-алевритовых осадков озер и активного морского мелководья. Углисто-глинистых осадков озер, болот, малоактивного морского мелководья.

Рис. 5. Литолого-фациальная характеристика юрских отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

Органические остатки	Климат	Трансгрессии Регрессии	Полезные ископаемые
Остракоды, фораминиферы, скопления бухий, Обломки белемнитов Переотложенные остатки аммонитов	От субгумидного и субаридного до аридного в южных районах		Фосфориты Глауконит Пески
Аммониты, брахиоподы, Двустворки, криноидеи, офиуры, остракоды, фораминиферы, кокколитофориды, рептилии	Гумидный до субаридного в конце фазы		Фосфориты Известняки Доломиты Горючие сланцы Известковые глины Фосфориты
Аммониты, белемниты, двустворки, остракоды, Кокколитофориды, фораминиферы и др.			Глины
Белемниты, двустворки, фораминиферы, кокколитофориды и др.	Гумидный теплый		
Аммониты, двустворки, Белемниты, спикулы губок, фораминиферы и др.	От гумидного до субгумидного и аридного в южных районах		Глины Известняки
Аммониты, фораминиферы, кокколитофориды	Гумидный теплый		Глины
Фораминиферы, кокколитофориды, споры и пыльца растений			Линзы угля
Двустворки, аммониты, остракоды, фораминиферы, споры, пыльца			
Единичные аммониты, споры, пыльца, остатки растений			
Споры, пыльца, фрагменты растений			

Рис. 5. Продолжение.

ние имеют глины известковистые с характерными прослоями известняков, фосфатоносных песчаников, а в зоне *Dorsoplanites panderi* сапропелевых глин и горючих сланцев (Кулева и др., 1983-1996; Яночкина и др., 1982-1998; Букина и др., 1978-1996).

По латерали периодически увеличивается роль известняков и песчаников, а начиная с зоны *Virgatites virgatus*, эти типы пород становятся ведущими. Верхний подъярус резко отличается появлением в известняках прослоев галогенно-сульфатных пород и песчанистых фосфатоносных конгломератов, фациально замещающихся континентальными пестроцветными песчаниками и брекчиево-песчаными породами.

Как видно из разреза (см. рис. 5), юрская система на рассматриваемой территории представлена комплексом образований единого крупного седиментационного цикла. На рубеже триасового и юрского периодов, вероятно, наблюдалась активизация тектонических движений с преобладанием поднятий, вследствие чего раннеюрские и ааленские отложения сохранились только в Астраханской мульде и в районе вала Карпинского. В Прикаспийской впадине в это время шел интенсивный рост куполов и формировался прибортовой уступ. Ранняя юра характеризуется локальными проявлениями континентального осадконакопления, а с позднебайосского времени почти на всей территории исследований устанавливается режим мелководного морского бассейна.

Раннеюрская эпоха

На территории исследований в раннеюрское время, как и в позднем триасе, были широко развиты континентальные ландшафты с преобладанием процессов денудации (Палеогеография..., 1967, 1975, 1992). По имеющимся отрывочным данным и по вещественному составу отложений, сохранившихся от размыва в отдельных останцах, могут быть выделены фации песчано-алевритовых осадков болот, озер, речных долин.

В тоарский век по материалам Е.А. Троицкой (1953-1959), на территории вала Карпинского и в восточной части Астраханского свода получили распространение морские фации северной акватории Мезотетиса. Грубость терригенного материала в осадках нарастала с юга на север, одновременно с увеличением количества углефицированных растительных остатков в зонах, где морской тип седиментации сменялся континентальным. Согласно представлениям Дервиз и др. (1959) море, подходившее с юго-запада, достигало лишь северного борта Прикаспийской депрессии, где располагалась прибрежная зона, формировались песчаные осадки активного мелководья и, возможно, аванделът.

Пески и песчаники характеризуются косой слоистостью, хорошей сортировкой материала, значительной окатанностью частиц. Они сложены кварцем с примесью измененных полевых шпатов, обломков кремнистых и кремнисто-глинистых пород, содержащих каолинит. Комплекс акцессорных минералов устойчивый. Фауна в песках не встречена, зато обильны споры, пыльца, остатки различных по величине углефицированных фрагментов растений. К доминантам относятся *Cassopolis* Ppf. (Сазонова и др., 1967).

Фации песчано-алевритовых озерно-морских осадков и зоны активного прибрежного мелководья были изучены И.Г. Сазоновой по керновому материалу скв. 3 на Каспийской площади. Они представлены плотными светло-серыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, содержащими споры папортникообразных растений и УРО. Мощность их в пределах вала Карпинского достигает 250-300 м, а в восточной части Астраханского свода колеблется от 0 до 114 м.

Фации углисто-глинистых осадков озер, болот и малоактивного прибрежного морского мелководья, представлены слоистыми и тонкослоистыми темно-серыми ар-

гиллитами и глинами с четко субпараллельной ориентировкой глинистых частиц, с примесью алевритовых зерен, кварца, рассеянных УРО, с линзочками угля. Глины, образующие тонкие прослои и линзы в песчано-алевритовых отложениях, отвечают кратковременному проявлению застойных условий седиментации в зарастающих западинных участках мелководного шельфа и приморских болот. Накоплению фрагментов тканей растений, вероятно, способствовало широкое распространение на приморской равнине заливных лугов и лесов. Времени наступления моря соответствуют слои с аммонитами *Corbis onesimei* (Сазонова и др., 1967).

Фации песчано-гравийно-галечных осадков прибрежного активного морского мелководья, представленные конгломератами, залегающими в основании толщи тоарских песчаников в пределах вала Карпинского, могли формироваться отчасти в условиях аванделът, дельт и конусов выноса.

Судя по вещественному составу, текстурам и характеру залегания нижнеюрские отложения накапливались в условиях приморской болотно-озерно-аллювиально-пролювиальной равнины, временами заливаемой морем. Наиболее мощные прибрежно-морские отложения (до 300 м), вероятно, приурочены к активно погружающимся межкупольным мульдам и впадинам в самой южной части рассматриваемого региона.

Среднеюрская эпоха

Начало среднеюрского времени связано с ааленской трансгрессией Мезотетиса, распространившегося с юго-запада рассматриваемой территории в пределы вала Карпинского, Астраханского свода и несколько севернее его. Осадки накапливались как в наиболее погруженных участках бассейна, так и в крайне мелководных. Сохранились зоны континентальной седиментации, которые постепенно сокращались, а в батское время море занимало уже почти всю восточную и юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы, и, вероятно, соединялось с бореальным бассейном (Палеогеография..., 1975, 1992).

Граница между нижней и средней юрой выражена нечетко, поскольку имеется сходство фаций, развитых в тоарском, ааленском и даже в байосском веках. Байосский возраст по данным палинологии имеет «гнилушкинская серия», выделенная еще А.Н. Мазаровичем в районе Доно-Медведицких дислокаций и детально изученная О.И. Киселевой (1993, 1999), В.Ф. Салтыковым, О.И. Киселевой (1990). В составе ее установлены **фации песчаных озерных и русловых осадков**, представленных светло-серыми слабо сцементированными и рыхлыми среднезернистыми песками, кварцевыми (до 95%) хорошо сортированными с хорошей и средней окатанностью частиц. Кварцевые зерна имеют следы растворения, что связано с интенсивными процессами выветривания пород в областях сноса в условиях гумидного климата (Гуцаки, Гудошников, 1969, 1970). Помимо кварца встречается 5-10% обломков кремнистых пород и кремней. Полевые шпаты редки (< 2%). Устойчивый характер минеральных ассоциаций подчеркивается повышенными содержаниями в составе тяжелой фракции ильменита, циркона, турмалина, рутила, дистена, силлиманита, лейкоксена, локально – ставролита и хромита.

Пески «гнилушкинской серии» по своим текстурным и вещественным особенностям являются преимущественно аллювиальными (Киселева, Салтыков, 1990). Однако часть прослоев, на наш взгляд, имеет признаки накопления в солоноватоводном бассейне, выраженные в обогащении пород и особенно прослоев глин пиритом (до 85% тяжелой фракции). По данным Страхова (1962) накопление больших или мень-

ших количеств пирита (или марказита) является характерной особенностью отложений морских и солоноватоводных бассейнов с водой, богатой SO_4 в отличие от пресноводно-озерных.

Принимая во внимание этот генетический признак, мы предполагаем, что формирование осадков «гнилушкинской серии» протекало в руслах рек, временами подтопляемых морем, и превращавшихся в авандельты, что вполне сопоставимо с данными Быстрицкой и Хлыстовой (1966).

В районе Доно-Медведицких дислокаций отмечены также **фации углистых песчано-глинистых озерно-болотных осадков,** представленных маломощными углями, бурыми гумусовыми и сапропелево-гумусовыми, сложенными полуразложившимися растительными остатками с примесью хорошо окатанного (принесенного реками) корродированного кварца и редко – обломков кремней. Появление в составе углей прослоев и линзочек, обогащенных известковыми кокколитами в сочетании с сапропелевым материалом, позволяет предполагать наличие периодической связи озер и болот с морским бассейном.

Глинистая составляющая рассматриваемых пород гидрослюдисто-каолинитовая с примесью монтмориллонита. Преобладание каолинита – индикатора кислых сред (Коссовская и др., 1964, Ратеев, 1964, Викулова, 1970), связано как с особенностями диагенеза угленосных осадков, так и с поступлением материала с кор выветривания. Это подтверждается наличием следов растворения кварца.

Озерно-болотные фации были развиты также в Волго-Уральской провинции на периферии бассейна (Дервиз и др., 1959), в зонах континентального осадконакопления, а также на северной окраине Мезотетиса, где известно несколько месторождений угля (Полянский, 1989).

В разрезе байоса наблюдаются **фации песчаных осадков активного прибрежного мелководья,** представленные серыми и темно-серыми песками и песчаниками мелко-, средне, и крупнозернистыми с горизонтальной, реже, с косой слоистостью, полевошпатово-кварцевыми с обломками кремнистых пород, оолитами шамозита, с глинисто-кальцитовым цементом. В подошве песчаников встречаются редкие желвачки фосфоритов, что наряду с появлением шамозита подтверждает морской генезис осадков и развитие в них слабовосстановительных условий раннего диагенеза. О близости суши можно судить по обильной примеси УРО.

Фации глинисто-алевритовых и алевритовых осадков умеренно- и малоактивного мелководья представлены алевритами и неравномерно алевритистыми глинами, которые в разрезах байоса и низов бата имеют коричневато-серую окраску, а в верхней пачке бата – желтовато-серую, что объясняется постепенным уменьшением в составе пород углефицированных растительных остатков. В алевролитах встречаются прослои тонко-отмученных глин, образованных в периоды кратковременного изменения гидродинамического режима бассейна до застойного.

Морской режим в конце батского века становится более устойчивым и широкое распространение на территории исследования приобретают **фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов,** а также **открытого мелководья.** Они выражены в накоплении глин, серых, темно-серых, часто с коричневатым оттенком, тонко отмученных с тонкими прослоями песчано-алевритовых пород, с линзами неравномерно кристаллических известняков, ракушняков и песчаников, а также глин серых и голубовато-серых плотных, неизвестковистых с прослоями и линзами алевролитов.

Состав байосских и батских глин несколько отличен. Так в байосских отложениях ведущим минералом является каолинит, почти утративший псевдогексагональную фор-

му. Присутствует изометрично пластинчатая гидрослюда (со сглаженными контурами и непрозрачная для электронов), расплывчатые гидрослюдисто-монтморрилонитовые частицы и смешанно-слойные неупорядоченные образования. В батских глинах в районе Малинового оврага пелитовые частицы примерно на 50% сложены гидрослюдой, на 30% – монтмориллонитом и на 20% – каолинитом.

Алевритовые частицы в байосских глинах представлены устойчивыми минеральными ассоциациями, тогда как в батских глинах и алевритах заметно увеличивается количество полевых шпатов (20%), а в тяжелой фракции – малоустойчивого эпидота (28-43%). Такие изменения в составе терригенного материала свойственны районам Саратовского и Волгоградского Поволжья. В восточных районах (Бузулукская впадина) батские глины содержат амфиболы и пироксены, обломки серпентинитов. Вероятно, сказывается влияние переотложенного Уральского материала. Присутствие неустойчивых компонентов на фоне значительного количества каолинита, галлуазита и других конечных продуктов выветривания пород, связаны с некоторым оживлением положительных тектонических движений в областях сноса.

Литолого-фациальный анализ среднеюрских образований изученного региона показал, что в их составе преобладают осадки активного и умеренно-активного морского мелководья с элементами заливно-лагунных, озерных, болотных и русловых обстановок. Источниками сноса служили равнинные участки суши, покрытые мощным чехлом кор выветривания и отдельные блоки относительно свежих осадочных пород, скорее всего, красноцветов перми и триаса.

Локальное развитие в среднеюрское время известняков и небольшая толщина их прослоев, некарбонатный состав глин и наличие крупных сидеритовых конкреций и «караваев», образованных на стадии раннедиагенетического преобразования осадков, свидетельствуют об отложении их в условиях периодически опресняющихся лагун и заливов. Речные воды были обогащены растворенным железом, вследствие разложения темноцветных минералов в условиях гумидного климата, свойственного всему юрскому периоду (Синицын, 1976). Подтверждением тому служат находки псевдоморфоз сидерита по интенсивно гидратированным чешуйкам биотита и хлорита. На стыке пресных и соленых морских вод создавались геохимические барьеры, способствующие коагуляции железосодержащих растворов.

Все изложенные факты отражают картину постепенного установления на юго-востоке Восточно-Европейской платформы не вполне устойчивого морского режима осадконакопления. Доказательством проявления морских обстановок в среднеюрском бассейне седиментации свидетельствуют находки в ааленских отложениях аммонитов *Leioceras opalinum, Grammoceras costulatum*, двустворчатых моллюсков *Astarte aalensis, A. opalina, A. voltzi, Corbula obscura, Mytiloides amigdaloides, M. dublus* и др. (Сазонова, Сазонов, 1967; Курлаев и др., 1985). Среди фораминифер различными авторами установлены *Ammodiscus sulcatus, Trochammina squamataformis, Lenticulina crepidula, L. oculata, Flabellina obliqua, Praelamarscina humulis, Reinholdella dregeri* (Дервиз и др., 1956).

В байосских отложениях Прикаспийской впадины были встречены аммониты *Parkinsonia parkinsoni, P. doneziana, Meleagrinella doneziana*, другая морская фауна – *Astarte voltzi, A. pulla*. Из фораминифер в Нижнем Поволжье широким распространением пользуются *Garantella, Ammodiscus subjurassicus*, различные виды из рода *Lenticulina*. Этот же комплекс встречается в нижних слоях бата совместно с аммонитами *Parkinsonia wurttembergia*.

В батских алеврито-песчаных отложениях совместно с аммонитами *Pseudocosmoceras michalskii* встречаются скопления эндемичного вида фораминифер *Ammodiscus bamicus*

(Старцева, 1979), свидетельствующих о временном сокращении и опреснении бассейна, который на востоке граничил с приморской равниной, покрытой торфяными болотами и другими континентальными образованиями (Дервиз и др., 1956). В них зафиксированы следующие виды флоры: *Cladophlebis arqutula, C. denticulata, Equesetites beanii, E. aff. comnaris, Nilssonia sp., Desmophyllum sp.* С батского века начинается резкое разделение бассейнов на две зоогеографические провинции, характеризующиеся различными климатическими условиями-северной (бореальной) и южной – средиземноморской.

Фации глинистых, известковисто-глинистых и алевритисто-глинистых осадков впадин, удаленных от побережья формировались в раннем и среднем келловее. Они представлены глинами серыми, коричневато-серыми, темно-серыми, массивными, слоистыми, с тонкими прослоями светло-серого слюдистого алеврита. Главная особенность этих отложений – небольшое содержание CaO (от 1 до 5%) в составе пелитового вещества и наличие крупных известковых конкреций, четковидно распределенных по слоям. Такие отложения были изучены нами в разрезе Малинового оврага. В них установлены массово представленные фораминиферы *Lenticulina, Epistomina, Saracenaria, Planularia* и др. Глины здесь коричневато-серые, прожилками и пятнами окрашенные гидроокислами железа, слабо алевритистые (1–4%) с глинисто-карбонатными конкрециями диаметром до 0,1 – и толщиной до 0,05 м, содержащми раковины аммонитов (*Kosmoceras, Sigaloceras, Rondiceras* и др.), двустворчатых моллюсков.

Выше по разрезу они сменяются глинами желтовато-серыми с ржаво-бурыми прожилками и пятнами, неравномерно-пигментированными гидроокислами железа, с линзами и прослоями алевритов. В средней части слоя наблюдается два выдержанных уровня глинисто-известковых конкреций чечевицеобразной формы. Более мелкие (до 0,2 м по длинной оси), приурочены к нижнему уровню, крупные (до 0,4–0,5 м) к верхнему. Выше конкреций глины становятся отчетливо известковистыми. По всему слою наблюдаются раковины аммонитов (*Erimnoceras, Peltoceras, Quenstedtoceras*), двустворчатых моллюсков, обломки крупных белемнитов, редкие остатки брахиопод, среди фораминифер отмечаются *Haplophragmoides infracalloviensis, Guttulina tatariensis, Recuvoides ventosus, Lituotuba nodus, Marginulina mjatliukae, Dentalina plebeja, Nodosaria costulate, Lenticulina cideras, L. tumida, Planilaria tricostate, Triplasia agglutinans, Planularia collicata* и др.

Глины коричневато-серые на 90-98% сложены пелитовым веществом с оптически ориентированными глинистыми частицами, представленными преимущественно гидрослюдой (~50%), монтмориллонитом (до 30%) и каолинитом (20%). Содержание алевритовых частиц и тяжелых минералов крайне низкое. В некоторых прослоях резко увеличена роль фрагментов глинизированных пород и минералов. Детальное изучение глин с помощью просмотра реплик на электронном микроскопе показало, что для этих пород характерны реликтовые кокколитовые наноструктуры. Плохая сохранность известковых кокколитов в осадках может быть связана с несколькими факторами: с периодическим углекислотным заражением вод, с их охлаждением донными течениями, а также с опресняющим влиянием речного и дождевого стока. Об опресненном характере бассейна можно судить по наличию в составе пород аутигенного барита, по преобладанию в глинах бария над стронцием и по существенной роли агглютинированных раковин фораминифер наряду с секреционными (Кулева и др., 1989). Свободное сообщение с бореальным бассейном способствовало периодическому охлаждению придонных вод.

Судя по составу отложений, в северных и северо-западных районах средняя юра представлена фациями относительно глубоководных глинистых (140-180 м), а в юго-восточных –песчано-глинистых осадков (до 400 м). На юго-западе располагалась зона

относительно мелководных песчано-алевритовых осадков (30-200 м). Мелководно-морские, озерные, русловые глинисто-песчаные осадки (200-300 м) выявлены в северо-восточной и центральной части Новоузенского прогиба.

Позднеюрская эпоха

В начале эпохи море, соединяющееся с бореальным бассейном и распространившееся на всей изученной территории, было довольно мелким. Однако в оксфордском и волжском бассейнах встречались участки с глубоководным режимом седиментации. Обмеление наметилось в северных акваториях к средневолжскому времени, а в поздневолжское время регрессия охватила весь бассейн. Источниками сноса служили отдельные пенепленизированные участки Воронежского свода и плоские возвышенности Татарско-Башкирского свода, что и определило накопление в разнообразных ландшафтных обстановках тонкодисперсных осадков, кажущихся, на первый взгляд, довольно однородными.

Детальное изучение глинисто-карбонатных и других пород верхней юры, их тонкого строения и состава, позволило установить, что их формирование протекало не только в акваториях, значительно удаленных от побережья – во впадинах и депрессиях, но также на открытом мелководье, в заливах и лагунах.

Фации песчано-гравийно-галечных и песчаных фосфатоносных осадков активного мелководья и аванделът представлены конгломератовидными темно-, зеленовато-, буровато- и светло-серыми неравномерно зернистыми песчаниками, с интракластами фосфоритов гравийной и галечной размерности с глинисто-карбонатным и карбонатно-фосфоритовым цементом. Текстура пород массивная и неяснослоистая с элементами косослоистой. Толщина слоев варьирует от 0,1 до 12 метров. Отмечена их приуроченность к границам ярусов и подъярусов верхнеюрских образований (см. рис. 5).

Примером таких фаций являются песчаники нижней фосфоритовой плиты зоны *Dorsoplanites panderi*. Они сложены неравномерно зернистым, чаще – мелкозернистым материалом. Размер частиц колеблется от 0,08 до 0,4 мм. Иногда песчаные зерна сконцентрированы в ходах илоедов. На состав компонентов влияют как местные, так и удаленные источники сноса. Так у совхоза Глушицкий в Самарской области количество кварца составляет около 20%, полевых шпатов – менее 10%, много обломков кремнистых пород с тонкозернистой, неравномерно кристаллической и реликтовой биогенной структурой (примерно 50%), 10-15% составляют фрагменты рыхлых глинисто-кремнистых и кремнистых пород, в том числе с витрокластической структурой. Встречаются единичные обломки хлоритово-кварцевых, мусковито-хлоритово-кварцевых микросланцев, а также эффузивов среднего состава. Восточнее, на Чаганской площади, появляются обломки гранитоидов, аргиллитов, увеличивается роль метаморфических пород, эффузивов – типичных компонентов терригенных пермских красноцветов (Липатова, Яночкина и др., 1990). По направлению к источникам сноса степень полимиктовости материала возрастает. Акцессорные минералы в фосфатоносных песчаниках высоких концентраций не образуют.

Несколько отличаются от описанных выше **фации осадков крайне мелководной зоны** с подавляющим влиянием местных источников сноса. В этом случае в песчаниках преобладает переотложенный материал подстилающих отложений вместе с фосфоритами, включающими микрофауну оксфордского и кимериджского возраста (Дрожжева, 1955). Обычно такие осадки слагают самую нижнюю часть фосфоритовой плиты. Выше залегают песчаники преимущественно с аутигенными фосфоритами в виде желваков, ин-

крустационных каемок вокруг терригенных зерен. Обильны костные остатки, обломки спикул губок, фекальные пеллеты, чешуя и зубы рыб, ядра пелеципод, гастропод, аммонитов, заселявших бассейн.

Наиболее распространенными аутигенными минералами песчаников и «конгломератов» являются пирит и глауконит. Последний бывает отсортирован и окатан наряду с другими терригенными частицами в результате повторного взмучивания. Иногда можно различить, что он развит по обломкам железосодержащих глинистых пород, туфов, туффитов и эффузивов среднего ряда. Содержание глауконита местами достигает 30-40%. Это типичный минерал тонкой окислительной пленки осадков, богатых ОВ, внутри которых господствуют восстановительные условия и образуются сульфиды (Страхов, 1960-1962).

Пирит наблюдается в виде агрегатов с фрамбоидальной и вторичной кристаллической структурой, активно замещает сапропелевое ОВ, колонии водорослей, фораминифер, обломки древесины и мелкие УРО, фрагменты железосодержащих пород и минералов. Линзы пирита местами достигают в поперечнике одного метра. Аутигенные и терригенные компоненты погружены в глинисто-известковистое вещество, пронизанное ходами илоедов, несколько отличающимися по составу. Одни ходы обогащены глинистыми минералами (монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом с примесью каолинита) другие – известковистыми кокколитами.

Совместное присутствие пирита, глауконита, фосфатов в интенсивно биотурбированных осадках свойственно областям с крайне низкой скоростью осадконакопления (Фролов, 1984), где материал переотлагается неоднократно во время волнений. Локально проявлялись обстановки «твердого дна» с активным подводным выветриванием. Механизм образования фосфатоносных песчаников подробно изучен Казаковым и Батуриным. Наиболее интенсивно фосфатонакопление осуществляется на глубинах 50-120 м при обязательном влиянии восходящих течений (Славин, Ясаманов, 1982).

Осадки *генетической группы лагун и заливов* отличаются от прибрежно-морских более тонким гранулометрическим составом и широким спектром фаций, характеризующих нестабильность динамики, солености, температуры вод и других параметров среды. В этой генетической группе выделен ряд фаций, парагенетически связанных с осадками открытого мелководья (см. рис. 5).

Фации алевритово-глинистых и алевритовых, участками фосфатоносных или кремнистых осадков мелководья, лагун и заливов имеют локальное распространение, образуют прослои в кимеридж-оксфордской известковой части разреза в Сарпинском прогибе, в глинах кимериджа в Марксовской впадине и в разрезе опорной скважины в Новузенске. Кимериджские слои, в которых встречаются горизонты фосфатоносных осадков на севере Прикаспия, имеют толщину 6-15 м, а в Новоузенской впадине – до 45 м. Они представлены серыми, темно-серыми песчаниками и алевролитами, по составу близкими описанным выше фосфатоносным песчаникам, но отлагавшимся дальше от берега. Низкое содержание в них карбонатов обусловлено формированием в опресненных участках бассейна.

Фации алеврито-глинистых и глинистых осадков опресненных лагун и заливов были широко распространены в средневолжское время. Породы имеют линзовидное залегание, детально изучены в верхней части разреза сланценосной толщи. Представлены глинами слабо известковистыми, иногда декарбонатизированными до бескарбонатных (Букина, 1988), с неравномерно распределенной примесью алевритового материала. Впервые они были выделены в ходе литолого-фациального изучения сланценосной толщи (Кулева и др. 1983). Установлено, что наибольшее развитие такие фации получили на

Чаганской площади, и, вероятно, в других периферических районах Волжского бассейна. Они являются типичными образованиями регрессирующего морского бассейна со стагнированным режимом.

Глины обладают микролинзовой микроструктурой с субпараллельной оптической ориентировкой частиц, повышенной концентрацией слюд, хлопьевидной и реликтовой кокколитовой наноструктурой, содержат 3-6% $C_{орг}$. По данным рентгеноструктурного анализа в них определяется монтмориллонит с магниевым поглощенным комплексом, гидрослюда с разбухающимися пакетами, каолинит, почти свежий хлорит. В составе алевритовых частиц преобладает кварц, по направлению к источникам сноса увеличивается роль полевых шпатов и обломков пород. Всегда присутствуют комочки глин, переотложенные с ближних отмелей. В комплексе аутигенных минералов обилен пирит (до 7% алевритовой фракции), что связано с резко восстановительной средой диагенеза. Имело место новообразование глинистых минералов, сопровождающее растворение карбонатов. О наличии карбонатов в исходных осадках лагунных и заливных фаций можно судить по реликтовым кокколитовым наноструктурам глин. Активное растворение карбонатов в рассматриваемых осадках протекало как в связи с опреснением, так и в результате углекислотного заражения придонных вод, что всегда имеет место в ходе разложения органического вещества (Жижченко, 1969, 1974).

Аналогичные явления были подмечены В.И. Барышниковой (1978) в глинах мелового возраста и в современных заливно-лагунных осадках Черного моря по преобладанию остатков фораминифер с агглютинированной раковиной.

Фации глинисто-алевритово-песчано-известковых осадков умеренно активного мелководья, лагун и заливов с нормальной соленостью были распространены в конце фазы *Dorsoplanites panderi* и особенно в мелководном бассейне времени *Virgatites virgatus*. Они представлены чередованием сильно песчанистых, либо алевритистых биогенно-детритовых известняков, глинисто-известковых песчаников и алевролитов. Наряду с кварцем, полевыми шпатами и редкими обломками пород в них присутствует большое количество переотложенных фрагментов раковинного детрита и глинисто-кокколитового ила. Породы имеют следы интенсивной биотурбации, содержат большое количество целых раковин аммонитов и их фрагментов, остатков пелеципод, гастропод. Среди фораминифер преобладают формы с кальцитовыми секреционными раковинами, что подтверждает нормальную соленость бассейна (Кулева и др., 1989).

Грубость материала нарастает по направлению к северным и северо-восточным источникам сноса. Повышено содержание глауконита – продукта гальмиролитической переработки осадков, сформированных на небольшой глубине в условиях низкого темпа седиментации (Фролов, 1984). Рассматриваемые фации широко развиты в районе сел Орловки, Коцебу и на других площадях. Мощность пластовых и линзовых тел не превышает 2 м.

