




Е. В. Мовшович

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
И ПАЛЕОТЕКТОНИКА
НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ
В ПЕРМСКОМ И ТРИАСОВОМ
ПЕРИОДАХ**



1977

Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1977, 240 с. Авт.: Мовшович Е. В.

В книге приведена детальная литолого-стратиграфическая характеристика всех подразделений разработанной автором местной стратиграфической схемы пермских и триасовых отложений Нижнего Поволжья и их корреляция с одновозрастными образованиями соседних регионов. Изложены результаты палеогеографических реконструкций в течение пермского и триасового периодов в Нижнем Поволжье. Рассмотрены современные условия залегания пермских и триасовых отложений в Нижнем Поволжье, проведен палеотектонический анализ и восстановлена история геологического развития. Особое внимание уделено характеристике Преддонецкого краевого прогиба, формировавшегося в зоне сочленения Восточно-европейской древней платформы и Скифской молодой плиты.

Выделен метагеосинклинальный этап развития, подразделенный на три стадии, между геосинклинальным и платформенным этапами.

Таблиц 11, иллюстраций 31, библиография — 211 названий.

2—9—3

ПЗ—75

Введение

История геологического развития области сочленения Восточно-Европейской и Скифско-Туранской платформ с давних пор привлекала внимание многих исследователей. Однако большие глубины залегания палеозойских и нижнемезозойских образований, перекрытых более молодыми отложениями, обуславливали дискуссионность многих построений и намечавшихся этапов геологического развития этой территории. Развернувшиеся за последние 10 лет геологоразведочные работы на нефть и газ дали обширный материал о глубоко залегающих породах палеозоя и мезозоя, позволяющий по-новому осветить историю геологического развития.

Как известно, одной из наиболее актуальных, важных и дискуссионных проблем геологии является изучение закономерностей перехода от геосинклинального к платформенному режиму и развития возникших в это время тектонических структур, особенно в зонах сочленения древних и молодых платформ. За последние 20 лет проблема перехода от геосинклинального режима к платформенному неоднократно освещалась в ряде статей и монографий, рассматривавших как ее общие аспекты, так и частные вопросы. Вместе с тем многие вопросы продолжают оставаться недостаточно исследованными или предложенные решения неоднозначны. В частности, Всесоюзное тектоническое совещание (1963 г.) отмечало, что следует провести сравнительное изучение пермо-триасовых и рэтлейасовых отложений различных молодых платформ СССР с целью унификации их стратиграфии и выработки общей классификации слагаемых ими структур.

Переход геосинклинального режима в платформенный происходил в пермском и триасовом периодах в варьсидах,

окружавших Восточно-Европейскую докембрийскую платформу с юга и востока. Автор решил подойти к решению этих вопросов на примере анализа обширной территории, на которой происходит сочленение разнородных тектонических элементов, что позволило проследить развитие тектонической структуры на достаточно широком материале.

В связи с этим было осуществлено решение ряда задач: 1) разработка местной стратиграфической схемы для пермских и триасовых отложений Нижнего Поволжья; 2) корреляция пермских и триасовых отложений в Нижнем Поволжье и с соседними регионами; 3) палеогеографические реконструкции в отдельные века пермского и триасового периодов; 4) палеотектонические реконструкции и восстановление истории геологического развития Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах.

Основой работы послужили результаты регионально-стратиграфических, литолого-палеогеографических и палеотектонических исследований, проводившихся автором и под руководством автора с 1959 г. в Волго-Донском геологическом управлении, а затем в Нижне-Волжском научно-исследовательском институте геологии и геофизики Министерства геологии СССР.

Произведен детальный анализ разрезов перми и триаса, которому предшествовало описание керна пермских и триасовых отложений и использование комплекса каротажных диаграмм всех законченных к 1974 г. глубоких скважин в Калмыцко-Астраханском Прикаспии, Ростовской области и отчасти на юге Волгоградской области. Описаны и немногочисленные обнажения перми и триаса в районе оз. Баскунчак и Донской Луки. Обобщен и частично переработан весь материал о пермских и триасовых отложениях указанной территории, полученный Волго-Донским и Нижне-Волжским геологическими управлениями, Астраханской и Восточно-Донбасской геофизическими экспедициями, Нижне-Волжским НИИГГ, ВолгоградНИПИнефть и другими организациями, а также отдельными исследователями до 1974 г. Имеющихся данных достаточно для разрешения проблемы в целом, хотя для отдельных частных вопросов можно предложить сейчас лишь условное решение.

История исследования пермских и триасовых отложений бассейнов Нижней Волги и Нижнего Дона подробно изложена автором в «Геологической изученности СССР» (т. 11). Достаточно уделено внимания истории в «Геологии СССР» (т. 46)

и ряде других изданий. Сопоставление основных точек зрения о стратиграфии разреза триаса горы Б. Богдо и Северо-Каспийской впадины в целом приведено в табл. 1 и 2. Ряд исторических сведений приведен при рассмотрении конкретных вопросов.

Общая методика проведенных автором работ заключалась в сочетании регионально-стратиграфических, литолого-палеогеографических и палеотектонических исследований с привлечением результатов палеонтологических, минералого-петрографических и прочих анализов. Регионально-стратиграфические исследования проводились автором комплексно, что выражалось не только в составлении разносторонней характеристики разрезов, но и в тесной связи литологического и стратиграфического изучения. Данные литологической характеристики помогали расчленить и скоррелировать разрезы, выделить единицы местной стратиграфической шкалы. Результаты таких регионально-стратиграфических исследований (в понимании Г. П. Леонова) изложены в главе I.

В унифицированных стратиграфических схемах перми и триаса разрезы Нижнего Поволжья отражены очень неполно и неточно. Поэтому здесь впервые дано полное обоснование разработанной автором местной стратиграфической схемы и корреляции ее подразделений с другими регионами. Переопределение Х. Коцуром (ГДР) остракод из Северного Прикаспия обеспечило однозначную микропалеонтологическую корреляцию значительной части разреза триаса Северо-Каспийской и Северо-Германской впадин. Это позволило найти единую основу для обобщения литологических материалов на большой площади, что и дало возможность составить литолого-палеогеографические карты для одних и тех же стратиграфических подразделений на всей изучаемой территории.

Рассмотрение особенностей развития седиментогенеза в течение перми и триаса в Нижнем Поволжье и на сопредельных территориях позволило установить характер изменения качественных и количественных сторон осадконакопления. Только анализ этих данных дал возможность выяснить особенности вертикального и латерального изменения состава и мощностей формаций, что и позволило выявить характер изменения структуры во времени и в пространстве. С помощью сравнительно-тектонического метода удалось рассмотреть стадийность тектонического развития во время метагеосинклинального этапа, в течение которого произошел переход от геосинклинального этапа к платформенному.

Общая шкала	Нижний триас		Оленекский ярус	Индский ярус	Татарский ярус	Верхняя пермь
	Унифицированная стратиграфическая схема (Решения..., 1962, 1965)		Баскунчакская серия	Ветлужская серия	Сарминская свита	Кунгурский ярус
Краткая литологическая характеристика	Сероцветная известняково-глинистая толща	Петроцветная песчано-глинистая пачка	Красноцветная песчано-глинистая толща	Конгломератово-песчаная толща	Красноцветная песчано-глинистая толща	Красноцветная песчано-глинистая толща
П. А. Православлев (1903), А. А. Богданов (1934)	Нижний триас		Кампильские слои	Сейские слои	Татарский ярус	Р ₁
	А. Н. Мазарович (1928, 1934, 1939)	Сейский отдел нижнего триаса		Кампильские слои	Ветлужский ярус	Хальновский ярус (сарминская свита)
		Баскунчакский ярус	Бузулукская свита			
		Богдинская свита	Тананькская свита			

Примечание. П. А. Православлев (1903) сопоставил кунгурские

Триаса в перми горы Б. Болдо (составил Е. В. Мовшович)

Таблица 1

P ₁	Казанский ярус	Верхняя пермь		Нижний триас	А. Д. Архангельский (1911), В. А. Атанасян (1940 г.), В. С. Чернобров (1943), В. П. Маркевич (1954)	
		Татарский ярус				
P ₁	Хлыновский ярус	Нижний триас			Н. А. Храмов (1940 г.)	
		Ветлужский ярус		Баскунчакский ярус		
		Бузулукская свита	Тананыкская свита	Богдинская свита		
P ₁	Татарский ярус	Верхняя пермь		Нижний триас		
		Татарский ярус	Ветлужский ярус (серия)	Баскунчакский ярус (серия)		
P ₁	Татарский ярус	Нижний триас				А. Д. Архангельский (1926), В. Н. Кузин (1949 г.), С. П. Рыков (1949 г., 1956), Е. И. Соколова и др. (1961)
		Ветлужская серия		Баскунчакская серия		
P ₁	Ветлужская серия	Баскунчакская серия			С. П. Рыков, М. Г. Миних (1969)	
		Тананыкская свита		Богдинская свита		
P ₁	Бугринская свита	Браминский ярус		Оленекский ярус	Предлагаемая схема (Е. В. Мовшович, 1974 г.)	
		Ветлужская серия		Баскунчакская серия		
				Богдинская свита		
P ₁	Ахтубинская свита	Якутский ярус		Ахтубинская свита	Богдинская свита	


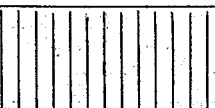
глины с беглофонновым известняком верхней перми Адыл.

Сопоставление стратиграфических схем триаса

Международная стратиграфическая шкала		Северо-Германская впадина по X. Коцуру	Северо-Каспийская впадина по Е. В. Мовшовичу	Унифицированная схема Русской платформы	
Верхний триас	рэтский	кейпер	верхний	верхний триас	
	норийский		средний		
Средний триас	ладинский ярус	мушелькальк	леттенкейпер	арадсорская свита	
			лонгобард		верхняя подсвита
	фассан		верхний (главный)	нижняя подсвита (гемманелловые слои)	
	иллир		средний (ангидритовый)		
анизийский ярус	пельсон	нижний (волнистый)	серия	средний триас	
	нижний подъярус				индерская свита
Нижний триас	оленекский ярус	верхний	рег	анизийский ярус	
			нижний		
	якутский ярус	средний	золинг	енотаевская свита	нижний триас
			хардегсен	богдинская свита	
	браминский ярус	нижний	детфурт	баскунчакская серия	баскунчакская серия
			фольпригаузен	ветлужская серия	
		верхняя свита	ахтубинская свита	зона Capitosaurus	
		нижняя свита	бугринская свита		
		брокельшифер	шаджинская свита	зона Bontosuchus	

Северо-Каспийской впадины (составил Е. В. Мовшович)

Схема расчленения триас Северо-Каспийской впадины

		по Е. И. Соколовой (1973)	по А. Г. Шлейфер (1972, 1973)	по В. В. Липатовой (1967, 1971)
верхний триас	песчано-глинистая толща		„рэтский“ ярус	Т ₃
			„верхний кейпер“	
средний триас	анзийский ярус	песчано-глинистая толща	„нижний кейпер“	Т ₂ -Т ₃
			Gemmanella parva	
нижний триас	баскунчакская серия	индерская свита		Т ₂ -Т ₃
			Pulviella aralsorica	
		Glorianella nderica		
		Darwinula recondita		
		органогенная толща		
	ветлужская серия	красноцветная песчано-глинистая толща	редких Darwinula	Т ₁
		песчаниково-конгломератовая толща	Spherochara globosa	
			Sphaerochara karpinskyi	
			Marginella triassiensis	
песчано-глинистая толща	песчано-глинистая толща	песчано-глинистая толща	Т ₁	
				Gerdalia longa, Darwinula longissima
				Darwinula ovalis, Gerdalia wetlugensis

Решение рассматриваемых проблем, помимо значительно теоретического интереса, важно и для целеустремленного осуществления поисков и разведки месторождений нефти и газа, основным объектом которых в Северном Прикаспии являются верхнепалеозойские и триасовые отложения. В заключение подводятся итоги произведенных исследований и отмечаются еще не решенные вопросы.

Основной регион исследований* был ограничен рамками Калмыцкой АССР и Астраханской области, а также Ростовской и отчасти Волгоградской областей. В тектоническом отношении территория исследований (рис. 1, вкладка) включает юго-запад Северо-Каспийской плиты, юго-восток Русской плиты (Восточно-Европейская древняя платформа), значительную часть Донецкого складчатого сооружения (Донецкий кряж** и кряж Карпинского) и прилежащую с юга часть Предкавказской складчатой области (Скифская молодая плита). Для сопоставления отложений перми и триаса и уточнения их строения были изучены отдельные разрезы в соседних и более удаленных областях: Западном Казахстане, Восточной Украине, Южной Белоруссии, Калининградско-Литовской Прибалтике, Пермском и Казанском Приуралье, Предкавказье, Мангышлаке, Туаркыре, в Тюрингии и Тюрингском лесу (ГДР).

Несмотря на изучение разрезов перми и триаса различных регионов и на непосредственное участие автора во многих исследованиях, возможность завершения данной работы определилась трудами широкого круга геологов и геофизиков, прежде всего Волго-Донского и Нижне-Волжского территориальных геологических управлений, Восточно-Донбасской, Астраханской геофизических экспедиций и Днепрогеофизики. Именно им адресует автор первые слова благодарности.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность Т. С. Рубаха, без повседневной разносторонней помощи которой эта работа не могла быть завершена.

В процессе работы автор пользовался советами многих геологов, прежде всего М. А. Калмыковой, Д. С. Кашика,

* Пермские и триасовые отложения сплошь покрывают здесь территорию площадью более 200 тыс. км², будучи практически повсеместно перекрыты мощным плащом мезо-кайнозоя.

** Здесь и далее вместо полного названия «позднепалеозойское складчатое сооружение Донецкого кряжа» (соответственно «погребенного кряжа Карпинского») употребляется сокращенное название «Донецкий кряж» (или «кряж Карпинского»), что согласуется с предложением Р. Г. Гарецкого и др. (1965),

Л. Д. Кипарисовой, А. Г. Кобилева, Х. Коцура, И. Ю. Лапкина, С. В. Мейена, И. И. Потапова, Н. А. Редичкина, за что им очень благодарен.

Ряд замечаний и рекомендаций по отдельным аспектам рассматриваемой проблемы был сделан В. А. Гаряиновым, И. А. Добрускиной, А. И. Летавиным, В. Р. Лозовским, Д. Л. Федоровым, Г. В. Чернявским, А. А. Шаля, В. П. Щербаковым, Я. С. Эвентовым и З. А. Яночкиной.

Автор получил ценные материалы и определения найденных им органических остатков от Т. В. Астаховой, Г. И. Блома, А. Я. Бродского, М. Н. Вавилова, Г. Д. Ефремовой, А. К. Замаренова, Ю. А. Иванова, О. Б. Кетат, Л. Д. Кипарисовой, Ф. Ю. Киселевского, Х. Коцура, В. Г. Кузнецова, Д. А. Кухтинова, В. Е. Лацковой, А. Ю. Лопато, В. Г. Малой, Н. Н. Маркиной, К. В. Миклухо-Маклай, М. Г. Миниха, В. А. Молина, И. П. Морозовой, А. П. Панова, Ю. А. Подгорного, Б. Г. Подобы, С. П. Рыкова, Л. М. Савельевой, Л. Я. Сайдаковского, В. Л. Самойловича, В. П. Синегуб, Т. А. Сипко, М. Г. Солодухо, Г. В. Старичковой, Н. Н. Старожиловой, П. И. Сувейздиса, П. В. Флоренского, Т. Н. Хабаровой, А. А. Шаля, А. Г. Шлейфер, Г. Ф. Шнейдер.

В сборе, частичной обработке фактического материала, в составлении и оформлении ряда схем участвовали сотрудники Волго-Донской комплексной научно-исследовательской лаборатории (прежде всего С. В. Кононова и Л. Н. Цебенко). Много сделали для подготовки рукописи к изданию сотрудники отделов оформления и научно-технической информации Нижне-Волжского НИИ геологии и геофизики.

Всем перечисленным лицам, товарищам по работе и всем тем, кто оказывал содействие в выполнении этой работы, автор выражает искреннюю признательность за помощь.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Стратиграфическое расчленение и описание пермских и триасовых отложений произведено автором в соответствии с общепринятыми представлениями, которые зафиксированы в унифицированных стратиграфических схемах (с уточнениями и изменениями автора для Нижнего Поволжья). Они отвечают исторически сложившимся взглядам о границах систем и ярусов, которые были выработаны для триаса и многих других систем в основном в Западной Европе. Между тем, изучение Евразии показало, что нередко эти границы проходят внутри литологически единых толщ, рассматриваемых в качестве местных стратиграфических подразделений (свит, серий). Поэтому Д. В. Наливкин (1960) предлагает в будущем отказаться от существующего деления на системы и выделять макроритмы (циклы) осадочной толщи, которые легко устанавливаются в разрезе и прослеживаются на больших территориях. Однако подобная крупная ритмичность обусловлена чередованием трансгрессий и регрессий. Последние же, как недавно показал А. Л. Яншин (1973), не всегда являются планетарными и даже не всегда охватывают целый континент. В связи с этим необходимость в общей (международной) стратиграфической шкале сохраняется по-прежнему.

Большое значение имеет практическое использование достижений теории стратиграфии (Андреев, 1971; Егоян, 1969; Жамойда и др., 1969; Жижченко, 1969, 1972; Леонов, 1973, 1974; Мейен, 1974; Меннер, 1962; Меннер, Мейен, 1971; Мирошников, 1974; Б. С. Соколов, 1972, 1974; Степанов, 1958,

1967, 1974; Халфин, 1969, 1971; Яркин и др., 1971). Несмотря на кажущееся большое различие точек зрения, предлагаемый С. В. Мейеном (1974) подход позволяет устранить многие принципиальные разногласия. При этом самые важные положения, наиболее детально рассмотренные Г. П. Леоновым (1973), не обесцениваются, а приобретают лишь иной акцент.

В последние годы справедливо отмечалась важная роль местных стратиграфических подразделений для уточнения общей стратиграфической шкалы (местная и общая шкалы имеют не разную природу, а выделяются на основе критериев, имеющих различное значение, и используются по-разному). Общая шкала нуждается в таком обосновании границ систем, отделов и ярусов, которое позволит проводить палеонтологическую корреляцию в разных регионах. Особенно это касается пермской и триасовой систем. Следует указать, что в ближайшем будущем большую роль в решении ряда проблем сыграет изучение конодонтов, до сих пор практически не использовавшихся при стратиграфическом изучении пермских отложений СССР.

На конкретных вопросах стратиграфии автор остановится ниже. Общая схема расчленения и распространения морских и континентальных образований перми и триаса в Нижнем Поволжье и в сопредельных областях (по тектоническим зонам) показана в табл. 3, 4.

Пермские и триасовые отложения, залегающие на значительных глубинах под покровом юры, мела и кайнозоя слабо охарактеризованы керном. Поэтому было уделено много внимания анализу каротажных диаграмм (электрокаротаж, радиоактивный каротаж, кавернометрия и др.), так как только они дают полное общее представление о составе пород и строении всего разреза. К каротажным диаграммам привязывался керн, что позволяло изучать детали литологического состава пород, имея представление об их соотношении с общим разрезом толщи. При отсутствии же керна только каротаж давал возможность получить общие сведения о составе тех или иных пластов.

При описании керна автор изучал не только общность свойств слоев, но анализировал их изменения по разрезу (во времени) и от скважины к скважине (по площади). Важно было уловить постепенное, а иногда и резкое изменение каких-либо свойств пачки, толщи, свиты от подошвы к кровле в зависимости от общей направленности седиментогенеза. При

Таблица 3
 Схема распространения типов разрезов перми Нижнего Поволжья и соседних областей
 (составил Е. В. Мовшович)

Возраст отложе- ний	Восточно - Европейская платформа					Скифская плита
	Северо- Каспийская плита	Русская плита	Преобонецкий прогиб			
		Воронежская антеклиз	Западная часть	Центральная часть	Восточная часть	Кряж Карпинского
P_2t						1
P_2^I	P_2Kz					а б 2
	$P_2цф$?			?	3
P_1kg						4
P_1az	?					
P_1s	?					
$P_1дs$?					

Отложения: 1 — нормального морского бассейна; 2а — засоленного бассейна; 2б — слабо осоло-
 ненного бассейна; 3 — опресненного бассейна; 4 — континентальные

Схема распространения типов разрезов триаса Нижнего Поволжья и соседних областей
(составил Е. В. Мовшович)

Возраст	Восточно-Европейская платформа					Скифская плита	
	Северо-Каспийская плита	Русская плита	Преддонецкий прогиб			Кряж Карпинского	Предкавказская складчатая область
	Воронежская антеклиза	Западная часть	Центральная часть	Восточная часть			
T ₃	T ₂₋₃ -J ₁ a ₂						Урожайненская свита
T ₂ ^{6d}	T ₂₋₃ -J ₁ a ₁			T ₂₋₃ -J ₁ a ₁	T ₂₋₃ -J ₁ a ₂	Арбалинская свита	
T ₂ ^{an}	T ₂ ⁱⁿ			Морозовская свита	T ₂ ^{il}	1	Закумская свита
	T ₁ ^{en}			Липовская	T ₁ ^{en}		2
T ₁ ³	T ₁ ^{bg}	с в и т а			T ₁ ^{bg}		
	T ₁ ²	T ₁ ^{ach}	Березовская свита			T ₁ ^{ach}	
T ₁ ¹	T ₁ ^{bgz}				T ₁ ^{bgz}	Северо-Ставропольская свита	Куманская свита
	T ₁ ^{sch}				T ₁ ^{sch}	Расшеватская свита	

Отложения: 1 — нормального морского бассейна; 2 — опресненного бассейна; 3 — континентальные

описании слоев особое внимание уделялось текстурам (была использована морфологическая классификация Л. Н. Ботвинкиной, 1962, 1965), карбонатности, окраске, гранулометрическому составу, включениям и другим особенностям пород, характеру контактов слоев.

Литологические особенности пород, характер чередования в разрезах алевритово-песчаных, глинистых, карбонатных и ангидритово-соляных пород позволили наметить цикличность, особенности развития трансгрессивных и регрессивных* пачек слоев. Особое внимание обращалось на крупные скачки в осадконакоплении, имеющие корреляционное и палеогеографическое значение. Все это позволило расчленять и сопоставлять разрезы, причем, главным было сходство характера изменения литологического состава толщи и близость позиции корреляционных слоев в жолном разрезе.

Несмотря на детальное описание керна и анализ комплексов диаграмм промыслово-геофизических исследований дать послонное литологическое описание разрезов оказалось невозможным из-за низкого выноса керна. Автором (отчасти совместно с С. В. Кононовой) были составлены сводные послонные описания наиболее важных разрезов (помещены в отчетах). При этом образцы керна, отобранные в разных скважинах, с помощью корреляции по каротажу совмещались в одном разрезе. Однако включение этих описаний в работу заняло бы слишком много места, поэтому они не приводятся. В тексте даются лишь обобщенные литологические характеристики подразделений и их схематизированные колонки.

Кроме разных модификаций фашиального анализа, которому при выполнении настоящих исследований придавалось важное значение, были использованы данные и биостратиграфического метода. При выделении зон седиментации осадков учитывался стадийный полидинамический принцип фашиального анализа В. И. Попова (1954, 1963). Определение генетических типов континентальных пород проводилось с учетом работы Е. В. Шанцера (1966).

Лабораторные исследования были направлены на изучение вещественного состава пород и проводились по общепринятой

* Здесь и в других местах термины «трансгрессивный» и «регрессивный» понимаются в расширительном смысле, указанном М. В. Муратовым (1949), а не применительно лишь к морским образованиям.

методике («Методы изучения осадочных пород», «Инструкция по камеральной обработке материалов опорного бурения» и др.).

При изучении пермских и триасовых отложений большое внимание уделялось установлению остатков ископаемых организмов, ибо «если дробное расчленение разреза стратифицированных толщ можно производить с помощью комплекса литологических методов, то никакой другой метод, кроме палеонтологического, не может обеспечить необходимую детальность и надежность корреляции отложений, особенно на значительные расстояния» (Боровиков, Жамойда, 1966). Это замечание в значительной степени относится к пермским и триасовым отложениям, среди которых вследствие крупных перерывов нередко выпадают большие толщи, поэтому только литологические методы, основанные на изучении эволюции разреза, не могут обеспечить в подобных ситуациях достаточную надежность.

Ранее казавшиеся «немыми» отложения перми и триаса в действительности содержат довольно многочисленный комплекс органических остатков, хотя количество их в общем уступает отложениям других систем. Большая часть предложенных для триаса Северо-Каспийской плиты зон остракод по существу являются не биозонами, а слоями с определенными комплексами ископаемых. Поэтому, уделяя внимание выяснению особенностей распределения остракод, харофитов и других ископаемых в разрезах, автор использовал для определения возраста некоторых свит триаса результаты исследований Х. Коцура, основанные на данных о филогении остракод.

Для дополнения характеристики и сопоставления с разрезами перми и триаса Нижнего Поволжья были привлечены материалы по другим регионам, прежде всего, по сопредельным областям. При этом, помимо собственных наблюдений, автор использовал данные других исследователей. По Саратовско-Волгоградскому Поволжью — работы Н. В. Григорьева (1970), Н. В. Григорьева и др. (1969), В. А. Ермакова (1974), Ф. Ю. Киселевского (1967, 1969 а), Ф. Ю. Киселевского и С. П. Рыкова (1970), В. Е. Лацковой (1966, 1967), В. Е. Лацковой и Г. В. Старичковой (1969), Г. В. Старичковой и В. Е. Лацковой (1969), В. В. Липатовой (1967, 1971, 1973), В. В. Липатовой, Н. Н. Старожиловой (1968 б), В. В. Липатовой и др. (1969), А. В. Урусова и др. (1962, 1965 а, б, 1967 а, б), Я. Ш. Шафира (1972).

По Западному Казахстану (центральной и восточной частям Северо-Каспийской плиты) использованы работы П. Я. Аврова и др. (1965), Г. Е.-А. Айзенштадта, И. А. Пинчук (1961), Г. Е.-А. Айзенштадта (1973), Г. Е.-А. Айзенштадта и др. (1971), В. И. Алексеевой (1970), М. И. Богачевой и др. (1972), И. М. Бровара и др. (1971), Р. Г. Гарецкого (1962, 1972), Р. Г. Гарецкого и др. (1970), А. К. Гусева и др. (1968), А. К. Замаренова (1962, 1970), А. К. Замаренова и др. (1972, 1973), Ю. А. Иванова (1966), Д. А. Кухтинова (1969, 1972, 1973), И. Г. Лата и др. (1970), В. В. Липатовой (1967, 1971), В. В. Липатовой и др. (1969, 1971 а), Е. И. Соколовой (1958, 1969, 1973), Е. И. Соколовой, В. С. Журавлева (1970), Е. И. Соколовой и др. (1961), Д. Л. Степанова и др. (1966), А. Г. Шлейфер (1965, 1969, 1973).

По Южному Приуралью и Общему Сырту привлечены материалы Г. И. Блома (1966, 1969), В. А. Гаряинова, С. П. Рыкова (1973), Э. И. Копытовой (1963), В. П. Твердохлебова (1967, 1970 а, б), В. П. Твердохлебова и В. Г. Очева (1973), М. Г. Миниха (1973), И. З. Фаддеевой (1965, 1973).

По Восточной Украине использованы данные, приведенные в работах Э. А. Глузбара (1971), Н. В. Глушенко и др. (1962, 1964, 1969), И. Ю. Лапкина (1961 а, 1964, 1967, 1968, 1970), в очерках Ф. Е. Лапчик, П. Д. Потиевской, Л. Я. Сайдаковского, Ф. А. Станиславского в «Стратиграфии УССР», т. 6, ч. 1 («Пермь», 1970) и ч. 2 («Триас», 1972).

По Южной Белоруссии, Калининградско-Литовской Прибалтике и ГДР использованы работы Ю. Л. Киснерюса, Л. Я. Сайдаковского (1971), З. М. Невмержицкой (1963), В. Хоппе (1965, 1966), Х. Коцура (1972 а, 1974 а, б), Г. Зайделя (1970), П. Пuffed (1970), Д. Рузитца, К.-Б. Юбитца (1968).

По Центральному и Восточному Предкавказью — работы А. Я. Дубинского (1972, 1973), Объяснительная записка... (1973), работы Л. М. Савельевой (1970), Б. Г. Сократова (1973).

По Закаспию (Мангышлак, Туаркыр, Устюрт) использованы работы Т. В. Астаховой (1960, 1962, 1973), Т. В. Астаховой и М. М. Мстиславского (1973), Р. Г. Гарецкого (1972), В. С. Князева, П. В. Флоренского (1968), В. С. Князева и др. (1970), В. В. Мокринского и др., (1970), В. В. Мокринского и А. Е. Шлезингера (1970), А. А. Шевырева (1968), А. Е. Шлезингера (1965, 1974).

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

В пермских отложениях Нижнего Поволжья выделены оба отдела*. Однако если нижний отдел расчленен на ассельский (только на западной окраине), сакмарский, артинский (обычно рассматриваются совместно из-за неполноты палеонтологической характеристики) и кунгурский ярусы, то верхняя пермь остается нерасчлененной. Местами удается установить образования казанского яруса, но в целом можно пока говорить лишь о нижнем подотделе верхней перми (P_2^1). По-видимому, в межкупольных мульдах присутствуют и породы татарского яруса, возможно, отчасти ему соответствует и шаджинская свита, отнесенная к триасу.

Для пермских отложений крайне необходима разработка местной стратиграфической шкалы, учитывая фациальную изменчивость, особенно сакмарско-артинских образований. Однако пока это не сделано, за исключением выделения нескольких свит в нижней перми на западной окраине Нижнего Поволжья. До выяснения особенностей распространения автором выделены отдельные толщи, которым самостоятельные названия еще не даны.

Суммарная мощность нижней перми колеблется от 0—300 м до 800—1100 м на западе и до 3—4 км на востоке, а в отдельных соляных куполах и массивах — и более (по данным сейсморазведки). Мощность верхнепермских отложений достигает 1700 м.

Для нижнепермских отложений характерно значительное участие в разрезе хемогенных образований — карбонатных, ангидритовых, галититовых. Среди верхней перми преобладают терригенные породы, нередко коричневато-серые и красноватые. Основные типы разрезов по структурно-тектоническим зонам показаны в табл. 3.

В большинстве разрезов подошва пермских отложений не вскрыта. На юго-востоке Калмыцко-Астраханского Прикаспия нижнепермские образования с большим перерывом налегают на средний карбон. Только на юго-западном обрамлении Севе-

* Заслуживают внимания недавние предложения о выделении в перми трех отделов (Бархатова, 1970; Левен, 1974; Степанов, 1973), однако новые данные о международной корреляции пермских отложений по канодонам показывают, что средняя пермь соответствует в основном нижнему подотделу верхней перми.

ро-Каспийской плиты, как и на северо-восточной окраине Донецкого складчатого сооружения, верхний карбон постепенно сменяется нижней пермью.

Пермские отложения обычно перекрыты триасом, но на сводах соляных куполов на них залегают также породы юры, мела, палеогена и неогена. Вдоль южной окраины на пермские отложения обычно налегает юра, иногда триас, а западнее — триас, реже мел.

Обнажения нижней перми (кунгура) известны лишь у оз. Баскунчак, а также на расположенных неподалеку к северо-юго-востоку поднятиях М. Богдо и Азгир. Имеющиеся в литературе упоминания об обнажениях казанского яруса у оз. Эльтон и в других местах, по-видимому, относятся к породам триаса.

НИЖНЯЯ ПЕРМЬ (P₁)

Нижнепермские образования широко распространены в Нижнем Поволжье (рис. 1, 2). Прежде чем рассматривать стратиграфию нижней перми, следует остановиться на проблеме границы карбона и перми. Общепринято проведение этой границы в основании ассельского яруса (швагеринового горизонта). Однако недавно М. А. Калмыкова (1973 г.) обратила внимание на первое появление швагерин и окцидентошвагерин в ряде разрезов Волго-Уральской области уже в верхах псевдофузулинового горизонта верхнего карбона, что свидетельствует о необходимости включения подобных слоев в нижнюю зону ассельского яруса (см. вкладку).

Результаты последних исследований М. А. Калмыковой (доклад на пленуме Постоянной стратиграфической комиссии по карбону СССР в феврале 1974 г.) показали, что в стратотипе швагеринового горизонта на Самарской Луке верхняя часть псевдофузулинового горизонта содержит раннеассельские псевдофузулины. Одновременно на том же пленуме были сделаны сообщения В. П. Пнева, А. М. Павлова и А. Н. Полозовой о дополнительном изучении стратотипа «оренбургского» яруса (соответствует псевдофузулиновому горизонту) в Южном Предуралье. Хотя стратотип «оренбургского» яруса охарактеризован «оренбургским» комплексом амmonoидей каменноугольного облика, как и многие разрезы большей части ассельского яруса Южного Предуралья, значительная часть

«оренбургского» яруса также содержит окцидентошвагерини. Первые «ассельские» аммоноидеи, дающие начало пермским комплексам, появляются в Приуралье либо в верхах ассельского яруса, либо уже в сакмарском ярусе. Таким образом, выявились данные в пользу давно уже высказанных мнений о необходимости проведения границы карбона и перми в кровле ассельского яруса (Раузер-Черноусова, 1958, 1965) или в основании его верхней зоны (Бархатова, 1970; Степанов, 1954).

Учитывая возможность выделения аналогов ассельского яруса во многих регионах и параллелизацию основания ассельского яруса по находкам флоры каллиптерисов, примерно с основанием красного лежня Зап. Европы (Щеголев, 1960; Лапкин, 1964; Д. Л. Степанов, 1964) следует проводить границу карбона и перми пока в основании ассельского яруса (по появлению швагерин). Окончательное решение по этому вопросу должна принять международная стратиграфическая комиссия.

В основу решения проблемы границы карбона и перми, как, впрочем, аналогичных проблем в отношении других систем, следует положить тот регионально-стратиграфический вариант, который позволит при современном состоянии изученности наиболее точно коррелировать выделенные стратиграфические подразделения палеонтологическим методом в других регионах. По мнению автора, такому требованию пока лучше всего удовлетворяет вариант, принятый в настоящее время (в основании ассельского яруса).

Наиболее сложной проблемой нижней перми Калмыцко-Астраханского Прикаспия является однозначное расчленение терригенных и карбонатно-сульфатных образований, их корреляция с разрезами других регионов, а также определение возраста. Решение подобных вопросов, в первую очередь, затрудняется большими глубинами залегания перми, недостаточным выносом керна, что предопределило очень слабую палеонтологическую охарактеризованность разреза (при заметной бедности ископаемыми по сравнению с другими регионами). Этим объясняется в значительной степени условное разрешение ряда вопросов, включая и установление границы нижнего и верхнего отделов. Однако и такое решение при достигнутом уровне изученности позволяет выявить ряд закономерностей, дающих возможность установить стратиграфические, палеогеографические и палеотектонические взаимосвязи Нижнего Поволжья с сопредельными территориями. Это, в

конечном итоге, позволило произвести палеогеографические и палеотектонические реконструкции и выявить закономерности перехода от геосинклинального этапа к платформенному.

Ассельский ярус (P_1 as)

Ассельские отложения изучены в Нижнем Поволжье лишь в западной бортовой зоне Северо-Каспийской впадины и на крыже Карпинского (см. рис. 1). На остальной территории они не вскрыты или отсутствуют в тех разрезах, где нижняя пермь налегает на карбон. В Калмыцко-Астраханском Прикаспии каменноугольные отложения вскрыты под нижней пермью только на Астраханском своде и в западной бортовой зоне. В пределах Астраханского свода на нижнебашкирских известняках с большим перерывом залегают артинские отложения. Поэтому установленный здесь сейсморазведкой отражающий горизонт III (Бродский и др., 1970) следует датировать, как близкий к кровле нижнебашкирского подъяруса.

На западе региона в скв. 279 Ново-Никольской (ниже 5010 м), находящейся к северо-востоку от Волгограда, вскрыта темно-серая карбонатно-глинистая толща. Она перекрыта маломощными карбонатными породами (40 м), отнесенными на основании электрокаротажной корреляции с разрезами внешней части западной бортовой зоны к каширскому горизонту. В карбонатно-глинистой толще установлены верейско-верхнебашкирские спорово-пыльцевые комплексы (Перспективы..., 1973). Следовательно, установленный здесь при сейсморазведочных работах Астраханской геофизической экспедицией отражающий горизонт от подсолевых отложений может быть датирован как близкий к кровле верейского горизонта. Только в скв. I Степной (Преддонецкий прогиб), где под ассельским ярусом на глубине 2430 м вскрыт верхний карбон, этот горизонт близок к подошве карбонатной перми. Это подтверждает мнение А. Я. Бродского, что подсолевой горизонт «III» на западе региона стратиграфически значительно моложе горизонта III Астраханского свода.

Рассмотрение характера налегания пермских отложений на каменноугольные в тех разрезах, в которых последние установлены, показывает, что ассельские отложения, если и отлагались здесь, впоследствии были размывы. В тех же разрезах, где они могли сохраниться, они еще не вскрыты. Только на западной окраине Северо-Каспийской впадины сравнительно хорошо изучены ассельские образования мощностью до 120 м и более (рис. 3).

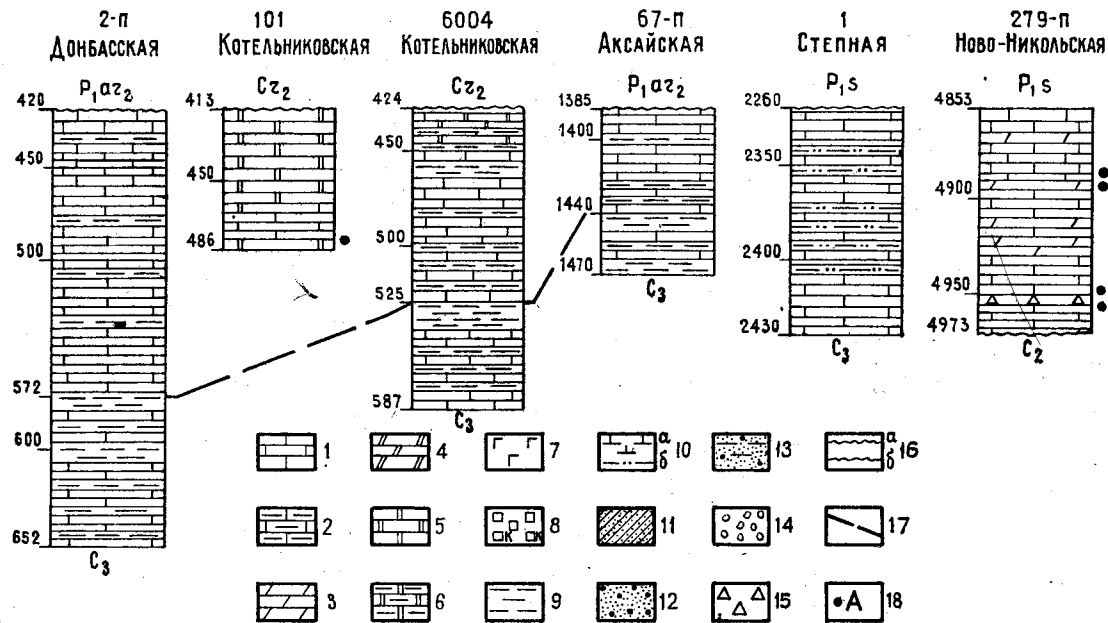


Рис. 3. Разрезы ассельского яруса (составил Е. В. Мовшович).

1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — мергель, 4 — мергель доломитистый, 5 — доломит, 6 — доломит глинистый, 7 — гипс и ангидрит, 8 — соль (каменная, калийная), 9 — глина, 10 — глина (а — карбонатная, б — алевритовая), 11 — алевролит, 12 — песчаник, 13 — чередование глин и песчаников, 14 — конгломерат и включения галек, 15 — брекчия, 16 — поверхность размыта, 17 — линии корреляции, 18 — места находок фауны, флоры и условные обозначения комплексов остракод (см. табл. 9).

Лучше всего они охарактеризованы в разрезе скв. 279 Ново-Никольской (Перспективы..., 1973). Здесь в интервале 4853—4973 м залегает толща известняков светло- и темно-серой окраски, реже коричневатой, микрозернистых, иногда органогенных, массивных, с редкими прослоями темных мергелей (по описанию Н. В. Григорьева). На глубине 4882—4953 м в ней установлены фузулины средней зоны ассельского яруса (определения О. Б. Кетат): *Schwagerina* sp., *Pseudoschwagerina robusta* (Meek.), *Pseudofusulina sulcata* Korz., *Ps. paragregaria* Raus., *Ps. garecky* Scherb., *Ps. parafecunda* Scham, et Scherb., *Ps. conspecta* Scham et Scherb., *Rugosofusulina mirabilis* Bensch, *R. alpina* (Schellw.), *R. baina* Scherb. и др. В основании этой толщи залегают светлые и темные органогенные-детритовые и микрозернистые известняки с ассельскими фораминиферами и с многочисленными обломками известняков, содержащими фораминиферы нижнего карбона.

Юго-западнее, в районе г. Котельниково, ассельские отложения приобретают отчетливое двучленное строение и оказываются очень похожими на образования ассельского яруса на севере Ростовской области (Глушенко и др., 1964; Редичкин, 1961; Мовшович, 1970 а). Нижняя карбонатно-терригенная часть ассельского яруса рассматривается в качестве калитвенской свиты, выделенной И. Ю. Лапкиным (Глушенко и др., 1964).

Она сложена аргиллитами с ритмично чередующимися прослоями алевролитов, песчаников и известняков. Окраска терригенных пород темно-серая с сиреневыми, желтыми, красно-бурыми и коричневыми пятнами и прослоями. Карбонатные пласты (их число достигает 5—7) обладают темной и светло-серой окраской и состоят обычно из органогенных и микрозернистых известняков. Мощность свиты возрастает от 33 м на севере (скв. 67 Аксайская) до 90 м на юге (скв. 6004 Котельниковская). Хотя в рассматриваемой свите фауна пока не установлена из-за малого количества керн, возраст ее установлен по положению между породами, содержащими фауну верхнего карбона и средней зоны ассельского яруса. Сопоставлением разрезов (по данным каротажа и керн) калитвенская свита прослежена в Ростовскую область, где ее мощность достигает 120—130 м и где она содержит богатый комплекс фузулинид и других ископаемых, позволяющих отнести ее к нижней зоне ассельского яруса (Редичкин, 1961; Мовшович, 1970 а).

По мнению М. А. Калмыковой (1973 г.), на уровне извест-

няка P_5^* верхнего карбона севера Ростовской области (индексы гжелских известняков Северо-Западного Донбасса не совпадают с этими) впервые появляются нижеассельские окцидентошвагерины, швагерины и некоторые псевдофузулины. Учитывая предварительный характер этих данных, указанные на небогатом материале, в настоящей работе подобное изменение не производилось. Однако это представление заслуживает внимания. В случае его принятия необходимо будет понизить границу карбона и перми на севере Ростовской и на юге Волгоградской областей на 60—110 м (при этом в ассельский ярус будет почти полностью включен выделенный здесь псевдофузулиновый горизонт).

Верхняя часть ассельского яруса — карбонатная толща, выделенная И. Ю. Лапкиным в скосырскую свиту (Глушенко и др., 1964; Мовшович, 1970 а). Она сложена известняками органогенно-детритовыми и тонкозернистыми, неравномерно доломитизированными, светло-серыми до белых, местами красноватыми, лиловыми, с подчиненными прослоями доломитов и очень редко аргиллитов, алевролитов и песчаников (в верхней части в Ростовской области были встречены единичные пропластки гипса). Мощность свиты вследствие последующего размыва колеблется в широких пределах — от 59 м на севере (скв. 67 Аксайская) до 152 м на юге (скв. 2 Донбасская). Скосырская свита залегает на калитвенской свите без видимого несогласия, но с небольшим перерывом.

В Котельниковском районе в скосырской свите установлена небогатая фауна фузулинид (определения О. Б. Кетат): *Schwagerina ex gr. fusiformis* Krot., *Schw. schamovi* Scherb. subsp. *ilovliensis* Ket., *Pseudofusulina paragregaria* Raus. subsp. *ascendens* Raus., *Ps.?* *saratovensis* I. Tschern., *Rugosofusulina shaktauensis* Sul. (скв. 6001, 1275—1278 м; скв. 6011, 1166—1167 м). Однако сопоставлением разрезов по каротажу скосырская свита прослежена на север Ростовской области, где она была установлена и где ее мощность достигает 162 м (скв. 5 Хлоповская). Здесь она содержит богатый и разнообразный комплекс ископаемых, свидетельствующий о принадлежности этой свиты к средней и верхней зонам ассельского яруса (Редичкин, 1961; Мовшович, 1970 а).

Самые молодые слои скосырской свиты были выявлены в

* По личному сообщению Н. А. Редичкина, нижнюю границу псевдофузулинового горизонта на северо-восточной окраине Донбасса следовало проводить по подошве известняка P_6 , а не известняка P_4 , как это принимал он ранее (Редичкин, 1961).

районе г. Котельниково в скв. 101 Котельниковской (413—486 м). Здесь в светло-серых, мелко- и микрозернистых известняках, перекристаллизованных и доломитизированных, были установлены на глубине 470—485 м фораминиферы (определения П. Н. Ревкова, Н. А. Редичкина и С. А. Семинной) *Schwagerina* sp., *Schw. sp. aff. vulgaris* (Krot), *Schw. moelleri* Raus., *Rugosofusulina* ex gr. *paralatorialis* Sul., *Pseudofusulina* ex gr. *moelleri* Raus., *Ps. paramoelleri* Raus., *Ps. sp.*, *Tetrataxis lata* Mor., *T. aff. hemisphaerica* var. *elongata* Mor., *T. conica* Ehrenb., *Nodosaria grandis* Lip.

В пределах кряжа Карпинского, в Джанайской опорной скважине (Ясенева, 1956), под юрскими отложениями на глубине 2475—2840 м вскрыты темно-серые, почти черные с вишнево-красными и коричневато-вишневыми прослоями, концентрирующимися в нижней половине разреза, чередующиеся сланцы (углисто-карбонатно-кремнистые и серицито-кремнистые) аргиллиты, песчаники, алевролиты с редкими прослоями мергелей и известняков. Красноцветная окраска приурочена к алевролитам и песчаникам. В карбонатных породах (в интервале глубин 2781—2792 м) Г. Д. Киреевой определены фораминиферы *Ammodiscus* ex gr. *volgensis* Raus, *Hemigordius* aff. *simplex* Reitl., *H. aff. brunsielloides* Kir., *H. cf. umbilicatum* Kir., *H. tenuitescus* Kir.

Этот комплекс близок к фауне картамышской свиты Бахмутской котловины, которая сейчас сопоставляется с нижней зоной ассельского яруса. Из интервала 2701—2712 м определен Л. П. Гроздиловой комплекс фораминифер *Hemigordis* sp., *Agathammina* sp., *Ammovertella* sp., *Sphaerodiscus* sp., *Parastafella* sp., который якобы может отвечать даже верхней перми, учитывая отсутствие швагерин (Бурштар, 1960). Однако швагеринины могут отсутствовать из-за фациальных особенностей толщи. Поэтому вряд ли следует считать, что рассматриваемая толща моложе ассельского яруса. Возраст нижележащей немой пачки (глубина 2840—3035 м) не ясен; вероятно, она относится уже к карбону.

Несмотря на отсутствие прямых данных об ассельских отложениях на большей части Калмыцко-Астраханского Прикаспия, можно предполагать, что они здесь развиты. На это указывает обнаружение обломков известняков с ассельской фауной в артинских отложениях этой же области и данные о палеобиогеографических связях ассельских бассейнов. Учитывая значительную роль терригенных пород в строении ассельского яруса в районе Котельниково и Джаная и характер вол-

новой картины на профилях сейсморазведки МОВ в Приахтанском районе, можно предполагать, что ассельский ярус здесь сложен терригенными породами с прослоями карбонатных (Мовшович, 1974).

Охарактеризованные выше ассельские отложения по фауне фузулинид могут быть сопоставлены с одновозрастными образованиями Сарыкумской площади в северо-восточной части Южно-Эмбенского поднятия. Они представлены здесь карбонатной толщей мощностью до 541 м, залегающей с перерывом на нижней части верхнего карбона (Замаренов, 1970; Ю. А. Иванов, 1966). Большая мощность ассельских образований здесь связана с их рифогенной природой (Иванов, 1966).

При параллелизации ассельского яруса с одновозрастными образованиями Восточной Украины нижняя часть скосырской свиты сопоставляется по фузулинидам с никитовской свитой (Киреева, Ступаков, 1959; Лапкин, 1961 а, 1964, 1966). Однако Г. Д. Киреева и В. П. Ступаков сопоставляют с этой же частью скосырской свиты также и славянскую свиту Украины, а И. Ю. Лапкин, как и Ф. Е. Лапчик (1963), П. Д. Потиевская (1960), коррелирует славянскую свиту с верхней частью скосырской свиты, соответствующей верхней зоне ассельского яруса.

Калитвенская свита первоначально параллелизовалась И. Ю. Лапкиным (1967 а, 1966) с картамышской свитой Украины, тогда как Г. Д. Киреевой (Киреева, Шамаев, 1965) и Ф. Е. Лапчик (1963) только с верхней частью последней. Однако позже И. Ю. Лапкин (1970) привел доводы в пользу корреляции с калитвенской свитой, помимо картамышской, также верхней части араукаритовой свиты (выше известняка Р₄) Бахмутской котловины.

Такая корреляция сопровождалась выводом о скрытом перерыве между ассельским ярусом и верхним карбоном в Бахмутской котловине. Правда, не были учтены данные Г. Д. Киреевой (Киреева, Шамаев, 1965) о присутствии в известняке Р₅ фузулинид, указывающих на принадлежность его к зоне *Triticites jigulensis*; но этим вносилась в представления И. Ю. Лапкина сравнительно небольшая поправка. К тому же с учетом вышеуказанной поправки они находили подтверждение в палинологических исследованиях Б. Г. Подобы (1968; Макридина, Подоба, 1969), который установил большую близость комплексов миоспор в верхней части араукаритовой свиты и в нижней части картамышской свиты, с одной стороны, и в калитвенской свите, с другой. Об этом же свидетельствовали и

данные. А. К. Шёголева (1960), отметившего появление «типично пермской» флоры каллиптерисов над известняком P_5 .

Однако недавно К. И. Иносова (по ее личному сообщению) указала, что палинологическую характеристику, близкую к таковой в породах верхней части араукаритовой и нижней части карамышской свит (в интервале известняков $P_5—Q_6$ северо-западной окраины Донбасса), имеет не только калитвенская свита, но и единичные пробы из более древних отложений (в интервале известняков $P_3—P_7$) Ростовской области.

Если эти данные, как и данные М. А. Калмыковой (1973 г.) об отнесении интервала известняков $P_5—P_7$ на северо-восточной окраине Донецкого складчатого сооружения к ассельскому ярусу, подтвердятся, то тем самым будет подкреплено представление о фациальном замещении морских образований верхнего карбона и нижней перми на северо-восточной окраине Донецкого складчатого сооружения континентальными — на северо-западной окраине. В таком случае мнение о скрытом перерыве между пермью и карбоном в Бахмутской котловине требует дополнительного обоснования.

Сакмарский и артинский ярусы ($P_1 s+ar$)

Сакмарские и артинские отложения рассматриваются автором совместно из-за чрезвычайной бедности органических остатков или их полного отсутствия, особенно в нижней части разреза.

В западной бортовой зоне Северо-Каспийской впадины к сакмарско-артинским образованиям отнесен ангидритово-карбонатный комплекс мощностью более 800 м (см. рис. 2, 4), залегающий между отложениями либо карбона, либо ассельского яруса (карбонатными) и кунгура (ангидритово-соляными).

В южной бортовой зоне с сакмарским и артинским ярусами сопоставлен мощный терригенный комплекс (Мовшович, 1973, 1974), в середине которого прослеживается маркирующая толща глинисто-карбонатно-ангидритового состава (в северной части подзоны присутствуют, кроме того, невыдержанные прослои каменной соли) мощностью от 110—175 м до 450 м (рис. 5). Мощность всего комплекса превышает 3 км. Характерной особенностью его является значительная фациальная изменчивость, по-видимому, она сопровождается и внутрiformационными размывами. На юге подошва комплекса нигде не вскрыта, предполагается залегание его выше карбонатно-терригенных пород ассельского яруса. Севернее

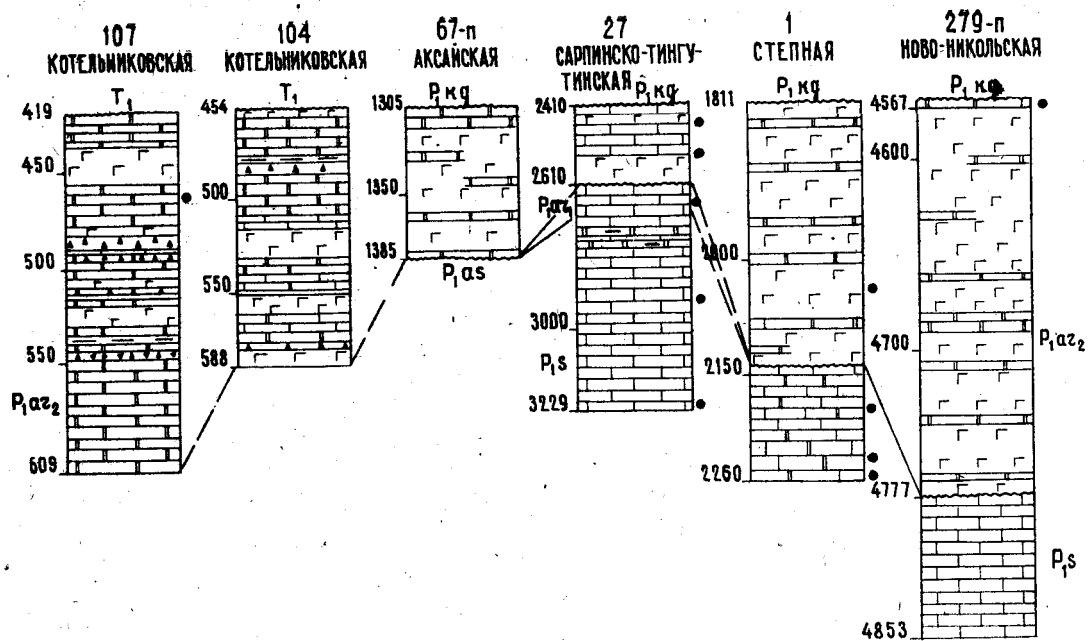


Рис. 4. Разрезы сакмарского и артинского ярусов западной бортовой зоны (составил Е. В. Мовшович)
Условные обозначения см. на рис. 3.

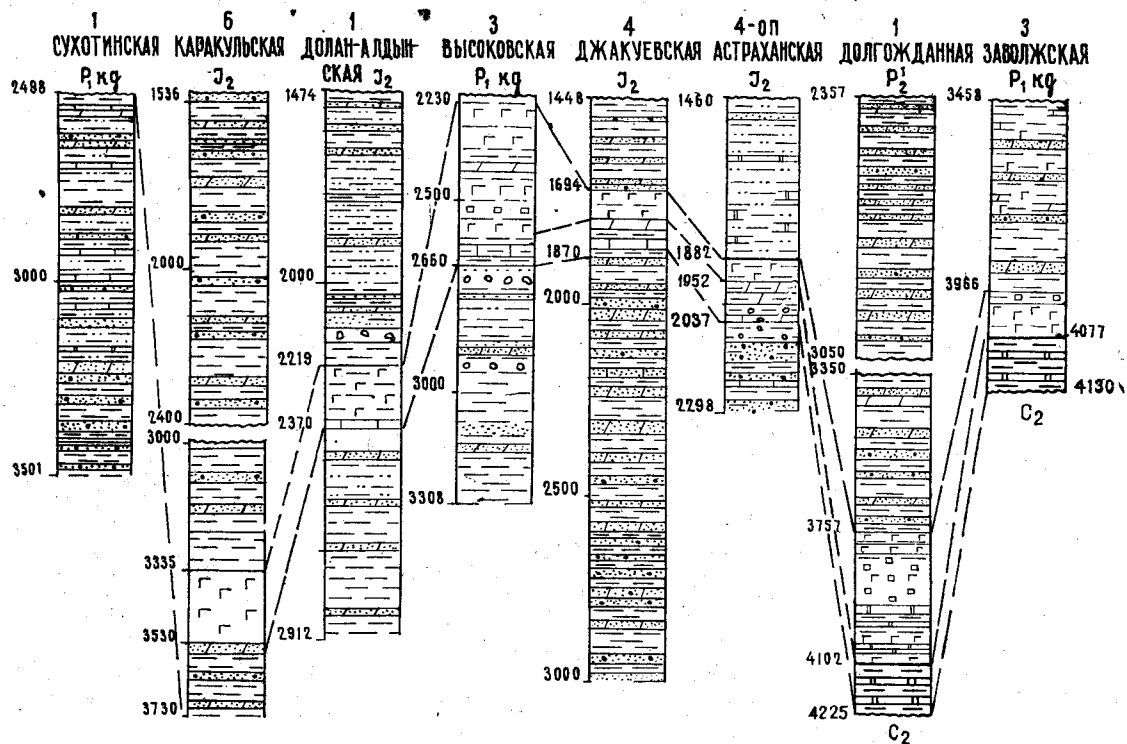


Рис. 5. Разрезы сакмарского и артинского ярусов южной бортовой зоны (составил Е. В. Мовшович)
 Условные обозначения см. на рис. 3.

нижняя терригенная толща выпадает и на отложениях среднего карбона с большим перерывом залегает средняя толща. Перекрыт артинский ярус либо юрой, либо кунгуром, либо верхней пермью.

Каждая из этих бортовых зон представляет самостоятельную структурно-фациальную зону — западную (Волгоградско-Котельниковскую), включающую на юге центральную часть Преддонецкого прогиба, и южную (Батырмалинско—Астраханско—Заволжскую), охватывающую восточную часть Преддонецкого прогиба. Они четко различаются литологическими типами разреза, мощностями отложений, характером дислоцированности и т. п. Каждая зона подразделяется на внешнюю и внутреннюю подзоны. Характер перехода от западной зоны к южной пока не ясен.

По-видимому, внутренней части Северо-Каспийской впадины соответствует самостоятельная структурно-фациальная зона (центральная), однако для характеристики ее не имеется конкретных данных, кроме ограниченных материалов геофизических исследований, не позволяющих дать однозначную интерпретацию. Можно только предположить, что в центральной зоне будет установлен тип разреза, переходный по литологической характеристике между разрезами внутренних подзон западной и южной бортовых зон и меньшей мощности. В центральной зоне можно ожидать присутствия карбонатно-ангидритовых отложений с прослоями каменной соли и, возможно, глинистых пород (общая мощность порядка первых сотен метров). Близкую точку зрения ранее высказала И. Н. Комиссарова (1970).

В западной зоне сакмарские отложения достоверно установлены лишь скв. 27 Сарпинско-Тингутинской (Урусов и др., 1965 а, б). Тастубский горизонт здесь имеет вскрытую мощность 339 м (глубина 2890—3229 м). Он слогается известняками органогенно-детритовыми, гидрактиноидами, в разной степени доломитизированными — до доломитовых известняков и даже доломитов (в нижней части), с темными глинистыми прослоями. Окраска светло-серая и серая, реже темно-серая. В известняках обнаружены фораминиферы, определенные О. Б. Кетат *Pseudofusulina aff. confusa* Raus., *P. ex. uralica* Vern., *P. ex. gr. moelleri* (Schellw.), *P. ex. gr. verneuili* (Moell.), *P. blochini var. bellatula* Korzh., а также обломки гидрактиноидов, одиночных кораллов, членики криноидей и обрывки мшанок. Известняки переполнены обломками рифостроящих организмов.

Стерлитамакский горизонт мощностью 230 м выделен условно по положению в разрезе и представлен карбонатной толщей (интервал 2660—2890 м).

Артинский ярус общей мощностью 250 м представлен карбонатными и ангидритово-карбонатными породами. К нижнеартинскому подъярису отнесена карбонатная пачка (2610—2660 м), содержащая фауну.

Верхняя часть разреза нижнеартинского подъяруса, охарактеризованная керном, состоит из серых и темно-серых известняков с прослоями светло-серых песчаников в нижней части. В известняках установлена фауна фораминифер (определения О. Б. Кетат) *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *P. sp.*, *P. bradyi* (Mor.), *P. leei* (Dutk.), *P. dagmare* (Dutk.), *Bradyina compressa* Mor., *Br. sp.*, *Glomospira sp.*, *Nodosaria sp.*, *Leella sp.*, *Schubertella paramelonica* Sul., водоросли *Dvinella*, *Schamovella*, *Antracoporella*, а также обломки одиночных кораллов, гидрактиниоидов и обрывки мшанок.

Верхнеартинский подъярус (2410—2610 м) охарактеризован керном в нижней и верхней части. Внизу (2544—2559 м) подняты ангидриты голубовато-серые, разнозернистые, массивные. Вверху (2438—2440 м) были подняты известняки буровато-серые, органогенно-обломочные, массивные с мелкими фораминиферами (определения О. Б. Кетат) *Hemigordius sp.*, *Nodosaria ex gr. netschajewi* Tscherd., *N. ex gr. postcarbonica* Lip., *Glomospira sp.*, *Endothyra lipinae* Mor. Первоначально этот комплекс рассматривался как кунгурский (филипповский). Но в 1972 г. О. Б. Кетат высказала мнение, что это верхнеартинский подъярус (Шафиро, 1972; Шафиро, Сяпко, 1973).

Недостаточно выяснен возраст сравнительно маломощных (50—100 м) ангидритово-карбонатных пород, залегающих на Приволжской моноклинали между ассельским ярусом* и ангидритово-соляными породами кунгура. Учитывая находки в них артинских фораминифер (Шафиро, Сяпко, 1973) и спорово-пыльцевых комплексов (Синегуб, 1970), их следует считать

* По мнению О. Б. Кетат (Урусов и др., 1965б), в скв. 2-оп Николаевской рассматриваемые образования подстилаются доломитами (2150—2222 м) тастубского горизонта. Автор уже выражал сомнение в правильности такой датировки (Мовшович, 1970а). В 1973 г. М. А. Калмыкова также высказала мнение, что комплекс мелких фораминифер здесь скорее ассельский, чем сакмарский.

артинскими или, по Я. Ш. Шафиро (1972), верхнеартинскими. Достаточно подробная характеристика этой толщи для северных и центральных районов Приволжской моноклинали уже приводилась (Урусов и др., 1962, 1965, 1967).

Ангидритово-карбонатные породы, содержащие верхнеартинские фораминиферы, по определениям О. Б. Кетат, установлены недавно в западной бортовой зоне в скв. 275, 276, 279 Ново-Никольских (соответственно 5290—5380 м; 4228—4356 м и 4567—4777 м) и скв. 1 Степной (1811—2150 м): *Nodosaria procera subcuboides* Raus., *Hyperamminoides sarensis* Raus., *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Glomospira elegans* Lip., *Bradyina major* Mor., *Palaeonubecularia fluxa* Reith.

Литологически близкие отложения были выделены на юге Волгоградской области И. Ю. Лапкиным (Глушенко и др., 1964) в котельниковскую свиту. Последняя вскрыта скважинами 104 и 107 (соответственно в интервалах глубин 453,9—588,2 м и 419,4—607,0 м) у г. Котельниково. Полная мощность ее не установлена, но превышает 270 м. Нижняя часть котельниковской свиты изучена плохо. Судя по разрезу скв. 2 Донбасской (358—420 м), расположенной к северо-западу от г. Котельниково, низы котельниковской свиты сложены сульфатно-карбонатными породами, залегающими с перерывом на скоырской свите.

Верхняя, большая часть свиты, сложена доломитами (50—55%) с подчиненными пластами гипсов (25—30%), реже известняков (до 22%) и брекчий (до 100%), а также единичными прослоями аргиллитов. Подробная характеристика пород уже приводилась автором (Мовшович, 1970 а).

В котельниковской свите найден только спорово-пыльцевой комплекс, определенный Б. Г. Подобой (Глушенко и др., 1964) в верхней части толщи (скв. 107, 458—467 м) и близкий к комплексу из верхов нижней перми Бахмутской котловины. Г. Д. Киреева и В. П. Стулаков (1959), а также И. Ю. Лапкин (1961 а) сопоставляют котельниковскую свиту с сакмарскими отложениями. При этом И. Ю. Лапкин (1966) параллелизирует эту свиту с верхами славянской свиты и с краматорской свитой Бахмутской котловины. По мнению А. В. Урусова и др. (1967 б), котельниковская свита отвечает сакмарскому, артинскому и кунгурскому ярусам. Судя по литологическому сходству с образованиями, описанными выше, и стратиграфическому положению, котельниковская свита сопоставляется с артинским ярусом, хотя и не исключен кунгурский возраст ее верхов.

В южной бортовой зоне Северо-Каспийской впадины сакмарско-артинские отложения (см. рис. 5) лучше всего охарактеризованы в разрезах скв. 4-оп Астраханской, площадей Джакуевской (скв. 4, 10, 12), Высоковской (скв. 1—4), Каракульской (скв. 1—6), Сухотинской (скв. 1—3), Замьяновской (скв. 1, 4), Степновской (скв. 1-п), Долгожданной (скв. 1), Заволжской (скв. 3) и Батырмалинского блока (скв. 1, 4, 6). Опорным для южной бортовой зоны до сих пор остается Астраханский разрез (1460—2285 м), хорошо уже известный (Копелиович, Эвентов, 1956; Мовшович, 1970 а и др.). Наиболее важной особенностью является разделение его на три толщи: верхнюю — алевролитово-глинистую (мощность 424 м), среднюю — глинисто-карбонатно-ангидритовую (155 м) и нижнюю — песчано-алевролитово-глинистую (более 300 м). Они прослеживаются по всей зоне.

В верхней части нижней толщи (2048—2140 м) были установлены артинские брахиоподы (определения Д. Л. Степанова): *Jakuto productus* (*Marginifera*) *stuckenberiana* Krot., *Chonetina* ex gr. *verneuliana* Norw. et Pratt (очень сходна с артинской *Chonetina sinuata* Krot.), *Camagraphoria* (?) sp., *Punctospirifer* (?) sp, а также коралл *Cladochonus* (по заключению Д. Л. Степанова и Г. С. Порфирьева).

Ниже (2159—2160 м) были найдены определенные Л. С. Либровичем пермско-карбонные гониатиты *Neoropogites* sp., *Agathicerus* sp. или *Paragastrioceras* sp., а в обломках известняков в интервале 2117—2140 м — фораминиферы (определения Л. П. Гроздиловой и Г. Е. Леонтович) всех отделов карбона и ассельского яруса перми.

Самая нижняя часть толщи (2170—2298 м), которая содержит обломки известняков с остатками *Palaeonubecularia* sp., *Mizzia* sp., *Schamovella* sp., свидетельствующими, по мнению Г. Е. Леонтович, о нижнепермском возрасте этих обломков, а в цементе — фораминифер *Nodosaria* ex gr. *netschajewi* Tscherd (определение Г. Д. Киреевой в интервале 2234—2240 м), позволяет сделать вывод о раннеартинском (Копелиович, 1954; Копелиович, Эвентов, 1956) или позднесакмарском — раннеартинском (Лапкин, 1961 а, 1964) возрасте этой толщи. Во всяком случае принадлежность ее к сакмарско-артинским отложениям не вызывает сомнений.

В верхней алевролитово-глинистой толще обнаружены остатки гладкостенных верхнепалеозойских ортоцератитов *Michelinoceras* sp. или *Trematoceras* (заключение В. Н. Шиманского), В. С. Малявкина определила из интервала 1516—

1720 м артинский спорово-пыльцевой комплекс *. Он характеризуется обилием водорослей (до 90—98%), присутствием пыльцы кордаитов (до 13%), хвойных (до 20%) и небольшого количества (до 4—10%) спор папоротникообразных (приводились многочисленные видовые определения).