Фации алевритово-глинисто-сапропелевых и глинисто-алевритово-известково-сапропелевых осадков лагун, заливов и открытого мелководья с неустойчивой соленостью были распространены в конце времени *Dorsoplanites panderi*, преимущественно севернее города Новоузенска, а максимальные мощности отложились на Чаганской площади. Они представлены в разной степени известковистыми сапропелевыми глинами и горючими сланцами. Породы, в основном, сложены органическими и минеральными остатками кокколитофорид с различной примесью глинисто-алевритового материала. Генетические типы осадков были рассмотрены в работе Т.Ф. Букиной (1988). Общей их особенностью является наличие линз и прослоев пород со следами либо декарбонатизации, либо вторичной карбонатизации вещества, определяемыми по реликтовым кокколитовым наноструктурам с помощью поляризационных и электронных микроскопов.

Имеющиеся данные указывают на неустойчивый режим солености а, возможно, и температур, поскольку растворимость карбонатов кальция в холодных водах повышается, а в перегретых – наоборот, резко снижается, способствуя осаждению кристаллического кальцита, наряду с биогенным. Породы содержат большое количество остатков фауны плохой сохранности, часто в виде практически неопределимых ядер. Обилие жизни в мелководной части бассейна было обусловленно наличием пищи в виде фитопланктона, хорошей аэрацией и освещенностью бассейна.

На Кашпирской, Перелюбской, Коцебинской и Чаганской площадях сформировался так называемый «первый» продуктивный пласт высококачественных альгинитовых горючих сланцев толщиной 1-2 метра и более, переполненных органическим веществом гаметофитных поколений кокколитофорид и содержащих самые крупные раковины аммонитов (*Dorsoplanites panderi, Zaraislites zaraiscensis*). Такие сланцы на Перелюбской площади имеют ничтожную примесь алевритово-глинистого материала. Возможной причиной пониженного содержания терригенных компонентов являлась аридизация климата при одновременной пенепленизации суши с выравниванием базиса эрозии.

Неустойчивость солености во время формирования горючих сланцев «первого пласта» подчеркивается редкими находками кристаллов галита, послойной карбонатизацией вещества с одновременными процессами развития аутигенного каолинита в опресненных участках бассейна.

Межпластовые глины по данным изучавшего разрез П.И. Шимкявичуса (1986) содержат 35-45% каолинита, 30-35 % гидрослюды, 15-20% монтмориллонита и менее 10% хлорита, а на территории Кашпира количество каолинита снижается, что свидетельствует о его локальном распространении.

Фации доломитовых, известково-доломитовых, глинисто-гипсово-доломитовых осадков осолоненных лагун представлены чистыми, известковистыми доломитами и гипсоносными глинами. Формировались они в различные временные интервалы и территориально связаны с солянокупольными структурами вблизи вала Карпинского и на Каспийской площади.

В *группе осадков открытого мелководья* выделяются фации отмелей и «твердого дна», фации зон с активным и относительно спокойным гидродинамическом режимом, зон восходящих течений типа апвеллинга.

Фации известковых, ракушняковых, органогенно-обломочных, известково-алевритовых осадков отмелей и «твердого дна» с активным гидродинамическим режимом представлены глинистыми и относительно чистыми, в разной степени алевритистыми известняками с различной структурой –от пелитоморфной и биогенной за счет обилия кокколитов, до биогенно-детритовой. Встречаются во всех ярусах, начиная с оксфорда (см. рис. 5). Мощность таких известняков, как правило, небольшая, но на Царынской площади в волжском ярусе достигает 500 м, что, вероятно, связано с активным компенсированным погружением Царынской мульды (Бабич и др., 1975).

Наиболее детально такие образования изучены нами в верхах сланценосной толщи зоны *Dorsoplanites panderi* и в зоне *Virgatites virgatus*. Известняки здесь биогенно-детритовые глинисто-алевритистые, участками – кристаллическизернистые, серые, голубовато-серые и светло-серые с массивной текстурой и со следами биотурбации. Сложены переотложенными на месте, слабо литифицированными комочками глинисто-известковистого ила, фрагментами призматического слоя различных раковин, тонкими створками остракод, терригенными компонентами алевритовой размерности и небольшим количеством сапропелевого ОВ. В зонах частичной перекристаллизации вещества реликтовые кокколитовые наноструктуры и биогенно-детритовые струкутры легко обнаруживаются с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Содержание карбоната кальция в известняках изменяется от 59 до 80%. Весь материал имеет следы переотложения, окатанности, сортировки. В составе алевритовых частиц помимо кальцита и переотложенного ила определяется кварц, полевые шпаты, мусковит, глауконит, но акцессории всегда редки. Глинистая составляющая представлена преимущественно монтмориллонитом с примесью гидрослюды.

В оксфордских известняках, на 75-80% сложенных кальцитом, в виде крупных щитков кокколитофорид – плаколитов и зиголитов, размером 0,005-0,010 мм, содержание глинистого вещества не превышает 20%, а примесь алевритовых частиц составляет 3-4%. В тонкодисперсной фракции установлено 40% гидрослюды, 30% – каолинита, 15% – монтмориллонита и хлорита. В других участках известняки иногда содержат спикулы губок. Но такие образования не имеют широкого площадного распространения, вследствие приуроченности фаций к локально ограниченным отмелям.

Фации глинисто-известковых мергелевидных оолитовых осадков мелководья с активной гидродинамикой отличаются от описанных выше образований оолитовой структурой известняков и отсутствием алевритовой примеси. Образование оолитов происходило в условиях сильного движения воды с вертикальными струями, что обеспечивало поддержание ооида во взвешенном состоянии.

Осадки отмелей и описанные выше известняки часто приурочены к верхним, регрессивным частям разрезов и особенно свойственны зоне *Virgatites virgatus* (см. рис. 5). Бассейн этой фазы осадконакопления был мелководным, с нормальной соленостью. В условиях общей аридизации климата, температура вод достигала 23° С (Синицын, 1976), так же, как и в сопредельном Кавказском регионе, где наблюдалось формирование ангидритов.

Фации фосфатно-известково-глинистых осадков зон восходящих течений типа апвеллинга представлены глинами известковыми кокколитовыми, а также известняками глинистыми с фосфоритовыми желвачками, размером до 1,5 см, иногда источенными моллюсками (Дервиз и др., 1959). Распространены в верхнем оксфорде, реже в кимериджских отложениях Ульяновского прогиба, в Мелекесской впадине. Фации отличаются отсутствием грубого терригенного материала в связи с удаленостью областей седиментации от источников сноса, образуют слои, толщиной от нескольких сантиметров до 25 м. Известковистость пород сохраняется на всей территории распространения, что связано с нормальной соленостью вод.

Формирование глин и известняков рассматриваемых фаций протекало на небольшой глубине, так как «наиболее энергично фосфатонакопление осуществляется на глубинах 50-150 м и при обязательном существовании восходящих течений» (Славин, Ясаманов, 1982). Возникновение же течений, типа апвеллинга, вызвано сообщением окраинных морей с океаном (Лисицын, 1974, 1978, 1988).

В *группе осадков открытого, относительного глубокого моря* выделены образования, накопившиеся в участках наиболее удаленных от побережья и впадинах.

Фации глинистых, известково-глинистых осадков впадин, удаленных от побережья, представлены глинами известковыми светло-, пепельно- и голубовато-серыми массивными, пластичными, иногда плотными мергелевидными, прослоями неясно-слоистыми, с неориентированными микроструктурами. Наноструктура глин кокколитовая, фораминиферово-кокколитовая, с беспорядочным расположением частиц. Содержание пелитовых компонентов в породах превышает 95%, в том числе 30-35% приходится на карбонат кальция в виде скелетных элементов кокколитофорид, более 50% составляют глинистые минералы и всего 1-5% – примесь тонких алевритовых частиц. Все это подчеркивает тонкодисперсный характер отложений, накапливающихся в самых глубоких участках бассейна.

Глинистое вещество обволакивает, отчасти замещает кокколиты. Оно представлено монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом, иногда с примесью каолинита. Соотношение первых трех компонентов варьирует в широких пределах как по разрезу, так и по площади с тенденцией нарастания содержания хлорита к периферии – ближе к источникам сноса, а монтмориллонита – к центральным зонам бассейна. Гидрослюда чаще всего скапливается в углублениях дна. Трансформация терригенных частиц в осадках приводит к образованию смешанно-слойных минералов ряда гидрослюда –монтмориллонит, что свойственно бассейнам с нормальной соленостью (Sr/Ba = 2-5).

Фауна представлена обильными фораминиферами (*Spiroplectammina, Ammobaculites, Ammodiscus* и др.), разнообразными моллюсками (*Aucella, Pecten, Nucula*), остатками ежей и т. д. Наиболее характерны для рассматриваемых фаций тонкостенные двустворки рода *Buchia* с изящной хрупкой раковиной. В составе биоты разнообразны донные ползающие формы (Кулева и др., 1989).

Накоплению глинистого материала, как и в современных впадинах морей и океанов, способствовала не только механическая дифференциация вещества, но также биофильтрация планктонными копеподами и другими организмами. Используя для питания взвешенный органический детрит вместе с терригенным материалом, организмы концентрировали его, связывали в фекальные комочки, которые укрупнялись, оседая на дно и подвергаясь частичной биотурбации илоедами (Лисицын, 1974, 1978, 1988). В осадках, благодаря обилию ОВ преобладали восстановительные условия и в диагенезе шло образование фрамбоидального пирита, как это показано Кизильштейном и Минаевой (1972).

Известковые кокколитовые глины на стадии осадка являлись типичными планктоногенными илами. Широкое распространение они получили, в оксфорде, кимеридже, подробно изучены в зоне *Dorsoplanites panderi* волжского яруса. В фазу *Virgatites virgatus* они уступили место близким по происхождению мелководным образованиям. Максимальная толщина слоев в разрезах достигает 10-35 метров.

Фации известково-глинисто-сапропелевых осадков впадин, удаленных и депрессионных участков моря представлены двумя генетическими типами – глинами сапропелевыми и горючими сланцами зоны *Dorsoplanites panderi*, отличающимися от описанных ранее низким содержанием алевритовых примесей. Глины сапропелевые имеют темно-серую и серо-коричневую окраску, тонкослоистую текстуру, микролинзовую структуру, обусловленную чередованием округло-уплощенных обособлений глинистого, сапропелевого вещества и известковых кокколитов. Наноструктура глин ориентированная хлопьевидно-лепестково-кокколитовая.

В составе глинистых минералов наблюдаются смешанно-слойные фазы (монтмориллонит-гидрослюда), гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, редко – каолинит, но в районе Ульяновска этот минерал содержится в количестве 35-45% (Шимкявичус, 1986). Содержание хлорита увеличивается к востоку. Сапропелевое вещество представлено альгинитом, частично окисленным сапроколлинитом, небольшой примесью гуминовых кислот и примесью УРО. Ориентированные текстуры, структуры и наноструктуры глин свидетельствуют о спокойном осаждении органо-минеральных хлопьев и отдельных кокколитов. Хорошая сохранность кокколитов и альгинита связана с консервирующим влиянием коллоидного органического вещества и с разбавлением его пелитовыми частицами.

В ряду горючих сланцев различаются два подтипа: низко- и высококалорийные. Горючие сланцы низкокалорийные альгинито-сапро-коллинитовые известковистые темно-серые, коричневато-серые и серо-коричневые с тонкослоистой и линзовидно-слоистой текстурой, микролинзовой структурой и лепестково- кокколитовой наноструктурой. Содержание $C_{орг.}$ в них составляет 9-24 %, тип ОВ – гумусово-сапропелевый с преобладанием

сапропелевого. Среди остатков кокколитофорид превалируют крупные щитки спорофитных поколений. Содержание алевро-пелитовой составляющей по разрезу и площади меняется, увеличиваясь по направлениям к источникам сноса. Глинистое вещество при отмучивании не отделяется от сапропелевого.

Горючие сланцы высококалорийные альгинитовые глинисто-известковистые коричневые, темно-коричневые, зеленовато-серые массивные, реже – тонкослоистые, с редкими крупными и эмбриональными остатками морской бореальной фауны. Они отличаются рыхлой неориентированной наноструктурой и преобладанием в составе вещества гаметофитных поколений кокколитофорид со слабо минерализованным скелетом. Глинистое вещество находится в сростках с альгинитом и кокколитами, имеет тот же состав, что и в бедных горючих сланцах. Примесь алевритовых частиц не превышает 5%, отмечается обогащение ряда прослоев тончайшим пепловым материалом и новообразованными цеолитами. Процессы цеолитизации фиксируются в позднеюрских сапропелевых осадках аналогичных фаций Западной Сибири (Ван, 1982; Ван, Казанский, 1985).

Накопление пород протекало на значительном удалении от берегов и приток алевритового материала был сокращен. Соленость вод, вероятно, изменялась от нормальной до повышенной (значение Sr/Ba достигает 7). Увеличение концентрации слюд в отдельных горизонтах горючих сланцев свидетельствует об образовании в центре бассейна обширной бессточной впадины. Осадконакопление сопровождалось синхронной вулканической деятельностью в удаленных районах, а пепловый материал заносился в стагнированный бассейн эоловым путем. Причины формирования таких отложений рассмотрены в работах С.Н. Неручева (1982), Л.А. Назаркина (1979), Я.Э. Юдовича, М.С. Кетрис (1988) и др.

Фации пестроцветных песчано-алеврито-глинистых и брекчиево-песчаных, вероятно, пролювиальных осадков распространены только в южных регионах, в зоне развития солянокупольных структур. Они представлены желтовато-серыми, бурыми, кирпично-красными и фиолетовыми песчаниками, алевролитами и глинами, сформировавшимися в поздневолжское время. Кроме редких находок спор и пыльцы, никаких других органических остатков они не содержат. В подстилающих же мелководных доломитизированных известняках обильны остатки брахиопод, пелеципод, криноидей, остракод, фораминифер и различных водорослей. После их накопления море отступило, связь Мезотетиса с бореальным бассейном прекратилась.

На Царынской площади Т.Н. Хабаровой с соавторами (Бабич и др., 1975) в скв. 2 описана пачка переслаивания брекчий и песчано-глинистых пород. Брекчии сложены обломками каменной соли и ангидритов – материала близрасположенных соляных куполов. Глины красно-бурые, желтовато-серые с голубоватыми пятнами, с глиняными катунами и обломками светлых ангидритов. Песчаники красно-бурые и буровато-серые мелкозернистые граувакково-кварцевые, известковые, глинистые, массивные и линзовидно слоистые.

Все эти образования по своим текстурным особенностям, по характеру окраски и другим признакам более всего напоминают современный коллювий, пролювий и овражно-балочный аллювий с плохо сортированным материалом. Сохранность в осадках каменной соли и ангидритов обусловлена аридным климатом, наступившим в конце волжского века (Синицын, 1976). Большая мощность отложений, составляющая вместе с известняками 504 м, свидетельствует о компенсированном характере осадконакопления в межкупольной мульде.

Состав позднеюрских отложений свидетельствует о преобладании на Приволжской моноклинали и Саратовском Правобережье глинистых и алевритовых осадков морского

мелководья. Мощность их варьирует от 0 до 200 м, в зависимости от приуроченной к положительным или отрицательным структурным элементам. В центральной части бассейна накапливались известковые и глинисто-известковые осадки открытого моря (до 500 м), в южной – мелководно-морские терригенно-карбонатные отложения (до 500 м). В Сарпинском прогибе формировались лагунно-континентальные пестроцветные глины, алевролиты, песчаники, брекчии (до 1410 м). На большей части Астраханского свода верхняя юра сохранилась локально (7-150 м), либо была размыта.

Следует отметить, что на протяжении почти всей поздней юры терригенная седиментация играла подчиненную роль, уступив место существенно биогенным процессам. Расцвет фауны аммонитов привел к необычайному распространению разнообразных форм – от почти шарообразных до уплощенных (Камышова-Елпатьевская, Николаева, Троицкая, 1959). Можно сказать, что юрские моря были царством аммонитов, которые только к волжскому веку уступили место двустворчатым моллюскам, гастроподам и другим организмам.

Среди аммонитов известны *Quenstedtoceras mariae, Cardioceras cordatum, C. excavatum, Amoeboceras alternaus* и др. – в оксфорде; *Aulacostephanus endoxus, A. autissiodorensis, Virgatoxioceras fallax* и *V. magistri, A. jasonoides, A. angeicus* – в киммеридже; *Ilovaiskia sokolovi, I. pseudoscythica, I. schaschkovae, Dorsoplanites panderi, Zaraiscites scythicus, Z. zarajskensis, Virgatites virgatus, V. pallasi, Epivirgatites nikitini, Kaspurites fulgens, Craspedites subditus, Craspedites nodiger* из волжских отложений.

Белемниты были представлены в кимеридже основными формами *Lagonibelus obeliscoides, L. porrectus,* в оксфорде – родом *Hibolites*; в волжском веке – *Cylindroteuthis porrecta, C. nikitini, C. absoluta, Pachyteuthis kirghiseusis, Lagonibelus magnificus, L. volgensis, Acrotethis mosquensis, A. russensis.* Такое увеличение числа видов белемнитов к волжскому веку отвечает расширению спектра фациальных обстановок.

Двустворчатые моллюски *Nucula calliope, Parallelodon keyserlingi, Exogura virgula, Astarte, Cyprina, Oxitoma* распространены в оксфорде, в кимеридже определены также Exogyra virgula, а в волжском веке – представители рода *Buchia* с последовательной сменой видов *B. striatorugosa, B. pallasi, B. mosquensis, B. gabbi, B. russiensis, B. krotovi, B. fisheriana.* Брахиоподы менее многочисленны – это *Terebratula helmerseni, Zeilleria bulata, Z. clemenci.* Большая часть из них получила развитие в волжском веке. Брюхоногие моллюски наиболее многочисленны в фациях сапропелевых илов, представленных в разрезах горючими сланцами фазы *Dorsoplanites panderi*, однако принадлежат лишь одному виду – *Scurria maeotis*, что связано, скорее всего, с его устойчивостью к обстановкам стагнированного бассейна.

Как видно из описания фаций, ведущими породообразующими организмами в поздней юре и источником питания более крупных животных являлись планктонные водоросли – кокколитофориды и бентосные фораминиферы, повидимому обитавшие на взвешенных в воде сапропелевых пленках и на водорослях.

Фораминиферы (по определениям Л.Г. Даин, К.И. Кузнецовой; Т.Н. Хабаровой, В.И. Барышниковой, Г.Н. Старцевой) представлены богатым комплексом видов. В оксфорде отмечаются *Ophthalmidium sagittum, Epistomina volgeusis*, разнообразные Nodosaridae, *Ophthalmidium strumosum*, многочисленны *Epistomina uhligi,* а также *Globuligerina oxfordians, Lenticulina russiensis*, редки *Planularia alberti*; в кимеридже характерной формой является *Lamarkina rjasanensis, Cristellaria parallela, Marginulina dubia, M. klahni, Epistomina alveolata, Ammodiscus giganteus, Ammobaculites extentum, Cristellaria dogeli* и др. В волжских отложениях встречены *Ammobaculites subaequlis, A. haplophragmoides, Orbigninoides disseptus, Flabellamina jurassica, Pseudolamarscina polonica, Spiroplectammina vicinalis, Ammobaculites*

infravolgensis, Haphophragmoides volgensis, Marginulina formosa, Mironovella gemmina, Quadrytella decurvata, Lenticulina infravolgensis, L. rosanovi, L. delucida, Astacolus mosquensis, Lenticulina munsteri, A. aquilanicus, Marginulina striatocostata, Saracenaria alta. Смена форм фораминифер во времени отвечает периодическому увеличению в глубоководных известковистых образованиях родов с секреционной функцией, а в мелководных фациях – агглютинирующих форм (Кулева и др. 1989).

Одним из основных породообразующих компонентов известковистых глин и горючих сланцев являются остатки кокколитофорид, среди которых определены представители родов *Coccolithus, Emiliana, Cyclococcolithus, Rhabdolithus, Parabdolithus, Saeptella*, а также *Stradnerlithus comptus.* Наиболее часто отмечаются формы *Coccolithus pelagicus*, до настоящего времени являющиеся типичными представителями нанопланктона бореальных бассейнов с нормальной соленостью. Аналогичные кокколиты встречены в горючих сланцах сысольского района (Бондарь, 1985). Увязка комплексов кокколитофорид с аммонитовыми зонами позволяет считать содержащие их отложения относительно глубоководными (Никифорова,1986).

В конце фазы *Dorsoplanites panderi* и во время формирования зоны *Virgatites virgatus* увеличивается степень переработки нанопланктона остракодами, среди которых по данным П.С. Любимовой (1955) в это время преобладали Palaeocytheridea (более пяти видов) и *Cytherella tenuis*.

В верхнеюрских отложениях были найдены также остатки кальмароподобных животных Teuthoidea (Геккер Е.А., Геккер Р.Ф., 1955), ихтиозавров, плиозавров, плезиозавров – *Strongylokrotaphus irgisensis, Liopleurodon rossicus* (Журавлев К.И., 1943 и др.) *Pliosaurus irgisensis* (Novojilov), Pliosauroidea indet.; Ichthyosuria: *Otschevia zhuravlevi* (Arkhangelsky), *Paraophtalmosaurus saratovensis* Arkhangelsky (Первушов, Архангельский, Иванов, 1999).

Таким образом, в строении юрской системы принимают участие разнообразные комплексы отложений, сформированных в условиях континентальных и морских ландшафтов. Выделяется четыре крупных цикла осадконакопления.

Первый цикл связан с накоплением тоарских, ааленских, байосских, батских и келловейских отложений в приморских и морских ландшафтах изученного региона. Для него характерны следующие черты: последовательная смена озерных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных фаций с элементами пролювия и авандельт прибрежно-морскими и морскими фациями; терригенное осадконакопление, песчано-алевритовый и алеврито-глинистый состав осадков, локальное проявление торфо- и карбонатонакопления в районе Доно-Медведицких дислокаций и в Новоузенской впадине.

Второй цикл осадконакопления охватывающий оксфордский, кимериджский века и ранневолжское время, связан с обширной трансгрессией моря, занимавшего значительную часть Восточно-Европейской платформы и периодически сообщавшегося с бореальным бассейном. Для него свойственны: широкое распространение фаций открытого моря, впадин, депрессий и участков, удаленных от побережья, а также открытого мелководья, лагун и заливов, биогенное карбонатонакопление (наноилов) в сочетании с осаждением терригенных глинистых частиц; алевро-пелитовый и пелитовый характер осадков с преобладанием известковых кокколитовых глин и известняков, периодическое проявление фосфатонакопления в моменты замедления темпа седиментации и усиления донных течений.

Третий цикл связан с образованием верхнеюрских отложений фазы *Dorsoplanites panderi* в стагнированном морском бассейне, периодически сообщавшимся с бореальным бассейном. Особенности его таковы: ритмичное чередование карбонатных и сапропелевых фаций открытого моря, сменяющихся в конце фазы фациями отмелей, лагун и зали-

вов, биогенный характер карбонато- и сапропеленакопления с подчиненным значением в составе осадков терригенных глинистых и алевритово-глинистых частиц; образование в низах толщи относительно глубоководных известковых кокколитовых и сапропелевых глин, горючих сланцев, а в верхах – их мелководных аналогов, переслаивающихся с бескарбонатными глинами, известняками и алевролитами.

Четвертый цикл, начавшийся в поздневолжское время и завершившийся, вероятно, в раннем мелу, отвечает регрессивной стадии развития бассейна в условиях заметной аридизации климата и периодической связи с Мезотетисом и Бореальным бассейном. Для него характерны: смена мелководно-морских фаций прибрежно-морскими с элементами авандельт, лагунными и континентальными образованиями; сочетание терригенного осадконакопления с бигенным карбонатонакоплением, а также с хемогенным карбонато-, сульфатонакоплением и мощным фосфатонакоплением в фазу *Epivirgatites nikitini*.

1.4. Меловой период

В геологической истории рассматриваемой территории меловой период, по сравнению с предшествовавшими этапами мезозоя, оставил самый значительный след в формировании широкого спектра морских осадков от чисто динамических прибрежных (песков, алевритов и различных смешанных между ними типов) до пелагиальных (карбонатных, глинистых и кремнистых, преобразованных впоследствии в мел, глины, опоки и их смешанные образования). Вместе с тем, накопление осадков, по-прежнему, осуществлялось в эпиконтинентальных морских шельфовых бассейнах, в которых на разных этапах господствовали те или иные представители органического мира.

Раннемеловая эпоха

В раннемеловых бассейнах шла седиментация преимущественно песчано-глинистых осадков, часто сопровождаемая глауконито-, а иногда и фосфатообразованием. Вместе с тем, слабая палеонтологическая охарактеризованность отложений многих разрезов не дает полной картины площадного распределения осадков того или иного возраста. В целом, следует считать, что на этом этапе распределение фаций было субмеридиональным. Более мелководные и прибрежные осадки формировались западнее современного правобережья Волги, включая бассейн Хопра и среднего течения Дона, а также в междуречье Волги и Дона. Наиболее глубоководная часть морского бассейна приходилась на Куйбышевско-Саратовско-Волгоградско-Астраханское Заволжье. Структурно она охватывала южный склон Волго-Уральской антеклизы и практически всю Прикаспийскую синеклизу.

Берриасский век

Анализ данных по составу и строению разрезов отложений этого времени позволяет рассматривать их как типично морские, представленные *генетической группой солеными терригенных осадков приморских осолоняющихся лагун, песчано-алевритовых осадков прибрежного мелководья и карбонатно-глинистых осадков открытого мелководья* (Рис. 6).

Фация соленосно-терригенных осадков приморских осолоняющихся лагун сохранилась от размыва лишь в пределах Сарпинского прогиба Прикаспийской впадины. По данным бурения это пестроцветная соленосно-терригенная толща, мощностью более 800 м.

Описанные из пород этой толщи фораминиферы (Прокопенко и др., 1975) *Recurvoides, Bulbobaculites, Belorusiella, Lenticulina* и *Trocholina*, а также остракоды и оогонии харовых водорослей дают основание предполагать, что нормальная морская обстановка здесь часто сменялась на условия приморских равнин, нередко с опресненными водами, или лагунной седиментацией с повышенной соленостью. Все это было вызвано дифференцированным прогибанием структурного залива Прикаспийской впадины. Возможно, что временами мелководный бассейн здесь периодически распадался на локальные лагуны, привнос обычного терригенного материала в которых сменялся галогенезом за счет усиленного поступления в воды вещества с соседних размываемых солянокупольных структур.

Фация песчано-алевритовых осадков прибрежного мелководья выделена на севере территории исследований в окресностях г. Кашпир на Волге и села Марьевки на правом берегу реки Сызрани. Она представлена косослоистыми песками или алевритами кварцево-глауконитовыми, обогащенными фосфоритами и содержащими прослои ракушняков двустворчатых моллюсков рода *Buchia*. Часто встречаются ядра аммонитов – представителей родов *Surites, Borealitus, Rjasanites rjasanensis, Bojarkia* и др. Формирование этих осадков происходило в гидродинамически активной зоне мелководного бассейна (Дервиз, 1959; Сазонова, 1971 и др.), глубины которого, по-видимому, не превышали 50 м, а водная среда была с нормальным газовым режимом, благоприятным для жизнедеятельности различных организмов. Подобные условия выявлены для позднеберриасского бассейна юго-восточной части Русской платформы (среднего течения р. Илек) Г.В. Кулевой и Т.П. Морозовой (1992), выделивших лону *Rjasanites riasanensis*, формирование которой происходило под действием умеренной гидродинамики при вероятном воздействии штормов и течений в песчаных алевритах на глубинах 30-80 м, и лону *Surites tzikwintanus*, образовавшей плотные поселения (банки) на более мелких (до 50 м) песчано-гравийных грунтах с активной гидродинамикой, хорошей освещенностью, аэрацией и обилием пищевой взвеси. Мощности осадков этой фации небольшие (0,5-2,5 м), что свидетельствует о малых скоростях их накопления.

Фация карбонатно-глинистых осадков открытого мелководья распространена на юге Прикаспийской впадины и представлена аргиллитоподобными известковистыми глинами с многочисленными аммонитами родов *Rjasanites sp., Euthymoceras sp., Beriasella sp.*; двустворчатыми моллюсками *Buchia fischeriana, B. cf. volgensis, B. cf. okeansis* и фораминиферами *Reophax utehanicus, Recurvoides excellens, R. sagisensis, Ammobaculites ungaricus, Bulbobaculites proluxus, Lenticulina andromeda, Cytharina aff. rudocostata*. Присутствие в этом комплексе агглютинированных форм фораминифер свидетельствует о малых глубинах морского бассейна. Однако темп седиментации здесь был значительно выше, по сравнению с таковым при формировании ранее описанной фации. По данным разных исследователей мощность этих отложений составляет от 80-120 м до 1750 м в межкупольных впадинах.

Характер выделенных фаций берриаса и их площадное распространение указывает на преемственность в развитии раннемелового бассейна. Это подтверждается и некоторой общностью позднеюрской и раннемеловой фауны.Существенные изменения произошли, по-видимому, во второй половине берриасского века (время *Bogoslovskia stenomphala*), когда берриасский бассейн имел более тесную связь с Северным среднерусским бассейном. Наличие приморских равнин, многочисленных лагун, жаркий аридный климат

Отдел	Ярус	Мощность, м	Литологическая колонка	Тип отложений	Фации
Верхний	Маастрихтский	14–230		Морской	Песчаных, кремнисто-глинисто-алевритовых, кремнисто-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных осадков прибрежного мелководья и депрессионных участков.
	Кампанский	20–60			Глауконит и фосфоритсодержащих осадков, песчаных, алевритово-кремнисто-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных осадков мелководья и депрессионных участков.
	Сантонский	3–164			Алевритово-песчаных, алевритово-глинисто-карбонатных, кремнисто-глинисто-карбонатных и глинисто-карбонатных осадков активного мелководья и углубленных участков.
	Коньякский	1,5–4,5			Карбонатных и глинисто-карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья.
	Туронский	2–145			Песчаных, карбонатных и глинисто-карбонатных осадков прибрежного активного мелководья и открытого малоподвижного мелководья.
	Сеноманский	0–250			Песчаных, алевритовых, песчано-алевритовых, глинисто-алевритовых, алевритово-глинисто-карбонатных осадков прибрежного активного мелководья.
Нижний	Альбский	0–500			Песчаных, песчано-алевритовых, алеврито-глинистых, глинистых, редко – карбонатных осадков прибрежного активного мелководья.
	Аптский	До 143			Песчаных, песчано-алевритовых осадков прибрежного мелководья, алеврито-глинистых, глинистых, иногда битуминозных осадков открытого мелководья, заливов и лагун.
	Барремский	0–170			Песчаных, песчано-алевритовых, алеврито-глинистых, алевритовых и глинистых осадков прибрежного активного мелководья, открытого малоподвижного мелководья.
	Готеривский	5–176			Песчаных, песчано-алевритовых, алеврито-глинистых, алевритовых и глинистых осадков открытого мелководья.
	Валанжинский	1,2–13			Песчаных, глинисто-алевритово-песчаных осадков с фосфоритами прибрежного мелководья, реже битуминозных с сидеритовыми прослоями открытого мелководья.
	Берриасский	2,5–1750			Соленосно-терригенных осадков, приморских осолоняющихся лагун, песчано-алевритовых и карбонатно-глинистых осадков.

Рис. 6. Литолого-фациальная характеристика меловых отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

Органические остатки	Климат	Трансгрессии Регрессии	Полезные ископаемые
Аммониты, белемниты, двустворчатые моллюски, ежи, фораминиферы, мозозавры, радиолярии, кокколитофориды	Гумидный		Мел, кремнисто-глинистые сорбенты, цеолиты
Аммониты, белемниты, мозозавры, губки, радиолярии, кокколитофориды			Кремнисто-глинистые сорбенты, глауконит, фосфориты
Двустворчатые и головоногие моллюски, брахиоподы, губки, радиолярии, кокколитофориды, мозозавры			Кремнисто-глинистые сорбенты, титан-циркоиовые россыпи
Иноцерамы, фораминиферы			Фосфориты
Аммониты, иноцерамы, фораминиферы, кокколитофориды, кальциферы, остракоды			Мел, фосфориты
Аммониты, белемниты. Двустворчатые моллюски, фораминиферы, обломки древесины			Глауконит, титан-циркоиовые россыпи
Аммониты, фораминиферы, двустворчатые моллюски	Семиаридный до гумидного		
Аммониты, двустворчатые моллюски, брюхоногие, фораминиферы	Аридный		Горючие сланцы, нефть
Белемниты, двустворчатые и брюхоногие моллюски, фораминиферы			
Аммониты, двустворчатые моллюски, фораминиферы			
Аммониты, фораминиферы, споры и пыльца, редко - двустворчатые моллюски			
Остракоды, аммониты, двустворчатые моллюски, фораминиферы	Аридный засушливый		

Рис. 6. Продолжение.

и периодически поступавший с суши терригенный материал создавали на них благоприятные условия для формирования соленосно-терригенных толщ. При этом осадконакопление имело компенсированный тип, о чем свидетельствует большая мощность толщ.

Валанжинский век

С наступлением этого времени рассматриваемая территория вновь испытала практически повсеместное опускание. Валанжинская трансгрессия, распространяясь из Северного и Южного океанов, существенно превосходила по масштабам трансгрессии юрских бассейнов (Сазонова, 1967; Дервиз, 1959 и др.).

Однако, валанжинские отложения не имеют сплошного поля распространения, что, вероятно, связано с наличием островов, оказавших существенне влияние на распределение осадков. В целом трансгрессия привела к преобладанию на изученной площади морских отложений.

Особенности строения разрезов свидетельствуют, что эти отложения образуют две генетические группы осадков: прибрежного и открытого динамически активного мелководья. Первая из них представлена фациями песчаных и глинисто-алеврито-песчаных осадков, а вторая – фацией глинисто-песчаных осадков.

Фация песчаных осадков прибрежного мелководья выделена в пределах площадей, оконтуривающих бассейн седиментации и представляет собой толщу зеленовато-серых глауконитово-кварцевых песков с прослоями сланцеватой глины и базальным фосфоритовым горизонтом в основании. Присутствие аммонитов (*Temnoptychites hoplitoiges, Polyptichites polyptychus, P. keyserlingi* и др.), многочисленных двустворчатых моллюсков родов Buchia, а также богатого комплекса фораминифер (*Lagenammina bartensteini, Recurvoides valanginicus, Marginulina pyramidalis, Epistomina tenuicostata, E. coracolla* и др.) свидетельствует, что отложения этой фации формировались в морском бассейне, воды которого имели нормальную соленость, газовый режим и умеренную гидродинамику. Однако частые волнения, штормы смешивали различные биотопы, что обусловило гетеромерный концентрированный тип ориктокомплекса. Глубины бассейна, по-видимому, не превышали 80 м (Кулева, Морозова, 1992). Мощности их изменялись от 2 до 30 м, увеличиваясь с востока на запад.

Фация глинисто-алевритово-песчаных осадков прибрежного мелководья занимает районы южного склона Волго-Уральской и восточного склона Воронежской антеклиз. Повсюду она построена одинаково: внизу преобладают пески и песчаники кварцево-глауконитовые с фосфоритами, а в верхней части – алевриты и глины с прослоями фосфоритов. Однако, если в первом районе эта фация залегает на отложениях берриаса, то во втором – на породах девона. Интересно, что обе площади развития данной фации оказываются как бы изолированными друг от друга выше обозначенной Ртищевско-Баландинско-Карамышско-Степновской зоной. Тем не менее органические остатки в осадках этих участков аналогичны вышеприведенным комплексам моллюсков и фораминифер. Но при этом преобладает комплекс моллюсков лоны *Temnoptychites hoplitoides*, предпочитавших участки более мягких илисто-песчаных грунтов. Присутствие в разрезах отложений этой фации прослоев грубозернистых песков, плохая их сортировка и массивные раковины моллюсков лоны *Dichotomites bidtchotomus*, в основном указывает на неустойчивый гидродинамический режим бассейна седиментации в период формирования данных осадков (Кулева, Морозова, 1992). Наличие нескольких горизонтов конденсированных фосфоритов является свидетельством неоднократного перемыва ранее отложив-

шихся осадков, что типично для мелководных зон (до 50 м) и дна морей с активными течениями. Мощность фации претерпевает значительные изменения от 0,7-9,0 м в пределах Волго-Уральской части, до 20-30 м в пределах Воронежской.

Фация глинисто-песчаных осадков открытого динамически активного мелководья территориально связана с Прикаспийской впадиной. При этом в северной части внешней прибортовой зоны пески и глины содержат линзы сидеритов и тонкие прослои битуминозных сланцев. В остальных районах в строении фации принимают участие пески с конгломератовидным фосфоритовым горизонтом в основании, вверх по разрезу сменяющиеся глинами неяснослоистыми с углефицированным и пиритизированным растительным детритом. В западных районах впадины в разрезах отмечаются карбонатные и алевритовые прослои с обломками и ядрами аммонитов *Polyptychites sp., Temnoptychites sp.*, моллюсков рода *Buchia* и многочисленными фораминиферами (*Kutsevella, Lenticulina*) и другими обитателями нормальной морской среды.

В целом характер строения разрезов отложений этой фации в пределах рассматриваемой территории свидетельствует о существовании дифференцированного ландшафта морского дна. Мощности изменяются от 0 до 37 м.

Готеривский век

Новая морская трансгрессия, наступившая во второй половине этого века, не вызвала существенных изменений в характере осадконакопления. По особенностям строения разрезов отложения можно отнести к двум генетическим группам: *прибрежного активного и открытого малоподвижного мелководья.* Первая так же, как и для валанжина, объединяет фации песчаных и песчано-алевритово-глинистых осадков, а вторая представлена алевритово-глинистыми или, в большинстве случаев, чисто глинистыми осадками.

Фация песчаных осадков прибрежного активного мелководья не имеет сплошного поля развития. Она выделена на площадях восточного, юго-восточного и южного обрамления саратовской группы поднятий, в центральной части зоны Доно-Медведицких дислокаций, а также на крайнем юге изученной территории в пределах Промысловско-Цубукского блока вала Карпинского. В пределах двух первых участков отложения представлены косослоистыми ржаво-бурыми разнозернистыми и глауконитово-кварцевыми песками, чередующимися с такими же песчаниками и конгломератами. В основании песков иногда отмечается фосфоритовый горизонт, состоящий из желваковых фосфоритов нескольких генераций, фосфатизированных ядер юрских и нижнемеловых аммонитов родов *Polyptychites sp., Temnoptychites sp.*, двустворчатых моллюсков (*Buchia* и др.). На крайнем юге территории седиментация протекала в пределах островного прибрежного мелководья, так как кварцевые песчаники и карбонатные глины здесь содержат кварц гравийной размерности.

Фация песчано-алевритово-глинистых осадков прибрежного активного мелководья занимала значительно большую площадь мелкого шельфа готеривского моря – практически всю оставшуюся часть правобережья Волги от северных до южных границ рассматриваемой территории. Однако, выражена она неоднотипно. В одних участках соотношение песчаного и глинистого материала, примерно, равное (Муромско-Ломовский прогиб, Восточный склон Воронежской антеклизы и др.), в других увеличивается роль алевритового материала (Окско-Цнинский регион). Более сложная обстановка существовала в южной части современной зоны Доно-Медведицкого вала и на междуречье Иловли и Волги. Здесь нижняя часть разреза имеет глинистый состав, а верхняя песчано-алев-

ритовый или алевритово-глинистый и песчаный, что связано видимо с влиянием на ход осадконакопления во второй половине готеривского века островов Арчедино-Донской группы поднятий.

Интересно подчеркнуть, что терригенный материал с этих источников сноса течениями заносился на площади южнее Волгограда и восточнее, даже до Эльтона. Не исключается также влияние на седиментационные процессы других более мелких структур, появление которых могло быть связано с соляной тектоникой в Прикаспийской части шельфа. Состав алевритово-песчаного материала преимущественно кварцево-глауконитовый. При этом в широком диапазоне изменяется количественное соотношение между кварцем и глауконитом. Участками в алевритах много слюды. По гранулометрическому составу преобладают пески мелкозернистые. Но нередко в основании песчаных толщ пески разнозернистые с галькой фосфоритов, фосфатизированных ядер аммонитов родов *Speetoniceras sp., Simbirskites sp.* и др., двустворчатых моллюсков *Corbula sp., Nucula sp.* и др. В глинах часто встречаются фораминиферы *Globulina, Bulbobaculites, Mjatliukaena* и др., что свидетельствует о формировании отложений этой фации в нормальной морской обстановке в непосредственной близости от низменных островов.

Необходимо заметить, что на протяжении рассматриваемого века темп осадконакопления на разных участках охарактеризованных площадей не оставался постоянным. Об этом свидетельствует значительный разброс предельных мощностей от 5 м (Соколовая гора, Саратов) до 176 м (юго-запад Сарпинского прогиба). Однако следует заметить, что в некоторых разрезах рассматриваемые отложения датируются как неокомские (готерив-барремские). В таких разрезах описываются своеобразные базальные фосфоритовые горизонты, которые по своей сути являются слоями стратиграфической конденсации неоднократно переотложенных осадков.

Фация алеврито-песчано-глинистых или глинистых осадков открытого малоподвижного мелководья выделена на левобережье Волги от широты города Сызрани на севере до Астрахани на юге. Она представлена толщей алевритово-глинистых или глинистых осадков с линзами и прослоями песков в различных частях разреза и площадей распространения отложений описываемой фации. Так, в Ульяновском разрезе (мощность 65 м) в основании располагается галечниковый конгломерат с фосфатизированными ядрами валанжинских, берриасских и даже волжских макроформ. Выше залегает толща однородных черных глин, в верхней части которых прослеживается горизонт (0,5 м) песчанистых глин с прослоями гравия, фосфоритов, обугленной древесины. Юго-восточнее этого района (Жигулевско-Пугачевский свод, Бузулукская впадина, бортовая зона Прикаспийской впадины) описан песчано-глинистый разрез (17-37 м) готерива с соответствующим комплексом фораминифер (*Cribrostomoides infracretaceus, Orbignoides subaequalis, Bulbobaculites volskensis, Trochomminina depressa, Globulina praelacrima, Verneulinoides neocomiensis, Marginulina pyramidalis* и др.). Пески и песчаники темно-серые до черных, кварцево-глауконитовые, слюдистые, мелкозернистые, переслаивающиеся с тонкоотмученными темно-серыми и серыми глинами, неравномерно песчанистыми, алевритистыми, иногда со стяжениями пирита и известково-глинистыми конкрециями.

Во внутренней части Прикаспийской впадины в разрезе описываемой фации выделяются две пачки. В основании первой пачки, соответствующей нижней части зоны *Spectoniceras versicolor* (Кулева, Морозова, 1992) почти везде распологаются пески и галечники, или базальные песчаники, а выше разрез представлен темно-серыми глинами с прослоями песчаников и мергелей. Мощность пачки ~15 м. Вторая пачка (зона *Simbirskites decheni*) представлена глинами с многочисленными прослоями песков и песчаников, с богатым комплексом фораминифер, с аммонитами рода *Craspedodiscus* и мно-

гочисленными двустворчатыми брюхоногими и лопатоногими моллюсками. Глины темно-серые и черные слабо алевритистые с прослоями алевролитов и мергелей, участками со стяжениями и рассеянными вкраплениями пирита. Мощность второй пачки 5-19 м.

В целом, глубины моря в этой части бассейна не оставались постоянными и контролировались как существующими здесь соляными куполами, так и другими морфоструктурами. Они же определяли и мощности осадков, изменяющиеся от 5-11 м до 196 м в локальных межкупольных зонах.

Таким образом, картина распределения осадков готеривского бассейна, в отличие от предшествующего этапа, в большей степени определялась рельефом дна морского бассейна. Мелкая часть шельфового моря осложнялась серией низменных островов, которые, как правило, были приурочены к районам современных сводовых зон и положительных структур (Арчедино-Донские, Соколовогорские, Пугачевские и другие поднятия и своды) и являлись местными поставщиками терригенного материала.

Барремский век

С наступлением этого времени море, по сравнению с готеривским бассейном, несколько расширило свою площадь. Развитие барремской трансгрессии вызвало погружение значительной части современного Хоперско-Медведицкого междуречья, ушли под морские воды Саратовские дислокации, зона Астраханских поднятий, большая часть вала Карпинского. Результаты изучения палеонтологических остатков свидетельствуют, что на рассматриваемой территории установился режим открытого моря нормальной солености, постоянной температуры и нормального газового режима. Однако, прекратилась его связь с Мезотетисом. Сообщение с бореальным бассейном сохранялось. Вместе с тем, эти изменения практически не сказались на фациальной картине. Все отложения принадлежали к осадкам прибрежного активного и открытого малоподвижного мелководья.

Анализ особенностей строения разрезов, тем не менее, дает основание утверждать, что барремская трансгрессия сопровождалась более значительной, чем в готеривский век, фациальной дифференциацией. Так, в группе осадков прибрежного активного мелководья, наряду с песчаными и песчано-алевритовыми фациями, отмечается фация алевритовых осадков. Группа открытого малоподвижного мелководья характеризуется фацией глинистых и алевритово-глинистых осадков.

Фация гравийно-песчаных и песчаных осадков прибрежного активного мелководья в отличие от аналогичной фации готеривского времени, имеет более четкое обособление. Она выделена в полосе междуречья Медведицы и Волги, в ряде участков Доно-Медведицкого вала, вала Карпинского и островной зоны Прикаспийской впадины. Песчаные осадки с фосфоритами и кварцевым гравием, а также конгломераты и гравелиты отмечаются обычно в основании разрезов. Лишь в редких районах Прикаспийской впадины встречаются прослои железисто-оолитовых гравелитов с плохо окатанными обломками кварца, кремней в средней части толщи пестроцветных глауконитово-кварцевых песчаных отложений.

Пески серые, темно-серые, реже ржаво-бурые крупно- и разнозернистые кварцевые, глауконитово-кварцевые, кварцево-гетитовые, косослоистые и с нечетко выраженной слоистостью с гравийными обломками кварца, кремней, фосфоритов с линзовидными обособлениями гравелитов, конгломератов. Редко в этих отложениях встречаются ядра и обломки аммонитов *Matheronites, Tropaeum, Ancyloceras*, неопределимые обломки моллюсков и других органических остатков.

Текстурные особенности, грубозернистость, присутствие окисленного глауконита и ожелезненности отложений свидетельствуют о формировании их в прибрежно-морских условиях с активным гидродинамическим режимом.

Фации песчано-алевритовых и алевритовых осадков слабо активного мелководья замещают к востоку и в большей степени к северо-западу фацию песчаных осадков. В северо-западной части бортового обрамления Прикаспия они выступают в качестве переходных к фациям открытого малоподвижного мелководья. В районе Пензо-Муромского прогиба фация представлена, в основном, песчанистыми алевритами с прослоями глин (иногда карбонатных), а на площади современного Окско-Цнинского вала – толщей переслаивающихся алевритов, глин, песков и алевро-глин.

Подобным образом меняется соотношение компонентов, слагающих данную фацию, на всей площади от современной Волги до крайних западных районов: на одних участках фация имеет песчано-алевритовый состав, на других – алевритово-глинистый или даже глинистый, что свидетельствует о морфоструктурно сложно расчлененном морском дне – наличии островов, локальных депрессий. Этим фактом объясняется и широкий диапазон предельных значений мощностей (от 0 до 155 м).

Присутствие в отдельных прослоях песчаников, верхнего баррема Саратовского правобережья многочисленных белемнитов *Oxytheuthis jasikowi, O. brunsvicensis, Aulacoteuthis absolutiformis*; двустворчатых моллюсков рода *Astarte* (астартовый горизонт), а также богатого комплекса фораминифер *Ammobaculites graciliformis, Spiroplectammina parvula* и др. служит неоспоримым свидетельством формирования осадков описываемой фации в нормальной морской среде в условиях слабо активного мелководья с глубинами 50-100 м.

Фация алевритово-глинистых и глинистых осадков открытого малоподвижного мелководья как и аналогичные фации готеривского времени, занимает практически все Саратовское Заволжье, внутреннюю прибортовую и центральную зоны Прикаспийской впадины. При этом нередко описываемая фация не отличается от таковой готерива и обе фации представляют однотипную алевритово-глинистую или глинистую толщу, описываемую как готерив-барремскую.

Наиболее типично фация выражена в районе Соколовогорского поднятия в восточной части Саратовской области. Здесь глины плотные, жирные, составляют до 90% разреза, имеют темно-серую до черной окраску, переслаиваются с тонкими прослоями и линзами глауконитово-кварцевого алеврита. В целом соотношение глинистого и алевритового материала изменяется по площади распространения данной фации в широких пределах. В одних участках (Новоузенская площадь и др.) глины слагают нижнюю часть разреза, содержащую прослои и линзы сидерита, глинистого известняка, вкрапления пирита; в других (район Астраханский свода, Халганская площадь) – верхнюю. В западных разрезах Прикаспийской впадины (ее бортового обрамления) глины темно-серые, слюдистые, алевритистые, содержат, как правило, богатый комплекс фораминифер: *Cyroidinoides sokolovae, Conorbinopsis barremicus, Marginulinopsis gracilissimus, Quenqueloculina infracretacea, Miliammina sp., Cribrostomoides sp., Ammobaculites sp.* и других обитателей морского бассейна с нормальным солевым и газовым режимом. Однако присутствие в разрезах баррема на юге территории (в пределах вала Карпинского) доломитизированных известняков, доломитов и пестроцветных алевритово-глинистых отложений (Сарпинский прогиб) с пресноводной фауной моллюсков, остракод, костей наземных позвоночных в отдельных слоях свидетельствует, что барремский бассейн временами сокращался с образованием частично опресненных лагун и заливов.

Аптский век

В начале этого века морской бассейн, возможно, занимал несколько меньшую площадь, по сравнению с барремским. Однако, уже к концу первой половины аптского времени море значительно расширило свои границы, что подтверждается залеганием отложений на восточном склоне Воронежской антеклизы на верхнедевонских-каменноугольных, а на вале Карпинского – на каменноугольных породах. Вместе с тем, это расширение бассейна не вызвало значительного изменения его глубины. Анализ разрезов апта показывает, что все отложения принадлежат к морскому типу, образуя генетические группы осадков: *заливно-лагунную, прибрежного активного и открытого мелководья.*

Фация алевритово-глинистых и песчано-глинистых битуминозных осадков заливно-лагунной зоны морского бассейна имеет ограниченное распространение. Территориально она выделена на площади северо-восточнее Саратова и, вероятно, располагается по юго-западному обрамлению Ульяновско-Саратовской впадины. Наиболее полный разрез этой фации представлен алевритово-песчаными осадками в нижней части и глинами – в верхней. Пески и алевриты желто-серые глинистые кварцевые и глауконитово-кварцевые включают прослои глин, известняков, сидеритов. Мощность этой части разреза 45-50 м. Глины верхней части темно-серые, алевритистые с прослоями песчано-алевритистых глин и битуминозных сланцев, известковистого песчаника с текстурой cone in cone. Мощность глинистой пачки 30-40 м, прослоев битуминозных сланцев до 3,5-16 м. Глины и сланцы содержат многочисленные, в различной степени обуглившиеся, растительные остатки, имеют тонкую горизонтальную слоистость. Из органических остатков отмечаются угнетенные виды фораминифер, остракоды *Parataxodonta uralensis* и др.

Фация песчаных и песчано-алевритовых осадков прибрежного активного мелководья с одной стороны, как уже было подмечено выше, латерально сменяет заливно-лагунные отложения, а с другой – занимает практически все пространство от Волги до Хопра на западе, а также низовья Волго-Донского водораздела. Строение фации неоднотипно. Так, в бассейне верхнего течения р. Вороны нижняя часть имеет песчаный состав с отдельными крупными зернами кварца, гравия и конкрециями сидерита, верхняя – алевритово-глинистый с прослоем опоковидного песчаника. Общая мощность – 8,5-15 м. В районе города Урюпинска в основании отложений этой фации залегает конгломерат из галек кремня, выше – глауконитово-кварцевые сильно глинистые тонкозернистые пески, с мощностью 12-74 м. В аналогичных образованиях севернее села Широкий Буерак найдены остатки Ichtyosauria: *Platypterygius sp.,* Plisiosauria indet (Первушов, Архангельский, Иванов, 1999).

На правобережье реки Медведицы близ города Жирновска фация начинается с бурых железистых грубозернистых песков и песчаников с зоной *Matheroniceras ridzewskyi*. Помимо зонального вида здесь присутствуют другие аммониты, а также двустворчатые моллюски *Nucula planata, Corbula polita* и др. Выше залегают пески и глауконитово-кварцевые глинистые тонкозернистые, песчаники и глины темно-серые и серые. Мощность этого разреза 23 м. В глинах встречаются многочисленные фораминиферы: *Hyperammina aptica, Haplophragmoides sp.* и др. Сходные условия прибрежного активного мелководья существовали и в пределах современных Первомайско-Чирской моноклинали, западного и юго-западного обрамления Прикаспийской синеклизы. Значительные мощности отложений на этих площадях (до 50-95 м) свидетельствуют о высоком темпе осадконакопления.

Фация алевритово-глинистых осадков открытого малоподвижного мелководья выделена, в основном, на территории Прикаспия. Латерально она к востоку сменяет вышеописанные фации. Однако, граница этого замещения имеет сложную конфигурацию. Так, южнее Саратова она резко отклоняется к западу и переходит на правобережье Волги, занимая практически всю площадь Приволжской моноклинали, в пределах, которой широкое распространение получили алевритово-глинистые осадки различной мощности (до 260-370 м в Волгоградском прогибе).

Соотношение алевритового и глинистого материала изменяется в широком диапазоне, нередко присутствует песчаный или известковый материал. Так, в строении фации района Эльтона принимают участие в нижней части рыхлые глауконитово-кварцевые глинистые песчаники с прослоями известковых глин. Затем следуют темно-серые глины с фораминиферами *Epistomina aptiensis, Rosaeina dampelae, Epistomina deinae, Bilnoniella dualis* и др. Они сменяются чередующимися глинистыми алевролитами, известковистыми и неизвестковистыми глинами. Завершают разрез глинистые песчаники с прослоями глауконитово-кварцевых алевролитов и темно-серых глин. Мощность этой толщи 62 м.

Более глинистый характер фации устанавливается для районов Прикаспия. Однако, и здесь в нижней части отмечаются в ряде мест более грубые песчаные осадки (например, в Новоузенской опорной скважине нижняя песчаная пачка 44 м, верхняя – переслаивание алевритов и глин – 46; подобное строение имеют разрезы Астраханского поднятия и другие).

Рассмотренная краткая характеристика строения фаций свидетельствует о сложности осадконакопления в пределах площадей их развития и о неодинаковых условиях седиментации в различных районах в одни и те же фазы аптского века. Отложение осадков и формирование фаций на этом этапе осуществлялось в условиях аридного климата и различных ландшафтов от приморских равнин с лагунами до открытого малоподвижного мелководья в бассейне практически нормального газового и солевого режима. Последнее подтверждается богатым комплексом фауны (аммонитов: *Deshayesites weissi, D. deshayesi, D. dechyi, Epicheloniceras tschernychewi, Parahoplites melchioris*; двустворчатых моллюсков: *Leda scapha, L. pseudomaria; Nucula oppelli, N. pectinata; Corbula julia, C. striatula, C. fenestrata; Protocardia concinna, Camptonectes crassitesta, Pinna robinaldina, Ostrea aqualis* и др.; брюхоногих моллюсков: *Aporrhais ebrayi, Festulana aptica, Cursoceritium andrusovi, Turbo albcaptiensis* и разнообразных фораминифер: *Orbignynoides aequalis, Verneuilinoides borealis, Bilnoniella dualis* и др.), расселявшихся на различных глубинах (от 35 до 200 м) и формировавших различные типы захоронений.

Альбский век

Море трансгрессировало на рассматриваемую территорию уже в начале века. Вместе с тем, выпадение из разрезов верхов аптского яруса может служить доказательством перерыва в осадконакоплении на рубеже апта-альба. Однако четко определить длительность этого перерыва и глубину эрозионного среза не представляется возможным.

Характер строения разрезов альба дает основание утверждать, что слагающие их отложения являются морскими и генетически связаны с осадками прибрежного активного мелководья и открытого малоподвижного мелководья.