Указанные данные, сходство доюрского разреза Астрахани с артинскими образованиями Актюбинского Приуралья и Примугоджарья, судя по описаниям А. К. Заморонова (1962, 1970) и Ю. А. Иванова (1966), и отличие Астраханского разреза от ангидритово-соляных отложений кунгура (развиты у Красного Яра, в 30 км к северо-востоку от Астрахани) позволили автору отнести и верхнюю часть рассматриваемого разреза к артинскому ярусу (Мовшович, 1965 а, 1970 а, 1973). Тем самым была поддержана точка зрения И. Ю. Лапкина (1961 а), хотя ранее верхи доюрского разреза условно относились к кунгуру (Копелиович, 1954; Копелиович, Эвентов, 1956).

В целом сакмарско-артинские отложения Астрахани (мощностью более 838 м) характеризуются преобладанием аргиллитов и аргиллитоподобных глин (62%) с прослоями песчано-алевритовых пород (22%) и резко подчиненными прослоями гравелитов (3,8%) и мергелей (4,6%). Присутствует также пачка ангидритов (7,5%). Для песчано-алевритовых пород характерна гранат-турмалин-пикотит-цирконовая ассоциация тяжелых минералов с примесью рутила. По мнению А. В. Копелиовича (1954), характер чередования пород в нижней части пермской толщи и наличие иероглифов напоминают местами флишевые образования.

Сходные, хотя и несколько отличные в деталях, разрезы вскрыты к западу и северо-западу от Астрахани на Тинакской, Джакуевской, Бешкульской, Долан-Алдынской и Каракульской разведочных площадях (Мовшович, 1973, 1974). Они входят в Батырмалинско-Астраханскую подзону южной зоны. Сакмарско-артинский возраст доюрских отложений этих площадей подтверждается установлением артинских спорово-пыльцевых комплексов в верхней части разреза площадей Тинакской (скв. 4, 1854—1919 м), Джакуевской (скв. 4, 1808—2551 м, скв. 12, 1581—1984 м), Бешкульской (скв. 1, 1551—1746 м, скв. 2, 1706—1712 м, и др.), Каракульской (скв. 1,

* По предварительному заключению С. Н. Наумовой, в этой же толще встречена пыльца, указывающая на кунгурский возраст. Однако вряд ли это может служить обоснованием возраста. Г. Д. Ефремова (1967) при анализе мiosпор из соседних разрезов также использовала лишь данные В. С. Малявкиной.

1570—2010 м, скв. 2, 1906—2220 м, скв. 6, 1538—2395 м, и др.) в результате исследований Г. Д. Ефремовой (1967), В. П. Синегуб, И. Н. Соколовой, Н. Н. Маркиной, Г. С. Дедович и Г. И. Беловой. Эти комплексы близки к артинскому спорово-пыльцевому спектру, изученному В. С. Малявкиной в разрезе Астрахани.

В. П. Синегуб (1965 г.) отметила, что в верхних слоях толщи на Бешкульской площади встречены комплексы, близкие к кунгурским. Поэтому, по мнению А. В. Урусова и В. П. Синегуб (1965 г.), эти слои относятся уже к низам кунгура. С. А. Абрамова и О. Ф. Марченко (1964), изучившие ранее подобный комплекс, считали, что он, вероятно, является переходным от артинского спектра к кунгурскому. Н. Н. Маркина и Г. И. Белова установили в нижней части рассматриваемого разреза на Джакуевской площади (скв. 4, 2715—3000 м) спорово-пыльцевые комплексы, близкие сакмарским.

На Джакуевской площади в нижней толще (скв. 10, 2752—2756 м) были найдены отпечатки мелких аммоноидей плохой сохранности из родов *Paragastrioceras*, *Eothinites*, *Metalegocegas*, свидетельствующие, по мнению определившего их В. В. Степанова, об артинском возрасте (верхнеартинском?).

На Каракульской площади в верхней толще (скв. 2, 2050—2056 м; скв. 6, 2229—2493 м) были найдены отпечатки аммонитов плохой сохранности (определения В. В. Степанова) из родов *Eothinites*, *Paragastrioceras*, *Uraloceras*, *Domatoceras*.

Несмотря на сходство этих разрезов с разрезом Астраханской опорной скважины, между ними имеются и различия, заключающиеся в большем распространении песчаников, появлении прослоев гравелитов, дресвяников и конглобрекций в верхней части разреза. В скв. 5 Тинакской (глубина 1482—1484 м) известняковые конглобрекции содержат, по заключениям С. В. Доброхотовой, Т. К. Замилацкой и Н. А. Редичкина, остатки фораминифер башкирского яруса, верхнего карбона и, возможно, ассельского яруса или тастубского горизонта сакмарского яруса нижней перми. Очень богатый комплекс фораминифер нижнего, среднего, верхнего карбона, ассельско-сакмарских отложений (определения Т. К. Замилацкой, Г. Д. Киреевой, Е. А. Миляевой и Т. А. Сипко), пелеципод и брахиопод верхнего карбона—нижней перми (по В. В. Степанову) был обнаружен в обломках известняков из конглобрекций, встреченной в верхней толще Джакуевской площади (скв. 12, 1581—1590 м). Обломки карбонных известняков присутствуют и в разрезе скв. 17 Бешкульской (2129—2134 м).

Разрез Высоковской площади отличается от более южных разрезов Приастраханского района появлением пластов галитита в средней толще (ее мощность резко увеличена), глубоким размывом, уничтожившим перед кунгуром верхнюю алевролитово-глинистую толщу, а на юге и значительную часть глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи.

Артинский возраст средней глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи установлен в скв. 3 (2261—2278 м) этой площади по находкам брахиопод, пелеципод и аммоноидей (определения В. В. Степанова) *Uraloceras* sp., *Productus* aff. *aegardi* Toula, Pr. aff. *artiensis* Tschern., Pr. aff. *praepermicus* Tschern., *Bakevellia* sp., *Palaeomutella* *rectodonta* Amal., а также фораминифер (определения Т. А. Сипко) *Geinitzina* ex gr. *chaupmani* Lip., *G.* sp., *Nodosaria* sp. и др.

В верхней части нижней песчано-алевролитово-глинистой толщи (скв. 2, 2126—2367 м) артинский возраст обоснован находками брахиопод, аммоноидей (определения В. В. Степанова) плохой сохранности *Eothinites* sp., *Sakmarites vulgaris* (Karp.), *Paragastrioceras* sp., *Liebea hausmanni* (Goldf.) и др.

В обломках известняков из гравелитов нижней толщи (скв. 1, 2128—2145 м; скв. 2, 2031 м, 2714—2842 м и 3310—3313 м) Т. А. Сипко и И. А. Черновой установлены фораминиферы среднего карбона и нижней перми.

Н. Н. Маркина, Г. И. Белова, Г. С. Дедович и В. М. Горячева определили артинские спорово-пыльцевые комплексы в нижней толще (скв. 1, 2128—2325 м; скв. 2, 2123—2138 м и 2796—2735 м; скв. 3, 2915—2918 м).

К западу от Каракульской площади терригенный тип сакмарско-артинских отложений установлен на Сухотинской площади (скв. 1, 2498—3501 м), где под кунгуром вскрыты отложения, литологически сходные с вышеописанными. В них (2649—2651 м и 2900—2905 м) обнаружены ядра и отпечатки артинских аммоноидей плохой сохранности *Neoroponites* sp., *Roponoceras* sp., *Daraelites elegans* Tschern. (определения В. В. Степанова). Т. А. Сипко установлены в прослоях известняков (2894—2900 м и 3132—3139 м) артинские фораминиферы *Geinitzina spandeli* Tschern., *G. minima* Raus., *Nodosaria netschajevi* Tschern., *N. netschajevi* var. *subquadrata* Lip., *N. ex gr. longissima* Lip., *Schubertella sphaerica* Sul., *Sch. sphaerica* var. *staffelloides* Sul., *Endothyra lipinae* Mor., *Globivalvulina bulloides* Brady, *Pseudoendothyra* sp., *Hemigordius* sp., *Frondicularia* sp., *Dentalina ampula* Raus.

Н. Н. Маркиной определены отсюда ниже глубины 2990 м

спорово-пыльцевые комплексы, возможно, близкие к сакмарскому спектру.

Севернее Сухотинской и северо-западнее Каракульской площадей сакмарско-артинские отложения условно выделены в Батырмалинском блоке. Наиболее уверенно они установлены в скв. 6 Шар-Царынской (2529—3500 м), где залегают под кунгуром. Более условно они выделены в скв. 4-п Батыр-Малинской (3270—4500 м) под верхней пермью. В отличие от разрезов Приастраханского района здесь более часто встречаются прослой темной коричневато-серой окраски. В остальном терригенные породы по своей характеристике практически не отличаются от пород Приастраханского района.

Некоторые исследователи отмечали широкое развитие галопелитов в нижнепермских отложениях Батырмалинского блока (скв. 4-п). Детальное изучение керна (петрографическое, минералогическое и химическое) показало, что даже те образцы, которые визуальнo кажутся насыщенными соляными образованиями, характеризуются содержанием нерастворимого остатка 70—85% (только изредка до 65%, а в одном случае, в интервале 3807—3817 м, до 47%). Если для галопелитов характерно микроскопически тонкое взаимное прорастание глинистых, соляных, сульфатных и карбонатных минералов, то в рассматриваемом случае речь идет о достаточно крупных гнездах и прожилках явно эпигенетического характера. Следует иметь в виду, что нижнепермские глинистые породы обычно содержат в переменном количестве примесь карбонатов сложного состава (известковых, магниезальных и железистых). Судя по разрезам нижней перми Приастраханского района, мельчайшие зерна соляных, сульфатных и карбонатных минералов в небольшом количестве всегда присутствуют в глинистых породах, поэтому упомянутые гнезда в разрезе Батырмалинского блока образовались отчасти за счет перераспределения первично аутигенного материала, а отчасти за счет привноса со стороны. Сопряженный анализ водных и солянокислых вытяжек показывает, что растворимая часть глинистых пород состоит в среднем из карбонатов кальция (29%), магния (13%), сульфатов (33%) и хлоридов (25%). А в пробах аргиллитоподобной глины, визуальнo интенсивно «проросшей» гнездами соли (интервалы 4156—4164 м и 4211—4214 м), из так называемой галопелитовой толщи растворимая часть (нерастворимый остаток — 77%) содержит карбонаты кальция (33%) и магния (14%), сульфат кальция (36%) и хлориды (16%).

Карбонатно-ангидритовая толща не встречена ни в одном из разрезов Батырмалинского блока. Только в скв. 3 Шар-Царынской (ниже 2500 м) под ангидритово-соляными образованиями кунгура (ранее автор ошибочно относил их к артинскому ярусу) залегают карбонатно-глинистые породы, возможно, из нижней части этой толщи. Мощность сакмарско-артинских отложений Батырмалинско-Астраханской подзоны южной бортовой зоны превышает 2,5 км.

Во внутренней (северной) подзоне южной бортовой зоны (см. рис. 1) присутствуют лишь артинские образования, которые установлены скв. 1-п Степновской, на Долгожданной, Замьяновской и Заволжской площадях (см. рис. 5). Здесь на отложениях среднего карбона залегает сразу средняя толща, литологически очень сходная с изученной на Высоковской площади (в основании темно-серая карбонатно-глинистая).

Ранее к сакмарско-артинским образованиям автор относил весь доюрский разрез Степновской и Замьяновской площадей (Мовшович, 1965 а, 1970 а, 1973). Однако данные сейсмических исследований о значительном погружении нижней перми к северу от Астрахани, результаты палинологических исследований В. П. Синегуб, Г. Д. Ефремовой и И. Н. Соколовой верхней части доюрского разреза Замьяновской и Степновской площадей и корреляция глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи от Астраханской и Джакуевской площадей к разрезам Долгожданной и Степновской площадей указали на необходимость отнесения верхней части доюрского разреза к верхней перми. Все же граница верхней и нижней перми здесь условна.

Другие исследователи (Мизиянов и др., 1974; Самойлович, 1972) относят всю терригенную доюрскую толщу Степновской, Долгожданной и Замьяновской площадей мощностью более 2800 м к верхней перми, а подстилающие сравнительно маломощные соленосно-ангидритовые образования — к кунгуру. При этом упускается из вида, что в скв. 3 Заволжской между подобной же глинисто-карбонатно-ангидритовой толщей с пластами солей (3966—4130 м) и кунгуром (2450—3458 м) залегают мощные терригенные отложения (3458—3466 м), литологически сходные с нижней частью доюрского разреза Степновской и Долгожданной площадей и резко отличные от кунгура Нижнего Поволжья. Поэтому несмотря на отсутствие палеонтологических данных, артинский возраст как песчано-глинистой толщи, так и подстилающей ее глинисто-карбонат-

но-ангидритовой толщи (с пластами солей) вполне достоверен.

В нижней части глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи во многих разрезах выделяется пачка чередующихся глинистых и карбонатных пород (последние на юге преобладают). На Астраханском своде (Долгожданый, Воложковский, Пионерский, Ширяевский, Заволжский разрезы) эта карбонатно-глинистая пачка, сложенная темно-серыми, обычно битуминозными породами, часто с обильными радиоляриями (мощностью до 140—160 м), залегает с перерывом на нижнебашкирских известняках. Некоторые считают эти породы глубоководными на основании их литологической характеристики и находок радиолярий (Грачевский, Сипко, 1973), что однако неверно. Это фациальный аналог нижней части глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи артинского разреза Астрахани (1952—2037 м).

Вывод М. М. Грачевского и Т. А. Сипко (1973) об артинском возрасте пород карбонатно-глинистой пачки справедлив*, хотя и сделан на основании находок радиолярий, которые, по мнению А. И. Жамойды, здесь не могут быть использованы из-за их слабой изученности.

Косвенно об артинском возрасте может свидетельствовать сходство разрезов скв. 3 Заволжской и СГ-2 Биикжальской (Юж. Эмба). В обоих разрезах пермские образования с размывом залегают на нижнебашкирских породах. В скв. СГ-2 в основании пермского разреза залегает карбонатная толща мощностью 225 м с прослоями глин (4960—5185 м), содержащая артинские спорово-пыльцевые комплексы (Айзенштадт и др., 1971). Эта толща имеет известное сходство с глинисто-карбонатно-ангидритовой толщей (с пластами солей) в скв. 3 Заволжской (3966—4130 м). Выше в скв. СГ-2 (4880—4960 м) залегает гравелитово-песчаная пачка, содержащая артинские спорово-пыльцевые комплексы и фауну. Она сходна с подобной толщей в скв. 3 Заволжской (3458—3966 м).

Очень условно определена граница с верхнепермскими породами, налегающими на артинский ярус на Степновской, Долгожданой, Замьяновской и др. площадях, так как нижняя

* По определениям В. В. Степанова, в карбонатно-глинистой пачке, вскрытой в скв. 5 Ширяевской (3943—3967 м), в 20 км юго-западнее скв. 3 Заволжской, и в скв. 1 Воложковской (3858—3867 м), в 40 км юго-западнее скв. 5 Ширяевской и в 16 км северо-восточнее скв. 1 Долгожданой, установлены мелководные артинские аммоноидеи из родов *Eothinites*, *Uraloceras*, *Paragastrioceras*.

часть верхней перми также палеонтологически не охарактеризована. При проведении границы учитывались результаты сопоставления каротажных диаграмм, изменение окраски пород и тому подобные недостаточно надежные признаки. Поэтому не исключено смещение границы нижней и верхней перми в разрезах этих площадей после дополнительных детальных исследований.

Терригенные породы нижней и верхней толщ сакмарско-артинских отложений южной бортовой зоны очень сходны, поэтому характеристика их дается совместно. Им свойственно частое чередование пород, местами напоминающее флишевые образования. Преобладают глинистые породы (до 60—80%), значительно участие песчано-алевролитовых пород (до 20—35%). Породы тонкослоистые, реже косослоистые, иногда массивные. Окраска серая и темно-серая до черной, местами коричневато-серая при преобладании сероцветной. В низах разреза появляются прослойки песчаных известняков.

Глины имеют гидрослюдистый состав с примесью каолинита и хлорита. В породах отмечаются стяжения и мельчайшие зерна сидерита, доломита, ангидрита, иногда галита, которые в песчано-алевролитовых разностях нередко присутствуют в составе цемента (среднее содержание растворимых компонентов составляет 12%). Обычно присутствует неравномерно распределенный обугленный детрит. В глинистых породах, особенно верхней толщи, нередко встречаются прослойки (до 5—10 мм, реже до 0,1—0,2 м) мергелей и карбонатных пород сложного состава (переходы от известняков к доломитам, анкеритам, сидеритам и т. п.), обычно с значительной глинистой примесью.

Песчано-алевролитовые породы кварцево-граувакковые, реже олигомиктово-кварцевые и характеризуются гранат-рутил-пикотит-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов с примесью барита, апатита и турмалина. Нижнепермские породы Астраханской опорной скважины отличаются повышенным содержанием турмалина.

Вторичные изменения терригенных пород, переход глин в аргиллитоподобные глины и аргиллиты, перекристаллизация слюдястых и глинистых минералов как цемента, так и обломочных зерен в войлокоподобную массу, расплывчатость контуров обломочных зерен, образование прожилков кальцита и гипса и т. п. указывают на широкое развитие процессов позднего катагенеза. Это явление также характерно для разновозрастных пород Астрахани (по А. В. Копелиовичу, 1953 г.).

Для средней толщи наиболее характерно чередование ан-

гидритов, глин и известняков (иногда также доломитов, мергелей), местами появляются пачки каменной соли. Ангидриты обладают однообразной характеристикой, практически не отличающейся от данной ранее А. В. Копелиовичем при описании разреза Астрахани. Это темно-серые до черных микрозернистые тонкослоистые породы с тем или иным количеством глинистой примеси и прослойками глинистых и доломитистых пород. Они нередко пльчатые и брекчированы.

Карбонатные породы темно-серые, серые и буровато-серые, изредка светлые. Известняки обычно брекчиевидны, состоят из водорослевых онколитов разнообразной формы, с неравномерно распределенной глинистой и песчано-алевритовой примесью, часто тонкослоистые. Встречаются прослой глинистых доломитов и доломитовых мергелей, реже сидеритов темно-серой окраски, микрозернистых, массивных и косослоистых (за счет слоев глинисто-ангидритового состава).

Терригенные породы ничем не отличаются от описанных в нижней и верхней толщах. Пачки каменной соли (до 20—30 м) еще практически не изучены. Окраска бесцветная до розовой, встречаются прослойки ангидритов, местами заметна примесь глинистого материала.

На северном склоне кряжа Карпинского конглобрекчии, переслаивающиеся с песчаниками (между средней юрой и дислоцированным палеозойским основанием), могут быть условно отнесены к континентальным аналогам сакмарско-артинских прибрежно-морских образований Приастраханского района (Мовшович, 1970 а). В скв. 6 Ново-Георгиевской (1828—2097 м) и 3 Полдневской (1733—2063 м) им свойственны темно-серые и темно-коричневые тона. Песчаники преимущественно темные, коричневатые-серые и темно-серые, характеризуются той же ассоциацией тяжелых минералов, что и сакмарско-артинские породы. И. Г. Сазонова высказывала мнение об их нижнетриасовом возрасте и сопоставляла с «бузулукской» свитой г. Б. Богдо. Однако рассматриваемые породы литологически резко отличаются как от нижнетриасовых пород г. Б. Богдо, так и от нижнетриасовых образований Пионерской и Высоковской площадей, расположенных ближе всего к Новогеоргиевско-Полдневском грабену.

Кунгурский ярус (P_1 kg)

В Северо-Каспийской впадине и смежных частях Русской плиты широко распространены ангидритово-соляные отложения, представленные каменной солью с редкими прослоями

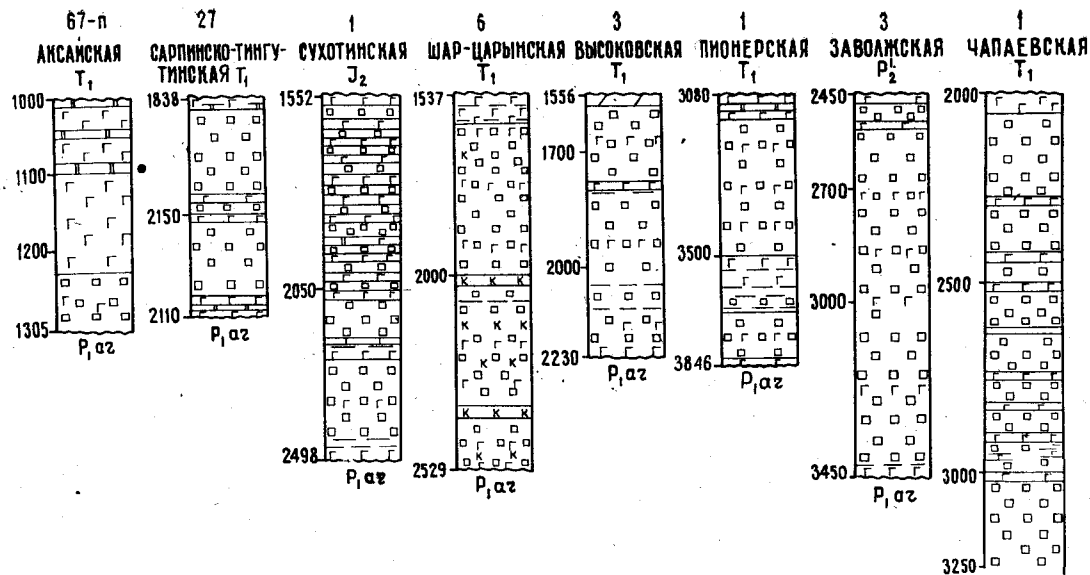


Рис. 6. Разрезы кунгурского яруса (составил Е. В. Мовшович)
Условные обозначения см. на рис. 3

ангидритовых, реже других пород (рис. 6). Их общая мощность достигает на куполах 5—7 км (в западной прибортовой зоне в районе Волгограда мощность кунгура, определенная при бурении скважин, составляет 3,5—4,5 км), уменьшаясь к югу и западу до 700—1000 м (Сарпинско-Тингутинская, Степная, Сухотинская, Шар-Царынская, Пионерская, Заволжская площади). Далее уменьшение мощности происходит быстро, но постепенно. Это выклинивание, несомненно, связано с последующими предверхнепермскими размывами, поэтому границы распространения кунгурского яруса в Нижнем Поволжье эрозионные, за исключением нескольких участков, на которых существенную роль играли также постседиментационные дизъюнктивные нарушения.

Кунгур обнажается только около оз. Баскунчак и пос. Азгир. На остальной территории он залегает довольно глубоко и лишь на отдельных куполах вскрыт на больших глубинах. Перекрыты отложения кунгура преимущественно породами верхней перми и триаса, а на сводах солянокупольных структур на них залегают осадки юры, мела, неогена, реже палеогена.

Большие колебания мощности кунгура обусловлены пластичностью соли, первоначальные значения мощности которой искажены последующими процессами солянокупольной тектоники. Специальные подсчеты, выполненные Г. Е.-А. Айзенштадтом и Э. И. Герштейн (1963) для других районов Северо-Каспийской впадины, показывают, что первоначальные мощности соли изменяются в пределах 1000—3800 м для всей впадины (в центре, по-видимому, не менее 3—5 км). По мнению В. Д. Когана (1973) и С. А. Тхоржевского (1970), колебания мощности соли обусловлены блоковой тектоникой (без пластического течения) и сложной историей геологического развития. Допуская правомерность такой точки зрения, автор не обсуждает ее из-за недостатка фактических данных в настоящее время.

В бортовой зоне Северо-Каспийской впадины, включая ее внутреннюю часть, подошва кунгура вскрыта во многих разрезах. Везде под кунгуром залегают артинские образования, полнота разрезов которых заметно меняется, а в бортовой зоне и более древние отложения. Это обусловлено предкунгурским размывом, который впервые был установлен в Нижнем Поволжье А. В. Урусовым и др. (1962, 1965 б).

Однако во внутренней части впадины такой размыв может отсутствовать. Здесь, как и в других районах центральной час-

ти впадины, стратиграфическое положение подошвы соленосной толщи неясно. Одни считают, что подошва соли повсеместно приурочена к кровле артинских образований (Айзенштадт и др., 1960, 1963, 1964; Калинин, 1963; Соколов и др., 1965). Другие допускают разновозрастность подстилающих отложений (Авров и др., 1965) или самой соли (Лапкин, 1961 а, 1965; Наливкин, Форш, 1962, 1964; Страхов, 1962), возможно, частично являющейся артинской.

В. Л. Соколов и А. А. Шаля (1969), В. С. Журавлев (1972), С. М. Кореневский (1970) и Н. Н. Форш (1973) считают, что верхняя часть пермской соленосной толщи включает верхнепермские образования (уфимско-казанские), однако для такого предположения очень мало оснований. Маловероятно и мнение И. Ю. Лапкина (1961 а, 1964), что кунгурские отложения Приволжской моноклинали следует относить к артинскому ярусу.

На Русской плите кунгурские отложения содержат бедную фауну, позволяющую разделить их на филипповский и иреньский горизонты. На рассматриваемой территории в них нет никаких фаунистических остатков и выделены они в качестве кунгура, как и в других районах Прикаспия, на основании литологического сходства и положения в разрезе по сравнению с теми районами восточной окраины Северо-Каспийской синеклизы, в которых возраст галогенной толщи обоснован палеонтологически (Замаренов, 1970; Айзенштадт и др., 1958; Соколова и др., 1961).

В Нижнем Поволжье кунгурский возраст соленосной толщи нижней перми подтвержден исследованиями В. П. Синегуб (1970), установившей спорово-пыльцевые комплексы, характерные для кунгурского яруса Приуралья и Прикаспия (Абрамова, Марченко, 1964; Ефремова, 1963, 1967), в скв. 432 Светлоярской - (840—1343 м), скв. 460 Чапурниковской (1143—1198 м), скв. 67 Аксайской (1097—1100 м), скв. 4 Ушаковской (1960—2356 м) и скв. 6 Халганской (1217—1220 м). Подобный комплекс был установлен также И. Н. Соколовой в скв. 239 (854—885 м).

Для кунгурского спорово-пыльцевого комплекса характерно резкое преобладание пыльцы голосеменных (95—97%), где ведущую роль играют хвойные с гладкой экзиной типа современных подокарпусовых и пинацей (до 67% в нижней части и до 5% в верхней) и двухмешковые формы с ребристым телом (до 7% в нижней части и до 60% в верхней). Присутствуют также виттатины, кордаиты, гинкговые и др.

В связи с тем, что большая часть разреза кунгура в Северо-Каспийской впадине не вскрыта, а известная часть разреза палеонтологически почти не охарактеризована, подразделение кунгурского яруса на стратиграфические горизонты автором не производится. Литологически кунгур подразделен на базальную терригенно-ангидритовую, ангидритово-соляную и покровную терригенно-ангидритовую пачки.

Базальная терригенно-ангидритовая пачка сложена ангидритами с подчиненными прослоями соленосных и глинистых пород, изредка карбонатных (скв. 3 Заволжская, 3428—3458 м; скв. 1 Сухотинская, 2440—2498 м и др.). В западной бортовой зоне впадины участие карбонатных пород в строении пачки обычно. Видимо, аналогом ее является нижняя сульфатно-терригенная пачка кунгура Актюбинского Приуралья (Замаренов, 1970). Подобная пачка выделена Г. Е. — А. Айзенштадтом и И. А. Пинчук (1961), Г. Е. — А. Айзенштадтом и др. (1971) в скв. 5-оп Тугарчанской (2504—2584 м) и скв. СГ-2 Бийжальской (4510—4880 м).

Ангидритово-соляная пачка сложена галитом (70—90%), местами с примесью глинистого материала (0—20%) и ангидрита (0—5%). Последний образует также маломощные прослой. Встречаются, кроме того, прослой сложного ангидритово-карбонатного, терригенного и известняково-гипсового состава. Вследствие большой мощности в большинстве разрезов изучена только верхняя часть (до 1000—1500 м) ангидритово-соляной пачки. При детальном промыслово-геофизическом исследовании, большой густоте скважин, значительном подъеме керна и тщательном его изучении удастся детальное расчленение ангидритово-соляной пачки и корреляция отдельных ее пластов или их групп (Ермаков и др., 1968; Ермаков, Исаев, 1969; Ермаков, 1971; Виноградова, Ощепков, 1969; Корневский и др., 1964; Свидзинский, 1971; Тихвинский, Близеи, 1972; Шафи, 1972).

Предложенная И. Н. Тихвинским (1973) параллелизация горизонтов и пачек стратотипа кунгура с неполными разрезами кунгура центральных районов Северо-Каспийской впадины (Индер, Челкар, Эльтон) представляет интерес. Однако она требует дополнительного обоснования, так как основана исключительно на литолого-каротажной корреляции разрезов скважин от Пермского Прикамья к внешней части Северной бортовой зоны впадины и далее к ее центру, без палеонтологического анализа конкретных разрезов. По-видимому, после появления в будущем данных о полных разрезах кунгура в

центре Северо-Каспийской впадины и сама литолого-каротажная корреляция может существенно измениться.

В. А. Ермаковым (1974) выполнена корреляция разрезов Приволжской моноклинали и детально разбуренной северо-западной части Светлоярского соляного массива. По его мнению, для всех мелких циклов полного разреза кунгура Приволжской моноклинали можно найти аналоги в верхней части разреза кунгура Северо-Каспийской впадины. Если эта корреляция верна, а оснований для сомнений в ее правильности пока не имеется, то большей нижней части кунгура, присутствующей в центральных районах Северо-Каспийской впадины, на Приволжской моноклинали, по-видимому, соответствует перерыв осадконакопления.

Кроме того, приведенные данные не оставляют сомнений в том, что в Калмыцко-Астраханском Прикаспии, где для таких детальных исследований нет материалов, строение ангидритово-соляной пачки значительно сложнее, чем оно представляется сейчас на основании обычного комплекса каротажа.

В отдельных скважинах западной части Северо-Каспийской синеклизы были встречены гнезда и прослои калийных и магниевых солей — сильвина, карналлита, полигалита, бишофита, реже кизерита, эпсомита и тенардита. Немногочисленные данные о присутствии этих солей позволили выделить на севере рассматриваемой части солянокупольной области сильвино-карналлитогалититовый фациальный комплекс, в центральной части — сильвиногалититовый, на западе — полигалитогалититовый и южнее — соляной, нерасчлененный из-за отсутствия данных (Кореневский и др., 1964). На востоке в районе Азгира развит тенардитогалититовый комплекс, к которому также приурочены прослои, обогащенные пирокластическим материалом (Лобанова, 1959). В связи с малым количеством фактических данных эти комплексы установлены чрезвычайно условно. Имеющиеся данные о солевом составе кунгурских отложений Калмыцко-Астраханского Прикаспия (часть из них см. в табл. 5) позволяют предполагать, что на западе будет распространен бишофито-полигалитогалититовый, а на востоке тенардито-полигалитогалититовый комплекс.

Покровная терригенно-сульфатная пачка, как и в других районах Прикаспия и Приволжской моноклинали, состоит из ангидритов, иногда из гипсов, с подчиненными прослоями соли (в нижней части), доломитов, известняков, мергелей, глины

Минералогический состав солей нижней перми Калмыцко-Астраханского
(составила К. И. Спасибухова)

№№ скважин, название площади, глубина, м	Название пород	Солевой					
		CaSO ₄	MgSO ₄	K ₂ SO ₄	Na ₂ SO ₄	MgCl ₂	KCl
Скв. 6 Шар-Царын- ская 1670—1680	соль ка- менная	3,1					
Скв. 3 Шар-Царын- ская, 2330, 2—2335,2	соль ка- менная	2,82				0,12	0,15
Скв. 1 Чапаевская 2079,0—2080,7	соль ка- менная	4,35	1,77	1,90			
Скв. 1 Чапаевская 2085—2088	соль ка- менная	3,70	0,13				
Скв. 1 Чапаевская 2088—2097	соль ка- менная	3,56	0,11				
Скв. 244 параметр. 786—796	соль ка- менная	5,97				следы	
Скв. 244 параметр. 813—825	соль ка- менная	3,94			0,04		
Скв. 2 Халганская 1925—1930	соль ка- менная	2,86					
Скв. 10 Халганская 1433—1437	соль ка- менная	1,55	следы	следы			
Скв. 4 Колодезная 1671—1675	соль ка- менная		следы	следы			
Скв. 90 Отрадн. 986—997	соль ка- менная	0,56				0,16	
Скв. 1 Красноярск. 1373—1380	соль ка- менная	4,36					
Скв. 1 Красноярск. 1386—1393	соль ка- менная	5,2			0,07		
Скв. 1 Красноярск. 1492—1494	соль ка- менная	1,65			1,71		
Скв. 7 Пионерская 1084—1089	соль ка- менная	4,4					
Скв. 7 Азау 1102,05—1109,85	соль ка- менная	1,53			1,53		
Скв. 6 Заволжская 891—898	соль ка- менная	0,35				0,15	

Примечание: CaCl₂ входит в состав рапы, содержащейся в

Прикаспия по данным химического анализа штуфных проб

состав		Минеральный состав								
NaCl	CaCl ₂	карналит	эпсонит	бишофит	тенардит	полигалит	тахигидрит	галит	ангидрит	нерастворимый остаток
88,88								89,0	3,1	6,6
88,06		0,3						88,0	2,8	2,8
87,11				следы		6,6		87,0	1,0	2,0
92,94			0,1			следы		93,0	3,7	3,2
92,90			0,1			следы		93,0	3,6	3,3
67,12				следы				67,0	6,0	26,5
91,18					0,4			91,0	4,0	3,7
92,97								93,0	2,9	2,5
93,53						следы		93,0	1,5	5,1
95,86						следы		96,0	2,0	1,9
84,79	3,97						<0,5	85,0	0,6	8,6
87,07	3,54							87,0	4,4	3,63
77,97					0,1			78,0	5,2	17,11
91,81					1,7			92,0	1,6	5,2
89,4								89,0	4,4	5,4
94,96					1,5			95,0	1,5	2,4
91,28	2,02						<0,5	91,0	0,4	7,1

каменной соли

и песчаников (в верхней части). Нередко она сложена одними ангидритами. Мощность карбонатных и терригенных прослоев не превышает нескольких процентов от мощности всей пачки. Несмотря на почти постоянное положение в разрезе кунгура, значительные вариации мощности (от 0—30 м до 50—170 м) и состава не дают основания считать рассматриваемую пачку первичной, образовавшейся на заключительном этапе формирования кунгурских отложений, как отмечал ранее В. П. Батулин (1947), возражавший против отнесения ее к «кепроку». Автор ранее поддерживал такое представление (Мовшович, 1970а). Однако теперь ясно, что вторичные процессы, зависящие от близости к поверхности и от гидрогеологических условий, сыграли главную роль в формировании этой пачки. На глубине, вблизи кровли кунгура, иногда образуются своеобразные вторичные брекчии (скв. 2 Красноярская, скв. 2, 3, 4, 5 Халганские), в составе которых обнаруживаются обломки триасовых и юрских пород.

На Приволжской моноклинали покровная пачка, мощность которой варьирует от 10—50 м до 100—170 м, была детально охарактеризована А. В. Урусовым и др. (1962, 1965 б). Недавно Я. Ш. Шафино (1972) отнес ее к уфимскому ярусу, основываясь на резкости нижней границы покровной пачки, ее трансгрессивном залегании на разных горизонтах ангидритово-соляной пачки и постепенном переходе в вышележащие «уфимские» красноцветы (их возраст будет рассмотрен ниже). Как показали исследования В. А. Ермакова (1974), подтверждаемые наблюдениями автора в отдельных разрезах, терригенные красноцветы повсеместно залегают резко несогласно на покровной пачке, обычно в той или иной мере затронутой карстообразованием. Возникшие в связи с этим карманообразные полости разных размеров заполнены красноцветным материалом с обломками и гнездами сульфатов, создающими впечатление о постепенном переходе. Имеющиеся данные не оставляют сомнений в том, что исходный материал покровной пачки — кунгурский, но он преобразован и перераспределен при вторичных процессах, а вышележащие красноцветы образовались значительно позже. В межмассивных депрессиях, возможно, почти вся соль выжата в соседние купола и массивы, а мощность кунгура незначительна (Кричевский, 1963, и др.). Так, в западном прибортовом прогибе к северо-востоку от Волгограда скв. 276 Ново-Никольская (4020—4228 м) вскрыта, судя по каротажу и описаниям керна, выполненным Н. В. Григорьевым и О. Б. Кетат, толща (208 м)

переслаивающихся сероцветных доломитов, ангидритов и красноцветных мергелей, с пачкой (32 м) розовой каменной соли в основании и пластом ангидрита (15 м) в кровле. По-видимому, эта толща относится к кунгуру, осложненному вторичными процессами, обусловившими резкое уменьшение количества соли в разрезе и замещение ее красноцветными мергелями. Несомненно, в Северо-Каспийской впадине имеются и другие такие депрессии, но они еще не изучены.

В западной и южной бортовых частях Северо-Каспийской впадины, где мощность кунгурских отложений менее 1 км, содержание прослоев и пачек ангидритов достигает 40—50% (скв. 1 Пионерская, скв. 1 Сухотинская, скв. 67 Аксайская и др.), на юге местами значительную роль играют прослои темно-серых алевритово-глинистых пород (Высоковская, Каракульская, Сухотинская площади). Здесь не удается выделить упоминавшиеся три пачки, так как низам разреза отвечает перерыв. Кунгурский возраст подтверждается определением Н. Н. Маркиной, Г. С. Дедович, Г. И. Беловой характерных спорово-пыльцевых комплексов из скв. 1 и 2 Высоковских (соответственно 1448—1838 м и 1906—1923 м), 4 Каракульской (2214—2217 м).

Известно мнение о близком стратиграфическом положении всех соленосных формаций перми Европы (Коган, 1971, 1973), основанное на тектонических, палеогеографических и прочих соображениях. При этом палеонтологическому обоснованию уделено незначительное внимание (только ссылка на некоторые мнения). Сопоставление соленосных образований Северо-Каспийской плиты и ее обрамления с кунгуром Предуральского прогиба не вызывает сомнения (Тихвинский, Близеев, 1972; Тихвинский, 1973, и др.), но положение кунгурского яруса в международной стратиграфической шкале недостаточно ясно (Бархатова, 1970; Люткевич, 1962; Степанов, 1967, 1973; Устрицкий, 1971; Тихвинская и др., 1967). Установленные автором и Х. Коцуром конодонты в шуртанской свите Пермского Приуралья (у ст. Камай) указывают на то, что пограничные артинско-кунгурские слои стратотипической области не древнее ленэрда Сев. Америки и свальбарда Шпицбергена.

Сравнительный палеонтологический анализ цехштейна и кунгура еще не завершен, а данные изучения разных групп фауны дают противоречивые результаты (П. И. Сувейздис и др., 1971—72 гг.). По мнению Х. Коцура (1973 б), определения конодонтов из цехштейнового известняка позволяют параллелизовать его с кровлей кэптэна Сев. Америки. Если учесть,

что остатки аммоноидей из нижнеказанских отложений позволяют условно сопоставить их с вордом (Куликов и др., 1973), а находки конодонтов, обнаруженных автором совместно с Х. Коцуром в нижнеказанских образованиях Вологды, низовьев р. Печи и других разрезов, — с кэптэном, то тогда цехштейн отвечает верхнеказанскому подъярису или более молодым породам перми. Об этом же свидетельствует присутствие спорово-пыльцевых комплексов, близких к цехштейновым в терригенных отложениях, залегающих с размывом на кунгурских образованиях, содержащих иные спорово-пыльцевые комплексы.

ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ (P₂)

На юге Восточно-Европейской платформы верхняя пермь достоверно установлена лишь на Северо-Каспийской плите и в ее обрамлении (Гусев и др., 1968; Лапкин, Мовшович, 1973; Люткевич и др., 1972; Мовшович, 1970 а, 1973; Степанов и др., 1966; Урусов и др., 1962, 1965 б). Несмотря на это, самой сложной проблемой верхней перми остается ее выявление, расчленение и корреляция разрезов. Отсутствие находок каких-либо органических остатков, кроме редких спорово-пыльцевых комплексов, низкий вынос керна, значительные глубины залегания обусловили такое положение. Поэтому пока удастся условно выделить нижний подотдел верхней перми, а местами — казанский ярус. По-видимому, в глубоких межмассивных депрессиях, а также на отдельных участках южной бортовой зоны Северо-Каспийской впадины могут быть обнаружены татарские отложения, однако пока достоверных данных об их присутствии не имеется.

На Приволжской моноклинали вдоль западной периферии Северо-Каспийской плиты А. В. Урусов и др. (1962, 1965 б) условно выделили в уфимский ярус красноцветные мергели и глины с прослоями алевролитов и песчаников (все породы содержат обломки, гнезда, линзы и прожилки ангидрита и гипса) мощностью 40—60 м. Они залегают между кунгурскими и казанскими ярусами и палеонтологически не охарактеризованы. Заслуживает внимания мнение В. А. Ермакова (1971, 1974) о том, что это триасовые отложения, приуроченные к древним карстовым воронкам. Других данных о возможных аналогах уфимского яруса в Нижнем Поволжье не имеется, хотя не исключено, что нижняя часть нижнего подотдела верхней перми соответствует уфимскому ярусу (P_{2uf}).

На западной окраине Северо-Каспийской впадины — в центральной и северной частях Приволжской моноклинали до широты Волгограда — выявлены глинисто-карбонатные отложения казанского яруса (P_2kz) с остатками брахиопод, пелеципод, фораминифер и остракод, определенных М. В. Куликовым и О. Б. Кетат (Урусов и др., 1962, 1965 б), а также со спорово-пыльцевыми комплексами (Синегуб, 1970). Западный и юго-западный контуры распространения этих образований являются границами древних размывов.

По мнению В. А. Ермакова (1971, 1974), не лишённому оснований, казанские сероцветные глинисто-карбонатные отложения сейчас не образуют единого пластообразного тела, а приурочены к древним карстовым воронкам в хемогенной толще нижней перми. В известной мере такое представление подтверждается существенными отличиями литологического состава нижеказанских образований в разных разрезах, а также косвенными данными об изменении состава подземных вод в них и схемами корреляции каротажных диаграмм.

Повсеместно на Приволжской моноклинали нижнепермские и казанские образования с размывом перекрыты единой красноцветной толщей. Маломощная нижняя часть ее многими условно относится к татарскому ярусу. Такая датировка основывалась на определениях остракод (Урусов и др., 1962, 1965 б), которые при переопределении оказались либо триасовыми, либо формами широкого распространения в ассоциации с характерными триасовыми видами. Поэтому выделение татарского яруса по крайней мере на юге и в центре Приволжской моноклинали производится без какого-либо палеонтологического обоснования, главным образом на основе положения в разрезе и минералого-литологических сопоставлений. Представляется более верным относить всю эту красноцветную толщу к триасу, остракоды и харофиты которого обнаружены в ее средней и верхней частях (Люткевич и др., 1972; Лапкин, Мовшович, 1973).

Аналогичная красноцветная толща широко распространена на севере Ростовской и юге Волгоградской областей, где она с размывом залегает на разных горизонтах карбона и нижней перми. Находки триасовых остракод и харофитов позволили автору установить триасовый возраст вмещающих отложений сначала на западе территории (Мовшович, 1964, 1967, 1970 а, б), а затем и на востоке (Люткевич и др., 1972; Лозовский и др., 1973). Эта толща выделена автором в березовскую свиту (Лозовский и др., 1973).

В западной бортовой зоне Северо-Каспийской впадины характер казанских образований и их соотношения с выше- и нижележащими отложениями остается тот же, что и на Приволжской моноклинали. Так, скважина 276 Ново-Никольская, расположенная в 10 км к востоку от бортового уступа, вскрыла под терригенными красноцветами, отнесенными автором к нижнему триасу, пачку доломитов (23 м). Последние содержат, по определению О. Б. Кетат, нижнеказанские фораминиферы *Ammodiscus kamae* К. М.-Macl. *Palaeonubecularia fluxa* Reitl., *Nodosaria hexagona* Tscherd., *N. fareimeniformis* К. М.-Macl., *Geinitzina spandeli* Tscherd.

В скв. 279 Ново-Никольской, пробуренной в 7 км юго-восточнее скв. 276 в своде купола, разрез принципиально иной. Здесь под средней юрой (или маломощными слоями триаса) на глубине 900 м залегает соленосная толща кунгура. Вообще во всех случаях указания о широком распространении на сводах куполов верхнепермских образований оказались ошибочными. Исследования в районе оз. Эльтон показали, что «уфимские» и «казанские» отложения, залегающие в скв. 1-оп Эльтонской на нижнепермских породах склона соляного массива, содержат остатки триасовых остракод и харофитов (Старичкова, Лацкова, 1969; Старичкова, Ткач, 1969; Липатова, Старожилова, 1968 а).

На своде Эльтонского соляного массива в последнее время многочисленными поисковыми скважинами были вскрыты пестроцветные глинисто-карбонатные породы, также содержащие остатки триасовых остракод, харофитов, пелеципод, гастропод, рыб и миоспор. В связи с этим вызывает сомнение присутствие казанских отложений на поднятиях Азгир, М. Богдо, Худай-Берген, где они выделялись И. Б. Ауэрбахом (1871), Н. П. Барбот-де-Марни (1874), А. А. Богдановым (1934), С. С. Коробовым (1959) по очень скудным данным.

Все же не исключается сохранение между отложениями триаса и нижней перми небольших останцов карбонатных пород с казанской фауной. Последняя, например, была найдена Я. С. Эвентовым (1956) в одной из скважин у оз. Эльтон. В 1971 г. Ю. И. Подгорным и автором был установлен такой останец на возвышенности Джаман-Тау у южного побережья оз. Индер. Здесь среди поля песчаников юры встречено несколько выходов белых органогенных известняков в меридиональной полосе 3—5×40—50 м. Судя по тому, что рядом расположены выходы характерных серых слоистых ангидритов кепрока соляного купола, мощность известняков не превышает

1—5 м. В этом небольшом обнажении, считавшемся единственным пунктом в Северо-Каспийской впадине, где установлена среднетриасовая фауна пелеципод (Мокринский, 1938; Кипарисова, 1947; Соколова, 1958), были найдены остатки казанских брахиопод, пелеципод, фораминифер и мшанок.

Среди брахиопод М. В. Куликовым, а затем М. Г. Солодухо и П. И. Сувейздисом (первоначально мнение о верхнепермском облике брахиопод высказал А. С. Дагис) были определены *Beecheria netschajewi* Grig. и *Gleiothyridina roysiana* (Keys.). При просмотре пелеципод этими исследователями совместно с Л. Д. Кипарисовой было установлено, что несмотря на сходство некоторых форм с ранее изученной Л. Д. Кипарисовой коллекцией пелеципод* из этого обнажения, среди них присутствует казанская *Netschajewia* cf. *alata* (Netsch.).

Среди фораминифер Т. А. Сипко определила *Palaeonubecularia* sp., *P. uniserialis* Reitl., *P. fluxa* Reitl., *Geinitzina pusilla* Grozd. (in litt.), *G. spandeli* Tscherd., *Nodosaria* sp. Этот комплекс, по ее мнению, наиболее близок к комплексу нижнеказанских отложений Саратовского Поволжья. К. В. Миклухо-Маклай, любезно просмотревшая эти и дополнительные шлифы, подчеркнула присутствие *Geinitzina spandeli* Tscherd., *G. cf. postcarbonica* Spand. G. sp. (есть формы, напоминающие нижнепермские — *G. longa* Sul., *G. multicamerata* Lip.), *Nodosaria* sp., *Palaeonubecularia* (?) sp., *Orthovertella* sp. и др. По ее мнению, можно предполагать, что возраст вмещающей породы — пермский, возможно, верхнепермский.

По заключению И. П. Морозовой, все обрастающие и ветвящиеся колонии мшанок, местами нацело слагающие известняк, принадлежат к одному угнетенному виду *Dyscritella incrustata* Mor., известному из верхнеказанских отложений Татарской и Марийской АССР. Таким образом, весь комплекс остатков фауны позволяет считать возраст рассматриваемого останца известняков казанским.

Приведенные данные в совокупности с имеющимися сведениями о широком распространении казанских морских пород в Саратовском Поволжье (Лацкова, 1967) и в Оренбургской части северной бортовой зоны впадины (Журавлев и др., 1972); позволяют считать, что в центральной, западной и

* Эти пелециподы были отнесены Л. Д. Кипарисовой (1947) к среднетриасовому (с элементами верхнего триаса) комплексу. К сожалению, коллекция не сохранилась, что лишает возможности произвести ревизию, которая, по сообщению Л. Д. Кипарисовой, необходима.

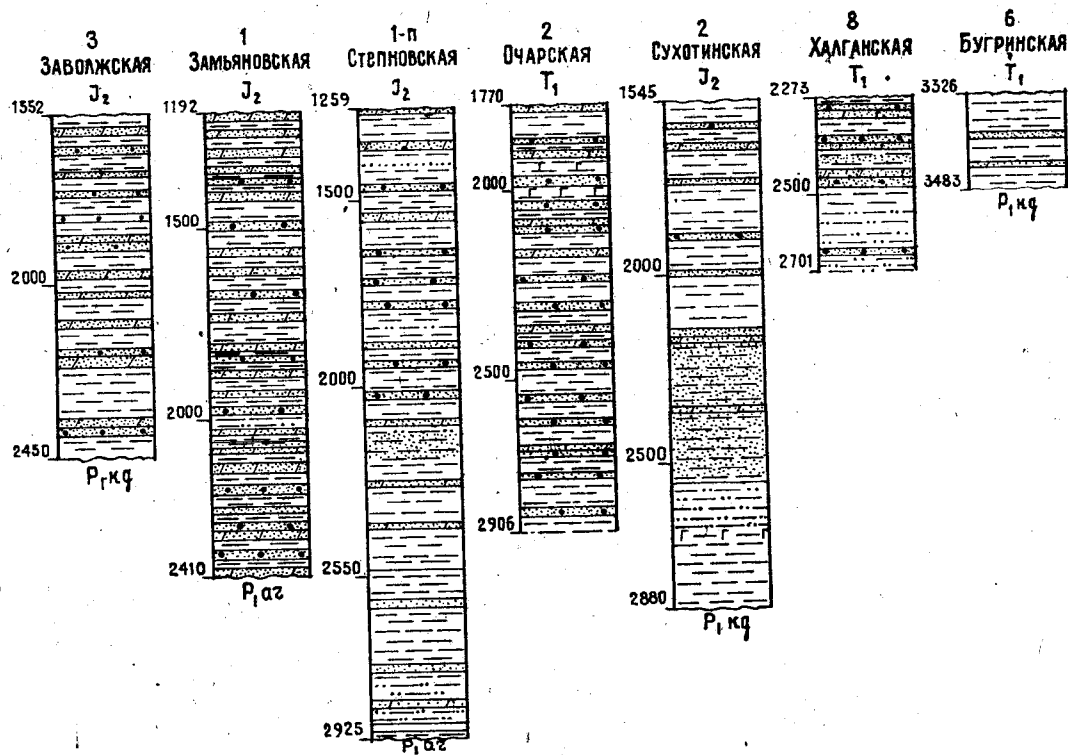


Рис. 7. Разрезы нижнего подотдела верхней перми (составил Е. В. Мовшович)
Условные обозначения см. на рис. 3

северной частях Северо-Каспийской впадины были распространены морские карбонатные отложения казанского яруса.

Вдоль южной окраины Северо-Каспийской впадины в последние годы установлена полоса выходов песчано-алевролитово-глинистой толщи верхней перми (рис. 7). Эти терригенные отложения (мощностью до 1400—1700 м и, возможно, более) трансгрессивно залегают либо на соленосных породах кунгура (скв. 3 Заволжская, 1181—2450 м; скв. 6 Бугринская, 3326—3483 м), либо на терригенных образованиях артинского (?) возраста (скв. 1 Степновская, 1259—2925 м). В последнем случае нижняя граница верхней перми определяется с большим трудом и достаточно условна. Южный контур их распространения является границей древнего размыва. Помимо южной бортовой полосы, песчано-алевролитово-глинистые образования верхней перми установлены на склонах Халганского, Колодезного куполов и условно в своде Бугринского криптодиапира. Верхняя пермь с размывом перекрыта породами средней юры или нижнего триаса. Рассматриваемые отложения обладают преимущественно сероцветной окраской, хотя коричневатый и буроватый оттенки, часто еле заметные, являются обычными. Состав их очень однообразен — глины с маломощными прослоями алевролитов и песчаников.

Глины темно-серые и серые, часто с коричневатым оттенком (от неуловимо слабого до заметного), прослоями, особенно в низу разреза, аргиллитоподобные, с включениями обугленного детрита, известковистые (реже известковистые), но с примесью (до 60% всех растворимых компонентов) железистых и магниезальных карбонатов (среднее содержание растворимых компонентов 10%). Глины прослоями близки к мергелю доломитовому и глинистому доломиту. По составу глинистые минералы гидрослюдистые с примесью каолинита и хлорита. Текстура массивная и неяснослоистая. Встречаются мельчайшие обломки и гнезда ангидрита, иногда кальцита.

Алевролиты и мелкозернистые песчаники — серые и темно-серые, местами буровато-серые и темно-коричневые, граувакково-кварцевые и граувакковые, кальцитово-сидеритово-глинистые, участками ангидритово-глинистые (цемент базального, порового и пленочного типов), массивные, параллельно- и линзовиднослоистые, с обугленным растительным детритом. Им свойственна гранат-пикотит-цирконовая ассоциация тяжелых минералов с примесью рутила и апатита. Из аутигенных характерны барит и часть анатаз-брукита.

Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы были уста-

новлены в рассматриваемых отложениях в разрезах скв. 1-п Заволжской (1867—2719 м), скв. 3-п Заволжской (1751—2350 м), скв. 8 Халганской (2850—2606 м), скв. 3 Колодезной (2146—2149 м), скв. 1 и 4 Замьяновских (соответственно 1211—1559 м и 1578—1582 м), скв. 1-п Степновской (1256—1846 м) в результате исследований И. Н. Соколовой, Г. Д. Ефремовой (1970), В. П. Синегуб и др. Этот комплекс сопоставим с таковым цехштейна Зап. Европы* на основании присутствия небольшого количества характерных форм (Ефремова, 1970) и с нерасчлененным комплексом уфимских и казанских отложений Примуроджарья, судя по данным Г. Д. Ефремовой (1970). Характерными чертами комплекса является незначительное присутствие спор, большое количество тасманитоподобных водорослей и преобладание среди пыльцы *Striatiti Pant.* (23—43%), *Vittatina Lub.* (27—37%) и иногда *Disaccites Cookson* (16—35%). Таким образом, возраст рассматриваемых образований пока трудно датировать точнее, чем нижний подотдел верхней перми.

Несколько условно отнесены к нижнему подотделу верхней перми литологически сходные породы Батырмалинского блока, вскрытые под нижним триасом или под юрой скв. 1 и 3 Шар-Царынскими (соответственно 2292—3002 м и 1660—2312 м), скв. 4-п Батыр-Малинской (1901—3270 м).

В скв. 4-п Батыр-Малинской (2889—2898 м) были обнаружены единичные раковины дарвинул широкого стратиграфического распространения, среди которых одна новая форма, по мнению Н. Н. Старожиловой, свойственна лишь верхнетатарским отложениям. Учитывая, что распространение нового вида изучено еще недостаточно, представляется преждевременным относить этот разрез к татарскому ярусу на основании этих данных.

От охарактеризованных выше разрезов верхнепермские отложения Батырмалинского блока отличаются тем, что чаще встречаются более красноватые и коричневатые прослои среди темно-серых и темных коричневато-серых пород, а также редкими мелкими гнездами (до 5 мм) красноватой каменной соли и ангидрита, по-видимому, эпигенетического характера.

Ближе всего охарактеризованная толща стоит к разрезу скв. 22-п Джамбайской, расположенной в 190 км к юго-западу

* Несмотря на то, что цехштейн — верхи перми, его спорово-пыльцевой комплекс установлен Х. Висшером (1973) и в более древних слоях верхов саксона Зап. Европы, поэтому такой комплекс может присутствовать и в низах верхней перми.

от Гурьева, на восток-юго-восточном продолжении вышеупомянутой полосы верхней перми. В этой скважине вскрыта в интервале 2532—2830 м толща глин с прослоями алевролитов, а в нижней части также с прослоями песчаников и мергелей, единичных глинистых известняков (забой скважины в этой толще). Окраска пород варьирует от темно-серой и серой до темно-коричневой.

В темно-серых глинах, мергелях и известняках (интервал 2560—2722 м) Е. И. Соколовой (1969) были собраны определенные М. В. Куликовым брахиоподы *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.) и пелециподы *Bakevellia* (*Bakevellia*) *ceratophaga* (Schloth.), *B. (B.) bicarinata* King., *Parallelodon cf. striatus* (Schloth.), *P. kingi* Vern., *Edmondia elongata* Howse, *E. komiensis* (Masl.), *E.?* sp. и *Schizodus* sp., несомненно свидетельствующие о казанском возрасте вмещающих пород.

Более противоречивый характер носит комплекс харофитов, изученный отсюда (интервал 2700—2759 м) Л. Я. Сайдаковским. Первоначально им были установлены *Stomochara lubrica* Said в комплексе с безусловно триасовыми формами. Позже он пересмотрел этот комплекс и сделал вывод о его пермском характере (1971б). Однако дополнительные исследования Ф. Ю. Киселевским (личное сообщение) образцов из интервала 2640—2759 м, подтвердив присутствие здесь таких пермских форм, как *Stomochara* sp., *Stm. diserta* Said., *Stm. lubrica* Said., *Stm. crispa* Said., показали, что в ассоциации с ними, особенно в интервале 2640—2642 м, находятся триасовые формы. По мнению Ф. Ю. Киселевского, этот комплекс, несмотря на присутствие пермских форм, гораздо ближе к нижнетриасовому комплексу и резко отличен от харофитов из казанских и татарских отложений Русской плиты, предварительно изученных им. Причина противоречивости результатов исследования харофитов пока не ясна.

Все эти данные в сочетании с давно известными сведениями о развитии морских преимущественно терригенных сероцветных и красноцветных отложений (с прослоями известняков и ангидритов) в Актюбинском Приуралье (Гусев и др., 1968; Замаренов и др., 1972; Степанов и др., 1966) позволяют сделать вывод о широком распространении в пределах Северо-Каспийской впадины морских (по-видимому, солоноватоводных до нормальноморских, а на востоке временами слабо осолоненных) образований казанского возраста и высказать сомнение в достоверности предположений В. С. Журавлева и др. (1972) о широком развитии в западной части Северо-Кас-

пийской впадины верхнепермских соленосных пород. Поэтому представляется сомнительным казанский возраст и красноцветной песчано-глинистой толщи в разрезе скв. СГ-1 Аралсорской (6045—6630 м), установленный по редким находкам морских остракод в карбонатных зернах шлама (Богачева и др., 1972). Возможно, здесь найдены переотложенные обломки казанских известняков, интенсивно размывавшихся в конце поздней перми — раннем триасе, поскольку в керне прослой известняков отсутствуют (их нет и по каротажу).

Еще менее ясен вопрос о присутствии татарских отложений. Достоверных данных об их развитии не имеется. Не исключено, что нижняя часть шаджинской свиты нижнего триаса в отдельных депрессиях может относиться к татарскому ярусу. Однако на сводах соляных куполов и массивов, кроме глубоководно погруженных, верхнепермские образования повсеместно смыты. Вполне вероятно, что в крупных междупольных мульдах и депрессиях присутствуют татарские отложения, какие, должно быть, встречены в нижней части разреза скв. СГ-1 Аралсорской (5875—6782 м). В Нижнем Поволжье они еще не вскрыты глубокими скважинами. Кроме того, нельзя полностью исключить возможность присутствия в составе «нижнего подотдела верхней перми» аналогов татарского яруса, что выяснится лишь после более детальных палинологических исследований.

Заканчивая рассмотрение верхнепермских отложений, следует отметить невозможность объективной детальной корреляции их с разрезами Актюбинского и Оренбургского Приуралья — ближайшими областями развития хорошо изученной верхней перми. Зональность разрезов верхней перми выяснена значительно хуже, чем зональность нижнепермских образований. В настоящее время можно наметить южную зону — с большими мощностями терригенных пород, она совпадает с южной бортовой зоной Северо-Каспийской впадины (Батырмалинско-Заволжская зона). Внутренние районы и западная окраина впадины, видимо, относятся к другой зоне, где мощности значительно меньше и в составе верхней перми местами установлены маломощные карбонатные породы с казанской фауной.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В Нижнем Поволжье, как и во всем Северном Прикаспии, широко распространены триасовые образования (рис. 1,8), перекрытые мощными отложениями мезо-кайнозоя. Вскрытая

мощность триаса превышает 3420 м (Садовая межмассивная депрессия), что значительно больше максимальной мощности триаса в центральной части Северо-Каспийской впадины (2843 м по данным М. И. Богачевой и др., 1972, а по мнению автора — 3226 м). Несмотря на широкое распространение и большие мощности, обнажения триаса известны лишь у оз. Баскунчак (г. Б. Богдо, поднятие Куба—Тау и др.), на Донской Луке и в нескольких пунктах Зап. Казахстана (оз. Индер, поднятия М. Богдо, Бес-Чохо, Худай-Берген, Черная Речка и др.). Триас полностью или частично отсутствует лишь на сводах куполов и массивов, причем наименее распространены самые молодые и самые древние образования.

Прежде чем рассматривать характер границы перми и триаса в Нижнем Поволжье, следует отметить, что и в полных морских разрезах, послуживших основой для разработки общей стратиграфической шкалы триаса, положение границы перми и триаса, как показали недавно Д. Л. Степанов (1972), В. Г. Очев (1973) и Х. Коцур (1972а, 1973b, 1974с), трактуется неоднозначно. Представление К. Чжао (1965), Э. Тозера (1969), К. О. Ростовцева и Н. Р. Азаряна (1971) о необходимости проведения границы перми и триаса в Джульфинском разрезе (Закавказье) между паратиролитовыми и кларайевыми слоями стало теперь общепринятым. Изучение Ю. Бандо (1973) аммоноидей из Иранской Джульфы (Кух—Али—Баши) показало присутствие в верхах джульфинского яруса (слои с *Vedioceras*) *Julfoceras*—непосредственного предшественника отоцерасов. Одновременно Х. Коцур установил, что в основании кларайевых слоев присутствуют те же конодонты, что и в основании офицерасовой зоны, перекрывающей в полных морских разрезах собственно отоцерасовую зону. Поэтому дорашамский ярус может отвечать отоцерасовой зоне, содержащей одинаковых с ним конодонтов.

В таком случае, по-видимому, предположения о перерыве между паратиролитовыми и кларайевыми слоями Закавказья малообоснованы, а граница между ними может коррелироваться с границей зон *Orhiceras commune* и *Otoceras boreale*. При этом Х. Коцуrom (1972а, 1973а, b, 1974а, b) обоснован пермский возраст последней, вопреки общепринятому мнению о ее нижнетриасовом возрасте.

Общепринято, что нижнему отделу триаса соответствует скифский ярус. В СССР принято деление нижнего триаса на два яруса — индский и оленекский. Однако многие исследователи предлагали более дробное деление (Вавилов, Лозовский,

1970; Захаров, 1973, Кипарисова, Попов, 1956, 1964; Лозовский и др., 1973; Kozur, 1972a, 1973a, 1974a, b, c; Kummel, 1966; Tozer, 1965).

Как показали М. Н. Вавилов и В. Р. Лозовский (1970), индский ярус в современном понимании соответствует браминскому ярусу Э. Мойсисовича и др. (1895), поэтому следует употреблять только последнее название. Э. Тозер (1965) делит нижнюю часть нижнего триаса, соответствующую браминскому ярусу, на грисбахский и динерский ярусы. По мнению Х. Коцура (1972a, 1973a, 1974c), эти подразделения, по-видимому, имеют ранг подъяруса, но им необходимо дать другие названия.

В результате изучения аммоноидей из триаса Арктической Канады Э. Тозер (1965) указал на необходимость разделения верхней части нижнего триаса, обозначаемой в СССР как оленекский ярус (Кипарисова, Попов, 1956, 1961, 1964), на два самостоятельных яруса (смитский и спэтский). Аналогичный вывод сделан и Б. Каммелом (1966) на более широком материале (Соляной Кряж, Гималаи, Афганистан и др.), позволившем выделить средне- и верхнескифский комплексы аммонитов. Выделение двух самостоятельных комплексов аммонитов в оленекском ярусе Верхоянья и Приморья позволило М. Н. Вавилову (1967) и Ю. Д. Захарову (1968) фактически поддержать это мнение.

Позже М. Н. Вавилов и В. Р. Лозовский (1970) стали рассматривать отложения, содержащие эти комплексы аммонитов, как ярусы, и дали им свои названия — верхоянский и оленекский. Недавно Ю. Д. Захаров (1973) предложил аналогичное деление на два яруса, но с другими названиями, которые, очевидно, не могут иметь приоритета.

По объему верхоянский ярус, охватывающий родовую овенитовую зону, в значительной степени совпадает с якутским ярусом Э. Мойсисовича и др. (1895), поэтому целесообразно использовать последнее название, как это предложил Х. Коцур (1972a, 1973a), тем более, что А. С. Каширцевым (1961) уже был выделен верхоянский ярус в перми Якутии.

Верхний ярус нижнего триаса М. Н. Вавилов и В. Р. Лозовский (1970) называют оленекским, но понимают его в меньшем объеме, чем Л. Д. Кипарисова и Ю. Н. Попов (1964). С учетом исследований Д. В. Лазуркина, М. В. Корчинской (1963) и Ю. Н. Попова (1963) оленекский ярус в таком понимании, видимо, близок к оленекским слоям Э. Мойсисовича (1886), что позволяет сохранить за ним это название. Однако не иск-

лючено применение уточненного названия устьоленекский ярус, которое будет точно отражать географическое положение стратитипа.

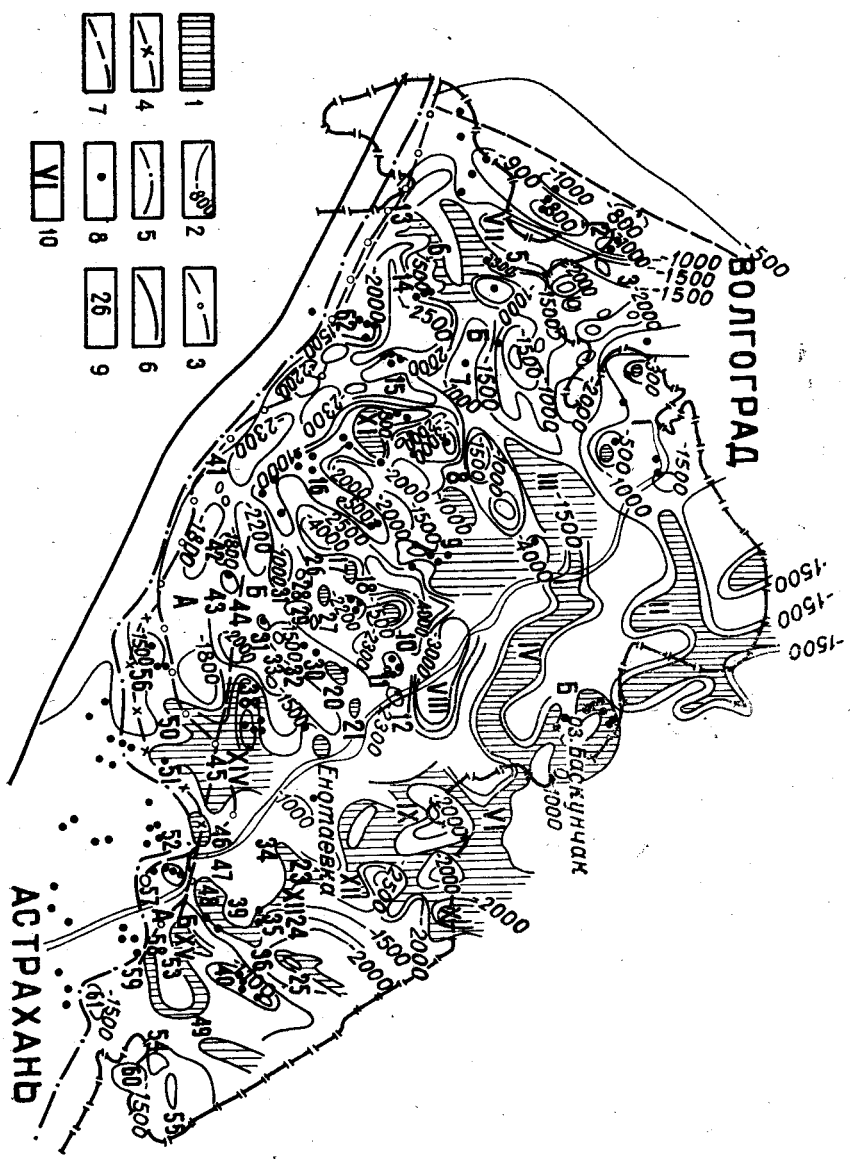
Таким образом, при трехчленном делении нижнего триаса целесообразно употреблять следующие названия ярусов: браминский, якутский, оленекский (устьоленекский).

В Нижнем Поволжье нижняя граница триаса очень отчетлива, когда его образования налегают на сульфатно-соленосные породы нижней перми. Вполне четко проводится граница нижнего триаса и верхней перми на южной и западной окраинах Северо-Каспийской плиты, хотя на юге породы верхней перми терригенные, а на западе — карбонатные. Только в ряде случаев (Халганское, Колодезное, Заволжское поднятия) проведение границы вызывает затруднения.

Однако в межмассивных депрессиях, где из-за низкого выхода керна, связанного с большими глубинами залегания триаса, его разрезы изучены слабо, положение границы перми и триаса спорно. Если в некоторых мульдах верхнепермские образования вообще отсутствуют, то в других они, видимо, формировались. Не исключено, что какая-то нижняя часть шаджинской свиты соответствует татарскому ярусу, однако пока она условно целиком отнесена к нижнему триасу.

Хотя в межмассивных депрессиях Северо-Каспийской впадины длительность перерыва между пермскими и триасовыми образованиями, по-видимому, нередко сокращается по сравнению с периферией впадины, можно предполагать, что из разреза выпадает главным образом верхняя часть верхней перми. Косвенно об этом свидетельствует отсутствие верхней перми (местами верхней части последней) во многих областях при одновременном очень полном развитии мощных толщ нижнего триаса, как это было установлено автором совместно с другими исследователями (Лапкин, Мовшович, 1973; Люткевич и др., 1972) при анализе условий залегания триаса на юге Европейской части СССР. Сходный вывод сделан В. Р. Лозовским (1969) для Московской синеклизы на основе анализа распределения в разрезе остатков позвоночных, а недавно — В. Г. Очевым (1973).

Для триасовых отложений Нижнего Поволжья и сопредельных территорий трудами многих геологов разработана местная стратиграфическая схема, один из вариантов которой обосновывается в настоящей работе (табл. 6). В основе ее лежит общепризнанное разделение всего триаса западной и центральной частей Северо-Каспийской впадины на три крупных лито-



стратиграфических комплексов. Однако выделение серий и свит, установленных в региональной унифицированной стратиграфической схеме, а тем более параллелизация их с общей стратиграфической шкалой, вызывает до сих пор споры.

Нижний комплекс, сложенный красноцветными терригенными породами, охватывает ветлужскую серию. Средний комплекс, представленный пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями, составляет баскунчакскую серию. Верхний комплекс, образованный пестроцветно-сероцветными терригенными породами, объединен в аралсорскую свиту. Подразделение разреза на серии, свиты и толщи, а также сопоставление с общей стратиграфической шкалой приведено в табл. 6.

В основу выделения и корреляции серий и свит с самого на-

Рис. 8. Структурно-геологическая карта Калмыцко-Астраханского Прикаспия со снятыми юрскими и более молодыми отложениями (Составил Е. В. Мовшович по материалам Волго-Донского и Нижне-Волжского ТГУ, Объединения Нижневолжскнефть, Центрального геофизического треста и НВНИИГГ)

1 — участки отсутствия триасовых отложений, 2 — изогипсы поверхности, 3 — граница распространения аралсорской свиты, 4 — граница распространения баскунчакской серии, 5 — граница распространения ветлужской серии, 6 — Каменско-Астраханский разлом, 7 — Сальско-Волгоградский разлом, 8 — местоположение скважин, 9 — соляные купола: 1 — Тингутинский, 2—3 — Северо-Сарпинский, 4 — Южно-Сарпинский, 5 — Садовый, 6 — Жарковский, 7 — Восточно-Садовый, 8 — Овринский, 9 — Маячный, 10 — Воропаевский, 11 — Бугринский, 12 — Восточно-Бугринский, 13 — Обильненский, 14 — Аршань-Зельменский, 15 — Чапаевский, 16 — Переметный, 17 — Совхозный, 18 — Шаджинский, 19 — Харсонский, 20 — Отраденский, 21 — Копановский, 22 — Енотаевский, 23 — Ашулукский, 24 — Тамбовский, 25 — Кордонный, 26 — Пустынный, 27 — Сахарский, 28 — Моктинский, 29 — Раздольненский, 30 — Халганский, 31 — Цаганский, 32 — Колодезный, 33 — Курганый, 34 — Селитренный, 35 — Вольненский, 36 — Верблюжий, 37 — Юстинский, 38 — Владимировский, 39 — Пойменный, 40 — Досангский, 41 — Западно-Пустынный, 42 — Очарский, 43 — Уватинский, 44 — Южно-Юстинский, 45 — Песчаный, 46 — Булунгский, 47 — Прибрежный, 48 — Хошеутовский, 49 — Восточно-Аксаарайский, 50 — Бергинский, 51 — Шадринский, 52 — Замьяновский, 53 — Сарасорский, 54 — Караузский, 55 — Рынский, 56 — Каракульский, 57 — Буденновский, 58 — Лебяжинский, 59 — Сейтовский, 60 — Азау, 61 — Красноярский, 62 — Шар-Царыньское поднятие; 10 — соляные массивы: I — Каменноярский, II — Боткульско-Шунгайский, III — Солено-Займищенский, IV — Петропавловский, V — Баскунчакский, VI — Балкудукский, VII — Садовый, VIII — Болхунский (Козинский), IX — Кордорско-Харабалинский, X — Западно-Азгирский, XI — Сарпинский, XII — Хактинский, XIII — Хошеутовский, XIV — Полянно-Харбинский, XV — Ахтубинский. Структурно-формационные зоны: А — Уватинско-Пионерская, Б — Сарпинско-Баскунчакская.

Таблица 6

Сопоставление стратиграфических схем триаса Северо-Каспийской и Северо-Германской впадин (по Е. В. Мовшовичу, Х. Коцуру, 1975)

Общая шкала		Северо-Германская впадина (по Х. Коцуру, 1974 г.)		Северо-Каспийская впадина (по Е. В. Мовшовичу, 1974 г.)									
отделы	ярусы, подъярусы												
Верхний триас	Рэтский ярус	Кейпер	Верхний (рэткейпер)		Аралсорская скита	Верхняя подсвита	Сероцветная песчано-глинистая толща ?						
			Норийский ярус	Мергельный кейпер			Пестроцветная песчано-глинистая толща						
				Севат									
	Алун												
	Карнийский ярус	Кейпер	средний	Верхний гипсовый кейпер		Нижняя подсвита	Гемманелловые слои						
				Трустниковый песчанник									
Нижний гипсовый кейпер													
Тувал	Мушелькальк	Верхний (главный)	пограничные слои	Нижняя подсвита	Гемманелловые слои								
Юлий			верхние										
Кордеволь			средние										
Средний триас	Ладинский ярус	Кейпер	Верхний (главный)	Нижний (леттенкейпер)	Аралсорская скита	Нижняя подсвита	Гемманелловые слои						
								Лонгобард					
	Анзийский ярус	Мушелькальк	Верхний (главный)	Средний (ангидритовый)				Нижний (волнистый)	Баскучакская серия	Индерская свита ?			
											Фассан	нижние	Енотаевская свита
											Иллир	трохитовый известняк	
												Пельсон	Средний (ангидритовый)
Куларский подъярус	Нижний (волнистый)	Ветлужская серия	Бугринская св.										
Нижний триас	Бунташдштейн			Верхний	Средний	Нижний	Ветлужская серия	Индерская свита ?					
		Рет	Верхний						Енотаевская свита				
		Оленекский	Нижний							Богдинская свита			
			Золлинг						Хардегсен		Ахтубинская свита		
Якутский (верхоянский)	Хардегсен	Детфурт	Бугринская св.										
	Браминский (индский)	Фольпригаузен		Верхняя свита	Индерская свита ?								
Верхняя пермь		Нижняя свита	Брокельшифер	Шахтинская св. ?									
	Брокельшифер	Верхняя пермь											

чала был положен литологический принцип, который дополнялся биостратиграфическими данными о распределении в разрезе остатков тетрапод, рыб, остракод, харофитов, мегаспор и миоспор, реже пелеципод, гастропод, аммоноидей и растений. Крупную роль в установлении возраста литостратиграфических подразделений континентального триаса играют находки морских и солоноватоводных организмов в отдельных прослоях, которые встречены в Северо-Каспийской впадине в средней части разреза триаса, а в Северо-Германской впадине на разных уровнях. Поэтому сравнительный анализ разрезов триаса этих впадин может дать основу для решения ряда дискуссионных вопросов, что отмечалось уже В. В. Липатовой (1967).

Наиболее развиты как в Северо-Каспийской впадине, так и за ее пределами, красноцветы ветлужской серии. Их общая мощность достигает 1,0—1,4 км, а в центральной части впадины — 2 км. Несколько менее развиты пестроцветы баскунчакской серии мощностью до 550—650 м, а местами до 2 км. За пределами Северо-Каспийской впадины площади распространения последних и их мощности уменьшаются.

Образования аралсорской свиты сохранились в основном в депрессиях и на слабо выраженных поднятиях в пределах впадины. Мощность их обычно невелика и варьирует от 85—250 м до 600—750 м, только местами они значительны (Хобдинская опорная скважина).

Различия литологического состава, мощностей и полноты разрезов триасовых отложений, выраженные очень нерезко, позволили автору наметить в пределах Нижнего Поволжья ряд структурно-тектонических зон (табл. 4) и две структурно-формационные зоны (рис. 8).

Уватинско-Пионерская зона (южная) характеризуется максимальными мощностями шаджинской и бугринской свит, преобладанием в составе последней песчаников и алевроитов, неравномерным, часто значительным размывом верхней части триасовых образований, особенно к югу. Эта зона расположена на южной периферии Северо-Каспийской впадины.

Сарпинско-Баскунчакская зона охватывает большую часть рассматриваемой территории. Здесь доминирует устойчивый тип разреза триаса, сопровождающийся увеличением общей мощности и содержания глинистых пород в крупных межмассивных депрессиях (Садовской и др.) и сокращением мощности на сводах массивов (Сарпинского, Баскунчакского и др.).

В существующей унифицированной стратиграфической схе-

Сопоставление местных стратиграфических схем нижнего триаса (по В. Р. изменениям)

Система		Оддел		Ярус		Генезона		Южная Прибалтика (по Ю. Л. Киснерюсу и Л. Я. Сайдаковскому, 1972)		Московская синеклиза																												
				оденекский		COLUMBITES + PROCHUNGARITES		Южная Прибалтика (по Ю. Л. Киснерюсу и Л. Я. Сайдаковскому, 1972)		Западная часть (Ярославское, Костромское Поволжье, по Т. Е. Горбаткиной, В. Р. Лозовскому, Н. И. Строку, 1971)																												
				якутский		OWENITES		Южная Прибалтика (по Ю. Л. Киснерюсу и Л. Я. Сайдаковскому, 1972)		Восточная часть (Кировская, Вологодская обл. и Коми АССР, по В. Р. Лозовскому, 1969)																												
				пестрый песчаник				Южная Прибалтика (по Ю. Л. Киснерюсу и Л. Я. Сайдаковскому, 1972)																														
Триасовая	нижний	браминский (индский)	ORNIDERAS + GYRONITES	нижний	свита брокель-шифер	нижняя свита	верхняя свита	пурмальская серия	нямунская свита	надрувская серия	палангская свита	таурагская свита	шаркувская свита	деймская свита	баскунчакская серия	федоровский горизонт	вахневский горизонт	юрьевоцкая свита	рыбинская свита	нижняя подсерия	вегужская серия	верхняя подсерия	свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?								
																															свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?
																															свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?
		свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																													
										свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																					
		свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																													
										свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																					
		свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																													
										свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																					
свита фольпригаузен	свита детфурт	свита хардегсен	свита золлинг	верхний рёт	Средний нижний	гамский горизонт	?																															

Лозовскому, Е. В. Мовшовичу, М. Г. Миниху (1973) с последующими авторами

<p>Общий Сырт (по Г. И. Влому, 1966, 1969; В. П. Твердохлебову, 1970; М. Г. Миниху, 1973)</p>	<p>баскунчакская серия</p> <p>ромашкинская свита</p> <p>?</p>	<p>баскунчакская серия</p> <p>петропавловская свита</p>	<p>Южное Приуралье (по В. Г. Очеву и др., 1964; В. П. Твердохлебову, 1967, 1970; М. Г. Миниху, 1973)</p>
<p>ветлужская серия</p> <p>бузулукская свита</p> <p>"тананьская" свита</p>	<p>ветлужская серия</p> <p>блюментальская свита</p> <p>кзылсайский горизонт</p> <p>копанский горизонт</p>	<p>баскунчакская серия</p> <p>болдинская свита</p>	<p>Гора Большое Болдо (по А. Н. Мазаровичу, 1939; Е. В. Мовшовичу, 1967, 1970; С. П. Рыкову; М. Г. Миниху, 1969)</p>
<p>ветлужская серия</p> <p>бузулукская свита</p> <p>"сарминская" свита</p>	<p>ветлужская серия</p> <p>буторинская свита</p> <p>?</p> <p>шаджинская свита</p>	<p>баскунчакская серия</p> <p>болдинская свита</p> <p>енотаевская свита</p>	<p>Нижнее Поволжье (по Е. В. Мовшовичу, 1967, 1970, с дополнениями)</p>
<p>ветлужская серия</p> <p>березовская свита</p>	<p>ветлужская серия</p>	<p>баскунчакская серия</p> <p>липовская свита</p>	<p>Бассейн Нижнего Дона (по Е. В. Мовшовичу, 1970, с дополнениями)</p>

ме нижнетриасовые отложения Северо-Каспийской впадины были разделены на ветлужскую и баскунчакскую серии, считавшиеся примерно эквивалентными браминскому (индскому) и оленекскому ярусам. Исторически сложилось также представление о соответствии ветлужских красноцветов сейским слоям альпийского триаса (считаются эквивалентом браминского яруса), а баскунчакских пестроцветов — кампильским слоям (Мазарович, 1939) или оленекскому ярусу. При этом красноцветы ахтубинской (тананыкской*) свиты г. Б. Богдо и Общего Сырта А. Н. Мазарович (1939) после ряда противоречивых высказываний отнес к баскунчакской серии, в то же время считая их одновозрастными верхней части сейских слоев (см. табл. 1). Эта противоречивость представлений о возрасте ахтубинской свиты сохранилась до последнего времени.

Поэтому от оценки положения ахтубинской свиты (красноцветной песчано-глинистой толщи) при расчленении триаса на серии зависит, пройдет ли граница ветлужской и баскунчакской серий в подошве или кровле ахтубинской свиты. В. В. Липатова (1967), Ф. Ю. Киселевский (1967, 1969 б), С. П. Рыков, М. Г. Миних (1969) и Л. Я. Сайдаковский (1969) высказали мнение об отнесении этой свиты к баскунчакской серии на основании общности фауны остракод, харофитов и рыб.

Возраст ветлужской серии и ряда свит рассматривался В. Р. Лозовским, Е. В. Мовшовичем и М. Г. Минихом (1973) при сравнительном стратиграфическом анализе ряда важных разрезов Восточно-Европейской платформы (табл. 7). При этом автор, основываясь на материалах по юго-западной части Северо-Каспийской впадины, где мощность ахтубинской свиты мала (до 110 м), счел возможным отнести ахтубинскую свиту к баскунчакской серии вслед за вышеупомянутыми исследователями. При этом учитывались постепенный переход ахтубинской свиты в богдинскую (правда, он происходит в слое не более 10 м) и их близкая палеонтологическая характеристика, а также несколько повышенная пестроцветность ах-

* Выполненные В. П. Твердохлебовым (1970) и М. Г. Минихом (1973) исследования триаса Общего Сырта, где находится стратотип тананыкской свиты, показали, что это название нельзя использовать (новое название ими не предложено). Поэтому в Нижнем Поволжье, относящемся к иной структурно-тектонической зоне, целесообразно переименовать эту свиту в ахтубинскую, учитывая расположение большого количества хорошо изученных разрезов свиты в бассейне р. Ахтубы — крупного левого рукава Волги. Стратотипом ее является разрез верхней красноцветной песчано-глинистой толщи г. Б. Богдо.

тубинской свиты (особенно в верхней части) г. Б. Богдо по сравнению с подстилающими красноцветами.

Однако изучение разрезов центральной части Северо-Каспийской впадины (Богачева и др., 1972; Кухтинов, 1973; Липатова, 1971, 1973; Липатова и др., 1969; Сайдаковский и др., 1971; Соколова, 1969) показало, что там верхняя часть (до 840—1300 м) нижнего красноцветного терригенного комплекса содержит, по определениям Л. Я. Сайдаковского и Ф. Ю. Киселевского, тот же характерный комплекс харофитов III зоны схемы Л. Я. Сайдаковского (1971б), что и ахтубинская—богдинская свиты Нижнего Поволжья. Поэтому теперь нет сомнений в необходимости отнесения на основе литологической общности и ахтубинской (тананыкской) свиты к нижнему красноцветному терригенному комплексу. Последний повсеместно залегает под слоями с паротозуховым комплексом тетрапод (верхи ахтубинской свиты и богдинская свита или их аналоги). Это позволяет сопоставить красноцветный комплекс Северо-Каспийской впадины с ветлужской серией Московской синеклизы и блюментальской свитой Южного Предуралья, перекрытыми также слоями с паротозуховым комплексом тетрапод.

Однако недавно было установлено, что верхняя часть ветлужской серии Московской синеклизы содержит баскунчакский комплекс остракод и харофитов (по Е. М. Мишиной, 1970 г.) и ветлугазавровую группировку неорахитомной фауны тетрапод (Шишкин, Очев, 1967; Блом, 1969; Лозовский, 1969). Последняя в ряде разрезов земного шара найдена совместно с аммонитами якутского яруса (овенитовая зона) и поэтому одновозрастна ему (Вавилов, Лозовский, 1970). Следовательно, и в Северо-Каспийской впадине кровля браминского яруса проходит в подошве ахтубинской свиты, т. е. внутри ветлужской серии (см. табл. 6 и 7).

В состав баскунчакской серии Нижнего Поволжья автор, помимо давно известных богдинской и индерской свит (Соколова, 1958), включает разделяющую их енотаевскую свиту (Лозовский и др., 1973), которую первоначально выделял под названием песчано-глинистой пачки (Мовшович, 1973).

Если соответствие богдинской свиты нижней части оленекского яруса благодаря находкам аммоноидей и позвоночных не вызывает сомнения, то возраст индерской свиты вызывает дискуссию. Ранее автор (Мовшович, 1967, 1973) на основании косвенных соображений допускал, что частично или полностью индерская свита соответствует нижней части среднего триаса, не охватывающей, видимо, весь анизийский ярус. На

основании определений Х. Коцура теперь можно сделать вывод, что индерская свита является ниже-среднеазиатской. Все вышесказанное обуславливает необходимость использования местной стратиграфической шкалы, а не общей шкалы при расчленении разрезов.

ВЕТЛУЖСКАЯ СЕРИЯ (T₁vt)

В Нижнем Поволжье ветлужская серия расчленена автором снизу вверх на шаджинскую, бугринскую и ахтубинскую (тананькскую) свиты, рассматривавшиеся ранее как литологические толщи и пачки (Мовшович, 1973) и выделенные в качестве свит недавно (Лозовский и др., 1973). Хотя граница между нижними свитами недостаточно четкая, все свиты удается проследить и в Саратовско-Волгоградском Поволжье. Однако к востоку выделяется только единая мощная песчано-глинистая толща, с трудом подразделяемая на пачки с нечеткими границами (Богачева и др., 1972). По мнению автора, в скв. СГ-1 Аралсорской ветлужская серия залегает в интервале 3720—5875 (?) м, ее мощность превышает 2 км (табл. 8).

Шаджинская свита изучена еще недостаточно, особенно ее нижняя часть, поэтому не исключено, что какая-то ее часть может принадлежать татарскому ярусу. В целом ветлужская серия Нижнего Поволжья соответствует браминскому и якутскому ярусам, а самые верхние маломощные слои относятся уже к оленекскому ярусу.

Анализ разрезов ветлужской серии Нижнего Поволжья позволил автору сделать вывод о возможности ее условного разделения на подсерии — нижнюю (шаджинская свита) и верхнюю (бугринская и ахтубинская свиты).

НИЖНЕВЕТЛУЖСКАЯ ПОДСЕРИЯ (T₁vt₁)

Шаджинская свита (T₁sch)

Шаджинская свита сложена глинами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников (рис. 9). Окраска варьирует от красно-бурой до темно-коричневой и темно-серой, нередко с голубовато-серыми пятнами и прослоями. Полностью свита вскрыта только на Бугринском поднятии и на юго-западном склоне Замьяновского купола (скв. 1 Пионерская). По-видимому, почти полный разрез свиты установлен также на Ува-

Таблица 8

Сопоставление опорных разрезов триаса Калмыцко-Астраханского Прикаспия и смежных областей
(составил Е. В. Мовшович)

Стратиграфические подразделения		1-п Садовая	36-Сев. Саргинская	2 Шар-Царынская	Гора Б. Богдо	6 Бугринская	1 Пионерская	31-оп Шунгай	1-оп Эльгонская	Аралсор СТ-1	Г-17 Порт-Аргур		
T ₃	Аралсорская свита	Верхнеаралсорская подсвита	1588* 262	1068 615	нет	нет	нет	нет	нет	2649 403	2580 556 ?		
		Нижнеаралсорская подсвита (гемманелловые слои)	1850 325	1683 295	1695 86	нет	2055 39	нет	2667 204	1719 100	3052 276	3136? 194 ?	
T ₂	Баскунчакская серия	Индерская свита	Карбонатно-глинистая пачка	2175 1150	1978 1267	1781 199	нет	2094 132	нет	2871 109	1819 71	3328 109	3330 104
			Карбонатная пачка	3325 56	3245 51	1980 35	нет	2226 42	нет	2980 47	1890 76	3437 83	3434 96
T ₃ ₁	Баскунчакская серия	Индерская свита	Енотаевская свита	3381 324	3296 297	2015 173	нет	2268 170	1519 119	3027 53	1966 в. 23	3520 62	3530 50
			Богдинская свита	3705 319	3591 в. 70	2188 90	120	2438 173	1633 123	3080 в. 120		3582 138	3580 136
T ₂ ₁	Веглужская серия	Индерская свита	Ахтубинская свита	4024 112		2278 в. 18	70	2575 29	1761 64		3720 838	3716 142	
T ₁			Бугринская свита	4136 534			160	2604 341	1825 803		4558 762	3858 в. 142	
T ₁			Шаджинская свита	4670 в. 338					2945 381	2628 452		5320 555	

* В числителе—глубина кровли, в знаменателе—мощность; в—вскрыто.

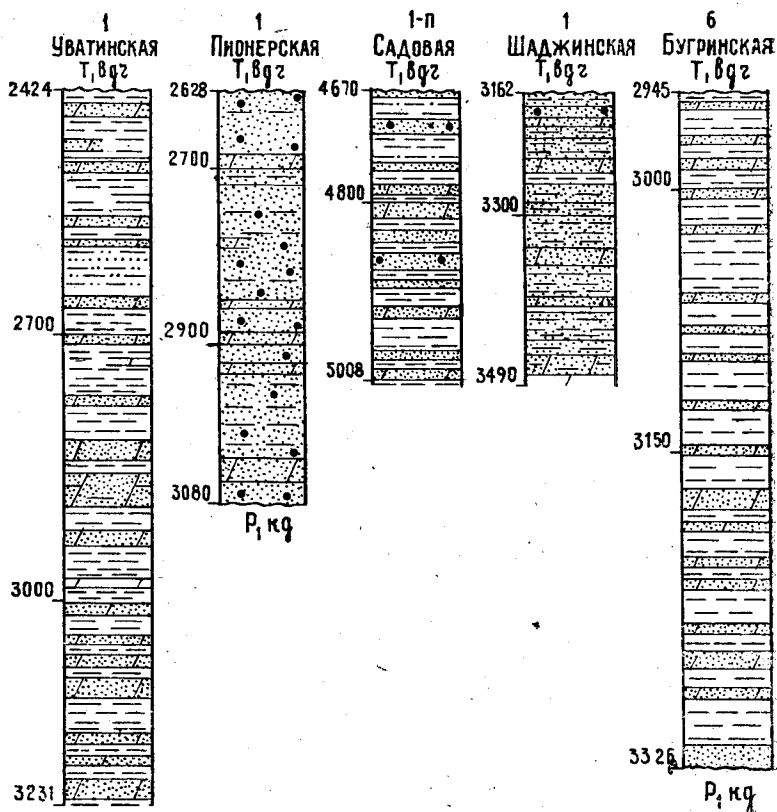


Рис. 9. Разрезы шаджинской свиты (составил Е. В. Мовшович).
Условные обозначения см. на рис. 3

тинском поднятии (скв. 1, 2424—3231 м). В остальных случаях вскрыта только верхняя часть свиты. В полных разрезах шаджинская свита залегает с большим перерывом на кунгурских образованиях или на верхней перми. Мощность свиты составляет 380—450 м, превышая на юге 800 м. В сводовых и присводовых частях куполов и массивов шаджинская свита обычно отсутствует.

Наиболее хорошо свита изучена на Бугринском и Шаджинском поднятиях (стратотип свиты), в скважинах 1 Пионерской и 1 Садовой. Характерны глины, нередко аргиллитоподобные, неравномерно известковистые (в среднем 4—7%), с

обломками ангидрита. Песчано-алевролитовые породы кварцевые и кварцево-граувакковые, им свойственна гранат-пикотит-цирконовая ассоциация тяжелых минералов с примесью апатита.

Остатки ископаемых установлены только в одном образце из скв. 9 Бугринской (3085—3090 м). Здесь Н. Н. Старожиловой определены единичные дарвинулиды, распространенные главным образом как в татарском ярусе, так и в нижнем триасе, но некоторые как будто известны лишь из татарского яруса.

В Саратовско-Волгоградском Поволжье В. Е. Лацковой и Г. В. Старичковой (1969), Ф. Ю. Киселевским и С. П. Рыковым (1970), Ф. Ю. Киселевским (1969) выделена в основании ветлужской серии алевролитово-аргиллитовая пачка, сходная по составу, стратиграфическому положению и порядку мощностей с шаджинской свитой Калмыцко-Астраханского Прикаспия. Н. В. Григорьев и др. (1969) также выделяют в основании триаса Волгоградского Правобережья аналогичную, но маломощную алевролитово-глинистую пачку, правда, искусственно отделяя ее нижнюю часть в татарский ярус. Нижнетриасовый возраст этого аналога шаджинской свиты обоснован богатым комплексом харофитов и остракод (Киселевский, Рыков, 1970). Именно в этой толще в Саратовском Поволжье была установлена ассоциация остракод, определенная Н. Н. Старожиловой и сходная с упомянутым комплексом из скв. 9 Бугринской.

Учитывая все вышеизложенное, шаджинскую свиту следует рассматривать в составе нижнего триаса, не исключая татарский возраст какой-то ее нижней части. По мнению автора, породы шаджинской свиты очень похожи на нижнетриасовые образования брокельшифера — самого нижнего подразделения нижнего бунтзандштейна (см. табл. 6 и 7), что косвенно подтверждает представление о раннетриасовом возрасте шаджинской свиты.

В центральной части Северо-Каспийской впадины выделение свит в едином разрезе ветлужской серии невозможно. Условно с шаджинской свитой автор сопоставляет в скв. СГ-1 Аралсорской интервал 5320—5875 (?) м. На востоке Северо-Каспийской впадины шаджинской свите, вероятно, соответствует блактыкульская свита. К западу мощность шаджинской свиты заметно уменьшается. К северу от Котельниково и в районе Тормосино в основании красноцветной толщи прослеживается преимущественно глинистая пачка мощностью до 50—100 м. Органические остатки в ней не установлены. Ранее

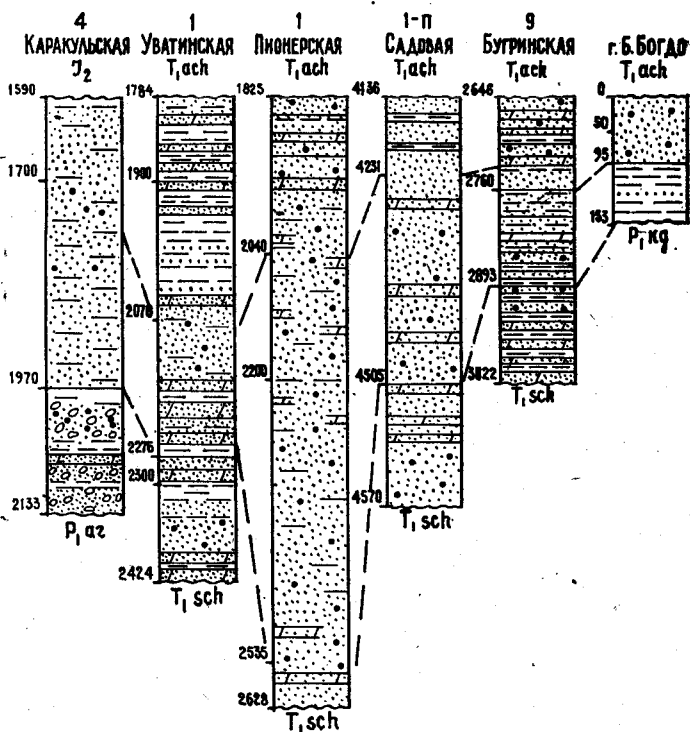
она считалась аналогом татарского яруса, однако в 1968 г. А. В. Урусов и др. доказали, что она входит в литологически единую нижнетриасовую толщу. Подобное мнение разделяют автор и другие исследователи (Люткевич и др., 1972). Автор считает, что на юге Волгоградской, на севере Ростовской областей и на северо-востоке Украины аналогов шаджинской свиты нет. С шаджинской свитой по составу и положению в разрезе сходна нижнедроновская (пересажская) подсвита Украины.

Автор не исключает, что аналогом шаджинской свиты в Горном Мангышлаке может быть биркутская свита, учитывая сообщение В. Р. Лозовского (1974) о находке им в Биркутсае остатков пелеципод триасового облика. Следует иметь в виду, что остатки растения, найденные А. И. Левенко (1966) в биркутской свите и определенные Т. А. Сикстель как верхнекаменноугольно-нижнепермские, не могут быть использованы для определения возраста, ибо по личному сообщению С. В. Мейена являются неопределимыми.

ВЕРХНЕВЕТЛУЖСКАЯ ПОДСЕРИЯ (T_1vt_2)

Бугринская свита ($T_1 bgr$)

Бугринская свита сложена неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами (рис. 10). Окраска пород варьирует от кирпично-красной и красно-бурой до темно-коричневой, встречаются голубовато- и зеленовато-серые пятна и прослои. По характеру распределения песчано-алевролитовых и глинистых пород свиту можно подразделить снизу вверх на пачки — песчано-алевролитовую (95—150 м, до 220 м), песчано-глинистую (125—200 м, до 500 м) и алевролитово-песчаную (85—120 м, до 300 м). Однако границы их недостаточно четки, а мощности варьируют в широких пределах, что, возможно, связано с частичными взаимными фациальными замещениями этих пачек. Нижняя граница свиты только местами вполне четкая и определяется сменой алевролитово-песчаных пород бугринской свиты на преимущественно глинистую толщу шаджинской свиты. По-видимому, этой границе соответствует размыв, во всяком случае в бортовой зоне. Мощность бугринской свиты в Сарпинско-Баскунчакской зоне достигает 400—550 м, а на юге, в Уватинско-Пионерской зоне — 650—800 м. На сводах куполов и массивов зачастую свита отсутствует.



Р и с. 10. Разрезы бугринской свиты (составил Е. В. Мовшович).
Условные обозначения см. на рис. 3

Наиболее хорошо изучена свита в разрезах Бугринского (стратотип свиты) и Шаджинского куполов, слабее в скв. 1 Уватинской, 1 Пионерской, 1 Садовой и др.

Песчано-алевролитовые породы по составу граувакковые, граувакково-кварцевые, реже олигомиктово-кварцевые и характеризуются рутил-гранат-пикотит-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов с примесью барита и апатита (в разрезе г. Б. Богдо — рутил-гранат-цирконовой ассоциацией с примесью турмалина, апатита и барита). Среди глинистых минералов преобладает гидрослюда с примесью хлорита и каолинита.

Органические остатки редки, В. Г. Малая установила раковины триасовых остракод лишь в скв. 3 Шаджинской (2765—

2775 м) *Gerdalia variabilis*, G. cf. *guxosa* Misch., в скв. 8 Халганской (2247—2250 м) гиригониты харофитов *Stenochaga maedleri* (H. af R.) Gr., *Pogochaga* sp., а Н. Н. Старожилова нашла в скв. 5 Бугринской (2994—3001 м) остатки остракод *Darwinula liassica* (Brodie) и *Suchonella* sp.

Выделенная в Саратовско-Волгоградском Поволжье песчаная пачка (Липатова, 1967; Липатова, Старожилова, 1968 б; Лацкова, Старичкова, 1969; Киселевский, 1969 а; Киселевский, Рыков, 1970) сходна по составу, стратиграфическому положению и порядку мощностей с бугринской свитой, но содержит более богатый комплекс остракод и харофитов. Последний, по мнению Ф. Ю. Киселевского и С. П. Рыкова (1970), определенно указывает на принадлежность вмещающих слоев к нижнему триасу.

Мнение о триасовом возрасте нижней красноцветной толщи г. Б. Богдо, отнесенной А. Н. Мазаровичем (1939) к сарминской свите верхней перми без палеонтологического обоснования, высказывалось различными исследователями неоднократно (Б. П. Вьюшков, 1957 г.; Люткевич и др., 1972; Мовшович, 1967, 1970б, 1973; Очев, 1967; Очев, Смагин, 1974; Рыков, Миних, 1969). Учитывая значительно меньшую мощность «сарминской свиты» (менее 70 м в новой скв. 2-к Астраханской партии), чем указывалось ранее (200—400 м), сопоставление с полными разрезами триаса смежных участков, выполненное автором, и отсутствие верхней перми на сводах большинства куполов Нижнего Поволжья, представляется достаточно верным отнесение нижней красноцветной толщи вместе с вышележащей «бузулукской свитой» А. Н. Мазаровича к бугринской свите Нижнего Поволжья (см. табл. 8).

В центральной части Северо-Каспийской впадины бугринской свите соответствует интервал 4558—5320 м в скв. СГ-1 Аралсорской. На восточной окраине впадины с бугринской свитой, вероятно, сопоставляется соркульская свита.

Близкие к бугринской свите по составу и стратиграфическому положению образования установлены в Саратовско-Волгоградском Заволжье (песчаная пачка В. В. Липатовой (1967), В. Е. Лацковой и Г. В. Старичковой (1969), Ф. Ю. Киселевского (1969 а) и др.) и в Волгоградском Правобережье (верхняя или песчаная пачка «индского яруса» по Н. В. Григорьеву и др. (1969), достигающая 260 м). По-видимому, с бугринской свитой могут быть сопоставлены верхнедроновская (шебелинская) подсвита, корневская свита и низы нижнесеребрянской подсвиты Восточной Украины.

Ахтубинская свита (T_1 асн)

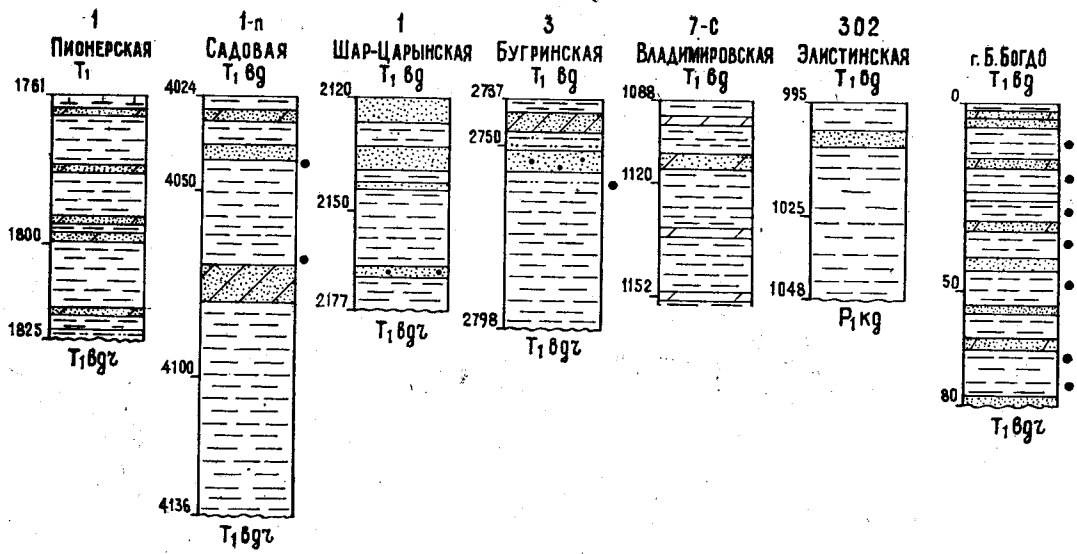
Ахтубинская свита сложена глинами с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и изредка мергелей (рис. 11). Окраска преимущественно красноцветная с голубовато-серыми пятнами и прослоями. Вверх свита постепенно через пестроцветную переходную пачку (мощностью 5—12 м) переходит в богдинскую свиту. Постепенность перехода заставляет поддерживать предположение С. П. Рыкова и М. Г. Миниха (1969) о проведении границы между свитами по подошве первого снизу мощного известняка, хотя некоторые исследователи относят к богдинской свите и переходную пачку. Принятое в настоящей работе решение о проведении границы позволяет однозначно проводить ее и в тех разрезах, в которых этот интервал охарактеризован лишь по промыслово-геофизическим данным.

Нижняя граница свиты обычно отчетливая, так как определяется сменой алевролитово-песчаных пород бугринской свиты глинистыми образованиями ахтубинской свиты. По-видимому, к границе этих свит приурочен небольшой размыв, судя по разрезу г. Б. Богдо. Несмотря на преобладающий глинистый состав пород свиты, в ее верхней части обычно присутствует группа сближенных прослоев зеленовато- и буровато-серых алевролитов и песчаников (местами с обильными обугленными растительными остатками), иногда сливающихся в единый пласт мощностью до 5—8 м.

Мощность свиты 20—80 м, местами до 110 м. Небольшая мощность свиты и четкая ее промыслово-геофизическая характеристика позволили В. Л. Самойловичу (1968 г.) справедливо рассматривать ее в качестве маркирующего горизонта. Ахтубинская свита, помимо г. Б. Богдо, хорошо изучена в разрезах Бугринского, Шаджинского и других поднятий.

По составу глинистых минералов преобладают гидрослюды с примесью хлорита, каолинита и смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований. Песчано-алевролитовые породы кварцево-граувакковые, реже граувакково-кварцевые и характеризуются пикотит-рутил-гранат-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов с примесью турмалина (в разрезе г. Б. Богдо — рутил-гранат-цирконовой с примесью пикотита, апатита и барита). Породы неравномерно известковисты.

Ахтубинская свита содержит комплекс остракод и харофитов (определения В. Г. Малой, Ф. Ю. Киселевского и Н. Н. Старожиловой): *Darwinula* cf. *oblonga* (Schn.), *D.* cf. *tempo-*



Р и с. 11. Разрезы аhtubинской свиты (составил Е. В. Мовшович).
Условные обозначения см. на рис. 3.

ralis Misch., Clinocypris sp., Cl. elongata (Schn.), Auerbachichara achtubiensis Kis., A. baskuntschakiensis Kis., A. colloccata Said., Porochara disca Kis., P. urusovii Said., P. triassica (Said.) Gr., Altochara luetkevichii Said., Maslovichara gracilis Said., Stenochara elongata Said., Stellatochara dnjeproviiformis Said., St. donbassica (Dem.) Said. и др. Такая же ассоциация, но более богатая, встречена и в вышележащих отложениях. Наиболее богатый комплекс остракод и харофитов изучен из обнажений свиты на г. Б. Богдо (Шнейдер, 1960; Шлейфер, 1965; Липатова, Старожилова, 1968 б; Киселевский, 1969 б; Сайдаковский, 1969, 1971 б; Старожилова, 1972).

Л. Д. Кипарисова (Кипарисова, Липатова, 1972; Липатова, Лопато и др., 1972 б) определила *Bakevellia* sp., *B. cf. exprorecta* (Leps.), *B. rannonica bogdoensis* Kip., а также новый вид бакевеллий, в верхней части свиты (в переходной пачке) — *Mytilus tuarkyrensis* Kip., *M. tuarkyrensis f. lata* Kip., *Anodontophora cf. fassaensis* (Wissm) и *Bakewellia* sp. Несколько ниже, но в верхней части свиты М. Г. Миних определил *Ceratodus* sp., *C. multicristatus feodorensis* Min., *Gnathorhiza triassica baskuntschakensis* Min., *Gn. bogdensis* Min., *Gn. otschevi* Min., *Colobodus* sp. (Рыков, Миних, 1969; Миних, 1972, 1973), которые пока были известны лишь из слоев с паротозуховым комплексом тетрапод, хотя часть форм переходит из верхней части ветлужской серии Московской синеклизы. В основании разреза свиты А. Ю. Лопато обнаружил и определил *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Lioestheria blomi* Nov. и др. конхострак, а в переходной пачке *Cyclotunguzites bogdoensis* Lop.

Среди остракод, помимо дарвинулид, установлены различные клиноциприсы, а в переходной пачке и триассинеллы. В. Г. Малая обнаружила в переходной пачке скульптурированные остракоды, которые, по мнению Х. Коцура, относятся к *Placidea*? sp. В. В. Липатова, А. Ю. Лопато и др. (1972 б), характеризующая разрез г. Б. Богдо, приводят по определению Л. Я. Сайдаковского и Ф. Ю. Киселевского, кроме упомянутых выше форм, из переходной пачки *Cuneatochara bogdoana* (Auerb.) Said., *Auerbachichara achtubiensis* Kis., *A. saidakovskiyi* Kis., *Maslovichara crassa* Said., *Stenochara ovata* Said., *Stellatochara cf. donbassica* (Dem.) Said. (последние 3 формы по схеме Л. Я. Сайдаковского характерны для среднего триаса) и др. По всему разрезу свиты, особенно в ее верхней части, встречаются остатки червей (спирорбисы) и неопределимые остатки рыб.

И. Н. Соколова определила из основания свиты в скв. 4 Чапаевской (2347—2348 м) такой же спорово-пыльцевой ком-

плекс, какой был изучен В. П. Синегуб (1969) из богдинской свиты г. Б. Богдо.

Как уже упоминалось, в центральной части Северо-Каспийской впадины ветлужская серия представлена единой красноцветной песчано-глинистой толщей, которую удается с трудом разделить на несколько пачек с нечеткими границами. Аналоги ахтубинской свиты здесь выделяются лишь по присутствию характерного комплекса харофитов III зоны схемы Л. Я. Сайдаковского или II комплекса Ф. Ю. Киселевского в интервале 3720—4558 м (Сайдаковский, 1969, 1971 б; Киселевский, Рыков, 1970). Однако кровля ветлужской серии в разрезе скв. СГ-1 Аралсорской столь же отчетлива, как и в разрезе г. Б. Богдо (смена красноцветных терригенных пород преимущественно сероцветными карбонатно-глинистыми).

По мнению В. В. Липатовой (1967, 1971), верхняя часть красноцветного комплекса скв. СГ-1 Аралсорской замещается к г. Б. Богдо сероцветными породами богдинской свиты. Однако никаких фактических данных о проявлении такого фациального замещения в каких-либо промежуточных разрезах не приведено, это представление является чисто умозрительным.

Анализ материалов по районам к западу от г. Б. Богдо (скв. 1-п Садовая и др.) и по центральным районам Северо-Каспийской впадины (Лата и др., 1970; Бровар и др., 1971) показал отсутствие следов такого фациального замещения. Везде выявляется четкая смена красноцветных терригенных образований вверх по разрезу пестроцветными (преимущественно сероцветными) карбонатно-глинистыми породами.

Ахтубинская свита прослеживается из Калмыцко-Астраханского Прикаспия в Саратовско-Волгоградское Поволжье. Здесь В. В. Липатова (1967), а затем В. Е. Лацкова и Г. В. Старичкова (1969) выделили глинистую и песчано-глинистую пачки в верхней части ветлужской серии. Н. В. Григорьев и др. (1969), Ф. Ю. Киселевский (1969 а), Ф. Ю. Киселевский и С. П. Рыков (1970) считают, что глинистая пачка в основном соответствует ахтубинской свите. Поддерживая это представление, автор считает, что верхней части последней соответствует песчано-глинистая пачка.

На восточной окраине Северо-Каспийской впадины с ахтубинской свитой, вероятно, может быть сопоставлена кокжидинская свита, а также самая нижняя красноцветная алевролитово-глинистая пачка (3940—4021 м) в скв. 1-оп Хобдинской (Липатова и др., 1971 а; Позомова, Петросьянц, 1971).

Сложнее выделение аналогов ахтубинской свиты за пределами Северо-Каспийской впадины. По-видимому, ей отвечает большая часть безрезовской свиты в бассейне Нижнего Дона, глинистая красноцветная толща верхов нижнесеребрянской подсвиты Украины (с харофитами III зоны Л. Я. Сайдаковского), верхняя пачка куманской свиты (с отпечатками плевромейи) и нефтекумская свита (с овенитовым комплексом аммонитов в верхах) Восточного Предкавказья, верхняя часть североставропольской свиты (с характерными пелециподами) Центрального Предкавказья и пестроцветная донижнемеловая толща, вскрытая скв. 68 Персиановской в Тузлов-Манычском прогибе. Сопоставление с некоторыми более удаленными регионами Восточно-Европейской платформы, выполненное автором совместно с В. Р. Лозовским и М. Г. Минихом (1973), см. в табл. 7.

В разрезе Горного Мангышлака ахтубинская свита, вероятно, может быть параллелизована с долнапинской свитой, так как помимо сборов пелеципод В. Н. Винюкова из так называемых шетпинских слоев (определены Л. Д. Кипарисовой), на послебраминский возраст рассматриваемой части разреза указывают новые сборы В. Р. Лозовского (1974), определенные М. Н. Вавиловым. На Северном Устюрте ахтубинской свите соответствует глинисто-алевритистая пачка (Флоренский, 1973).

Вполне обоснованно аналоги долнапинской свиты выделены В. А. Бененсоном и др. (1971), С. С. Едренкиным и др. (1972) в Южно-Мангышлакском прогибе. Здесь в качестве этой свиты рассматривается красноцветная песчано-глинистая толща, вскрытая скв. 25 Жетыбайской (3280—3725 м) и 4 Южно-Жетыбайской (3920—4240 м). Именно в этих образованиях скв. 25 Жетыбайской К. В. Виноградова (1974) определила тот же самый спорово-пыльцевой комплекс, какой был выявлен М. И. Богачевой (Богачева и др., 1972; Богачева, Виноградова, 1973) в верхней части аналога ахтубинской свиты Северо-Каспийской впадины (скв. СГ-1 Аралсорская, 3781—3784 м).

На Туаркыре ахтубинской свите соответствуют 5 и 6 пачки (красноцветные, глинистые, мощностью до 250 м) индского яруса (Астахова, 1973). В Северо-Германской впадине с ахтубинской свитой коррелируются свиты фольпригаузен и детфурт в нижней части среднего бунтзандштейна (Лозовский и др., 1973; Kozur, 1972 a).

БАСКУНЧАКСКАЯ СЕРИЯ (T_{1-2bs})

Баскунчакская серия Нижнего Поволжья расчленена автором с учетом различного соотношения карбонатных, глинистых и песчано-алевролитовых пород на богдинскую, енотаевскую и индерскую свиты, которые ранее автором рассматривались как пачки (Мовшович, 1973). Индерская свита разделяется на карбонатную (нижнюю) и карбонатно-глинистую пачки. Хотя мощности свит от структуры к структуре варьируют (иногда значительно), сами свиты выделяются в полных разрезах вполне удовлетворительно по промыслово-геофизической и литологической характеристике, особенно карбонатная пачка индерской свиты (хороший маркирующий горизонт).

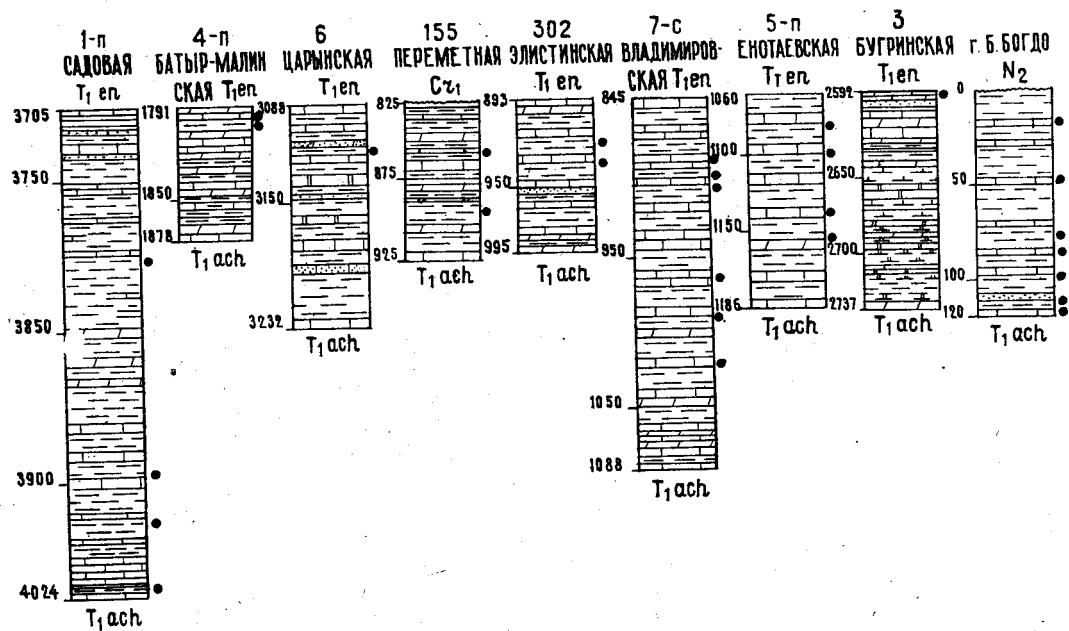
Анализ соотношений свит, их прослеживаемости и распределения мощностей в Нижнем Поволжье позволяет объединить богдинскую и енотаевскую свиты в нижнебаскунчакскую подсерию, а индерскую свиту рассматривать как верхнебаскунчакскую подсерию.

НИЖНЕБАСКУНЧАКСКАЯ ПОДСЕРИЯ (T_{1-2bs_1})

Богдинская свита ($T_1 bg_1$)

Богдинская свита сложена неравномерно чередующимися известняками и глинистыми породами, реже алевролитами, песчаниками и мергелями, при этом вверх по разрезу количество карбонатных пород уменьшается (рис. 12). Окраска пород серая, зеленовато- и голубовато-серая, иногда с красными пятнами и прослоями, реже пестроцветная. Вверх по разрезу свита постепенно переходит в енотаевскую свиту. Кровля проводится автором по последнему мощному известняку, подчеркивающему смену карбонатно-терригенных отложений богдинской свиты на песчано-глинистые породы енотаевской свиты. Характерно обилие известняковых прослоев в нижней половине свиты. Мощность свиты колеблется от 50 до 140 м, достигая 240—320 м. Богдинская свита, помимо г. Б. Богдо (на ее северо-западном склоне мощность достигает 120 м), хорошо изучена в разрезах Владимировского, Енотаевского, Бугринского, Шаджинского, Переметного и других куполов, а также Шар-Царынского поднятия.

Среди известняков преобладают волнистослоистые, детритовые разности, нередко ракушечники, часто с обломками известняков. Глины и алевролиты нередко тонкослоистые, слабо



Р и с. 12. Разрезы богдинской свиты (составил Е. В. Мовшович).
Условные обозначения см. на рис. 3

известковистые до известковистых. Во всех породах встречаются обугленные растительные остатки и детрит, а в песчано-алевролитовых породах — отпечатки стволов типа паракаламитов. В глинах и известняках часто встречаются ядра пеллиципод, остатки гастропод, конхострак, членики криноидей, зубы и чешуя рыб и т. п.

Песчано-алевролитовые породы кварцево-граувакковые, реже кварцевые и характеризуются пикотит-гранат-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов с примесью рутила, турмалина, местами апатита и барита. Глинистые породы сложены гидрослюдой с примесью хлорита, каолинита и смешанно-слоистых монтмориллонит-гидрослюдистых образований. Близкие к этим результаты получены также В. Г. Семеновой и З. А. Яночкиной (1973) по разрезу г. Б. Богдо.

В разрезе г. Б. Богдо в рассматриваемой свите установлены характерные аммониты дорикранитового горизонта *Doricranites bogdoanus* (Buch), *D. acutus* (Mojs.), *Tirolites cassianus* (Quenst.) (Мазарович, 1939; Астахова, 1962; Шевырев, 1968). Они позволяют параллелизовать богдинскую свиту с зоной *Tirolites cassianus* в основании оленекского яруса. Комплекс позвоночных здесь *Trematosaurus* sp., *Parotosuchus bogdoanus* (Woodw.), *Inflectosaurus amplus* Shish. (Шишкин, Очев, 1967) аналогичен известному в свитах хардегсен и золлинг триаса Северо-Германской впадины (см. табл. 6, 7). М. Г. Миних (1973; Рыков, Миних, 1969) определил отсюда *Ceratodus multicristatus lipovenssis* Min., помимо ранее установленных А. В. Хабаковым и Л. С. Бергом *C. facetidens* Chab., *C. cf. kaupi* Agass., *Colobodus varius* Gieb. и др.

В богдинском разрезе выявлена та же ассоциация харофитов (III зона, по Л. Я. Сайдаковскому) и остракод, что и в свите. Хотя Н. Н. Старожилова отнесла комплекс остракод отсюда к так называемой зоне «*Gerdalia longa* и *Darwinula longissima*», включающей также клиноциприсов и триассинел*, следует отметить присутствие здесь *Darwinula lauta* Schl., *D. infera* Schl., *D. astayica* Schl. (определения А. Г. Шлейфер и Г. В. Старичковой), *Triassocypriis pussilla* (Koz.), *Triassellina* sp., *Prikaspiella?* sp. (определения Х. Козура). Следует также отметить указания В. В. Липатовой, А. Ю. Лопато и др. (1972 б), ссылающихся на определения Л. Я. Сайдаковского и Ф. Ю. Киселевского, о присутствии в

* Поэтому Д. А. Кухтинов (1972) выделяет здесь зону *Triassinella chramovi*.

богдинской свите г. Б. Богдо, кроме того, следующих харофитов: *Stenochara doñeziana* (Said.) Gr., *Stn. ovata* Said., что подтверждают и сами Л. Я. Сайдаковский и Ю. Ю. Киселевский (1972), вступая в противоречие с другими своими работами.

Л. Д. Кипарисова (Кипарисова, 1972) описала из разреза богдинской свиты г. Богдо и переопределила из работы И. Б. Ауэрбаха (1871) *Bakevella* sp., *Gervillia mytiloides* (Schloth.), *G. albertii* (Göldf.), *Parallelodon beyrichi* (Stromb.), *G. mytiloides* var. *bogdoana* Frech., *Leptochondria albertii* (Göldf.), *Myalina dalailamae* (Vern.), *Mytilus tuarkyrensis* Kip., *M. tuarkyrensis* f. *lata* Kip., *Neoschizodus orbicularis* (Bronn.), *Pseudocorbula* (*Myophoriopsis*) *nuculaeformis* (Zenk.), *Unionites* (*Anodontophora fassaensis* (Wissm.)), *U. (A.) canalensis* (Cat.), *U. (A.) albertii* (Assm.).

И. А. Добрускина определила с г. Б. Богдо остатки плаунового растения *Pleuromeia steraberqi* (Münst.) Corda. Остатки этого же растения худшей сохранности (определение И. А. Добрускиной) были обнаружены автором в разрезе скв. 1 Садовой (3893—3900). А. Ю. Лопато (1972) описал отсюда конхострак (*Cyclotunquezites bogdoensis* Lop., *C. bascuntschakiensis* Lop., *Cyclestheria rossica* Nov., *Concherisma tomiensis* Mol., *Sphaerestheria ovata* Nov. и др.

Следует подчеркнуть, что в богдинской свите Владимировского купола (скв. 7-с, 916—931 м) обнаружены такие остракоды (определения Г. Ф. Шнейдер), как *Renngartenella* * sp., *Lutkevichinella bruttanæ* Schn., *L. ex. gr. lauta* Schn. (*L.?* sp. по Н. Н. Старожиловой), *Darwinulla* sp. sp. (по Н. Н. Старожиловой — *D. aff. lauta* Schl.), *D. aff. oblonga* Sehn., *Glorianella* * ex. gr. *efforta* (Gleb.).

Согласно Н. Н. Старожиловой, среди них присутствуют формы, характерные для среднего триаса. В отдельных образцах из этой свиты Е. А. Егорова, а позже М. Н. Шарова установили остатки *Clinocypris triassica* (Schn.), что было подтверждено А. Г. Шлейфер, определившей при дополнительном изучении раковины *Cl. aff. elongata* (Schn.), *Triassinella astgachanica* Schl., *T. bogdoana* Schl., *Darwinula recondita* Schl. и фораминифер *Reorpha* sp.

Х. Коцур отмечает, что в комплексе богдинской свиты Нижнего Поволжья, помимо характерных клиноциприсов и триассинелл, встречаются оленекско-анизийские *Aglaiocypris?* *aequalis* Koz. (скв. 7 Владимировская, 916—923 м), *Triassocypris*

*Видимо, представители прикаспиелл.

pusilla (Koz.) (скв. 5 Чапаевская, 2100—2105 м). Он указывает также, что присутствие люткевичинелл вовсе не свидетельствует о среднетриасовом возрасте, так как представители этого рода часто встречаются в нижнетриасовых породах германского бассейна и Тетиса. Кроме того, Н. Н. Старожиловой были определены люткевичинеллы в нижнем триасе Прибалтики (Киснерус, Сайдаковский, 1972).

В богдинской свите в скв. 6-с Владимировской (470—478 м) В. Г. Малая и Л. Я. Сайдаковский установили гиринониты харофитов — *Altochara luetkevichii* Said., *Porochara kiparisovae* Said., *P. movschovichii* Said., *Vladimiriella bogdoana* (Dem.) Said., *Cuneatochara bogdoana* (Auerb.) Said., *Maslovi-chara gracilis* Said., *Stellatochara sellingii* H. aff. R., *Stenochara ovata* Said. (последние два вида, по мнению Л. Я. Сайдаковского, характерны для среднего триаса).

Помимо вышеуказанных разнообразных органических остатков (см. также Мовшович, 1970 б), в богдинской свите в скв. 5 — П Енотаевской (1093—1101 м) автором найден характерный для оленекского яруса аммонит *Tirolites haueri* Mojs. (определения М. Г. Солодухо, Л. Д. Кипарисовой и Т. В. Астаховой), а также пелециподы (скв. 5-п, 1080—1158 м, скв. 7 Владимировская, 987—994 м) *Cervillia alberti* Stromb., *G. cf. mytiloides* (Schloth.), *Neoschizodus cf. laevigata* (Ziet.), *Leptochondria cf. albertii* (Coldf.) (определения М. Г. Солодухо и Л. Д. Кипарисовой). Недавно в скв. 155 Переметной (855—864 м) найдены *Tirolites* sp., *T. cf. cassianus* (Quen.), *Bakevellia exprorecta* (Leps.), *B. exprorecta* var. *linearis* (Cold.), *Leptochondria minimus* (Kip.), *Entolium microtis* Wittn. и др. (определения Т. В. Астаховой).

В средней части богдинской свиты Переметного купола (скв. 155, 855—864 м) X. Коцур определил оленекские конодонты (одна форма имеет более широкое распространение): *Neochindeodella?* sp. nov. и *N. triassica rieqeli* (Mosher). В самой кровле богдинской свиты (скв. 4-п Батыр-Малинская, 1790—1795 м) встречен конодонт (определение X. Коцура) *Diplododella* sp., предположительно *D. meissneri* (Tatge), распространенный от якутского до карнийского яруса.

В образцах автора из нижней-средней части богдинской свиты X. Коцуром установлены разрозненные скелетные элементы (боковые, спинные, устьевые) и позвонки офиур (иглокожих) на Владимировском (скв. 7, 1022—1028 м и 987—989 м) куполах и Сарпинском массиве (скв. 302, 930—936 м). Несмотря на отсутствие определений, они принадлежат к

близким формам, известным из рётских отложений ГДР и верхнеоленекских образований Непала.

В разрезах богдинской свиты куполов Владимировского (скв. 6, 496—503 м, скв. 7, 908—1028 м), Бугринского (скв. 1, 2467—2469 м, скв. 2, 2594—2599 м, скв. 5, 2568—2574 м), Шаджинского (скв. 3, 2585—2594 м), Халганского (скв. 4, 1551—1559 м, скв. 8, 2062—2068 м), Колодезного (скв. 2, 1784—1788 м, скв. 3, 1948—1949 м), Каракульского (скв. 3, 1392—1394 м), Чапаевского (скв. 2, 2483—2485,5 м, скв. 5, 2116—2122 м), Касьяновского (скв. 6, 3105—3115 м), а также Сарпинского массива (скв. 302, 890—895 м) И. Н. Соколова установила характерный спорово-пыльцевой комплекс, близкий к ранее изученному В. П. Синегуб (1969) на г. Б. Богдо и на Бугринском куполе (скв. 1, 2590—2599 м). Для него характерно преобладание спор плевромейи (лундбладиспоры?) с значительной примесью пыльцы гинкгоцикадофитов, а также с небольшим количеством стриатопинитов, веррукозиспоритов и др. форм. В скв. 1-п Садовой (3807—3997 м) Г. С. Дедович, И. С. Макарова и Н. Н. Маркина также выявили спорово-пыльцевые комплексы богдинской свиты, несколько отличные от обычного.

Помимо миоспор, в богдинской свите часто встречаются трилетные мегаспоры. Среди них Х. Коцур установил в образцах автора из разрезов г. Б. Богдо, Куба-Тау, куполов Переметного (скв. 155, 886—890 м), Касьяновского (скв. 6, 3105—3113 м), Сарпинского массива (скв. 302, 895—901 м), Шарцарынского поднятия (скв. 2, 2182—2198 м, скв. 4-п Батыр-Малинская, 1790—1800 м) и скв. 1-п Садовой (3954—3960 м) те же виды (преобладают мегаспоры плевромейи), которые характерны для свит хардегсен и золлинг Северо-Германской впадины (Kozur, 1972 a, b), соответствующих большей части оленекского яруса.

Анализ всех приведенных материалов свидетельствует о несомненном появлении в заведомо нижнетриасовом комплексе богдинской свиты тех элементов остракод, харофитов, пелеципод и др. ископаемых, которые переходят в нижнеанизийский подъярус. Представление В. В. Липатовой (1967, с. 62) о формировании богдинской свиты в самом конце раннего триаса, основанное на данных о присутствии в ней пелеципод, которые переходят в средний триас, ошибочно. Характерный комплекс аммоноидей тиролитовой зоны основания оленекского яруса встречен не только в нижней части богдинской свиты, но и в самых верхних ее слоях. Последние вскрыты скважинами и

шурфом на северо-западном склоне г. Б. Богдо, где мощность свиты достигает 100—119 м. Здесь встречены тиролиты (материалы, собранные А. М. Белоозеровой и определенные Е. А. Троицкой), на что уже ранее обращал внимание автор (Мовшович, 1970 б, с. 244).

В связи с постепенностью перехода богдинской свиты в енотаевскую выделение каждой из них в отдельности за пределами Нижнего Поволжья вызывает затруднения.

Енотаевская свита (T₁ en)

Енотаевская свита сложена глинами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, с редкими маломощными прослоями мергелей и известняков. Окраска пестроцветная — красно-бурая и кирпично-красная с голубовато-серыми пятнами и прослоями (отдельные части свиты местами преимущественно красноцветны или сероцветны). Кровля свиты совпадает с подошвой карбонатной пачки индерской свиты. Мощность свиты колеблется от 50 до 210 м, достигая 325 м. Свое название свита получила от г. Енотаевска (Лозовский и др., 1973), близ которого она была впервые установлена и изучена в разрезах Енотаевского и Владимировского куполов (Мовшович, 1967, 1970 б, 1973), являющихся стратотипом свиты. Кроме того, енотаевская свита была изучена в разрезах Бугринского, Шаджинского куполов, Сарпинского массива, скв. 1-п Садовой, Шар-Царынского поднятия и др. структур (рис. 13).

Глины по составу гидрослюдистые с примесью каолинита, хлорита, а местами смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований, неравномерно алевритистые (до алевролитов) и известковистые, с мелкими сидерит-кальцитовыми журавчиками (до 2—3 мм), комковато-массивные, реже неяснослойные. Песчано-алевролитовые породы олигомиктово-кварцевые, реже граувакковые; они характеризуются рutilикотит-гранат-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов с примесью турмалина, апатита и барита.

Енотаевская свита содержит однообразный комплекс дарвинулид и гердалий, очень близкий таковому ветлужской серии. Однако наряду с ними, в скв. 4-п Батыр-Малинская (1750—1755 м), скв. 272, 278 и 302 Сарпинского массива (соответственно 1211—1214 м, 1292—1303 м и 863—868 м) встречаются как переходящие из нижележащих свит уже упоминавшиеся клиноциприсы и приассинеллы, так и *Darwinula recondita* Schl., *D. lauta* Schl., *D. lenta* Schl., *D. acmayica* Schl., *D. infera* Schl., *Lutkevichinella* sp. (определения В. Г. Малой и Н. Н.

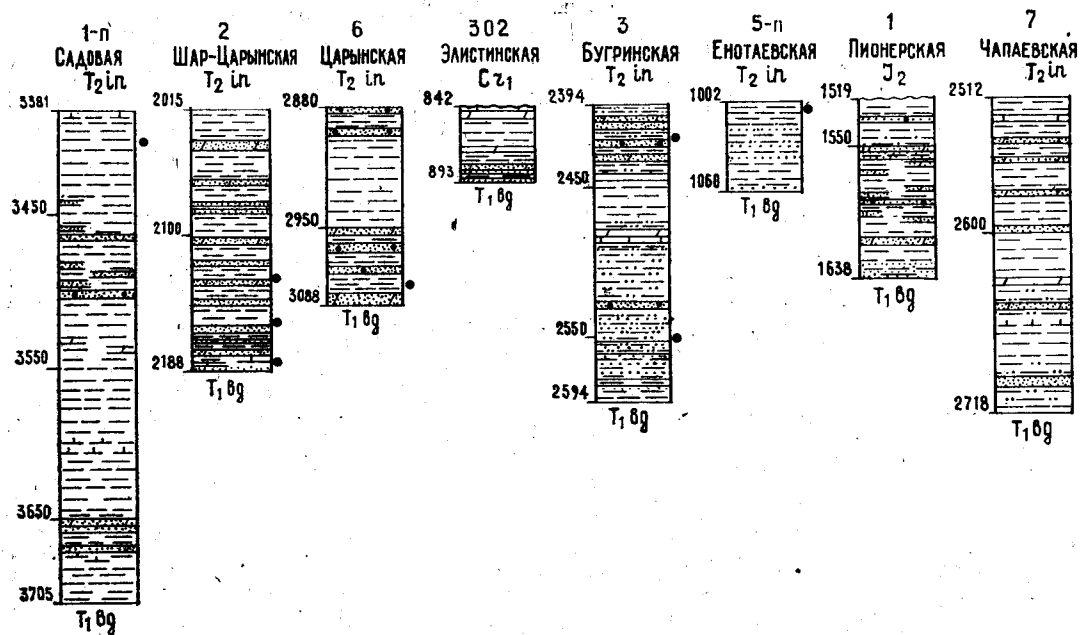


Рис. 13. Разрезы енотаевской свиты (составил Е. В. Мовшович).
 Условные обозначения см. на рис. 3

Старожиловой). По мнению Х. Коцура, в нижней части свиты (скв. 302, 868—890 м, скв. 2 Шар-Царынская, 2161,5—2164,5 м) присутствуют также оленекско-нижнеанизийские *Aglaiocypris? aequalis* Koz., «*Cultella*» cf. *levis* Koz.