Фация песчаных, песчано-алевритовых осадков прибрежного активного мелководья, в отличие от аналогичной аптской, имеет значительно большую площадь распространения. Она занимает практически всю изученную территорию, за исключением

Прикаспия, и сложена различными по размерности и окраске песками, как правило, косослоистыми, нередко с прослоями грубозернистых песков и песчаников, алевритов, глин. Пески кварцевые и глауконитово-кварцевые. Нередко в основании песчаных толщ наблюдается фосфоритовый горизонт с галькой кремней, кварца, желваковыми фосфоритами и фосфатизированными ядрами, обломками аммонитов, двустворчатых моллюсков. Среди аммонитов наиболее часто встречаются в песках зональные виды *Hypacanthoplites jacobi, Pervinquieria inflatum*, а также *Pseudosonneratia steinmani; Hoplites dentatus, H. interruptus; Arcthoplites jachromensis, Dimorphoplites rossiensis, Saynella aurita.* Из двустворчатых моллюсков обнаружены *Leda maria, Nuculana pectinata tenuicostata, Thetironia caucasica, T. laevigata; Aucellina caucasica, Integricardium dupini, Grammatodon carinatus, Exogyra orduenensis* и другие виды.

Эти преимущественно псаммитовые осадки формировались в обстановке резкой смены направления течений в мелководном бассейне. Возможно, здесь же временно существовали острова, отмели и лагуны, на что указывает характер распространения отложений по площади. В некоторых участках песчаные осадки замещались на глины сильно песчаные и алевритовые (районы Керенско-Чембарских, Базарно-Карабулакских, Саратовских дислокаций и др.). Темп седиментации в этом веке мало отличался от аптского. По-прежнему, наиболее интенсивное прогибание испытывал Волгоградский прогиб, в пределах которого сформировалась 100-320 метровая толща осадков.

Фация алевритово-глинистых и глинистых осадков открытого малоподвижного мелководья, подобно аналогичной фации аптского возраста, занимает, главным образом, площадь современного Прикаспия. Она также латерально замещает выше охарактеризованную фацию и имеет с ней границу, практически совпадающую с границей Прикаспийской синеклизы. Однако, следует заметить, что в пределах площади развития этой фации обстановка открытого малоподвижного мелководья на протяжении века не оставалась без изменения. Об этом свидетельствует некоторое разнообразие литологического состава фации. В основном преобладает алевритово-глинистый состав с пропластками серо-зеленых кварцево-глауконитовых песчаников. Глины темно-серые, слюдистые, прослоями алевритистые или песчанистые, тонкогоризонтально слоистые. Алевриты кварцевые и глауконитово-кварцевые. Участками в основании алевритово-глинистой толщи прослеживаются грубо или разнозернистые пески с желваковыми фосфоритами (Новоузенская опорная скважина, район города Ленинска на юге Прикаспия). В зоне Саратовских дислокаций фосфоритовые горизонты мощностью от 0,15 до 0,35 м располагаются в кровле глинистых слоев. В Сызранском районе описываемая фация имеет кремнисто-глинистый и кремнисто-карбонатно-глинистый состав и разрез ее представлен чередованием опоковидных, иногда сланцеватых глин, известковистых опоковидных силицитов с прослоем в верхней части органогенно-обломочного известняка. В известняках, глинах и алевритах определены двустворчатые моллюски: *Inoceramus anglicus, I. concentricus, Trigonia aliformis, Cyprina ervyensis, C. aff. regularis; Leda lineata lata, Entolium orbicularis* и др.; фораминиферы: *Ammobaculites ex. gr. agglutinans, Proteonina scherborniana, Tritaxia pyramidata, Gaudryina gradata, G. dispansa; Gaudryinopsis filiformis, Conorboides lamplughi, Evolutinella karatjubensis, Epistomina carpentri, Marginulinopsis jonesi, Hedbergella infracretacea* и др. В отдельных прослоях глин встречены остракоды *Protocythere aff. deroii, Cytherella volubis.*

Характеризуя в целом фациальные обстановки альбского века, необходимо подчеркнуть, что резко выраженное мелководье раннеальбского моря и сильные течения препятствовали развитию не только планктона, но и бентоса, и не создавали благоприятных условий для их захоронения. Вероятно, реки приносили с суши большое количество гид-

розолей железа, способствовали местному опреснению вод, что исключало возможность нормального развития стеногалинных форм (например, аммонитов), которые могли бы мигрировать в Поволжский бассейн из южных геосинклинальных областей. В то же время наблюдалось расширение ареала развития монотаксонных сообществ устричных (Кулева, Морозова, 1992).

На рубеже раннего и среднего альба глубины моря незначительно изменились, вызвав в ряде районов Правобережья частичное и даже полное срезание раннеальбских осадков. Новая трансгрессия привела к заметному углублению бассейна, он приобрел нормальную соленость и газовый режим, о чем свидетельствуют аммониты и фораминиферы, часто встречаемые в разрезах среднего альба. Более тонкие глинистые осадки отлагались не только в Прикаспийской части моря, но и в более западных районах морского бассейна.

Значительный размыв отложений верхнего альба затрудняет восстановление истории осадконакопления на этом этапе. Сходство же строения разрезов, сохранившихся от эрозии, с разрезами среднего альба дает право признать, что условия седиментации мало отличались от предшествующих. Вероятно, на большей части территории имело место широкое формирование глинисто-алевритовых осадков.

Анализ мощностей альбских отложений свидетельствует о значительном прогибании в этот этап юго-западных районов Прикаспия. Так, в Сарпинском прогибе только средний альб достигает 250 м. Однако, тектонические движения и в пределах Прикаспийской синеклизы носили дифференцированный характер, что объясняется влиянием соляных структур, создававших своеобразный ландшафт морского дна альбского бассейна.

Позднемеловая эпоха

Сеноманский век

В сеноманский век на рассматриваемой территории продолжал существовать нормальный морской бассейн, седиментация в котором протекала также, как и в альбском веке, в условиях *прибрежного активного мелководья и открытого малоподвижного мелководья* (Рис. 6).

Залегание сеноманских отложений на крайнем северо-востоке и юго-востоке Воронежской антеклизы не только на альбских, но и на образованиях апта, триаса, карбона и даже кристаллических породах фундамента, является свидетельством значительного расширения площади бассейна, по сравнению с морями прошлых эпох.

Фации песчаных, алевритовых и песчано-алевритовых осадков прибрежного активного мелководья, как и в альбе, располагались, преимущественно, к западу от Терешко-Волжского и Иловлинско-Волжского водоразделов, а также в западной части низовья Доно-Волжского водораздела. На большей части территории она имеет сложное строение и пятнистый характер распределения глинисто-алевритово-песчаного, редко карбонатного материала. В северо-восточной зоне Саратовских дислокаций, на восточном склоне Воронежской антеклизы и в северо-западной части вала Карпинского фации представлены песками с подчиненными прослоями песчаников, глин, редко известняков. В основании песчаных толщ, иногда близ кровли или в ее средних частях отмечаются фосфоритовые конгломераты (мощность 0,3-0,5 м), горизонты грубо-, разнозернистых песков и гравелитов, обогащенных желваковыми фосфоритами, гравийными зернами квар-

ца, кремней, фосфатизированными ядрами и обломками аммонитов, белемнитов, двустворчатых моллюсков. Среди головоногих моллюсков определены *Schloenbachia varians, Actinocamax primus*; среди двустворчатых – *Cucullaea glabra, Gramatodon carinatus, Inoceramus crippsi* и другие виды. В фосфоритовых горизонтах помимо моллюсков бивалвий, в том числе *Oxytoma multicostata, Korobkovitrigonia cf. tobolica*, гастропод: *Buckmaniana cenomaniensis, Solariella sobetski* и др. наблюдается костный материал рыб, зубы акул, фрагменты скелетов Icthiosauria и Plesiosauria, кости гесперорнисов (Иванов, 1998; Первушов, Архангельский, Иванов, 1999). В сеноманских песках А.И. Ивановым выделены слои с характерными видами маринокулат – *Obliconus humilis, Acutacorya amitrovi, Sculptacronia sp.*

Местами близ кровли песчаных толщ наблюдаются железистые «фигурные» песчаники (Керенско-Чембаровские дислокации, Рязано-Саратовский прогиб и др.). Пески кварцевые, прослоями глауконитово-кварцевые серого, желто-серого цвета, иногда пестроокрашенные с бурыми пятнами и разводами. По гранулометрическому составу преобладают мелко- и среднезернистые разности. Слоистость горизонтальная или косонаправленная. Мощность песчаных толщ изменяется в широких пределах (15-65-80 м).

В ряде других участков рассматриваемой территории (юг Ртищевско-Баландинского вала, западный склон Доно-Медведицкого вала и др.) в разрезах сеномана увеличивается роль глинистого или алевритового материала. Глины часто отмечаются в нижних частях разреза и переслаиваются с прослоями мелкозернистых песков, песчаников, алевритов, алевролитов. В верхних частях обычно преобладают различные по размерности пески. Фосфоритовые прослои, отмечаемые в различных частях этих разрезов, выступают иногда в качестве горизонтов конденсации, разделяющие литологически различные пачки (низовья Хопра, Медведицы). В песках верхней части определен аммонит *Acanthoceras rhotomagensis*, двустворчатые моллюски *Entolium orbicularis*, брахиоподы *Lingula krausei* и др. В глинах нижней части разреза описываемой фации встречены фораминиферы *Gavelinella cenomanica, Lingulogavelinella formosa, Brotzenella berthelini* и др.

Подобное строение описываемой фации, состав отложений и биоты, свидетельствуют о формировании ее в нормально-морских условиях со сложной гидродинамикой и неровным рельефом дна бассейна седиментации.

Фация глинисто-алевритовых осадков открытого слабо подвижного мелководья по латерали к востоку замещает фацию активного мелководья. Территориально она прослеживается от северо-западного обрамления Прикаспийской синеклизы, в пределы Приволжской моноклинали, выклиниваясь в районе Сарпинского прогиба. Практически повсеместно, эта фация представлена алевритами серо-зеленого цвета глауконитово-кварцевого состава, слюдистыми, часто уплотненными до степени слабых алевролитов, иногда известковистых. В их основании часто наблюдаются фосфоритовый горизонт или грубозернистый известковистый песчаник с желваками фосфоритов, галькой кремнистых пород, обломками древесины и раковинами двустворчатых моллюсков: *Pecten asper, Entolium orbicularis, Amphiolonte conicum, Neithea quinquicostata* и др. В верхней части разреза наблюдаются прослойки глин темно-серых слюдистых с фораминиферами Spiroplectammina plana, Tritaxia cenomana и др. Преимущественно алевритовый состав фации и наличие в ее разрезе эпизодически проявляемых грубообломочных осадков является свидетельством ее формирования в мелководных морских условиях с временными потоками более грубого терригенного материала, поставщиками которого могли быть как островная, так и континентальная суша (южный склон Волго-Уральской области). В то же время не исключается перемыв ранее отложенных осадков слабыми придонными волнениями.

Фация алевритово-глинисто-карбонатных осадков открытого слабо подвижного с депрессионными участками мелководья располагается на площади Прикаспийской синеклизы и территориально замещает к востоку, северо-востоку и югу обе вышеописанные фации. Однако четкого разграничения между всеми выделенными фациями сеномана провести трудно, так как распределение осадков на рассматриваемой территории в течение всего века имеет мозаичный характер. На большей части площади преобладают алевритовые, алевритово-глинистые или глинистые осадки, как правило, известковистые. В их основании наблюдается часто фосфоритовый горизонт или грубозернистый известковый песчаник (мощность 0,3-0,4 м) с желваками фосфоритов, галькой, гравием кремнистых пород, обломками древесины и раковин. Нередко отмечаются и прослои песков.

Наиболее полные разрезы отложений описываемой фации вскрываются скважинами в южных и юго-западных участках Прикаспийской впадины. В одном случае это преимущественно алевриты, алевролиты серые, зеленовато-серые кварцевые и кварцево-глауконитовые, чередующиеся с прослоями глин известковистых, известняков глинистых, песков, песчаников (Палласовская ПР), мощностью 125 м; в других – преобладают пески, песчаники, алевриты с прослоями глин и алевролитов, общей мощностью 85-150 м и 80-250 м (Гмелинская ПР и Волгоградский прогиб).

В компенсационных прогибах или межкупольных зонах, основную роль в осадках играли известковистые илы, в разной степени разбавленные глинистым, меньше алевритово-песчаным материалом. Из органических остатков отмечаются двустворчатые моллюски (*Entolium orbicularis, Amphiolonte conicum, Neithea quinquicostata* и др.), фораминиферы (*Tritaxia cenomana, Gumbelitria cenomana, Hagenowella chapmani, Arenobulimina sabulosa, Thalmanninella appenninica* и др.)

Характеризуя, в целом, фации сеноманского бассейна описываемого региона, необходимо подчеркнуть, что и во времени, и в пространстве они отличались значительным непостоянством. Это связано со сложным ландшафтом морского дна, с одной стороны, и расчлененностью суши, с другой, вызванных как дифференцированными тектоническими движениями регионального плана, так и активностью на этом этапе соляных куполов. Мощность сеноманских отложений как и состав, в связи с этим, изменяются на коротких расстояниях в значительных пределах. Так в Камышинско-Волгоградском прогибе она составляет 80-250 м. Вместе с тем, в ряде мест эти образования почти нацело уничтожены, главным образом, в предсантонское время.

Туронский век

Отложения этого возраста не имеют сплошного поля распространения. Однако, их преимущественно карбонатный состав дает основание признать, что в туронском веке практически вся описываемая площадь была покрыта нормальным морским бассейном с относительно богатым сообществом фауны и флоры: многочисленных двустворчатых моллюсков (чаще иноцерамов), брюхоногих, редких аммонитов, а также различных представителей – кокколитофорид.

Анализ отложений турона позволяет выделить две генетические группы осадков: *прибрежного активного мелководья и открытого малоподвижного мелководья* (см. рис. 6).

Фация песчаных и песчано-карбонатных осадков прибрежного активного мелководья достоверно установлена в районе г. Балашова, где участвует в строении всего разреза яруса. Она представлена песками желтовато-серыми мелкозернистыми кварцево-

глауконитовыми, в основании которых залегает фосфоритовый горизонт с переотложенными формами фораминифер. При прослеживании фации к востоку отмечается появление грубого мела с галькой песчаников и желваками фосфоритов в подошве. Мощность песчаной пачки 2-11 м, карбонатной – 4-7 м.

На северо-восточной окраине Ульяновского прогиба, в окрестностях города Саратова и ряде других участков фация представлена органогенно-обломочными известняками с переотложенными фрагментами раковин иноцерамов, с зернами кварца, глауконита и фосфорита. В основании толщи известняков отмечается фосфоритовый горизонт. Общая мощность достигает 8 м (Дервиз и др., 1959).

Фация карбонатных и глинисто-карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья имеет наибольшее распространение. Она представлена относительно однородной толщей светло-серых, серых и зеленовато-серых известняков, различных по плотности, с прослоями мела, глинистых мергелевидных разностей и известковых глин. Все эти породы, содержат богатый и разнообразный комплекс органических остатков – кокколитофорид, фораминифер *Globorothalites hangensis, Bolivinita sp., Eponides turonicus* и др. В верхней части турона преобладали планктонные формы *Gavelinella moniliformis, Globorothalites multiseptus, Globotruncana linneiana, Praeglobothruncana marginata* и др.

Характерными видами двустворчатых моллюсков являются иноцерамы *Inoceramus labiatus* и *Inoceramus lamarcki*, а также крупные *Monticulina, Hyotissa, Lima*. Из брахиопод встречаются *Terebratula* и *Rhynchonella*. Обломки призматического слоя иноцерамов, составляют существенную часть грубых разностей мела и песчаных известняков, приуроченных к периферии фации. Более тонкодисперсные разности известняков и мелов, тяготеют к центру Прикаспийской синеклизы и валу Карпинского, где турон достигает максимальной мощности в 70-145 м.

Относительная однородность мергелевидных известняков и мелов, присутствие тонкодисперсного глинистого материала указывают на спокойные условия осаждения. Большое количество остатков и разнообразие видов планктонных фораминифер дает возможность судить о режиме бассейна как тепловодном с достаточной освещенностью, а присутствие в прослоях крупных песчинок и органогенного шлама – о периодических проявлениях активных волнений и течений.

Коньякский век

Отложения этого возраста по литологическим признакам практически неотличимы от туронских, поэтому почти всегда рассматриваются совместно как единое геологическое тело. Вместе с тем, палеонтологические данные свидетельствуют об отсутствии на всей Восточно-Европейской платформе зональных видов фауны нижнего подъяруса. В.С. Акимец, А.А. Григялис, Е.С. Липник (1974) нижнюю зону верхнего коньяка по фораминиферам описывают как нижний подъярус, а верхнюю относят к верхнему подъярусу. Многие исследователи, ссылаясь на «плавный» литологический переход туронских пород в коньякские, считают это вполне обоснованным. К сожалению, эти выводы часто базируются только на макроописании разрезов без учета текстурно-структурных особенностей пород и историко-геологического анализа развития территории.

По отдельным разрозненным выходам и сохранившимся от размыва «островкам» верхнего коньяка можно сделать вывод, что эти отложения, подобно туронским, формировались в условиях нормального морского режима. Они принадлежат *генетической группе открытого малоподвижного мелководья* с фациями карбонатных и глинисто-карбонат-

ных осадков и подстилаются фосфоритовым горизонтом, сложенным кварцево-глауконитовыми песками с включениями темной глины и округлых темных фосфоритов до 5 см в диаметре (см. рис. 6).

Фации карбонатных и глинисто-карбонатных осадков малоподвижного мелководья представлены мергелевидными глинистыми известняками и аналогичными туронским мелоподобными известняками, переходящими в грубый мел. В южной части Прикаспийской впадины появляются плотные серые известняки, а на территории вала Карпинского – белые известняки с прослоями светло-серых глинистых разностей.

По сравнению с туроном здесь сокращена роль макрофауны, встречается несколько видов иноцерамов: *Inoceramus wandereri, I. involutus, I. amnulatus, I. koeneni*, морские ежи *Micraster cortestudinarium, Conus subconicus* и др. Фораминиферы представлены зональным видом *Gavelinella kelleri* и *Gv. thalmanni, Spiroplectammina embaensis* и др.

В целом, анализ имеющегося материала дает основание считать, что наиболее глубоководные и относительно тиховодные условия накопления карбонатного материала, как и в туронское время, по-прежнему, существовали в центральной части Прикаспийской впадины, где зафиксированы и максимальные мощности отложений (45 м, разрез коньякского яруса в Новоузенской скважине).

Сантонский век

В этот отрезок геологической истории региона на рассматриваемой территории продолжал существовать нормальный морской бассейн, акватория которого заметно увеличилась, по сравнению с предшествующими этапами, о чем свидетельствует залегание сантонских отложений на различных по возрасту образованиях – от коньякских до пермотриасовых в области соляных куполов Прикаспия. Усилилась связь с мировым океаном Тетис и бореальными водами Арктического океана. Это обусловило формирование разнообразного комплекса отложений в условиях *прибрежного активного мелководья, открытого малоподвижного мелководья и относительно углубленных, депрессионных участков.*

Фация алевритово-песчаных и алевритово-глинисто-карбонатных осадков прибрежного активного мелководья установлена в пределах изученной территории к западу от Волги, за исключением дальнего Волгоградского правобережья Дона, где она имеет пестрое сложное строение. Начало ее формирования связано с условиями, благоприятными для конденсированного накопления базального «губкового» горизонта с многочисленными генерациями фосфоритов и генетически различного глауконита. Губковый горизонт у села Пудовкино содержит остатки гексактинеллид: *Ortodiscus pedester* (Eichw); *Microblastium spinosum* (Sinz); *Napaeana* и др.; демоспонгий *Selliscothon sp., Jerea sp.* (Первушов и др., 1999).

Обстановки менялись во времени и в пространстве от характерных для образования смешанных карбонатно-кремнисто-глинистых илов на востоке (Приволжская моноклиналь) до карбонатно-кремнисто-глинисто-алевритовых (юг Доно-Медведицкого вала) и до кремнисто-глинисто-алевритовых илов (склон Воронежской антеклизы). Этот этап ознаменовал собой начало и развитие сантонской трансгрессии.

Верхняя часть разрезов отличается более однородным алевритово-песчаным составом. Формирование этих осадков происходило уже на фоне регрессии и возникновения в районах дислокаций низменных островов (например, Арчедино-Донского острова с зонами естественного шлихования и весьма высоким содержанием в терригенной фракции устойчивых минералов титана и циркония – до 240 кг/м^2).

Фация кремнисто-глинисто-карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья латерально к востоку замещает предыдущую и установлена в узкой полосе, охватывающей площадь Ульяновско-Саратовской синеклизы и прибортовую зону Прикаспийской синеклизы. Во время формирования этой фации впервые за всю историю мелового периода ведущее значение в осадках имели кремнистые, кремнисто-глинистые илы, которые периодически разбавлялись известковым (кокколитовым), реже алевритовым материалом. Иногда течениями с близлежащих островов сюда доставлялся и более грубый материал, что особенно четко улавливается для разрезов Марсксовской депрессии и юга Камышинско-Волгоградского прогиба.

Преобладание кремнистого материала в ряде прослоев связано с расцветом в бассейне организмов с кремниевым скелетом (губок, радиолярий), а также с поступлением с континента коллоидного кремнезема. Фауна с известковым скелетом представлена планктонными формами фораминифер и кокколитофорид, а также *Inoceramus cardissoides, Oxytoma tenuicostata, Monticulina crassa, Liostrea*; головоногими моллюсками *Actinocamas verus fragilis, Belemnitella praecursor* и др.

Фация глинисто-карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья и относительно углубленных участков имеет сложное строение, что связано с ее расположением в области Прикаспийской синеклизы и вала Карпинского, в пределах которых седиментация контролировалась не только латеральной удаленностью от источников терригенного материала, но и тектонической активностью структур мелкого порядка.

В пределах структур вала Карпинского в результате местных тектонических движений установлено либо выпадение всего сантона в результате предкампанской регрессии, либо отсутствие нижнесантонского подъяруса (северо-западная половина Астраханского свода, Долан-Алдынская, Эджинская и другие площади).

В целом, сантон в пределах площади развития фации глинисто-карбонатных осадков построен различно. Во всех случаях первая половина его ознаменовалась преобладанием существенно известковых образований, а для второй было характерно появление карбонатно-глинистых отложений, иногда содержащих алевритовый материал. Все это свидетельствует о том, что и здесь формирование данной фации имеет трансгрессивно-регрессивную направленность.

Анализируя изменения мощности описываемой фации, следует отметить следующее. В пределах Волго-Уральской антеклизы она колеблется от 3 до 60 м, в районах от Саратова до Волгограда от 20 до 102 м. На восточном склоне Воронежской антеклизы варьирует в пределах 5-164 м. В Прикаспийской впадине на куполах минимальные величины составляют 5-10 м, а максимальные во впадинах – 164 м. Такие предельные значения обусловлены, с одной стороны, скоростью седиментации того или иного осадочного материала, а с другой – характером дна морского бассейна. Как уже подчеркивалось, на его расчленение существенное влияние оказали региональные тектонические движения, создавшие на обширных пространствах приморской равнины низменные острова, а на площади открытого малоподвижного мелководья депрессионные (межкупольные) зоны и т. д. В последних (Ремонтненско-Элистинский блок) накапливались наиболее дисперсные чистые мергелевидные известняки и белый пишчий мел, содержащие фораминиферы *Gavelinella infrasantonica.*

Кампанский век

Нормальный морской режим в регионе установился с конца раннего кампана – времени появления *Belemnellocamax mammilatus volgensis*. Ему, по крайней мере, для Хоперско-Волжского междуречья предшествовала регрессия сантонского бассейна. Отсутствие нижней зоны кампанского яруса вряд ли может рассматриваться как проявление континентального этапа осадконакопления на большой территории, однако в зонах Базарно-Карабулакских, Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций предполагается образование островного архипелага.

Его возникновение могло быть вызвано не только активизацией местных структур с движениями положительного знака, но и как следствие существенного углубления моря в центральных районах Прикаспия. Так Д.П. Найдин и др. (1984, 1986) на основе анализа литологических и микропалеонтологических данных предполагают, что наибольшие глубины в позднемеловое время Прикаспий имел именно в раннем и первой половине позднего кампана.

Однако, анализ имеющегося материала позволяет признать, что акватория бассейна существенно сократилась, а кампанской седиментации в ряде районов предшествовал глубокий размыв сантонских пород. На юге в пределах Беркультинской площади кампанский ярус залегает на размытой поверхности альба, а в основании прослеживаются гальки и желваки фосфоритов, окатанные обломки известковистого песчаника. И все же, выпадение из разрезов каких-либо интервалов осадков может быть вызвано не столько отсутствием процессов осадконакопления в зонах тектонической активизации, сколько неоднократным сползанием нелитифицированных илов в сопряженные с ними углубления. Такие явления рассмотрены А.П. Лисицыным (1988) в современных бассейнах.

В целом кампанские осадки на протяжении века формировались в прибрежно-морской и морской обстановке и относятся к *генетическим группам прибрежного активного мелководья, открытого малоподвижного мелководья и относительно глубоких участков моря* (см. рис. 6).

Фация глауконит- и фосфоритсодержащих песчаных и алевритово-песчаных осадков прибрежного активного мелководья территориально установлена там же, где и сантонская фация прибрежного активного мелководья. Формирование ее на большей части площади к западу от прибортовой зоны Прикаспия началось с установления весьма своеобразного по физико-географическим обстановкам режима, подобного времени отложения «губкового» горизонта сантона.

Частая смена динамически пассивных периодов активными создавала условия для формирования в ряде районов глауконит- и фосфоритсодержащих слоев (Пензо-Муромский прогиб и др.). У села Вишневое в них встречены *Hoplitoplacenticeras vari*.

Процесс конденсированной седиментации, как показывает мощность глауконитовой пачки основания кампана (2,5-7,5), был гораздо более длительным, чем в начале сантонского века. В зоне Ртищевско-Баландинского поднятия весь кампан сложен песками с прослоями песчаников. Для песчаных отложений свойственны преобладание кварца (78-96 %), низкие содержания полевых шпатов и переменное количество глауконита (0,5-19 %) как аутигенного, так и переотложенного, устойчивые ассоциации тяжелых минералов (циркон, рутил, ставролит и др.).

Отложения рассматриваемой фации содержат *Belemnellocamax mammilatus, Belemnitella mucronata*. Двустворчатые моллюски *Monticulina vesicularis, Chlamys*

rotomagensis. Среди пектиноидных отмечаются *Oxytoma tenuicostata* и др. (Иванов, 1993, 1999); аммониты представлены *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense, H. vari.* Встречаются губки, окатанные обломки костей мозазавров. Фораминиферы представлены видами *Cibicidoides temirensis, Globorotalites michelianus, Pseudovalvulineria clementiana* и др. Все это свидетельствует о нормально морской обстановке, существовавшей на раннем этапе кампанской седиментации.

Фации алевритово-глинисто-кремнистых, участками известковистых осадков депрессионных зон распространены в пределах Приволжской моноклинали по всему Правобережью Волги и представлены различными по плотности опоковидными породами (силицитами с прослоями глин и алевролитов). Окраска их изменяется от светло-серой до черной. Локальная известковистость обусловлена присутствием кокколитов и планктонных фораминифер. Варьирует состав и характер глинистых компонентов (монтмориллонит, гидрослюда, глауконит), а также алевритовых частиц кварца (55-89 %).

Рассматриваемая фация макрофаунистически охарактеризована слабо. Лишь у села Щербаковки встречены *Belemnitella mucronata mucronata, Bellemnellocamax mammilatus volgensis*. Здесь же были найдены маринакулаты: *Conigalea otchevi, Inaclipia stabilis, Lauturria serdobensis*. Комплекс фораминифер представлен *Cibides temirensis, Anomalina stelligera, An. umbilicatula, Bulimina ventricosa, Pullenia sp., Gaudrina rugosa, Eponides moskvini, Arenobulimina obligua.* Породообразующими организмами кремнистых отложений являлись радиолярии и губки.