В енотаевской свите Владимировского купола (скв. 12, 917—923 м), Шар-Царынского поднятия (скв. 2, 2182—2190 м) и Сарпинского массива (скв. 302 Элистинская, 863—868 и 890—895 м) установлены конхостраки (определения В. А. Молина и А. Ю. Лопато) *Cyclotunguzites* cf. *bogdoensis* Lopato, *Cyclestheria rossica* Nov., *Eulimnadia? aff. aequalis* (Lutk.), *Pseudestheria putjatensis* Nov., *P. gybinskensis* Nov. и пелелиподы (определения Т. В. Астаховой и Л. Д. Кипарисовой) *Gervillia* cf. *mytiloides* (Schloth.), *G. cf. alberti* Stromb., характерные для нижнего триаса.

Комплекс харофитов (определения Ф. Ю. Киселевского, В. Г. Малой и Л. Я. Сайдаковского) енотаевской свиты весьма своеобразен. Он включает формы, характерные как для богдинской свиты — *Porochara triassica* (Said.) Gr., *P. ugusovii* Said., *P. movschovichii* Said., *P. kiparisovae* Said., *P. brotzenii* (H. af R.) Gr., *P. abjecta* Said., *P. concisa* Said., *Cuneatochara procera* Said., *C. bogdoana* (Auerb.) Said., *Stenochara pseudoglypta* (H. af R.) Gr., *Stn. elongata* Said., *Auerbachichara kisielevskiyi* Said., *A. collocerata* Said., *A. baskuntschakiensis* Kis. и др., так и руководящие для среднего триаса (по схеме Л. Я. Сайдаковского, 1969) *Stenochara ovata* Said., *Stn. donetziana* (Said.) Gr., *Stn. saratoviensis* Kis., *Stellatochara bulgarica* Said., *St. donbassica* (Dem.) Said., *Cuneatochara angusta* Said., *C. capitata* Said. et Kis., *Maslovichara compacta* Said., *M. arguta* Said., *M. fragilis* Said., *M. crassa* Said. и др. По мнению Ф. Ю. Киселевского, среднетриасовые элементы чаще встречаются в самых верхних слоях свиты (мощностью до 40—60 м).

В нижней части енотаевской свиты нередко встречаются мегаспоры. Впервые их обнаружил в образцах автора С. В. Мейен (скв. 302, 875—883 м, скв. 2 Шар-Царынская, 2161—2164,5 м), определивший среди них мегаспоры плевромейи. Позже Х. Коцур отметил те же две трилетние формы мегаспор (скв. 302, 895—901 м, скв. 1 Бугринская, 2402—2411 м, скв. 2 Шар-Царынская, 2156—2161,5 м), которые были встречены в богдинской свите, а также в свитах хардегсен и золлинг ГДР.

И. Н. Соколова изучила из нижней половины свиты Бугринского (скв. 1, 2402—2405 м), Чапаевского (скв. 2, 2400—2405 м), Касьяновского (скв. 6, 3042—3048 м) куполов и Сар-

пинского массива (скв. 302, 858—883 м) тот же спорово-пыльцевой комплекс, какой известен из богдинской свиты. Из верхней части свиты в скв. 1-п Садовой (3403—3409 м) Г. С. Дедович определила спорово-пыльцевой комплекс, который отличается низким содержанием плевромейи и повышенным количеством гинкгоцикадофитов (приближается к комплексу нижней части индерской свиты).

В разрезе г. Б. Богдо, в отличие от верхов богдинской свиты, сохранившихся под неогеном на северо-западном склоне, породы енотаевской свиты отсутствуют, видимо, вследствие размыва.

Таким образом, все имеющиеся данные свидетельствуют о нижнетриасовом возрасте енотаевской свиты. Только самые верхние слои ее могут оказаться нижеанизийскими. Следует отметить, что, по В. В. Липатовой (1971; Липатова и др., 1969), эта свита полностью относится к нижнему триасу.

Как уже упоминалось, проследить за пределами Нижнего Поволжья богдинскую и енотаевскую свиты в отдельности трудно, однако нижебаскунчакская подсерия в целом прослеживается достаточно уверенно.

В центральной части Северо-Каспийской впадины Е. И. Соколова (1969) выделила рассматриваемые образования в качестве богдинской свиты (скв. СГ-1 Аралсорская, 3525—3725 м).

Анализируя литологическую корреляцию центральных, северных и северо-западных областей Северо-Каспийской впадины, И. Г. Лата и др. (1970), И. М. Бровар и др. (1971) приходят к выводу о необходимости объединения выделенных В. В. Липатовой (1967) в «среднем триасе» песчаной, глинистой и глинисто-известковой пачек в одну — известняково-глинистую пачку. Последняя вместе с вышележащей глинистой пачкой в центральной части впадины примерно соответствует нижебаскунчакской подсерии (см. табл. 2, 6, 8).

Мощность енотаевской свиты к востоку и северо-востоку значительно сокращается при одновременном резком увеличении роли сероцветных глин. Все же красноцветные глины присутствуют в верхней части нижебаскунчакской подсерии и на востоке. Так, по наблюдениям автора, подтвержденным личным сообщением Ю. И. Подгорного, в 1966—1973 гг. проводившего геологическое изучение триаса окрестностей оз. Индер, подобные красноцветные глины встречаются в разрезе хр. Кок-Тау (восточный берег оз. Индер) ниже индерской свиты.

Не исключено, что самые верхние слои подсерии (мощностью до 50 м) могут оказаться уже нижеанизийскими, так

как в Нижнем Поволжье в них появляется преимущественно среднетриасовая ассоциация харофитов (по Ф. Ю. Киселевскому) совместно с дарвинулидами широкого стратиграфического распространения, а в центральной части впадины появляются оленекско-анизийские прикаспиеллы (харофиты здесь не установлены).

Севернее Нижнего Поволжья нижнебаскунчакская подсерия может быть выделена в скв. 31-оп Шунгайской (3027—3200 м), а ее верхние слои — в скв. 1-оп Эльтонской (1966—1989 м). На восточной окраине Северо-Каспийской впадины нижнебаскунчакская подсерия, вероятно, может быть параллелизована с акжарсайской свитой.

К западу от Северо-Каспийской впадины аналогом нижнебаскунчакской подсерии является липовская свита бассейна Нижнего Дона. Однако она включает аналоги енотаевской свиты лишь в южных — наиболее полных разрезах. На Украине ей может соответствовать песчаная толща верхнесеребрянской подсвиты.

В Восточном Предкавказье нижнебаскунчакская подсерия параллелизуется с затеречной свитой* (для верхов последней, как и для верхов енотаевской свиты, нельзя исключить нижнеанизийский возраст). В Центральном Предкавказье нижнебаскунчакской подсерии соответствуют донижнемеловые сероцветные карбонатно-терригенные отложения, вскрытые скв. 1 Красногвардейской (2750—3000 м), которые коррелируются с затеречной свитой.

В Горном Мангышлаке нижнебаскунчакская подсерия сопоставляется с тарталинской и караджатыкской свитами, объединенными в тюрурпинскую серию, ранее рассматривавшуюся как таушикская свита.

В Южно-Мангышлакском прогибе, где первоначально ошибочно были выделены под юрскими образованиями верхнетриасовые отложения (Флоренский, Виноградов, 1969), теперь все выделяют тюрурпинскую серию, расходясь лишь в расчленении ее (Бененсон и др., 1971; Едренкин и др., 1972; Флоренский и др., 1973). В качестве аналога этой серии рассматривается доюрская сероцветная карбонатно-терригенная толща (скв. 25 Жетыбайская, 2645—3280 м).

* Анализ разрезов триаса Восточного Предкавказья, выполненный автором совместно с В. Р. Лозовским, показал, что сероцветная карбонатно-терригенная толща (залегает между карбонатной нефтекумской и красноцветной карбонатно-терригенной закумской свитами), именуемая затеречной серией (Объяснительная записка..., 1973), не может быть расчленена более подробно. Поэтому ее следует именовать свитой.

Более полный разрез вскрыт северо-восточнее на площади Узень. Наиболее обоснованная корреляция этих площадей предложена, по-видимому, П. В. Флоренским и др. (1973), сопоставившими с тюрурпинской серией выделенные ими четырехпачки. Несмотря на некоторые литологические отличия, самая верхняя (V) пачка также должна сопоставляться с тюрурпинской серией, так как охарактеризована оленекскими аммонитами. Встреченные в ней спорово-пыльцевые комплексы (Виноградова, 1974) носят переходный оленекско-анизийский характер. Мнение П. В. Флоренского и др. (1973) о ее средне-триасовом возрасте и о замещении ее в Горном Мангышлаке красноцветной конгломератово-песчаной карадуанской свитой (нижнеанизийской) необоснованно.

Большой интерес представляет расположенный южнее разрез скв. Г-4 Южно-Жетыбайской. Здесь С. С. Едренкиным и др. (1972) были выделены под юрой алевролитово-глинистая караджатыкская свита (2902—3340 м) и глинисто-карбонатная тарталинская свита (3340—3930 м). Однако недавно появилось предложение (Липатова и др., 1974) о выделении в этом разрезе южно-жетыбайской свиты среднего триаса (3180—3697 м), которую подстилают те же свиты — караджатыкская (аргиллитовая) и тарталинская (карбонатная) свиты. Такое произвольное изменение объема свит в одном и том же разрезе (обоснование его не приводится) не дает возможности оценить целесообразность такого предложения. В настоящее время корреляция этой части разреза с другими разрезами Южного Мангышлака неоднозначна. Поэтому введение новой свиты без обоснованного анализа ее соотношения с ранее выделенными свитами является преждевременным.

На Туаркыре нижебаскунчакской подсерии соответствует самая верхняя пачка (7) индского яруса и три пачки оленекского яруса (Астахова, 1973), представленные пестроцветными карбонатно-терригенными породами с комплексом аммоноидей и пелеципод (в нижней части разреза), который очень сходен с встреченными в богдинской и тарталинской свитах.

В Северо-Германской впадине с нижебаскунчакской подсерией параллелизуются свиты хардегсен среднего бунтзандштейна, золлинг и нижний рёт верхнего бунтзандштейна.

ВЕРХНЕБАСКУНЧАКСКАЯ ПОДСЕРИЯ ($T_{1-2}bs_2$)

Индерская свита ($T_2 in$)

Индерская свита сложена неравномерно переслаивающимися карбонатными и глинистыми породами (рис. 14). Нижняя

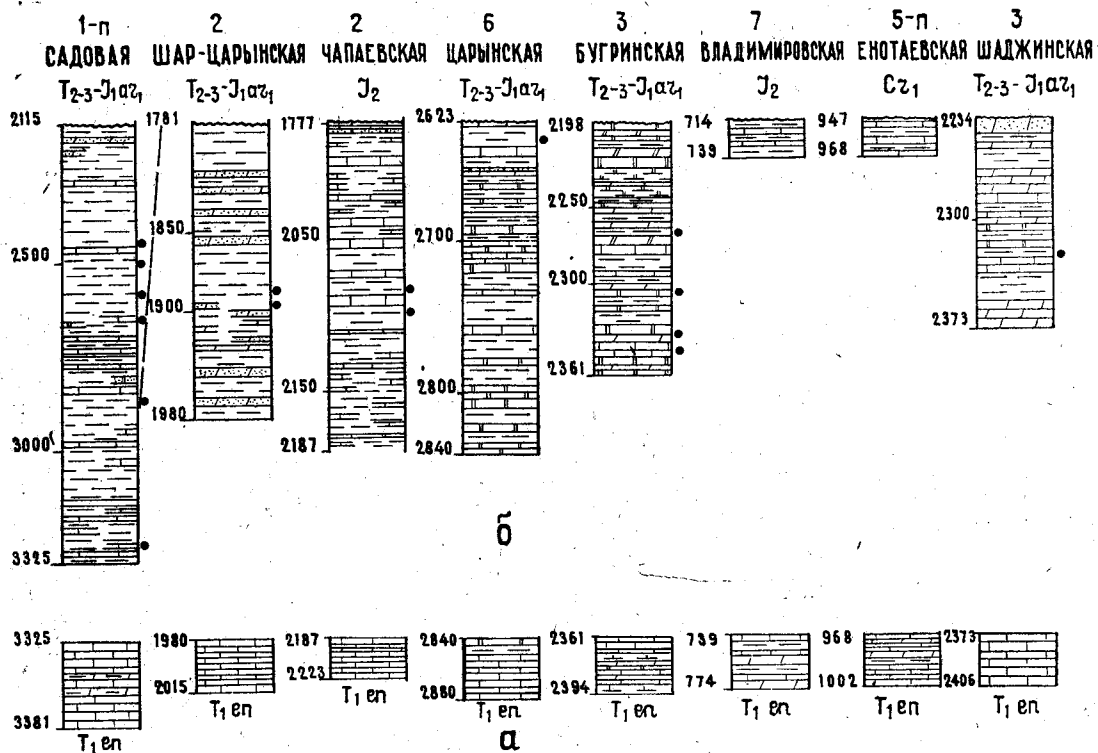


Рис. 14. Разрезы индерской свиты (составил Е. В. Мовшович): а — нижней подсвиты; б — верхней подсвиты.

Условные обозначения см. на рис. 3

часть свиты выделена в карбонатную пачку (25—57 м), сложенную известняками и доломитами с подчиненными прослоями мергелей и глин, реже алевролитов и брекчий (породы светло-серые, иногда почти белые, до зеленовато- и темно-серых, почти черных, реже кремово- и буровато-серые). Верхняя часть свиты образует карбонатно-глинистую пачку (139—250 м, до 1270 м), сложенную глинами, красно-бурыми, прослоями серыми (внизу преимущественно сероцветными), с прослоями светло-серых, почти белых или голубых, до зеленовато-серых, реже сиренево- и красно-бурых известняков, доломитов и мергелей, главным образом в нижней части пачки и с редкими маломощными прослоями красноцветных и сероцветных песчаников и алевролитов, в основном, в верхней части.

Из-за неравномерности преаралсорского размыва мощность свиты сильно варьирует. В Енотаевской депрессии на глубоко погруженных куполах — Бугринском, Восточно-Бугринском, Шаджинском, Харсонском мощность колеблется от 162 м до 196 м, а на неглубоком Чапаевском куполе достигает 270 м. На Шар-Царыньском поднятии (внешняя часть бортовой зоны) мощность свиты — 180—234 м. В Садовой депрессии ее мощность достигает 1206 м, а в узком прогибе (западнее Северо-Сарпинского купола) — 1318 м. Северо-восточнее Волгограда (скв. 276 Ново-Никольская, 2162—3120 м) мощность индерской свиты 958 м. Подобные колебания мощности в основном вызваны неравномерностью размыва ее верхов. Преаралсорский врез местами превышал 600 м.

Индерская свита лучше всего изучена в разрезах Бугринского, Шаджинского, Енотаевского, Владимировского, Чапаевского, Касьяновского куполов, Сарпинского массива, Шар-Царыньского поднятия и Садовой параметрической скважины. Известняки индерской свиты обычно доломитизированы, тонкозернисты, реже детритовые, часто с обломками и прослойками глин, с обугленным растительным детритом, обломками спикул губок, зубов и чешуи рыб. Некоторые разности исключительно сходны с известняками велленкалька, что впервые отметил Х. Коцур. На сводах массивов карбонатные породы иногда брекчиевидны (скв. 244), встречаются также сахарно-белые песчаниковидные известняки. Доломиты микрозернистые, прослоями органогенно-детритовые, глинистые, плитчатые, часто с обугленным растительным детритом.

Глинистые породы преимущественно сложены гидрослюдой с примесью смешанослойных монтмориллонитово-гидрослюдистых образований и хлорита. Песчано-алевролитовые породы

олигомиктово-кварцевые, кварцевые и граувакковые, характеризуются рutil—пикотит—гранат—цирконовой ассоциацией тяжелых минералов с примесью апатита и местами барита.

В индерской свите Нижнего Поволжья, по определениям В. Г. Малой, Н. Н. Старожиловой и А. Г. Шлейфер, помимо многих форм, упомянутых выше, присутствуют разнообразные люткевичинеллы, глорианеллы, реннгартенеллы, пульвиеллы, спелунцеллы, цитериссинеллы и др. формы. Несмотря на значительное количество остракод, установленных во многих разрезах триаса Нижнего Поволжья, авторы всех работ (Липатова и др., 1969; Липатова, 1971), затрагивавших этот вопрос, не смогли выделить здесь те «зоны» остракод, которые выделялись ими в Саратовском Заволжье и в скв. СГ-1 Аралсорской. Х. Коцур (1973с) считает, что «реннгартенеллы» и «глорианеллы» (из зоны «*Glorianella inderica*») относятся к *Prikaspiella Koz.*, а «*Laevicythere*» (из одноименной зоны) не имеют ничего общего с этим родом, а относятся к *Pulviella*, поэтому не позволяют сопоставить вмещающие слои с верхнеанизийско-ладинскими.

По мнению Х. Коцура, для нижней части индерской свиты куполов Бугринского (скв. 3, 2342—2343 м), Шаджинского (скв. 1, 2370—2374 м; скв. 3, 2321—2325 м), Владимировского (скв. 7, 749—755 м), Сарпинского массива (скв. 225, 751—757 м; скв. 239, 786—791 м) и скв. 1-п Садовой (2865—2869 м) характерны, кроме дарвинулид, клиноциприсов, триассинелл, *Triassocyprius pusilla* (Koz.), *Aglaiocyprius aequalis* Koz., «*Cultella*» *levis* Koz., *Bairdiocyprius*? sp., *Prikaspiella culta* (Star.), *Pr. distincta* (Star.), *Pulviella* (*Inderella*) *aralсорica* Schl., *P. (I.) obola* Schl., *P. ovalis* Schn., распространенные в основном в верхнеоленекско-анизийских отложениях Центральной Европы. Поэтому нижняя часть индерской свиты может параллелизоваться с нижнеанизийским подъярусом.

У оз. Индер (близ тригопункта на хр. Коктау) в толще известняков и глин, относящихся к нижней половине индерской свиты, встречены, по заключению Х. Коцура, *Prikaspiella distincta* (Star.), *Lutkevichinella simplex* Koz., *L. sp. nov.*, *L. (Cytherissinella) composita* (Star.), *L. (C.) aff. aliena* (Star.), *L. (C.) spp. nov.*, *Kiselevskella crispa* (Schl.), *Pulviella ovalis* Schn., *P. (Inderella) obola* Schl., «*Clinocyprius*» *lii* Schl. и др., позволяющие параллелизовать вмещающие слои с нижнеанизийским подъярусом. Здесь же автор собрал коллекцию гастропод и пелеципод (определения М. Н. Вавилова) *Omphalotycha schmidti* Assm., *O. ex gr. gracillima* Koken, *O. cf. rhe-*

pana Koken, *O. cf. submersa* Assm., *Pseudocorbula* (*Myophoriopsis*) *puculaeformis* Zenc., *Anodontophora alsatica* Koken, *A. brevis* Bittn., *A. alberti* Assm. и др., известных пока из отложений рёта-велленкалька Северо-Германской впадины. Близкий комплекс остракод обнаружен А. Г. Шлейфер (1972, 1973) в нижней части индерской свиты скв. СГ-1 Аралсорской (3437—3520 м).

Более молодой комплекс остракод, характеризующийся появлением спелунцелл, исчезновением прикастиелл и аралсорелл, присутствием пульвиелл, киселевскелл, люткевичинелл и др., встречается лишь в самых верхних 10 м индерской свиты на куполах Бугринском (скв. 2, 2217—2225 м) и Касьяновском (скв. 6 Царынская, 2625—2629 м). Он же установлен А. Г. Шлейфер (1972, 1973) в верхней части индерской свиты в скв. СГ-1 Аралсорской (3328—3437 м). Эти слои относятся уже к среднеазиатскому подъярусу (пельсону), так как в Северо-Германской впадине подобный комплекс остракод распространен в верхней части велленкалька, кроме самых его верхов.

В скв. 1-п Садовой (2261—2605 м) сходный комплекс распространен, по заключению Х. Коцура, в значительно более мощной толще (порядка 500 м): *Pulviella* (*Inderella*) *aralsorica* Schl., *P. (I.) obola* Schl., *P. ovalis* Schn., *Kiselevskella crispa* (Schl.), *K.? bisulcata* (Koz.), *Speluncella* sp., *Sp. spinosa* Schn., *Sp. acuta* Koz., *Sp. erschoviensis* Star., *Telocythere* (*Praetelocythere*) sp. nov. и др. При этом в верхах свиты появляются примитивные телочитере, указывающие на присутствие аналогов самых молодых слоев пельсона, несомненно, отсутствующих в других менее полных разрезах индерской свиты Нижнего Поволжья, а также центральной части Северо-Каспийской впадины.

В небольшом изолированном обнажении верхов индерской свиты (сложены зеленовато- и темно-серыми глинами с прослоями серых сливных песчаников, темных пеллециподовых и микрозернистых известняков) у могил Кара-Бала-Кантемир (в 2—3 км к югу от вышеупомянутого местонахождения на хр. Коктау у оз. Индер) встречены, по определению Х. Коцура, пельсонские (судя по корреляции со скв. 1-п Садовой — нижнепельсонские) остракоды: *Pulviella ovalis* Schn., *P. (Inderella) aralsorica* Schl., *P. (I.) obola* Schl., *Speluncella? schneiderae* Schl., *Kiselevskella crispa* (Schl.), «*Clinocypris*» *vasiljevi* Schl. и др.

Комплекс пеллеципод, собранных здесь автором, отличен от ассоциации из более низких слоев индерской свиты на хр. Кок-

тау и содержит *Trigonodus hornshuchi* Berg., *Modiola* cf. *salzstettensis* Hoh., *Pseudocorbula* (*Myophoriopsis*) aff. *gregaroides* Phill., *P.* (*M.*) *plana* Hoh., *P.* (*M.*) *pucculaeformis* Zenc. (?), *P.* (*M.*) cf. *subundata* Schaubrot. По мнению Л. Д. Кипарисовой, эти пелелиподы характерны для среднего триаса, тяготеея, по-видимому, к его верхам.

Находка обильных остатков плагиозавров, единичных мастодонзавров (среди них фрагмент челюсти, идентичной остаткам из юшатырской свиты Южного Приуралья, соответствующей верхам ладинского яруса) и дицинодонтов (их кости отличны от таковых из донгузской свиты) в этом же обнажении (Липатова и др., 1972а; Очев, Смагин, 1974) как будто противоречит представлению о среднеанизийском возрасте верхов индерской свиты. Однако плагиозавры весьма характерны для донгузской свиты, анизийский возраст которой не вызывает сомнений (Твердохлебов, 1967). В ней, как и в мушелькальке (начиная с его низов), изредка встречаются и остатки мастодонзавров (Очев, 1972, с. 196—197). По-видимому, стратиграфическое распространение мастодонзавров (как и плагиозавров) не ограничено только верхнеладинско-карнийскими отложениями, как это обычно принимается сейчас, а редкость их находок в анизийских напластованиях, вероятно, обусловлена тафономическими причинами*.

В индерской свите Нижнего Поволжья среди остатков харофитов установлены *Stellatochara dnjeproviiformis* Said., *St. bulgarica* Said., *St. donbassica* (Dem.) Said., *Porochara urusovii* Said., *Stenochara pseudoovata* Said., *Stn. rantzenii* Said., *Stn. saratoviensis* Kis., *Stn. blanda* Said., *Maslovichara brevicula* Said., *M. lipatovae* Said., *Cuneatochara capitata* Said. et Kis., *C. bogdoana* (Auerb.) Said., *Auerbachichara kiselevskiyi* Said. и др. (определения Ф. Ю. Киселевского, В. Т. Малой и Л. Я. Сайдаковского). Отождествление Ф. Ю. Киселевским (Киселевский, Рыков, 1972) харофитов верхней части индерской свиты с ладинскими харофитами, изображенными Х. Коцуром и Х. Коцура, харофиты индерской свиты, исследованные им, сходны с анизийскими харофитами среднего мушелькалька Германского бассейна.

В индерской свите Бугринского купола (скв. 1, 2250—2254 м; скв. 2, 2225—2229 м; скв. 3, 2260—2335 м; скв. 5, 2285—

* Следует иметь в виду, что разрез участка оврага с могилами Ази-Мола, где также найдены позвонки среднетриасового плагиозавра (Липатова и др., 1972а), не может быть точно сопоставлен с основным разрезом хр. Кок-Тау из-за сложной дизъюнктивной тектоники.

2290 м), Сарпинского массива (скв. 225, 751-762 м; скв. 239, 762—767 м; скв. 244, 652—678 м), Шар-Царынского поднятия (скв. 1, 1853—1854 м; скв. 2, 1988—1990 м), скв. 1-п Садовой (3367—3380 м, 3268—3275 м) И. Н. Соколова, В. П. Синегуб, Г. С. Дедович, И. С. Макарова, Л. С. Поземова и Г. Д. Ефремова обнаружили спорово-пыльцевые комплексы, сходные с известными из богдинской свиты, но отличающиеся значительным преобладанием гингоцикадофитов и более низким содержанием спор плевромейи (лундбладиспоры?). Эти комплексы носят переходный оленекско-анизийский или нижнеанизийский характер.

В верхней части индерской свиты в скв. 1-п Садовой (2865—2869 м, 2596—2605 м, 2500—2509 м, 2450—2460 м) И. Н. Соколова, Г. С. Дедович и Л. С. Поземова установили спорово-пыльцевой комплекс, отличающийся низким содержанием миоспор плевромейи, гингоцикадофитов, присутствием бакулятиспоритов, аратриспоритов и др. форм. Он более определенно указывает на среднетриасовый возраст вмещающих пород. В самых верхних слоях индерской свиты скв. 1-п Садовой (2203—2409 м) Г. С. Дедович определила спорово-пыльцевые комплексы, сходные с установленными И. С. Макаровой (1969) в верхней части среднего триаса Саратовского Заволжья.

Такие данные подтверждают точку зрения И. А. Добрускиной (1970) и О. П. Ярошенко (1970) о большой близости флор и споровопыльцевых комплексов верхней части нижнего триаса и анизийского яруса.

Приведенная выше характеристика комплексов остракод и пелеципод также указывает на большую близость ископаемых оленекских и анизийских отложений, что зачастую затрудняет их разделение во многих разрезах.

Карбонатная пачка индерской свиты, отличающаяся сравнительно небольшой мощностью и резким преобладанием в ее составе известняков, является самым лучшим маркирующим горизонтом в триасовых отложениях, который безошибочно определяется при анализе каротажных диаграмм. Ее верхняя граница не всегда ясна при фациальных замещениях, приводящих к увеличению в восточном направлении количества карбонатных прослоев в вышележащей карбонатно-глинистой пачке. Так, ранее автор (Мовшович, 1973) неточно относил к карбонатной пачке Бугринского, Восточно-Бугринского, Шаджинского, Харсонского, Енотаевского и Владимировского куполов и нижнюю часть карбонатно-глинистой пачки, которая здесь содержит частые прослой известняков, доломитов и мер-

гелей. Только детальный сравнительный анализ всего комплекса промыслово-геофизических данных как этих разрезов, так и новых, позволил внести необходимые уточнения.

На юго-востоке Волгоградского Поволжья карбонатная пачка выделяется в разрезах скв. 36 Северо-Сарпинской (3245—3296 м), скв. 276 Ново-Никольской (3086—3120 м) и др. На востоке Волгоградского Поволжья она установлена в скв. 1-оп Эльтонской (1890—1966 м) далее к востоку в скв. 31-оп Шунгайской (2980—3027 м), скв. СГ-1 Аралсорской (3437—3520 м), скв. П-28 Мастексай (2782—2892 м), скв. Г-17 Порт-Артур (3435—3530 м) и др.

В центральной части Северо-Каспийской впадины индерская свита выделена в скв. 31-оп Шунгайской (2871—3027 м), 1-оп Эльтонской (1819—1966 м), скв. СГ-1 Аралсорской (3328—3520 м), скв. Г-17 Порт-Артур (3330—3530 м), скв. П-28 Мастексай (2705—2892 м) и др.

В восточной части Северо-Каспийской впадины в Кандыкской депрессии вся баскунчакская серия замещается пестроцветной (в нижней части преимущественно красноцветной) песчано-глинистой толщей (скв. 1-оп Хобдинская, 2188—3940 м) с редкими прослоями известняков (в основном в средней и верхней части), судя по данным В. В. Липатовой и др. (1971а). На восточной окраине впадины с верхнебаскунчакской подсерией, вероятно, коррелируется тасшийская свита.

К западу от Северо-Каспийской впадины индерская свита быстро выпадает из разреза вследствие последующих размывов. Однако в центральной и западной частях Преддонецкого прогиба (север Ростовской и юг Волгоградской областей) присутствует фациальный аналог индерской свиты — пестроцветные песчано-глинистые отложения, выделенные автором в морозовскую свиту со стратотипом в районе г. Морозовска. На северо-востоке Украины эти образования отсутствуют, однако на северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения и в Днепровско-Донецкой впадине с морозовской и индерской свитами может быть параллелизована верхняя часть верхнесеребрянской свиты (с близким комплексом харофитов).

В Восточном Предкавказье индерской свите соответствует закумская свита — пестроцветная карбонатно-терригенная толща, содержащая остракод и харофитов, встреченных в индерской свите.

В Горном Мангышлаке с индерской свитой условно может быть параллелизована красноцветная песчано-конгломерато-

вая карадуанская свита. В Южно-Мангышлакском прогибе индерской свите, возможно, отвечает верхняя часть доюрского разреза * в скв. Г-4 Южно-Жетыбайской (2930—3520 м). Здесь Д. А. Кухтиновым (по его личному сообщению) был установлен на глубине 3210—3520 м комплекс остракод, близкий таковому из индерской свиты. Находка М. Н. Вавиловым в этой же скважине (3215—3220 м) обломков аммонита оленекского облика, по-видимому, не противоречит такой точке зрения, т. к. верхнеоленекские и нижнеанизийские аммониты достаточно сходны. Учитывая плохую сохранность большинства остракод, нельзя исключить справедливость мнения П. В. Флоренского о сопоставлении этих слоев с верхами нижнего триаса Узеня.

В Северо-Германской впадине с индерской свитой параллелизуется верхний рёт (под последним Х. Кокур (1972а, 1974а) понимает верхнюю часть среднего рёта прежнего объема — верхние пестрые слои) и велленкальк, кроме его самых верхних слоев.

Заканчивая рассмотрение баскунчакской серии, следует подчеркнуть, что самая верхняя свита ее — индерская — относится к нижней части анизийского яруса, как это ранее предполагал автор (Мовшович, 1967, 1973), а не к верхам оленекского, как принято в унифицированной схеме (Решения..., 1962), и не всему среднему триасу (Липатова, 1967, 1971). В связи с этим целесообразно остановиться на причинах возникновения точки зрения В. В. Липатовой.

Представляется несомненным, что в основу выделения единиц общей шкалы в любых разрезах должно быть положено только биостратиграфическое обоснование, дополненное сравнением геологического строения и развития, а не наоборот, как это принято некоторыми исследователями (Липатова и др., 1969, с. 77). Даже беглое сопоставление геологического строения Северо-Германской и Северо-Каспийской впадин показывает их существенные различия. Эти впадины расположены на фундаментах различного возраста и отличаются своими осадочными чехлами, что хорошо показано в монографии Г. Е.-А. Айзенштадта и М. В. Горфункеля (1965), посвященной сравнительному анализу строения Северо-Каспийской и Северо-Германской впадин. В Северо-Германской впадине красноцветы нижнепермские и нижнетриасовые, галититы же

* Значительная часть этой толщи совпадает с двумя верхними пачками (3180—3562 м) «южно-жетыбайской» свиты В. В. Липатовой и др. (1974).

развиты как в перми, так и в триасе. В Северо-Каспийской впадине галититы в триасе отсутствуют, а красноцветы характерны для верхней перми и нижнего триаса.

Поэтому непонятно, почему В. В. Липатова придает важное значение якобы большому литологическому сходству разрезов триаса указанных впадин, не учитывая того, что осадконакопление происходило в различных бассейнах. Представляется уместным здесь напомнить, что почти сто лет назад А. П. Карпинский (1880) писал о подобных сопоставлениях: «Я не останавливаюсь при этом на таких признаках, как петрографическое сходство пестрых пород с осадками западноевропейского триаса, которым в подобных вопросах, когда осадки принадлежат к различным геологическим бассейнам, нельзя придавать особенного значения» (Собр. соч., т. 2, с. 23).

При попытках сопоставления триаса Прикаспия и различных областей Европы с германским (платформенным) типом разреза (ГДР, ФРГ, Франция, Англия, Польша, СВ-Болгария и др.) следует учитывать, что такие понятия, как «бунтзандштейн» («пестрый песчаник»), «рёт», «мушелькальк» («раковинный известняк») и т. п., являются скорее литостратиграфическими, а не хроностратиграфическими. Достоверно использовать для сопоставления палеонтологические данные, привязанные к упомянутым литологическим толщам, можно лишь с учетом специальных исследований (Kozur, 1972a, 1974a, b, c, и др.). В последнее время было показано, что литологическая граница бунтзандштейна и мушелькалька не совпадает с границей нижнего и среднего триаса, установленной по распределению в разрезах пелеципод, гастропод, остракод и др. ископаемых (Durand, Jurain, 1968; Gall., Grauvogel, 1968; Kozur, 1972a, 1974 a, b; Д. Тронков, 1968).

Далее, Х. Коцур (1968, 1974a) показал, что граница анизийского и ладинского ярусов проходит в подошве средних цератитовых слоев верхнего мушелькалька, а не в основании последнего, как принимают многие исследователи. Поэтому комплексы органических остатков, указанные в качестве характерных для ладинского яруса (Липатова и др., 1968b, 1969), по-видимому, в значительной мере относятся к анизийским или оленекско-анизийским ассоциациям.

Богдинская свита содержит комплекс аммоноидей, позволяющий сопоставить ее с дорикранитовыми слоями Мангышлака и помещать в основание колумбитовой (родовой) зоны (Шевырев, 1968), поэтому сопоставление со всей колумбитовой зоной, предлагаемое В. В. Липатовой (1967, 1971), представля-

ется ошибочным. Партозоуховый комплекс позвоночных богдинской свиты, как указывает В. Г. Очев (1966), соответствует комплексу позвоночных среднего пестрого песчаника ГДР и ФРГ. Точнее, он распространен в свите хардегсен (верхняя часть среднего бунтзандштейна) и в свите золлинг — тюрингском хиротериевом песчанике (низы верхнего бунтзандштейна, по W. Норре, 1965).

Следовательно, богдинская свита соответствует основанию оленекского яруса, а не его верхам, как принимает В. В. Липатова (1967, 1971), и параллелизуется со свитами хардегсен и золлинг ГДР и ФРГ. Рёт, залегающий над свитой золлинг, исключая его верхнюю часть (миофориевые слои и верхние пестрые слои), как показал анализ пелеципод, остракод и др. (Kozig, 1974a, b; Senkowiczowa, 1959; Seidel, 1970), является несомненным аналогом кампильских слоев Альп и входит в состав оленекского яруса, несмотря на литологическое и палеогеографическое сходство рёта и нижнего мушелькалька. Отсюда следует, что в разрезе триаса Прикаспия над богдинской свитой остается значительное место для более молодых слоев оленекского яруса, соответствующих по объему почти всей колумбитовой и прохунгаритовой зонам. Это становится особенно наглядным при сравнении с триасом Мангышлака (Астахова, 1962, Шевырев, 1968).

Основанием для выделения среднего триаса (в полном объеме) в составе индерской свиты Северо-Каспийской впадины (Липатова, 1967, 1971; Липатова, Старожилова, 1968b; Липатова и др., 1969) служит якобы присутствие комплексов остракод и харофитов, характерных для триаса Западной Европы.

Материалы монографического изучения остракод и других ископаемых, выполненного Х. Коцуром (1972a, 1974 a, b), и сравнение их с данными о триасе Северо-Каспийской впадины позволили автору и Х. Коцуру прийти к иным выводам, чем В. В. Липатова и ее соавторы, а именно, что индерская свита соответствует лишь нижне- и среднеанизийскому подъярусам. Прослеживание распределения остракод и харофитов в разрезах показывает, что скульптурированные формы остракод, а также многие «чисто среднетриасовые» харофиты появляются в заведомо нижнетриасовых отложениях, из-за чего нет резкого различия комплексов остракод и харофитов нижне- и верхнебаскунчакских подсерий. Поэтому нельзя выделять средний триас лишь по появлению скульптурированных остракод, как считают В. В. Липатова и др. (1969, с. 85).

Наконец, имеются косвенные данные, которые будут рассмотрены при анализе палеогеографии Северного Прикаспия и сопредельных регионов, свидетельствующие о том, что средне-триасовые образования формировались не во время трансгрессии, а при регрессии, сопровождавшейся местными ингрессиями.

Аралсорская свита (T_{2-3} — J_{1ar})

В аралсорскую свиту, как известно, был выделен А. А. Шаля (1965; Шаля, Ярошенко, 1970) самый верхний комплекс триаса, залегающий между баскунчакской серией и средней юрой. Свита сложена темно-серыми и пестроцветными алевролитово-глинистыми породами с редкими маломощными прослоями известняков в основании и подчиненными прослоями песчаников (рис. 15, 16).

В отличие от более древних отложений триаса, распространенных очень широко, образования аралсорской свиты встречаются преимущественно в пределах различных депрессий, где перекрыты средней юрой. На сводах большинства куполов и бортовых поднятий они обычно размыты.

В основании аралсорской свиты во всех изученных разрезах отмечается размыв. Он фиксируется как перерывом в течение значительной части среднего триаса, подтвержденным палеонтологическими данными (они будут рассмотрены ниже), так и большими колебаниями мощности индерской свиты там, где она перекрыта аралсорской свитой. Выше уже отмечалось, что глубина преаралсорского вреза в Нижнем Поволжье превышала 600 м.

Подобный перерыв отмечала в Саратовском Заволжье В. Е. Лацкова в 1966—1968 гг. Анализ разрезов триаса центральной и северной частей Северо-Каспийской впадины позволил И. М. Бровару и др. (1971) прийти к выводу о размыве в кровле IV пачки (верхняя часть индерской свиты), которая зачастую размыта «на 60—80%, а иногда и полностью». Речь идет о размыве, предшествовавшем накоплению V пачки (нижняя часть аралсорской свиты). Мнение об эрозионном характере кровли баскунчакской серии неоднократно высказывали М. И. Богачева и др. (1969, 1972). Перерыв на этом стратиграфическом уровне на востоке Северо-Каспийской плиты фиксируют также В. И. Алексеева и В. Е. Ржанников (1971), включающие нижний кейпер в верхнетриасовые образования. По мнению В. В. Липатовой (1971), сокращение мощности индерской свиты там, где она перекрыта аралсорской свитой, свя-

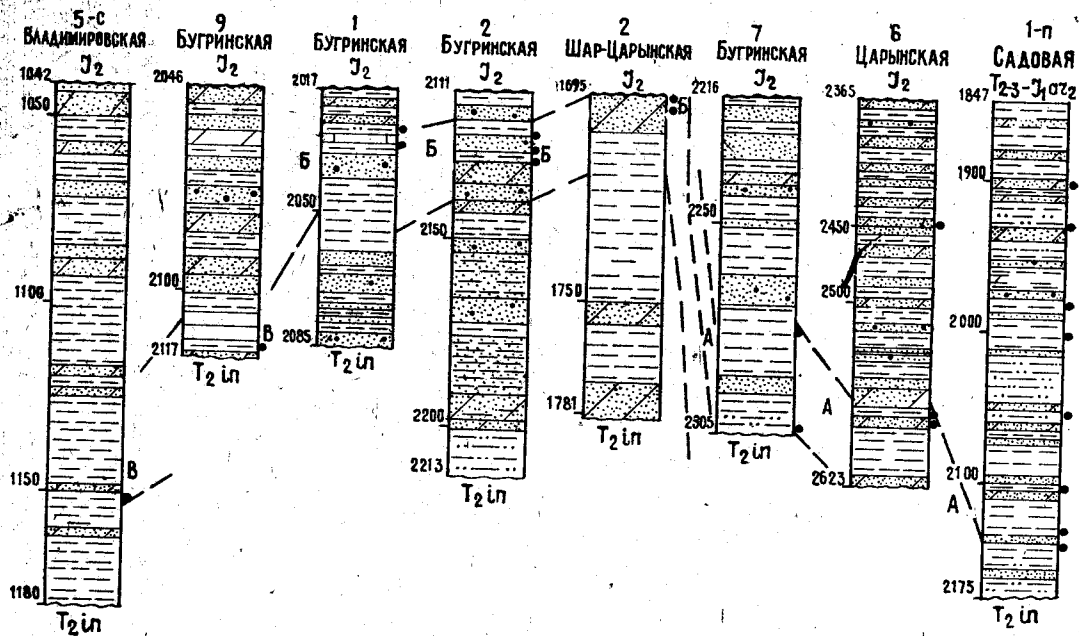


Рис. 15. Разрезы нижеаралсорской подсвиты (составил Е. В. Мовшович).
 ● Условные обозначения см. на рис. 3

зано не с преаралсорским размывом, а с конседиментационным ростом соляных куполов.

Однако такому представлению противоречат многочисленные факты. Резкие колебания мощности индерской свиты, явления уменьшения мощности свиты от свода купола в сторону прилежащей мульды (например, в скв. 7 Чапаевской), значительные вариации мощности свиты на несолянокупольных поднятиях (например, Шар-Царынском), сравнительно синхронное проявление неравномерного сокращения мощности свиты во всех районах Северо-Каспийской впадины позволяют считать это явление региональным и поэтому связывать его с крупным перерывом. Вопрос о его длительности будет рассмотрен после анализа данных о возрасте аралсорской свиты.

Аралсорская свита лучше всего изучена на Владимирском, Бугринском, Восточно-Бугринском, Шаджинском, Касьяновском, Аршань-Зельменском куполах, Шар-Царынском поднятии, в скв. 1-п Садовой и скв. 289 Карасальской. Мощности ее варьируют от 25—116 м до 140—260 м, а местами до 900 м.

Характерными чертами алевролитово-глинистых пород аралсорской свиты Нижнего Поволжья и соседних областей являются обилие обугленного растительного детрита, низкая известковистость, заметная примесь железистых карбонатов (до 40—60% суммы карбонатов). Окраска пород (песчано-алевролитовые породы отличаются от глинистых более светлыми тонами) на востоке преимущественно темно-серая, почти черная, только в основании разреза на Бугринском куполе присутствуют коричневые и лиловые прослои. На юго-западе подобные окраски чередуются по всему разрезу.

Глины обычно неизвестковистые и сидеритовые (до 40—60% всех растворимых компонентов составляют магнезиальные и железистые карбонаты), неяснослоистые и массивные. Они состоят из гидрослюды и смешанослойных монтмориллоново-гидрослюдистых минералов с примесью каолинита и монтмориллонита.

Песчано-алевролитовые породы олигомиктово-кварцевые, реже кварцево-граувакковые и полевошпатово-кварцевые, нередко с примесью глауконита в нижней части, с рутил-гранат-никотит-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов, неравномерно сидеритово-кальцитовые, кальцитовые и сидеритовые, обычно глинистые, горизонтально- и волнистослоистые. Карбонатность пород изменчива. В сероцветах она составляет 10—20%, отчасти, видимо, в связи с присутствием маломощных

слоев мергелей и известняков, однако карбонаты железа и магнезия играют большую роль, составляя до 70% всех карбонатов. В пестроцветных породах карбонатность значительно ниже (3—4%), но и здесь карбонаты железа и магнезия составляют около 65%.

Таким образом, отложения аралсорской свиты, в отличие от известковистых красноцветных и пестроцветных образований ветлужской и баскунчакской серий, относятся к сероцветному, местами пестроцветному безызвестковистому литологическому комплексу, обогащенному дисперсным углистым материалом. В нижней части свиты часты отпечатки плохо сохранившихся пелеципод и конхострак.

В нижней части аралсорской свиты мощностью до 325 м были встречены остатки остракод и харофитов. По присутствию характерных остракод эта часть свиты нередко называется слоями с гемманеллами или гемманелловыми слоями. Первые определения остракод в гемманелловых слоях Владимирского купола сделали Е. А. Егорова, В. В. Спирина, Г. В. Старичкова, затем А. Г. Шлейфер и Н. Н. Старожилова (Мовшович, 1965б, 1967, 1970б; Липатова и др., 1969). Позже остракоды из этих слоев в других разрезах были изучены В. Г. Малой, Н. Н. Старожиловой, А. Г. Шлейфер и Г. В. Старичковой.

На основании исследования остракод, харофитов и споропыльцевых комплексов общепринято сопоставление гемманелловых слоев с нижним кейпером Западной Европы, поэтому они относились либо к среднему триасу (Мовшович, 1973), либо к среднему-верхнему триасу (Липатова, 1967, 1971; Липатова, и др., 1969; Шлейфер, 1973; Богачева и др., 1969; 1972).

Исследование остракод Северного Прикаспия позволило Х. Коцуру выделить в гемманелловых слоях Нижнего Поволжья три зональные ассоциации остракод. Они соответствуют ассоциациям, характерным для комплексных зон Северо-Германской впадины. При определении видов-индексов учитывалось преобладание местных видов, поэтому две верхние зоны получили местные названия, а нижняя зона характеризуется видом-индексом, принятым в Северо-Германской впадине. Кроме того, здесь впервые обнаружены остатки сколекодонт червей и мегаспоры.

Распределение остракод по отдельным горизонтам (с указанием площадей, скважин и интервалов глубин) показано в табл. 9, в которой также дано сопоставление с одновозрастными подразделениями триаса Северо-Германской впадины и общей стратиграфической шкалы (см. вкладку).

Наиболее древняя ассоциация остракод (см. табл. 9, В) распространена в нижних 40—70 м гемманелловых слоев (в своде Бугринского купола встречена в основании). Лучше всего она охарактеризована в скв. 5-с Владимировской. Интересно, что эта ассоциация встречена и в Саратовском Заволжье в скв. 57 Ершовской (результат переопределения Х. Коцуром изображений остракод в работе В. В. Липатовой и Н. Н. Старожиловой, 1968б). Возраст этой ассоциации установлен вполне уверенно, так как многие формы, входящие в нее, характерны для верхов среднего мушелькалька, который Х. Коцур (1972а, 1974с) сопоставляет с верхним иллиром (иллир — название верхнеанизийского подъяруса).

Более молодая ассоциация (см. Б в табл. 9) встречена на Бугринском куполе в 60—90 м выше основания гемманелловых слоев, а на Шар-Царыньском поднятии в 80 м выше основания. Эта ассоциация соответствует таковой из нижней части главного мушелькалька ГДР (трохитовый известняк и нижние цератитовые слои). Эта часть разреза параллелизуется Х. Коцуром (1971b, 1972а, Kozur, Mostler, 1972) с верхним иллиром, однако может охватывать и самые низы фассана (нижнеландинского подъяруса).

Самый молодой остракодовый горизонт нижней части гемманелловых слоев (см. табл. 9, А) установлен в нижних 23 м Восточно-Бугринского купола (скв. 7 Бугринская), а также выше основания гемманелловых слоев в 32 м в скв. 1 Садовой и в 46 м на Касьяновском куполе (скв. 6 Царыньская). Рассматриваемая ассоциация соответствует таковой в низах средней части главного мушелькалька ГДР (основание средних цератитовых слоев). Эта часть разреза коррелируется Х. Коцуром (1972а, Kozur, Mostler, 1972) с нижним фассаном.

Верхняя часть гемманелловых слоев сохранилась от последующего размыва гораздо хуже, чем нижняя, и поэтому пока изучена также меньше. В скв. 6 Царыньской (2446—2450 м) на Касьяновском куполе в верхней части гемманелловых слоев (более 170 м выше их подошвы) обнаружены мегаспоры *Dijkstra sporites beutleri* Reinh., *Maexisporites meditectatus* (Reinh.) Koz., *Alienosporites mostleri* Koz., *Triletes cf. muelleri* Koz., *Verrutrilletes cf. marcinkiewiczzae* Koz., *V. minor* (Faddeeva) Koz.

Ассоциация мегаспор с двумя первыми видами характерна для верхней части мушелькалька и леттенкейпера Германского бассейна и лонгобарда Тетиса (подзона *M. meditectatus* зоны *D. beutleri*, по Х. Коцуру, 1972а, б).

В самой верхней части гемманелловых слоев в скв. 1-п Садовой (1920—1924 м) встречены единичные *Lutkevichinella* (*Cytherissinella*) cf. *elongata* (Schl.), *Darwinula* и многочисленные харофиты. Хотя обработка харофитов триаса Германского бассейна еще не закончена, все же встреченная здесь ассоциация харофитов несомненно типична для лонгобарда.

Кровля гемманелловых слоев в скв. 1-п Садовой была условно проведена Е. В. Мовшовичем (1973) на глубине 1912 м на основании сравнения промыслово-геофизических и прочих данных с разрезами других скважин. Однако дополнительное исследование позволило установить *Speluncella elegans* (Beut. et Gründ.) и *Darwinula* и в «верхней части» аралсорской свиты (1894,3—1905,5 м), что дало основание отнести теперь к верхней части гемманелловых слоев (аналог лонгобарда) и этот интервал разреза. В конечном итоге выяснилось, что мощность гемманелловых слоев здесь не менее 325 м.

Попутно отметим, что и в скв. СГ-1 Аралсорской к гемманелловым слоям следует относить, по-видимому, большую часть «нижнего кейпера» (3052—3262 м), в котором Н. Н. Старжилова определила в интервале 3159—3178 м обычный для гемманелловых слоев комплекс остракод (Липатова, Старжилова, 1968б, с. 60; Липатова и др., 1969, с. 83 и рис. 2). По личному сообщению А. Г. Шлейфер, ею также обнаружен в этом интервале близкий комплекс остракод. Л. Я. Сайдаковский определил отсюда тот же комплекс харофитов VI зоны, что и в гемманелловых слоях скв. 57 Ершовской на глубине 900—950 м (Сайдаковский и др., 1971). Правда, В. В. Липатова (1971, с. 63—67) высказала мнение, что хотя здесь установлен «комплекс, характерный для зоны *Gemmanella schweyeri* и *G. parva*», он все же относится к нижней части сероцветных — красноцветных пород верхнего триаса, поскольку последний в этом интервале здесь выделяется и всеми другими исследователями. Такое «обоснование» отнесения рассматриваемых слоев к верхнему триасу вряд ли можно признать убедительным. Следовательно, и в центральной части Северо-Каспийской впадины мощность гемманелловых слоев достаточно велика и превышает по меньшей мере 170 м (см. табл. 8).

Таким образом, граница гемманелловых и вышележащих слоев аралсорской свиты повсеместно проведена условно и, видимо, неоднозначно. Однако гемманелловые слои, судя по приведенным данным, нигде не могут быть отнесены к верхнему триасу, хотя гемманеллы (*G. ingerslebensis* из Германского бассейна) и встречаются в карнийском ярусе. Следовательно,

в полном объеме гемманелловые слои охватывают верхнюю часть анизийского яруса (верхний иллир) и ладинский ярус. Если учесть, что на значительный промежуток средней части анизийского яруса приходится перерыв между индерской и аралсорской свитами, то окажется, что средний триас в Северо-Каспийской впадине представлен в основном гемманелловыми слоями, а не индерской свитой, как считают некоторые исследователи.

Перерыв между индерской свитой и гемманелловыми слоями аралсорской свиты, по-видимому, соответствовал времени накопления в Германском бассейне среднего мушелькалька (кроме самых его верхов) и, возможно, самых верхов велленкалька, которые, по Х. Коцуру (1972а, 1974а, б), коррелируются с нижними и с большей частью среднего иллира. Как видно из приведенных выше данных, местами гемманелловые слои начали отлагаться позже, видимо, с ладинского века (фассана), например, на Восточно-Бугринском куполе (см. табл. 9).

Следует остановиться на палинологической характеристике аралсорской свиты. В нижней части гемманелловых слоев были установлены спорово-пыльцевые комплексы сначала В. П. Синегуб на Владимировском (скв. 5, 1114—1120 м) и Бугринском куполах (скв. 1, 2026—2032 м; скв. 3, 2150—2153 м), а также в скв. 36 Северо-Сарпинской (1937—1945 м). Э. А. Глазбар, почти одновременно изучивший образец из скв. 5 Владимировской (1114—1120 м), сделал, как и В. П. Синегуб, вывод о нижекейперском (среднетриасовом) облике комплекса миоспор. Позже И. Н. Соколова, Г. С. Дедович и И. С. Макарова нашли аналогичный комплекс на Бугринском куполе (скв. 1, 2026—2044 м; скв. 2, 2131—2134 м; скв. 4, 2168—2174 м; скв. 5, 2095—2110 м; скв. 7, 2270—2276 м), Касьяновском куполе (скв. 6, 2567—2577 м) и в скв. 1-п Садовой (2050—2055 м и 2102—2107 м). И. С. Макарова (1969) отметила сходство этого комплекса с изученным ею комплексом из букобайской свиты Оренбургского Приуралья (с мастодонзавровой фауной тетрапод, характерной для леттенкейпера) и с комплексами, изученными Э. А. Копытовой (1963) из курашасайской и курайлинской свит Актюбинского Приуралья, относящихся к карнийскому ярусу, хотя О. Н. Ярошенко (1969) параллелизует их с ладинским ярусом.

В верхней части гемманелловых слоев спорово-пыльцевые комплексы выявлены И. Н. Соколовой и Г. С. Дедович на Касьяновском куполе (скв. 6, 2446—2450 м) и в скв. 1-п Садовой (1899—1905 м, 1920—1924 м, 1970—1975 м и 1995—

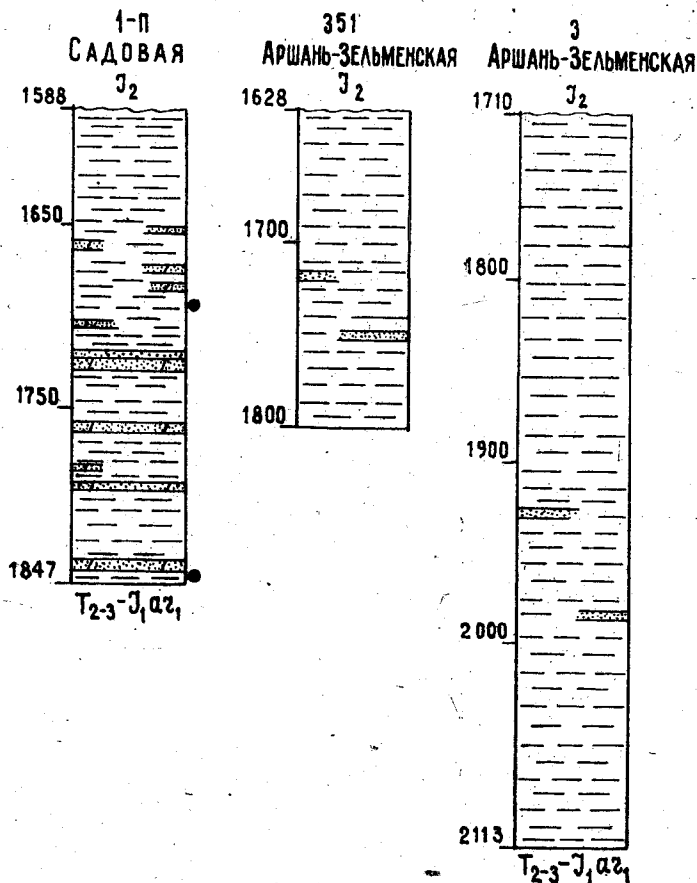


Рис. 16. Разрезы верхнеаралсорской подсвиты (составил Е. В. Мовшович).

Условные обозначения см. на рис. 3

2000 м). Хотя эти комплексы, как и комплексы, установленные Г. С. Дедович в самой верхней части аралсорской свиты скв. 1-п Садовой (1695—1857 м), сходны между собой и заметно отличны от комплексов нижележащей части разреза, возраст их датируется как верхнетриасовый, но отмечается много черт сходства с комплексами курашасайской и курайлинской свит.

Слои аралсорской свиты (рис. 16), более молодые по срав-

нению с известными в скв. 1-п Садовой, по-видимому, присутствуют в разрезе скв. 3 Аршань-Зельменской (1710—2113 м) и скв. 36 Северо-Сарпинской (1068—1683 м), но из-за незначительного выноса керна проверить это трудно. К ним можно отнести расположенный особняком разрез скв. 4 Маячной (2286—2291 м), в котором Л. С. Поземова установила верхнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс.

Здесь могут быть обнаружены аналоги наиболее молодых слоев (преимущественно сероцветных) аралсорской свиты центральных и восточных областей Северо-Каспийской впадины, которые, по данным А. А. Шаля (1965), А. А. Шаля и О. П. Ярошенко (1970), О. П. Ярошенко (1969), Е. И. Соколовой (1958), В. В. Липатовой и др. (1971а), М. И. Богачевой и др. (1972) относятся уже к рэт-лейасу. Обосновывается такое мнение только результатами палинологических исследований. Однако эффективность последних, как было показано выше, пока низка. Поэтому, продолжая их, необходимо обратить внимание на поиски и исследование мегаспор. Исследование мегаспор из триаса Центральной Европы позволило выяснить положение нижней и верхней границ аналогов верхнего триаса (Kozur, 1972a, b; 1974a, b).

Заканчивая рассмотрение аралсорской свиты, можно указать, что ее нижняя часть, содержащая остракоды и харофиты (гемманелловые слои), может быть выделена в нижнеаралсорскую подсвиту ($T_{2-3}-I_{1a}r_1$), а верхняя часть — в верхнеаралсорскую подсвиту ($T_{2-3}-I_{1a}r_2$). Последняя условно подразделяется на сероцветно-пестроцветную (нижнюю) и сероцветную (верхнюю) песчано-глинистые пачки. Первая обычно относится к «верхнему кейперу», а вторая — к рэт-лейасу, однако выделение тех или иных подразделений верхнего триаса здесь обосновано очень слабо.

Нижнеаралсорская подсвита (гемманелловые слои) выделяется в разрезе Волгоградского Поволжья в скв. 36 Северо-Сарпинской (1683—1978 м), скв. 1-оп Эльтонской (1719—1819 м). Далее к востоку — в скв. 31-оп Шунгайской (2667—2871 м), скв. СГ-1 Аралсорской (3052—3328 м), скв. 1-оп Хобдинской (1950—2188 м).

Аралсорская свита в целом выделяется в центральной и восточной частях Северо-Каспийской впадины. В Южном Предуралье ей отвечает сольилецкая серия (однако аналоги нижней части гемманелловых слоев здесь, видимо, отсутствуют), а на Северном Устье — чушкакульская серия.

Аралсорская свита (в основном гемманелловые слои) при-

существует в разрезах юга Волгоградской и севера Ростовской областей. Об этом свидетельствуют единичные находки спелунцелл, гемманелл и других остракод (определения Г. Ф. Шнейдер, З. Д. Белоусовой и Х. Коцура) в верхней части пестроцветной песчано-глинистой толщи триаса как к востоку от Цимлянского водохранилища (скв. 12 Аксайская, 296—373 м), так и к западу от него (скв. 73 (6к) Чернышковская, 360—366 м, 8 Нижнегнутовская, 302—356 м, 1 Дядинская, 400—505 м и др.). Однако повсеместное выделение аналогов гемманелловых слоев здесь затруднительно из-за слабой изученности. В разрезах Восточной Украины с аралсорской свитой параллелизуются протопивская и новорайская свиты.

В Восточном Предкавказье аналогом аралсорской свиты является вулканогенно-осадочная ногайская серия. Аналоги нижней части последней, выделенной в 1970 г. А. Я. Дубинским в арбагинскую свиту, широко распространены на южном склоне кряжа Карпинского (к сожалению, эта толща не была полностью вскрыта скважинами). Здесь арбагинская свита представлена красноцветными (с голубовато-зеленовато-серыми пятнами и прослоями) алевролитово-глинистыми породами, залегающими между верхнетюарско-нижнебайосской промышленной свитой или реже плинсбах-тюарской олейниковской свитой (Безносков, 1972) и, вероятно, складчатым палеозойским основанием (Зайцев и др., 1967; Мовшович, 1967, 1970 а).

Отложения арбагинской свиты южного склона кряжа Карпинского лучше всего охарактеризованы палеонтологически в разрезе скв. 1 Прикумской (2935—3285 м). Здесь пестроцветные тонко переслаивающиеся глины и алевролиты с обугленными растительными остатками и прослоями песчаников (3033—3037 м) содержат, по определениям Х. Коцура, тот же руководящий комплекс остракод верхнего иллира (верхнеанизийский подъярус), какой был установлен в трохитовом известняке из низов главного мушелькалька Северо-Германской впадины и в нижнеаралсорской подсвите (гемманелловых слоях) Северо-Каспийской впадины: *Pulviella petersbergensis* (Dieb.), *P. teres* (Seeb.), *Speluncella ascendens* Dieb., *Sp. pafva* Koz., *Sp. spinosa* Schn., *Lutkevichinella* sp., *Glorianella* (*Reppgartenella*) sp.

Любопытно отметить, что Л. С. Поземова определила из того же интервала (3033—3037 м) комплекс миоспор, который интерпретировала как нижнетриасовый, видимо, учитывая обилие миоспор *Pleurogomeia* (35%). Действительно это растение появляется в якутском веке и очень характерно для него, как

и для оленекского века, однако продолжало существовать и в анизийском веке. На это впервые обратила внимание И. Н. Сребродольская (1966). Однако вполне уверенно подтвердила только И. А. Добрускина, определившая из базальных слоев хозбулакской свиты Восточного Каратау остатки *Pleuromeia sternbergii* (Münst.) Corda прекрасной сохранности (Лозовский Молин, 1974). Хотя Л. С. Поземова отметила присутствие в изученном ею комплексе миоспор *Vaculatisporites* sp., характерных лишь для среднего триаса, однако вывод ее оказался неверен. Более верно определила возраст комплекса миоспор из этого же интервала И. Н. Соколова, отметившая близость его к комплексу миоспор гемманелловых слоев Северного Прикаспия к среднетриасовому комплексу Центральной Европы.

Литологически сходные образования установлены в скв. 6 Комсомольской (3073—3603 м), скв. 3 Восточноартезианской (3356—3700 м), скв. 1 Харьинской (2935—3324 м), скв. 18 Ермолинской (2819—2892 м), скв. 2, 4 и 5 Краснокамышанских (2873—2900 м, 2850—2900 м, 2825—2900 м) скв. 2 и 3 Восточнокамышанских (2820—2869 м и 2876—2882 м), скв. 2 и 3 Северокамышанских (2847—2887 м и 2845—2893 м), скв. 2 Худжуртской (2678—2729 м), скв. 1 Придорожной (2578—2674 м), скв. 5 Уланхольской (2608—2703 м), скв. 2, 15, 21, 26, и 27 Каспийскими (2578—2656 м, 2548—2631 м, 2517—2589 м, 2497—2603 м и 2486—2609 м), скв. 6 Ики-Бурульской (1546—1584 м), скв. 2 Прикумской (2935—3086 м), скв. 1 и 2 Имчикских (3325—3468 м и 3275—3482 м).

В скв. 2 Имчикской (3331—3334,5 м и 3440—3444 м) и скв. 2 Северокамышанской (2856—2860 м) В. Г. Малая и Л. Я. Сайдаковский определили остатки ниже-среднетриасовых харофитов: *Stenochara rantzenii* Said., *Stn. ex gr. pseudoovata* Said., *Stn. pseudoovata* Said., *Maslovichara lipatovae* Said., *Pogochara abjecta* Said., *Cuneatochara capitata* Said et Kis.

Литологически сходные, но палеонтологически не охарактеризованные, красноцветные песчано-глинистые породы залегают в виде отдельных эрозионных останцов мощностью до 130 м между нижеюрской олейниковой свитой (Безносков, 1972) и складчатым палеозойским основанием Цубукско-Промыслового юрского грабена в осевой части кряжа Карпинского (см. рис. 1). Они вскрыты лишь несколькими скважинами: скв. 5 и 13 Промысловскими (соответственно 1940—1964 м и 2000—2078 м), скв. 24 Промысловской (1992—2100 м) и скв. 160 Бударинской (2042—2173 м). Только две последние вскрыли эти породы полностью.

В Горном Мангышлаке аралсорской свите в значительной степени соответствует карбонатно-терригенная толща, выделяющаяся В. В. Мокринским как нерасчлененный средний и верхний триас (антраконитовая и азмергенская свиты). Впоследствии эти отложения были разделены М. М. Мстиславским на хозбулакскую * и шаирскую свиты и отнесены вслед за Б. А. Корженевским, Т. В. Астаховой и др. к верхнему триасу (Астахова, Мстиславский, 1973). Однако нижние 180 м хозбулакской свиты палеонтологически охарактеризованы лишь находками плевромейи (упомянуты выше). Пелециподы, послужившие основанием для отнесения к карнийскому ярусу, найдены выше. Следует обратить внимание на то, что многие из них относятся к формам, появившимся в среднем триасе, и по существу монографически не изучались. Несмотря на наличие перерыва между карадуанской и хозбулакской свитами (Астахова, Мстиславский, 1973; Лозовский, Молин, 1974, и др.), возраст последней, по-видимому, верхнеанизийско-верхнетриасовый. Мнение В. Р. Лозовского и В. А. Молина (1974) о верхнеладинском возрасте нижней части хозбулакской свиты представляется недостаточно обоснованным. Сопоставление хозбулакской и шаирской свит с теми или иными ярусами верхнего триаса также требует более полного обоснования (впрочем, аналогичные подразделения в советской части запада Евразии повсеместно, кроме Кавказа, изучены не лучше).

Проведенный анализ стратиграфии пермских и триасовых отложений Нижнего Поволжья и соседних областей позволяет наметить задачи последующих исследований. Наибольшие трудности представляет корреляция пермских отложений, преодолеть которые можно лишь внедрением боковых сверлящих грунтоносов и усилением палеонтологических и специальных литолого-геохимических исследований, направленных на выработку критериев послонной корреляции, в сочетании с детальным комплексным анализом результатов промыслово-геофизических исследований. Первоочередными задачами являются расчленение и корреляция мощных однообразных терригенных и ангидритово-соляных толщ перми.

В триасовых отложениях наименее изученной является верхнеаралсорская подсвита, а также нижняя часть разреза

* По мнению автора, МСК при утверждении стратиграфической схемы триаса Мангышлака допустил ошибку, приняв схему расчленения М. М. Мстиславского, но употребив вместо предложенного им названия нижней свиты (хозбулакская) наименование акмышская свита, имеющее фактически иной стратиграфический объем (Кипарисова, Олейников, 1973).

триаса. Ряд недостаточно выясненных вопросов остается об- щим как для Нижнего Поволжья, так и для других областей: верхняя и нижняя границы пермской и триасовой систем и их отделов, корреляция этих подразделений и ярусов с единица- ми местной шкалы. По видимому, решение этих проблем мо- жет быть достигнуто в результате исследований конодонтов, мегаспор и более детального изучения миоспор.

В Нижнем Поволжье расположены точно датированные разрезы нижней части баскунчакской серии, соответствующие оленекскому ярусу, в строении которых участвуют сингенетич- ные глауконитсодержащие песчаники (Донская Лука) и из- вестняки с вкрапленностью галенита (г. Б. Богдо). Исследова- ние их может дать новую реперную точку для шкалы абсолют- ного возраста. Это остается задачей будущих исследований.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Прежде чем перейти к изложению результатов исследований, необходимо остановиться на некоторых понятиях, широко используемых при палеогеографических и стратиграфо-литологических исследованиях и часто понимаемых по-разному. В течение длительного времени идет спор о понятии «фация». Существует множество определений фации как в широком понимании, так и в узком. В то же время, как справедливо отмечает А. В. Хабаков (1962), «для повседневной работы достаточно того факта, что в понятии «фациальные особенности» (т. е. первичные особенности отложений, показательные в отношении характеристики условий географической среды и места образования) уже ни для кого не возникает разногласий». Хотя некоторые исследователи видят в фации сами условия образования осадка или особенности осадка и условия его образования, большинство понимает фацию как особенности породы, говорящие об условиях ее образования.

При таком широком понимании фация имеет литологический аспект (первичные особенности породы) и палеогеографический аспект (характер условий образования осадка). Для фаций в литологическом аспекте А. Г. Эберзиным (1940), а затем американскими геологами В. К. Крумбейном (1948), С. В. Ловменом (1946) и другими было предложено очень удачное название «литофации», которое среди советских геологов первым широко применил В. Е. Хаин (1950). Как отмечает В. П. Маркевич (1957), в своей работе геологи обычно

выделяют и прослеживают именно литофации одновозрастных отложений.

Именно это дало основание Н. С. Шатскому (1955б), а за ним Г. П. Леонову (1956), Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1957), В. Т. Фролову (1965) и Е. В. Шанцеру (1966) предлагать понимать под фациями только комплекс литологических и палеонтологических изменений одновозрастных отложений по простиранью, мыслящихся как «материальное выражение изменений обстановки осадконакопления», а не как «раз и навсегда данный конкретный тип литологического комплекса осадков» (Шанцер, 1966). Для фации в палеогеографическом аспекте В. Т. Фролов (1965) предлагает использовать термин «обстановка осадконакопления» (менее удачен ранее предложенный термин В. Е. Хаина, 1950, «фациальная обстановка»).

Однако понятие «фация» в широком понимании прочно вошло в литературу, и вряд ли сейчас возможно отказаться от его использования именно в таком смысле. Поэтому представляется целесообразным предложение В. Е. Хаина о применении терминов «литофация» для обозначения фаций в литологическом аспекте и «обстановка осадконакопления» для фаций в палеогеографическом аспекте. В таком случае под литофацией будут пониматься «различные по литологическим и палеонтологическим признакам и, следовательно, по условиям образования участки определенного слоя или свиты слоев, на которые соответствующий слой или свита слоев распадается в пределах горизонтального распространения» (Леонов, 1956), что в сущности довольно близко к определению ископаемой фации, данному Д. В. Наливкиным (1932): «часть пласта, пласт или свита пластов, на всем своем протяжении обладающие одинаковым литологическим составом и заключающие в себе одинаковую фауну и флору». Надо только отметить, что при выделении литофаций обычно основное внимание уделяется литологическим признакам, а палеонтологическим — меньше.

На этом вопросе необходимо было остановиться и в связи с тем, что именно литофации отражаются на литолого-палеогеографических картах, а «на современном уровне знаний самыми необходимыми и содержательными должны быть признаны литолого-фациальные палеогеографические карты, так как сведения о составе, распространении и фациальной изменчивости древних отложений являются наиболее важными геологическими документами» (Хабаков, 1962).

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

РАННЕПЕРМСКАЯ ЭПОХА

Ассельский век

Прямые данные о характере ассельских отложений в Калмыcko-Астраханском Прикаспии отсутствуют. Однако результаты изучения этих образований в смежных районах Волгоградской области (Урусов и др., 1965 а, б, 1967 б), на севере Ростовской области (Редичкин, 1961; Мовшович, 1967, 1970 а) и данные изучения обломков пород в сакмарско-артинских отложениях Приастраханского района позволяют высказать некоторые соображения о возможном характере пород ассельского яруса на исследуемой территории.

В ассельском веке осадконакопление происходило в морском бассейне, расположенном на юге и юго-востоке Восточно-Европейской платформы и частично перекрывавшем северную окраину Донецкой складчатой области. Судя по постепенной смене отложений карбона пермью, выражающейся в сходстве литологического состава и фаунистических комплексов при отсутствии сколько-нибудь резких границ, ассельское море было унаследовано от позднекаменноугольного, отличаясь от него лишь меньшими размерами. Анализ изменения мощности показывает, что линия нулевых мощностей калитвенской свиты, видимо, территориально совпадавшая с древней береговой линией, была расположена примерно в 30—35 км севернее современной эрозионной границы распространения ассельских образований, но значительно южнее древней береговой линии позднекаменноугольного моря.

На всем протяжении северной окраины Донецкого складчатого сооружения от Белой Калитвы до Котельниково прослеживается увеличение количества терригенного материала в разрезах ассельского яруса к югу. При этом основная масса карбонатных пород приурочена к верхней части яруса.

Судя по разрезу верхней части доюрских отложений Джаная (терригенная толща с прослоями известняков), ассельские образования и в Приастраханском районе могут быть сложены существенно терригенными породами. Находки обломков известняков с ассельской фауной в артинских отложениях указывают на присутствие в разрезе ассельского яруса южной части Приастраханского района по крайней мере отдельных прослоев известняков. Характер распределения отраженных волн

в доюрской толще Приастраханского района позволяет предполагать отсутствие в этой части разреза мощных толщ известняков. По аналогии с Донецким кряжем можно думать, что северная периферия кряжа Карпинского перекрывалась ассельскими отложениями, размытыми в артинском веке.

На юге Приволжской моноклинали и в западной бортовой зоне Северо-Каспийской впадины в ассельском веке накапливались мелководные карбонатные осадки (Урусов и др., 1965 б, 1967 б, Перспективы открытия..., 1973).

Климат ассельского века был гумидным, но с наметившейся аридизацией, особенно в конце века (соленакпление в Бахмутской котловине) *. Ассельский морской бассейн имел связь как с Предуральским бассейном, так и с Тетисом (Редичкин, 1961; Ланкин, 1961 а). Пролив, соединявший море Северо-Каспийской плиты с Тетисом, находился либо между Мугоджарами и Южно-Эмбенским поднятием, либо в пределах севера акватории Каспийского моря. Отсутствие ассельских пород в разрезах Долгожданной и Заволжской площадей, по-видимому, связано с последующим размывом, скорее всего в артинском веке. Косвенно на это может указывать усиление дифференциации тектонических движений на юге Восточно-Европейской платформы в артинском веке.

Основная область размыва (низкогорная) располагалась в начале ассельского века, как и в позднем карбоне, в пределах Крыма и Предкавказья, однако, в Донецкой миогеосинклинали уже происходили слабые поднятия, служившие местными (островными) источниками сноса. С середины ассельского века резко уменьшился вынос терригенного материала на западе Донецкой миогеосинклинали, однако на востоке привнос тонкого терригенного материала мог быть достаточно сильным за счет местных источников кряжа Карпинского. Второстепенной областью размыва в течение всего ассельского века была Воронежская антеклиза (возвышенная денудационная равнина).

Сакмарский и артинский века

Сакмарско-артинские осадки накапливались во внутриконтинентальном морском бассейне, занимавшем восточную и юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы. Большие

* По-видимому, основной причиной соленакпления на территории Восточной Украины в ассельском веке была относительная изоляция от основного морского бассейна.

мощности сакмарско-артинских отложений непосредственно к северу от Каменско-Астраханского разлома, ограничивающего сейчас с юга поле их распространения, как около Котельникова, так и южнее Астрахани (рис. 17) указывают на бывшее их распространение в пределах северной периферии Донецкого складчатого сооружения.

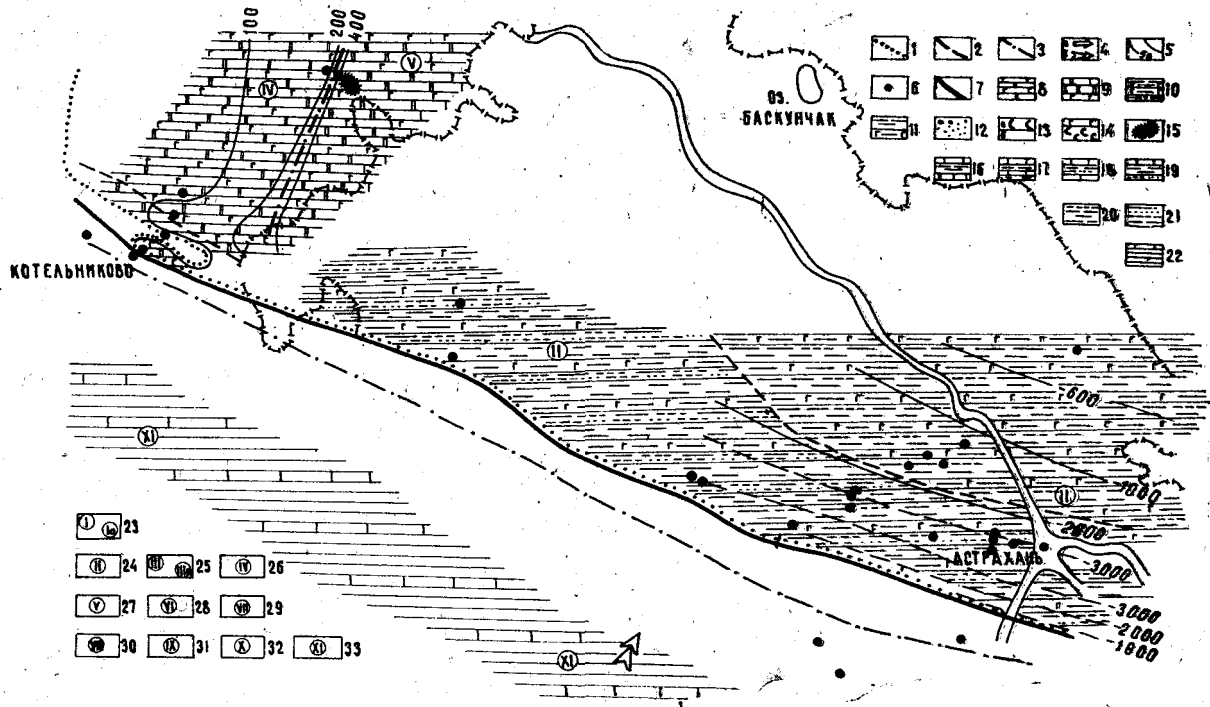
Хотя карбонатный состав верхов ассельского яруса (скв. 101 Котельниковская) и низов сакмарского яруса (скв. 27 Сарпинско-Тингутинская) позволяет предполагать унаследованность сакмарского моря от ассельского бассейна, не вызывает сомнения общее уменьшение территории сакмарско-артинского водоема по сравнению с ассельским.

Повсеместное отсутствие достоверных сакмарских образований в пределах Котельниковского блока и юга Приволжской моноклинали, значительные колебания мощности верхней части ассельского яруса (скосырской свиты) указывают на перерыв в осадконакоплении перед формированием котельниковской свиты (верхнеартинской).

По-видимому, ему соответствовал более продолжительный перерыв, который, возможно, охватывал и начало артинского века в северо-восточной части Преддонецкого прогиба (Долгожданная и Заволжская площади). К югу продолжительность перерыва резко сокращались. В это время северный (платформенный) склон восточной части Преддонецкого прогиба в Приастраханском районе, где располагался Астраханский свод, мог быть дополнительным местным источником сноса*, но только во время накопления осадков нижней части сакмарско-артинского разреза (нижняя песчано-глинистая толща). Об этом свидетельствует сходство обломков известняков из гравелитово-песчаниковой пачки в Астраханской опорной скважине (2234—2240 м) с башкирскими известняками Арчеды, Саратова и Астраханского свода. После накопления глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи, перекрывшей всю территорию, Астраханский свод перестал служить источником сноса.

Большие отличия артинских фаунистических комплексов (Устрицкий, 1971) свидетельствуют о значительной изоляции внутриконтинентального водоема Восточно-Европейской платформы от Тетиса. Такая изоляция была обусловлена интенсивно протекавшим орогенезом в Уральской и Донецкой складчатых системах, но общие элементы в составе артинской

* Обломки известняков всех отделов карбона не могли одновременно поступать отсюда.



- | | | | | |
|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| 16 | 17 | 18 | 19 | |
| 20 | 21 | 22 | | |

- | | | | |
|----|----|----|----|
| 23 | | | |
| 24 | 25 | 26 | |
| 27 | 28 | 29 | |
| 30 | 31 | 32 | 33 |

фауны все же указывают на периодические связи с Тетисом.

В котельниковской свите отмечается значительное содержание гипсов и ангидритов (до 30%), доломитов (до 55%), а местами стронция (по данным спектральных анализов до 1%), что указывает на повышенную соленость бассейна (до 15—24% по Н. М. Страхову, 1962), связанную с аридностью климата того времени и обусловившую развитие весьма бедной фауны в сакмарско-артинских отложениях.

На Приволжской моноклинали и в западной бортовой зоне накапливались мелководные артинские образования, судя по фауне фораминифер (Урусов и др., 1965 а, б, 1967 б; Шарифо, 1972; Перспективы открытия... 1973). Уменьшение количества карбонатного вещества вверх по разрезу было связано с регрессивным характером развития бассейна, обусловившим возрастающее осолонение.

Редкие прослои аргиллитов в сульфатно-карбонатной котельниковской свите Преддонецкого прогиба указывают на слабый снос терригенного материала из осевой части Донецкого складчатого сооружения, т. к. севернее (на юге При-

Р и с. 17. Литолого-палеогеографическая карта сакмарского и артинского веков ранней перми (составил Е. В. Мовшович).

1 — границы древних размывов, 2 — границы литологических комплексов, 3 — границы палеогеографических областей, 4 — направления сноса обломочного материала (а — второстепенные; б — главные), 5 — изопакиты, 6 — местоположение скважин, вскрывших наиболее важные разрезы, 7 — Каменско-Астраханский разлом. Литологические комплексы: 8 — чередование доломитов и ангидритов, 9 — доломиты и известняки с прослоями ангидритов, 10 — глины с прослоями ангидритов, алевролитов и песчаников, 11 — глины с прослоями алевролитов и ангидритов, 12 — чередование песчаников и конгломератов, 13 — галлитовая толща (а — участки повышенной мощности, б — участки пониженной мощности или полного отсутствия); 14 — ангидритово-соляная толща, 15 — рифы, 16 — глины с прослоями известняков, 17 — чередование глин и известняков, 18 — глины и известняки с прослоями песчаников, 19 — глины с прослоями известняков, алевролитов и реже песчаников, 20 — чередование глин и алевролитов с прослоями песчаников, 21 — песчаники и глины с прослоями алевролитов, 22 — терригенная толща с прослоями известняков (в области сноса). Палеогеографические области: 23 — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона (а — с нормальной соленостью, б — то же, временами с пониженной соленостью), 24 — то же, временами с повышенной соленостью, 25 — море внутреннее, мелкое (а — с повышенной соленостью; б — то же, временами соленость несколько уменьшалась), 26 — чередование условий мелкого морского шельфа и внутреннего моря с повышенной соленостью, 27 — чередование условий мелкого морского шельфа с развитием рифов и внутреннего моря с повышенной соленостью, 28 — равнины низменные, изредка заливавшиеся морем, 29 — равнины низменные, 30 — равнины возвышенные, 31 — горы низкие и равнины возвышенные, 32 — горы низкие, 33 — горы низкие и средние.

волжской моноклинали) прослоев терригенных пород в сакмарско-артинской ангидритово-карбонатной толще не отмечено.

В восточной части Преддонецкого прогиба среди сакмарско-артинских терригенных отложений преобладают глинистые породы. Общая мощность достигает 2000 м, увеличиваясь на юг до 2500—3500 м. В середине разреза прослеживается глинисто-карбонатно-ангидритовая толща мощностью до 450—470 м с пластами галитита (до 20—30 м) на севере. На мелководно-морские условия осадконакопления указывают находки остатков головоногих, брахиопод, пелеципод, криноидей, кораллов, мшанок, водорослей, фораминифер и др. ископаемых организмов. По-видимому, здесь располагался мелководный морской залив у подножья среднегорной области Донецкого складчатого сооружения. Для его осадков характерны фации пляжей, надводных и, главным образом, подводных дельт, мелей и т. п. В разрезе они чередуются, а по площади образуют сложные сочетания, закономерности которых изучены еще недостаточно.

О повышенной солености в известной мере свидетельствует значительное развитие среди аутигенных минералов доломита, ангидрита, галита, целестина и барита (отчасти результат эпигенеза), а также присутствие упоминавшейся глинисто-карбонатно-ангидритовой толщи.

Хотя присутствие сульфатов в том или ином количестве отмечается почти по всему рассматриваемому разрезу, нигде эта толща не появилась дважды. Следовательно, максимально благоприятные условия для ее накопления, заключавшиеся, по-видимому, в уменьшении выноса терригенного материала, в разных частях залива создавались только один раз. Трудно представить, что такие благоприятные условия в разных частях одного бассейна возникали в различное время. Наиболее вероятно их большая или меньшая синхронность. Поэтому представляется, что по глинисто-карбонатно-ангидритовой толще можно попытаться провести корреляцию разрезов сакмарско-артинских отложений южной бортовой зоны.

Несмотря на благоприятные условия для соленакопления, возникавшие временами в артинском веке, соленакопления в сколько-нибудь крупных масштабах на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, по-видимому, не происходило.

Повышенная временами соленость вод и интенсивный вынос в залив обломочного материала препятствовали развитию здесь органической жизни, чем и объясняется бедность сак-

марско-артинской толщи южной бортовой зоны остатками ископаемых организмов. Значительные содержания в породах пирита, сидерита, присутствие обугленного растительного детрита, малые значения отношения содержания окисного железа к закисному (0,01—0,25, реже — 0,3—0,7) и другие признаки свидетельствуют о восстановительной обстановке формирования осадков. При периодических осушениях дна залива временно возникали окислительные условия, вследствие чего образовывались гидроокислы железа, обусловившие буроватую и коричневую окраску отдельных прослоев в преимущественно сероцветной толще. На мелководность залива указывают также попадающиеся здесь трещины усыхания и следы размывов (описаны А. В. Копелиовичем). Флишеподобный характер чередования пород и редкие конгломератово-гравелитовые прослои указывают на значительную изменчивость гидродинамической активности вод залива, а плохая сортировка большей части пород — на малую, в общем, гидродинамическую активность, обусловившую сравнительно застойный характер водоема. На застойный характер сакмарско-артинского водоема восточной части Преддонецкого прогиба указывает также повышенное содержание органики (среднее содержание $S_{орг}$ составляет 0,60%), представленной, в основном, мелкодисперсным растительным детритом, реже встречаются обугленные волокна и стебли (до $3 \times 6 \times 30$ мм). По-видимому, эта растительная органика имела, главным образом, водорослевый характер, что хорошо согласуется с преобладанием среди спорово-пыльцевых спектров тасманитоподобных форм и отсутствием находок каких-либо иных остатков флоры.

Следовательно, сакмарско-артинские отложения формировались в мелководном морском заливе, временами лагуне. В южной бортовой зоне, как и в Актюбинском Приуралье (Замаренов, 1962, 1970) и на Южно-Эмбенском поднятии (Васильев и др., 1972; Ю. А. Иванов, 1966) отмечаются быстрые и значительные фациальные изменения, что затрудняет корреляцию разрезов сакмарско-артинских толщ.

Сравнительно плохая сортировка и слабая окатанность кластического материала пород, появление в южных разрезах прослоев гравелитов и конгломератов с обломками известняков всех отделов карбона и низов перми, а также с обломками углистых сланцев и каменного угля (скв. 4-оп Астраханская, 2138, 0—2138, 6 м) все эти данные указывают на краж Карпинского, как на главную область сноса, питавшую в артинском веке бассейн южной бортовой зоны. Устойчивость состава

ассоциации тяжелых минералов по всему сакмарско-артинскому разрезу южной бортовой зоны свидетельствует об общности состава пород области размыва в это время.

На северных склонах древнего горного сооружения, располагавшегося на месте кряжа Карпинского, происходило накопление континентальных (делювиально-пролювиальных) пестроцветных пругообломочных образований мощностью более 200—300 м. Они сохранились только в глубоких эрозионно-тектонических впадинах. Подобные конгломерато-брекчии с прослоями песчаников вскрыты в скв. 3 Полдневской (1733—2063 м) и 6 Ново-Георгиевской (1828—2097 м). Учитывая данные В. И. Попова (1963) о характере подгорных образований, можно думать, что высота размываемых горных сооружений превышала 1000 м (низкие и средние горы).

По-видимому, против устьев древних долин, прорезавших северный склон кряжа Карпинского, накапливался грубообломочный материал конусов выноса. В этом случае преимущественно глинистые породы сакмарско-артинских отложений замещались алевролитово-песчаными породами с прослоями и пачками конгломератов (Высоковская площадь).

Таким образом, сакмарско-артинский морской бассейн был периодами засоленным, слабо связанным с открытым океаном и обладал небольшой гидродинамической активностью. Его прибрежная зона и зона мелкой части морского шельфа, временами сменявшаяся условиями внутреннего моря с повышенной соленостью, занимали центральную и восточную части Преддонецкого прогиба.

В западной части Преддонецкого прогиба располагалась прибрежная равнина (денудационно-аккумулятивная), временами заливавшаяся морем (по-видимому, с повышенной соленостью). Здесь артинские отложения не накапливались совсем или имели незначительную мощность и впоследствии были размывы. Незначительность артинского осадконакопления в этой части рассматриваемой территории объясняется малой величиной превышения Донецкого кряжа над прилегающей прибрежной равниной. Скорее всего здесь вообще был более низкий и сглаженный рельеф складчатой области, чем на востоке. На северо-западе, в сводовой части Воронежской антеклизы, также находилась область сноса, но второстепенная (возвышенная денудационная равнина). Отсюда происходил в небольшом количестве вынос очень тонкого терригенного материала, который не мог подавить ангидритово-карбонатное осадконакопление в мелководном засоленном морском бас-

сейне, расположенном на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы. В целом на северо-западе рассматриваемой территории сохранились условия, близкие к таковым в позднеассельское время.

Климат сакмарского и артинского веков был сухой и жаркий. Аридность климата способствовала значительному засолению морского бассейна юго-востока Восточно-Европейской равнины.

Литологические особенности и реконструкция палеогеографии позволяют отнести сакмарско-артинские отложения бассейнов Нижнего Дона и Нижней Волги к двум крупным литологическим комплексам внутриконтинентальных морских водоемов — карбонатному и ангидритово-карбонатному в центральной части Преддонецкого прогиба и на Приволжской моноклинали и сероцветному терригенному молассовому в восточной части Преддонецкого прогиба. Хотя характер взаимоотношений этих двух комплексов еще не изучен, ясно, что смена их происходила восточнее Сальско-Волгоградского разлома, ограничивающего с запада Северо-Каспийскую впадину.

Дискуссионным остается вопрос о развитии рифов и о значении прогибания, не компенсированного осадконакоплением, в Северо-Каспийской впадине. Автор принял точку зрения А. В. Урусова и др. (1965 а, б) о существовании Сарпинско-Тингутинского тастубского рифа. Однако представление о нижнепермском (докунгурском) барьерном рифе вдоль западного и северного бортов Северо-Каспийской впадины (Грачевский и др., 1971, 1972, 1973; Грачевский, Сипко, 1973) представляется недостаточно обоснованным.

Заслуживает внимания точка зрения В. Е. Лацковой (1970) и Я. Ш. Шафиро (1972; Перспективы открытия..., 1973) о существовании в западной бортовой зоне системы грабенообразных прогибов сакмарского и артинского времени, испытавших впоследствии инверсию. Во всяком случае достоверных следов некомпенсированного осадконакопления пока нигде в Северо-Каспийской впадине не обнаружено. Это, конечно, не исключает обнаружения в будущем зон такого осадконакопления в центральной части впадины. Однако в свете имеющихся данных о повсеместном размыве перед накоплением верхнеартинских мелководных осадков во внутренней части северной, западной и южной бортовых зон Северо-Каспийской впадины, а также о повсеместных размывах в этой же части впадины в конце артинского века — представляется маловероятным ин-

тенсивное прогибание, не компенсированное осадконакоплением, в артинском веке в центре впадины.

Если тастубские рифы действительно существовали, то с ними могли быть сопряжены зоны относительной недокомпенсации прогибания, но масштабы подобного явления неизвестны.

Достаточно вероятно развитие рифов в восточной части Предонецкого краевого прогиба (южная бортовая зона впадины), т. к. в Актюбинском Приуралье (Замаренов, 1962, 1970; Кузнецов, 1972) и на Южно-Эмбенском поднятии (Прошляков, Васильев, 1962; Ю. А. Иванов, 1966) рифогенные образования нижней перми приурочены к отложениям краевого прогиба, отделяющего Восточно-Европейскую платформу от варисцид Урала и Донецко-Бузачинской складчатой области. На возможность обнаружения рифов в краевом прогибе в Приастраханском районе указывали Я. С. Эвентов (1962), А. Я. Бродский и др. (1970).

Хотя рифы бурением еще не установлены, их образование здесь было вполне возможно. В нижней песчано-глинистой толще сакмарско-артинских отложений найдены обломки кладонусов, гидрактиниоидов, водорослевых онколитов и других рифостроителей (Копелиович, Эвентов, 1956, и др.). По-видимому, здесь могли формироваться одиночные небольшие сооружения типа береговых и внутренних биостромов и мелких биогермов, подобных описанным в Актюбинском Приуралье (Кузнецов, 1972). Не исключено, что неравномерное развитие карбонатных пород в средней глинисто-карбонатно-ангидритовой толще связано с образованием биостромов.

Кунгурский век

Если к концу артинского века в восточной части Предонецкого прогиба накапливались главным образом глинистые осадки, указывающие на уменьшение высоты области размыва, то в кунгуре поступление терригенного материала резко уменьшилось. Последнее было связано с ничтожным количеством атмосферных осадков и обусловлено в обстановке резко аридного климата мощное соленакopление на Северо-Каспийской плите, которое было подготовлено предшествующей длительной эволюцией солевого состава бассейна. В то же время длительное соленакopление могло происходить лишь в условиях постоянного притока морских вод (Валяев, 1970; В. К. Иванов, 1966; Мовшович, 1968; Фивег, 1964; Фивег, Банера, 1968), причем, соленость их уже была повышена на пути к Северо-Каспийскому бассейну.

Многие исследователи считают, что мощное соленакопление в кунгуре было возможно лишь при условии возникновения в Северо-Каспийской впадине к концу артинского века глубоко-водного морского бассейна, прогибание которого не компенсировалось осадконакоплением (Яншин, 1961). Ранее автор придерживался такой же точки зрения. Однако данные о характере артинских отложений, приведенные выше, и об условиях залегания кунгура заставили автора поддержать представления тех, кто считает кунгурское осадконакопление мелководным (А. А. Иванов, 1967; Иванов, Воронова, 1972; Страхов, 1962; Шафиро, 1972).

Вероятно, вначале соленакопление происходило лишь в самой центральной части впадины, а ее борта подвергались слабой денудации. Однако по мере заполнения ее центральной части соленосными осадками границы области соленакопления смещались к периферии бассейна. Во второй половине кунгурского века произошло расширение границ бассейна, о чем свидетельствует соответствие всей ангидритово-соленосной толщи кунгура Приволжской моноклинали лишь верхней части кунгура Светлоярского соляного массива (Ермаков, 1974). Такое расширение бассейна можно объяснить допущением относительной неизменности объема вод кунгурского Северо-Каспийского бассейна (обусловлена сохранением динамического равновесия между притоком вод из океана и испарением) и перераспределением массы вод по площади бассейна в связи с заполнением к середине кунгура значительной части объема водоема толщей солей. Следовательно, речь идет о «псевдо-трансгрессии», а не о трансгрессии.

Таким образом, если по периферии впадин мощность кунгура не превышает 1000—1200 м и в его составе значительную роль играют ангидриты, карбонатные и терригенные породы, указывающие на происходившее периодически некоторое уменьшение солености вод бассейна, то в центральной части Северо-Каспийской впадины мощность ангидритово-соляного комплекса велика (первичные мощности по различным подсчетам были не менее 3—4 км).

Исходя из представлений А. Л. Яншина (Гарецкий, Яншин, 1960) о возможности накопления за один седиментационный цикл не более 1000 м соли, Г. Е.-А. Айзенштадт и Э. И. Герштейн (1963) допускают, что в центре Северо-Каспийской впадины будет установлено несколько циклов соленакопления.

Видимо, малыми мощностями кунгура в бортовой зоне объясняется его полный размыв на большей части Котельников-

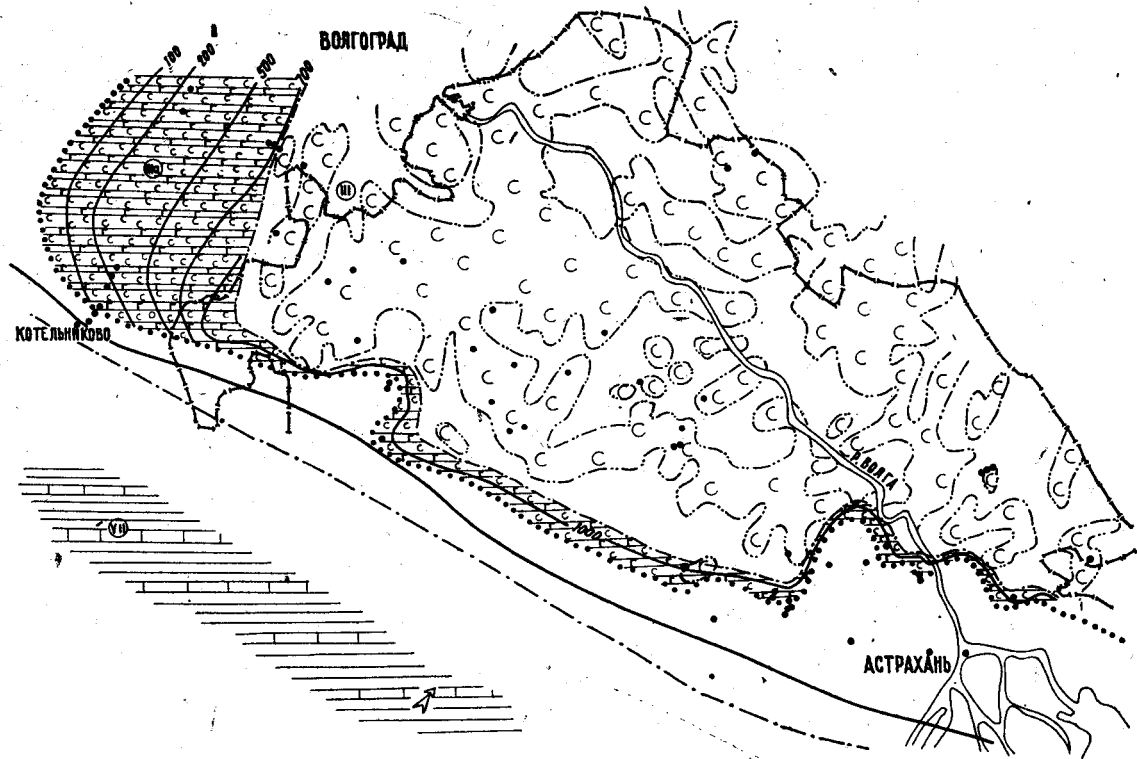


Рис. 18. Литолого-палеогеографическая карта кунгурского века ранней перми (составил Е. В. Мовшович).

Условные обозначения см. на рис. 17

ского и Батырмалинского блоков и в Приастраханском районе, хотя ранее здесь располагалось внутреннее мелкое море с повышенной соленостью, периодически понижавшейся (рис. 18). В западной части Преддонецкого прогиба, где располагалась низменная денудационная равнина, кунгурские образования отсутствуют так же, как и артинские.

Местами в соленосной толще встречаются прослои и пачки глинистых пород. В Нижнем Поволжье они изучены еще слабо. По мнению автора, они могли возникнуть в результате эоловых процессов, в соответствии с представлениями Д. В. Наливкина (1969), однако отчасти они могли формироваться и в результате подмывания глинистых берегов.

Провинциями сноса по-прежнему служили Донецкое складчатое сооружение и Воронежская антеклиза. Первая представляла возвышенные денудационные равнины кряжа Карпинского, переходящие в низкие горы, и была основным источником питания, что проявлялось в заметном загрязнении солей глинистыми примесями, количество которых растет в южном направлении, достигая в солях Азаусского и Красноярского соляных куполов 20%, а в южной части Сарпинского массива — 26%.

Значительное развитие доломитово-ангидритовых пород вдоль северо-западной окраины кунгурского бассейна можно объяснить притоком речных вод с северо-запада, что и вызвало опреснение прибрежной части бассейна при приближении к возвышенным равнинам (денудационным) сводовой части Воронежской антеклизы, переходящим в низменные равнины (аккумулятивно-денудационные).

В целом кунгурские отложения Нижнего Поволжья относятся к ангидритово-галититовому (калийно-галититовому) литологическому комплексу внутриконтинентальных морских водоемов. Отложением кунгурской соленосной толщи закончился непрерывный процесс верхнепалеозойской морской седиментации на юго-востоке и востоке Восточно-Европейской платформы.

Только в ассельском веке связи этого морского бассейна были широкими: на юге он соединялся с Тетисом, а на юго-западе вдавался узким заливом через Преддонецкий прогиб в Днепровско-Донецкую впадину, где этот залив доходил до ее северо-западной оконечности. В течение сакмарского, артинского и кунгурского веков площадь распространения морского бассейна последовательно сокращалась, несмотря на отдельные местные ингрессии.

ПОЗДНЕПЕРМСКАЯ ЭПОХА

После кратковременного перерыва, приходившегося, видимо, на уфимский век и обусловившего размыв нижнепермских образований по периферии Северо-Каспийской впадины, возобновилось морское осадконакопление. Оно было связано с трансгрессией бореального бассейна в казанском веке.

Карбонатное осадконакопление было распространено на западе (рис. 19), севере и в центре Северо-Каспийской впадины, а на востоке и юге преобладало накопление терригенных осадков, обусловленное близостью областей размыва.

В восточной части Преддонецкого прогиба накопилась пещано-алевролитово-глинистая толща мощностью до 1400—1700 м. По-видимому, зоне терригенного осадконакопления соответствовала прибрежная часть позднепермского моря, временами с несколько пониженной соленостью и застойным режимом. Этим обусловлены низкие значения соотношения окисного железа к закисному, варьирующие по разрезу от 0,15 до 0,5—1,1, и высокие содержания $S_{орг}$ (0,25—0,5%). Локальное накопление прослоев ангидритов в основном на востоке Северо-Каспийской впадины связано, по-видимому, не столько с экстрааридностью климата, сколько с изолированностью некоторых районов от открытого моря и одновременным уменьшением выноса терригенного материала (это же относится к накоплению солей в казанском море отдельных областей). Верхнепермские пластовые соли Северо-Каспийской впадины образовались в древних компенсационных мульдах, подобно четвертичным солям оз. Баскунчак, Эльтон и др.

На западе и северо-западе впадины располагалась мелкая часть шельфа и прибрежная зона (Приволжская моноклиналь), характеризующаяся глинисто-карбонатными нижнеказанскими породами морского бассейна с пониженной соленостью. В западной части Преддонецкого прогиба в первой половине поздней перми была прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем. Отсутствие казанских отложений в центральной части Преддонецкого прогиба и на юге Приволжской моноклинали частично объясняется последующими размывами, которыми обусловлено также и отсутствие верхней перми и на сводах большинства солянокупольных структур Северо-Каспийской плиты.

Донецкая складчатая система, представляющая возвышенную равнину, переходившую местами в низкие горы, была основной провинцией питания, как и в кунгуре. Воронежская

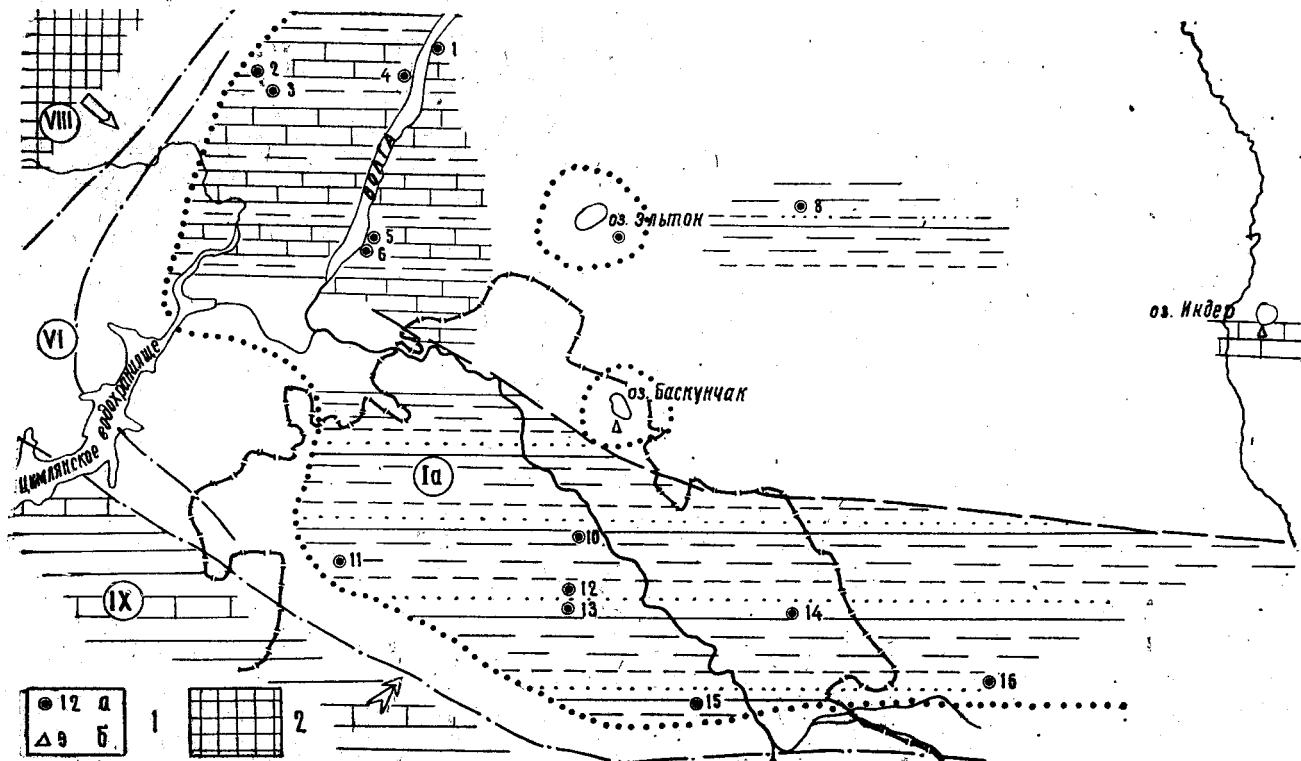


Рис. 19. Литолого-палеогеографическая схема позднепермской эпохи (составил Е. В. Мовшович). 1 — местоположение и номер скважины (а) и обнажения (б), вскрывших наиболее важные разрезы: 1—2-оп Николаевская, 2—367 Ольховская, 3—366 Ольховская, 4—9 Антиповская, 5—276 Ново-Никольская, 6—279 Ново-Никольская, 7—1-оп Эльтонская, В-СГ-1 Аралсорская, 9—возв Джаматан-Тау, 10—6 Бугринская, 11—4-п Батыр-Малинская, 12—8 Халганская, 13—3 Колодезная, 14—3 Заволжская, 15—1-п Степновская, 16—22-п Джамбайская, 2 — Изверженные метаморфические и осадочные породы (в области сноса). Остальные условные обозначения см. на рис. 17.

антеклиза также продолжала оставаться второстепенной областью размыва — в ее пределах находилась возвышенная равнина (денудационная), переходившая к юго-востоку в низменную (аккумулятивно-денудационную). Климат в поздней перми оставался аридным, но более мягким, чем в кунгурском веке, видимо, напоминая климат артинского века.

Из-за отсутствия данных трудно дать характеристику условий седиментации в татарском веке. Судя по сведениям о татарских отложениях на востоке и юго-востоке Восточно-Европейской платформы, в это время преобладало континентальное осадконакопление в аридном климате, обусловившее образование терригенных красноцветов.

В поздней перми морское осадконакопление устойчиво происходило лишь в Тетисе, обособленном от Восточно-Европейской платформы системой горных сооружений варисцид, и в бореальном океане. Позднепермское морское осадконакопление на территории Европы, кроме ее юга, характеризуется формированием карбонатных, сульфатных, соленосных и тонкообломочных пород, свидетельствующих о повсеместном выравнивании рельефа. Это и обусловило крупные разновременные ингрессии бореального океана к югу.

С первой ингрессией связано казанское карбонатно-терригенное осадконакопление. Местами в связи со значительной изолированностью от основного бассейна происходило накопление сульфатных и галогенных пород. Со второй крупной ингрессией связано возникновение цехштейнового бассейна, в котором соленакопление также было обусловлено значительной изолированностью от бореального океана. Цехштейновое море проникало далеко на юго-восток, судя по разрезам Северных Известняковых Альп (Хальштатт) и Северо-Восточной Болгарии (Провадия), где установлены соленосные или соленосно-ангидритово-терригенные позднепермские образования. Другие заливы цехштейнового моря достигали Подляско-Брестской депрессии (на границе Польши и Белоруссии) и восточного борта Польско-Литовской депрессии.

Несколько южнее в Южных Известняковых Альпах, горах Бюкк (Северная Венгрия) и других разрезах северной периферии Тетиса установлены карбонатные и карбонатно-терригенные позднепермские образования с фауной, свидетельствующей об их принадлежности к южному морскому бассейну. Он был отделен от цехштейнового моря узкой полоской варисцидских горных сооружений.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Ветлужское время

В начале раннего триаса осадки накапливались в пределах внутриконтинентальной низменной равнины (аккумулятивной), охватывавшей Преддонецкий прогиб и Северо-Каспийскую плиту (рис. 20), на северо-западе — и Русскую плиту. На этой равнине одновременно происходили процессы образования элювия и коллювия (осыпей и делювия), пролювия и аллювия, осадков временных водоемов и небольших пресных и солоноватых озер. Возможно, были и золотые образования, которые теперь обычно нельзя отличить от осадков аллювиально-равнинных (равнинно-долинных) и пролювиально-равнинных (подгорно-веерных) отложений.

Широкое развитие известковых стяжений типа журавчиков и слабой загипсованности указывает на то, что климат был сухим и жарким. Присутствие редких зеленовато-серых прослоев и пятен свидетельствует о кратковременных более влажных периодах, способствовавших накоплению органического вещества, которое обусловило появление сероцветных окрасок.

Изучение разрезов скважин, вскрывших отложения ветлужской серии, позволяет наметить пока две структурно-формационные зоны (см. рис. 8). Уватинско-Пионерская (южная) зона располагается в пределах Преддонецкого предгорного прогиба. Она характеризуется максимальными мощностями (более 800 м шаджинская свита и до 800 м бугринская свита), резким преобладанием алевритово-песчаных пород над глинистыми (в шаджинской свите до 60—70%, в бугринской до 80—90%). Породы преобладающе красноцветны* и неравномерно известковисты (в среднем 5—8%). В самых южных разрезах (скв. 4 Каракулская, 2 Высоковская) встречены прослой гравелитов и конгломератов. Ахтубинская свита в этой зоне обычно размыта. Там, где она сохранилась, ее мощности невелики (до 60 м).

Сарпинско-Баскунчакская (северная) зона расположена в пределах Северо-Каспийской плиты. Она характеризуется умеренными мощностями рассматриваемых отложений (до 380 м шаджинская свита, до 450—550 м бугринская свита, до

* Этим они отличаются от пестроцветно-сероцветных грубообломочных образований Полдневской и Ново-Георгиевской площадей, отнесенных автором к сакмарско-артинским отложениям.

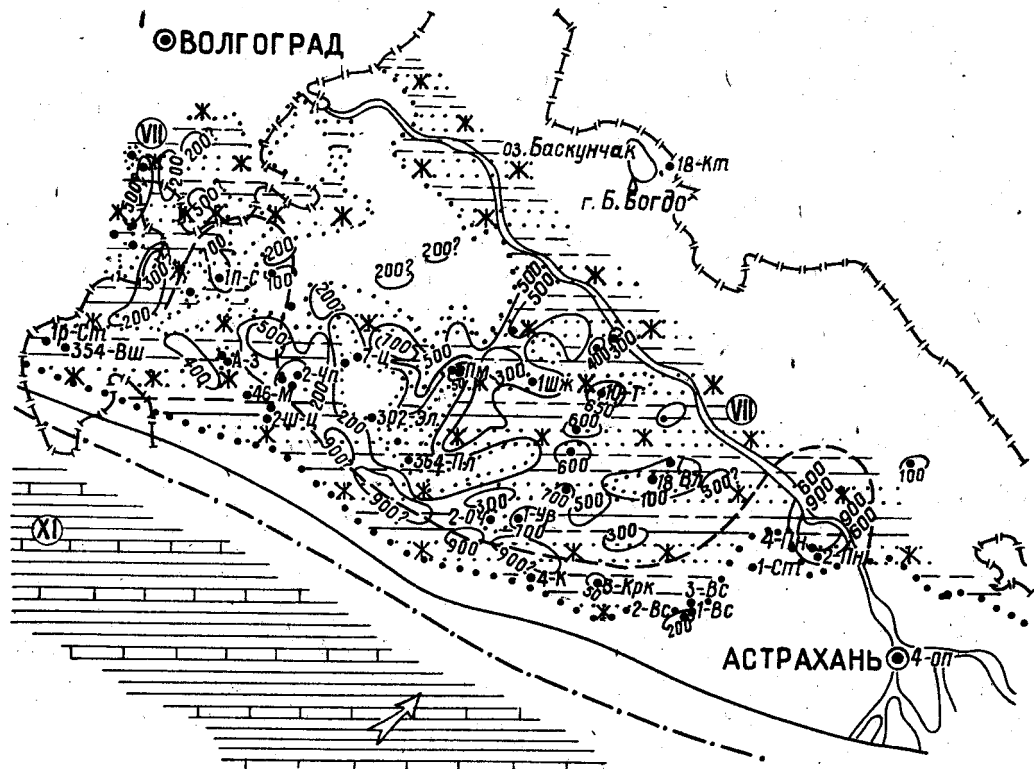


Рис. 20. Литолого-палеогеографическая карта поздневолгожского времени раннего триаса (составили Е. В. Мовшович и Л. Н. Цебенко).
Условные обозначения см. на рис. 17.

60—70 м ахтуринская свита) и меньшим преобладанием песчано-алевролитовых пород над глинистыми сравнительно с Уватинско-Пионерской зоной (в шаджинской свите до 40—50%, в бугринской свите до 60—70%. Как среди песчано-алевролитовых, так и глинистых разностей нередко встречаются темные сероцветные (и буровато-серые) породы с обугленным детритом, по-видимому, формировавшиеся в условиях застойных озерных водоемов. Породы неравномерно доломитисто-известковистые — в среднем 4—7% в песчано-алевролитовых разностях, 15—20% в глинистых.

Заметное увеличение количества алевролитово—песчаных пород в южном направлении как в Нижнем Поволжье, так и на севере Ростовской области можно объяснить только сносом обломочного материала из осевой части Донецкого складчатого сооружения, интенсивно размывавшегося в рассматриваемое время. Более грубый состав обломочных частиц в нижнетриасовых отложениях сравнительно с асельскими и верхнепермскими указывает на значительное приближение основной провинции сноса к области седиментации по сравнению с позднепермской эпохой. На размыв складчатого карбона Донбасса в раннем триасе указывают обломки известняков с типичной донецкой фауной свит C_2^7 , C_3^1 и C_3^2 , определенной Н. А. Редичкиным (1961 г.) из нижнетриасовых отложений западной части Преддонецкого прогиба.

В известной мере о размыве донецкого карбона свидетельствует и минералогический состав ветлужских пород. Алевролитово-песчаные породы верхнего карбона характеризуются преобладанием среди тяжелых минералов рудных непрозрачных (ильменит, магнетит), гранит—рутил—цирконовой ассоциации прозрачных минералов с примесью апатита, турмалина, сфена, шпинели и эпидота, а по составу легкой фракции относятся к граувакковым, полевошпатово-граувакковым и граувакково-кварцевым типам. Для шаджинских и бугринских алевролитово-песчаных пород также характерно преобладание в тяжелой фракции рудных непрозрачных (ильменита, магнетита), гранат—пикотит—цирконовой ассоциации минералов с примесью рутила и апатита. В ахтубинской свите рутила больше, чем граната (в разрезе г. Б. Богдо ассоциация несколько иная — рутил—гранат—цирконовая с примесью апатита и пикотита). По составу легкой фракции они относятся к группе кварцево-граувакковых, реже олигомиктово-кварцевых и граувакковых.

Изменение состава легкой фракции заключается в умень-

шении количества обломков пород, что, по-видимому, связано с разрушением их при размыве и переносе. Состав тяжелой фракции ветлужских пород отличается от каменноугольных главным образом изменением содержания отдельных минералов. Прежде всего, отмечено повышение роли пикотита, возможно, связанное с размывом пермских образований восточной части Преддонецкого прогиба, также обогащенных им. Характерной чертой ассоциации тяжелых минералов нижнего триаса Калмыцко-Астраханского Прикаспия, в отличие от одновозрастных образований западной и центральной частей Преддонецкого прогиба, Волгоградского и Саратовского Поволжья, является очень низкое содержание эпидота, как и в скважине СГ-1 Аралсор (Ю. М. Васильев и др., 1971). По мнению автора, это обусловлено удаленностью Нижнего Поволжья от сводовой части Воронежской антеклизы, эпидотовые амфиболиты и гнейсы протерозоя которой служили основным источником эпидота, так как породы карбона Донецкого складчатого сооружения бедны им. На востоке Северо-Каспийской плиты его источником были уралиты.

Возможно, о сносе с Воронежской антеклизы свидетельствует и примесь таких тяжелых минералов метаморфических пород, как ставролит, дистен и силлиманит в триасе западной и центральной частей Преддонецкого прогиба и Волгоградско-Саратовского Поволжья.

В. А. Гроссгейм (1966), рассматривая распределение дистена в терригенных осадках мезозоя (в том числе и нижнего триаса), приходит к выводу о северном источнике сноса дистена. Наряду с основным — северным, В. А. Гроссгейм допускает существование и местных (незначительных) источников дистена.

В нижнетриасовых отложениях западной и центральной частей Преддонецкого прогиба дистен встречается в небольших количествах (от следов до 0,75%, в единичных случаях до 4—7%, в среднем 0,1—0,3%), но не во всех слоях и даже не во всех разрезах. Из других минералов метаморфических пород ставролит встречается примерно в таких же количествах, как и дистен, а силлиманит сравнительно редок. В юго-западной части Северо-Каспийской плиты ставролит встречается в небольших количествах (в среднем не более 0,1%), а дистен изредка в ничтожных количествах (в среднем не более 0,05%), силлиманит не отмечается.

Выясняя положение провинций питания дистена, невозможно рассматривать его независимо от других минералов мета-

морфических пород и всего комплекса минералов в целом. Как отмечалось выше, основными провинциями размыва в течение раннего триаса были Донецкая складчатая область (главная) и Воронежская антеклизы (второстепенная). Минералы метаморфических пород в небольших количествах могли поступать из обоих этих источников. Из них только породы докембрия сводовой части Воронежской антеклизы были коренным источником, а в остальных случаях размывались древние осадочные породы. Поэтому предположение В. А. Гроссгейма о перемыче дистена из более древних отложений правильно.

Представление же В. А. Гроссгейма о том, что Балтийский щит был в раннем триасе прямым источником дистена в свете вышеприведенных данных об уменьшении его количества от западной части Преддонецкого прогиба к восточной части, а также на юго-западе Северо-Каспийской плиты является необоснованным для нижнего триаса. И совершенно невероятным является его представление о прямом переносе осадков в раннем триасе через территорию Донецкой складчатой области к Тетису.

Учитывая слабое влияние северо-западной провинции питания (Воронежской антеклизы) на состав нижнетриасовых пород, можно думать, что она относилась к категории возвышенных денудационных равнин и играла второстепенную роль. Отсутствие отложений на большей части южного склона Преддонецкого прогиба не позволяет однозначно решить вопрос о характере южной области сноса (Донецкое складчатое сооружение). По-видимому, можно не сомневаться, что здесь располагалась низкогорная или среднегорная страна с относительным превышением около 1000 м.

В отношении бывшей северо-западной границы поля распространения ветлужских осадков на севере Ростовской области сравнительно нетрудно сделать вывод о ее смещении к юго-востоку примерно на 40—50 км в результате доверхнемеловых размывов, учитывая положение останцев пестроцветов (см. рис. 1). Менее ясен вопрос о положении юго-западной границы, ранее проходившей юго-западнее Каменско-Астраханского разлома ориентировочно на 20—25 км. Значительные мощности нижнетриасовых отложений вдоль этого разлома в Ростовской области указывают на бывшее их распространение южнее. Вряд ли они могли перекрывать весь северный склон Донецкого складчатого сооружения, так как южнее располагалась область сноса. Поэтому южный борт

Преддонецкого прогиба был круче и уже северного, что обусловлено поднятиями в области Донецкой складчатой системы, следовательно, на юг нижнетриасовые образования распространялись относительно осевой полосы прогиба гораздо меньше, чем на север. В связи с этим невозможно согласиться с некоторыми исследователями (Верболоз, 1965; Львовский и др., 1971; Маловицкий, Судариков, 1959; Ступаков, 1962), считавшими, что большая часть Донбасса (или весь Донбасс) была покрыта пестроцветами перми и триаса. Такой вывод был бы допустим, если бы Донецкая складчатая область одновременно размывалась и перекрывалась продуктами своего разрушения. Попутно отметим, что никто из сторонников идеи перекрытия Донецкого складчатого сооружения пермскими и триасовыми отложениями не дает ответа на вопрос, где находилась область размыва, служившая источником обломочного материала для этих образований.

Заканчивая рассмотрение вопроса о возможных питающих провинциях, следует указать, что на Северо-Каспийской плите дополнительными местными источниками сноса были своды солянокупольных структур, на которых сейчас породы шаджинской и бугринской свит либо отсутствуют, либо имеют резко сокращенные мощности. Указателями размыва кунгурских образований могут служить часто встречающиеся обломки ангидрита в породах нижнего триаса.

В. И. Попов (Попов и др., 1963) выделяет среди обстановок предгорной равнины подгорно-верные (пролювиально-равнинные — *Е. М.*) и равнинно-долинные (аллювиально-равнинные — *Е. М.*) пояса. В целом предгорные равнины характеризуются невыдержанностью слоев, значительным содержанием обломочных пород и особенно псефитов, а также смешанных песчаных и гравелистых мелкоземов, присутствием массивных и неяснослойчатых глин. Если пролювиально-равнинный пояс образуется из множества конусов выноса (пролювиальный предгорный шлейф), то аллювиально-равнинный пояс в целом характеризуется односторонним перемещением осадков вдоль предгорных впадин к главным базисным понижениям. При приближении к последним реки образуют надводнодельтовые участки, либо сухие дельты. При недостатке влаги аллювиально-равнинный пояс может состоять из многократно повторяющихся конусов выноса, последовательно соединенных по оси общего водного потока.

В отличие от пролювиально-равнинного пояса в аллювиально-равнинном мало галечных отложений, за исключе-

нием связанных с головными или боковыми конусами выноса. Галька и гравий здесь встречаются, но они рассеяны в массе преобладающих песчаных осадков в пределах верхней части долины. На всем протяжении пояса встречаются только обломки глин и алевропелитов, вымытые из берегов и дна.

Это описание предгорных равнин аридных зон, данное по В. И. Попову (Попов и др., 1963) на основании изучения мезо-кайнозойских моласс Средней Азии, в общем характеризует и нижнетриасовые отложения Преддонецкого прогиба.

Для нижнетриасовых отложений характерны изменчивость гранулометрических типов пород, сравнительно широкое развитие паттумов и других смешанных пород (их содержание достигает 30% для всей толщи в целом). Это обусловлено значительными изменениями гидродинамической активности водных потоков в пределах предгорной равнины, занимавшей Преддонецкий прогиб.

Осадки пролювиально-равнинного пояса в Преддонецком прогибе были развиты в значительной степени южнее Каменско-Астраханского разлома. Учитывая же, что область сноса вряд ли представляла высокие горы, можно предполагать неполное развитие пролювия севернее этого разлома. При этом, как указывает Е. В. Шанцер (1966), значительная часть конусов выноса «образована осадками супесчано-суглинистого состава, по условиям своего накопления и общему облику обычно мало отличается от широко распространенных в этих условиях делювиальных отложений. Поэтому разграничение пролювия и делювия становится достаточно сложной и малоблагодарной задачей, и очень часто приходится ограничиваться выделением переходных и смешанных делювиально-пролювиальных накоплений».

Такие типы пород, как красноцветные массивные глины с равием и дресвой известняков и других пород, несомненно, свидетельствуют о развитии делювиальных процессов. Линзовидные прослои песчаников и алевролитов в ветлужской серии отчасти связаны с формированием конусов выноса со стороны Донецкого складчатого сооружения. Возможно, подобные конусы выноса развиты и в районе Пионерской площади и скв. 1-п Садовой (см. рис. 20).

Не менее сложно выделение русловых и пойменных образований аллювиально-равнинного пояса. Здесь широко развиты песчаники и алевролиты с дресвой, линзовиднокосослоистые песчаники и алевролиты, а также алевропелиты. Как

отмечает В. И. Попов (Попов и др., 1963), для русловых песчаников и алевролитов наиболее характерны массивные текстуры, но нередко встречаются разнообразные типы параллельной, косой слоистости и их сочетания. В пойменных же песчано-алевролитовых породах слоистость, то горизонтальная, то косая, присутствует всегда.

Указанные особенности отмечаются и в породах нижнего триаса Преддонецкого прогиба и Северо-Каспийской плиты, среди которых довольно часто встречаются прослои алевролитов и песчаников с характерной для русловых образований линзовидной косой и диагональной слоистостью, реже — горизонтальной.

Для выяснения гидродинамических условий образования алевролитов и песчаников были использованы диаграммы СМ, предложенные Р. Пассега (Passega, 1957, 1962) и основанные на сопоставлении гранулометрических коэффициентов М (медиана) и С (самые крупные зерна породы, составляющие в совокупности 1% породы), которые определяются с помощью кумулятивных кривых, изображающих распределение гранулометрического состава породы. Совокупности фигуративных точек на диаграмме СМ для бугринских алевролитово-песчаных пород в разрезе г. Б. Богдо (Мовшович, 1967; Мовшович, Цебенко, 1974) образуют изогнутую фигуру, сходную с таковой на полной диаграмме Пассега (1962). По данным Р. Пассега она характерна для пород, образованных водными потоками. Прямолинейные полосы отвечают потокам с низкой и средней скоростью, представляющим турбулентные течения. Перенос осадка в них происходил, главным образом, в виде маловязкой суспензии и частично волочением. Особенностью таких потоков является слабое изменение максимальной грузоподъемности (отражается коэффициентом С) при изменчивости средних размеров (отображаются коэффициентом М) переносимых частиц. Серповидные полосы, характерные для нижнетриасовых пород западной части Преддонецкого прогиба, отвечают течениям волочения. Эти потоки имели более высокие скорости и переносили осадок, главным образом, волочением, а частично в суспензии. В таких потоках даже значительное изменение грузоподъемности мало влияет на изменение средних размеров зерен транспортируемого осадка. Судя по нечеткому выражению серповидных полос на диаграммах, эти потоки были мало развиты в триасе, лишь намечается переход турбулентных течений в течения волочения. По-видимому, песчаная толща триаса на

горе Б. Богдо относится к образованиям потоков волочения.

По мнению Р. Пассега, подтвержденному при изучении меловых отложений Узбекистана (Габрильян, 1961), меловых и юрских образований Восточного Предкавказья (Мосякин, 1961, 1965), такие водные потоки по своему характеру близки к речным. Об аллювиальном происхождении песчаной толщи триаса горы Б. Богдо ранее упоминали А. Н. Мазарович (1939), С. П. Рыков (1956) и другие. Сортировка ветлужских алевроитово-песчаных пород обычно плохая ($S_0 > 4,5$), реже средняя ($S_0 = 2,5-4,5$) и только в отдельных прослоях хорошая ($S_0 < 2,5$). Анализ вариационных кривых распределения гранулометрического состава алевролитово-песчаных пород ветлужской серии (Мовшович, 1967; Мовшович, Цебенко, 1974) показывает, что для них характерны одновершинный и (значительно реже) двувершинный типы кривых, свойственные однонаправленным потокам.

В пределах предгорной равнины, несомненно, были развиты также такырные, такыровидные, озерные и эоловые осадки. К такырным осадкам можно отнести глинисто-алевролитовые породы красно-бурой окраски с тонкой горизонтальной слоистостью и трещинами высыхания. Реже встречаются озерные осадки, представленные темными голубовато- и зеленовато-серыми глинами и мергелями, а в западной части Преддонецкого прогиба, вероятно, и оолитовыми известняками. Видимо, были распространены и небольшие солоноватые озера, в которых образовались доломитистые глины и мергели.

Среди песчаников встречаются эоловые образования, хотя выделить сейчас в самостоятельный тип эоловых песчаников не представляется возможным. Ранее В. М. Демин (1956) отмечал, что среди округлоокатанных кварцевых зерен встречаются «зерна с матовой поверхностью и штриховатостью, вероятно, обусловленной эоловой обработкой». Указанием на эоловые процессы служат также гнезда глин в песчаниках. Эти гнезда могли образоваться за счет свернутых в трубочку листочков такырных глин, перенесенных ветром в песчаные толщи (Мовшович, 1967).

Не исключено, что появление среди плохо сортированных песчаников отдельных прослоев с хорошей сортировкой обусловлено эоловыми процессами. В бугринской и шаджинской свитах Пионерской, реже Садовой и Бугринской площадей встречаются песчаники, сходные по мехсоставу с эоловыми образованиями (характерно суммарное содержание фракций

0,5—0,25 мм и 0,25—0,1 мм более 65—70%) нижнетриасовых отложений Предуральского прогиба (Твердохлебов, 1971).

Рассмотрение характера поведения малых и редких элементов в идеальном фашиальном профиле (песчаник—алевролит—глина) позволяет выделить для нижнего триаса Преддонецкого прогиба пестрый тип: элементы распределены то согласованно, то несогласованно, часто меняется поведение одного и того же элемента в разных разрезах (Мовшович, 1967). Коэффициент упорядочения здесь в среднем составляет 0,25. По мнению Н. М. Страхова (1955, 1960), пестрое распределение различных элементов в терригенных породах обусловлено «недостаточностью химического выветривания материнских пород на водосборных площадях и малыми в большинстве случаев возможностями сортировки осадочного материала при его переносе и осаждении». Слабость химического выветривания объясняется как положением рассматриваемой седиментационной области в аридной зоне, так и значительным рельефом водосборной ее площади и быстротой механической денудации. Плохая сортировка материала в породах связана с близостью источников сноса и быстротой осадконакопления в Преддонецком краевом прогибе и Северо-Каспийской впадине.

Небольшое количество растительных остатков (в бугринской свите $S_{орг}$ в среднем 0,1%), повышенная карбонатность пород, достигающая в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба в среднем 14%, но снижающаяся до 4—8% в Северо-Каспийской впадине, присутствие кристаллов и прожилок гипса, а также примесь доломита (2—3%, местами до 22%) и магнезита (1%) указывают на аридность или семиаридность климата в ветлужское время. Широкое распространение известковистых стяжений типа журавчиков указывает на процессы инсоляции, характерные для пустынных и полупустынных областей (Вальтер, 1911). Однако сплошные горизонты из скоплений таких стяжений в песчаниках и алевролитах, какие известны в ветлужских отложениях Украины (Лунгерсгаузен, 1941; Левенштейн и др., 1961), здесь отсутствуют.

Повышенная карбонатность пород и нередкие находки обломков известняков свидетельствуют о щелочной реакции среды осадконакопления. С щелочностью среды, по-видимому, связана и нередко отмечаемая корродированность зерен кварца, полевых шпатов и других в обломочных породах. Возможно, этим же объясняется примесь монтмориллонита в

триасовых глинах, хотя и не исключается размыв монтмориллонитовых глинистых пород, давно уже известных в карбоне Донбасса (Ныркoв, 1958; Шамрай, Джумайло, 1954).

Со слабостью химического выветривания, обусловленной аридным климатом, связано заметное содержание таких тяжелых минералов, как гранат, апатит, магнетит (а в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба — эпидот), относящихся к категории неустойчивых или промежуточных между устойчивыми и неустойчивыми. Анализ количественных соотношений таких компонентов тяжелой фракции клас- тических пород нижнего триаса, как рудные непрозрачные (ильменит, магнетит, титаномагнетит и другие) и окислы, гидроокислы железа, показывает, что суммарные содержания всех этих минералов обычно измеряются цифрами близкого порядка. Это позволило автору сделать вывод, что, хотя окислы и гидроокислы железа являются новообразованиями, они ведут себя при формировании осадка так же, как и другие терригенные компоненты. По-видимому, такое поведение обусловлено образованием их в окислительной обстановке аридной зоны за счет магнетита, ильменита и других обломочных рудных минералов, имевшихся в осадке (возможно, частично этот процесс происходил еще при выветривании материнских пород на водоразделах и при транспортировке осадков). Ранее такой вывод был сделан Г. Л. Миропольской при изучении уфимских красноцветов Татарии (1955). Представляет интерес наблюдаемое в отдельных пробах замещение большей части гидроокислов железа, обычно преобладающих в тяжелой фракции, пиритом. Как показал П. В. Ивашов (1971), это связано с эпигенетическим восстановлением железа, если в породе имелись локальные скопления органики, хотя в целом в породе могли господствовать окислительные условия.

Точно так же, как гидроокислы железа, ведет себя и лейкоксен или агрегаты его и других титанистых минералов, обычно описываемые как нерудные непрозрачные минералы. Как правило, их относят к числу аутигенных образований. Однако аутигенными они являются, как показали Ц. Н. Питковская (1963) и Н. В. Ренгартен (1956), только в угленосных толщах, где образуются около обугленных растительных остатков в окислительных (или умеренно восстановительных) условиях при нейтральной или слабощелочной реакции среды. Именно такие условия существовали в породах карбона. Возникнув как аутигенные, указанные минералы титана яв-

ляются весьма устойчивыми в зоне гипергенеза (Малышев, 1957; Момджи, 1960) и в дальнейшем ведут себя как обычные кластогенные минералы, особенно в условиях очень слабого химического выветривания, какие существовали в раннем триасе.

Непонятным, на первый взгляд, является нередко отмечаемое повышенное содержание барита и целестина. Чрезвычайно неравномерное распределение этих минералов от единичных зерен до десятков процентов в тяжелой фракции главным образом песчаных пород объясняется эпигенетическими процессами. Большая подвижность бария (Пустовалов, 1940) обусловила легкое перераспределение его с образованием мелких конкреций и прожилок. Но каким образом попали эти минералы первоначально в осадок? Обычно считается, что барит и целестин — типичные прибрежно-морские образования. Между тем, рассматриваемые отложения, как показано выше, представляют континентальные осадки. Очевидно, барит и целестин первоначально накапливались в триасовых породах в небольших количествах как обычные кластогенные минералы при размыве отложений верхнего карбона и нижней перми северной окраины Донецкого кряжа, содержащих эти минералы в значительном количестве. На возможность присутствия барита в породах как аллотигенного минерала в условиях сухого климата указывали А. Г. Бетехтин (1950), М. К. Калинин (1958), С. Г. Саркисян (1949) и др.

Приведенные данные не оставляют сомнений в широком распространении образований сухого жаркого климата в ветлужских отложениях. Однако многочисленные прослои с зеленовато-серой окраской, связанной с восстановительными условиями седиментации, указывают на смену сухого климата кратковременными относительно более влажными периодами. Увеличение количества сероцветных прослоев, меньшее развитие сульфатов вверх по разрезу триаса свидетельствует о некотором уменьшении аридности климата. Несмотря на это, коэффициент упорядочения вверх по разрезу нижнего триаса на западе Преддонецкого прогиба не возрастает, а даже несколько меньше (0,25), чем в нижней части триаса (0,3—0,4), что объясняется ухудшением сортировки нижнетриасовых образований и связанной с ним пестротой литологических типов пород. Показателем усиления химического выветривания к середине раннего триаса, по сравнению с его началом, является также уменьшение в 2—3 раза отношения содержания граната к сумме содержаний циркона и рутила.