Мощность опоковидных пород составляет от 0,8 до 30 м. Более мощные разрезы (60-70 м) опоковидных глин, чередующихся с известковистыми силицитами вскрыты Николаевской опорной скважиной и распространены в западном Прикаспии.

Фации глинисто-карбонатных, карбонатных, глинисто-кремнисто-карбонатных осадков открытого мелководья и относительно глубоководных участков выделены в полосе Приволжской моноклинали, в прибортовой и центральной частях Прикаспия, а также в пределах вала Карпинского. Они являются естественным латеральным продолжением к востоку и югу фации более активного мелководья и фации алевритово-глинисто-кремнистых образований.

На всей этой площади строение ее весьма неоднородное. Так, в западных районах по обрамлению Прикаспийской синеклизы фация представлена смешанными кремнисто-глинисто-карбонатными или карбонатно-кремнисто-глинистыми осадками. В северных и северо-восточных районах распространены глинисто-карбонатные и чисто известковые кокколитовые илы (Воскресенская и Волынская впадины) с незначительным содержанием песчано-алевритового материала. На юго-западе (Донская излучина) последний, наряду с глинисто-карбонатным компонентом, имел уже породообразующее значение, что обусловлено его транспортировкой с суши направленным речным потоком в зону аванделът. На большей части Прикаспия, вала Карпинского практически повсеместно шло формирование либо кокколитовых, либо фораминиферовых известковых илов, но чаще илов смешанного глинисто-карбонатного состава. В районе Астраханского свода фация слагается белыми мелоподобными известняками, а также органогенными известняками с прослоями зеленовато-серых известковистых глин. В основании кампана на Цубукско-Промысловом поднятии прослеживается слой конгломерата, сложенного плохо окатанными гальками известняков и мергелей, а на Промысловой площади известняки приобретают красноватый оттенок, что связано с образованием их на малой глубине в окислительной обстановке.

Нередко поступление алевритового и кремниевого материала оказывало заметное влияние на седиментацию в юго-западной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины, в районе Бузгинского поднятия вала Карпинского и в других районах.

Анализ состава и распределения мощностей кампанских отложений свидетельствует о том, что формирование фации происходило на фоне сложно дифференцированных тектонических движений. Предельные изменения мощностей (0-410 м) определялись с одной стороны сложной морфологией дна, а с другой – характером осадочного материала и скоростью его накопления. Возможно, в зонах максимальных глубин была проявлена лавинная седиментация.

Маастрихтский век

Наступление этого века связано с некоторым сокращением площади нормального морского бассейна при одновременном увеличении акваторий и глубин отдельных депрессионных участков, особенно в центральных областях Прикаспийской впадины. Площадь континентальной суши на западе при этом расширяется, отражая общую регрессивную направленность процессов.

Анализ литологического строения разрезов дает основание признать наметившуюся резкую фациальную дифференциацию отложений. Выделяется *две генетические группы осадков: прибрежного активного мелководья и открытого малоподвижного мелководья с относительно глубоководными депрессионными участками* (см. рис. 6).

Фация песчаных и глинисто-песчано-алевритовых осадков прибрежного активного мелководья, в отличие от аналогичных фаций предшествующих этапов развития бассейнов, занимает наименьшую площадь распространения, практически охватывая Медведицко-Доно-Хоперское междуречье Пензенской, Саратовской и Волгоградской областей и занимая субмеридионально направленную полосу, обрамляющую с востока Воронежский выступ и другие участки суши. Так, в Карамышской впадине фация представлена желтовато-серыми кварцевыми песками с прослоями алевритов и с желваковыми фосфоритами в основании разрезов. Пески местами уплотнены и сцементированы до состояния рыхлых песчаников. В других участках преобладают зеленовато-серые глауконитово-кварцевые пески с пятнисто-линзовидным распределением высоких концентраций глауконита. На берегу Карповского водохранилища Волго-Донского канала среднезернистые глауконитово-кварцевые пески содержат большое количество ростров *Belemnella lanceolata, Orbigonia praesinzovi*, остатки костей мозазавров и другой фауны, свидетельствующих о формировании фации в условиях морского бассейна с умеренно активным гидродинамическим режимом среды осадконакопления.

Фация алевритово-кремнисто-глинисто-известковых и глинисто-кремнистых осадков депрессионных участков в виде узкой полосы (20-100 км) протягивается через все Ульяновско-Саратовско-Волгоградское Поволжье и является своеобразной зоной, отделяющей фацию осадков динамически активных зон от осадков типичной пелагиали. В строении этой фации принимает участие разнообразный комплекс опоковидных пород (силицитов, глин, алевролитов и их смешанных, часто известковистых разностей), горизонтально- и неясно слоистых, пятнисто окрашенных в серые, темно- и светло-серые тона за счет неравномерного распределения компонентов.

Состав кремнезема опал-кристобалитовый по радиоляриям, структура которых в результате замещения кристобалитом или цеолитами выражена нечетко, за редким исключением. Глинистое вещество представлено монтмориллонитом и глауконитом. Алевритовые частицы преимущественно кварцевые. Известковистость обусловлена присутствием кокколитов, фораминифер и их шлама. Отмечаются *Bolivina decurrens, B. incrassata, Anomalina praeacuta Cibicides orcinus, Orbignina sacheri* и др. Эта фация здесь тесно связана

с аналогичной кампанской, часто образуя с ней единое кремнисто-глинистое геологическое тело, что является свидетельством унаследованности условий седиментации.

Фация глинисто-карбонатных и карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья замещает по латерали к востоку и югу вышерассмотренную, занимая всю Прикаспийскую впадину и прилегающие с севера, запада и юго-запада районы. Здесь маастрихт трансгрессивно залегает на различных горизонтах от кампана до бата. В этой связи интересны данные залегания яруса на альбских отложениях по восточному обрамлению зоны Саратовских дислокаций. Этот факт, а также карбонатный (до 120 м) разрез свидетельствует, что впервые за позднемеловую историю на фоне региональной регрессии зона Саратовских дислокаций в маастрихте погрузилась и представляла собой часть морского бассейна. Увеличение глубин происходило за счет расширения Марксовской впадины на северо-западном ее склоне.

В Заволжской части Саратовской области на возвышенностях Урас и Три Мара на альбских глинах в основании маастрихта располагается фосфоритовый горизонт, а выше мел писчий с *Belemnitella lanceolata* в нижней части и *Belemnitella americana, Bel. arkhangelskyi* в верхней. В нижней части встречаются аммониты *Baculites knorii, B. anceps, Discorbis contstrictus*, двустворчатые моллюски *Entolium membranaceum, Pecten pulchellus, Spondylus dutempleanus, Hyotissa semiplana, Orbigonia praesinzowi, Oxytoma multicostata, O. intermedia* и др. (Иванов,1998,1999); брахиоподы *Carneithiris carnea, C. obesa, Terebratulina gracilism, Mages pumilus*, морские ежи. Основными компонентами пород являются остатки кокколитофорид и фораминифер, в том числе *Brotzenella conpanata, Bolivina decurens, Bolivinoides draco, Psevdouvigerina cristata* и другие.

Наиболее полные разрезы фации вскрыты на Промыслово-Цубукском блоке, в Новоузенской и в южной области Прикаспийской впадин. На Джанбайской площади Зорькиной и др. (1970) фиксируется 188 метров карбонатных маастрихтских отложений. В межкупольных участках отмечается либо преобладание чистых меловых отложений, либо глинисто- и кремнисто-карбонатных; мергелевидных, глинистых известняков, известково-глинистых силицитов и известковых глин. Изредка в строении фации принимает участие более грубый алевритовый материал (район Астраханского свода и т.д.). Особенно много его в юго-западной прибортовой зоне Прикаспия. Здесь же установлены максимальные мощности маастрихта до 230 м.

Участки с мощностями более 100 метров, содержащие прослои, обогащенные алевритовым материалом, могут быть приурочены к областям накопления оползающего материала под влиянием суспензионных потоков и потоков, подобных турбидитам.

Литологический состав отложений и комплексы фауны свидетельствуют о нормальных морских условиях формирования рассматриваемой фации. Можно также предполагать образование новых депрессионных зон с субокеаническим типом осадконакопления, куда сбрасывался материал первого уровня лавинной седиментации (Лисицын, 1988). Имело место сужение и одновременное углубление отдельных участков бассейна.

Анализ охарактеризованных выше фаций позволяет подытожить следущее.

1. Все накопившиеся осадки по своим генетическим особенностям принадлежали морским отложениям прибрежного активного мелководья, частично заливно-лагунной группе открытого малоподвижного мелководья со значительным развитием относительно глубоководных осадков в депрессионных зонах и межкупольных мульдах.

2. В раннемеловую эпоху от восточных склонов Воронежской антеклизы на западе и от южного склона Волго-Уральской антеклизы на севере до вала Карпинского и Прикаспийской впадины на юге преобладающее значение имели фации типичных тер-

ригенных (песчаных, алевритовых, глинистых) и подчиненное – кремнистых и карбонатных осадков, крайне редко – соленосно-терригенных осадков приморских осолоняющихся лагун. Их формирование осуществлялось в нормальном морском эпиконтинентальном бассейне с отшнурованными и полуоткрытыми лагунами, низменными островами и депрессионными участками, особенно характерными для Приволжской моноклинали и области Прикаспийской впадины с тектонически активными на этом этапе соляными структурами.

3. Существенное влияние на фациальную картину оказывали мелкие тектонические структуры второго и третьего порядков. Это подтверждается материалами наших комплексных исследований последних лет (Бондаренко, 1991) на примере изучения фаций второй половины позднего мела, когда на фоне сравнительно резкого сокращения площадей седиментации алевро-песчаного материала получили развитие фации кремнисто-глинисто-карбонатных, кремнисто-глинистых и карбонатных осадков.

4. На протяжение всего сантон-маастрихтского этапа на изученной площади выделяется три последовательно сменявшие друг друга в пространстве фациальные зоны: западная, центральная и восточная. Границы между ними во времени несколько изменялись. Первая из зон отличалась длительным существованием в ее пределах условий для формирования фаций, главным образом, механогенного ряда (песчаных, алевро-песчаных и глинисто-песчано-алевритовых), а также смешанных кремнисто-алевро-глинистых отложений. Для центральной фациальной зоны, наиболее типичны карбонатные и кремнисто-глинистые, а также «переходные» между ними фации и фации глауконитсодержащих образований. Наиболее фациально выдержанной во времени является третья – восточная зона. Для нее характерны типично биогенные фации карбонатных отложений, а в приближенных к центральной зоне – фации механогенно-биогенного ряда.

5. На территории исследования выделено два района, которые в течение длительного времени оставались зонами отмелей и островов. Обе палеогеографические зоны приурочены к положительным структурам второго и третьего порядков. Следы южной зоны сохранились лишь в виде периферических терригенных фаций с высоким содержанием устойчивых минералов в тяжелой фракции. Северная зона отмелей и островов зафиксирована выпадением из разреза отложений от альба до маастрихта. Именно такие приподнятые зоны служили на изученной территории основными поставщиками терригенного материала. Лишь с позднего маастрихта прослеживается весьма заметное влияние Воронежской суши. Наряду с собственно динамическим переносом кластического вещества в бассейнах имело место поступление его эоловым путем. Среди других источников исходных продуктов для формирования илов в отдельные фазы (например, в лихаревое время) существенная роль принадлежала вулканическим пеплам.

1.5. Палеогеновый период

Палеогеновая система на рассматриваемой территории представлена всеми тремя отделами. Наиболее полно они распространены в юго-западной и западной части региона. В северных участках отложения этого возраста сохранились фрагментарно. Изучением их геологического строения, вещественного состава, обоснованием возраста и стратиграфией занималась большая группа исследователей, сводка и анализ работ которых проведены В.И. Курлаевым и Е.Ф. Ахлестиной (1988). Этими же исследователями внесены значительные дополнения и уточнения в состав, строение и стратиграфию палеогеновых отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы.

Унифицированная схема деления палеогена отсутствует и в настоящее время используются, в основном, три региональные схемы: поволжская, донская и прикаспийская (северо-кавказская). В данной работе авторы придерживаются преимущественно Поволжской схемы.

В составе палеогеновых отложений принимает участие разнообразный комплекс пород – терригенных (пески, песчаники, алевриты, алевролиты, глины), кремнистых (опоковидные силициты, диатомиты) и карбонатных (мело-, мергелевидные известняки, ракушняки). В целом они составляют один генетический тип морских отложений и подразделяются в соответствии с зональностью морского осадконакопления на четыре генетические группы осадков: *прибрежного активного мелководья,умеренно и подвижного открытого мелководья, депрессионных участков, значительно удаленных от побережья и относительно глубоководных участков моря.* Каждая из выделенных групп характеризуется своеобразными, часто весьма сложными процессами седиментации, отразившимися в разнообразии фациальных обстановок (Рис. 7).

Палеоценовая эпоха

В палеоценовое время рассматриваемая территория представляла собой морской эпиконтинентальный бассейн краевой северо-восточной шельфовой зоны моря Тетис. Размеры его несколько сократились, по сравнению с позднемеловой эпохой, в результате происшедших в конце мела – начале палеоцена тектонических движений. Участками резко изменялись и условия седиментации, хотя, в основном, палеоценовое море оставалось в значительной мере унаследованным.

Сохранились и общие закономерности морского осадконакопления, согласно которым в палеоценовом бассейне выделяются все четыре названные выше генетические группы осадков с соответствующими фациями (см. рис. 7).

Фация галечниково-гравийно-песчаных фосфатоносных осадков активного прибрежного мелководья приурочена к наиболее активным в гидродинамическом отношении прибрежным участкам бассейна седиментации и описана в ряде участков Саратовско-Волгоградского правобережья Волги в основании нижнесызранских, нерасчлененной толщи сызранских и нижнесаратовских отложений. Это рыхлые образования галечников, гравелитов, гравийно-песчаных разностей, песков, состоящих из окатанных обломков светлых и темных опоковидных силицитов, кремней, желваков фосфоритов, опо-

Отдел	Ярус	Свита	Мощность, м	Литологическая колонка	Тип отложений	Фации
Олигоцен	Хатт		8–680		Морской	Алеврито-глинистых и глинистых осадков открытого малоподвижного и застойного мелководья, а так же заливно-лагунных зон.
	Рюпель					Песчаных, алеврито-песчаных осадков малоподвижного прибрежного мелководья.
Эоцен	Приабон	Балыклейская	0–95			Алеврито-глинисто-кремнисто-карбонатных осадков относительно удаленных от побережья частей моря и депрессионных участков.
	Бартон	Мечетхинская Керестинская	27–126			Песчано-алевритовых и алеврито-кремнисто-глинистых осадков умеренно и малоподвижного открытого мелководья.
	Лютет					Кремнисто-глинисто-карбонатных осадков морских впадин.
Палеоцен	Итр	Царицынская	25–72			Галечниково-гравийно—песчаных и песчаных фосфатоносных осадков активного прибрежного мелководья, Алеврито-глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных осадков депрессионных и глубоководных участков моря.
	Танет	Камышинская	20–200			Гравийно-песчаных и песчаных осадков активного прибрежного мелководья (в том числе зон отмелей, авандельт, заливно-лагунных зон); Песчано-алевритовых, алевритово-глинисто-кремнистых осадков малоподвижного открытого мелководья; глинисто-карбонатных осадков глубоководных участков моря.
		Саратовская	10–783			Галечниково-гравийно-песчаных фосфатоносных и песчано-алевритовых осадков активного прибрежного мелководья. Глинисто-алевритово-песчаных осадков слабо подвижного открытого мелководья (в том числе авандельт); Глинисто-карбонатных осадков глубоководных участков моря.
	Зеландий	Сызранская	0–100			Песчано-алеврито-кремнистых осадков открытого мелководья; Гравийно-песчаных фосфатоносных осадков прибрежного мелководья; Кремнистых, алеврито-глинисто-кремнистых осадков депрессионных участков; Кремнисто-глинисто-карбонатных осадков глубоководных участков.
	Датий	Белогродки	1–89			Алевритово-глинисто-кремнисто-карбонатных осадков депрессионных и глубоководных участков моря.

Рис. 7. Литолого-фациальная характеристика палеогеновых отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

Органические остатки	Климат	Трансгрессии Регрессии	Полезные ископаемые
Фораминиферы, моллюски, остракоды, палинокомплексы	Умеренный		Глины
Фораминиферы, нуммулиты, кокколитофориды, диатомеи, радиолярии, моллюски, гастроподы, палинокомплексы	Гумидный влажный (тропический оптимум)		Пески, глауконит, фосфориты, титан-циркониевые россыпи, диатомиты, цеолиты
Фораминиферы, моллюски, кокколитофориды, диатомеи, силикофлагелляты, радиолярии, кораллы, мшанки, морские ежи, палинокомплексы	Гумидный влажный (субтропический ослабленный тропический)		Песчаники, пески, алевро-глины, фосфориты, титан-циркониевые россыпи, опоки, диатомиты

Рис. 7. Продолжение.

ковидных песчаников, алевролитов, органических остатков – ядер пелеципод, гастропод, кораллов и ежей. Толщина этих слоев обычно 0,3-0,7 м. Примесь песчаных частиц представлена, в основном, кварцем, глауконитом, зернами фосфатов. Встречаются фосфатизированные зубы акул *Sphenodus lundgreni, Odontaspis speyeri, Carcharias gracilis, Striatolamia cf. S. cederstroemi*; остатки хрящевых рыб *Paleocarcharodon, Cretolamna, Notidanodon, Hexanchus, Dalatias, Paleogaleus* и др. (Ярков, Попов, 1998). Нередко пески прибрежного мелководья образуют линзовидные скопления, толщиной 0,5-5 м. Они характеризуются линзовидно-волнистой и однонаправленной косой слоистостью, разнозернистостью, кварцевым и глауконитово-кварцевым составом.

В генетической группе осадков *умеренного и подвижного открытого мелководья* выделяются следующие фации: песчаных и песчано-алевритовых осадков подвижного открытого мелководья (в том числе аванделът) и фация глинисто-кремнистых и кремнистых осадков депрессионных участков моря.

Фация песчаных и песчано-алевритовых осадков подвижного открытого мелководья (в том числе аванделът) имеет наиболее широкое распространение. Это песчаные отложения датского возраста, описанные в районах села Урицкое, р/п Лысые Горы, хутора Расстригин. Пески светло-зеленоватые, серые кварцевого и глауконитово-кварцевого состава, разнозернистые с преобладанием мелкозернистой фракции. Обычно отмечаются примеси алевритовых и пелитовых частиц, прослойки алевритов (до 0,5 м), линзовидные стяжения песчаников того же состава, что и пески. Текстуры выражены слабо в виде косоволнистой слоистости. Толщина слоев –3-10 м. Впоследствии на большей части территории датские отложения были размыты и лишь частично сохранились в углублениях морского дна, где в течение всего постседиментационного периода в результате внутри- и межслойного обмена реакционноспособных элементов формировались линзы, стяжения песчаников, фосфоритов. Участками при нейтральных и слабовосстановительных условиях активно протекало образование глауконита.

Песчаные осадки сызранского, раннесаратовского и камышинского морей непосредственно генетически связаны в пространстве и во времени с осадками галечниково-гравийно-песчаных фаций, отличаясь менее динамичными условиями седиментации, лучшей сортировкой терригенного материала, вследствие его механической дифференциации по мере удаления от береговой линии.

Эти отложения имеют широкое распространение в различных участках рассматриваемой территории (междуречье Суры и Вьясы, в бассейнах рек Пенза, Хопер, Атмис, Барыш, Медведица и др.) и значительную толщину слоев, особенно в северной части региона, где толщи песков, алевритов слагают разрезы сызранской свиты в целом (так называемая «сосновская фация», мощностью до 100 м). Предполагается, что песчаный материал доставлялся крупными реками, впадающими с севера, северо-востока в Ульяновский залив сызранского моря (фация осадков аванделъты) в период нарастающей трансгрессии.

Пески, преимущественно мелкозернистые, и алевриты связаны между собой постепенными переходами или образуют толщи переслаивающихся и смешанных алевро-песчаных отложений с первично нарушенными текстурами типа взмучивания, реже с полого-волнистой и линзовидно-волнистой мелкой косой слоистостью. Последние более характерны для песков позднесызранского и раннесаратовского медленно регрессирующих бассейнов седиментации.

По минеральному составу пески и алевриты преимущественно кварцевые, глауконитово-кварцевые, реже полево-шпатово-глауконитово-кварцевые с широким спектром акцессорных минералов (Ахлестина и др., 1978, 1979, 1988 и др.).

Органический мир богат и разнообразен. Широко распространены планктонные фораминиферы (*Globigerina compressa, G. trilocueinoudes, G. pseudobulloides, G. edima, Globoronusa daubjergensis* и др.) и бентосные – (*Anomalina danica* Brotz., *A. praeacuta, Cibicides favorabilis, C. tezhevaensis, C. bembix, Karreria fallax, Pulsifonia prima, Reussella paleocenica, Paragaudrina gigantica* и др.), моллюски (*Nucula kamyschinensis* Netsch., *N. triangula* Arkh., *N. volgensis, Cyprina morrisi, C. scutellaria, Cuculaea volgensis, Lucina sokolowi, L. rara, L. proava, Cardita volgensis, Cardita sp., Leda crassistria, L. ovoides, Turritella kamyschinsis, Glycymeris duponti, G. volgensis, Nemocardium edwardsi, Tellina sp., Dosinopsis sp., Ampullina sp., Pycnodonte sinzowi, Osstrea reussi.* Реже встречаются одиночные и колониальные кораллы Microbacia rotatiles, а также мшанки (Курлаев и др., 1988).

Участками имеет место развитие банок устричных, иногда с ориентированным вложением створок друг в друга в порядке убывания размеров. Такие структуры свидетельствуют о мелководности, постоянном механическом воздействии воды на отмершие раковины. Солевой и газовый режим бассейна был нормальным (или близок к нормальному), воды теплыми, судя по обитавшим в нем видам моллюсков.

Область суши, прилегающая к морскому побережью, характеризовалась слабо расчлененным рельефом и преобладанием субтропической растительности. Терригенный материал переотлагался преимущественно из местных осадочных позднемеловых пород.

Фация глинисто-кремнистых и кремнистых осадков депрессионных участков моря наибольшее развитие получила в палеоцене (датский, низы сызранского яруса) Ульяновско-Саратовско-Волгоградского правобережья Волги. Соответствующие этой фации диатомовые, глинисто-диатомовые, радиоляриево-диатомовые отложения залегают с несогласием на разных горизонтах верхнего мела. В пространстве они образуют крупное (до 70-150 м) тело меридионального направления. Вероятно, этот участок нижнесызранского моря и в течение всего палеоцена представлял собой наиболее глубокую депрессионную зону с усиленной циркуляцией холодных глубинных вод (апвеллингов) в поверхностные слои и обогащением последних кремнеземом и другими химическими элементами, способствующими бурному развитию планктонных водорослей с кремниевой функцией и накоплению биогенных кремнистых осадков. При осаждении наиболее тонкие части скелета кремниевых организмов растворялись и в осадок попадали грубые фрагменты. Перенос на дно таких мелких биогенных частиц, как диатомеи, осуществлялся также путем осаждения в составе фекальных комочков (пеллет), выделяемых различными организмами. Среди последних наиболее широко распространены моллюски (*Nucula ovoides* Koen., *N. proava* Wood., *N. boverbankii* Sow., *N. sp., Scalaria crassilabris* Koen., *Solecurtus pavlowi* Wood., *Cardium netschaewi* Arkh., *C. aff. briarti* Coeam., *Lucina menardi* Desh., *L. cf. volginica* Netsch., *Pectunculus volgensis* Netsch., *Natica detrita* Koen., *Axinus goodhalli* Sow., *Acteon regularis* Koen., *Atleta elevata* Sow., *Dosinopsis orbicularis* (Ehrenb.), *D. follax* (Desh.), *Apporhais aff. thielensis* Vinc., *Chlamys sp., Pitar sp.* и многие другие) *Astarte tenera* Nist., *Nautilus pavlovi* Arch., фораминиферы (*Anomalina welleri* Plum., *A. danica* Brotz., *Alabamina obtusa* (Barr. et Holl.), *Cibicides lectus* Vass., *Alabamina wilcoxensis* Toulm., *Bulimina sp., Nodosaria sp., Globigerina varianta* Subb., *G. trivialis* Subb., *Globorotalia angulata, G. conicotruncata, Cristellaria romeri* Reuss, *Globalina gibba* Orb. и др.), морские ежи (*Isaster cf. acuitanicus* Orb. и др.), одиночные кораллы *Trochocyathus calcitrapa* Koen., *Nautilus pavlovi* Arkh. Из кремниевых организмов в описываемой фациальной зоне палеоцена наибольшее развитие получили диатомовые водоросли (главным образом, комплекс диатомей с *Hemiaulus rossicus* Pant., *H. proteus, Triceratium heibergii* Grun. (Глезер и др., 1977), *Aulacodiscus tener.* (Стрельникова, 1987). Реже отмечаются силикофлагеллаты *Dictyocha longata, Naviculopsis danica, N. aspera*; нанопланктон зон *Ellipsolithus macellus* (*Coccolithus*

robustus), *Heliolithus kleinpelli, H. riedeli* (Мусатов, 1996). С вертикальными движениями в верхней части водной толщи (зоны апвеллинга) связано и современное кремненакопление (Лисицын, 1978; Рединг, 1990). На его проявление в палеоцене, крупнейшее для всего мезозой-кайнозойского времени, определенное влияние оказала, по всей вероятности, активизация альпийских тектоно-вулканических движений, широко проявившаяся в это время в сопредельных регионах и вызвавшая климатические изменения на рубеже позднего мела и раннего палеоцена. Это выразилось в резкой смене карбонатных биогенных осадков позднего мела кремнистыми в раннем палеоцене и в вымирании отдельных групп организмов (аммонитов, белемнитов и др.). Массовые скопления остатков этих организмов встречаются локальными участками в опоковидных силицитах (Ахлестина, 1979).

В западном, юго-западном направлении от зоны максимального кремненакопления и вверх по разрезу увеличивается количество алевро-песчаного и глинистого материала, а в южном – глинистого и карбонатного. При этом образуется полный парагенетический ряд кремнистых осадков с песками (песчаниками), алевритами (алевролитами), глинами, карбонатами (мело-, мергелевидными известняками). Наиболее сложны взаимоотношения кремнистых осадков с терригенными илами. Вариации смешанных терригенно-кремнистых отложений весьма разнообразны. Для них характерны пятнисто-очажковые («пудинговые») и массивные, горизонтально- и косослоистые текстуры, разнозернистые структуры, что свидетельствует о формировании этих илов в различных фациальных зонах, при участии и неравномерности процессов перемыва, переотложения седиментационного терригенного и биогенного материала.

Смена кремнистых илов карбонатными в латеральном ряду происходит, вероятно, постепенно, по мере удаления от депрессионных участков, зон максимального подъема глубинных вод. Диатомеи постепенно исчезают из состава планктона, уступая место менее требовательным к питательным веществам кокколитофоридам и фораминиферам. Эта смена холодолюбивых диатомей более тепловодными кокколитофоридами и фораминиферами происходит и в соответствии с зональностью температурного режима в поверхностных водах – от более холодных глубинных вод в зонах максимального апвеллинга к более прогретым водам внешней мелководной части шельфа.

Фация кремнисто-глинисто-карбонатных и карбонатных осадков значительно удаленных от побережья и относительно глубоководных участков моря занимает наибольшую площадь рассматриваемого региона в юго-западной и западной части (Прикаспийская впадина, вал Карпинского, Астраханская область) и генетически связана с описанной выше фацией кремнистых осадков, а также с соответсвующими фациями подстилающих меловых отложений. Их породообразующим компонентом является, в основном, известковый планктон – кокколитофориды, (*Cruciplacolithus tenuis*, *Chiasmolithus danicus*, *Ellipsolithus macellus*, *Fasculithus tympaniformis*), в меньшем количестве присутствуют кальцисферы, фораминиферы (*Glomospira scharoides* Eranb., *Heterostomella gigantica* Subb., *Stensioina caucasica* (Subb.), *Spiroplectammina carinata* Orb., *S. embaensis* Myatl., *Cibicides spiropynctatus* Gall. et Morr., *C. proprius* Brotz., *C. cf. actulagaensis* Vass., *Rzechakina epigona* Ehr., *Gyroidina globosa* Ehr., *Ammobaculites midwagensis* Plum., *Haplophragmoides subsphera* Brotz. и др.), в том числе зональные виды *Globoconusa daubjergensis* Bron., *Acarinina incostans* Subb., *Globorotalia angulata, Truncorotalia conicotruncata*. Встречаются моллюски (*Nucula cf. proavo* Wood., *Solenomya cf. pavlowi* Arkh и др.), кораллы, мшанки, морские ежи (*Echinocoris sulcatus* Goldf., *E. pyrenaicus* Seun и др.). Высокая продуктивность известкового нанопланктона непосредственно связана с высоким содержанием в водах кислорода, нормальными солевым и газовым режимами, спокойными гидродинамическими условиями, щелочной средой и теплыми водами, близкими к таковым субтропических зон.