В красноцветах ахтубинской свиты в разрезе г. Б. Богдо встречены солоноватоводные пелелиподы, указывающие, возможно, на первые небольшие ингрессии из Тетиса уже в конце ветлужского времени. Небольшие содержания анальцима в породах ахтубинской свиты (Соколова и др., 1961) подтверждают подобное мнение.

Заканчивая рассмотрение условий седиментации в ветлужское время, можно высказать уверенность в том, что краткая, но выразительная характеристика красноцветов, данная академиком Д. В. Наливкиным (1956), относится и к нижнетриасовым образованиям Нижнего Поволжья: «Красноцветы — понятие не только литологическое, но в основном палеогеографическое. Прежде всего, это континентальные отложения, обладающие большей площадью распространения... Затем это пустынные отложения, но весьма различные по условиям образования: дельтовые, предгорные, прибрежные, эоловые, речные, озерные, лагунные и другие». «Некоторые красноцветные толщи представляют собой отложения обширных аллювиальных равнин, заполнившие области без стока. Такие равнины можно назвать прибрежными, но уже по отношению к обширным базисным бассейнам, расположенным в наиболее пониженной части бессточных областей».

В связи с мнением Л. В. Пустовалова (1937) о том, что среди верхнепермских красноцветов Предуралья нет пустынных отложений, под которыми он понимал лишь эоловые образования, необходимо напомнить, что еще И. Вальтер (1911), один из первых исследователей пустыни, понимал под пустынными отложениями не только эоловые, но и осадки аллювиальные, озерные, временных потоков, пролювия, приморских равнин и т. п. Наличие остатков наземной растительности и фауны позвоночных, как показал Д. В. Наливкин (1962), не опровергает эту концепцию.

Приведенная характеристика ветлужских отложений позволяет отнести их к красноцветному терригенному литологическому комплексу внутриконтинентальных низменных равнин.

Баскунчакское время

В баскунчакское время область седиментации в общем совпадала с ветлужской. Хотя сейчас границы распространения баскунчакской серии в основном расположены внутри контура триаса, можно не сомневаться, что ранее баскунчакская серия была распространена несколько шире ветлужской,

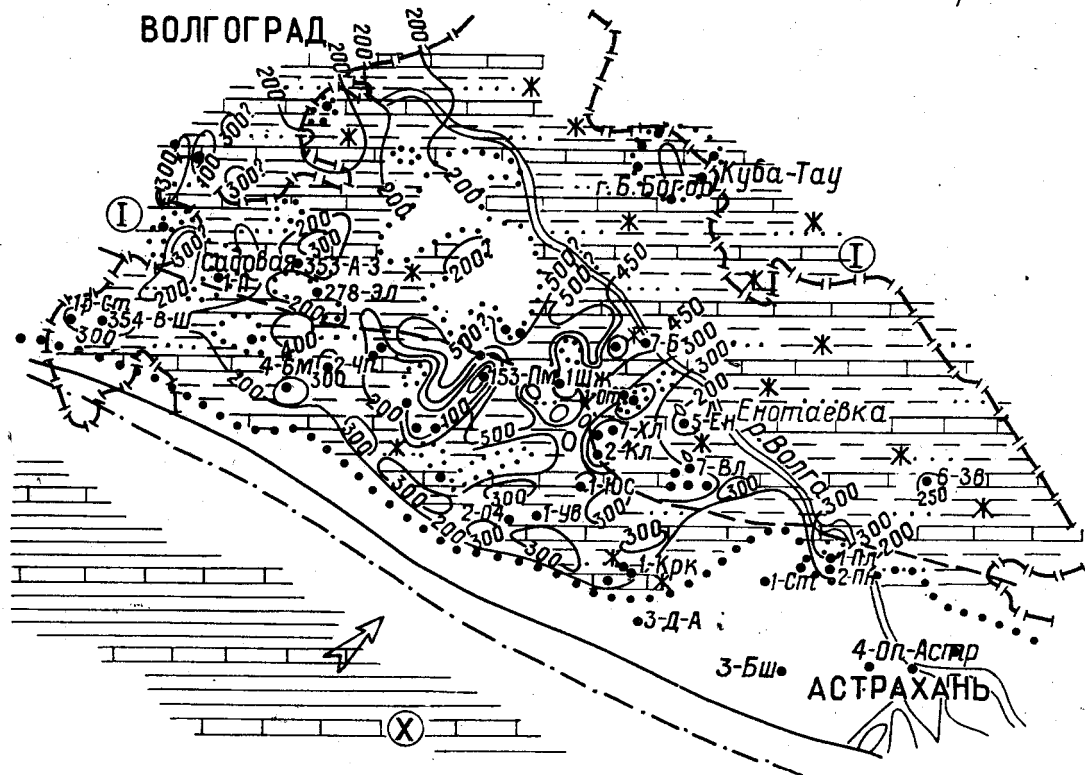


Рис. 21. Литолого-палеогеографическая карта раннебаскунчакского времени раннего триаса (составили Е. В. Мовшович и Л. Н. Цебенко).
Условные обозначения см. на рис. 17

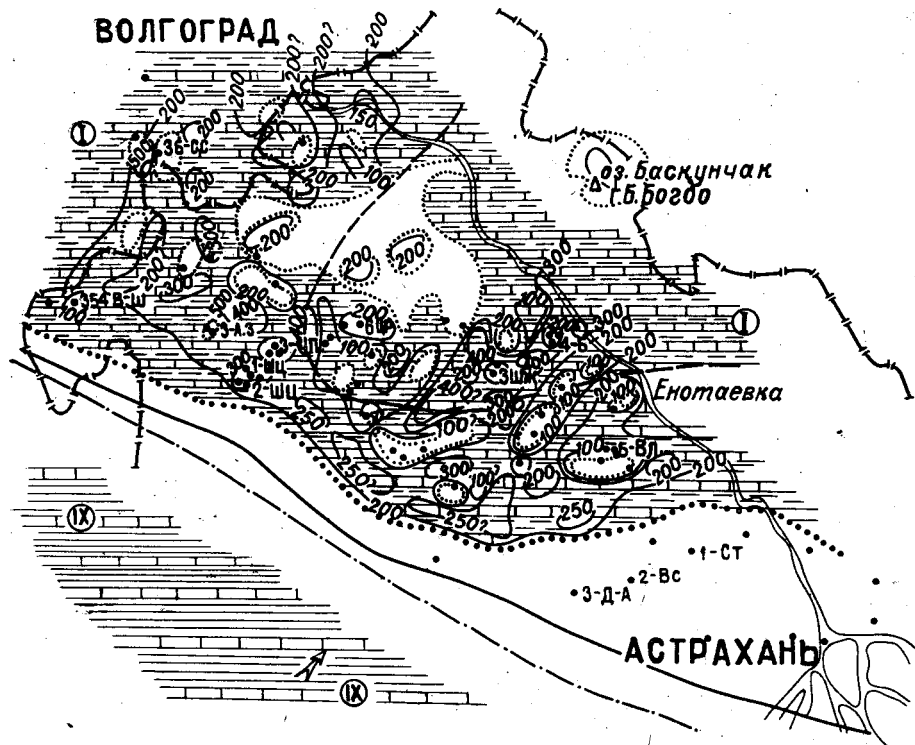


Рис. 22. Литолого-палеогеографическая карта позднебаскунчакского (индерского) времени среднего триаса (составили Е. В. Мовшович и Л. Н. Цебенко).
Условные обозначения см. на рис. 17

как это четко установлено на севере Ростовской области. В остальном все, что говорилось выше о былом положении границ поля распространения нижнего триаса, полностью относится и к баскунчакской серии.

Накопление баскунчакских осадков на территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья происходило на западе в пределах прибрежной низменной равнины, которая периодически частично заливалась морем (в основном в середине раннего триаса), а на востоке, на Северо-Каспийской плите, — в мелководном морском бассейне, захватывавшем в Преддонецком прогибе северо-восток центральной части и восточную часть.

Анализ разрезов показывает, что в баскунчакское время зональность литологических комплексов несколько различалась в ранне- и позднебаскунчакское время (рис. 21 и 22). В раннебаскунчакское время (рис. 21) выделяются две литофации, вытянутые параллельно Донецкому складчатому сооружению. Для южной характерно содержание карбонатных пород 10—20%, а песчано-алевритовых пород 15—25% при преобладании глинистых пород. В северной литофации увеличивается количество карбонатных пород до 20—35% при том же уровне содержания песчано-алевритовых пород (исчезновение карбонатных пород к западу происходит в северной литофации западнее, чем в южной).

В позднебаскунчакское (индерское) время (рис. 22) выделяется северо-восточная литофация, уходящая в центральную часть Северо-Каспийской плиты. Для нее характерно высокое содержание карбонатных пород (около 50%) при почти полном отсутствии песчано-алевритовых пород (к северо-востоку переходит в глинисто-карбонатные отложения). Вторая литофация обрамляет поле распространения первой с юга и запада. Для нее характерно уменьшение количества карбонатных пород до 30% и увеличение количества глинистых пород при незначительном содержании песчано-алевритовых пород.

Среди песчаников и алевритов баскунчакской серии заметно возрастает, по сравнению с ветлужской серией, количество разностей с двувершинными типами (и появляется трехвершинный тип) вариационных гранулометрических кривых. Это свидетельствует, по мнению Л. Б. Рухина (1947, 1961), Н. М. Страхова и др. (1954), о разнородности исходного обломочного материала осадка, обусловленной как разными источниками сноса, так и перемывом более древних осадочных пород в иных гидродинамических условиях, а также о влиянии других факторов. Одновременно увеличивается количест-

во паттумов. Как и в ветлужской серии, преобладают разно-сти с плохой и средней сортировкой.

В западной и центральной частях Преддонецкого прогиба, где песчано-алевролитовые породы в баскунчакской серии распространены шире, чем в Северо-Каспийской впадине, также прослеживается увеличение терригенного материала к югу, в сторону Донецкого складчатого сооружения (Мовшович, 1967, 1970б). Широкое распространение в баскунчакской серии междувдвиговой зоны на севере Ростовской области прослоев гравелитов и дресвяников, переходящих местами в конгломераты и конглобреккции и чередующихся с прослоями песчаников и алевролитов, а также другие данные говорят о присутствии конусов выноса. На это же указывает распространение упомянутых псефитов в узкой полосе шириной 2—2,5 км отдельными участками (линзами?), между которыми и севернее которых развиты песчано-алевритово-глинистые породы (гравелитово-песчаные породы переходят в них постепенно, но быстро), относящиеся уже, вероятно, к веерномелкоземистой (фаналевритовой) зоне, по В. И. Попову и др. (1963). Участки интенсивного развития грубообломочных пород, по всей видимости, расположены против устьев древних поперечных долин, прорезавших северный склон Донецкого кряжа. Учитывая данные В. И. Попова (Попов и др., 1963), можно судить о размерах конусов выноса — преобладали мелкие (мощность прослоев грубообломочных пород 0,1—0,5 м), реже средние (мощности 1—3 м) и единично встречались крупные (мощность до 5—6 м) конусы выноса.

Такие закономерности изменения литологического состава связаны с образованием баскунчакских пород рассматриваемой территории за счет размыва сооружений Донецкой складчатой системы. О размыве пород карбона донецких варисцид свидетельствует также минералогический состав баскунчакских алевритово-песчаных отложений, относящихся к кварцево-граувакковым в нижнебаскунчакской подсерии и граувакковым и кварцевым в верхнебаскунчакской подсерии. В тяжелой фракции преобладают рудные непрозрачные (ильменит, магнетит и др.), как и в более древних образованиях триаса, и характерна пикотит-гранат-цирконовая ассоциация с примесью рутила, турмалина (в нижнебаскунчакской подсерии), иногда апатита и барита. Как и более древние триасовые отложения, баскунчакские образования Калмыцко-Астраханского Прикаспия отличаются ничтожным содержанием минералов группы эпидота, свидетельствующим об ослабле-

нии влияния сноса с Воронежской антеклизы, в связи с удалением области седиментации в Прикаспии по сравнению с западной частью Преддонецкого прогиба.

Эти и другие данные, аналогичные приведенным выше при характеристике ветлужского седиментогенеза, позволяют сделать вывод о том, что основной провинцией сноса оставались низкие горы и возвышенные равнины в пределах Донецкого складчатого сооружения.

К востоку они заметно понижались, что способствовало накоплению на юго-западе Северо-Каспийской плиты преимущественно глинистых и карбонатных пород. С этими данными хорошо увязывается представление о связи баскунчакского морского бассейна с морями Тетиса на Мангышлаке, Туаркыре и в Восточном Предкавказье через пролив, расположенный восточнее Астрахани в пределах акватории Каспийского моря. Несомненность такой связи подтверждается составом ископаемых организмов баскунчакской серии. Второстепенной провинцией питания по-прежнему были возвышенные (денудационные) равнины Воронежской антеклизы, переходившие в низменные. Здесь размывались карбонатные породы карбона, а в пределах Павловского выступа кристаллические породы архея и протерозоя.

Отмеченные при характеристике ветлужского осадконакопления особенности пород, позволяющие выделить в пределах предгорной равнины пролювиально-равнинный и аллювиально-равнинный пояса, в основном относятся и к баскунчакским отложениям западной и центральной частей Преддонецкого прогиба. Здесь на прибрежной низменности, несомненно, происходили процессы образования элювия и коллювия (осыпей и делювия), временных потоков и ручьев, пролювия и аллювия, временных водоемов и небольших озер (пресных и солоноватоводных), а также золотой переработки осадков. В баскунчакское время осадки застойных водоемов озерного типа были развиты шире, чем в ветлужское время. Об этом свидетельствует увеличение удельного веса в баскунчакской серии сероцветных глин и алевролитов.

Снижение карбонатности пород, достигающей в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба в среднем 10%, более широкое распространение растительных остатков в виде рассеянного обугленного детрита и его скоплений, реже отпечатков растений, также указывают на некоторое повышение общей влажности климата. Однако нередко встречающиеся известковистые журавчики, примесь доломита (до

25%), а иногда магнезита (до 4%), присутствие кристаллов гипса указывают на то, что климат был еще полуаридный, несмотря на несомненный сдвиг в сторону гумидности. Реакция среды, как и в ветлужское время, была щелочной. В известной мере показателем усиления химического выветривания в баскунчакское время, по сравнению с началом триаса, в связи с наметившимся переходом климата от аридного к гумидному, является уменьшение отношения содержания граната к сумме содержания циркона и рутила в 1,3—3,8 раза.

Данные о количественных соотношениях некоторых тяжелых терригенных минералов в красноцветной ветлужской толще в связи с формированием их в сухом климате в известной мере относятся и к баскунчакским породам западной и центральной частей Преддонецкого прогиба.

Рассмотрение характера поведения малых и редких элементов в идеальном фациальном профиле позволяет выделить для баскунчакских образований Преддонецкого прогиба тип, переходный от пестрого к упорядоченному: часть элементов ведет себя согласованно, часть — несогласованно. Коэффициент упорядочения возрастает от 0,25 в основании серии до 0,4. Такое распределение элементов вызвано, с одной стороны, увеличением гумидности климата, обусловившей усиление химического выветривания материнских пород на водосборных площадях, а с другой стороны, — недостаточной сортировкой осадков в связи с коротким переносом частиц от водоразделов до областей седиментации и быстротой захоронения.

Прослой с зеленовато-серой окраской, связанной с восстановительными условиями седиментации, свидетельствуют о частой смене сухого климата относительно более влажным. В целом баскунчакские отложения западной и центральной частей Преддонецкого прогиба относятся к пестроцветному песчано-глинистому литологическому комплексу приморских низменных равнин.

Уже в центральной части Преддонецкого прогиба в разрезе нижнебаскунчакской подсерии появляются прослой известняков, мергелей, доломитов, формировавшиеся в лагунах и лиманах, а также глауконитсодержащие песчаники, которые можно отнести к прибрежно-морским образованиям. К востоку число прослоев карбонатных пород постепенно растет. Здесь, в зоне преобладания осадков прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем, трудно провести границу морских и континентальных пород. В разрезе указанная гра-

ница представляет зубчатое сцепление этих пород, а в плане она сдвигается то к западу, то к востоку, в зависимости от глубины рассматриваемого среза. В восточной части Преддонецкого прогиба и на Северо-Каспийской плите были развиты преимущественно солоноватоводные морские отложения, среди которых значительную роль играют карбонатные породы, особенно в верхней части баскунчакской серии.

Рассмотренные особенности карбонатных пород свидетельствуют о том, что баскунчакское море было мелководным со спокойными гидродинамическими условиями. Временами море отступало, на что указывают находки наземных позвоночных в известняковых прослоях горы Б. Богдо (Ефремов, 1928) и остатки наземных растений (плевромей). Соленость вод была пониженной (Баярунас, 1936; Соколова и др., 1961). Последнее объясняется тем, что морской бассейн Северного Прикаспия был связан с открытыми морями Тетиса только проливом. Поэтому впадавшие в этот бассейн реки с прилегавшей со всех сторон суши значительно опреснили его. Об опреснении бассейна свидетельствует фауна эвригалинных пелеципод и гастропод, присутствие пресноводных и солоноватоводных остракод (Шнейдер, 1960) и харофитов (Сайдаковский, 1969, 1971). Иногда в раннебаскунчакское время соленость могла быть нормальной.

Находки аммоноидей не могут доказывать нормальную соленость бассейна, так как их раковины после смерти относятся течениями далеко от районов обитания и могут захороняться в местах с неблагоприятными условиями жизнедеятельности, что уже давно установлено И. Вальтером. Находки аммоноидей сравнительно редки, что также может указывать на неблагоприятные условия существования в Северном Прикаспии и возможный занос их из Тетиса. За время формирования баскунчакской серии максимальные связи с Тетисом были лишь во время накопления богдинской свиты, так как только в ней встречены единичные аммоноидеи и конодонты. Доломитизация карбонатных пород баскунчакской серии явно вторична и определено о степени солености вод бассейна не говорит; по данным В. И. Попова и др. (1963), она встречается в образованиях как опресненных, так и осолоненных водоемов.

Многие особенности морских отложений баскунчакской серии также указывают на уменьшение аридности климата. Появление в карбонатных породах горы Б. Богдо кристаллов анальцима (Колбин, Пимбургская, 1955 а), позже установ-

ленных в терригенных породах этого же разреза также И. П. Егоровым (Е. И. Соколова и др., 1961), указывает на усиление химического выветривания. Последнее привело к выносу с континента гелей кремнезема и глинозема. В результате этого происходило образование анальцима при позднедиагенетических процессах взаимодействия хлоридов морских вод с такими гелями. Спорадически встречается барит, но здесь он сингенетичен, в отличие от нижнетриасовых красноцветов.

По времени образования анальцим близок к галениту, кристаллы которого давно известны в известняках г. Б. Богдо (Аузрбах, 1871). М. Ф. Колбин и М. И. Пимбургская (1955), Г. Я. Островская и В. А. Рудик (Константинов, 1963), Н. М. Страхов (1962) пришли к выводу о нормально осадочном происхождении свинца в известняках баскунчакской серии. При этом предполагается вынос свинца в растворах (в хлоридной или бикарбонатной форме) при химическом выветривании пород водосборов. Такое представление подтверждается установлением повышенных содержаний галенита и других полиметаллов в породах карбона, девона и докембрия Воронежской антеклизы. Приуроченность кристаллов галенита к известнякам, а в последних к раковинам моллюсков объясняется позднедиагенетическим образованием его под воздействием сероводорода, выделявшегося при разложении органического вещества моллюсков. Возможно, верно мнение В. И. Виноградова (1969) о катагенетическом перераспределении полиметаллов вмещающих пород нефтяными водами.

Об усилении химического выветривания в связи с уменьшением аридности климата свидетельствует распределение малых и редких элементов в идеальном фациальном профиле баскунчакской серии Северо-Каспийской плиты. Поведение элементов указывает на тип, переходный от пестрого к упорядоченному. Коэффициент упорядочения составляет 0,55 (по данным изучения разрезов горы Б. Богдо, Владимировского и Енотаевского куполов). На усиление химического выветривания указывает также уменьшение отношения содержания граната к сумме содержаний циркона и рутила в 1,1—1,2 раза в породах енотаевской свиты Северо-Каспийской плиты по сравнению с породами богдинской свиты, а в породах индерской свиты это отношение уменьшается в 3 раза по сравнению с породами енотаевской свиты.

Преимущественно сероцветная и пестроцветная окраска морских отложений баскунчакской серии указывает на преобладание восстановительных условий седиментации в баскун-

чакском море. Это подтверждается частым обнаружением в породах пирита, халькопирита и обугленных растительных остатков (по данным небольшого числа проб содержание $C_{орг}$ растет вверх по разрезу до 0,4%). Местами происходило некоторое повышение окислительного потенциала, что приводило к образованию красноцветных пятен и прослоев в терригенных породах. Появление в основном в енотаевской свите пачек красноцветных терригенных пород, чередующихся с терригенными или карбонатными породами, указывает, с одной стороны, на окислительные условия среды, а с другой стороны, — на близость области размыва. Последнее подтверждается увеличением количества прослоев красноцветных и пестроцветных глин и песчаников в разрезах Шар-Царынской и Чапаевской площадей. Тем не менее, наличие этих красноцветов не опровергает представление о мелководном морском происхождении большей части баскунчакских отложений Калмыцко-Астраханского Прикаспия. Морским происхождением отложений, несомненно, объясняется высокая известковистость терригенных пород баскунчакской серии (в среднем около 20%).

Б. К. Прошляков (1962), рассматривая условия накопления пород баскунчакской серии центральной части Северо-Каспийской впадины, для объяснения большого количества обугленного растительного материала высказывает предположение, что «органический материал накапливался, вероятно, в основном за счет отмиравших водорослей, поскольку на прилегающих участках суши отлагались континентальные красноцветы, характерные для аридного климата со слабым развитием растительного покрова». Отсутствие данных о видовом составе растительных остатков позволяет считать это предположение вероятным, но были и другие источники органического материала. Присутствие в разрезах баскунчакской серии остатков наземных паракаламита и плевромей, широкое распространение гиригонитов харовых водорослей и приведенные данные о более благоприятных условиях для развития растительности в Преддонецком прогибе в баскунчакском веке, чем в начале триаса, дают основание считать, что часть (какая, пока не ясно) органического материала образовалась за счет наземной растительности.

Индерская свита, сложенная преимущественно карбонатными и глинистыми породами, формировалась преимущественно в мелководных морских условиях, о чем свидетельствует обилие пеллециподовых известняков-ракушечников. Однако

бассейн был сильно опреснен. Большое количество животных и растительных органических остатков местами обусловило образование сидеритовой примеси (в среднем около 5%). Малое количество прослоев песчано-алевролитовых пород связано с нивелировкой водоразделов. Территория распространения свиты значительно меньше, чем богдинской свиты.

Анализ эволюции осадконакопления в баскунчакское время указывает на нарастание трансгрессии из Тетиса, а затем регрессию эпиконтинентального морского бассейна (с отдельными ингрессиями). Анализ палеонтологических данных указывает на существование связи баскунчакского Северо-Каспийского бассейна с морем северной части Тетиса (занимало, вероятно, акваторию Каспийского моря). Это море было значительно лучше связано с морями Мангышлака, Туаркыра, Предкавказья, Кавказа, Северного Ирана. По-видимому, бассейн Северного Предкавказья в конце оленекского века — начале анизийского века был связан через Крым (карбонатные толщи района Евпатории с триасовыми фораминиферами), Северо-Восточную Болгарию и Венгрию с Германским бассейном. Рассмотрение данных об отложениях баскунчакской серии позволяет отнести их к пестроцветному терригенному литологическому комплексу приморских равнин и карбонатно-терригенному комплексу эпиконтинентального морского бассейна. Последний комплекс уже к северо-востоку от Калмыцко-Астраханского Прикаспия переходит в терригенно-карбонатный комплекс, в наиболее полном виде развитый в центральной части Северо-Каспийской плиты.

Аралсорское время

На значительную часть анизийского века приходится перерыв осадконакопления, в течение которого происходил разрыв более древних образований. В начале среднего триаса (конец баскунчакского времени) еще существовали те же условия, что и во всей второй половине раннего триаса, а в конце анизийского века обстановка была близка к условиям ладинского века и позднего триаса. Следует отметить, что в течение анизийского века произошло очень заметное изменение климата. Если в течение раннего триаса наметился явный переход от аридного климата к гумидному, то с середины среднего и в позднем триасе климат был уже почти гумидный.

Как предполагают Е. М. Люткевич и В. И. Славин (1964), на большей части Восточно-Европейской платформы в среднетриасовую эпоху происходило образование каолиновой

коры выветривания, что подтверждается широким распространением каолиновых осадков в верхнетриасовых отложениях. Но каолиновая кора выветривания «могла образоваться только в континентальных, влажных условиях среднего триаса» при слабой расчлененности рельефа, обусловившей почти полное отсутствие денудации. Лишь в конце анизийского века начался более интенсивный размыв областей сноса.

Именно в это время происходило накопление нижнеаралсорской подсветы (гемманелловых слоев) на Северо-Каспийской плите и в ее обрамлении (рис. 1 и 23). Недостаток фактических материалов не позволяет подробно рассмотреть условия осадконакопления в течение всего аралсорского времени.

В разрезах Калмыцко-Астраханского Прикаспия обычно сохранилась от последующего размыва только нижнеаралсорская подсвета (гемманелловые слои). Последняя везде представлена сероцветными, а на юго-западе пестроцветными глинами (65—90%, в среднем 70%) с частыми прослоями песчано-алевролитовых пород (10—35%) той же окраски, что и глины. Выделить среди гемманелловых слоев фациальные комплексы пока не удалось, несмотря на намеченную тенденцию увеличения пестроцветности к юго-западу.

Для гемманелловых слоев характерны низкая известковистость, обилие обугленного растительного детрита, частые находки солоноватоводных морских остракод, нередко отпечатки мелких морских эвригалинных пелеципод, харофитов, иногда конхострак.

Среди песчано-алевролитовых пород преобладают алевролиты и алевролитовые паттумы, обычно весьма глинистые. Сортировка песчано-алевролитовых пород плохая и очень плохая, реже средняя. Вариационные кривые преимущественно одновершинные. Видимо, это свидетельствует об однопавленных потоках с низкой скоростью. Состав легкой фракции позволяет отнести их к кварцевым и кварцево-граувакковым типам. Они характеризуются рутил-гранат-пикотит-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов. Нередко в тяжелой фракции обилён пирит (до 70—90%, в среднем 18%).

Карбонатность пород закономерно меняется. В сероцветных породах она составляет 10—20%, видимо, в связи с наличием маломощных прослоек мергелей и даже известняков. При этом большую роль играют карбонаты железа и магния (50—70%). В пестроцветных породах карбонатность значительно ниже (в среднем 3—4%), но и здесь важное значение

имеют карбонаты железа и магнезия (около 65%). Сортировка терригенных пород плохая и очень плохая, реже средняя. Вариационные кривые распределения грансостава почти сплошь одновершинные.

Вся остракодовая фауна (см. гл. 1) является солоноватоводной. Ассоциация с обилием гемманелл и глорианелл без харофитов и дарвинул, наиболее обычная в гемманелловых соях, является по классификации Х. Коцура (1971а) плиогаалинной. Если встречается еще немного дарвинул и единичные мелкие харофиты (в основном только стеллятохары), то речь идет о мезогаалинных до преимущественно плиогаалинных условиях (слабо опресненный морской бассейн).

Этому, казалось бы, противоречат данные о находке Б. К. Прошляковым в пачке «нижнекейперских» сероцветных алевролитово-глинистых пород (мощностью 40—50 м), залегающих в 50—100 м выше основания гемманелловых слоев скв. СГ-1 Аралсорской и 31-ОП Шунгайской, остатков нормально морских водорослей, определенных М. В. Кленовой как кокколитофориды (Прошляков, Гальянова, 1967; Гибшман и др., 1972).

Поскольку в гемманелловых слоях до сих пор ни разу не были найдены какие-либо иные остатки нормально морской фауны, в данном случае речь, вероятно, идет о более молодых формах, занесенных каким-то образом в рассматриваемые отложения. Это предположение тем более верно, что в нормально морских отложениях триаса кокколитофориды до сих пор также еще не выявлены. Правильность такого предположения косвенно подтверждают и данные о находке кокколитофорид в скв. 25-ГА Аралсорской в 50 м ниже подошвы среднеюрских отложений (Прошляков, 1966) в континентальных образованиях, соответствующих верхам аралсорской свиты (Шаля, Ярошенко, 1970, рис. 48). Характер отложений верхней части гемманелловых слоев Касьяновского купола (с мегаспорами) свидетельствует о пресноводно-континентальных условиях их образования.

Отложения самой верхней части гемманелловых слоев в скв. 1-П Садовой (1920—1924 м и 1895—1905 м) содержат единичных дарвинул, люткевичинелл, спелунцелл и местами многочисленных харофитов. По классификации Х. Коцура (1971а), это — пресноводно-солонатоводные отложения, близкие к олигогаалинным (преобладание порохар и стенохар над стеллятохарами, обилие дарвинул).

Указанные особенности позволяют сделать вывод о накоп-

лении осадков в прибрежно-морских условиях опресненного бассейна. Среда накопления была восстановительная, реакция вод была кислой или слабокислой, что объясняется разложением большого количества органического материала. Гидродинамическая активность была невелика, но изменчива. Сходство комплексов остракод позволяет предполагать, что бассейн Северо-Каспийской плиты был связан в позднеанизийское — ладинское время через Северное Предкавказье, Северо-Восточную Болгарию и Венгрию с Германским бассейном. Более молодые отложения аралсорской свиты изучены лишь в скв. 1-п Садовой, 3 и 351 Аршань-Зельменских. Литологически они мало отличаются от гемманелловых слоев, вскрытых в скв. 1-п Садовой, но в них не найдены никакие органические остатки, кроме миоспор. Сходный характер имеют верхнеаралсорские породы и в Волгоградском Прикаспии (Григорьев, 1970). По-видимому, в это время существовали континентальные условия.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что климат позднеанизийско-ладинского времени был гумидным. По мнению А. В. Урусова и др. (1967а), подобные «верхнетриасовые» осадки, имеющие континентальное происхождение, формировались «в условиях влажного климата в бассейнах параличского и лимнического типа». На континентальный характер осадконакопления познетриасовой эпохи в Северо-Каспийской впадине указывают Е. И. Соколова (Соколова, 1958; Соколова и др., 1961), Е. М. Люткевич; В. И. Славин (1964) и А. А. Шаля (Шаля, Леонгардт, 1965). Только Б. К. Прошляков (1962) высказывает, недостаточно обоснованное мнение о значительном развитии морских условий в позднем триасе.

Судя по минералогической характеристике, провинции сноса по-прежнему располагались в пределах Донецкой складчатой области (основная) и Воронежской антеклизы (второстепенная), но значительно расширились, захватив отчасти и Приастраханский район. По-видимому, они представляли собой возвышенные денудационные равнины.

Приведенные данные позволяют отнести отложения аралсорской свиты к сероцветному угленосно-терригенному и пестроцветному безызвестковистому терригенному комплексам низменных равнин и прибрежной части моря гумидного пояса.

Рассмотрение последовательности смен типов отложений палеогеографических обстановок в перми и триасе на территории Нижнего Поволжья и соседних областей позволяет

Схема крупной цикличности пермского и триасового осадконакопления Нижнего Поволжья и смежных областей

Возраст		Типы отложений		Эволюция осадконакопления
T ₃	T ₂₋₃ -1 _{1a} r ₂	Сероцветные песчано-глинистые		эмерсия
		Пестроцветные песчано-глинистые		
T ₂	T ₂₋₃ -1 _{1a} r ₁	Красноцветно-сероцветные песчано-глинистые		инундация
		Перерыв		
T _{1-2bs}	T ₂ in	Пестроцветные карбонатно-глинистые		эмерсия
		Сероцветные карбонатные		инундация
	T ₁ en	Пестроцветные песчано-глинистые		эмерсия
T _{1vt}	T ₁ bg	Пестроцветно-сероцветные карбонатно-глинистые		инундация
	T ₁ ach	Красноцветные песчано-глинистые		эмерсия
	T ₁ bgr	Красноцветные алевролитово-песчаные		инундация
	T ₁ sch	Сероцветно-красноцветные алевролитово-глинистые		инундация
P ₂ ²	P ₂ t	Перерыв?		эмерсия
P ₂ ¹	P ₂ kz	Сероцветные песчано-глинистые	Красноцветные песчано-глинистые	
	P ₂ uf	Перерыв?		инундация
P ₁ kg	Сероцветные ангидритово-соляные			эмерсия
	Сероцветные терригенно-ангидритовые		Сероцветные карбонатно-ангидритовые	инундация
	Перерыв	?	Перерыв	эмерсия
P ₁ ar	Сероцветные алевролитово-глинистые		Сероцветные ангидритово-карбонатные	инундация
	Сероцветные карбонатно-ангидритовые			
P ₁ s	Сероцветные песчано-глинистые, внизу с прослоями карбонатных пород		Перерыв	эмерсия
P ₁ as	Сероцветные карбонатные или карбонатно-терригенные		Сероцветные карбонатные	инундация
C ₃	Пестроцветные карбонатно-терригенные			

установить максимумы трансгрессивного (инундации)* и регрессивного (эмерсии)* развития (табл. 10). Полученные данные позволяют поддержать мнение Б. П. Жижченко (1973), что максимумам карбонатакопления далеко не всегда соответствуют инундации.

Выявление последовательности крупных трансгрессий и регрессий позволяет выделить циклы осадконакопления (их условные границы от начала одной трансгрессии до начала следующей). Границы этих циклов, обусловленные периодичностью регионального тектонического развития, не совпадают обычно с границами систем, отделов и особенно ярусов. Установленные закономерности развития трансгрессивных и регрессивных циклов облегчают корреляцию отдаленных разрезов, а иногда и расчленение их.

Рассматриваемая территория располагалась в перми и триасе в пределах северной периферии тропического пояса. Эволюция климата прошла в течение этого времени один полный цикл: от гумидного климата в ассельском веке к аридному климату в середине пермского периода (максимум в кунгурском веке) и вновь к гумидному климату, установившемуся со второй половины анизийского века (максимум был достигнут в позднем триасе—ранней юре). По мнению В. М. Синицына (1966, 1970), годовая сумма атмосферных осадков варьировала от 500 до 1200 мм, а среднегодовая температура от 12° до 20—22°.

Главная область размыва, совпадавшая в начале ранней перми с древними складчатыми сооружениями территории Предкавказья, Крыма и, возможно, отчасти Черного моря, переместилась к середине ранней перми к северо-востоку — в пределы возникшей Донецкой складчатой системы и устойчиво сохранялась здесь в течение оставшейся части перми и триаса. Одновременно четко оформились в качестве второстепенной области сноса Воронежская антеклиза. Постоянство расположения на протяжении большей части перми и триаса основной и второстепенной областей размыва предопределило значительное совпадение основных площадей морского, и континентального осадконакопления с Северо-Каспийской впадиной и Преддонецким прогибом.

* Эти понятия введены С. Н. Бубновым (1960), а в таком же смысле, как и здесь, впервые использованы А. Г. и М. В. Кобилевыми (1962).

ПАЛЕОТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Основой палеотектонических исследований является сравнительно-тектонический анализ, включающий как историко-геологический, так и структурно-магматический методы. Между тем, некоторые исследователи неоправданно пытаются противопоставить один метод другому. Только комплексное использование всех имеющихся данных, относящихся к достаточно большой территории и для сравнительно большого интервала времени, может позволить выяснить главные особенности истории геологического развития регионов (Петрушевский, 1972).

Не менее дискуссионен и вопрос о формациях. Хотя определения формаций, имеющиеся у различных авторов, кажутся близкими, их толкование и практическое применение различны. Имеются сторонники широкого понимания формаций (В. В. Белоусов, Н. Б. Вассоевич, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, В. Е. Хаин) и узкого (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Е. В. Шанцер, В. П. Горский, Ю. А. Косыгин, В. М. Цейслер).

Хаин (1964) рассматривает формации в узком понимании в качестве субформаций (подформаций), т. е. составных частей формаций в широком понимании, то Е. В. Шанцер (1966) справедливо отмечает, что за формациями в узком понимании только и следует оставить это название, а формации в широком понимании стоит называть «седиментационными комплексами» или как-нибудь иначе.

Однако, эти комплексы, по мнению Е. В. Шанцера (1966),

можно было бы назвать фашиально-генетическими лишь в том случае, если бы они представляли единый непрерывный фашиальный ряд «осадков, формирующихся вдоль миграционного пути от области сноса к области аккумуляции», т. е. вытекали бы из закономерностей осадочного процесса. Но в реальных осадочных толщах «различия их литологического состава, порой очень резкие и контрастные, в решающей степени обусловлены ходом движений земной коры и изменением климатической обстановки во времени. А это причины, отнюдь не вытекающие из внутренних закономерностей осадочного процесса как такового, а независимые от него и воздействующие на него...» (Шанцер, 1966). Поэтому рассмотрение формаций как генетических комплексов фаций (вертикальный фашиальный ряд) не совсем верно и принципиально отличается от «горизонтального фашиального ряда» (Шанцер, 1966).

Общим в генетическом понимании формаций является отнесение к ним таких сообществ пород, которые характеризуются единством тектонического режима и ландшафтно-климатических условий (Шатский, 1955; Страхов, 1960; Вассоевич, 1966). Поэтому стратиграфические объемы формаций могут меняться при переходе из области одного тектонического режима в область иного тектонического режима.

Ключом к пониманию методики изучения геологических формаций является, по мнению автора, следующая мысль Н. С. Шатского (1965): «Формации — это геологические тела, которые нужно изучать прежде всего геологическим методом. Это не значит, что петрографический, минералогический и другие методы не обязательны для изучения формаций. Они необходимы для познания вещества. Но познать до конца формацию можно только путем геологического картирования и полевого изучения формаций». Как подчеркивал Н. П. Херасков (1967, с. 21), основа методики выделения конкретных формаций лежит в анализе строения разрезов. Поэтому «важнейшими признаками формации являются не только ее вещественный состав, но и строение».

Рассматриваемая территория охватывает юг Русской и Северо-Каспийской плит, входящих в состав Восточно-Европейской древней платформы, и север Скифской плиты, составляющей часть Скифско-Туранской молодой платформы.

Автор вслед за Н. С. Шатским (1955а), И. И. Кожевниковым (1958), С. П. Козленко (1960) и др. рассматривает территорию Северного Прикаспия в качестве древней плиты (с до-рифейским фундаментом), которая в современном структур-

ном плане представляет собой крупнейшую впадину древних платформ (Гарецкий и др., 1972). Эту гигантскую депрессию в отличие от позднекайнозойской Каспийской или Прикаспийской впадины, обрамляющей акваторию Каспия, следует называть Северо-Каспийской (по И. О. Броду и В. Г. Васильеву, 1949). Обычно ее описывают под менее точным названием Прикаспийской синеклизы, которую включают в Русскую плиту. Однако существенные различия их глубинного строения (Зубов и др., 1972; Фоменко, 1973) не позволяют согласиться с этим.

Структурные элементы более высокого порядка (см. рис. 1) были выделены автором с учетом как собственных материалов, так и работ Г. Е.-А. Айзенштадта (1973), А. Я. Бродского и др. (1972), А. Г. Габриэляна и др. (1962), Р. Г. Гарецкого (1972), А. Я. Дубинского (1956; 1968), В. С. Журавлева (1972), А. И. Кононова (1968), Н. А. Крылова (1971), И. Ю. Лапкина (1961, 1966), А. И. Летавина (1972), Н. В. Мизинова и др. (1972), М. Ф. Мирчинка и др. (1963, 1966), Н. В. Неволына (1965), Д. В. Несмеянова (1965), Н. И. Погребнова и др. (1970), Ю. А. Сударикова (1964), Н. Ю. Успенской (1964), Д. Л. Федорова (1968), Ю. Л. Цведоля и др. (1972), Н. А.-Швембергера (1965), А. Е. Шлезингера (1974) и др.

Наиболее характерной чертой тектоники рассматриваемого региона является сочленение древней и молодой платформ с разновозрастными фундаментами: дорифейским и варисцийским. В зоне их сочленения в эпоху превращения геосинклинальной области в платформенную развивался Преддонецкий краевой (передовой) прогиб (ныне погребенный).

Образование пермских и триасовых отложений происходило одновременно с переходом геосинклинального тектонического режима в платформенный, что и позволяет выделить самостоятельный метагеосинклинальный (по Р. Г. Гарецкому, 1972) этап тектонического развития (его часто неточно называют переходным, промежуточным, орогенным и т. п.). Он характеризуется чертами как геосинклинального, так и платформенного режима, почему не может быть полностью отнесен ни к геосинклинальному, ни к платформенному этапам развития земной коры. Формирование пермских и триасовых осадков в основном в течение метагеосинклинального этапа и определило ряд важных особенностей геологической истории и тектоники перми и триаса.

Прежде чем рассматривать историю развития Нижнего

Поволжья и сопредельных территорий в перми и триасе, целесообразно отметить некоторые важные черты допермского развития. Во многом эти черты были предопределены особенностями природы Большедонбасского (Донско-Днепровского) прогиба. Анализ материалов ГСЗ, выполненный автором совместно с М. И. Бородулиным, показывает, что Большедонбасский прогиб является рифейским авлакогеном (мощность пород рифея — нижнего палеозоя (?) достигает 10—11 км), протягивающимся в Среднюю Азию.

По-видимому, этот авлакоген в юго-восточной части (восточнее меридиана Котельниково) переходил в перикратонный прогиб, обрамлявший с юго-востока Восточно-Европейскую платформу и отделявший ее от располагавшихся южнее байкалид.

В девоне — начале раннего карбона над рифейским авлакогеном образовался более широкий платформенный грабенообразный прогиб (суммарные мощности девона в нем не превышают 4—5 км). С конца раннего карбона платформенное развитие в восточной части Большедонбасского прогиба, охватывающей Донецкий кряж и кряж Карпинского, сменилось геосинклинальным (Архангельский, 1923, 1941) или точнее миогеосинклинальным (Шатский, Богданов, 1961). В результате эта часть платформенного прогиба стала внешним миогеосинклинальным новообразованным прогибом Скифской варисцийской геосинклинали, расширив тем самым последнюю (Копелиович и др., 1955; Лапкин, 1958; Лапкин, Темин, 1958; Летавин, Маловицкий, 1960; Мирчинк и др., 1963; Швембергер, 1965).

Изменения каменноугольных отложений происходят от Донецкого кряжа как к Днепровско-Донецкой впадине, так и к кряжу Карпинского. По глубинному строению (по данным ГСЗ) Донецкий кряж ничем принципиально не отличается от последнего — ни тектоническим строением карбона, ни современной структурой поверхности Мохо (отличия сводятся к погружению основания кряжа Карпинского под платформенный чехол по разломам). Если под Донецким складчатым сооружением поверхность Мохо прогнута, обрисовывая «корни гор» (Гаркаленко, Бородулин, 1972), то под Днепровско-Донецкой впадиной она приподнята.

Несмотря на то, что Большедонбасский прогиб расположен в пределах системы глубинных разломов, протягивающихся в Среднюю Азию (Сарматско-Туранский линеймент по Р. Е. Айзбергу и др., 1971), анализ карты остаточных изоста-

тических аномалий силы тяжести (Артемьев и др., 1973) показывает, что Донецкая миогеосинклиналь, как и Уральская миогеосинклиналь, расположена на краю Восточно-Европейской древней платформы. Таким образом, особенности глубинного строения подтверждают правильность представлений А. Д. Архангельского и др. (1937), В. С. Попова (1939) и других о связи Донецкого складчатого сооружения с Уральскими варисцидами. По-видимому, в пределах северной части Каспийской акватории происходит сочленение Донецких варисцид с слившимися на полуострове Бузачи воедино уральскими и тяньшаньскими варисцидами. Мнение, что Донецкая складчатая система представляет слепую ветвь варисцид, высказывалось уже многими (Архангельский, 1923, 1941; Копелиович и др., 1955; Лапкин, 1958, 1961б; Летавин, Мало-вицкий, 1960; Мовшович, 1967; Попов, Лапкин, 1953; Соболев, 1936, 1949; Швембергер, 1965). М. М. Тетяев (1912, 1926) считал ее, как и Северный Кавказ, синклинорием единой позднепалеозойской складчатой области.

Возникновение Донецкой складчатой системы на платформенном основании и ее слепое окончание в теле Восточно-Европейской платформы (постепенно переходит в Днепровско-Донецкую платформенную впадину) объясняет, почему масштабы складчатости, метаморфизма и магматизма в ней значительно меньше, чем в Уральской и других варисцидских системах. Как было установлено Н. С. Шатским и А. А. Богдановым (1961) и поддержано В. Е. Хаиным (1964), Р. Г. Гарецким (1972) и др., Донецкая складчатая система по характеру накопившихся формаций и развития относится к миогеосинклиналям.

Представления о природе Северо-Каспийской плиты также дискуссионны. Если одни считают ее фундамент целиком дорифейским (Соколов, 1962), то другие частично относят его к байкалидам (Журавлев, 1964, 1972). Н. С. Шатский (1955а) и ряд других исследователей полагали, что Северо-Каспийская плита стала впадиной в рифее. Однако, по мнению автора, не исключено, что Пачелмский рифейский авлакоген, протягивающийся параллельно Большедонбасскому, пересекает Северо-Каспийскую плиту и переходит к юго-востоку через район Южно-Эмбенского поднятия в Уральскую байкальскую геосинклиналь.

С таким представлением хорошо увязывается высказанное в последние годы многими исследователями мнение о связи заложения Северо-Каспийской впадины в ранней перми с

вариссийской складчатостью и горообразованием (Борушко и др., 1970; Ю. М. Васильев и др., 1966; Козленко и др., 1965; Лапкин, 1961а; Лацкова, 1961; Несмеянов, 1965; Хаин, 1954б; Эвентов, 1957, 1962). Эта точка зрения развивает идеи А. Д. Архангельского (1926б).

Возникновение крупных поднятий между концом карбона и серединой артинского века от Блаксая и Биикжала на юго-востоке до района Оренбурга на северо-востоке вдоль почти всего южного, западного и северного бортов Северо-Каспийской впадины позволяет предполагать, что поднятиями была охвачена и центральная часть впадины.

Огромные мощности кунгурских отложений (первичные мощности даже с учетом соляной тектоники, обусловившей интенсивное их перераспределение, также были очень большими) позволяют считать, что заложение впадины относится к этому времени (после инверсии).

В раннеассельское время, судя по сходству состава, строения и степени уплотнения отложений с верхнекаменноугольными, на территории Преддонецкого прогиба тектонический режим оставался прежним: миогеосинклинальным на юге (в Донском прогибе) и платформенным на севере, хотя начавшиеся в Донбассе поднятия указывают на начало изменения режима (Попов, Лапкин, 1953). Максимальное прогибание, компенсированное осадконакоплением, было приурочено к южной части платформенного склона и к зоне его перехода в Донецкий миогеосинклинальный прогиб. Смещение области максимального прогибания к северу произошло, по-видимому, еще в конце позднего карбона (Бацковский, 1956; Левенштейн, Нестеренко, 1955; Логвиненко, 1956). Мощность калитвенской свиты достигала 150 м и, возможно, была больше, тогда как на Приволжской моноклинали мощность разновозрастных образований не превышает 50 м, достигая в районе Котельниково 80—90 м.

В средне- и позднеассельское время на юге Русской плиты тектонический режим оставался платформенным (накапливалась карбонатная формация, верхняя часть которой охватывает сакмарский — низы артинского яруса), а в Донецкой области произошло заметное изменение режима, выразившееся в полном прекращении прогибания и начавшемся слабом поднятии. Наибольшее прогибание происходило, как в раннеассельское время, в зоне сочленения Русской плиты и Донецкой миогеосинклинали. Здесь мощность скосырской свиты достигает 160 м, тогда как на Приволжской моноклинали

мощность разновозрастных отложений не превышает 75—100 м. Интенсивность прогибания земной коры на Северо-Каспийской плите и в восточной части Преддонецкого прогиба пока не известна.

Области поднятий в ассельском веке располагались на северо-западе и, по-видимому, на юге и юго-западе. На северо-западе район максимальных поднятий был приурочен к Павловскому выступу Воронежской антеклизы.

В раннеассельское время основная юго-западная область поднятий была значительно удалена, лишь временами происходили поднятия в пределах Донецкой миогеосинклинали. Начиная со среднеассельского времени, последняя область приобрела отчетливую тенденцию к положительным движениям.

Заметное отличие разрезов нижне- и верхнеассельских отложений западной части Преддонецкого прогиба и Бахмутской котловины позволяет предполагать формирование в это время Миллеровского вала. Д. Н. Викторов (1965) считает, что начало формирования этой поперечной структуры относится к среднему карбону.

В ассельском веке закончился геосинклинальный этап тектонического развития Донецкой миогеосинклинали, если относить к собственно геосинклинальному этапу только доинверсионные стадии, как это делают А. А. Богданов (1959), Б. Н. Красильников (1961) и многие другие исследователи.

Карбонатная формация средне-позднеассельского времени, составляющая часть ассельско-артинской платформенной формации, фиксирует стабилизацию (равновесие) тектонического режима в Донецкой области. Прогибание уже прекратилось, а инверсионные поднятия еще не начались.

В сакмарском и начале артинского веков в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба, видимо, продолжалось накопление карбонатной формации, но мощность ее была невелика. Поэтому она нигде не установлена, но местами от размыва сохранились самые верхние слои ассельского яруса, переходные к сакмарскому ярусу. По-видимому, сакмарско-нижеартинские отложения в восточной части Преддонецкого прогиба представлены флишевыми или флишеподобными образованиями, сменяющимися выше нижними (морскими) молассами.

Судя по одинаковой дислоцированности нижеассельских и каменноугольных отложений в осевой части кряжа Карпинского к концу сакмарского — началу артинского века, по-ви-

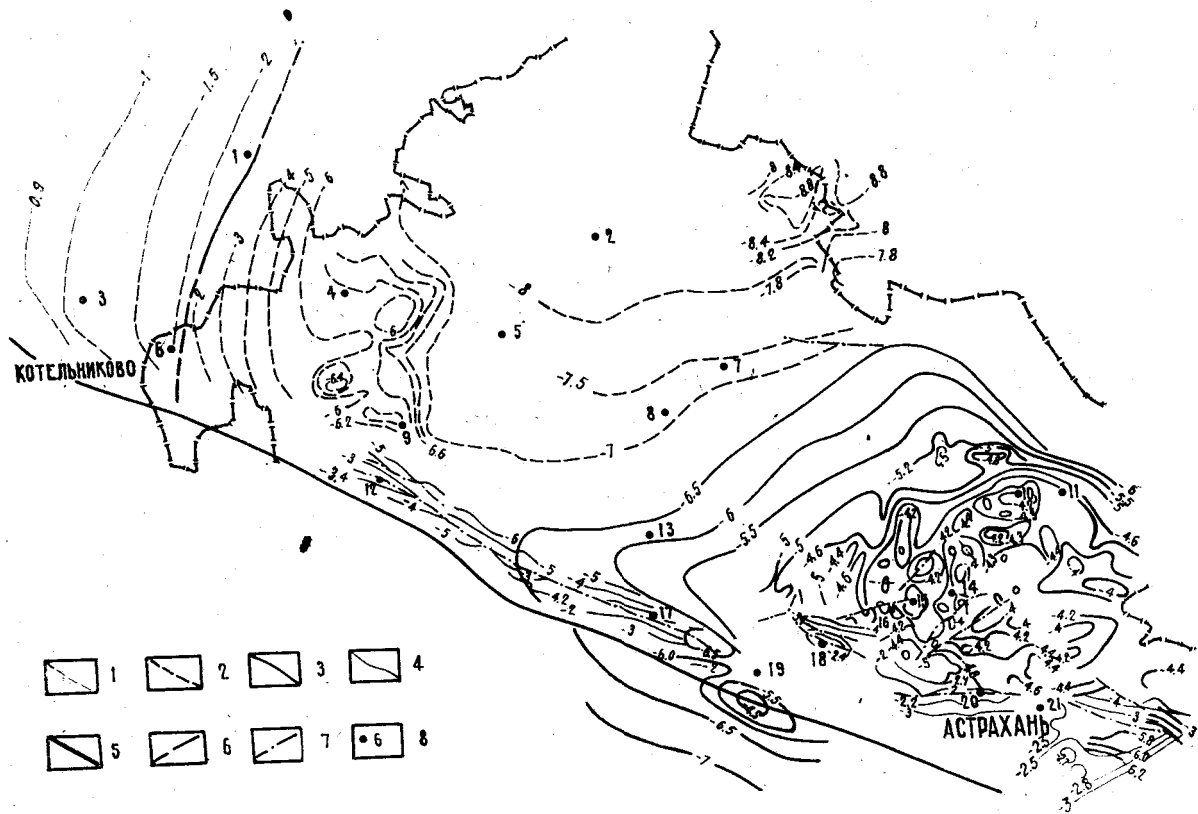
димому, в основном сформировалась складчатая структура Донецкой области (конседиментационное заложение многих складок могло иметь место, но оно не играло решающей роли в их формировании). Одновременно в Предкавказской области произошло внедрение гранитоидных батолитов. Концу основной фазы формирования складок Донецкого сооружения соответствует внедрение щелочных базальтоидов (лампрофиды типа мончикитов, камптонитов, керсанитов, одинитов) на южной окраине Донбасса, описанных Н. В. Бутурлиновым и Б. С. Пановым (1959), И. Л. Никольским и Н. В. Бутурлиновым (1965).

С артинского века началась ранняя стадия метагеосинклинального этапа. В течение артинского века в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба отлагалась сравнительно маломощная ангидритово-карбонатная толща (лагунного типа). Она сохранилась от размыва лишь в центральной части прогиба. Мощность ее в Котельниковском блоке превышает 350 м, тогда как на Приволжской моноклинали достигает 160 м. В западной бортовой зоне мощность превышает 350 м, возможно, в связи с формированием прибортового прогиба, предполагаемого Я. Ш. Шафира.

По-видимому, в сакмарско-артинское время происходили интенсивные движения по Сальско-Волгоградскому разлому. Этот разлом, намеченный И. О. Бродом и др. (1958), И. Ю. Лапкиным (1961б), ограничивает Северо-Каспийскую плиту с запада и продолжается затем на юго-запад, где разграничивает Донецкий кряж и кряж Карпицкого, далее служит восточной границей Сальской зоны поднятий и западной границей Ставропольского свода (блока). По этому же разлому автор проводит границу центральной и восточной частей Преддонецкого прогиба.

В восточной части прогиба в артинском веке (возможно, со второй его половины) накопилась огромная толща глинистых, алевроитовых и песчаных осадков, которые по обилию продуктов размыва прилежащей низкосреднегорной области сноса автор относит к нижней (морской) молассе (Мовшович, 1965а, 1970а), сменяющейся внизу сакмарско-нижнеартинским флишем или карбонатно-терригенной формацией. Суммарная их мощность достигает 3,0—3,5 км (рис. 17).

Можно думать, что прогибание в сакмарско-артинское время компенсировалось осадконакоплением как на востоке, так и на западе Преддонецкого прогиба. Большая разница в мощностях западных и восточных разрезов Преддонецкого



прогиба обусловлена различием в степени прогибания, что подтверждается и различием формационного состава отложений (лагунные на западе и флишево-молассовые на востоке).

Судя по увеличению мощности ассельских (на западе) и сакмарско-артинских (на востоке) отложений в пределах Преддонецкого прогиба, можно думать, что заложение его произошло в конце ассельского века. Но четко он выражен с артинского века.

Краевой прогиб менее заметен на востоке, так как прилегающая с севера Северо-Каспийская плита в кунгуре интенсивно прогибалась, хотя именно здесь краевой прогиб выражен более четко в пермских отложениях. Сейсмические исследования, выполненные в восточной части Преддонецкого прогиба и обобщенные Ю. Л. Цведелем (1971), подтвердили вывод автора о резко увеличенной мощности нижнепермских (преимущественно сакмарско-артинских) отложений в полосе, вытянутой вдоль края Карпинского (Мовшович, 1965а).

Хотя подошва нижней перми вскрыта в ограниченном числе разрезов, представление о глубине ее залегания дает структурная схема подсоловых отражающих горизонтов III и «III», составленная по сейсморазведочным данным (рис. 24). Эти горизонты приурочены к эрозионной поверхности среднего—верхнего карбона, глубина размыва которой в общем увеличивается к востоку (северо-востоку) и на которую на Северо-Каспийской плите налегают отложения перми.

К центру Северо-Каспийской плиты мощность артинских отложений заметно сокращается, судя по данным бурения на Заволжской и Биикжалской площадях. Даже с учетом того, что наиболее интенсивные преартинские поднятия происходили на этих участках, вряд ли мощность сакмарско-артин-

Рис. 24. Структурная схема подсолового комплекса Калмыцко-Астраханского Прикаспия (составлена по материалам Астраханской геофизической экспедиции, обобщенным А. Я. Бродским (1973 г.), с упрощениями и дополнениями Е. В. Мовшовича)

1 — изогипсы подсоловой поверхности западной бортовой зоны; 2 — изогипсы по отражающему горизонту «III»; 3 — изогипсы по отражающему горизонту III; 4 — изогипсы по отражающему горизонту II, 5 — Каменско-Астраханский разлом, 6 — Волгоградский разлом, 7 — разрывные нарушения, 8 — наиболее глубокие скважины: 1-27 и 28 Сарпинско-Тингутинские, 2-2 Солено-Займищенская, 3-67-п Аксайская, 4-1 Садовая, 5-2 Царынская, 6-1-п Степновская, 7-6 Бугринская, 8-1 Шаджинская, 9-6 Шар-Царынская, 10-1 Ширяевская, 11-3 Заволжская, 12-1 Сухотинская, 13-1 Уватинская, 14-1 Пионерская, 15-1 Долгожданная, 16-1 Стенная, 17-6 Каракульская, 18-3 Высоковская, 19-1 Долан-Алдынская, 20-4 Джакуевская, 21-4-оп Астраханская

ских отложений в центральной части плиты превышает 0,5—1 км.

Наличие обломков известняков с фауной всех отделов карбона и низов перми в артинских отложениях восточной части Преддонецкого прогиба указывает на то, что к артинскому веку уже произошла основная фаза складкообразования в Донецкой миогеосинклинальной области и началось горообразование.

В отличие от вышележащих среднеюрских отложений с малыми углами падения ($0-3^\circ$), сакмарско-артинские породы восточной части прогиба залегают с заметным наклоном—от $0-5^\circ$ до $30-45^\circ$, в среднем $15-20^\circ$. Отчасти значительные углы падения связаны с косою слоистостью, мелкой плоччатостью отдельных прослоев, подводнооползновыми текстурами и т. п. Местами углы наклона достигают $70-90^\circ$, что объясняется близостью этих разрезов к разломам.

Средние значения плотности нижнепермских пород варьируют от 2,5 до 2,7 г/см³ (в верхнепермских от 2,36 до 2,43). Довольно большие углы наклона и значительная плотность пород связаны с развитием складчатости и горообразования в Донецкой миогеосинклинали, действовавших на Преддонецкий передовой прогиб, в котором накапливались осадки. Широкое распространение подводнооползневых текстур в артинских отложениях, возможно, указывает на конседиментационную тектоническую активность в восточной части Преддонецкого прогиба.

С инверсией Донецкого прогиба связано возникновение Каменско-Астраханского разлома, представляющего сложно-построенную зону надвигового типа. По-видимому, этот разлом взаимосвязан с более древними краевыми разломами Донецкой миогеосинклинали, но связь эта была косвенной.

Характер литологического состава пород, степень уплотненности и дислоцированности, особенности распространения самих пород и распределения их мощностей по отношению к складчатой области и платформе—все эти данные подтверждают вывод А. В. Копелиовича (1954) о формировании нижнепермских терригенных отложений Приастраханского района в условиях краевого прогиба. Подобное мнение было поддержано в работах М. П. Казакова (1957), А. В. Копелиовича и др. (1955), И. Ю. Лапкина (1961 а, б, 1965), Е. В. Мовшовича (1965а, б, 1966, 1967, 1972, 1973), Н. А. Швембергера (1963, 1965), Я. С. Эвентова (1957, 1962) и других.

В результате переинтерпретации ранее проведенных ра-

бот КМИВ с учетом новейших результатов МОВ и глубокого бурения (рис. 25) недавно Ю. Л. Цведель (1971) сделал вывод о сочленении Северо-Каспийской и Скифской плит в рассматриваемом регионе посредством передового прогиба. По мнению автора, эта точка зрения наиболее полно отражает имеющиеся результаты геологических и геофизических исследований. Ю. Л. Цведель справедливо отмечает, что в современном структурном плане передовой прогиб замаскирован последующими тектоническими движениями и что целесообразно называть эту область зоной сочленения платформ. Поддерживая его представление о положении современных границ зоны сочленения, следует отметить, что передовой прогиб был шире этой зоны, но восстановить его границы, особенно северную, сейчас трудно. По мнению большинства вышеупомянутых исследователей, рассматриваемый прогиб, являющийся частью Преддонецкого краевого прогиба, соединяется на юго-востоке с Предуральским краевым прогибом.

Д. Н. Викторов (1965) допускает, что этот прогиб мог отражать лишь «последнюю стадию процесса последовательного перемещения оси геосинклинальной впадины в сторону платформы». Такое допущение неверно уже потому, что и в каменноугольном периоде мигрировала не осевая зона Донецкого миогеосинклинального прогиба — расширение прогиба происходило за счет продвижения к северу краевой части области погружения при сравнительно неизменном положении осевой части. Лишь к концу позднего карбона, видимо, произошло смещение области осадконакопления к северу и в связи с этим миграция оси прогиба. Огромные мощности нижнепермской толщи (во много раз превышают мощности верхнего карбона), образовавшиеся при размыве складчатых сооружений карбона к северу от них (на границе складчатой области и платформы), не оставляют сомнений в самостоятельности Преддонецкого краевого прогиба.

Очень ограниченное осадконакопление, по-видимому, могло происходить также в пределах Донецкой и Предкавказской складчатых областей. Однако здесь сакмарско-артинские отложения могли сохраниться лишь в грабенообразных структурах. Один из таких грабенов, видимо, установлен в Новогеоргиевско-Полдневской зоне кряжа Карпинского (см. рис. 17).

Рассмотрение тектонических условий развития территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья в артинском веке позволяет сделать вывод, что в приподнятых центральной и,

вероятно, западных частях Преддонецкого прогиба происходило образование лагунной формации (ангидритово-карбонатной), близкой к ангидритово-карбонатной формации юго-востока Восточно-Европейской платформы.

В восточной части Преддонецкого прогиба накапливалась формация нижних морских моласс (сероцветная) с относительно тонкообломочным составом пород. К этой же формации относятся сакмарско-артинские образования Актюбинского Приуралья (Замаренов, 1970) и Западного Примугд-жарья (Иванов, 1966), сходные по своему литологическому характеру и тектоническому положению с одновозрастными отложениями восточной части Преддонецкого прогиба. В последнее время был сделан вывод о том, что верхи докунгурской толщи скв. СГ-2 Биикжалской, аналогичные соответствующим образованиям скв. 3 Заволжской, также относятся к нижней (морской) молассе (Ю. М. Васильев и др., 1972). Неверно лишь представление упомянутых авторов, что разрез Биикжала относится к внутренней зоне прогиба. По мнению автора, этот разрез, как и разрез скв. 3 Заволжской, расположен во внешней зоне прогиба.

Характер формаций сакмарского и артинского веков, их взаимоотношения и расположение позволяют выделить раннюю стадию метагеосинклинального этапа. Для этой стадии характерно дифференцированное горообразование в Донецкой миогеосинклинали и развитие Преддонецкого краевого прогиба. Заложение его, вероятно, относится к сакмарскому веку или даже концу ассельского века, судя по значительному возрастанию мощностей соответствующих отложений на территории Преддонецкого прогиба. В известной мере ранняя стадия соответствует раннеорогенной стадии В. Е. Хаина (1964).

В кунгурском веке контрастность тектонических движений в пределах областей сноса резко уменьшилась. Значительное

Рис. 25. Геологические профили (составил Е. В. Мовшович).

А — через Высоковскую, Долгожданную и Пионерскую площади; Б — через Пионерскую и Заволжскую площади; В — через Эджинскую и Долан-Алдынскую площади; Г — через Котельниковскую площадь; Д — через Сухотинскую и Шар-Царынскую площади; Е — через Колодезную, Халганскую, Отрадненскую, Бугринскую площади. Индексы площадей: Акс-Аксайская, Б — Бугринская, Вс — Высоковская, ДА — Долан-Алдынская, Длг — Долгожданная, Зв — Заволжская, Зм — Замьяновская, Кл — Колодезная, От — Отрадненская, Пн — Пионерская, Ст — Степновская, Сх — Сухотинская, Хл — Халганская, Чп — Чапаевская, ШЦ — Шар-Царынская, Эдж — Эджинская.

уменьшение интенсивности поднятий в областях размыва (Донецкое складчатое сооружение и Воронежская антеклиз) в сочетании с уменьшением количества атмосферных осадков привело к сильному уменьшению выноса обломочного материала в кунгурский бассейн, что способствовало хемогенному осадконакоплению. В условиях слабого водного стока с окружающей суши интенсивный галогенез в Северо-Каспийской впадине мог происходить лишь в результате притока вод из океана, о чем уже говорилось выше. Данные о нижнепермском вулканизме на рассматриваемой территории отсутствуют, если не считать сведений о туфогенных прослоях в верхней части кунгурской соленосной толщи района Азгира (Лобанова, 1959).

Судить о распространении мощностей кунгура очень трудно из-за резкого искажения их при возникновении соляных куполов. Существуют разные подсчеты первоначальной средней мощности. Один из вариантов такого подсчета, позволяющий лишь судить о порядке величин мощности, приводил ранее автор (Мовшович, 1968). По-видимому, в центральной части Северо-Каспийской впадины первичная мощность кунгура была не менее 3—5 км. Можно допустить, что большая часть этой величины является показателем прогибания впадины в кунгуре. Даже если правы сторонники идеи некомпенсированного прогибания впадины, значительная часть указанной величины приходится на собственно кунгурское осадконакопление.

Высказывалось мнение (Ильин, Белякова, 1961), что гравитационная ступень, совпадающая с Сальско-Волгоградским разломом, обусловлена сменой ангидритово-галититовой толщи кунгура на соленосно-ангидритовую. Приведенные данные показывают, однако, что смена этих толщ происходит западнее, а к Сальско-Волгоградскому разлому приурочен крупный скачок мощностей соленосной толщи. Именно это, по мнению О. А. Шванка (1964), в значительной мере и обуславливает появление гравитационной ступени.

Условия накопления, состав и строение соленосной толщи кунгура позволяют отнести ее к калийно-галититовой формации платформ и краевых прогибов.

Сопоставление контуров распространения нижнепермских отложений (Мовшович, 1970а) и особенности смены пород в вертикальном разрезе позволяют сделать вывод о том, что нижнепермские осадки являлись образованиями единого регрессированного бассейна, унаследованного от позднекамен-

ноугольной эпохи. Несмотря на установление местных размывов в краевых частях бассейна, раннепермский бассейн, бывший частью внутриконтинентального бассейна юго-востока и востока Восточно-Европейской платформы, эволюционировал в условиях жаркого аридного климата, что привело к смене во времени карбонатной формации ангидритово-карбонатной, а последней солонатой (сначала ангидритово-галититовой, и наконец, — калийно-галититовой).