Наблюдаемое иногда в отдельных частях разреза палеоцена (датский век) сонахождение известковых и кремниевых планктонных элементов вызвано, вероятно, временной изменчивостью обстановок седиментации, проявлением апвеллингов, создающих благоприятные условия для цветения фито- и зоопланктона, в частности радиолярий, диатомей. В таких условиях они становятся существенным компонентом осадков. Не исключена также возможность перемыва, смешивания осадка в переходных зонах моря.

Сугубо глинистые осадки имеют в палеоценовом бассейне седиментации резко подчиненное значение и встречаются в виде тонких прослоев (0,1-0,5 м), линз в толщах терригенных, кремнистых и карбонатных осадков. Состав глин преимущественно монтмориллонитовый с примесью смешанно-слойной фазы и гидрослюды глауконитового типа, в значительной степени, вероятно, уже трансформированный в процессе литогенеза. Накопление глинистых илов происходило, по-видимому, в момент некоторой стабилизации трансгрессивных движений и механической дифференциации при донных волнениях.

Эоценовая эпоха

На конец позднего палеоцена и начало эоцена, возможно, приходится некоторый перерыв в осадконакоплении и размыв отложившихся ранее осадков, о чем свидетельствует залегание эоценовых образований на размытой неровной полихронной поверхности палеоценовых и позднемеловых пород.

Проявившиеся в начале эоцена нисходящие тектонические движения вызвали новую волну трансгрессии, восстановившей морские условия, примерно, в границах палеоценового бассейна. В Поволжье вновь возникает заливообразный бассейн, а на северо-западе ранне- и среднеэоценовое море захватывает современное правобережье Хопра и проникает за пределы рассматриваемой территории через Припятский пролив в Польско-Литовский бассейн. Однако, глубины моря были неустойчивыми в течение эоцена и неоднократно изменялись под влиянием колебательных движений с образованием островов, зон отмелей, впадин. Несколько сократились площади распространения отдельных генетических групп и фаций, в целом соответствующих палеоценовым. Появились лишь некоторые различия в составе эоценовых осадков, фауны и флоры. Климат достиг теплового максимума в среднем эоцене.

Фация галечниково-гравийно-песчаных и песчаных фосфатоносных осадков активного прибрежного мелководья (в том числе прибрежной зоны островов, авандельт, зон отмелей, пляжей) выделяется в виде линз и тонких прослоев в нижнем и среднем эоцене различных участков рассматриваемого региона (Саратовско-Вогоградское правобережье Волги и Заволжье, бассейны рек Хопра и Дона). Пески светлые кварцевые и глауконитово-кварцевые разнозернистые, нередко с галькой опоковидных пород, с желваками фосфоритов. Иногда грубообломочные породы имеют ржаво-бурую окраску, косую слоистость. Обычно они залегают в основании свит и (или) среди толщи песков и содержат, в основном, переотложенные органические остатки (главным образом моллюски *Nucula sp., Cardita sp., Ostrea sp., Dosinopsis sp., Crassatella sp., Turritella sp.* и др.). В базальном слое грубозернистых песков хватовских слоев встречены моллюски (Леонов, 1961): *Patella glabra* Desh., *Astarte tenera* Morr., *Scurria sp.*, зубы скатов, акул: *Striatolamia macrota* (Ag.), *Lamiostoma vincenti* (Winkl.), *Hypotodus sp., Alopias sp., Odontaspis macrota* Ag., *O. hopei* Ag., *Jaekelotodus trigonalis* (Tek.). Встречаются обломки окремнелой древесины, отпечатки листьев субтропической флоры (*Quercus, Heer, Laurus, Rododendron* и др.). Накопление этих осадков происходило, вероятно, в конечные фазы регрессивных и (или) начальные этапы трансгрессии.

Фация песчано-алевритовых и алевритовых осадков умеренно и малоподвижного открытого мелководья имеет наибольшее, почти повсеместное распространение в нижнем и среднем эоцене и генетически взаимосвязана постепенными переходами с прибрежными песчаными и относительно удаленными от берега глинисто-карбонатными (глинисто-кремнистыми) осадками. Эта фация представлена преимущественно мелкозернистыми песками (песчаниками) и алевритами (алевролитами), образующими как послойно-линзовидные скопления чистых разностей, так и смешанных алевро-песчаных (песчано-алевритовых) осадков. Минеральный состав их кварцевый, полевошпатово-кварцевый с неравномерной насыщенностью глауконитом, в основном, автохтонным.

Присутствующие в этих отложениях богатые комплексы моллюсков Leda prissa Desk., *Aloides obliquata* Desh., *Meretrix laevigata* Lam., *Natica stoppani* Desh., *Crassatella sp.*, *Aporrhais triangulata* Gardn., *A. margerini* Koen., *Nucula striatella* Wood., *Cardium cf. notatum* Arkh. и многие др.), фораминифер (*Gumbelina globulifera* Brady., *Globigerina sp.*, *Globorotalia aff. crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Cibicides sp.*, *Gaudryina aff. subbotinae* Welmin, *Uvegerina costellata* Moroz., Brotzenella taurica (Saml.) и др.), как и их состав, свидетельствуют о мелководности морского басейна, теплых водах, нормальных солевом и газовом режимах. Окружавшая этот бассейн суша представляла собой низменную равнину с теплолюбивой субтропической и тропической растительностью, несколько более засухоустойчивой, по сравнению с палеоценом (Ясаманов, 1985).

Такие мелководные относительно устойчивые условия седиментации существовали в ранне- и среденеэоценовую эпоху на значительной части рассматриваемой территории. Лишь в пределах юго-западной части Прикаспийской впадины и вала Карпинского они отличались некоторой дифференцированностью. Алевритовые, песчано-алевритовые осадки формировались здесь в западной части бассейна и на южном склоне вала Карпинского. На отдельных его участках (отмелях) сосредоточивались крупные фораминиферы – нуммулиты (*Nummulites wemmelensis*, *N. chavannesi* Harpes, *N. murchisoni* Rut., *N. orbignyi* (Gal.), *N. variolarius* (Lam) и оперкулины (*Operculina parva* Douv., *O. ammonea* Leym., *O. granulosa* Leym., *O. alpina* Douv.), образовавшие крупные тела нуммулитовых известняков. Отсутствие наблюдений по текстурам этих образований не позволяет окончательно решить вопрос о их генезисе и степени автохтонности. Проводя аналогию с приуроченностью современных видов нуммулитов к морским песчано-алевритовым слабо глинистым грунтам на глубинах 50-60 м (Подгорецкий и др., 1986) и образованием эоценовых нуммулитовых отложений Египта под влиянием «штормовых» событий (Айгнер, 1985), можно предположить значительную роль последних и в накоплении эоценовых нуммулитов Прикаспийской впадины.

Фация алеврито-глинисто-кремнистых и кремнистых осадков морских впадин имеет ограниченное распространение. Тонкие прослои этих образований (1-5 м) отмечаются в нижних частях разрезов пролейской, царицынской и мечеткинской свит. Почти полностью ими слагается балыклейская (киевская) свита. Представлены они преимущественно глинистыми и алевритистыми диатомитами. Характерной особенностью их состава является присутствие пепловой пирокластики – вулканического стекла кислого и основного состава, обломков эффузивов, свежих пироксенов, плагиоклазов. Источником их были, по-видимому, сопредельные с Поволжьем регионы, где на границе палеоцен-эоцена и в эоцене проявилась активная тектоно-вулканическая деятельность, связанная с альпийским циклом тектоногенеза и ознаменовавшаяся крупными подводными и наземными пепловыми выбросами (Ахлестина и др., 1979, 1988; Милановский и др., 1987). Усилились, вероятно, и вертикальные движения в верхней части водной толщи наиболее глубоких участков эоценовых морей, что в целом создало благоприятные условия для

расцвета фитопланктона и накопления диатомовых илов (диатомитов). В последних выделяются обычно комплексы диатомей *Trinacria ventriculosa*, *Hemaiaulus proteus*, *Dictyocha corentis*, *Pyxilla garacilis*, *P. aff. retiulata*, *Grunowiella gemmata*, *Pseudopodosira hyalina*, *P. aff. pilliformis*, *Kittomia gtanulata* и др.; силикофлагеллат *Corbisema lamellifera*, *Naviculopsis constricta*, *N. aff. constricta, N. aspera, N. datica*; радиолярий *Tripodiscinus sengilensis*, *Petalospirus foveolsta*. В глинистых, алеврито-глинисто-кремнистых отложениях рассматриваемой фации в ряде районов встречаются разнообразные комплексы фораминифер (*Marginulina mexicana* Cushm., *M. eofragaria* Balahm., *Cibicides faraonis* Le Rou., *Globigerina pilleta* Chalil., *G. compressformis* Chalil., *G. triloba* Reuss., *Gl. pseudoscitula* Gloess., *Spirialis andrussovi* Kitte, *Asterogyrina grunulosa* Ten. Dam., а также зональные виды *Acarinina rotundimarginata*, *Globorotalia aragonensis*, *Glavulina cf. szaboi*, *Vaginulinopsis fragarrius* и др.), моллюсков (*Glycimeris pseudopulvinatus* Orb., *G. humilis* Desh., *Chlamys psestwichi* Morr., *Cyprina scutellaria* Desh., *Astarte tenera* Sow., *Aporrhais sowerbyi* Mant, *Pitar af. sulcataria* Desh).

Фация алеврито-глинисто-карбонатных осадков значительно удаленных от побережья частей моря развита преимущественно в восточной части юго-запада Прикаспийской впадины и вала Карпинского, где в течение всего эоцена продолжали накапливаться аналогичные палеоценовым глинисто-карбонатные илы. Они представлены также всей гаммой переходных разностей от фораминиферо-кокколитовых илов (известняков) к глинистым.

В целом же преобладают мергелевидные глинистые известняки светло-зеленовато-серого цвета пелитоморфной органогенной структуры, прослоями (черкесская свита) содержащие многочисленные бентосные известковые фораминиферы (*Nummulites planulatus* Harpe, *N. anomalus* Harpe, *Hantkenina alabamensis* Cushm., *Bulimina eocaenica*, *Uvigerina volgensis* Moroz., *Cibcides dutemplei* (Orb.), *C. costatus* (Hant.), *Bolivina asiatica* Moroz., *B. simplex* Byk., *B. antegressa* и др.), а также планктонные формы, из которых впервые появляются теплолюбивые конические глобороталииды (*Globigerina corpulenta* Subb., *G. apertura* Cushm., *G. inflata*, *G. eocaenica*, *Globigerinoides conglobatus* (Brady) и зональные виды с *Marginulina behmi* Reus, *Globigerinoides index*, *Bolivina aenariensis* Costa, *Globorotalia subbotinae* и др.).

Многочислен комплекс моллюсков (*Variamussium captiosum*. Korob., *Dosinopsis bellavacenhs* (Desh.), *Cardiopsis tenuis* Al., *Lucina cfuncinata* Defr., *Natica ciscaucasica* Korob., *Tellina wemmelensis* Wenc., *T. praenostrea* Koen., *Pittar nitidula* Lamk., *Corbula henckeli* Nyst.) и нанопланктона. Среди последних выделяются (*Ericsonia subdistichus*; *Sphenolithus pseudoradians*, *Isthmolithus recurvus*, *Chiasmolithus oamaruensis*). Присутствие этих организмов свидетельствует о том, что море было теплым, нормально-соленым и хорошо аэрируемым. Лишь участками и в отдельные временные интервалы здесь намечались следы обмеления (конец черкесского времени) или опускания морского дна (керестинский и кумский этапы седиментации). Свидетельством этих колебаний являются, в первом случае, прослои песчаных и песчано-алевритовых осадков, а во втором – сапропеллевых илов. Углубление морского дна в конце среднего эоцена (кумское время) участками привело к нарушению газообмена в толще морской воды, что сказалось на обеднении органического мира – исчезновении бентосных организмов, присутствии угнетенных мелких тонкостенных пелагических фораминифер (глобороталий), широком развитии лишь кокколитофорид. Отдельные прослои несколько насыщены радиоляриями.

Температура вод эоценовых морей, определенная исследованиями изотопного состава раковин нуммулитов и других крупных фораминифер, района Южных Ергеней и окрестностей города Волгограда, составили в раннем эоцене 30,6° (район Бага – Бу-

рул), а в среднем эоцене – 25,7° (Бага – Бурул) – 27,3° (г. Волгоград) (Подгорецкий и др., 1986). По определениям химико-аналитическими методами она оказалась несколько ниже – 26,6-28,2° С (Ясаманов, 1985). Согласно проведенной авторами реконструкции климатов и ландшафтов среднегодовые температуры эоцена на суше изменялись в пределах 13-16° С. (Жидовинов и др., 1994). Мощность эоценовых отложений в пределах рассматриваемого региона колеблется от 17 до 300 м.

В позднеэоценовое время акватория морского бассейна значительно сократилась и северная часть рассматриваемой территории (примерно, до широты города Камышина) представляла собой низменную равнину с весьма выровненным рельефом, на которой произрастали папоротники и таксодиевые. А удаленные от моря участки были покрыты травами и кустарниками. В конце эоцена среди растительных ассоциаций появились умеренно теплые формы и произошло обеднение субтропических видов. Наступила завершающая фаза развития субтропической (полтавской) флоры (Величко, 1987). Континентальных отложений эоценового возраста не установлено. Морские условия сохранились лишь в южных частях региона.

Олигоценовая эпоха

В последующее раннеолигоценовое время возобновились нисходящие тектонические движения, вызвавшие трансгрессию хадумского (пшехского) моря. Под его водами оставались Прикаспийская впадина, вал Карпинского и, возможно, юго-восточный склон Воронежской антеклизы. На правобережье Волги в раннем-среднем олигоцене морские воды проникли вдоль осевой линии Ульяновско-Саратовской синеклизы до широты Пензы, но в позднем олигоцене береговая линия, вероятно, не распространялась севернее широты Волгограда. Условия осадконакопления резко изменились. Преимущественное развитие получили фации терригенных песчано-алевро-глинистых отложений морского мелководья заливно-лагунного типа.

Фации песчаных, алеврито-песчаных осадков малоподвижного прибрежного мелководья развиты, в основном, в северной части региона (село Бол. Озерки) и в бассейне р. Хопра и Дона. В первом случае пески, залегающие выше вершаутских глин, зеленовато-, синевато-серые и серые глауконитово-кварцевые мелкозернистые с линзами разнозернистого и гравелитистого кварцевого песка, с прослоями алевритов.Толщина слоя песков 15-16 м.

На правобережье Хопра и Дона пески прибрежно-морского мелководья выделены условно. Это светло-серые кварцевые пески с толщиной слоя от 2-3 до 21 м венцовских слоев (Нижний Чир); светло-зеленовато-серые глауконитово-кварцевые пески харьковской свиты и пестроцветные почти чистые кварцевые пески с прослойками каолиноподобных глин полтавской свиты. Толщина слоев песка 4-20 м. Пески полтавской свиты являются, вероятно, континентальными образованиями. Прибрежно-мелководные (или пляжевые, отмельные) условия существовали, по-видимому, и в районе осевой части вала Карпинского, где разрез олигоцена представлен преимущественно песчаными осадками, фаунистически неохарактеризованными и содержащими бедный спорово-пыльцевой спектр тургайской флоры.

Фация алеврито-глинистых и глинистых осадков открытого малоподвижного и застойного мелководья, а также заливно-лагунных зон занимает значительную площадь рассматриваемого региона. Они изучены как по отдельным участкам, так и по от-

носительно полным разрезам олигоцена, вскрытым буровыми скважинами во многих районах Прикаспийской впадины. Глины различны по составу, структурно – текстурным признакам, характеру примесных компонентов. Обычно отмечается переслаивание темно-, зеленовато-серых, серых глин преимущественно монтмориллонитового состава, известковистых и неизвестковистых с пестроцветными глинами смешанного (монтмориллонит-гидрослюдистого) состава. Послойно олигоценовые глины обогащены углисто-растительным детритом, известковым раковинным материалом, формирующим «остракодовый» пласт, кремниевым органогенным детритом с редкими радиоляриями *Cenospaera sp., Cenodicus sp*. В глинах наблюдаются часто присыпки, линзочки, прожилковидные скопления алеврита. Неоднократно по разрезу олигоцена происходит и смена фаций. Отдельные прослои глин в раннем, среднем и позднем олигоцене обогащены органическим веществом, сульфидами железа (пиритом и мельниковитом), содержат немногочисленную угнетенную мелкорослую ископаемую фауну, что свидетельствует о накоплении их в зоне с резко восстановительными условиями сероводородного типа.

Время накопления «остракодового» пласта в глинах среднего олигоцена связано, вероятно, со значительным опреснением вод, что способствовало расселению в бассейне солоноватоводных многочисленных остракод (*Cythereis dentata* Muller., *C. hirsuta* Hant., *C. jones, C. patula* Mandel., *Cytheridea mulleri* Zal., *C. charbichensis* Surin., *Pontocypris oligocenica* Zal., *Pterigocythereis semireticulata* (Zuzin.), *P. velifera* Mandel., *Loxoconcha carinata* Zukl., *Cuneocythere cf. praesulcata* Luk., *Trachileberis gibberis* Mund. и др.) и эвригаллинных моллюсков (*Chlamys cossmanni* (Koen.), *Nucula compta* (Godf.), *Cuspidaria variocostata* Korob., *Dentalium novaki* Koen., *Cardita sp., Pseudomussium cossmanni* Koen., *Ergenica cimlanica* Popov., *Ianschinella garetzkii* Merkl. и др.). В позднем олигоцене получила развитие стеногалинная фауна преимущественно фораминифер (*Caucasina schisohkinskye* Sam., *Bolivina anariensis* (Costa), *Spiroplectammina carinata* (Orb.), *Haplophragmoides fidelis, H. deformabilis, Gaeudryina gracilis* Cushm. et Laim., *Cristellaria herrmanni* Andrea, *Cibicides pseudoungerianus* Cushm. и др.) и моллюсков (*Nucula sp., Pecten sp., Natica sp., Meretrix sp., Leda fragilis* Chem.). Нередко встречаются фрагменты панцырей крабов, ядра морских ежей рода *Schizaaster*, чешуйки рыб.

Это указывает на восстановление нормального газового и солевого режима в морском бассейне. Но не исключено, что в северных прибрежно-мелководных участках (например, в Северных Ергенях) в позднем олигоцене существовали опресненные лагуны, в которых продолжали обитать отдельные виды эвригалинных моллюсков, широко расселенные в морском бассейне конца среднего олигоцена (Воронина и др., 1983). Однако родовой и видовой состав фауны, по сравнению с началом олигоцена, был обедненный. В олигоценовом море, наряду с тропическими формами моллюсков существовали и обитатели вод с умеренными температурами, а также эвритермные виды. С течением времени (к концу олигоцена) резко возросла роль холодолюбивых эвритермных организмов.

Олигоценовая суша была более возвышенной, по сравнению с эоценовой, и поставляла в море значительную массу терригенного материала. В лесной растительности этого времени широко были развиты таксодиевые. Господствующее положение занимали мезофильные виды умеренного климата и влаголюбивые папоротники. К концу олигоцена почти повсеместно исчезли теплолюбивые сообщества, и лесная растительность состояла из обитателей умеренно теплых условий. Произошедшие изменения в олигоценовое время как в вещественном составе осадков, так и в составе растительного и животного мира, по мнению Н.А. Ясаманова (1985), свидетельствуют о похолодании, постепенно распространившемуся на юг.

Мощность олигоценовых отложений изменяется в широких пределах – от 0-25 м на севере (район Ульяновско-Саратовской синеклизы) до 106-607 м на юге (южный склон вала Карпинского).

Обобщение приведенных выше данных по литолого-фациальной характеристике палеогеновых отложений приводит к выводу, что все многообразие фиксируемых в них осадков (пород) обусловленно проявлением сложных процессов седиментогенеза и их взаимоотношений в различных фациальных условиях морского бассейна. Размеры и глубины его периодически изменялись и постепенно эволюционировали от нормального эпиконтинентального бассейна, унаследованного от позднемелового с глубокими депрессионными зонами в палеоцене через некоторую фазу обмеления в эоцене до лагунного типа в олигоцене. Соответственно изменялись площади распространения отдельных генетических групп и фаций осадков, толщина слоев последних, сдвигаясь в южном направлении и снизу вверх по разрезу.

Палеоцен характеризуется более четкой фациальной дифференцированностью в соответствии с общими закономерностями морского осадконакопления: галечниково-гравийно-песчаные терригенные осадки приурочены к активному прибрежному мелководью; песчаные, алеврито-песчаные и алевритовые – к умеренно подвижному мелководью; кремнистые – к депрессионным участкам; карбонатные – к удаленным от побережья, относительно глубоководным.

В эоцене наблюдается более частое переслаивание генетически различных осадков и увеличение роли смешанных разностей (алеврито-песков, алеврито-глин, алеврито-глинисто-кремнистых и т. д.), что обусловлено увеличением активности трансгрессивно-регрессивных движений мелкого порядка, взмучиваемостью донных осадков. Последнее, вероятно, вызвано и активизацией в эоценовое время тектоно-вулканических движений альпийского цикла, в результате которых эоценовые осадки, в отличие от палеоценовых и олигоценовых, были обогащены вулканогенными компонентами – вулканическим стеклом кислого и основного состава, обломками эффузивов, амфиболами, пироксенами.

В олигоцене преимущественное распространение получила фация алеврито-глинистых и глинистых осадков открытого малоподвижного и застойного мелководья, резко отличных от эоценовых и палеоценовых осадков.

Минеральный состав терригенных осадков палеогена формировался, в основном, за счет многократного перемыва и переотложения материала, поступавшего с окружавшей морской бассейн суши и с возвышенных участков (Воронежский, Украинско-Донецкий, Татарско-Башкирский своды, Уральская антеклиза, вал Карпинского). Это определило развитие в алевро-песчаном комплексе осадков преимущественно одной терригенно-минеральной ассоциации – кварцевой, несколько разубоженной в эоцене пирокластическими минералами, а в олигоцене – полевыми шпатами.

Состав глинистых минералов дифференцируется по парагенетическому ряду осадков от гидрослюд в грубообломочных и песчаных породах через смешаннослойные образования (гидрослюда-монтмориллонит) в песках и алевритах до монтмориллонита в глинах и биолитах.

Изменение состава как известковых, так и кремнистых биолитов во времени связано непосредственно с уменьшением продуктивности нанопланктона в поверхностных водах палеогеновых бассейнов седиментации, соответствующим сокращением толщины слоев этих осадков снизу вверх по разрезу и увеличением в них глинистого и алевритового материала, что связано непосредственно с изменением фациальных обстановок (климата, ландшафта).

Климатические условия испытывают в палеогене неоднократные «длинноволновые» колебания, непосредственно связанные с развитием трансгрессий и регрессий. Наступившее небольшое потепление в раннем палеоцене сменяется к концу позднего палеоцена некоторым похолоданием, захватившем и самое начало раннего эоцена. На суше в это время произрастает, в основном, вечнозеленая лесная растительность гелинденского типа, рассматриваемая как квазитропическая.

Отчетливое повышение термического уровня наступает в эоцене, достигнув кульминации «жаркого оптимума» в среднем эоцене с сугубо тропической растительностью. Жаркие условия оптимума эоцена сменяются в начале олигоцена одним из самых резких похолоданий кайнозоя. На этот период приходится смена гелинденской флоры полтавской, завершающей фазу развития субтропической растительности. Соответствующие изменения происходят и в составе фауны. Теплолюбивые виды постепенно в течение палеогена сменяются холодолюбивыми, роль которых особенно резко возрастает к концу олигоцена.

2. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Разнофациальный характер осадочного комплекса фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы и многообразие процессов седименто- и литогенеза обусловили развитие во времени и пространстве разнообразных типов отложений, пород и минералов. Они образуют закономерно сочетающиеся и дискретные тела, нередко со значительными мощностями и концентрациями, каждое из которых является полезным компонентом той или иной значимости. Так, в исключительных условиях седиментации, примером которых может служить фракционная седиментация, характерная для бассейнового осадконакопления, образуются очень чистые пески-песчаники, карбонаты, диатомиты, соли.

Периодически возникающие более сложные и неустойчивые условия седиментации, обусловленные повышенной сейсмичностью отдельных регионов, сопровождаемые вулканической активностью, привели к возникновению новых видов полезных ископаемых, или рудопроявлений на различных этапах седименто- и литогенеза. В результате сформировались генетически различные группы полезных ископаемых (табл. 1)*.

2.1. Механически переотложенные полезные ископаемые

Песчано-гравийная смесь представляет собой аллювиальные (фации осадков русел малых равнинных рек триаса), делювиально-пролювиальные (фации осадков делювиальных потоков пологих склонов, пролювиальных конусов выноса триаса) или прибрежные озерно-морские и морские (фации активного прибрежного мелководья, конусов выноса, аванделът, дельт юры, мела палеогена) образования, сформировавшиеся в результате переноса, отложения и неоднократного переотложения обломочного материала, представленного частицами пород и минералов гравийной размерности (> 2 мм) с примесью песка (2-0,1 мм), алеврита (0,1-0,01 мм) и пелито-глины (<0,01 мм). Минерально-петрографический состав грубого теригенного материала весьма разнообразен. Это обломки известняков, доломитов, кремней, опок, песчаников, яшм, кварца, темноцветных магматических пород. Песчаная примесь имеет преимущественно кварцевый состав, глинистая – гидрослюдистый.

В рассматриваемом комплексе отложений песчано-гравийные смеси присутствуют в виде тонких прослоев (0,5-1,0 м), линз, приуроченных к конечным фазам регрессий и (или) начальным стадиям трансгрессий различных стратиграфических уровней. Они используются обычно в качестве грубообломочного строительного и дорожного материала.

---

* Таблица составлена по принципу классификации полезных ископаемых, разрабатываемых В.П. Петровым (1986), М. Кужварт (1986).

Таблица 1. Генетические группы полезных ископаемых осадочного комплекса позднего фанерозоя.

Категория (группа)	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений, проявлений
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
Осадочная	Механически переотложенный	Песчано-гравийные смеси	Пески	Неоднократное переотложение в прибрежных зонах морского бассейна, озер, рек	Пласты, прослои, линзы	—
		Фосфориты	Пески, галечники, конгломераты	–"–	–"–	Коцебинское (J_3) Чаганское (J_3) Вольские (K_2, Р) Камышинское (Р) Руднянское (Р)
		Пески, алевриты	—	Накопление, переотложение в прибрежно-мелководных и мелководных зонах морского бассейна, озер, рек	–"–	Ивановское Пензенской области (Р), Балашейское, Передовое Самарской области (J, K, Р), Саратовская область (К, Р), Волгоградская область (Р)
		Россыпи титан-циркониевых минералов	Пески, алевриты	Естественное шлихование при неоднократном переотложении в прибрежно-мелководных и мелководных зонах морского бассейна	Пласты, линзы	Саратовское правобережье (K_2, Р) Волгоградское правобережье Дона (K_2, Р) Бас.Чира и Дона, Цимлянское водохранилище (K_2, Р)
		Глины, пелитолиты		Накопление в мелководных и относительно глубоководных зонах морского бассейна, лагунах	Пласты, линзы	Городищенское, Аршанское и др. (P_3); Ермаковское, Елшанское, Соколовское, Раковское, Образцовское (J_{2-3}); Вольское (K_1), Саратовское (K_1)

Табл. 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7
Осадочные	Биогенный	Известняки, мел	—	Накопление кокколитовых и фораминиферово-кокколитовых илов, ракушняков в мелководных и относительно глубоководных зонах моря	–"–	Район Вольска (К), р-он Волгограда (₽), Горновское (J_3)
		Диатомиты, радиоляриты		Накопление диатомовых, радиоляриевых илов в депрессионных участках морского бассейна	Пласты, линзы	Инза, Сингелей (₽), Саратовская и Волгоградская обл. (K_2, ₽)
		Горючие сланцы	Глины сапропелевые и известковые	Накопление органического вещества планктонных водорослей в условиях фаций лагун, заливов, открытого мелководья, депрессионных участков стагнированного морского бассейна	–"–	Перелюбское Саратовской и Самарской обл., Коцебинское Саратовской обл. (J_3) Каширское Самарской обл. (J_3)
	Хемогенный	Каменная соль	Галогенная толща перми	Седиментация в солеродном бассейне	Пласты	Соль-Илецкое, Дергуновское, Самарской области, Эльтонская, Баскунчакская солянокупольная структуры
		Сильвинит	–"–	–"–	–"–	Эльтонское (P_1^2) Гремячинское (P_1^2) месторождения калийных солей
		Бишофит	Галогенная толща кунгурского яруса перми	Седиментация в солеродном бассейне	–"–	Нариманоовское, Городищенское, Краснокутское (Р)

Табл. 1. Продолжение.

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
Осадочные	Диагенети-ческий, частично гипергенный	Промышленные рассолы	Галогенная толща кунгурского яруса перми	Выщелачивание соленосных толщ и (или) концентрация рассолов в породах с коллекторскими свойствами	Линзы	Приволжская моноклиналь, внутренняя часть бортовой зоны (P)
		Силициты опоковидные (опоки, трепелы)	—	Окремнение в диагенезе (частично, возможно, в гипергенезе) диатомово-радиоляриевых илов алеврo-глинистых	Пласты, линзы	Районы Вольска (K_2, P), Инзы, Сингелея (P_1); сс.Щербаковка (P_1), Горноводяное и др.; р-н г. Саратова (K_2)
		Песчаники опоковидные, кварцитовидные	Пески	Инфильтрация внутрипластовая за счет обогащения грунтовых вод кремнеземом в результате растворения скелетов кремниевых организмов и различных минералов	–"–	Дубовское - 1 (P), Озинское (P), Салтыковское (K_2), Ивановское (K_2), Комаровское (K_2)
		Глауконит	Пески, алевриты, опоки, диатомиты	Гальмиролиз, разложение органического вещества, вулканического стекла и других минералов в зоне активного обмена веществ, переотложение	Пласты, линзы отложений, обогащенных глауконитом	Районы Балтая, Вольска, Саратова, Волгограда, Нижнего Чира и др. (K, P)
		Фосфат	Пески, кремнистые и известковые породы	Химическое осаждение за счет разложения органического вещества и обогащения морских илов фосфором; метасоматоз	Конкреции, пеллеты, рассеянные в продуктивном пласте	Районы Вольска, Волгограда (K, P)
		Цеолиты	Диатомиты, известняки, алевролиты	Реакция обмена, гидролиза вулканического стекла и др. минералов	Гнездовидные скопления, рассеянная вкрапленность в продуктивном пласте	Районы Саратова, Волгограда (K, P)
		Самородная сера	Кепроки соляных куполов и валов	Редукция сульфатов в зоне действия миграционного потока углеводородов	Гнезда, скопления неправильной формы	Купол Безымянный (северо-восток Прикаспийской впадины)
	Гипергенный	Гипс	Галогенная толща перми	Гипергенез в кепроках соляных куполов	Пласты	Баскунчакская соляно-купольная структура

Пески, алевриты являются наиболее распространенными и широко используемыми из этой группы полезными ископаемыми. Генетически они связаны с различными фациями континентальных (фаций осадков русел малых рек триаса; болот, озер, речных долин юры) и морских (фации осадков активного и малоподвижного прибрежного мелководья и аванделът юры, мела, палеогена) отложений, образуя в них линзы, прослои, пачки, толщиной от 5-10 до 100 м. Наиболее мощные залежи песков приурочены к аванделътам. В соответствии с размером зерен песок обычно подразделяется на мелкозернистый (0,10-0,25 мм), среднезернистый (0,25-0,5 мм), крупнозернистый (0,5-1 мм) и грубозернистый (1,0-2,0 мм). Минеральный состав песков преимущественно кварцевый, глауконито-кварцевый, полевошпатово-кварцевый. Реже встречаются пески с большим содержанием обломков пород (кремней, кварцитов, эффузивов), слюд.

Промышленные запасы приурочены к юрским (батский ярус), меловым (сеноманский ярус), палеогеновым (палеоцен-эоцен) отложениям (8). Наибольшее применение пески имеют в строительстве (строительные растворы, бетоны, как инертный материал в производстве обычного и известково-силикатного кирпича), а также для заполнения выработанных пространств в рудниках, в смесях для изготовления искусственного камня, рафинированного алебастра и т. д. Чистый песок применяется в стекольной промышленности, для полирования и фильтрации, в формовочном деле.

Фосфориты механически переотложенных галечных горизонтов имеют достаточно широкое распространение. Они приурочены к различным стратиграфическим уровням и к сугубо морским фациям грубообломочных осадков прибрежного мелководья. Формирование фосфатных галечников происходило, преимущественно, за счет разрушения и неоднократного переотложения более древних конкреционных образований в регрессивные этапы осадкообразования. Толщина фосфоритовых горизонтов небольшая (0,05-0,8 м), но они часто локализуются в разрезе, интервалом 0,5-2 – 4-6 м.

Промышленные и наиболее перспективные скопления фосфоритов отмечаются на границе юры и мела, мела и палеоцена, палеоцена и эоцена. Фосфориты используются, в основном, для получения фосфатных удобрений. В значительно меньшей степени они применяются в химической, пищевой промышленности.

Титан-циркониевые россыпи осадочных отложений относятся к весьма перспективным по содержанию в них таких важных в промышленности минералов как циркон, ильменит, рутил, сфен, анатаз. Обладая большой плотностью, высокой твердостью и химической устойчивостью, эти минералы могут сохраняться и накапливаться при длительной транспортировке и многократном перемыве и переотложении. Наиболее значительные концентрации циркона и титанистых минералов приурочены к фациям песчаных отложений прибрежного мелководья юры, мела, палеогена различных участков рассматриваемой территории (Ахлестина и др., 1998).

Обладая высокой механической прочностью, огнеупорностью, коррозионной стойкостью и низкой адсорбционной способностью по отношению к нейтронам, эти минералы находят большое применение в металлургии для получения металлического циркония и сплавов, в качестве формовочного песка, в производстве особых огнеупоров, выдерживающих температуру до 2500° С. Это свойство делает титан-циркониевые минералы пригодными для использования в конструкциях турбин и ракет. Циркон может использоваться также в эмалях и глазурях.

Глины составляют большую часть в разрезах рассматриваемого фанерозоя. Залежи их приурочены к различным стратиграфическим интервалам и генетически связаны как с континентальными (фации озерно-болотных осадков), так и с морскими (фации осадков малоподвижного мелководья, впадин, относительно удаленных от побережья и глубоководных участков моря) фациальными обстановками. Они характеризуются, как правило,

большим площадным распространением и толщиной слоев от 2 до 31,5 м. Промышленные запасы глин приурочены к юрским, меловым и палеогеновым морским отложениям. Состав их преимущественно – монтмориллонитовый, но часто с примесью различных ценных минеральных компонентов, таких, как например, цеолитов, глауконитов, гиалопелитов, редких элементов, что позволяет использовать их в различных отраслях народного хозяйства. Наибольшее применение глины находят при изготовлении формовочных смесей буровых и тампонажных растворов и катализаторов; в качестве наполнителей. В настоящее время задачи, связанные с практическим использованием глин, сводятся к разработке оптимальных способов обжига, состава смесей, различных способов обогащения, активизации, к комплексному безотходному их использованию.

2.2. Биогенные полезные ископаемые

Известняки в рассматриваемом интервале образуют слои и пачки толщиной от 4-10 м до 60-80 м, относительно выдержанные в пространстве на значительных площадях и генетически связанные с морскими фациями карбонатных осадков, значительно удаленных от побережья и относительно глубоководных участков или открытого мелководья. В первом случае это преимущественно микритовые известняки, мел, во втором – ракушняковые скопления. И те и другие отмечаются в перми, триасе, юре, в мелу и палеогене. Наиболее важное промышленное значение имеют карбонатные отложения позднего мела – мергелевидные известняки, сложенные фораминиферово-кокколитовым детритом, часто с примесью глинистого вещества, цеолитов, алеврита, тонкого вулканического стекла (пепла). Они имеют многочисленные выходы на дневную поверхность в районе Ульяновско-Саратовско-Волгоградского правобережья Волги, удобны для разработок и широко используются в производстве прежде всего различных строительных материалов (цемента, извести, щебня, бутового камня и т. п.). Эти породы находят применение в химической и стекольной промышленности, сахарном производстве и в сельском хозяйстве.

По запасам карбонатных пород крупнейшей сырьевой базой является Нижнее Поволжье, где эти породы имеют широкий диапазон использования в народном хозяйстве. Отмечается один наиболее интенсивный этап карбонатонакопления – поздний мел, соответсвующий времени максимального развития меловой трансгрессии и максимальному распространению морского бассейна с пышным расцветом известкового нанопланктона (кокколитофорид). Последний в свою очередь способствовал накоплению толщ органогенных илов-праосадков современных меловых пород. Процесс осадконакопления осложнялся рядом сопутствующих и наложенных явлений, что нашло отражение в сложном строении и составе меловых отложений.

Диатомиты (радиоляриты). Значительные скопления этих кремнистых пород приурочены к верхнему мелу (сантон-кампан) и палеогену (палеоцен, эоцен) Ульяновско-Саратовско-Волгоградского правобережья Волги. Они образуют на этом участке крупные локальные тела – линзы, прослои, толщиной от 5-10 м до 50-70 м и генетически связаны с фациями кремнистых осадков депрессионных участков морских бассейнов. Наиболее перспективен на диатомиты Ульяновский участок правобережья Волги (районы Инзы, Сенгилея), где палеоцен-эоценовые продуктивные слои имеют толщину до 50-70 м и залегают непосредственно на меловых породах позднего мела. Диатомиты этого участка представляют собой рыхлые или слабосвязанные светлоокрашенные породы, сложенные тонким диатомовым детритом опалового, опал-кристабалитового состава с размером частиц до 0,08 мм. Как примесь в диатомитах присутствует глинистое вещество (монтморил-

лонит, глауконит дисперсный), цеолиты, алеврит полевошпатово-кварцевый. Нередко отмечаются экзотические минералы – вулканическое стекло, пироксены, амфиболы. Распределение примесных компонентов неравномерное – пятнисто-линзовидное.

Радиоляриты приурочены, в основном, к позднему мелу (сантон-маастрихт), в разрезах кремнистых отложений которого они образуют послойные тела, толщиной 1-6 мм, переслаивающиеся с опоковидными силицитами. Породообразующими элементами в них являются фрагменты радиолярий. В отличие от диатомитов, в них присутствует, как правило, примесь известкового (кокколитового) материала и более значительное количество цеолитов. Переменно содержание глинистого вещества, алеврита, по составу аналогичных таковым диатомитов. Обладая ценными физическими свойствами (высокой пористостью, и, следовательно, значительной емкостью поглощения, химической инертностью, кислотоустойчивостью, высокой огнеупорностью, слабой термической и электрической проводимостью) эти породы находят широкое применение в различных отраслях народного хозяйства – от сельскохозяйственного производства до атомной промышленности. В последние годы предпринимаются меры к более широкому использованию кремнистых пород в новых прогрессивных направлениях – в качестве дешевых и эффективных фильтров для очистки питьевых и промышленных вод, осушителей природных и нефтяных газов и т. д.

Горючие сланцы являются уникальными полезными ископаемыми, широко используемыми в различных отраслях народного хозяйства. Формирование их связано с фациями алеврито-глинисто-сапропелевых, глинисто-алевритово-известково-сапропелевых осадков лагун, заливов, открытого мелководья с неустойчивой соленостью, а также с фациями известково-глинисто-сапропелевых осадков впадин, удаленных и депрессионных участков стагнированного морского бассейна.

Продуктивные горизонты горючих сланцев приурочены к средневолжскому подъярусу верхней юры (зона *Dorsoplanites panderi*). Согласно современному районированию выделяются Волжский и Урало-Каспийский сланценосные бассейны, в которых выявлено более 40 месторождений (Прогноз ..., 1974). Мощность продуктивной зоны изменяется от первых метров до 100-120 метров (Перелюб-Благодатовская площадь).

Состав горючих сланцев изменчив. Основными его характеристиками являются тип золы (известковый, глинистый), количество ОВ, серы, элементный состав керогена. В зависимости от их содержания сланцы подразделяются на высоко-, средне- и низкокачественные. К первым относятся сланцы Перелюбской и Чаганской площадей с $T^c \geq 17\%$; 3000 ккал/кг с содержанием общей серы > 6%, известковым типом золы. Кашпирские и Туксайские горючие сланцы имеют хорошее качество (T^c – 13-17 %; 2000-3000 ккал/кг, $S_{общ.}$ – 4-6%, тип золы известковый и глинистый). Новосеменовские, Озинские и Черниговские сланцы – среднего, Орловские, Фитальские и др. – низкого качества.

В настоящее время разрабатываются Кашпирские горючие сланцы хорошего и среднего качества. Они используются Сызранской ТЭЦ и Кашпирским сланцеперерабатывающим заводом, небольшими предприятиями. Получаемая из сланцев смола по составу и качеству не имеет природных аналогов и применяется в производстве ихтиола, пластификаторов, флотреагентов, деэмульгаторов и т. д. Зола ТЭЦ применяется в производстве портландцемента и стройматериалов.

В целом следует отметить, что горючие сланцы – это сырье будущего. Разработка способов безотходной, рациональной их переработки позволит расширить количество получаемых полезных продуктов (сланцевой смолы, газа для энергетики, серы, бензола, битумов, ГСМ, удобрений, сырья для пластмасс и др.). При этом необходимо учесть извлечение или связывание металлов и других компонентов, могущих нанести вред окружающей среде.

2.3. Хемогенные полезные ископаемые

Каменная соль - основной элемент разрезов галогенных отложений кунгурского (частично казанского) возраста. Образование каменной соли является результатом хемогенной садки галита с примесью или существенной ролью ангидрита в лагунах морского (или озерно-морского) бассейна. Запасы каменной соли в изученном районе практически неограничены. Однако участков, где экономически выгодна промышленная добыча чистого NaCl не так уж много. Это обусловлено прежде всего значительной глубиной залегания соленосных толщ (как правило, более 1000 м) и наличием в них существенной примеси ангидрита, глины и легко растворимых солей (карналлита, сильвина и др.). В регионе выделяется два типа месторождений каменной соли, располагающихся в различных фациальных зонах солеродного бассейна.

Первый тип приурочен к прибрежной фациальной зоне с преобладающим развитием хлоридных солей и характеризующийся весьма незначительным поступлением вод континентального стока, соответственно малой ролью глинистой примеси и растворенного бикарбоната или сульфата кальция. Каменная соль характеризуется здесь пластовым, моноклинальным залеганием. Примером таких месторождений является Дергуновское в Куйбышевской области, расположенное несколько севернее рассматриваемого региона. Глубина залегания каменной соли здесь около 300-330 метров, при мощности наиболее чистых разностей солей (90-98 % NaCl) более 50 м.

Второй тип месторождений приурочен к фациальной зоне удаленных от берега участков солеродного бассейна, где в парагенезисах эвапоритов практически отсутствуют доломит и ангидрит. Эти месторождения расположены во впадине в пределах развития солянокупольных структур и поэтому характеризуются значительными деформациями, будинажом ангидритовых прослоев и существенной перекристаллизацией галита. Характерно также, что во многих случаях соль в солянокупольных структурах залегает весьма близко к поверхности (300-400 м и даже до 80-100 м!).

Примером эксплуатируемых месторождений данного типа является Соль-Илецкое. В Нижнем Поволжье наиболее перспективным является месторождение в солянокупольной структуре Баскунчак, где установлены крупные запасы чистой каменной соли, оцениваемые в миллиарды тонн.

Месторождений меньшего масштаба в пределах внутренних частей бортовых зон Прикаспийской впадины и ее западной части можно указать достаточно много. Выбор их может определяться расположением промышленных предприятий и транспортных путей.

Калийные и магниевые соли являются результатом хемогенной садки в пределах наиболее изолированных участков солеродного бассейна, где они присутствуют в пределах обеих фациальных зон. Но наибольшие накопления характерны для участков, значительно удаленных от горловинной части бассейна (т. н. кутовая часть). Среди этой группы полезных ископаемых наиболее важны сильвин (как основной компонент калийных удобрений) и бишофит (как комплексное химическое сырье).

Сильвин (сильвинит) образует крупные месторождения в западной части впадины (Эльтонское) и на юге Приволжской моноклинали (Гремячинское). Так же, как и для каменной соли, для сильвинита характерны два типа месторождений.

Первый тип отличается моноклинальным залеганием пластов и пространственно тяготеет к прибрежной фациальной зоне. В отличие от каменной соли наиболее качест-

венные разности сильвинита приурочены к участкам устойчивого прогибания прибортовой зоны с максимальными мощностями солей. К этому типу месторождений относится Гремячинское (в 200 км на север от г. Котельниково), где мощность чистых сильвинитов превышает 20 метров при глубине залегания пород около 1000 метров. Это позволяет планировать добычу методом выщелачивания.

Второй тип связан с солянокупольными структурами, в которых калийные соли выведены к поверхности на 350-400 метров. Примером подобных месторождений является Эльтонское, Южный участок Баскунчакской структуры, расположенные в фациальной зоне участков солеродного бассейна, удаленных от берега.

Бишофит. Бишофитовые образования встречаются в Нижнем Поволжье в наиболее мощных разрезах кунгурских солей на Приволжской моноклинали, северо-западе, севере бортовой зоны впадины и в пределах самой впадины. На Приволжской моноклинали бишофитовые породы протягиваются широкой полосой (40-50 км) параллельно бортовому уступу более чем на 400 км в субмеридиональном направлении.

Область его развития представляет среднюю часть прибрежной фациальной зоны солеродного бассейна, отличавшуюся устойчивым прогибанием и накоплением значительных мощностей солей. Сюда, видимо, поступали максимально сгущенные остаточные растворы, частично освобожденные уже от хлористого калия. Эти участки солеродного бассейна представляли своего рода заливы или лагуны с односторонней направленностью тока рапы в них из основного бассейна.

Наиболее известными месторождениями бишофита являются Городищенское и Наримановское. Значительная мощность бишофита (более 20 метров) установлена на Краснокутском участке северо-запада бортовой зоны впадины. В пределах первых двух в течение ряда лет ведется опытно-промышленная добыча хлористого магния методом выщелачивания. На Краснокутском участке планируются разведочные работы.

В пределах фациальной зоны осадков, удаленных от берега участков солеродного бассейна бишофит развит достаточно часто, но не образует столь крупных скоплений. В солянокупольной области он известен в Озинках, на Эльтонском месторождении.

2.4. Диагенетические (частично гипергенные) полезные ископаемые

Промышленные рассолы. В галогенной толще Приволжской моноклинали и в ряде других участков исследуемой территории известны крупные скопления седиментационных и метаморфизованных рассолов, имеющих существенное значение как полезные ископаемые (скв. Светлоярская 7, Карагайская 1, Чарлактинская 2, Пигаревская 20 и др.). Основными компонентами в них являются хлор (до 280-300, иногда до 350 г/л), бром (3-7 до 10 г/л), иногда существенные содержания составляет хлористый кальций (150-250 г/л). В ряде случаев в этих водах отмечаются повышенные содержания бора, йода, рубидия, лития. Масштабы проявления этих вод значительны, но к практическому их использованию пока не приступали. Развитие этих рассолов приурочено к фациям (микрофациям) калийных солей краевых областей распространения соленосных отложений.

Силициты опоковидные, связанные генетически с диатомитами взаимными переходами, имеют на рассматриваемой территории значительное распространение и такой же широкий диапазон использования, что и диатомиты (радиолярииты), но отличаются от последних большей степенью окремнения, вследствие более значительного растворения кремниевого органогенного детрита и соответственного увеличения роли алюмокремни-

стого гидрогеля, кристобалита, халцедона. Состав примесных компонентов в целом также аналогичен таковому диатомитов. Несколько изменяется лишь количественное соотношение их во времени и пространстве.

Перспективные участки развития опоковидных силицитов приурочены к позднему мелу (сантон-кампан) и палеоцену Ульяновско-Саратовско-Волгоградского правобережья Волги. Здесь сосредоточены все наиболее крупные месторождения и проявления. Наибольшее применение кремнистые породы находят в цементной промышленности (до 78 %). На их основе совершенствуется производство нового строительного теплоизоляционного материала – термолита, обладающего значительной пористостью и малым удельным весом. В целом диапазон применения опоковидных силицитов аналогичен таковому диатомитов.

Песчаники имеют достаточно широкое распространение и отмечаются на всех стратиграфических уровнях. Генетически они приурочены как к континентальным, так и к морским фациям песчаных и кремнистых осадков. Песчаники залегают в виде маломощных (0,1-2,5-5 м) невыдержаных по простиранию прослоев и линз. Состав их разнообразен и по обломочным компонентам (кварцевый, глауконитово-кварцевый, полимиктовый и т. д.), и по цементирующей массе (кремнистый полигенный, карбонатный, железистый).

Наиболее значимы толщи (до 1,5-5 м) опоковидных песчаников позднего мела (кампан) и палеогена (палеоцен-эоцен), имеющих к тому же широкое площадное распространение. В разрезе они приурочены, как правило, к начальным и (или) конечным фазам трансгрессивно-регрессивного этапа кремненакопления. Формирование их связано с диагенетической трансформацией, преимущественно, органогенного кремнезема, обогащением грунтовых вод свободным кремнеземом, внутрипластовой инфильтрацией их и цементацией песчаного материала подошвы или кровли опоковидных силицитов и диатомитов. Наибольшее количество местонахождений опоковидных песчаников выявлено на территории Саратовско-Волгоградского Поволжья – более 70, из которых разведано три кампанского возраста и около 24 – палеогенового. Основная же масса местонахождений этих пород не эксплуатируется, но часто используется местным населением при строительных работах.

Не менее важное значение имеют и кварцитовидные песчаники – сливные, полусливные кварцевые песчаники палеогена, образующие крупные пластово-линзообразные стяжения в толще сызранских, нижнесаратовских, нижнеэоценовых песков. Они характеризуются высоким содержанием кремнезема (до 90-100 %) (кварцевый состав обломков и кварц-халцедоновый состав цемента), что позволяет использовать их для получения металлического кремния.

Известно два крупных месторождения этих песчаников – Дубовское-1 и Озинское (Саратовская область), используемых в настоящее время в строительных целях.

Глауконит является типично осадочно-диагенетическим компонентом, связанным с широким фациальным профилем и временным диапазоном. Высокие же концентрации глауконит образует преимущественно в позднемедловых и палеогеновых морских алеврито-песчаных и алеврито-глинисто-кремнистых отложениях. На рассматриваемой территории выявлен целый ряд перспективных участков с высоким содержанием этого минерала (Ахлестина и др. 1988). Как полезное ископаемое, глауконит с успехом используется в различных отраслях сельского хозяйства как макро- и микроудобрения, при выращивании хлореллы, при искусственном разведении рыбы; в промышленности – в качестве адсорбента, водоумягчителя, при производстве устойчивых зеленых красок.

Фосфаты осадочно-диагенетического происхождения как и глауконит, приурочены к различным, но сугубо морским фациальным зонам и стратиграфическим уровням. Они

имеют обычно конкреционный облик. В рассматриваемом комплексе отложений конкреции встречаются в известковых, кремнистых, глинистых и алеврито-песчаных слоях трансгрессивной серии осадков в виде беспорядочно рассеянных включений. Последние представляют собой по составу преимущественно желваковые обособления, роль цемента в которых выполняет колломорфный или крипто-, мелкокристаллический фосфат кальция (карбонат-апатит). Редко отмечаются конкреции чистого фосфата – «самородка». Содержание P_2O_5 в таких обособлениях изменяется в широких пределах.

К типичным осадочно-диагенетическим фосфоритам можно отнести белые фосфориты, залегающие в толще мела на контакте с палеоценом. Они обнаружены лишь в районе города Вольска (Саратовская область) в виде весьма невыдержанных по простиранию линзо- караваеобразных тел, глыб, конкреций неопределенной формы и непостоянной мощности (от 0,05 до 0,4-0,45 м). Отдельные глыбы имеют до 1,5 м и более. Они связаны постепенными переходами с вмещающим их писчим мелом. Содержание окиси фосфора в них изменяется от единиц до 30-40%. Значительная изменчивость концентраций P_2O_5, невыдержанность этих фосфоритов по простиранию не позволяет считать их пригодными к практическому использованию.

В целом же осадочно-диагенетические фосфориты являются исходными полезными компонентами, концентрация которых в продуктивные фосфоритовые горизонты происходит на более поздних этапах литогенеза. К глобальным закономерностям поведения фосфора в литогенезе Г.Н. Батуриным (1978) относится «... трехступенчатый процесс концентрации фосфора на дне (седиментогенез, диагенез и перемыв осадков)».

Цеолиты относятся к новым нетрадиционным перспективным полезным ископаемым, образование которых связано с диагенетическими процессами в разнофациальных осадках юрского, мелового и палеогенового времени. Заметные концентрации цеолиты образуют преимущественно в позднемеловых и палеогеновых глинисто-кремнистых и глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях относительно глубоководных зон морских бассейнов. Формирование их связано с воздействием подземных вод атмосферного или (и) гидротермального происхождения на различные неустойчивые к химическому выветриванию минералы – некристаллические и кристаллические глинистые минералы, полевые шпаты, вулканическое стекло. При этом развивается ассоциация высококремнистых цеолитов – клиноптилолит + гейландит. Содержание их изменяется в широких пределах от малых примесных количеств до породообразующего значения (> 60 %). Однако тонкодисперсный характер выделения цеолитов (Ахлестина и др., 1985), неравномерное насыщение ими пород как по вертикали, так и латерали, отсутствие специальных поисково-разведочных работ на данный полезный компонент затрудняют и делают практически невозможным определение его концентраций и пространственного размещения. В то же время ассоциирование цеолитов преимущественно с монтмориллонитом и органогенным кремниевым детритом (опал-кристобалитом) позволяет относить цеолитоносные породы в целом к полезным естественным природным смесям с широким диапазоном использования их в народном хозяйстве.

2.5. Гипергенные полезные ископаемые

Самородная сера. Проявления самородной серы в регионе связаны с процессами редукции сульфатов в кепроках соляных куполов. Не исключено ее появление в некоторых случаях в связи с миграционными процессами из подсолевых отложений, где известны месторождения природных газов с очень высокими концентрациями сероводорода (см. табл. 1). О возможности значительных масштабов этих процессов указывает постоянное присутствие серы в кепроках соляных куполов (Эльтон, Баскунчак) или включений сероводородных газов (Улаганский и Северный участок Эльтона) в толще соли. Значительные проявления самородной серы установлены в последние годы в кепроке соляного купола Безымянный. Все указанные проявления установлены в пределах развития соляно-купольных структур. Однако какой-либо связи с зональным распространением фаций галогенеза во впадине, по нашему мнению, эти проявления не имеют.

Гипс. Значительные массы водного сульфата кальция образуются при гипергенной дегидратации ангидрита и замещении хлоридных солей на уровне соляного зеркала в солянокупольных структурах. Использование гипса возможно лишь при малых глубинах залегания кепрока, что в Нижнем Поволжье известно лишь для структуры Баскунчак. Здесь и ведется интенсивная добыча этого полезного ископаемого.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Литолого-фациальный анализ породных комплексов позднего фанерозоя юго-востока Русской плиты от перми до палеогена включительно позволил выявить следующие генетические группы осадков: эоловые, аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, озерно-болотные, заливно-лагунные, прибрежно-морские, активного и малоподвижного мелководья и аванделът, открытого нормального морского бассейна, удалённых от побережья и относительно глубоководных, депрессионных участков моря, солеродного бассейна. В каждой генетической группе осадков выделен ряд фаций.