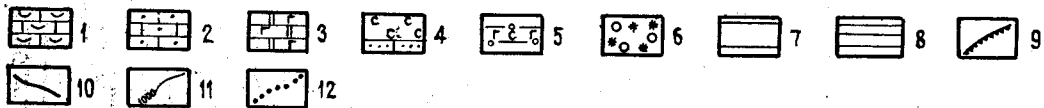
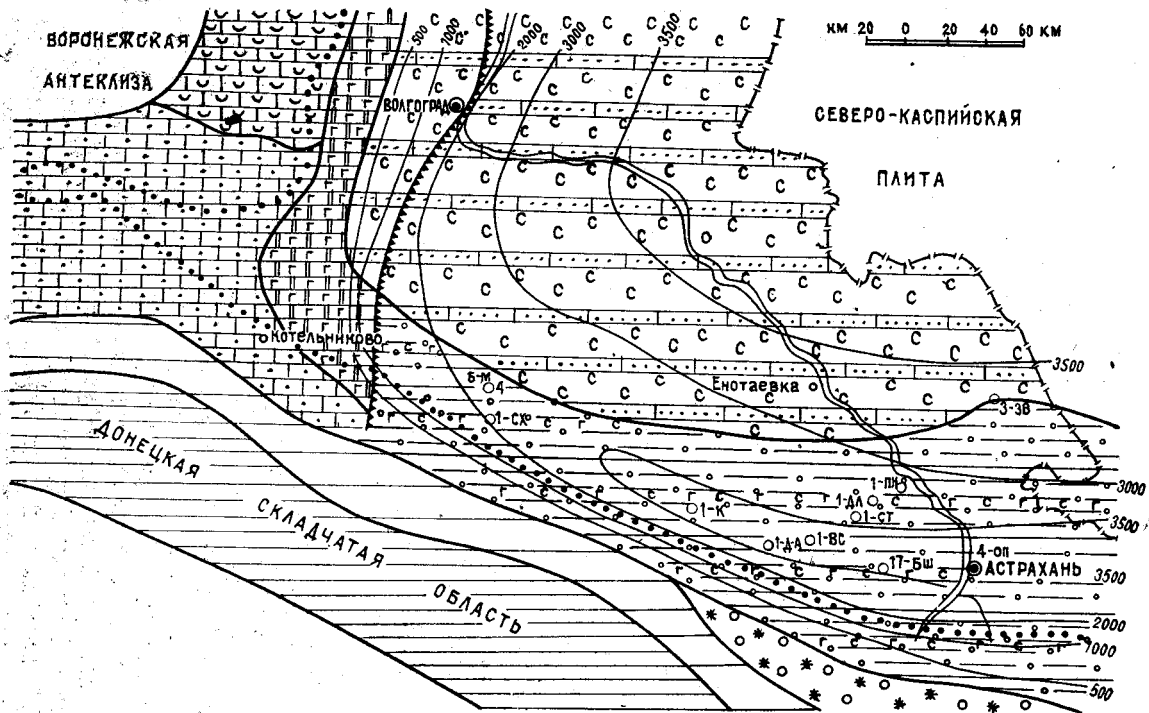
Регрессия бассейна, несомненно, была обусловлена процессом общего воздымания континента, связанного с горообразованием в Уральской и Донецкой геосинклинальных областях.

Погружение Преддонецкого прогиба в течение ранней перми, учитывая мощности сохранившихся отложений превышало на западе 500—700 м, а на востоке 3500 м. В западной части Северо-Каспийской плиты прогибание также составило не менее 2,5—3,5 км (рис. 26).

В первой половине поздней перми возобновилось морское осадконакопление (после кратковременного перерыва) на территории Северо-Каспийской плиты и в ее обрамлении. Если на севере происходило накопление глинисто-карбонатных отложений небольшой мощности, то на юге и в восточной части Преддонецкого прогиба отлагалась мощная морская песчано-глинистая толща. Здесь прогибание достигало 2000 м, при этом максимум его пришелся на осевую часть и северный склон прогиба (рис. 27), будучи смещен сравнительно с ранней пермью к северу на 25—30 км.

В татарском веке морское осадконакопление сменилось континентальным, а область аккумуляции осадков сместилась, в основном, на Северо-Каспийскую плиту (следует учитывать, что отсутствие татарских отложений в восточной части Преддонецкого прогиба связано, главным образом, с последующими размывами). Мощности в межкупольных мульдах могут превышать 500 м, на сводах куполов они отсутствуют, как обычно и казанские породы. Поэтому можно думать, что формирование солянокупольных структур началось в татарском веке, возможно, даже в начале его.

Повсеместное отсутствие татарских отложений на большей части обширной, тектонически сложно построенной территории юга Восточно-Европейской платформы (Люткевич, и др., 1972), позволяет сделать вывод, что они здесь либо не отлагались, либо пользовались слабым развитием. Это относится и к другим более древним верхнепермским образо-



ваниям. Следовательно, юг Восточно-Европейской платформы, испытавший длительное погружение в палеозое и большей части мезокайнозоя, в поздней перми был относительно приподнят. В это время он вместе с прилегающими с юга варисцидами служил областью размыва для западной части Северо-Каспийской впадины и для восточной части Северо-Германской впадины (Польско-Литовской депрессии).

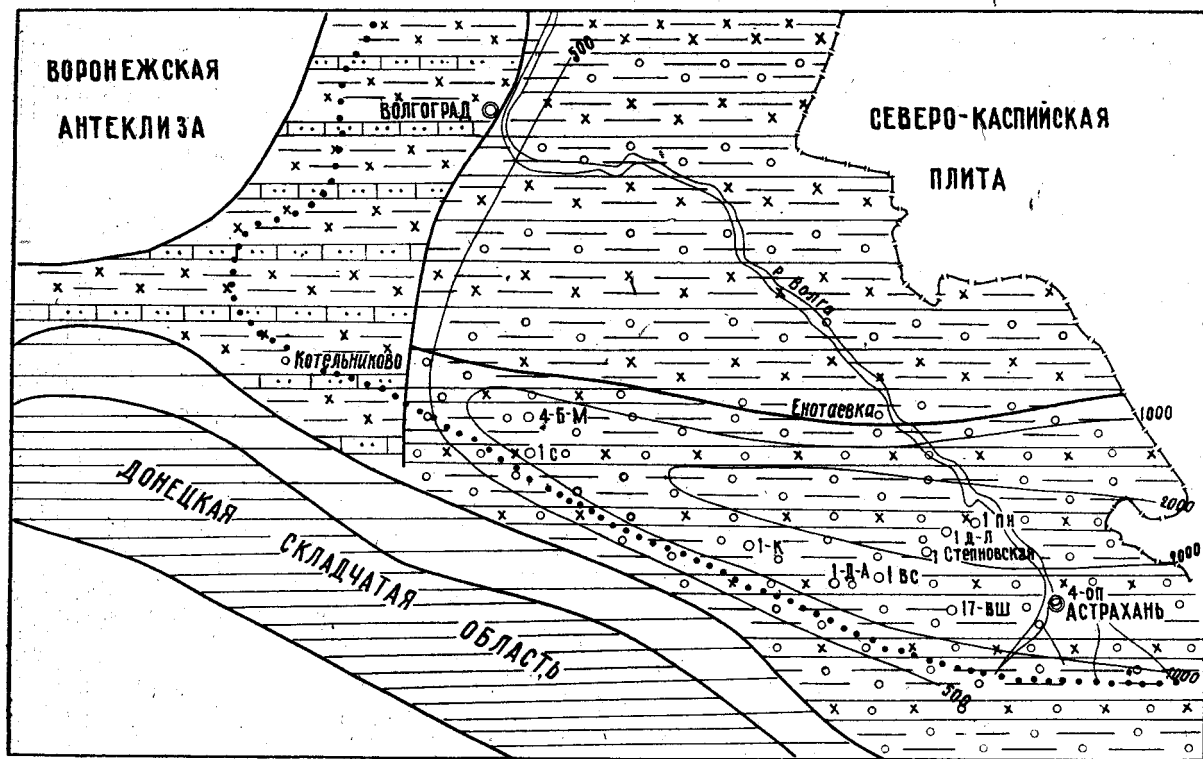
Несмотря на кратковременную трансгрессию казанского моря, расширение областей поднятия, охвативших в поздней перми, помимо донецких варисцид, большую часть обширной территории юга Восточно-Европейской платформы, позволяет рассматривать верхнепермские образования в целом как регрессивную серию. Хотя в поздней перми дифференциация тектонических движений несколько усилилась по сравнению с концом ранней перми, все же кунгурско-позднепермское время соответствует стабилизации тектонического режима, завершающей раннюю стадию метагеосинклиналиного этапа.

Триасовые отложения с эрозионным несогласием перекрывают пермские и каменноугольные породы рассматриваемого региона. Однако длительность перерыва, разделяющего пермские и триасовые образования, неясна в связи с тем, что на рассматриваемой территории пока не удалось изучить татарский ярус. Видимо, этот перерыв приходился главным образом на конец татарского века, но в центральной и западной частях Преддонецкого прогиба он захватывал и начало раннего триаса.

К этому времени относятся движения по Каменско-Астраханскому надвигу, в результате которых в зоне сочленения наметились или усложнились брахискладки в отложениях верхнего палеозоя. Судя по меньшей дислоцированности верхнепермских образований восточной части Преддонецкого прогиба сравнительно с нижнепермскими, здесь возникли или заметно усложнились брахискладки Каракульского вала (система кулисообразно сочленяющихся складок).

Рис. 26. Палеотектоническая схема ранней перми (составил Е. В. Мовшович).

1—органогенно-известняковая формация; 2—терригенно-карбонатная формация; 3—ангидритово-доломитовая формация; 4—соленосная и терригенно-карбонатная формации; 5—морская терригенная и соленосно-ангидритовая формации; 6—пестроцветная грубообломочная формация. Области поднятия: 7—среднего; 8—сильного; 9—разломы; 10—границы формаций и формационных комплексов; 11—изопахиты; 12—границы современного распространения.



В центральной части Преддонецкого прогиба, где в районе г. Котельниково триасовые отложения (ранее автор условно относил их к татарскому ярусу) залегают очень полого на дислоцированных ассельских и артинских образованиях (Мовшович, 1966), брахискладки возникли в конце перми. Возможно, в это же время наметились Скосырская и другие брахискладки в междвиговой зоне на западе Преддонецкого прогиба.

По-видимому, началу триаса соответствует внедрение андезитово-трахиандезитового комплекса в Донецком сооружении. Характеристика этого комплекса приводилась в ряде работ (Бутурлинов, Панов, 1959; Бутурлинов, Соколова, 1964).

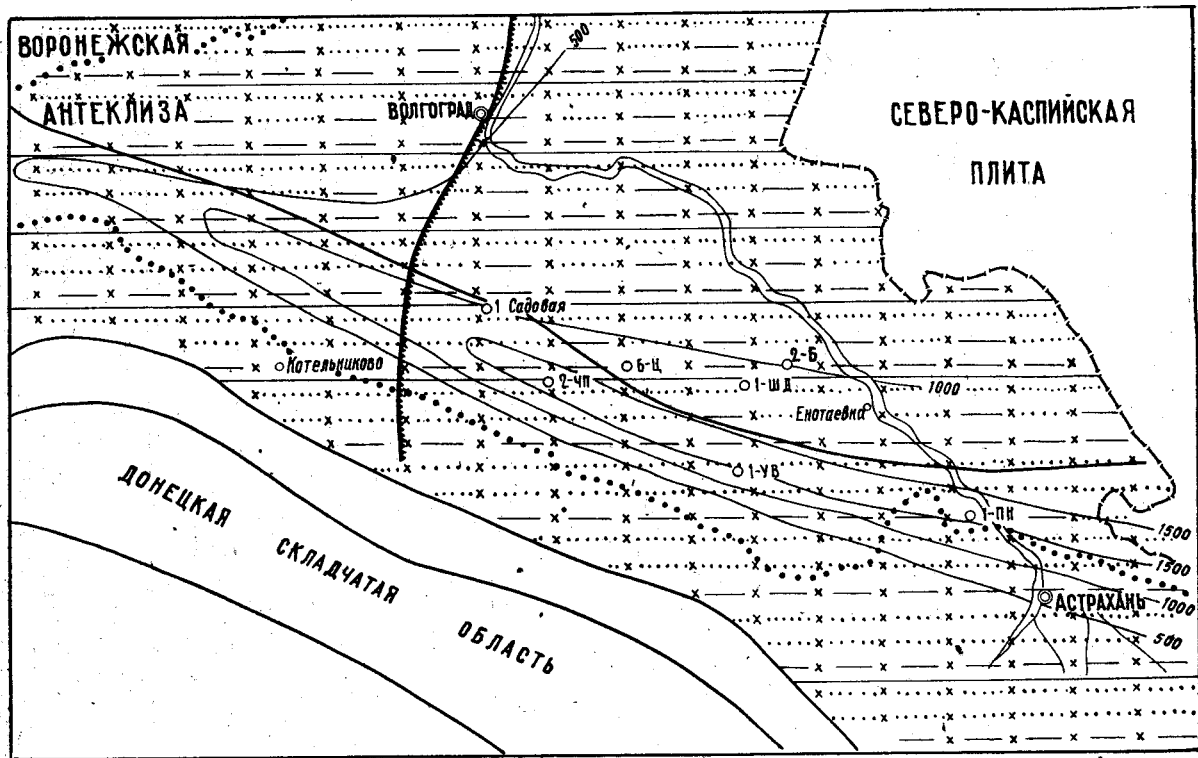
Налегание триасовых образований в Преддонецком прогибе с географическим несогласием на разные горизонты карбона и перми объясняется предтриасовым размывом. В результате этого карбонатная толща ассельского яруса (скосырская свита) в западной части Преддонецкого прогиба очень постепенно срезается в северном направлении, что могло быть вызвано только постоянным усилением поднятий в северном направлении.

Анализ структурной карты поверхности карбона и нижней перми в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба совместно с картами изопахит как отдельных стратиграфических подразделений, так и всей толщи нижнего триаса, не оставляет сомнений в эрозионном характере многочисленных неровностей на этой поверхности. Некоторые из них напоминают древние небольшие долины. Триасовые образования их погребают, слабо облекая. В целом же рассматриваемая поверхность имеет асимметричную вогнутую форму с более крутым южным склоном (Мовшович, 1967), что связано с интенсивным прогибанием этой поверхности в течение триаса (с амплитудой до 550 м). Осевая линия прогиба в общем наклонена к юго-востоку (рис. 28).

В восточной части Преддонецкого прогиба и на Северо-Каспийской плите триасовые отложения с крупным эрозион-

Рис. 27. Палеотектоническая схема поздней перми (составил Е. В. Мовшович)

1 — морская песчано-глинистая и красноцветная терригенная формации; 2 — терригенно-карбонатная и красноцветная терригенная формации; 3 — морская песчано-глинистая формация и красноцветная моласса; 4 — разломы; 5 — границы формаций; области поднятия: 6 — среднего; 7 — сильного; 8 — граница современного распространения; 9 — изопахиты



1



2



3



4



5



6



7



8

ным несогласием налегают на различные горизонты нижней и верхней перми. Здесь структура подошвы триаса сложна из-за интенсивного развития солянокупольной тектоники и последующих поднятий. Поэтому закономерности прогибания можно выявить лишь в результате палеотектонического анализа.

В раннем триасе интенсивность и дифференцированность тектонических движений резко увеличилась по сравнению с позднепермской эпохой. При этом очень расширились области прогибания, охватившие как северную, так и южную периферию Донецкого складчатого сооружения, не говоря уже о Северо-Каспийской плите и ее северо-западном обрамлении. Несмотря на некоторое уменьшение области сноса в пределах Донецкого сооружения, оно было охвачено повсеместными поднятиями типа сводовых.

Мощность красноцветного терригенного комплекса раннего триаса в западной и центральной частях Преддонецкого прогиба достигает 100—130 м. В восточной части Преддонецкого прогиба мощность разновозрастных образований достигает 1500 м. Максимум прогибания приходился на внешнюю зону раннепермского прогиба, будучи смещен к северу на 10 км, сравнительно с позднепермским. На юго-западе Северо-Каспийской плиты мощность разновозрастных пород достигает в межкупольных мульдах 800—1000 м (рис. 28).

В раннем триасе в пределах Преддонецкого прогиба располагалась предгорная депрессия. В то же время в зоне сочленения Донецкого складчатого сооружения и Днепровско-Донецкой впадины возник периклинальный прогиб (Томашунас и др., 1972).

Если связь состава и мощностей красноцветного комплекса раннего триаса с Преддонецким прогибом ясна, то материалов для освещения вопроса о взаимосвязи аналогичных характеристик комплекса с солянокупольными поднятиями пока недостаточно. Предварительно можно отметить, что рост этих поднятий происходил в ветлужское время наиболее активно, так как в 70% известных случаев на кунгур в присводовых

Рис 28. Палеотектоническая схема раннего триаса (составил Е. В. Мовшович)

1 — красноцветная моласса; 2 — красноцветная молассовидная формация; области поднятия: 3 — среднего; 4 — сильного; 5 — разломы; 6 — границы формаций и формационных комплексов; 7 — изопакиты; 8 — границы современного распространения.

частях куполов и массивов налегают породы ахтубинской, реже — бугринской свиты. Об активном размыве растущих куполов в ветлужское время свидетельствует присутствие многочисленных обломков ангидрита и гипса в шаджинской и в бугринской свитах.

К началу раннего триаса относится также формирование отдельных межгорных прогибов. Предкавказской складчатой области (Маиычских, Североставропольского и др.). К этой же категории, видимо, относится Персиановская депрессия, представляющая остаток прогиба в зоне сочленения Донецкого сооружения с Ростовским массивом. Это довольно широкие пологие прогибы, возникшие во время сводовых поднятий складчатой области (в донижнемеловое, возможно, в предтоарское время они были интенсивно эродированы и приобрели свой современный грабенообразный облик).

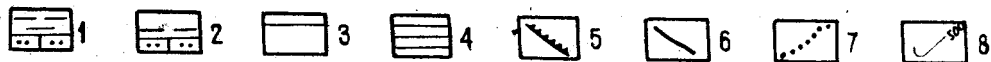
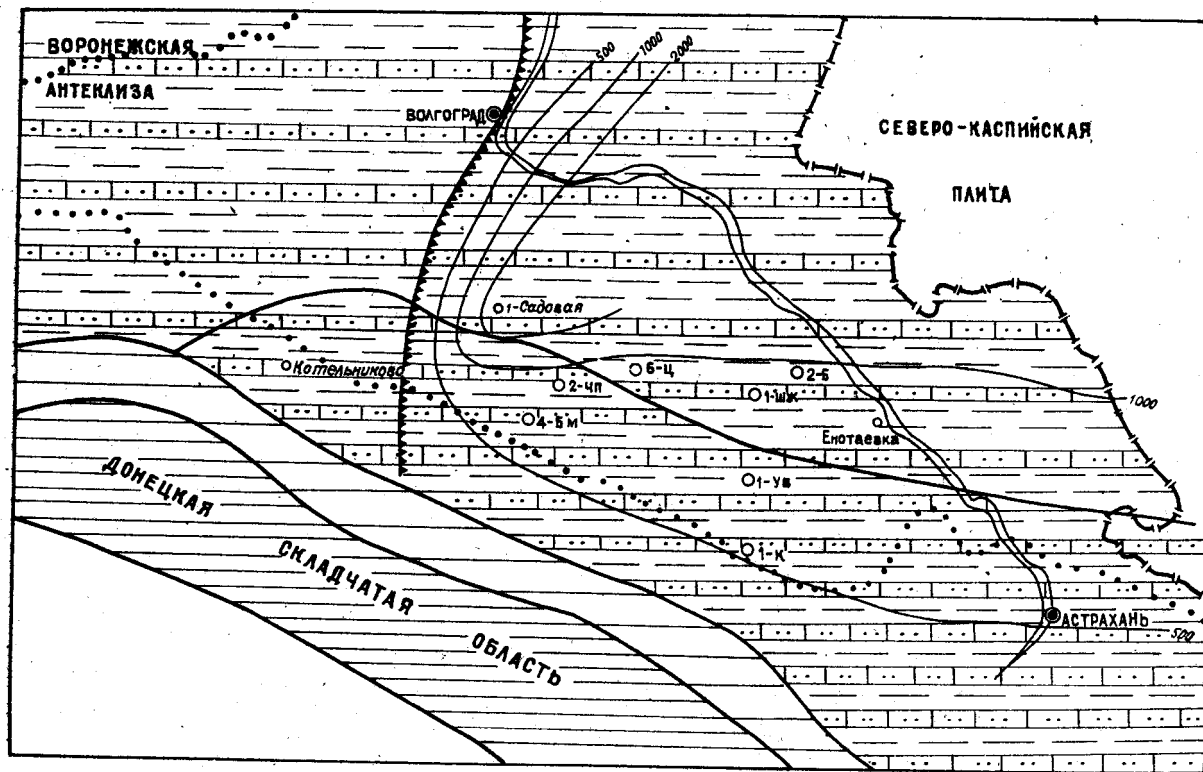
Характер ветлужских отложений, условия образования позволяют отнести их к верхней (континентальной) молассе (красноцветной) краевых, периклинальных и межгорных прогибов, которая к северу сменяется сходной молассовидной формацией платформы, имеющей более тонкозернистый состав пород (Мовшович, 1967; Соколов, Шаля, 1969). С раннего триаса начинается средняя стадия метагеосинклинального этапа.

В баскунчакское время области поднятий и погружений сохранились те же, что и в начале раннего триаса, но контрастность тектонических движений уменьшилась за счет снижения интенсивности поднятия значительно сивелированных областей размыва. Это обусловило проникновение моря из Тетиса и накопление карбонатно-глинистых отложений. Площадь распространения баскунчакских образований (включая и континентальные аналоги) была больше, чем ветлужских, однако морские баскунчакские отложения (особенно индерская свита) распространены уже.

Мощность баскунчакской серии на Северо-Каспийской плите (рис. 29) достигает 600—700 м (в отдельных межмас-

Рис. 29. Палеотектоническая схема конца раннего триаса — начала среднего триаса (составил Е. В. Мовшович)

1 — карбонатно-глинистая формация (на западе молассовидная); 2 — пестроцветная карбонатно-терригенная формация; области поднятия: 3 — среднего; 4 — сильного; 5 — разломы; 6 — границы формаций и формационных комплексов; 7 — границы современного распространения; 8 — изопахиты



сивных депрессиях более 2000 м), а в восточной части Преддонецкого прогиба — 500—600 м, уменьшаясь к западу до 250—350 м (здесь максимальное прогибание приурочено к Морозовской депрессии). Мощности баскунчакских отложений в Преддонецком прогибе искажены из-за неравномерного срезания предаралсорским и местами последующими размывами (в западной части — допоздне меловыми, в центральной — дораннемеловыми, а в восточной — досреднеюрскими). В связи с полным или частичным размывом триасовых отложений на юге восточной части Преддонецкого прогиба сейчас трудно судить о закономерностях первичного распределения мощностей триаса здесь. Установление триасовых отложений на Шар-Царынской, Пионерской, Каракульской и Высоковской площадях указывает на то, что эти отложения суммарной мощностью до 500—1000 м могли перекрывать восточную часть Преддонецкого прогиба и, возможно, самый северный край кряжа Карпинского.

По-видимому, восточная часть Преддонецкого прогиба сливалась в баскунчакское время с Северо-Каспийской плитой, так как на последней прогибание происходило несколько интенсивней, в какой-то мере напоминая обстановку в кунгурском веке.

Состав, условия и тектоническое положение области баскунчакского осадконакопления позволяют отнести баскунчакские отложения к карбонатно-терригенной формации (пестроцветной) эпиконтинентального бассейна Северо-Каспийской плиты и восточной части Преддонецкого краевого прогиба и к пестроцветной молассовой формации западной и центральной частей Преддонецкого прогиба (к северу сменяется молассовидной формацией Русской плиты).

Распределение мощностей баскунчакской серии на Северо-Каспийской плите обнаруживает значительную зависимость от развития соляных массивов (см. рис. 21, 22), причем на сводах последних баскунчакские образования полностью или частично отсутствуют. Мощности нижнебаскунчакской подсерии (см. рис. 21) в межкупольных мульдах колеблются от 300 до 400 м, достигая в наиболее прогнутых депрессиях 450—750 м. На сводах куполов и массивов мощности резко сокращены за счет последующих размывов и иногда выпадения низа разреза, на некоторых куполах нижнебаскунчакская подсерия выпадает целиком.

Анализ мощностей индерской свиты (см. рис. 22) показывает, что они варьируют в межкупольных мульдах от 165 м

до 300—350 м, достигая 1300—1350 м в наиболее прогнутых депрессиях. Обращает на себя внимание, что колебания мощности индерской свиты связаны, в основном, с изменениями мощности самой верхней ее пачки (карбонато-глинистой): 160—196 м в Енотаевской межмассивной депрессии (Бугринский и Шаджинский купола), 147—200 м на Батырмалинском блоке, а в межмассивных депрессиях к западу от Сарпинского массива — 1150—1267 м (скв. 1-п Садовая и 36 Северо-Сарпинская). В последнем случае рост мощности обусловлен появлением в разрезе наиболее молодых слоев баскунчакской серии (мощностью около 1000 м), не известных в других разрезах.

Такие резкие колебания мощности самой верхней пачки индерской свиты (на сводах куполов и массивов отложения свиты обычно размыты полностью или частично), а также значительные мощности на периферическом Батырмалинском блоке можно объяснить лишь особенностями размыва, происходившего во время перерыва после окончания формирования баскунчакской серии. Региональность размыва подтверждается тем, что он зафиксирован на многих куполах Северо-Каспийской плиты.

Имеющиеся немногочисленные данные как будто подтверждают мнение Г. Е.-А. Айзенштадта (1958, 1966, 1973) о том, что рост куполов происходил скачкообразно во время региональных подъемов всей территории, а в остальное время они росли очень медленно. Однако из-за недостаточно детальной изученности разрезов куполов и прилегающих мульд пока трудно судить об амплитудах подъема и времени проявления фаз роста куполов в доюрское время в западной части Северо-Каспийской плиты.

Анализ небольшого числа данных по Бугринскому, Шаджинскому и Чапаевскому непрорванным куполам показывает, что мощности различных пачек баскунчакской серии меняются от крыльев к своду различно, что отражает неравномерный рост подобных поднятий в течение триаса (рис. 30).

В связи с широким развитием явлений солянокупольной тектоники на Северо-Каспийской плите необходимо остановиться на вопросе о типах соляных куполов, который достаточно полно еще не разработан. Для западной части Северо-Каспийской впадины классификация соляных структур по характеру взаимоотношений с надсолевой толщей была предложена Я. С. Эвентовым (1962), который в основу положил

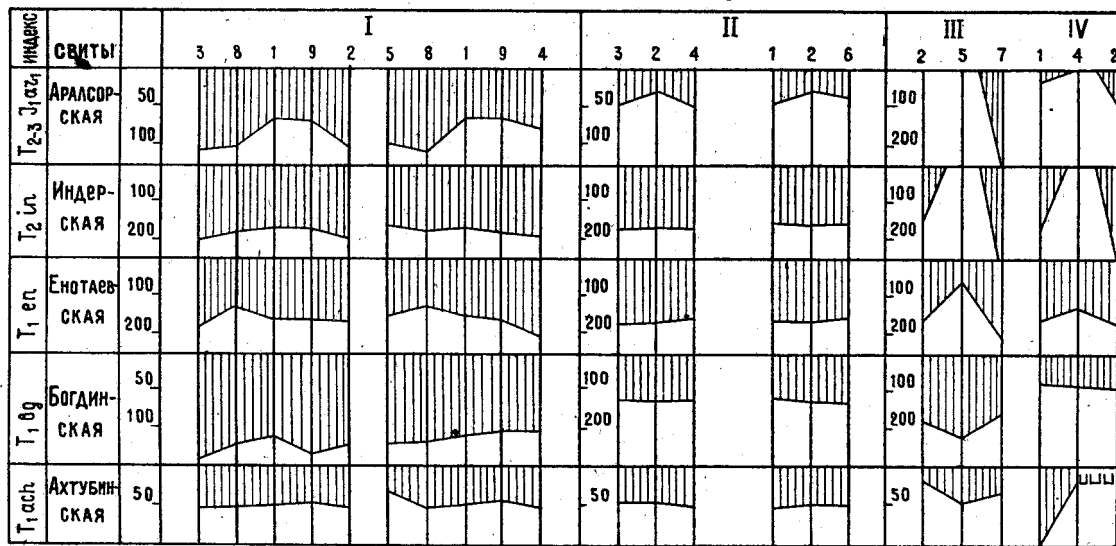


Рис. 30. Схема изменения мощностей свит триаса в зависимости от структурного положения скважин на поднятии (составили Е. В. Мовшович и Л. Н. Цебенко)
 Структуры: I — Бугринская, II — Шаджинская, III — Чапаевская, IV — Шар-Царынская.

схему А. В. Ульянова (1946). Были выделены следующие группы (примеры куполов, в основном, подобраны автором):

1. Прорванные купола открытые — в них соляное ядро или покровная пачка выходит на земную поверхность (Баскунчак, Малое Богдо, Азгир, Бес-Чохо-Худай-Берген и др.);

2. Прорванные купола закрытые — в них соляное ядро залегает под плиоценом (Владимировский, Отрадненский, Эльтонский и др.).

3. Частично прорванные соляные купола — в них соляное ядро частично прорывает мезозойские отложения (Аршань-Зельманский, Азау, Красный Яр, Замьяновский, Колодезный, Халганский, Садовский и др.);

4. Непрорванные купола — в них соляное ядро приподнимает мезозойские и прорывает только верхнепермские частично триасовые отложения (Бугринский, Шаджинский, Чапаевский, Каракульский и др.). По мнению автора, в последнем типе следует различать, по крайней мере, два подтипа:

а) соляное ядро прорывает полностью или частично бугринские отложения нижнего триаса (Каракульский, Досангский, Чапаевский, Переметный и др.);

б) соляное ядро прорывает полностью или частично верхнюю пермь (Бугринский, Шаджинский, Касьяновский и др.).

Все классификации, впоследствии предлагавшиеся для рассматриваемой территории, представляли вариации или детализацию вышеупомянутой. Генетическая классификация В. С. Журавлева (1963, 1972) в значительном числе случаев не может быть использована из-за недостатка данных, поэтому основной остается указанная морфологическая классификация, дополненная рядом положений.

В. А. Долицкий (1962), а затем Г. Н. Кричевский (1963), использовавший представления И. И. Кожевникова о необходимости выделения кустов сгущений соляных куполов или соляных массивов, называют пространство между ними истинными либо межмассивными мульдами (депрессиями). Кунгурская соль выжата из них, по мнению Г. Н. Кричевского (1963, 1964), в соседние соляные массивы полностью или почти полностью, т. е. межмассивные мульды — «сквозные», если иметь в виду связь водонапорных систем подсолевого и надсолевого комплексов. К соляным массивам в рассматриваемом регионе автор относит Сарпинский, Харбинско-Полынный, Соленозаймищенский и другие (см. рис. 2). Они являются первичными солянокупольными структурами по терминологии А. Ф. Волчегурского и В. С. Журавлева (1965),

А. А. Голова и Б. А. Соловьева (1966) так же, как Енотаевская и др. межмассивные (межкупольные, по В. С. Журавлеву, 1966, 1972) депрессии (мульды) — первичные образования, в отличие от межкупольных и внутримассивных (вдавленных, по В. С. Журавлеву, 1966, 1972) компенсационных мульды, а также мульды оседания — вторичных компенсационных образований.

Г. Е.-А. Айзенштадт и др. (1954 г.) а затем В. Л. Соколов (1962), В. Л. Соколов и Г. Н. Кричевский (1966), А. П. Шафранов (1963), А. П. Шафранов и В. П. Авров (1963) выделили, кроме того, соляные гребни, представляющие цепочки куполов, имеющие в Волго-Уральском междуречье преимущественно северо-западное простирание. Распределение массивов, межмассивных мульды (депрессий) и соляных поднятий в западной части Северо-Каспийской плиты рассматривалось в работах Г. М. Аванисяна и др. (1964, 1966), Г. А. Бражникова (1965), В. С. Журавлева (1969, 1972), В. Л. Самойловича (1967, 1972), А. И. Кононова и др. (1969), А. Н. Кингольца и Д. Л. Федорова (1971), Н. В. Мизинова и др. (1972), Н. И. Воронина и др. (1970, 1972), Ю. Л. Цведеля и др. (1972).

Наконец, были установлены криптодиапиры (Коновалов, 1962), близкие к непрорванным куполам (подтип «б», по автору), выделенным в классификации Я. С. Эвентова (1962). Для них характерны очень пологие своды, отсутствие сбросов (или незначительное развитие), осложняющих купола, значительные мощности надсолевой толщи (обычно более 1500—2500 м), в верхней части которой они не отражены, крупные размеры как в плане, так и по амплитуде, а также малые мощности соли в ядре.

К криптодиапирам автором отнесены как остаточные (пассивные) соляные поднятия, включая структуры типа «панциря черепахи», так и недоразвитые (рудиментарные) вторичные соляные купола (Голов, Соловьев, 1966). Следует иметь в виду, что криптодиапиры могут развиваться как в крупных межмассивных и межгребневых мульдах (депрессиях), характеризующихся относительным гравитационным максимумом (сами криптодиапиры отмечаются локальными максимумами), так и в зонах выклинивания соленосной толщи (Арабаджи и др., 1966; Злизина, Кан, 1963; Голов, Соловьев, 1966).

По-видимому, на рассматриваемой территории к криптодиапирам могут быть отнесены Восточно-Бугринское, Шад-

жинское, Уватинское (триасовые), Заволжское (верхнепермское) и ряд других поднятий в еще плохо изученных межмассивных депрессиях. Некоторые примеры их приводят Н. И. Воронин и др. (1972). Возможно, к ним относятся локальные гравитационные максимумы, расположенные на периферии соляных массивов и отдельных куполов, а также между ними.

Я. С. Эвентов (1945, 1962), а позже В. Д. Ильин и Г. М. Белякова (1961) выдвинули предположение, что из солянокупольной области можно выделить прибортовую или переходную зону (ее еще называют зоной соляных поднятий или менее правильно — антиклиналей). В этой зоне, кроме типичных соляных куполов, присутствуют линейно-вытянутые соляные поднятия (валы) и пологие погребенные подсолевые поднятия платформенного типа. Мощности соли в этой зоне должны быть меньше, чем в солянокупольной зоне (по Г. А. Бражникову, 1958, не более 2000 м), но местами значительны.

Данные, приведенные И. О. Бродом и др. (1962), Я. С. Эвентовым (1962, 1965), Д. В. Несмеяновым (1962) и многими другими, подтверждают существование подобной зоны. Ее западная граница совпадает с бортом Северо-Каспийской впадины, который трассируется гравитационной ступенью. Восточная граница условно проводится по линии, проходящей между Гмелинкой и Палласовкой (северо-восточная часть Волгоградской области), далее через оз. Горькосоленое и пос. Капустин Яр, затем вдоль Волги (в 30—35 км к западу) и, наконец, через район пос. Сероглазовки в Казахстан (западная бортовая зона Северо-Каспийской впадины).

Южная граница солянокупольной области извилиста и примерно совпадает с гравитационной ступенью. Извилистость границы связана с резким уменьшением (при эрозионном срезании и по разломам) мощности соленосной толщи. Впервые положение рассматриваемой границы, близкое к современному, было намечено Ю. А. Судариковым (1958) и Б. И. Юрченко (1960). После этого оно многократно уточнялось. Контур этой границы, соответствующий современным данным, приводится в работах Астраханской геофизической экспедиции. Эта граница является рубежом между внутренней и внешней частями Южной бортовой зоны Северо-Каспийской впадины на территории между Котельниково и Астраханью. Следует отметить, что, несмотря на проводившиеся в последние годы буровые, а также геофизические работы, наши знания о глубинном строении этого участка бортовой зоны очень

скудны, особенно между Котельниковским и Батырмалинским блоками.

Причины солянокупольного тектогенеза до сих пор не выяснены. Существует значительное число точек зрения, которые обсуждались на ряде симпозиумов* и М. В. Горфункелем в его монографии (1972). Основная масса исследователей Северо-Каспийской плиты поддерживает гипотезу о связи солянокупольного тектогенеза с вертикальными движениями отдельных блоков земной коры, выдвинутую В. Я. Авровым (1948, 1966) и развитую В. И. Китыком (1963) и М. В. Горфункелем (1972). При этом следует иметь в виду, что солянокупольный тектогенез мог начаться лишь при определенной минимальной мощности соленосной толщи. Данные по Приволжской моноклинали, на которой мощность соленосной толщи достигает 1000—1200 м, а солянокупольных структур нет (Габриэлян, 1966), подтверждают вывод многих исследователей, что минимальная мощность соленосной толщи должна быть около 1000 (В. Я. Авров, 1948) или 1300 м (Арабаджи и др., 1966).

Менее ясен вопрос о максимальных глубинах залегания соляных толщ, при которых возможно еще их существование и образование соляных куполов, а также о минимальной мощности надсолевых отложений, при которой начинается образование соляных куполов. М. В. Горфункель (1966), приводя данные ряда исследователей о начале образования куполов при достижении надсолевой толщей мощности в 750—1000 м, и о первичной мощности соленосных образований в Северо-Каспийской впадине более 2 км, предполагает, что образование диапиров могло начаться еще во время соленакопления.

Представляется наиболее обоснованным подход М. В. Горфункеля (1972) к решению проблемы генезиса соляных куполов — сочетание регионально-тектонических факторов с гравитационными (изостатическими). Тем не менее, следует учитывать, что в ряде случаев течение соли не проявлялось или проявлялось очень слабо (Тхоржевский, 1970; Коган, 1973). Поэтому рассматриваемая проблема еще ждет своего решения.

* См. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур» (сб. ст.), сб. I—II, Киев, «Наукова думка», 1966; «Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность» (сб. ст.), ч. I—II, Киев, «Наукова думка», 1969; «Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР» (сб. ст.), Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

По мнению В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина (1964), верхнепермские и нижнетриасовые образования составляют единую регрессивную серию отложений, представляющих заключительный цикл 2-го порядка крупного герцинского цикла, который завершился общим поднятием Восточно-Европейской платформы в среднем триасе. Д. В. Наливкин (1960) рассматривал эту регрессивную серию как значительную часть верхнепалеозойского комплекса. Ранее автор поддерживал эту точку зрения (Мовшович, 1967, 1970а, б). Однако в последнее время стало ясно, что нижнетриасовые осадки распространены намного шире верхнепермских. Таким образом, они представляют «трансгрессивную» серию, составляющую основание мезозойского цикла, что впервые отметили Е. М. Люткевич и И. Ю. Лапкин (1953). В течение раннего триаса и начала среднего триаса прогибание в Преддонецком прогибе превысило 1 км на западе и 2 км на востоке, а на Северо-Каспийской плите — 3 км.

Последовательность формаций в разрезе нижнего триаса и нижней части среднего триаса, а также характер тектонического развития позволяют выделить в бассейнах Нижнего Дона и Нижнего Поволжья среднюю стадию метагеосинклинального этапа. Для нее характерны сводовые поднятия в Донецком складчатом сооружении и сопряженное развитие Преддонецкого прогиба, а также межгорных прогибов. Все они заполнены верхними (континентальными) молассами, сменяющимися морской карбонатно-терригенной формацией (в Предкавказской складчатой области накоплению последней формации предшествовало образование карбонатной формации).

Некоторые исследователи считают невозможным допустить наличие значительного перерыва в среднетриасовую эпоху на обширной территории, только учитывая непрерывность длительного осадконакопления до и после среднего триаса на Восточно-Европейской платформе. Однако подобное нарушение направленного тектонического развития происходило в течение геологической истории не раз, в том числе и в Прикаспии (Колтыпин, 1969). Так было, например, в ранней и поздней перми, о чем говорилось выше. Отложение карбонатно-терригенной формации, верхняя часть которой имеет регрессивный характер, и последующий перерыв в осадконакоплении отражали стабилизацию тектонического режима в конце средней стадии метагеосинклинального этапа.

В конце анизийского века усиление дифференциации тек-

тонических движений в области сноса обусловило накопление сероцветных и пестроцветных, местами угленосных отложений аралсорской свиты, ознаменовавшее начало поздней стадии метагеосинклинального этапа.

В западной и центральной частях Преддонецкого прогиба мощность нерасчлененной аралсорской свиты (в основном нижняя часть) достигает 300 м, а на востоке сохранилось не более 100 м разновозрастных образований в связи с поднятием Астраханского свода в конце триаса. На Северо-Каспийской плите мощность всей аралсорской свиты превышает 900 м, однако сравнительно широко распространены лишь нижнеаралсорские образования (до 325 м). Верхнеаралсорские отложения установлены на западе Северо-Каспийской плиты только в отдельных депрессиях — скв. 1-п Садовая (262 м), 3 и 351 Аршань-Зельменские (403 м и 172 м), 36 Северо-Сарпинская (615 м). Анализ мощностей аралсорской свиты очень затруднен до мелочными (на западе), досреднеюрскими (на востоке) и возможными внутриформационными размывами.

Состав и условия образования аралсорской свиты позволяют отнести ее к мелководно-морской (опресненной) и лагунно-континентальной песчано-глинистой формации (сероцветной, местами угленосной молассе, по Е. В. Мовшовичу, 1967; В. Л. Соколову и А. А. Шаля, 1969), переходящей в красноцветную терригенную бескарбонатную (безывестковистую) формацию.

В раннеаралсорское время интенсивное прогибание охватило ряд прогибов южного склона кряжа Карпинского (слабее его осевую часть) и Восточно-Манычский прогиб (рис. 1). Как показал Н. А. Крылов (1965), одной из характерных черт метагеосинклинального (переходного) этапа является развитие разломов и приразломных грабенных, например, Манычских прогибов. По мнению Н. А. Крылова, сходство последующей платформенной истории этих прогибов связано с их развитием над пермотриасовым грабеном. Исследования автора (Зайцев и др., 1967), подтвердив в общем правильность такой точки зрения, свидетельствуют, что имеются и существенные различия в мезокайнозойской истории отдельных прогибов Манычской системы, которые связаны с влиянием движений блоков эпиварисдийской платформы, разграниченной системой разломов, поперечных к Манычским прогибам и Донецкому сооружению.

Между прогибами Манычской и Южно-Мангышлакской

систем имеются еще более существенные отличия, чем между прогибами Манычской системы. Хотя по юрским отложениям система Манычских прогибов может соединяться с Южно-Мангышлакским прогибом, по триасовым отложениям она соответствует Мангышлакскому прогибу (на его южном борту развит Южно-Мангышлакский юрский прогиб). Однако Мангышлакский и Манычский прогибы не соединяются под акваторией Каспийского моря (Маловицкий, 1967), как это представляют некоторые исследователи (Мирчинк и др., 1961, 1963). Если даже и существует их кулисообразное сочленение, то они, несомненно, не связаны с единой зоной разлома, выделенной А. И. Летавиным и Н. А. Крыловым (1974).

В рэт-лейасе происходили последние крупные движения по Каменско-Астраханскому и Северодонецкому разломам (надвигам). С движениями этого времени связано усиление формирования ряда поперечных структур (Миллеровского вала, Сальской зоны поднятий и др.), а также завершение формирования брахискладок во внутренней части Преддонецкого краевого прогиба (севернее Каменско-Астраханского надвига). Подобную точку зрения для восточной части прогиба, помимо автора, высказали и Ю. Л. Цведель (1971, Цведель и др., 1972), а в последнее время Ю. А. Иванов и др. (1973), Н. В. Мизинов и др. (1974).

В западной части Преддонецкого прогиба, судя по почти полному отсутствию углового несогласия между триасом и ассельскими образованиями Скосырской структуры, несмотря на разделяющий их перерыв, брахискладки в основном сформировались в рэт-лейасе в связи с последними крупными движениями по Каменско-Астраханскому и Северодонецкому надвигам. Несмотря на определенное морфологическое сходство брахискладок на западе (в междувдвиговой зоне) и на востоке, не следует внутреннюю зону восточной части Преддонецкого прогиба называть междувдвиговой зоной, так как строение у них различно.

В рэт-лейасе, видимо, впервые были заложены разломы (сбросы), ограничивающие Цубукско-Промысловский грабен, а также Манычские и другие разломы (неоднократные движения по ним происходили и позже, вплоть до конца палеоцена). С этим связано формирование урожайненской вулканогенно-осадочной толщи, поля развития андезитово-дацитовых эффузивов которой приурочены в основном к районам пересечения разломов западно-северо-западного и северо-северо-восточного направления.

Движения по разломам субмеридионального простирания, начавшиеся в середине ранней перми (в артинском веке?), происходили вплоть до начала юры (и продолжались позже). С ними связано усиление формирования целого ряда поперечных структур. Как показали исследования автора, полный размыв баскунчакских и более молодых пород триаса свидетельствует о продолжающемся формировании Миллеровского вала (Мовшович, 1963) и о начале образования Сальской зоны поднятий (Зайцев и др., 1967), связанной с Сальско-Волгоградским разломом.

В конце триаса — начале юры, по-видимому, продолжал формироваться Астраханский свод — краевое поднятие Северо-Каспийской плиты (размером 80—100×180—200 км), осложняющее на востоке южную бортовую зону (платформенный борт восточной части Преддонецкого прогиба). В какой-то мере оно аналогично Южно-Эмбенскому и Уфимскому краевым поднятиям, отличаясь от них меньшей глубиной домезозойского вреза. Астраханский свод имеет эллипсообразную форму с субширотно ориентированной длинной осью. Он ограничивает Батырмалинско-Астраханскую ванну Преддонецкого краевого прогиба с востока. Вершина Астраханского свода по всем горизонтам перми и триаса расположена в районе Степновской и Долгожданной площадей. Вверх по разрезу свод затухает. По поверхности карбона его амплитуда не менее 1,5 км.

Судя по характеру изменения мощностей, Астраханский свод был заметно выражен до середины артинского века. Видимо, во второй половине артинского века и в кунгуре он также еще проявлялся, но уже не так четко. В поздней перми влияние Астраханского свода неясно, как и в первой половине триасового периода. Однако к концу последнего влияние Астраханского свода, несомненно, проявляется, как и во всем мезозое, по отложениям которого и была впервые установлена его южная часть.

В. П. Ступаков (1962) считает, что основная фаза складчатости происходила в позднем триасе, так как якобы в это время формируется мощная обломочная толща красноцветов междувдвиговой зоны. Такое представление базируется на отнесении верхней части пестроцветов нижнего—среднего триаса Ростовской области к рэт-лейасу — на основании корреляции разрезов междувдвиговой зоны и северо-западной окраины Донбасса. Однако никаких доказательств правильности этого сопоставления не приведено. Между тем, все имеющие

ся данные противоречат такой концепции. Ссылка на поздне-триасовый возраст складчатости Мангышлакской системы ничего не доказывает, так как М. Ф. Мирчинк и др. (1961, 1963, 1966) и А. Е. Шлезингер (1965) показали отсутствие генетической связи Мангышлакской, наложенной в триасе, и Донецкой складчатой систем.

Слабая дислоцированность триасовых отложений в осевой части и на южном склоне кряжа Карпинского (обычно углы падения $0-20^\circ$) и их несогласное залегание на подстилающих интенсивно дислоцированных породах карбона и низов ассельского яруса позволяют считать несостоятельными представления об основной фазе складчатости в Донецкой складчатой системе в связи с вышеупомянутыми движениями в конце аралсорского времени (рэт-лейасе).

С. Е. Верболоз (1965, 1969) высказал мнение, что самые крупные движения в Донецком складчатом сооружении происходили на границе юры и мела и что они привели к образованию Центрального (Ровенецкого) поперечного поднятия и к кулисообразному сочленению Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей. Однако никаких фактических данных, подтверждающих подобную датировку движений, не имеется, поэтому такое мнение является необоснованным.

Анализ структурной карты поверхности триасовых отложений в Преддонецком прогибе (Мовшович, 1967) показывает, что рельеф этой поверхности очень сглажен длительными денудационными процессами, протекавшими до начала поздне-меловой эпохи, а прогибание в пределах западной и центральной частей Преддонецкого прогиба после раннего триаса почти не происходило, так как амплитуда относительного погружения этой поверхности в течение всего мезо-кайнозоя не превышает 100—200 м. Глубины залегания поверхности триасовых отложений, на которую выходят различные горизонты триаса, колеблются в Калмыцко-Астраханском Прикаспии (по данным бурения и сейсмических исследований) преимущественно от 1000 до 2000 м (см. рис. 8).

Нивелировка рельефа во время перерыва в середине анизийского века и последующее усиление дифференциации тектонических движений обусловили проникновение солоноватоводного морского бассейна с юга не только на Северо-Каспийскую плиту, но и в Восточно-Манычский прогиб, а также в прогибы южного склона кряжа Карпинского и, возможно, в его осевую часть (Шубукско-Промысловский грабен). Развитие этих грабенообразных прогибов и сопряженных с ними

сбросов и надвигов — характерная черта поздней стадии метагеосинклинального этапа, что отмечали Н. А. Крылов (1965, 1971) и В. Н. Соболевская (1963, 1972). Последняя называла эту стадию посторогенной (постумной), а позже, как и В. Е. Хаин (1964), — тафрогенной.

В тафрогенных структурах накапливались отложения, которые по формационной и тектонической характеристике приближаются к платформенному чехлу, не имея, в отличие от него, широкого распространения по площади. Как на Скифской плите, так и в Преддонецком прогибе и на Северо-Каспийской плите, в течение конца анизийского века — начала ранней юры формируется лагунно-континентальная песчано-глинистая формация (пестроцветно-сероцветная моласса, местами угленосная), сменяющаяся в Предкавказье вверх по разрезу вулканогенно-осадочной формацией.

Несмотря на отсутствие в Преддонецком прогибе тафрогенных структур, автор все же отнес аралсорские отложения к метагеосинклинальному комплексу, учитывая ряд соображений. Прежде всего, заметно отличие от типично платформенных образований (и соответственно сходство с типично тафрогенными) по условиям распространения (отсутствуют на большей части Восточно-Европейской платформы) и залегания (слабая дислоцированность) на западе Преддонецкого прогиба в связи с движениями по Каменско-Астраханскому надвигу. По мере удаления от Донецкого складчатого сооружения, являвшегося основной областью размыва (как и в предыдущие эпохи), аралсорские отложения становятся более глинистыми, сливаясь с образованиями платформенного чехла.

По мнению В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина (1964), отложения этого возраста относятся к начальному циклу 2-го порядка крупного альпийского цикла, а по Д. В. Наливину (1960), они ознаменовали начало нижнемезозойского макроритма.

Закономерности распределения мощностей триасовых отложений на территории юго-востока Восточно-Европейской платформы, севера Скифской плиты (Мовшович, 1973) и на западе Средней Азии (Вольвовский и др., 1965; Крылов, Летавин, 1966) оказались довольно близкими. Характерна в общем зональность северо-западного простираения. Максимальные мощности рассматриваемого комплекса приурочены к краевому и межгорным прогибам варисцид. Зонам древних поднятий варисцид отвечают территории почти полного от-

сутствия триасовых образований или сравнительно небольших мощностей их. К таким структурным элементам относятся краж Карпинского, Северо-Бузачинское поднятие и другие. Таким образом, субширотная зональность в распределении мощностей, в первую очередь, обусловлена сопряжением зон прогибания с зонами поднятий варисцид в течение метагео-синклинального этапа.

Поэтому вывод М. Ф. Мирчинка и др. (1962) о том, что «область прогибания этого времени (позднепермско-триасового — Е. М.) представляла собой довольно широкую полосу субмеридионального простирания», основанный на анализе характера распространения верхнепермско-триасовых отложений в пределах юга европейской части СССР и Закаспия, неверен. Несмотря на это, представление А. Д. Архангельского (1923), Н. С. Шатского (1948) о Восточно-Русской (Н. А. Крылов и др., 1959, предложили более удачное название — Каспийская) субмеридиональной зоне погружений, длительно существовавшей и наложенной на разнородные участки Восточно-Европейской и Скифско-Туранской платформ, безусловно, верно. Идеи о существовании такой зоны погружений и сопряженных с ней зон поднятий развивают многие исследователи (Брод и др., 1958, 1962; Крылов и др., 1959; Мирчинк и др., 1962, 1963); Несмеянов, 1965; Хаин, 1954, 1958).

Влияние Каспийской зоны погружений на осадконакопление проявлялось сложно и не во все эпохи. Наиболее бросается в глаза факт неоднократного появления пролива, связывавшего морские бассейны Тетиса с внутриконтинентальными морями Восточно-Европейской платформы, именно в пределах современной акватории Каспийского моря. Развитие упомянутых зон в мезозое наложило некоторый отпечаток на характер распределения мощностей пермских и триасовых отложений. В целом же для Восточно-Европейской платформы характерны два направления простирания зональности мощностей пермских и триасовых отложений, субширотное и субмеридиональное, связанные с направлением варисцидских складчатых систем, что отмечал еще А. П. Карпинский (1894).

Самой крупной и важной структурой, возникшей в течение пермского и триасового периодов, является Преддонецкий краевой прогиб, характеристику которого целесообразно рассмотреть особо. Преддонецкий краевой прогиб, в пределах которого широко распространены пермские и триасовые отложения, представляет асимметричную синклинальную структуру, расположенную на границе Восточно-Европейской

древней платформы и Донецкой варисцийской складчатой системы. Ширина прогиба достигает 40—70 км (палеопргиба, — 70—100 км), а длина превышает 700 км. С севера он ограничен крупными структурными элементами Восточно-Европейской платформы — Русской плитой (Воронежской антеклизой) и Северо-Каспийской плитой, а с юга — Донецким складчатым сооружением.

Преддонецкий краевой прогиб, представление о котором было выдвинуто Д. Н. Соболевым (1936, 1949), впервые выделен, охарактеризован и назван И. Ю. Лапкиным (1951, 1961б, 1965; Лапкин, Томашунас, 1966). Прогиб прослеживается от Ворошиловградской области на северо-западе до Астрахани на юго-востоке, уходя далее в пределы акватории Каспийского моря. На северо-запад Преддонецкий прогиб постепенно переходит в моноклираль южного склона Воронежской антеклизы (Лапкин, 1961б). Далее к юго-западу кулисообразно располагался триасовый периклиальный прогиб (на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины), выделенный Э. В. Томашунасом и др. (1972) в развитие взглядов В. В. Белоусова (1954), Н. Ф. Брынзы и др. (1966).

Основание краевого прогиба сложено породами среднего, верхнего карбона и аесельского яруса нижней перми. Оно дислоцировано в различной степени: для южного склона характерны брахискладки и линейные складки пояса северной, мелкой складчатости Донецкого сооружения, для осевой зоны — цепочки постседиментационных брахискладок, а для северного склона — отдельные конседиментационные брахиантиклинали, флексуры и структурные носы. Таким образом, Преддонецкий прогиб, как и другие краевые прогибы, можно подразделить на зоны — внутреннюю (складчатое основание) и внешнюю (платформенное основание). Зоны постепенно переходят друг в друга, а последняя зона постепенно переходит в платформу, в связи с чем северо-восточная граница прогиба условна. К этой линии, по-видимому, приурочено погружение кристаллического фундамента по уступам в Ростовской и Волгоградской областях (Багинская, Викторов, 1965; Маловицкий, 1960).

По степени погружения основания и разнице в возрастном составе отложений, заполняющих и перекрывающих прогиб, его можно условно разделить на западную, центральную и восточную части (Мовшович, 1963, 1966, 1967). К центральной части отнесена территория, ограниченная с запада меридианом г. Морозовска, а с востока Сальско-Волгоградским

разломом. Возможно, как и в других краевых прогибах, в Преддонецком прогибе следует выделять участки различного погружения. Тогда западную и центральную часть следовало бы назвать Тормосинской ванной, а восточную—Батырмалинско-Астраханской ванной.

Заложение Преддонецкого прогиба произошло в начале ранней перми (начало интенсивных положительных тектонических движений в Донецком миогеосинклинальном прогибе). По всей вероятности, Преддонецкий прогиб наметился уже во второй половине ассельского века. В артинское время прогиб был уже четко выражен, по крайней мере, на востоке. Прогиб заполнен отложениями нижней перми (сакмарско-артинская толща и кунгур), верхней перми и нижнего—среднего триаса. В восточной и центральной частях местами присутствуют аралсорские образования. На западе породы перми и триаса перекрыты верхнемеловыми, в центральной части—верхне- и нижнемеловыми, а на востоке—среднеюрскими отложениями.

Положение осевой линии прогиба, фиксируемое зонами максимальных мощностей отложений различного возраста, менялось. В артинское время она располагалась несколько севернее Каменско-Астраханского разлома, в поздней перми на 25—30 км севернее, —вблизи Степновской площади, где осевая полоса прогиба переходила в северную или внешнюю (платформенную) зону. В раннем триасе она сместилась еще на 10—15 км севернее во внешнюю зону раннепермского прогиба (примерно в район Уватинского поднятия).

Таким образом, намечается явная миграция оси прогиба в сторону платформы, что очень характерно для краевых прогибов. Несмотря на это, близость зон максимальных мощностей отложений всех стратиграфических горизонтов к южному крылу прогиба соответствующего возраста обуславливает его четкую асимметричность, что также характерно для краевых прогибов.

Породы перми и триаса залегают в Преддонецком краевом прогибе относительно спокойно, не смяты в линейные складки, но отличаются от платформенных образований пологими углами наклона слоистости. Если в меловых и юрских породах углы падения слоистости не превышают 3° , то в пермских отложениях они достигают $30\text{--}45^\circ$, а в триасовых образованиях — $15\text{--}25^\circ$, но в среднем составляют соответственно $15\text{--}25^\circ$ и $5\text{--}15^\circ$. Крутые углы падения встречаются, но приурочены они только к зонам разломов. Характерно увели-

чение средней крутизны углов падения при приближении к Донецкой складчатой системе.

В современном структурном плане южное крыло и места осевая зона Преддонецкого прогиба разорваны крупными дизъюнктивными нарушениями, по которым все доверхнемеловые отложения на северо-западе и досреднеюрские отложения на юго-востоке погружаются от Донецкой складчатой области к Восточно-Европейской платформе. При этом простиранье разрывов и осевой полосы прогиба в общем параллельно. В результате этих нарушений южное крыло прогиба было приподнято, а развитые в его пределах пермские и триасовые отложения денудированы, сохранившись лишь севернее и, возможно, местами в восточной части. Это затрудняет проведение юго-западной границы прогиба.

Поэтому синклиналиная структура прогиба на некоторых участках различается с трудом. Последнее способствовало созданию ложного представления (Маловицкий, Судариков, 1959; Мальцев, 1965; Мирчинк и др., 1963, 1966) о сочленении Русской плиты с Донецким складчатым сооружением без краевого прогиба посредством краевого шва. К тому же поднятие кристаллического фундамента Воронежской антеклизы приводит к редукции краевого прогиба к западу, что и объясняет малые размеры прогиба в Ростовской области и переход его к западу в моноклиналь южного склона Воронежской антеклизы.

Интенсивное погружение в смежной Северо-Каспийской впадине привело к слиянию северного крыла восточной части Преддонецкого прогиба с последней. Широкое развитие мощной соленосной толщи кунгура как на Северо-Каспийской плите, так и на северном склоне восточной части Преддонецкого прогиба, скрывает северное ограничение прогиба. Поэтому указанная граница проводится весьма условно (см. рис. 1), несмотря на то, что здесь краевой прогиб наиболее четко выражен распределением мощностей артинских и более молодых образований. В результате всех перечисленных факторов структура прогиба оказалась замаскированной. Только последовательное рассмотрение истории образования структуры прогиба (Мовшович, 1966, 1967; Цведель, 1971) позволило установить природу и действительное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Донецкой складчатой системы (рис. 31).

В работах, касающихся проблемы сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, обычно противо-

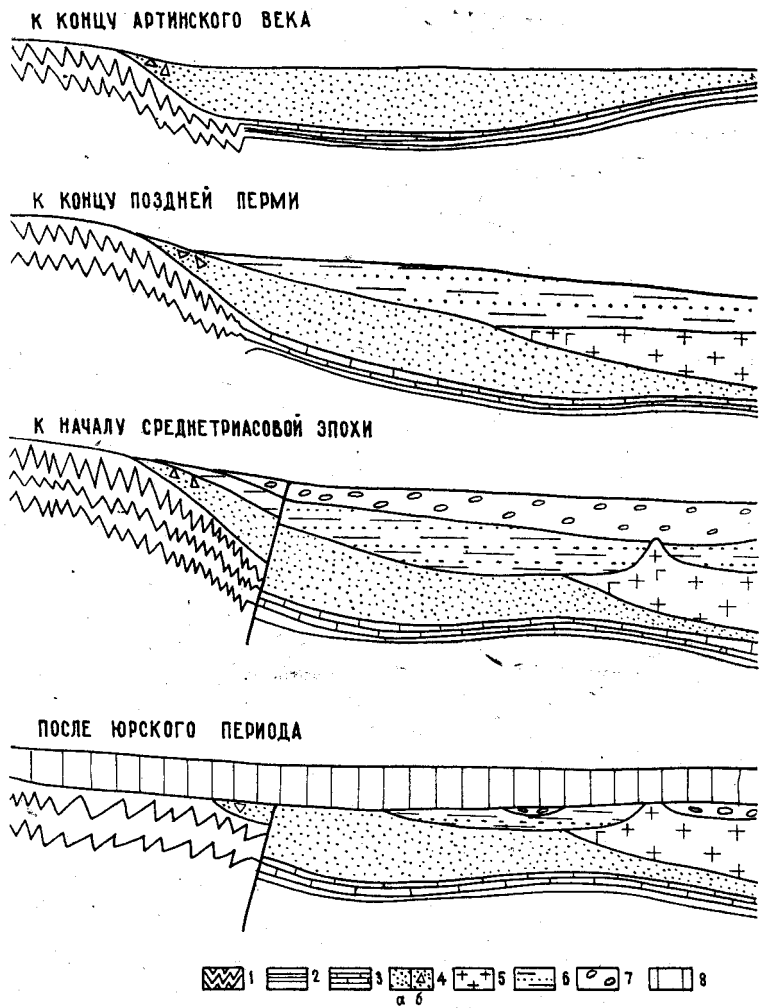


Рис. 31. Схема развития восточной части Предонецкого прогиба (составил Е. В. Мовшович)

1 — верхний палеозой кряжа Карпинского (дислоцированный), 2—3 — верхний палеозой Северо-Каспийской плиты (платформенный), 4 — сакмарский и артинский ярусы; а — терригенная толща, б — грубообломочная толща; 5 — кунгурский ярус: а — калийно-галитовая формация, б — ангидритово-соляная формация; 6 — верхняя пермь, 7 — нижний триас, 8 — юра.

поставляются краевой прогиб и краевой шов как взаимоисключающие явления*. Однако А. А. Богданов и др. (1963) показали, что краевые прогибы развиваются над краевыми швами, разграничивающими край платформы и окраинную часть геосинклинальной области, на которые накладывается краевой прогиб при превращении геосинклинальной области в горное сооружение.

Таким образом, изучение всех имеющихся данных о пермских и триасовых отложениях бассейнов Нижнего Дона и Нижней Волги позволяет сделать вывод, что синклинальная структура на границе Восточно-Европейской платформы и Донецкой варисцидской области является краевым прогибом, который получил название Преддонецкого. Его сложная современная структура обусловлена длительно проявлявшимися разнонаправленными движениями смежных крупных блоков земной коры, а именно Донецкой складчатой области, Воронежской антеклизы, для которых характерна устойчивая тенденция к поднятию, и Северо-Каспийской плиты, для которой характерны нисходящие движения.

Необходимо отметить, что Преддонецкий прогиб несравненно меньше и проще построен, чем такая краевая структура, как Предуральский прогиб. Это уже отмечалось Н. С. Морозовым (1955) и, безусловно, связано с природой Донецкой складчатой системы. Тем не менее многие черты геологического строения, характерные для Предуральского краевого прогиба, отмечаются и в Преддонецком прогибе, хоть и в меньшем масштабе.

Мнение о соединении Преддонецкого и Предуральского прогибов на юге Северного Прикаспия высказывали многие исследователи (Попов, Лапкин, 1953; Хаин, 1954; Копелиович и др., 1955; Эвентов, 1956, 1962; Лапкин, 1961а, 1965; Лапкин, Томашунас, 1966; Мовшович, 1965а, 1967; Швембергер, 1965; Иванов и др., 1973; Мизинов и др., 1974). Оно основано на сходстве основных черт геологического строения этих прогибов (Лапкин, 1951, 1961а), на данных о соединении Уральской и Донецкой варисцидских систем и примерной синхронности их развития в позднем палеозое (Попов, 1939).

Сходные взгляды в отношении продолжения Предураль-

* Многие противники представления о Преддонецком краевом прогибе не могут все же не признать существование здесь в современном плане синклинальной структуры—Преддонецкого синклинория (Дубинский, 1956), Горносинского прогиба (Маловицкий, 1960, Попробнов и др., 1970), Преддонбасской депрессии (Габриэлян и др., 1962) и т. п.

ского прогиба через Предмугоджарье в район Астрахани высказал М. П. Казаков (1957; Казаков, Знаменский, 1957; Казаков и др., 1958), которого поддержали и другие исследователи из МИНХ и ГП (Арабаджи и др., 1965; Ю. М. Васильев, Прошляков, 1957). К западу от Астрахани все они видят продолжение краевого прогиба в пределах Донецкой складчатой области, которую в соответствии со старыми представлениями Н. С. Шатского (1937), развитыми А. Я. Дубинским (1956) и М. В. Муратовым (1955, 1956), относят к вариссийскому краевому прогибу. Однако, как было показано, Донецкая область представляет не краевой, а многоэосинклинальный прогиб, поэтому не может соединяться с Предуральским краевым прогибом, расположенным между варисцидами и платформой. Это в значительной степени обесценивает работу указанных исследователей, хотя и не умаляет ценность их аргументации в отношении обрамления Восточно-Европейской платформы передовыми прогибами в пределах Казахстана.

В работах Р. Г. Гарецкого (1972), В. С. Журавлева (1972) и А. Е. Шлезингера (1974) приведена разнообразная аргументация в защиту мнения о переходе Предуральского краевого прогиба к югу в Южно-Уральскую систему периклинальных прогибов (Актюбинского, Атжаксинского, Примугоджарского, Челкарского), которые обрамляют Уральское складчатое сооружение с юго-запада и юга. Это мнение является развитием точки зрения А. Л. Яншина (1962), который выдвинул представление о Южно-Уральском периклинальном прогибе для объяснения данных о присутствии местами в Уральском сооружении красноцветов триаса, а также о погружении складок Зилаирского синклиория (D_3-C_1) под нижнепермские образования Актюбинского Приуралья (Аввакумов и др., 1962; Авров, 1957; Авров и др., 1960, 1962; Хворова, 1961), относившиеся до этого к южному продолжению Предуральского прогиба* (Богданов, 1947, Руженцев, 1948).

Между тем, красноцветы, встреченные на восточном склоне Кокпектинской антиклинали, на западном склоне Мугоджар, на Южно-Шошкаккольской антиклинали и в других местах южного продолжения Уральского сооружения, не обра-

* Представление о сочленении Восточно-Европейской платформы с Уральским складчатым сооружением по Предуральскому краевому прогибу стало общепринятым после работ А. Д. Архангельского (1937, 1940), В. И. Носаль и др. (1939), Н. С. Шатского (1945) и А. А. Богданова (1947).

зуют сплошного покрова, а распространены в отдельных эрозионно-тектонических депрессиях, иногда четко совпадающих с продольными грабенами. Поэтому более точно представление о формировании их в межгорных депрессиях горного сооружения, возникшего после одной из последних фаз уральской складчатости в ранней перми. Именно такое время основной складчатости подчеркивают К. А. Маврин (1970), В. А. Дедеев и А. А. Султанаев (1971). По мнению автора, основная фаза складчатости Урала примерно приурочена к рубежу раннего и среднего карбона, заключительная стадия геосинклиналиального этапа с образованием гранитных батолитов приходится на средний — поздний карбон и начало ранней перми, а интенсивное горообразование происходило в сакмарско-артинское время.

Работы М. А. Камалетдинова (1965, 1970), С. Н. Краузе (1971), К. А. Маврина (1967), М. И. Варенцева и др. (1973) показывают, что складчатые породы верхнего девона — нижнего карбона Зилаирского синклиория не «исчезают», погружаясь под отложения среднего карбона — нижней перми Оренбургско-Актюбинского Приуралья, а надвинуты на них (об этом же свидетельствует карта, приведенная И. В. Хворовой (1961), вопреки ее же трактовке). Широкое распространение крупных надвигов в Южном Приуралье признает и А. Л. Яншин (1973). По мнению А. К. Замаренова (1970), передовые складки Урало-Сакмарского междуречья (Оренбургское Приуралье), относящиеся к внутренней зоне краевого прогиба, «уходят» под Сакмарско-Кокпектинский надвиг (между Алимбетом и Кией).