2. Направленная смена литолого-фациальных особенностей отложений и связанных с ними комплексов организмов обусловлена трансгрессивно-регрессивным характером седиментогенеза. Трансгрессивный этап, как правило, выражен полным фациальным рядом осадков: от грубых песчано-гравийных фаций до тонких карбонатно-глинистых. Регрессивная фаза обычно редуцирована в результате размыва, благодаря чему фациальные ряды, в основном, асимметричны.

3. Характер седиментации, находя своё отражение в изменении объёмов, типов осадков и составе биоты свидетельствует об общей тенденции уменьшения роли хемогенных образований от перми к триасу и далее вверх по разрезу и соответственно увеличения роли терригенного, терригенно-карбонатно-кремнистого, а также сапропелево-биогенного осадконакопления.

4. Изучение вещественного состава осадков отдельных фаций, связанных с питающими провинциями и процессами, происходящими на них, позволило установить основные источники сноса терригенного материала: Донецкие и Уральские складчатые сооружения, вал Карпинского, Воронежская антеклиза и возвышенная Русская равнина. Роль их во времени изменялась и предопределяла соотношение основных площадей морского и континентального осадконакопления.

5. Значительные климатические колебания во времени наложили свой отпечаток на однотипные, но разновозрастные фациальные группы осадков и связанные с ними комплексы организмов. Климат на протяжении изученного отрезка времени изменялся от гумидного – в ассельском веке, к аридному – в середине пермского периода с максимумом в кунгурском веке и вновь через семиаридный к гумидному, установившемуся с середины анизийского века с максимумом в позднем триасе и ранней юре, позднем мелу и эоцене.

6. Проведенные исследования показали, что каждому периоду фанерозоя с перми до палеогена включительно были свойственны взаимозависимые ряды фациально-генетических типов осадков, ландшафтно-климатические обстановки седимен-

тации, связанные с трансгрессивно-регрессивными циклами развития бассейнов, что и обусловило формирование определенного набора полезных ископаемых.

7. Генетическая группы, выделенные для многообразного комплекса нерудных полезных ископаемых могут быть использованы при построении соответствующих прогнозных карт на территории региона, что явится существенным дополнением геологической информации при создании региональной базы экологически чистого природного сырья.

ЛИТЕРАТУРА

Айгнер Т. Событийная стратификация в эоценовых нуммулитовых отложениях и в ракушняковых пластах в Египте // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 240-251.

Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 1. Текст. Т. 2. Атлас карт АН СССР и Робертсон ГРУП. Великобритания, 1992.

Ахлестина Е. Ф. Глауконит палеогеновых отложений Нижнего Поволжья // Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской плиты: Тр. Международной конференции. Саратов, 1998. С. 38.

Ахлестина Е. Ф., Бондаренко Н. А., Дигас Л. А., Курлаев В. И. О взаимоотношении меловых и палеогеновых отложений в районе железодорожной станции Озинки // Вопр. стратигр. палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1987. С. 54-64.

Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я. Титан-циркониевые ассоциации минералов и их рудообразующее значение в позднемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях Саратовского Поволжья // Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской плиты: Тез. Международной конференции. Саратов, 1998. С. 37-38.

Ахлестина Е.Ф., Задумина М.И., Курлаев В.И. О распределении акцессорных минералов в палеогеновых отложениях Саратовского Поволжья // Вопр. геологии, стратигр. и палеон. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1976. Вып. 2. С. 95-110.

Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. Силициты верхнего мела и палеогена Поволжья. Саратов: Изд-во Гос УНЦ «Колледж», 1998. 76 с.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Титан-циркониевые акцессорные минералы в палеогеновых отложениях Волгоградского Поволжья // Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1978. Вып. 17. С. 3-18.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Особенности распределения минералов группы дистена в палеогеновых отложениях Волгоградского Поволжья // Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1979. Вып. 18. С. 28-37.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. О составе и генезисе палеогеновых отложений Саратовской и Волгоградской областей // Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1979. Вып. 18. С. 119-131.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. О цеолитоносности эоценовых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья // Геология, физико-химические свойства и промышленное применение цеолитов. Тбилиси: Мецниереба, 1985. С. 41-45.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Эоценовые пепловые отложения Саратовского и Волгоградского Поволжья // Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов. Деп. ВИНИТИ № 7068-В88. 1988. С. 119-130.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья // Саратов. 1988. 204 с. Деп. ВИНИТИ № 8825-В88.

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Новые данные о палеогеновых отложениях Нижнего Поволжья // Проблемы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1991. С. 138-159.

Бабич Д.А., Самойлович В.Л., Хабарова Т.Н. О необычном характере пограничных слоев мела и юры в низовьях Волги // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 6. С. 1401-1403.

Барышникова В.И. О возрасте и условиях образования подлянцеолятовых кремнистых глин Саратовского правобережья // Вопр. стратигр. и палеон. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1978. Вып. 3.

Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф., Касимов Б.С. Основы прогнозирования и поисков месторождений самородной серы. М.: Недра, 1977. 88 с.

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука. 1978. 231 с.

Блом Г.И. Фации и палеогеография Московской синеклизы и Волжско-Камской антеклизы в раннетриасовую эпоху. Казань, 1972.

Боголюбова Л.И. Органическое вещество в осадочном процессе (на примере торфов, углей и меловых «черных сланцев») Мирового океана. М.: Ротапринт ГИН РАН, 1992.

Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М. 1988. 24 с.

Букина Т.Ф., Кулева Г.В., Яночкина З.А. Палеоэкосистема Волжского сланценосного бассейна фазы Dorsoplanites panderi // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Вып. 3. Т. 4. 1996. С. 30-37.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А. Принципы типизации пород верхнеюрской сланценосной толщи Волжского бассейна // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ северо-востока СССР: Тр. X геологической конференции КОМИ АССР. Сыктывкар, 1987.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Суетнова Н.А. Наноструктуры как показатели диагенетических процессов в горючих сланцах Волжского бассейна // Геохимия, минералогия и литология чёрных сланцев. Коми филиал АН СССР, ин-т геологии, ВМО, Сыктывкар, 1987. С. 128-129.

Быстрицкая П.М., Хлыстова В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Нижне-Волжская, Лист М-38-IX. Объяснительная записка. М., 1966.

Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.

Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.

Величко А.Я. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозоя по материалам изучений Восточной Европы. Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 5-43.

Верещагин В.Н., Ронов А.Б., Тахизин Н.Н. Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Триасовый, юрский и меловой период. М., Недра, 1975. Т. 3. 220 с.

Викулова М.Ф. Современные представления о фациальных типах глинистых пород и генезисе глинистых минералов. Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970.

Вознесенская Т.А. Терригенная седиментация // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика): Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1984. Вып. 396. С. 5-23.

Вознесенский А.И. Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. 132 с.

Воронина А.А., Попов С.В. О стратиграфии и моллюсках майкопских отложений северных Ергеней // БМОИП, отд. геол. 1983. Т. 85. Вып. 3. С. 62-69.

Гаррелс Р.М., Маккензи Д. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Гаряинов В.А., Липатова В.В., Старожилова Н.Н., Яночкина З.А. К вопросу о методике изучения красноцветных отложений перми и триаса // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 2. 1964.

Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. М.: Наука, 1990.

Глезер З.И., Кузнецова Т.А., Афанасьева Н.И. О возрасте и фациальной принадлежности диатомитов Среднего Поволжья // Сов. геология. 1977. № 8. С. 113-119.

Грачевский М.М., Сипко Т.А. Фации нижнепермского нефтегазоносного барьерного рифа в Саратовском Заволжье // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. № 2. С. 419-421.

Гречин В.И. Кремненакопление // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика): Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1984. Вып. 396. С. 102-118.

Гроссгейм В.А. Карты литофации разных типов и карты песчанистости // Тр. ВНИГРИ. Л., 1969. Вып. 278.

Гудошников В.В., Гуцаки В.А. Геологическая история Урала в мезозое и кайнозое // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1970. Вып. 7. С. 153-154.

Гуцаки В.А., Гудошников В.В. История формирования и минералогический состав кор выветривания Орского Урала и Зауралья // Коры выветривания Урала. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1969.

Дервиз Т.Л. при участии Дорохова В.Я., Денисенковой Е.И., Ивановой А.Н., Хабаровой Т.Н. Юрские и меловые отложения. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 366 с.

Деревягин В.С. и др. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1981. 397 с.

Диаров М.Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1974. 129 с.

Дрожжева П.П. К вопросу о возрасте главного фосфоритоносного слоя Общего Сырта // Тр. ГИГХС. 1955. Вып. 2. С. 51-68.

Ермакова В.А. Особенности подсолевой гидрохимической толщи перми на территории Волгоградского Поволжья // Сов. геология. 1971. Вып. 2. С. 145-150.

Ермакова В.А., Исаев А.Я., Гетманова Е.И. Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа, 1968. Вып. 5. С. 33-38.

Ефремов И.А. Об условиях нахождения остатков лабиринтодонтов в верфенских отложениях горы Б. Богдо Астраханской губернии // Тр. Геол. Музея АН СССР, 1928. Т. 3.

Жемчужников Ю.А. Угленосная толща и методика ее изучения // Зап. Ленингр. Горн. ин-та, 1951. Т. 25. Вып. 2. С. 23-47.

Жидовинов Н.Я., Ахлестина Е.Ф. Реконструкция климата палеогена, неогена и эоплейстоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия. Саратов. 1994. 62 с. Деп. ВИНИТИ, № 2290-В94.

Жидовинов С.Н. Триас Прикаспийского региона // Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва. 1994.

Жижченко Б.П. Газовый режим вод и осадков современных акваторий // Научно-технический обзор. Серия: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1974. 40 с.

Замаренов А.К. Кунгурская галогенная формация востока и юго-востока Прикаспийской впадины // Поиски нефти и газа в солянокупольных областях: Тр. МИНХ и ГП. М., 1970. Вып. 90. С. 117-120.

Замаренов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л., 1970. 171 с.

Замаренов А.К. Фации и нефтеносность верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья // Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата, 1971.

Зональное строение фанерозоя СССР: Справочное пособие / А.С.Андреева-Григорович, А.А.Атабенян, В.С.Белянкова и др. М.: Недра, 1991. 160 с.

Камышова-Елпатьевская В.Г. Стратиграфия и фауна юрских отложений Саратовского Поволжья // Тр. Всесоюзн. Совещ. по разработке унифицированной стратиграфической схемы мезозоя Русской платформы. Гостоптехиздат, 1956.

Камышева - Елпатьевская В.Г., Бондарева М.В., Мишина Г.Н., Маймескул Г.В., Каткова Е.Д. Нижнемеловые отложения долины р. Волги в районе Саратовской ГЭС // Геологический факультет и научно-исследовательский институт геологии. Отдел VI, Саратов, 1959. С. 68-71.

Камышова-Елпатьевская В.Г., Иванова А.Н. Атлас руководящих форм ископаемых фаун Саратовского Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1947.

Камышова-Елпатьевская В.Г., Иванова А.Н. Некоторые данные о палеэкологии и тафономии юрской и меловой фауны Саратовского Заволжья // Уч. Зап. Сар. Гос. ун-та, 1951. Т. XXXVII. Вып. геол. С. 71-81.

Камышова-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского Поволжья по аммонитам // Тр. научн. конф. по стратиграфии мезозоя и палеозоя Нижнего Поволжья и смежных обл. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та. 1958.

Камышова-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. К проблеме филогенетического изучения юрских аммонитов семейства Cosmoceratidae и Cardioceratidae // Тр. 2 сессии Всес. палеонтол. о-ва. Госгеолтехиздат, 1959.

Камышова-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского правобережья по аммонитам // Стратиграфия и фауна юрских и меловых отложений: Тр.ВНИГРИ. Саратов: Поволжье, 1959. Вып. 137. С. 5-268.

Кизильштейн Л.Я., Минаева Л.Г. Происхождение фрамбоидальных форм пирита // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. Вып. 5.

Киселева О.И. О возрасте «гнилушкинской» свиты Доно-Медведицких дислокаций // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Межвузовский научный сборник. Вып. 7. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1993. С. 97-100.

Киселева О.И. Палинкомплексы среднеюрских отложений Нижнего и Среднего Поволжья // Труды научно-исследовательского института геологии. Новая серия. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1999. Том 1. С. 148-152.

Киселева О.И., Кулева Г.В. Палинозоны средней юры Поволжья // Труды научно-исследовательского института геологии. Новая серия. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1999. Том 1. С. 152-155.

Кореневский С.М. О фациях, калиеносности и бороносности галогенного кунгура Прикаспийской низменности Актюбинского, Чкаловского и Башкирского Предуралья // Докл. АН СССР, 1957. Т. 116. Вып. 3. С. 474 - 477.

Кореневский С.М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М.: Недра, 1966. 280 с.

Коссовская А.Т., Шутов В.Д., Александрова В.А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадконакопления // Литология и полезные ископаемые. 1964. Вып. 2.

Крашенинников Г.Ф. Классификация угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис. IV Всесоюзн. геол. совещание (Ворошиловград): Тез. докл. М.: Недра, 1970. С. 40-44.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971. 367 с.

Кулева Г.В., Барышникова В.И. Типовые разрезы слоев с фораминиферами зоны *Dorsoplanites panderi* Волжского сланценосного бассейна // Сов. геол., 1988. Вып. 8. С. 43-49.

Кулева Г.В., Барышникова В.И., Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Троицкая Е.А. Изучение тафономических особенностей ориктокомплексов отдельных литотипов пород на примере юрской сланценосной толщи Заволжья и Общего Сырта // В кн. Теория и опыт тафономии. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1989. С. 92-107.

Кулева Г.В., Морозова Т.П. Экосистема раннемелового бассейна Северного Прикаспия (на примере бассейна среднего течения р. Илек). Деп. ВИНИТИ.

Кулева Г.В., Троицкая Е.А., Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Киселева О.И., Хабарова Т.Н., Еремин В.Н. Опорный разрез келловейского яруса оврага Малиновый. Саратов, 1988. 55 с. Деп. ВИНИТИ № 4605-В-88.

Кулева Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. К условиям формирования горючих сланцев // Тр. совещания «Геохимия, минералогия и литология черных сланцев». Сыктывкар, 1987.

Лата И.Г., Ли К.А., Даумов С.Г. Литолого-фациальные особенности среднетриасовых отложений территории северной части междуречья Урал-Волга в связи с изучением их нефтегазоносности // Тр. ВНИГНИ. Москва, 1970. Вып. 101. С. 152-165.

Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: МГУ, 1961. 552 с.

Липатова В.В., Старожилова Н.Н. Стратиграфия и остракоды триасовых отложений Саратовского Заволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1968.

Липатова В.В., Федоровская Л.П. Минералогические коррелятивы верхнепермских и нижнетриасовых отложений Саратовского Заволжья // Вопросы геологии Юж. Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-т. 1967. Вып. 3. Ч. 1.

Липатова В.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Информативность методов и критерии расчленения триасовых отложений Прикаспийской впадины Мангышлака и Устюрта // Юбилейный сборник. Саратов, 1990. С. 177-191.

Липатова В.В., Яночкина З.А., Смирнова Л.Н. К вопросу о палеогеографии северо-западной части Прикаспийской впадины в триасовый период // Вопросы палеогеографии Прикаспия. Элиста. 1976.

Липатова В.В., Яночкина З.А., Смирнова Л.П. Условия осадконакопления в оленекский век // Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1972. С. 97-105.

Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90-192.

Лисицын А.П. Осадконакопление в океане. М.: Наука, 1974. 493 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 306 с.

Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана / Ред. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. М.: Наука, 1987. 245 с.

Мазарович А.Н. О триасе горы Богдо // Учен. зап. МГУ, 1939. Вып. 26. Геология. Кн.1.

Меледина С.В. Зональное деление келловея Русской плиты // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 119-130.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР. М., 1987. С. 117-123.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1987. С. 250-251.

Миних М.Г. Триасовые двоякодышащие рыбы востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.

Мовшович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.

Мовшович Е.В., Цебенко Л.Н. Гидродинамические условия образования триасовых песчано-алевритовых отложений Калмыцко-Астраханского Прикаспия // Вопросы геохимии Прикаспия. Элиста, 1974.

Мовшович Е.В., Цебенко Л.Н. К вопросу о палеогеографии триаса калмыцко-астраханского Прикаспия // Вопросы геохимии Прикаспия. Элиста, 1974.

Московский Г.А., Гончаренко О.П. Основные черты геохимии кунгурского галогенеза в западной части Прикаспийской впадины (по включениям в минералах). Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1990. 198 с. Деп. ВИНИТИ № 4072-В90.

Московский Г.А., Свидзинский С.А. Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия // Советская геология, 1989. Вып. 5. С. 49-54.

Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1979. 336 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.

Никифорова Е.В. Расчленение вехнекимериджских и волжских отложений среднего Поволжья по нанопланктону // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 172-180.

Обстановки осадконакопления и фации / Под редакцией Х.Рединга. М.: Мир, 1990. Том 2. 380 с.

Основные проблемы литологии Сибири. Новосибирск, 1982.

Очев В.Г., Первушов Е.М., Янин Б.Т. Тафономическая характеристика богдинской свиты (нижний триас г. Б. Богдо) // Всероссийское совещание. ПИН РАН. Москва, 1995.

Очев В.Г., Рыков С.П., Киселевский Ф.Ю., Макарова И.С., Левина В.И., Хабарова Т.Н., Яночкина З.А. Триас Среднего и Нижнего Поволжья. Саратов, 1986. Деп. ВИНИТИ № 3930-В86.

Палеогеография СССР. Т.3. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеографических карт СССР. Триасовый, юрский и меловой периоды / Ред. Верещагин В.Н., Ронов А.Б., Тазихин Н.Н. М.: Недра, 1975. 200 с.

Петров В.П. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Знание, 1980. 38 с.

Петров В.П. Неметаллические полезные ископаемые и их значения в современном мире // Вест. АН СССР, 1986. Вып. 11. С. 62-70.

Подгорецкий В.В., Поповин Е.Ф. Изотопная палеотермометрия эоценового бассейна Нижнего Поволжья и Южных Ергеней по раковинам крупных фораминифер // Геохимия, 1986. Вып. 11. С. 1382-1388.

Полянский Б.В. Эволюция триасово-юрского осадконакопления в Кавказско-Памирской зоне Тетиса // XXVI Международный геологический конгресс морс. геол., седиментология, осадочная петрография и геология океана. Докл. сов. геологов. Л.: Недра, 1980. С. 119-123.

Полянский Б.В. Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Литология и полезные ископаемые. 1985. Вып. 2. С. 47-56.

Полянский Б.В. Мезозойские угленосные формации северной окраины мезотетиса / / Тр. ГИН. М.: Наука, 1989. Вып. 435. 192 с.

Полянский Б.В., Лучников В.С. Литолого-фациальный анализ юрских отложений склона Гиссарского хребта в связи с перспективами их газоносности // Изв. АН Тадж. ССР. Отдел. физ.-мат. и геол. наук, 1967. Вып. 4. С. 65-80.

Попов В.И. Основные черты учения об осадочных формациях // Тр. ин-та геологии АН УзССР. Ташкент, 1948. Вып. 9.

Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л.: Недра, 1966. 207 с.

Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Описание формаций (фациально-петрографические типы). Л.: Недра, 1968. 551 с.

Прогноз и поиски месторождений фосфатного и горнохимического сырья. М.: Недра, 1990. С. 84-90.

Ратеев М.А. Закономерности развития и генезиса глинистых минералов в современных и древних бассейнах // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1964. Вып. 113.

Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы. Саратов, 1979. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 64 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., 1969.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Г. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГРИ. Л.: Недра, 1967. Вып. XII. 259 с.

Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев, 1977.

Синицын В.М. Введение в климатологию. М.: Недра, 1976. 205 с.

Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 254 с.

Соколова Е.И. Пермские и триасовые отложения западной и южной части Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Вып. 118. 101 с.

Старцева Г.И. Детальное расчленение верхнеюрских отложений среднего Поволжья по данным изучения фораминифер // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 30-40.

Старцева Г.Н., Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н. Биостратиграфия пограничных слоев юры и мела Поволжья // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 102-105.

Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины / Под. ред. Замаренова А.К. М., 1989. 168 с.

Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо / Под. ред. Меннера В.В. и Липатовой В.В. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1972.

Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb. // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1934. Т. XII. Вып. 2. С. 200-247.

Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956. № 8.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд. АН СССР, 1960-1962. Т. 1-3.

Твердохлебов В.П. О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горнообразовательных процессов на Южном Урале // Изв. АН СССР. Серия геология, 1971. № 4.

Твердохлебов В.П. Эоловые образования раннего триаса на юго-востоке Русской платформы // ДАН, 1971. Т. 199. № 6. С. 1397-1399.

Твердохлебов В.П. Некоторые общие вопросы исследований аридных континентальных экосистем. Саратов. 1988. 54 с. Деп. ВИНИТИ № 359-В88.

Тимофеев П.П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений // Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 12-25.

Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182-190.

Тимофеев П.П. Проблемы литологии // Лит. и полезные ископаемые, 1987. № 3. С. 3-13.

Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности // Тр. ВНИГНИ. М.: Недра, 1982. Вып. 236.

Троицкая Е.А. Растительные остатки и условия осадконакопления песчаной пачки средней юры окрестностей города Жирновска // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1985. Вып. 21. (1). С. 21-29.

Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н. Стратиграфия средней юры Нижнего Поволжья // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 23-30.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений М.: Недра, 1984. 222 с.

Фролов В.Т. Литология. М.: МГУ. 1992-1995. Т. 1-3.

Хабарова Т.Н. Стратиграфия юрских отложений Саратовской области по фауне фораминифер // Тр. научн. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижн. Поволжья и смежн. обл. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1958.

Хабарова Т.Н. Фораминиферы юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ, 1959. Вып. 137.

Хаин В.Е. О некоторых основных понятиях учения о фациях и формациях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25. № 6. С. 3-28.

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций // Тр. ГИН АН СССР. М.: Недра, 1963. Вып. 81.

Хворова И.В. Карбонатонакопление // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика): Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1984. Вып. 396. С. 82-100.

Хворова И.В. Океанический тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных типах. Сообщение 1,2) // Литол. и полезн. ископаемые. 1995. № 1, 2. С. 3-15.

Чалышев В.И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях // ДАН СССР. 1968. Т. 182. № 2. С. 426-429.

Чалышев В.И. Методика изучения ископаемых почв. М.: Недра, 1978. 72 с.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб: Недра, 1998. 352 с.

Шимкявичус П.И. Литология и глинистые минералы верхнеюрских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы // Юрские отложения Русской платформы. Л. 1996. С. 180-192.

Шминке Н.Д. Характеристика гранулометрического и минерального состава раннетриасовых эоловых песчаников левобережья Самары // Вопр.стратиграфии и палеонтологии. 1975. Вып.1. С. 37-42.

Шуменко С.И. Известковый нанопланктон // В кн. Практическое руководство по микрофауне. Л.: Недра, 1987. Т. 1. 240 с.

Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М., 1988. С. 58-71.

Юдович Я.Э., Кетрис М.С. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Яночкина З.А. Литолого-минералогическая характеристика пород нижнетриасового возраста западной части Прикаспийской впадины // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1987.

Яночкина З.А. Литолого-минералогическая характеристика пород средне- и верхнетриасового возраста Западной части Прикаспийской впадины // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Межвузовский сборник. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1987.

Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Вещественный состав горючих сланцев Саратовского Заволжья // Исследования в области комплексного энерго-технологического использования топлива. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1982. С. 9-11.

Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Об остатках шиповатых микроорганизмов и следах их жизнедеятельности в триасовых отложениях Мангышлака и Устюрта // Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М.: ВНИГНИ, 1984.

Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я. Карбонатонакопление в палеобассейнах позднего фанерозоя юго-востока Русской платформы // Уч. зап. геол. ф-та СГУ. Новая серия. 1997. Вып. 1. С. 10-18.

Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я. Фациально-генетические типы отложений палеобассейнов позднего фанерозоя юго-востока Русской платформы // Материалы III Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 1997. Т. 1. 192 с.

Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Самородов А.В. Минеральный состав и качество горючих сланцев // Тр. III Всесоюзн. совещ. Таллин, 1982. 223 с.

Яночкина З.А., Липатова В.В. Палеогеография и условия осадконакопления Каспийского бассейна седиментации в триасовый период. Саратов, 1991. 68 с. Деп. ВИНИТИ № 505-В91.

Яночкина З.А., Смирнова Л.П. К вопросу о минералого-геохимической характеристике пород триасового возраста Прикаспия (по данным Аралсорской сверхглубокой скважины СГ-1) // Тр. ВНИГНИ, 1970. Вып. 101. С. 139-151.

Яночкина З.А., Смирнова Л.П. Гранулометрический и минералогический состав песчано-алевритовых пород триасового возраста Прикаспийской впадины // Геологическое строение и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. Элиста, 1973. Вып. 2.

Яночкина З.А., Смирнова Л.Н. Некоторые черты геохимии железа в связи с условиями осадконакопления пестроцветных толщ триасового возраста северо-западной части Прикаспийской впадины // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.

Яночкина З.А., Старцев В.Ф. Гранулометрический состав песчано-алевритовых пород триасового возраста Прикаспийской впадины как показатель их генезиса // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Межвузовский научный сборник. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977. Вып. 14.

Яночкина З.А., Суетнова Н.А., Букина Т.Ф., Тюленев В.П. К методике изучения пелитоморфного кальцита с помощью ПЭМ // Использование минералогических методов исследований при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1981. Т. 2.

Ясаманов Н.А. Реконструкция климатических условий мезозоя и кайнозоя юга СССР // Методы реконструкции палеоклиматов. М., 1985. С. 179-184.

Adachi M., Vamamoto K., Sugisaki N. Hydrothermal chert and associsted siliceous rocks from the Northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activing // Sediment. Geol., 1986. Vol.47. 1/2. P. 125-148.

Berger W.H. Deep-sea sedimentation - In: The Geology of Continental Margins / C.A.Burk, C.L.Drake (eds.), Berlin e.a., 1974. P. 213-241.

Curtis C.D. Diagenetic alteration in black shales // J. geol. Soc. London, 1980. Vol. 137. P. 189-194.

Davis A.I., Yen T.F. Development of Biochemical Desulforization Procedure for Fuels // ACS Div. Full Chem. Preprints, 1974. 19 (2). P. 218-223.

Garrels R.M., MacKenzie F.T. Evolution of sedimentary rocks. N.K., 1971. 397 p.

Garrison K.E. Diagenesis of oceanic carbonate sediments: à review. // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1981. 32. P. 181-207.

Heath G.K. Dissolved silica and deep sea sedimientas in «Studies in paleooceanography» // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974. 20. P. 77-93.

Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. 2. Aufl. Bd. 1. Berlin, V.G.B., 1957. 465 s.

Meyer W.C., Yen T.F. Solubiliti of silica in BASIC Organic Matter // ACS Div. Fuel Chem. Preprints, 1974. 19 (2). Ð. 242-245.

Pickering K., Stow D. et al. Depp-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments // Earth - Sci. Rev., 1986. 23. No. 2. P. 75-174.

Shlatter L.E. Definition, Formation and Classification of oil Shale, Preprint, United Nations Simposium on the Development and Utilisation of Oil Shale Resources. Tallinn, 1968.

* * *

Научное издание

Яночкина Зарема Алексеевна, Гуцаки Владимир Анатольевич,
Иванов Алексей Викторович и др.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Труды
научно-исследовательского института геологии
Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского

Новая серия

Том V

Компьютерная верстка Е.В. Попова
Технический редактор М.В. Попова
Ответственный за выпуск Е.В. Попов

Изд. лиц. ЛР № 020773 от 15.05.98. Подписано к печати 06.01.2000. Формат 60x84 1/8. Бумага SvetoCopy.
Гарнитура Times New Roman Cyr. Усл. печ. л. 13,02(14,0). Уч.-изд. л. 13,8. Тираж 300 экз. Заказ 143.

410026 Саратов, ул. Астраханская, 83, Изд-во ГосУНЦ «Колледж».
Отпечатано на ризографе изд-ва ГосУНЦ «Колледж».

Издательство Государственного учебно-научного центра
«Колледж»
2000