Крупные надвиги, осложняющие западный склон Уральского складчатого сооружения, имели, вероятно, различное время заложения и существования. Однако с учетом данных А. Л. Яншина (1936) и Л. И. Иогансона (1972), несомненно, что крупные движения по надвигу, ограничивающему с запада складчатое сооружение западного склона Урала, происходили в середине — конце триасового периода. По-видимому, складки пород среднего карбона — нижней перми этого района имеют не столько конседиментационный характер, сколько появились в результате надвиговых движений, что отмечали В. Е. Руженцев (1930), М. И. Варенцов и др. (1973).

Обращает на себя внимание заметное различие возраста толщ, выполняющих отдельные «периклиналильные прогибы». Актюбинский прогиб заполнен как нижепермскими, так и верхнепермско-триасовыми отложениями.

В Атжаксинском прогибе присутствуют лишь ассельско-тастубские образования.

Челкарский прогиб заполнен мезокайнозойем (не считая локально распространенных образований чушкакульской серии), судя по данным бурения и сейсморазведки (Булекбаев и др., 1970), вопреки мнению Р. Г. Гарецкого и Р. Б. Сапожникова (1970) о широком развитии здесь эпигеосинклинального молассового комплекса верхней перми — нижнего триаса.

Атжаксинский прогиб по существу представляет собой восточный борт Предмугуджарского прогиба И. Ю. Лапкина (1965), менее удачно названного Джаиндинской синклиналию А. К. Замареновым (1970). Как показал Р. Г. Гарецкий (1962), здесь к западу от Кокпектинской антиклинали, ограниченной с запада Сакмарско-Кокпектинским разломом, под средней юрой вскрыты верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения того же типа, что и в Актюбинском Приуралье. Только батпакульские конгломераты (мощность до 654 м), вскрытые здесь же тремя скважинами (Г-1, Г-5, К-2) над верхним карбоном, вдоль Сакмарско-Кокпектинского разлома, рассматривались как очень своеобразная фация ассельского яруса. Возраст батпакульских конгломератов определен благодаря присутствию прослоев известняков с ассельскими фузулинидами и другими органическими остатками. Правда, сам Р. Г. Гарецкий (1962, с. 64) допускает, что «некоторые образцы керна известняков представляют собой не прослой в разрезе, а просто отрезанный при бурении скважины кусок от крупной глыбы известняка, входящей в конгломерат», поскольку эти «слои» содержат микрофауну нижнего и среднего карбона. Ассельские фузулиниды присутствуют и в цементе, но это не исключает их возможную переотложенность, как например, в сакмарском ярусе (Раузер—Черноусова, 1965).

Вполне возможно, что все «слои» известняков в толще батпакульских конгломератов являются переотложенными глыбами. Тогда возраст всей толщи, учитывая ее резкое отличие от нижнесакмарских образований этого же участка, наиболее вероятно считать позднесакмарско-артинским. Именно в это время происходило вдоль всего Урала образование мощных грубообломочных толщ.

Несколько иную по сравнению с Р. Г. Гарецким характеристику разрезов скважин, вскрывших батпакульские конгломераты, дает Ю. А. Иванов (1966), который относит их нижнюю часть к известняковой и аргиллитовой толщам с ассельской фауной. Если принять его точку зрения, тогда бат-

паккульские конгломераты мощностью до 440 м залегают на ассельских отложениях (нижняя зона). Однако приведенные выше соображения об их возрасте остаются в силе.

Несмотря на различие в трактовке характера границы Восточно-Европейской платформы Туранско-Скифской плиты в пределах Южно-Эмбенского гравитационного максимума, предлагаемой Р. Г. Гарецким (1972) и В. С. Журавлевым (1972), оба эти автора игнорируют результаты исследований В. А. Аввакумова и др. (1960), А. К. Замаренова и др. (1965), Ю. А. Иванова (1966) и А. К. Замаренова (1970). Последний показал, что к северо-востоку от Южно-Эмбенского максимума расположен не Атжаксинский периклинальный прогиб (Вольвовский и др., 1966; Гарецкий, Сапожников, 1970; Гарецкий, 1972), а Джаиндинская синклиналь Предуральяского краевого прогиба. На слагающие ее пермские отложения по Сакмарско-Кокпектинскому разлому (Яншин, 1951, 1955; Гарецкий, 1962, Гарецкий, Шрайбман, 1958) надвинуты сложно дислоцированные породы изембетской (зилаирской) серии верхнего девона — нижнего карбона.

В соответствии с фактическими данными М. П. Казаков и др. (1958), П. Я. Авров и др. (1965), А. К. Замаренов и др. (1965), Ф. И. Жалыбин и др. (1967), Знаменский и др. (1968) соединяют Южно-Эмбенский разлом с Сакмаро-Кокпектинским разломом, а не трассируют первый параллельно второму, зажимая между ними Атжаксинский прогиб (Гарецкий, 1962; Гарецкий, Сапожников, 1970; Журавлев, 1972).

Данные сейсморазведки и сопоставление разрезов скважин в районе Кокпектинской антиклинали и скв. Г-1 Жана-Жол, П-11 Шенгельский, П-13 Алибек-Мола (Богомолова и др., 1963; Авров и др., 1965; Булекбаев и др., 1967; Замаренов, 1970; Дальян, Посадская, 1972; Ю. А. Иванов, 1966) показывают, что участок восточного крыла Предмугоджарского прогиба, рассматриваемый Р. Г. Гарецким как Атжаксинский прогиб, ограничен с запада разломом с амплитудой 0,5—1 км. По-видимому, к этой же межразломной полосе относится и купол Джилансаид. Однако никакого изменения фаций около этого разлома не происходит, поэтому нет оснований рассматривать его в качестве восточной границы Восточно-Европейской платформы. Безусловно, это сравнительно небольшое нарушение, осложняющее восточный борт Предмугоджарского прогиба, по своему характеру не может сравниваться с Южно-Эмбенским краевым швом (Яншин и др., 1961).

Учитывая вышесказанное и данные сейсморазведки (Жа-

дыбин и др., 1967), можно не сомневаться, что Южно-Эмбенский и Сакмарско-Кокпектинский разломы кулисообразно сочленяются в районе Маннойсайского поднятия, расположенного к северо-западу от Южно-Шошкаккольской (Южно-Чушкакульской) антиклинали.

Этим не отрицается правильность трассировки Р. Г. Гарецким (1962) одной из ветвей Сакмарско-Кокпектинского разлома на юг от Кокпектинской антиклинали вдоль западного крыла Намазтауской антиклинали и далее на юго-запад к Актумсукской складке. Однако геологическое значение этого разлома, который может быть назван Кокпектинско-Намазтауским, пока не ясно. Тогда как по системе Южно-Эмбенского и Сакмарско-Кокпектинского разломов, соединенных кулисообразно, контактируют миогеосинклинали зилаирская толща (к востоку и югу), ассельско-карбоновая флишевая (миогеосинклинали), нижнепермская молассовая и солончатая формации (местами, возможно, красноцветная моласса верхней перми—триаса), развитые к западу и северу.

Р. И. Быков (1955), В. А. Дедеев и А. А. Султанаев (1971), А. К. Замаренов (1970), И. Ю. Лапкин (1951, 1965), Е. В. Мовшович (1967) и др. высказали мнение о принадлежности Актюбинско-Предмугоджарской области к южной части Предуральского краевого прогиба. Очень важным подтверждением такого представления являются данные Ю. А. Иванова (1966), И. Б. Дальяна и А. А. Посадской (1972), А. К. Замаренова (1970) о молассовом характере нижнепермских докунгурских образований Предмугоджарья (Шенгельский, Жана-Жол и др.). Недавно появившиеся данные о молассовом характере артинских подсолевых отложений скв. СГ-2 Биикжальской (Васильев и др., 1972, 1973; Днепров, Колтыпин, 1971; Айзенштадт и др., 1971, 1973) в сочетании с материалами о таком же типе артинских отложений Тугаракчана (Айзенштадт, Пинчук, 1961) только укрепляют эту концепцию.

Все приведенные выше данные позволяют сделать вывод о наличии вдоль системы Донецких, Донецко-Бузачинско-Южно-Эмбенских и Уральских варисцид единой системы краевых прогибов. Последняя разделена краевыми поднятиями Восточно-Европейской платформы (Астраханским, Южно-Эмбенским), в какой-то мере сходными с Уфимским плакантиклиналом (это отмечал А. Л. Яншин еще в 1955 г.), на ряд ванн.

Следовательно, охарактеризованный выше Преддонецкий краевой прогиб представляет собой не изолированное явление.

ние, а находится в цепи структур, закономерно расположенных между Восточно-Европейской платформой и обрамляющими ее варисцийскими складчатými системами, что позволяет быть уверенным в правильности установленных соотношений геологических явлений.

Установление краевого прогиба на границе Восточно-Европейской платформы и Донецкой системы варисцид позволило автору (Мовшович, 1965б) сделать вывод о разнородности бортовой зоны Северо-Каспийской впадины (плиты) на западе (ступенчатое погружение Воронежской антеклизы Русской плиты в Северо-Каспийскую плиту) и на юге (Преддонецкий краевой прогиб, осложненный разломами).

Донецкое складчатое сооружение к северо-западу, как известно, постепенно переходит в платформенную Днепровско-Донецкую впадину. Между ними большинство исследователей выделяет зону сочленения (переходный тип разреза и структур). По-видимому, эта зона по своему характеру близка к переклиальному прогибу, развившемуся в перми и триасе (Томашунас и др., 1972).

Поскольку одновременно с комплексом осадочных образований метагеосинклинального этапа, формирующихся в пределах образовавшейся молодой складчатой области и зоны сочленения ее со смежной древней платформой, происходит накопление осадков, слагающих платформенный чехол, возникает вопрос о соотношении формаций платформенных и метагеосинклинальных. Переход одних формаций в другие происходит постепенно, поэтому границы между ними, как и между краевыми прогибами и платформами, очень условны. При активизации тектонического режима метагеосинклинальные формации краевого прогиба «вклинивались» в платформенные, а при стабилизации — наоборот.

При постепенных переходах особенно трудно различать красноцветные формации. В. И. Попов (1954, 1956, 1959) на основе анализа красноцветных образований Средней Азии предлагает различать, во-первых, собственно молассы — красноцветные формации предгорных прогибов, имеющие большую мощность и возникшие при переходе от геосинклинального режима к платформенному, во-вторых, молассоиды — красноцветные формации предгорных и межгорных прогибов, образовавшихся в связи с формированием глыбовых горных сооружений и, в-третьих, молассовидные формации — красноцветные формации платформенного чехла, имеющие небольшую мощность (телеорогенные, по В. Е. Хаину, 1971).

Приняв эти представления за основу, можно красноцветный терригенный комплекс в Преддонецком прогибе отнести к молассам, а на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы и на Северо-Каспийской плите — к молассовидной формации. Красноцветная терригенная формация Предкавказья представляет молассоиды. Несмотря на некоторые различия (разное содержание грубообломочных пород, степень дислоцированности и т. п.), красноцветные формации Нижнего Поволжья и соседних регионов являются очень сходными и могут быть отнесены к полным гомологам или анагомогам, как их называет Л. Д. Мирошников (1962).

Причиной возникновения отмеченного сходства является конвергенция признаков формаций (Шатский, 1955б; В. И. Попов, 1959). Последняя обусловлена, по мнению В. Н. Шванова (1965), возникновением в тектонически различных участках земной коры на разных этапах их развития сходных сравнительно устойчивых географических ландшафтов, в пределах которых образуются формации, близкие по литофациальной, но чуждые по тектонической природе. Поэтому по одной отдельно взятой формации, даже как будто весьма характерной, нельзя судить о геоструктурном положении и этапе тектонического развития региона без анализа конкретных рядов формаций (фактически только по анализу вещественного состава).

Сравнение формационных рядов, соотношений структурных планов и истории геологического развития областей сочленения юго-востока Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, а также Уральской и Кавказской варисийских складчатых систем в конце палеозоя — начале мезозоя позволило выявить закономерности перехода от геосинклинального этапа к платформенному (табл. 11, вкладка). Это позволило автору поддержать представление о существовании самостоятельного метагеосинклинального этапа, равного по историко-геологическому значению геосинклинальному и платформенному этапам (Мовшович, 1973б).

Автор, как и Н. А. Крылов (1971), Р. Г. Гарецкий (1972), считает, что метагеосинклинальный этап наступал после орогенной или заключительной (по автору, собственно орогенной или инверсионной) стадии геосинклинального этапа, предшествуя платформенному этапу.

По классическим представлениям считалось, что геосинклинальный процесс завершается складчатостью, с которой совпадает горообразование на месте геосинклинали, а затем сразу же начинается платформенный этап. В действительности

последнюю складчатость и начало образования платформенного чехла (с почти горизонтальным залеганием пород на обширных территориях) разделяет длительный промежуток времени, в течение которого возникли своеобразные сооружения и накопился особый ряд формаций, отличных как от геосинклинальных, так и от платформенных. Нередко эти формации именуются переходными.

Таким образом, несмотря на выделение многими исследователями самостоятельного этапа, в течение которого произошел переход от геосинклинального режима к платформенному, границы, подразделение и наименование этого этапа по представлениям разных авторов весьма различаются.

Сравнительный анализ формационных рядов и истории геологического развития области сочленения юго-востока Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, а также варисцид Урала и Северного Кавказа показал, что в течение большей части пермского и триасового периодов возникли отложения, которые по характеру распространения и типу формаций, степени дислоцированности и уплотненности занимают промежуточную позицию между геосинклинальными и платформенными образованиями, сочетая в себе некоторые признаки и тех и других как в разрезе, так и по площади.

Представление о переходных формациях ввел Г. А. Иванов (1937), хотя понятие о краевых прогибах и характерных для них формациях впервые ясно сформулировал Н. С. Шатский (1945). А. Н. Мазарович (1947) предложил считать стадию краевой плиты (посторогенную) в качестве переходной эпохи от геосинклинального к платформенному развитию. Для обозначения этого этапа было почти одновременно предложено несколько других названий — *парагеосинклинальный* (В. В. Белоусов, 1947), *полуплатформенный* (Д. Г. Сапожников, 1948), *брахигеосинклинальный* (А. В. Пейве, 1948), *орогенный** (С. С. Шульц, 1948, А. А. Богданов, 1954, 1959; Б. Н. Красильников, 1961; Н. П. Херасков, 1963; А. А. Моссаковский, 1965; К. В. Боголепов, 1971), *переходный* (Л. Б. Рухин, 1948, 1952, 1955; А. И. Летавин, Н. А. Крылов, 1959; Н. А. Крылов и др., 1964; И. К. Туезов, 1962, 1966), а позже *метагеосинклинальный* (В. Е. Хаин, 1954; Р. Г. Гарецкий, 1972), *межгорно-впадинный* (В. Г. Васильев, 1958), *промежуточный* (Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий, 1960) и др.

* Впервые органогенный этап, подразделенный на стадии; выделил Э. Краус (1927), идеи которого поддержал и развил Г. Штилле.

В практике наиболее распространенным являются названия «переходный» и «орогенный» этап (комплекс). Однако название «переходный», как справедливо указывали Н. П. Херасков (1963), А. Л. Яншин (1965), А. Е. Шлезингер (1971), Р. Г. Гарецкий (1972) и многие др. исследователи, ничего не говорит о содержании понятия и поэтому уже неудачно. Неудовлетворительно и название «орогенный», так как в нем соединены результаты разных процессов — послегеосинклинального и платформенного, что отмечал Н. П. Херасков (1963), не говоря о включении его многими в геосинклинальный этап. Правда, в последней сводке А. А. Богданова и др. (1972) по тектонической номенклатуре он практически рассматривается как самостоятельный этап. Учитывая разное содержание, вкладывавшееся в этот термин, лучше его не употреблять для наименования самостоятельного этапа.

Наиболее точным представляется термин В. Е. Хаина (1954) «метагеосинклинальный», т. е. послегеосинклинальный, широко употребляемый в последнее время Р. Г. Гарецким (1972). Однако, в отличие от Р. Г. Гарецкого, относящего этот этап еще к геосинклинальному развитию, хотя и в обособленной форме, автор выделяет рассматриваемый этап как самостоятельный.

Трудно согласиться с мнением А. Е. Шлезингера (1971), что выделение между геосинклинальными и платформенными комплексами еще одного промежуточного комплекса увеличивает затруднения, так как вместо одной границы (фундамента и чехла) надо выделить нижнюю и верхнюю границы этого промежуточного комплекса. На самом же деле, эти границы устанавливаются сравнительно легко, так как подошва безусловно платформенного (например, на Скифской плите — основание средней юры или верхов нижней) и кровли заведомо геосинклинального (например, в Приуралье — карбон) комплексов выявляются легче.

В то же время прав Р. Г. Гарецкий (1972), что «необходимо не просто включать в переходные толщи все то, что не подходит под категорию типично геосинклинальных и типичных платформенных образований, а стремиться расчленить, дифференцировать, классифицировать эти толщи, выяснить их структурную сущность и местоположение как в пространстве, так и во времени».

Л. Б. Рухин, один из первых безоговорочно выделивший переходные (метагеосинклинальные) формации (Рухин, 1948, 1952, 1953, 1955), указывает, что «четыре следующих особен-

ности резко отличают переходные области от геосинклиналей, с которыми они наиболее сходны: 1) расположение в непосредственной близости к области поднятия, из которой выносятся большое количество обломочного материала; 2) слабая дифференциация тектонических движений; 3) равнинный рельеф области отложения и 4) незначительная вулканическая деятельность. Типичными представителями переходных формаций являются красноцветные толщи» (Рухин, 1961, с. 617). Следует добавить, что одной из характерных черт метагеосинклинальных формаций является распространение их не сплошь, а в основном в прогибах Л. Б. Рухин (1961) относит к метагеосинклинальным (переходным) формации краевых прогибов (расположены с внешней складчатых систем), тыловых прогибов (расположены с внутренней стороны складчатых дуг), и видимо, близкие к ним формации межгорных депрессий.

По мнению Н. П. Хераскова (1963, с. 39), один из самых примечательных признаков орогенных (метагеосинклинальных) формаций — «преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений (тут же отмечено, что «неправильно считать конгломераты необходимым членом каждой орогенной серии») и появление изолированных и полуизолированных бассейнов аккумуляции». «Заметное отличие в строении геосинклинальных и орогенных комплексов связано с меньшей линейностью в тектонической структуре орогенных областей, а иногда, возможно, и с меньшей длительностью образования крупных форм». В строении метагеосинклинальных (орогенных) формаций, сходных с аллохтонными платформенными формациями по общей литологической характеристике, закономерные фациальные изменения либо отсутствуют, либо спорны. Поэтому Н. П. Херасков (1963, с. 39) делал вывод, что «связь расчлененного рельефа подвижной области с областью, где преобладает тенденция к воздыманию, создает условия для осадконакопления, отличные и от платформенных, и от геосинклинальных».

По мнению автора, наиболее ясно определяет содержание метагеосинклинального этапа развития характеристика, данная А. Н. Мазаровичем (1947) этапу краевой плиты и особенно В. Г. Васильевым (1958) его межгорно-впадинному этапу. Точка зрения В. Г. Васильева (1958, 1960; Бегун и др., 1966) представляется наиболее точно соответствующей теоретическим взглядам и известным фактам. В. Г. Васильев считает, что в результате замыкания и складчатости геосинклинальных систем образуются самостоятельные своеобразные структу-

ры — горные сооружения и разделяющие их межгорные впадины с разной глубиной заложения. С этого момента начинается самостоятельный метагеосинклинальный (переходный, промежуточный, или межгорно-впадинный) этап. Межгорно-впадинным его можно назвать потому, что межгорные впадины представляют весьма характерные структуры этого этапа. Близкую точку зрения поддерживает Б. Н. Красильников (1961). Серьезные доводы в пользу самостоятельности метагеосинклинального (орогенного) этапа высказали К. В. Боголепов (1971), Ю. А. Кузнецов (1970) и Э. Н. Янов (1969).

В течение метагеосинклинального этапа происходит срезание положительных элементов и заполнение краевых и межгорных прогибов, приводящее к выравниванию как поверхности земли, так и мощностей земной коры. Поэтому, по мнению В. Г. Васильева (1958), платформенный этап начинается только после выравнивания и погружения крупных сегментов земной коры под уровень моря, что приводит к крупным трансгрессиям и образованию широко распространенных осадков платформенного чехла.

Первая попытка разделения орогенного этапа была принята Э. Краусом (1927), выделившим раннеорогенную стадию (образование флиша в результате размыва кордильер, возникших в геосинклинальной области), главную орогенную стадию (образование моласс) и послеорогенную стадию (развитие разломов и сводовых поднятий). По-видимому, первая стадия соответствует заключительной стадии геосинклинального этапа, тогда как две последние стадии относятся уже к метагеосинклинальному этапу.

Близкая схема была предложена А. А. Моссаковским (1965). На первой стадии (после главной складчатости) образуются нижние угленосные молассы и флиш (продукты локального горообразования), например, в карбоне Саарского бассейна. На второй (горообразовательной) стадии происходит мощное глыбовое поднятие, сопровождающееся накоплением наземной вулканогенной формации, например в нижнем красном лежне Саарского бассейна, Тюрингской впадины и других областей Центральной Европы. Начало третьей стадии характеризуется возникновением крупных плоских наложенных впадин. В основании их нередко залегают наземные базальты, выше верхние континентальные, часто красноцветные молассы (например, верхний красный лежень и пестрый песчаник Центральной Европы), морские карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенно-карбонатные соленосные субплатформенные фор-

мации (например, цехштейн, мушелькальк и кейпер Центральной Европы).

Следует согласиться с мнением Н. А. Крылова, А. И. Летавина (1966) и Р. Г. Гарецкого (1972), что первую стадию следует считать собственно орогенной (заключительной) стадией геосинклиналильного этапа. Хотя Н. А. Крылов и А. И. Летавин (1966) относят вторую и третью стадии А. А. Моссаковского к метагеосинклиналильному (переходному) этапу, однако они ошибочно исключают из состава метагеосинклиналильного комплекса молассовые и другие формации краевых прогибов, несмотря на то, что Н. А. Крылов (1971) признает частичную одновременность их формирования. Р. Г. Гарецкий (1972) фактически относит к метагеосинклиналильному этапу лишь вторую стадию А. А. Моссаковского, но рассматривает его как обособленную стадию геосинклиналильного этапа.

Метагеосинклиналильный этап, как его понимает автор, сопоставим с тафрогенным (предчехольным) этапом В. Н. Соболевской (1972), т. к. соответствует накоплению отложений «в интервале времени, наступающем после завершения последней (в данном ряду) по возрасту консолидации складчатости и до начала образования чехла» (Соболевская, 1972, с. 73).

С учетом изложенных представлений и приведенных выше данных по истории развития Нижнего Поволжья и смежных регионов можно выделить следующие этапы и стадии развития, ранее намеченные автором (Мовшович, 1967, 1973 б).

I. Геосинклиналильный (миогеосинклиналильный) этап начался в конце раннего карбона после эпохи главной складчатости в Предкавказской* и Северокавказской варисцидских складчатых областях (одновременно происходила главная складчатость в Уральском, Центрально- и Южноевропейском варисцидских сооружениях) формированием миогеосинклиналильной угленосной формации. Он закончился отложением ассельско-сакмарской (нижнеартинской?) карбонатной формации. Примерно одновременно развивалась заключительная (орогенная в узком смысле, т. е. раннеорогенная, по Э. Краусу, или орогенная геоантиклиналильная, по Н. П. Хераскову) стадия Уральских и других варисцид, для которой наиболее характерны угленосная и флишевая формации.

Во время короткой эпохи тектонической стабилизации (до

* Северная граница этой области в конце раннего карбона проходила, видимо, вблизи долин В. и З. Маньчей и южного ограничения Ростовского массива.

конца сакмарского — начала артинского веков) в основном была сформирована складчатая структура (возможное конседиментационное заложение основных складок не отрицается). Одновременно с формированием складчатости в Донецком сооружении происходило внедрение гранитоидных батолитов в Предкавказье. Концу основной эпохи складчатости соответствует внедрение щелочных базальтоидов в Донбассе.

II. Метатеосинклинальный этап начался с артинского века, когда возникли сначала дифференцированные, а позже сводовые поднятия в складчатом сооружении, произошло разрушение возникших низких и средних гор.

Метатеосинклинальный этап подразделен на три стадии (началу каждой стадии отвечает эпоха тектонической активизации, а концу — эпоха тектонической стабилизации):

а) ранняя стадия (с артинского века до конца перми) характеризуется дифференцированным горообразованием в Донецкой миогеосинклинали и возникновением Преддонецкого краевого прогиба. В последнем на востоке последовательно формировались формации сероцветных (нижних) морских моласс, калийно-галитовая и морская песчано-глинистая, тогда как на западе происходило образование лишь лагунно-морской ангидритово-карбонатной формации нижней перми. Эта стадия в известной мере соответствует раннеорогенной стадии В. Е. Хаина (1964);

б) средняя стадия (раннетриасовая и начало среднетриасовой эпох) характеризуется сводовыми поднятиями в Донецкой миогеосинклинали с сопряженным развитием Преддонецкого предгорного прогиба, периклиналиного прогиба (на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины) и межгорных прогибов типа Североставропольского, Персиановского и др. Образовались формации верхних (континентальных) моласс, сменяющихся морской карбонатно-терригенной формацией. Видимо, к началу этой стадии относится внедрение андезитово-трахиандезитового комплекса в Донецком сооружении. Средняя стадия соответствует собственно орогенной стадии В. Е. Хаина (1964);

в) поздняя стадия (конец анизийского века — начало ранней юры) характеризуется постепенным разрушением возникших ранее гор и сопряженным развитием надвигов, взбросов, разломов и приразломных грабенообразных прогибов. Возникли формации лагунно-континентальной, местами угленосной сероцветной молассы, красноцветной терригенной безывестковистой и пестроцветной вулканогенно-терригенной.

Эта стадия соответствует в основном тафрогенной стадии В. Е. Хаина (1964).

III. Платформенный этап начался с середины ранней юры и характеризуется значительным выравниванием и осадками морских трансгрессий.

Следовательно, в Донецкой складчатой системе, представляющей северную часть варисцид Скифской плиты, метагеосинклинальный этап охватывает, как в Уральском и Северокавказском* варисцидских складчатых сооружениях, главным образом пермь и триас (аналогично варисцидам Центральной и Южной Европы**).

Геосинклинальный и метагеосинклинальный комплексы различаются и в структурном отношении. Первый дислоцирован довольно интенсивно и сравнительно равномерно по всей территории его распространения, а второй дислоцирован обычно слабо, местами не дислоцирован и только в приразломных зонах дислоцирован интенсивно. Магматизм (в основном вулканизм) может проявляться и в метагеосинклинальном этапе, но это зависит от характера разломов, унаследованных от геосинклинального этапа и новообразованных.

Приведенные данные и схема стадийности метагеосинклинального этапа могут быть использованы при выработке единой схемы развития варисцид, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу.

* По В. Е. Хаину (1964, 1973), верхняя пермь и триас варисцид Северного Кавказа и альпийской Европы относятся к квазиплатформенному комплексу.

** Возможно, справедливо мнение А. А. Моссаковского (1965); Н. А. Крылова и А. И. Летавина (1966) о том, что цехштейн, бунтзандштейн, мушелькальк и кейпер также следует относить к орогенному (метагеосинклинальному) комплексу.

Заклучение

1. В результате регионально-стратиграфических исследований автором было проведено литостратиграфическое расчленение разрезов перми и триаса в разных структурно-формационных зонах Нижнего Поволжья и смежных областей, их корреляция внутри зон и между зонами, определен их возраст и предложена параллелизация с соседними и более удаленными регионами. Впервые надежно расчленены мощные терригенные разрезы артинского яруса (в нижней части, видимо, включающие и сакмарские образования). Уточнены выделение и корреляция кунгурских образований в бортовой зоне. Впервые указано на отсутствие низов кунгурского яруса. Дана новая трактовка возраста и корреляции верхнепермских отложений, отнесенных к нижнему подотделу. Новые данные о конодонтах позволяют сопоставить основание кунгура с нижней частью ленэрда Сев. Америки, а нижеказанские отложения, оказавшиеся более древними, чем цехштейн, — с кэптэном.

Для триасовых отложений автором впервые разработана местная стратиграфическая схема (см. табл. 6), подразделения которой прослежены во всех структурно-формационных зонах. Триас, как и в других районах Северо-Каспийской впадины, расчленен на три литостратиграфических комплекса. Нижнему (красноцветному терригенному) соответствует ветлужская серия (в ней выделены шаджинская, бугринская и ахтубинская свиты), среднему (пестроцветному карбонатно-терригенному) — баскунчакская серия (в ней обособлены богдинская, енотаевская и индерская свиты), верхнему (пестроцветно-сероцветному угленосно-терригенному) — аралсорская свита (подразделена на две подсвиты, нижняя из которых отвечает гемманелловым слоям).

Впервые удалось показать на основании выявленных органических остатков, что: 1) верхняя часть ветлужской серии (ахтубинская свита) коррелируется с якутским ярусом, 2) верхняя часть баскунчакской серии (индерская свита) параллелизуется с нижней частью анизийского яруса (куларский и пельсонский подъярусы), 3) нижняя часть аралсорской свиты (гемманелловые слои) сопоставляется с верхней частью анизийского яруса (иллирийским подъярусом) и ладинским ярусом, а ее верхняя часть — с верхним триасом и низами лейаса.

Выявленные органические остатки позволили сопоставить подразделения местной шкалы триаса Нижнего Поволжья с другими районам Северо-Каспийской впадины, Предуральского прогиба, Московской синеклизы, Мангышлака, Предкавказья и Северо-Германской впадины. В итоге автору удалось разработать принципиально новую схему корреляции триасовых отложений. Таким образом, литолого-стратиграфические исследования позволили подготовить достаточно надежную основу для палеогеографических реконструкций. В связи с иным, чем в других схемах, расчленением и корреляцией разрезов существенно меняются палеогеографические и палеотектонические построения, а, следовательно, и представления об истории геологического развития региона.

2. Составленные автором семь литолого-палеогеографических карт сакмарско-артинского, кунгурского, позднепермского, поздневетлужского, ранне-, позднебаскунчакского и раннеаралсорского времени позволили детально реконструировать условия осадконакопления и их изменения в Нижнем Поволжье и на соседних территориях в пермском и триасовом периодах. В результате прослежено изменение фациальных комплексов от континентальных до морских отложений аридной зоны, менее разнообразны эти изменения для гумидной зоны.

Главная область размыва, совпадавшая в начале ранней перми с другими складчатыми сооружениями территории Предкавказья и, возможно, отчасти Черного моря, переместилась к середине ранней перми к северо-востоку — в пределы возникшей Донецкой складчатой системы и устойчиво сохранялась здесь в течение оставшейся части перми и триаса. Одновременно четко оформились в качестве второстепенной области сноса Воронежская антеклиза. Постоянство расположения на протяжении большей части перми и триаса основной и второстепенной областей размыва предопределило значи-

тельное совпадение основных площадей морского и континентального осадконакопления с Северо-Каспийской впадиной и Преддонецким прогибом.

Рассматриваемая территория располагалась в перми и триасе в пределах северной периферии тропического пояса. Эволюция климата прошла в течение этого времени один полный цикл: от гумидного климата в ассельском веке к аридному климату в середине пермского периода (максимум в кунгурском веке) и вновь к гумидному климату, установившемуся со второй половины анизийского века (максимум был достигнут в позднем триасе—ранней юре). По мнению В. М. Сеницына (1966, 1970), годовая сумма атмосферных осадков варьировала от 500 до 1200 мм, а среднегодовая температура от 12° до 20—22°.

3. Изменение обстановок осадконакопления по разрезу и последовательности смен типов отложений и палеогеографических обстановок в перми и триасе на территории Нижнего Поволжья и соседних областей позволило установить, что максимумы трансгрессивного развития (инундации) приходятся на середину ассельского, середину артинского, середину кунгурского веков, середину позднепермской эпохи, начало браминского, начало оленекского, начало и конец анизийского веков, а максимумы регрессивного развития (эмерсии) — на начало артинского и начало кунгурского веков, начало и конец позднепермской эпохи, конец браминского, конец оленекского, середина анизийского веков и конец триаса — начало юры (см. табл. 10). Полученные данные позволяют поддержать мнение Б. П. Жижченко (1973), что максимумам карбонатакопления далеко не всегда соответствуют инундации.

Выявление последовательности крупных трансгрессий и регрессий позволяет выделить семь циклов осадконакопления (ассельско-сакмарский, артинский, кунгурский, позднепермский, ветлужский, баскунчакский, аралсорский). Границы этих циклов, обусловленные периодичностью регионального тектонического развития, часто не совпадают с границами ярусов, а иногда и более крупных подразделений.

4. Наиболее характерной чертой тектонического строения рассматриваемой территории является сочленение Восточно-Европейской платформы (с дорифейским фундаментом) и Донецкой складчатой системы (северная часть Скифской плиты с варисцийским основанием). В зоне их сочленения в эпоху смены геосинклинального режима платформенным развивал-

ся Преддонецкий краевой прогиб. Он представляет собой син-клиналичную структуру, четко выраженную в пермских и триасовых образованиях. В современном структурном плане южное крыло и осевая часть прогиба разорваны надвигами. В результате этого пермские и триасовые отложения, выполняющие прогиб, в значительной степени уничтожены. Длина прогиба превышает 700 км при ширине до 50—70 км (палеопргиба до 70—100 км) восточная часть, где прогиб наиболее четко выражен, протягивается на 450 км. К северо-западу он редуцируется по мере подъема фундамента Воронежской антеклизы и переходит в моноклираль южного склона последней.

Анализ материалов о строении и формациях южной части Предуральского краевого прогиба позволяет автору поддержать мнение, что этот прогиб не переходит в Южно-Уральскую систему периклиналичных прогибов, а продолжается к югу, поворачивает затем к юго-западу и соединяется с Преддонецким краевым прогибом в северной части акватории Каспийского моря. Следовательно, Преддонецкий прогиб не изолированное явление, а находится в цепи структур, закономерно расположенных между Восточно-Европейской платформой и обрамляющими ее варисцийскими складчатыми системами. Перемычками типа Астраханского свода, Южно-Эмбенского поднятия эта система прогибов разделена на отдельные ванны.

Анализ составленных автором трех структурно-геологических схем (подсолевого комплекса и поверхностей со снятием верхнепермскими (и более молодыми) и юрскими (и более молодыми) отложениями), а также четырех палеотектонических схем (ранней перми, поздней перми, раннего триаса и раннего — начала среднего триаса) совместно с геологическими и палеотектоническими профилями показывает, что сопряженно с воздыманием Донецкого складчатого сооружения (включает Донецкий кряж и кряж Карпинского) с артинского века развивался Преддонецкий краевой прогиб (заложение его произошло в конце ассельского или в сакмарском веках). В кунгурском веке началось интенсивное прогибание Северо-Каспийской плиты. Оно привело к тому, что границы платформенных склонов Преддонецкого и Предуральского краевого прогибов с Северо-Каспийской плитой стали нечеткими и выявляются только при палеотектоническом анализе. Развитие солянокупольного тектогенеза обусловило сложное распределение мощностей верхнепермских, триасовых и более молодых образований.

5. Как показано в настоящей работе, пермский и триасовый периоды — в основном время перехода от геосинклинального развития к платформенному и представляет самостоятельный этап, одного ранга по значению с геосинклинальными и платформенными этапами. Для наименования его использован термин «метагеосинклинальный» (предложен В. Е. Хаиным, 1954). Он был переломным в истории развития рассматриваемой территории, так как в течение этого этапа произошел переход от геосинклинального режима к платформенному в варисцийских складчатых системах, окружающих Восточно-Европейскую докембрийскую платформу. Как выяснил автор, метагеосинклинальный этап был достаточно длительным и подразделяется на три стадии (см. табл. 11) — раннюю (артинский век — конец перми), среднюю (раннетриасовая — начало среднетриасовой эпох) и позднюю (конец анизийского века — начала ранней юры).

Сравнительный анализ формационных рядов и истории геологического развития варисцид Донецкой, Северо-Кавказской и Уральской складчатых систем позволяет считать, что выявленная закономерность в смене тектонических режимов и установленная стадийность метагеосинклинального этапа могут быть использованы при выработке единой схемы развития варисцид, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу.

6. Использование предложенной автором схемы расчленения и корреляция пермских и триасовых отложений Нижнего Поволжья, разработанной при проведении регионально-стратиграфических исследований, дает возможность правильно определить глубины скважин при их проектировании и проводке, достоверно интерпретировать материалы поисково-разведочных и геофизических работ, повышая степень их надежности, а также оценивать одновозрастность выявленных нефтегазопроявлений и залежей, выполнять прогнозные оценки нефтегазоносности территории.

Палеотектонические и палеогеографические реконструкции, позволяющие выявить региональную структуру, историю ее формирования и эволюцию осадконакопления, очень важны для поисков залежей нефти и газа, так как без них невозможна общая оценка перспектив нефтегазоносности как региона в целом, так и отдельных поднятий.

Анализ палеотектонических и палеогеографических критериев позволяет высказать ряд соображений о перспективах нефтегазоносности верхнепалеозойско-триасовых образований

Нижнего Поволжья и наметить возможные первоочередные объекты для постановки поисковых работ: подсолевые нижнепермские образования западной бортовой зоны Северо-Каспийской впадины и Астраханского свода, нижнетриасовые образования соляных куполов, обрамляющих крупные межмассивные депрессии (или находящиеся внутри них), и южной бортовой зоны Северо-Каспийской впадины, карбонатные породы нефтекумской свиты Восточно-Маньчского прогиба, а также терригенные триасовые образования системы Маньчских прогибов и прогибов южного склона кряжа Карпинского.

Литература

- Авров П. Я.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1957, вып. 1(16), с. 56—87.
- Авров П. Я.** и др. Перспективы нефтегазоносности подсоловых отложений восточной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины. — «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 11—14.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И.** О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. — «ДАН СССР», 1963, т. 151, № 5, с. 1156—1158.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В.** Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин (Сравнительный анализ). — Тр. ВНИГРИ, вып. 246, Л., «Недра», 1965, 156 с.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И.** О первоначальной мощности ской зоны палеозойских поднятий. — Биикжальская сверхглубокая скважина СГ-2(матер, исслед.). Сб. № 1. Л., 1971, с. 88—98.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Пинчук И. А.** Южно-Эмбенская 2 и Тугаранчанская 5 опорные скважины — Опорные скв. СССР. Л., Гостоптехиздат, 1961, 144 с.
- Алексеева В. И.** Стратиграфия и палинологическая характеристика нефтегазоносных верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины. Автореф. канд. дисс. М., 1970, 29с.
- Арабаджи М. С.** и др. О продолжении Предуральяского краевого прогиба в пределах Прикаспийской впадины. — «Сов. геол.», 1965, № 7, с. 63—76.
- Астахова Т. В.** Туаркыр. — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 199—202.
- Астахова Т. В., Мстиславский М. М.** Горный Мангышлак. — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 186—199.
- Ауэрбах И. Б.** Гора Бордо. — «Зап. Русс. геогр. об-ва». По общей географии, т. IV, 1871, с. 1—81.
- Бархатова В. П.** Биостратиграфия карбона и нижней перми Северного Тимана. — Тр. ВНИГРИ, вып. 283. Л., «Недра», 1970, 272 с.
- Баярунас М. В.** Возраст слоев с Dorigranites. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 4, с. 539—547.
- Бегун Д. Г.** и др. Нефтегазоносность и основные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в Волго-Донском регионе. М., «Недра», 1966, 221 с.

Блом Г. И. Нижний триас востока Русской платформы. Изд-во Казанского ун-та, 1969, 242 с.

Богачева М. И. и др. Стратиграфия и литологические особенности разреза Аралсорской сверхглубокой скважины. — Аралсорская сверхглубокая скважина. М. «Недра», 1972, с. 10—106.

Богачева М. И., Виноградова К. В. Сравнительная характеристика спорово-пыльцевых комплексов раннего триаса Прикаспия, Мангышлака и ГДР. — Палинология мезофита. М., «Наука», 1973, с. 19—23.

Богданов А. А. и др. Об основных структурных элементах земной коры. — «БМОИП», отд. геол., 1963, 38 (3), с. 3—32.

Богданов А. А. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21.

Боровиков Л. И., Жаймойда А. И. Палеонтолого-стратиграфические исследования в системе Министерства геологии СССР. — «Сов. геол.», 1966, № 10, с. 3—12.

Бражников Г. А. Тектоника бортовой зоны Прикаспийской впадины в пределах Волгоградской области. — Регион. геол. — геофиз. исслед. в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов, изд-во «Коммунист», 1965, с. 395—401.

Брод И. О., Васильев В. Г. Саратовское и Волгоградское Заволжье — объект первоочередной разведки на газ и нефть. — «Новости нефтяной техники. Геология», 1949, № 2, с. 1—2.

Брод И. О. и др. Об основных структурных элементах юго-западной части Северо-Каспийского нефтегазоносного бассейна (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности). — Матер. по тектонике Нижн. Поволжья. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 49—61.

Бродский А. Я. и др. Новые данные сейсморазведки МОВ в юго-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. — «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 41—44.

Бровар И. М. и др. Тектоника и перспективы нефтегазоносности надсолевых отложений северного междуречья Урала и Волги. М., «Недра», 1971, 174 с.

Вавилов М. Н., Лозовский В. Р. К вопросу о ярусном расчленении нижнего триаса. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 9, с. 120—127.

Валяев Б. М. Оценка влияния изолированности бассейна на соленакопление (по результатам расчетов водно-солевого баланса). — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6, с. 83—90.

Васильев В. Г. О методике определения возраста платформ. — «Геол. нефти», 1958, № 3, с. 24—30.

Васильев Ю. М. и др. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Прикаспийской впадины по результатам бурения Биикжалской сверхглубокой скважины. — Сб. матер. научно-технич. совета по глуб. бур., вып. 19. М., «Недра», 1972, с. 157—162.

Виноградова К. В. Комплексы миоспор триасовых отложений Южного Мангышлака. — ДАН СССР, 1974, т. 215, № 1, с. 159—162.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972, 300 с.

Гаряинов В. А., Рыков С. П. Юго-Восточный склон Воронежской антеклизы, Общий Сырт, Оренбургское Приуралье. — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 89—111.

Гибшман Н. Б. и др. Палеогеографические особенности периода осадкообразования в Аралсорском районе. — Аралсорская сверхглубокая скважина. М., «Недра», 1972, с. 149—160.

Глушенко Н. В. и др. Опорный разрез пермских отложений юга Русской платформы. — «БМОИП», отд. геол., 1964, 39(2), с. 81—84.

Грачевский М. М., Силко Т. А. Фации нижнепермского нефтегазоносного барьерного рифа в Саратовском Заволжье. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 3, с. 685—687.

Григорьев Н. В. и др. Трехчленное строение триаса на территории Астраханско-Волгоградского Поволжья. — Вопр. геол. и нефтегазос. Нижн. Поволжья. Волгоград, Нижне-Волжск. книжн. изд-во, 1959, с. 29—42.

Гусев А. К. и др. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. Изд-во Казанск. ун-та, 1968, 219 с.

Дубинский А. Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. — Матер. по геол. Европейской территории СССР. (Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 14). Л., Госгеолиздат, 1956, с. 42—51.

Дубинский А. Я. Скифская часть плиты. — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 178—179.

Едренкин С. С. и др. Новые данные по расчленению пермотриасовых отклонений Южного Мангышлака. — «Нефтегазов. геол. и геофиз.» (Экспресс-информация), 1972, № 13, с. 1—5.

Ермаков В. А. Особенности надсолевой гидрокхимической толщи перми на территории Волгоградского Поволжья. — «Сов. геол.», 1971, № 2, с. 145—150.

Ефремова Г. Д. Палинологическое изучение нижнепермских отложений в районе Астраханского поднятия. — Искуп. споры и пыльца растений, их значение для стратиграф. расчленения нефтегазонос. толщ докембрия, палеозоя, мезозоя Европейской части СССР и Ср. Азии (Тр. ВНИГНИ, вып. 52). М., «Недра», 1967, с. 58—62.

Ефремова Г. Д. О различии спорово-пыльцевых комплексов верхнепермских отложений восточной и западной частей Прикаспийской впадины. — Новые матер. по истории геол. развития и нефтегазонос. Прикаспийской впадины (Тр. ВНИГНИ, вып. 101). М., 1970, с. 88—96.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы (Тр. ГИН АН СССР, вып. 232). М., «Наука», 1972, 399 с.

Зайцев А. В., Мовшович Е. В., Федоренко Е. Н. О мезокайнозойской истории развития системы Манычских прогибов. — Матер. геол. исслед. на территории Нижн. Дона и Нижн. Волги. Изд-во РГУ, 1967, с. 229—240.

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

Иванов В. К. Остракоды и место цехштейна в общей стратиграфической шкале. — Развитие газов в пром-ти УССР (Тр. УкрНИИГАЗ, вып. 6, геол.). М., «Недра», 1971, с. 47—52.

Иванов Ю. А. Характеристика, условия залегания и перспективы нефтегазоносности каменноугольных и нижнепермских докунгурских отложений северной, восточной и юго-восточной прибортовых частей Прикаспийской впадины и ее обрамлений. Автореф. канд. дисс., М., 1966, 24 с.

Кипарисова Л. Д. Информация о третьем пленарном совещании и решении по вопросу о выделении среднего триаса на Русской платформе. — Постановл. Межведом. стратигр. комитета и матер. его постоян. комиссий. М., ВИЭМС, 1969, с. 31—39.

Кипарисова Л. Д. Класс *Bivalvia*. — Стратотипический разрез баскунчак. серии нижн. триаса горы Бол. Богдо. Саратов, 1972, с. 101—123.

Кипарисова Л. Д., Олейников А. Н. Информация о полевом рабочем совещании по триасу Мангышлака. — Постановл. Межведом. стратигр. комитета и матер. его постоян. комиссий, вып. 13. Л., 1973, с. 28—36.

Кипарисова Л. Д., Попов Ю. Н. Проект расчленения нижнего отдела триаса на ярусы. — Стратиграфия верх. палеозоя и мезозоя южн. биогеограф. провинций. М., «Недра», 1964, с. 91—99.

Киселевский Ф. Ю. Значение ископаемых харовых водорослей для расчленения триасовых отложений северо-западной части Прикаспийской впадины. — *Вопр. геол. Южн. Урала и Поволжья*. Вып. 5, ч. I. Изд-во СГУ, 1969 а, с. 3—25.

Киселевский Ф. Ю. Харофиты из триасовых отложений горы Большое Богдо. — *Вопр. геол. Южн. Урала и Поволжья*. Вып. 5, ч. I. Изд-во СГУ, 1969б, с. 43—49.

Киселевский Ф. Ю., Рыков С. П. Раннетриасовые отложения Нижнего Поволжья. — *Вопр. геол. Южн. Урала и Поволжья*. Вып. 7, ч. I. Изд-во СГУ, 1970, с. 79—95.

Князев В. С., Флоренский П. В. О цикличности развития Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и триасовое время. — «БМОИП», отд. геол., 43(3), 1968, с. 16—31.

Копелиович А. В. и др. О Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области. — *ДАН СССР*, 1955, т. 105, № 3, с. 537—540.

Копелиович А. В., Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани. — *ДАН СССР*, 1956, т. 106, № 2, с. 320—323.

Корневский С. М. и др. Новые данные о калиености кунгура в западной части Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали. — «Литол. и полезн. ископ.», 1964, № 4, с. 121—124.

Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971, с. 154.

Куликов М. В. и др. О находке гониатитов в нижеказанских отложениях северной части Русской платформы. — *ДАН СССР*, 1973, т. 211, № 6, с. 1412—1414.

Кухтинов Д. А. Новые данные о разрезе триаса центральной части Прикаспийской впадины. — «Нефтегазов. геол. и геофиз.» (Экспресс-информация), 1973, № 9, с. 4—6.

Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы. — *Матер. по геол. и газонос. нижепермских отложений юга Русс. платформы*. Изд-во ХГУ, 1961 а, с. 17—49.

Лапкин И. Ю. О тектонической природе Преддонецкого прогиба. — «Сов. геол.», 1961 б., № 7, с. 57—65.

Лапкин И. Ю. О раннепермском Предмугоджарском прогибе. — *ДАН СССР*, 1965, т. 161, № 5, с. 1169—1172.

Лапкин И. Ю. Преддонецкий прогиб, Днепровско-Донецкая и Припятская впадины. — *Стратиграфия СССР. Пермская система*. М., 1966, «Недра», с. 64—80.

Лапкин И. Ю. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне. — *ДАН СССР*, 1970, т. 193, № 3, с. 666—668.

Лапкин И. Ю., Мовшович Е. В. О верхней перми юга Русской платформы. — Тезисы докл. расшир. пленума постоянн. комиссии. МСК по пермской системе. Казань, 1973, с. 59—61.

Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике юга Европейской части СССР. — «Геотектоника», 1966, № 5, с. 95—107.

Лага И. Г. и др. Литолого-фациальные особенности среднетриасовых отложений территории северной части междуречья Урал—Волга в связи с изучением их нефтегазоносности. — Новые матер. по истории геол. развития и нефтегазонос. Прикаспийской впадины. М., 1970, с. 152—165.

Лацкова В. Е. Новые данные о строении зоны бортового уступа и се-

верной части Прикаспийской впадины. — «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 8—12.

Лацкова В. Е., Старичкова Г. В. К стратиграфии ветлужских отложений Саратовского Заволжья. — Вопр. стратигр., палеонтол. и литол. Нижн. Поволжья. Саратов, изд-во «Коммунист», 1969, с. 188—192.

Липатова В. В. О германском типе триаса в Прикаспийской впадине. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 1, с. 58—67.

Липатова В. В. Проект унифицированной схемы триаса и корреляция триасовых отложений Прикаспийской впадины. — Стратигр. и коррел. мезозойск. отложений Прикаспийской впадины и некоторые черты ее развития в мезозойск. время. М., 1971, с. 6—79.

Липатова В. В. Саратовское Заволжье. — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 134—142.

Липатова В. В., Старжилова Н. Н. О среднетриасовом возрасте «казанских» известняков Эльтонской опорной скважины. — ДАН СССР, 1968а, т. 180, № 5, с. 1197—1200.

Липатова В. В., Старжилова Н. Н. Стратиграфия и остракоды триасовых отложений Саратовского Заволжья. Изд-во СГУ, 1968б, 191 с.

Липатова В. В. и др. Палеонтологическое обоснование выделения среднего триаса в Прикаспийской впадине. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 3, с. 77—87.

Липатова В. В. и др. Расчленение триасовых отложений Хобдинской опорной скважины. — Геол. и нефтегазонос. юго-востока Русс. платформы и ее обрамлений. М., «Недра», 1971а, с. 62—70.

Липатова В. В. и др. Стратиграфическая схема триасовых отложений северо-западной части Прикаспийской впадины. — Геол. и нефтегазонос. юго-востока Русс. платформы и ее обрамлений. М., «Недра», 1971б, с. 38—49.

Липатова В. В. и др. Новые данные по палеонтологическому обоснованию среднего триаса Прикаспийской впадины. — ДАН СССР, 1972а, т. 204, № 4, с. 927—930.

Липатова В. В. и др. Послойное описание разрезов. — Стратиграфический разрез баскунчак. серии нижн. триаса горы Бол. Богдо. Саратов, 1972б, с. 8—45.

Липатова В. В. и др. О стратиграфическом расчленении газоносной толщи и триаса Южного Мангышлака. — «Геол. нефти и газа», 1974, № 1, с. 23—25.

Лозовский В. Р., Мовшович Е. В., Миних М. Г. О состоянии стратиграфии нижнетриасовых отложений Русской плиты. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 3, с. 97—108.

Люткевич Е. М., Лапкин И. Ю., Стерлин Б. П., Мовшович Е. В.; Григорьев Н. В. Граница пермской и триасовой систем на юге Русской платформы. — Тезисы докл. на объединенном Пленуме Постоянных комиссий по пермским и триасовым отложениям СССР. Л., 1970, с. 52—53.

Мадовицкий Я. П., Судариков Ю. А. О Преддонецком прогибе. — «Новости нефт. техники. Геология», 1959, № 6, с. 3—9.

Мизинов Н. В. и др. Тектоническое районирование Калмыцко-Астраханского Прикаспия. — «Сов. геол.», 1972, № 12, с. 119—125.

Мизинов Н. В. и др. Перспективы геолого-разведочных работ на нефть и газ в подсоловых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины. — Геол. нефти и газа», 1974, № 4, с. 48—50.

Миних М. Г. Рыбы. — Стратотипический разрез баскунчак. серии нижн. триаса горы Бол. Богдо. Саратов, 1972, с. 48—50.

Мирошников Л. Д. О гомологии корвучанской и илеморовской свит

- и конвергенции осадочных толщ. — Геол. сб. 7 (Тр. ВНИГРИ, вып. 190). Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 244—251.
- Мирчинк М. Ф.* и др. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. — ДАН СССР, 1962, т. 146, № 4, с. 884—886.
- Мирчинк М. Ф.* и др. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963, 238 с.
- Мовшович Е. В.* Новые данные по геологии перми и триаса юга Русской и северной части эпигерцинской платформы. — Тезисы докладов науч. геол. конференции РГУ. июнь 1963. Ростов-на-Дону, 1963, с. 100—101.
- Мовшович Е. В.* Новые данные по геологии перми и триаса юга Русской платформы (в пределах бассейнов Нижн. Дона и Нижн. Волги). — Геол. и минер. ресурсы терр. Нижн. Дона и Нижн. Поволжья. Изд-во РГУ, 1964, с. 70—81.
- Мовшович Е. В.* К вопросу о возрасте и строении доюрской толщи Приастраханского района. — Геол. строение и полезн. ископ. Волго-Донского региона. Изд-во РГУ, 1965а, с. 114—124.
- Мовшович Е. В.* Новые данные по геологии пермских и триасовых отложений в бортовой зоне Прикаспийской впадины (Калмыцкая АССР и Астраханская область). — Регион. геол.-геофиз. исслед. в бортов. зоне Прикаспийской впадины (Тр. НВ НИИГГ, вып. 3). Саратов, изд-во «Коммунист», 1965б, с. 417—425.
- Мовшович Е. В.* О баскунчакской серии нижнего триаса на северо-восточной окраине Большого Донбасса. — ДАН СССР, 1965 в, т. 161, № 5, с. 1177—1180.
- Мовшович Е. В.* Структурно-фациальные особенности пермских и триасовых отложений восточной части Преддонецкого прогиба. — Вопр. развития газ. промыслов. Укр. ССР. Геол. М., «Недра», 1966, с. 89—100.
- Мовшович Е. В.* Пермские и триасовые отложения Волго-Донского региона и перспективы выявления в них полезных ископаемых. Автореф. канд. дисс. Новочеркаеск, 1967, 35 с.
- Мовшович Е. В.* О мощности соленосных образований в Северо-Каспийской синеклизе. — Геол. строение и полезн. ископ. Волго-Донского и сопредельн. регионов. Волгоград, Нижневолжск. книжн. изд-во, 1968, с. 244—251.
- Мовшович Е. В.* Пермская система. — Геол. СССР, т. 46. Ростов., Волгоград., Астрахан., обл. и Калмыц. АССР. Ч. I. М., «Недра», 1970 а, с. 183—228.
- Мовшович Е. В.* Триасовая система. — Геол. СССР. Т. 46. Ростов., Волгоград., Астрахан. обл. и Калмыц. АССР. Ч. I. М., «Недра», 1970 б, с. 228—255.
- Мовшович Е. В.* Пермские и триасовые отложения Калмыцко-Астраханского Прикаспия. — Геол.-геофиз. иссл. в Нижн. Поволжье, ч. I, Изд-во СГУ, 1973 а, с. 72—84.
- Мовшович Е. В.* Метгеосинклиальный этап развития Донецкого складчатого сооружения. — Новые данные по геол., полезн. ископ. и рационального использо-в. сырья Ростовск. обл. и сопредельн. территорий. Ростов-на-Дону, 1973 б, с. 1—3.
- Мовшович Е. В.* О нижнепермских отложениях Нижнего Поволжья. — Нижне-пермские отложения. Тезисы докл. совещ. по нижнепермским отложениям 25—30 августа 1974 г., г. Пермь. Пермь. 1974, с. 71—73.
- Морозов Н. С.* К вопросу о тектонике территории к югу от широтного течения Дона. — ДАН СССР, 1955, т. 104, № 2, с. 294—297.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л., «Наука», 1969, 487 с.

Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л., 1973, 70 с.

Очев В. Г. К вопросу о стратиграфической схеме континентальных триасовых отложений Русской платформы и Приуралья. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 3, с. 698—701.

Очев В. Г. О характере изменения фауны наземных позвоночных на рубеже перми и триаса. — «БМОИП», отд. геол., 1973, 48(1), с. 70—81. учн. геол. конференции РГУ, июнь 1963. Ростов-на-Дону, 1963, с. 100—101.

Перспективы открытия нефтегазоносных месторождений на больших глубинах. М., 1973, 111 с.

Попов В. И. Геологические формации—естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Ч. 1—2. Самарканд. Изд-во Узбекск. ун-та, 1959, 149 с.

Прошляков Б. К., Гальянова Т. И. О корреляционном значении кокколитов в мезокайнозойских отложениях Прикаспийской впадины и Северного Предкавказья. — Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ, 1967, № 8, с. 8—10.

Редичкин Н. А. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения на северо-востоке Донецкого бассейна (Преддонецкий прогиб в пределах Ростовской области). — Матер. по геол. и газонос. нижнепермских отложений юга Русс. платформы. Изд-во РГУ, 1961, с. 87—96.

Ростовцев К. О., Азарян Н. Р. Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 418—421.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, 779 с.

Рыков С. П., Миних М. Г. О новых находках дипной в разрезе горы Большое Богдо. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 414—416.

Сайдаковский Л. Я. Стратиграфия триасовых отложений юга Русской платформы по харофитам. — Пермо-триас Русской платформы в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра», 1969, с. 47—51.

Сайдаковский Л. Я. Харифиты из баскунчакских отложений Прикаспийской впадины. — Геол. и нефтегазонос. юго-востока Русской платформы и ее обрамлений. М., «Недра», 1971а, с. 54—61.

Сайдаковский Л. Я. Этажность развития харофитов и биостратиграфия верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений Восточно-Европейской платформы. Автореф. докт. дисс. Л., 1971б, 44 с.

Сайдаковский Л. Я., Киселевский Ф. Ю. Харофиты. — Стратотипический разрез баскунчак. серии нижн. триаса горы Бол. Богдо. Саратов, 1972, с. 64—69.

Синегуб В. П. О находке *Pleigomeia rossica* Neib. в отложениях оленекского яруса Нижнего Поволжья. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1169.

Синегуб В. П. Спорово-пыльцевые комплексы из пермских отложений Волгоградского Поволжья. — Новые матер. по истории геол. развития и нефтегазонос. Прикаспийской впадины. М., 1970, с. 83—87.

Соколов В. Л., Шала А. А. Формации и палеоструктура верхней перми и мезозоя. — Регион. геол.-геофиз. исслед. в борг. зоне Прикаспийской впадины (Тр. НВ НИИГГ, вып. 13). Саратов, 1969, с. 96—110.

Соколова Е. И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины (Тр. ВНИГРИ, вып. 118). Л., Гостоптехиздат, 1958, 101 с.

Соколова Е. И. Прикаспийская синеклиза (или впадина). — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 111—134.

Соколова Е. И. и др. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность (Тр. ВНИГРИ, вып. 164). Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 195.

Соколова Е. И. Стратиграфия триаса Прикаспийской впадины. — Пермтриас Русс. платформы в связи с его нефтегазонос. (Тр. МИНХ и ГП, вып. 83). М., «Недра», 1969, с. 31—37.

Соколова Е. И., Журавлев В. О. Триасовая система. Прикаспийская впадина. — Геол. СССР, т. 21, ч. 1, кн. 1. М., «Недра», 1970, с. 279—297.

Старичкова Г. В., Лацкова В. Е. О выделении среднетриасовых отложений на территории северо-западной части Прикаспийской впадины. — Вопр. стратигр., палеонтол. и литол. Нижн. Поволжья. Саратов, изд-во «Коммунист», 1969, с. 181—187.

Старичкова Г. В., Ткач О. М. О возрасте глинисто-карбонатной толщи, вскрытой Эльтонской опорной скважиной I в нижней части надсолевых отложений. — Вопр. стратигр., палеонтол. и литол. (Тр. НВНИИГГ, вып. 9). Саратов, изд-во «Коммунист», 1969, с. 193—197.

Старожилова Н. Н. Подкласс Ostracoda. — Стратотипический разрез баскунчак. серии нижн. триаса горы Бол. Богдо. Саратов, 1972, с. 127—139.

Степанов Д. Л. Об основных принципах стратиграфии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10, с. 103—114.

Степанов Д. Л. Граница палеозоя и мезозоя в свете современных данных. — Вестн. ЛГУ, Геол. и геогр., 1972, т. 24, вып. 4, с. 34—45.

Степанов Д. Л. О ярусном подразделении верхней перми. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 4, с. 95—104.

Твердохлебов В. П. Стратиграфия и палеогеография нижнего и среднего триаса Оренбургского и Башкирского Приуралья. Автореф. канд. дисс. Саратов, 1967, 29 с.

Твердохлебов В. П. Баскунчакские отложения левобережья бассейна р. Самары и Общего Сырта (Оренбургское и Башкирское Приуралье). — Вопр. геол. Юж. Урала и Поволжья, вып. 7, ч. I. Изд-во СГУ, 1970а, с. 96—101.

Твердохлебов В. П. О подразделении ветлужской серии (индского яруса) в пределах Южного Приуралья и Общего Сырта. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970б, № 12, с. 101—105.

Тихвинский И. Н. Стратиграфическое положение калиеносных свит центральной и западной частей Прикаспийской впадины. — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 3, с. 668—671.

Тронков Д. Границата долен триас-среден триас в Болгарии. — Изв. геол. ин-т Болг. АН, сер. палеонтол., 17, 1968, с. 113—131.

Урусов А. В. и др. Стратиграфическая схема пермских и триасовых отложений Волгоградского Поволжья. — Геол. строение и нефтегазонос. Волгоград. обл. (Тр. ВНИИНГ, вып. 1). Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 91—110.

Урусов А. В. и др. Новые данные по стратиграфии и перспективам нефтегазоносности пермских и триасовых отложений Волгоградской области. — Вопр. геол. и нефтегазонос. Волгоград. обл. (Тр. ВНИИНГ, вып. 3). Л., «Недра», 1965а, с. 112—131.

Урусов А. В. и др. Об открытии рифовых фаций в пермских отложениях Нижнего Поволжья. — ДАН СССР, 1965 б, т. 160, № 5, с. 1168—1171.

Урусов А. В. и др. Верхний триас Волгоградского Поволжья. — Вопр. геол. и нефтегазонос. Нижн. Поволжья (Тр. ВНИИНГ, вып. 12). Волгоград, Нижне-Волжск. книжн. изд-во, 1967а, с. 96—105.

Урусов А. В. и др. Корреляция нижнепермских отложений Волго-Донского междуречья и их сопоставление с некоторыми районами Русской платформы. — Вопр. геол. и нефтегазонос. Нижн. Поволжья (Тр. ВНИИНГ,

вып. 12). Волгоград, Нижне-Волжск. книжн. изд-во, 19676, с. 86—95.

Успенская Н. Ю. Тектоническое районирование эпигерцинской платформы Предкавказья и значение разрывных нарушений в формировании структурного плана. Геол. условия и основн. закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинск. платформы юга СССР. Т. II. Предкавказья. М., «Недра», 1964, с. 5—27.

Устрицкий В. И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики (Тр. НИИГА, т. 164). Л., «Недра», 1971, 174 с.

Фаддеева И. З. Северо-восточный борт Прикаспийской синеклизы (Илекский район). — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 142—145.

Фивег М. П., Банера Н. И. Палеогеография кунгурского соленакколления в восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба. — «Литол. и полезн. ископ.», 1968, № 1, с. 33—43.

Флоренский П. В. Северо-Устьюртская, Мангышлакская и Тюратамская впадины. — Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973, с. 202—207.

Фори Н. Н. Верхнепермские отложения Прикаспийской впадины. — Тезисы докл. расширен. пленума постоян. комиссии МСК по пермской системе. Изд-во Казанск. ун-та, 1973, с. 109.

Хабаров А. В. Об основных вопросах методики составления палеогеографических карт. — Матер. по палеогеограф. и литол. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 72). Л., 1962, с. 3—20.

Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. — «БМОИП», отд. геол., 1950, 25(6), с. 3—28.

Цведель Ю. Л. Сейсмические исследования в юго-западной части Прикаспийской впадины (методика наблюдений и интерпретация, геологическая эффективность). Автореф. канд. дисс. Астрахань, 1971, 22 с.

Цведель Ю. Л. и др. Глубинное геологическое строение юго-западной части Прикаспийской впадины по данным сейсмических исследований. — «Сов. геол.», 1972, № 7, с. 142—146.

Шаля А. А., Леонгардт П. И. Новые данные о строении мезозойских отложений медурия Волги и Урала. — Матер. по геол. газонос. районов Советского Союза. М., «Недра», 1965, с. 52—82.

Шаля А. А. Новые данные о позднепермских — раннеюрских отложениях (аралсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской синеклизы. — ДАН СССР, 1965, т. 160, № 4, с. 923—926.

Шаля А. А., Ярошенко О. П. Верхний триас — нижняя юра Прикаспийской впадины. — Геол. СССР, т. 21, ч. I, кн. I. М., «Недра», 1970 с. 326—332.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1969, 239 с.

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. — «БМОИП», отд. геол., 1955 а, 30(15), с. 5—27.

Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификации фосфоритовых залежей. — Совещание по осадочным породам. Доклады, вып. II. М., Изд. АН СССР, 19556, с. 7—100.

Шатский Н. С. О геологических формациях. — Изобр. тр., т. 3. М., «Наука», 1965, с. 7—15.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2500000. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 4, с. 9—25.

Шафиро Я. Ш. Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования. — «БМОИП», отд. геол., 1972, 47(6), с. 45—59.

Швинов В. Н. Конвергенция геологических терригенных формаций и формационный анализ. — Вестн. ЛГУ, 1965, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, с. 5—16.

Шевырев А. А. Тласовые отложения юга СССР (Тр. палеонтол. ин-та АН СССР, вып. 119). М., «Наука», 1968, 272 с.

Шишкин М. А., Очев В. Г. Фауна наземных позвоночных как основа стратификации континентальных триасовых отложений СССР. — Стратигр. и палеонтол., мезозойск. и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. М., «Наука», 1967, с. 74—82.

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокации (Тр. ГИН АН СССР, вып. 132). М., «Наука», 1965, 218 с.

Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии (Тр. ГИН АН СССР, вып. 225). М., «Наука», 1974, 223 с.

Шлейфер А. Г. Стратиграфия нижнего триаса центральной части Прикаспийской впадины по данным сверхглубокого бурения. — Сб. матер. научно-технич. совета по глуб. бур., вып. 4. М., «Недра», 1965, с. 17—30.

Шлейфер А. Г. Триасовые отложения центральной части Прикаспийской впадины. — Пермо-триас Русс. платформы в связи с его нефтегазонос. (Тр. МИНХ и ГП, вып. 83). М., «Недра», 1969, с. 68—73.

Шлейфер А. Г. Остракоды из отложений триаса Прикаспийской впадины. — Геол. нефтегазонос. областей юга СССР. М., «Недра», 1973, с. 3—43.

Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности. — Геол. и нефтегазонос. СССР. Туркменистан и Зап. Казахстан. (Тр. компл. геол. экспедиции АН СССР, вып. 5). Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 287—303.

Шеголев А. К. К вопросу о границе карбона и перми в Донецком бассейне (по данным ископаемой флоры). — Геол. журн., 1960, 20, вып. 1, с. 47—57.

Звентов Я. С. Западная часть Прикаспийской впадины. — Очерки по геол. СССР, т. I. (Тр. ВНИГРИ, вып. 96). Л., Гостоптехиздат, 1956, с. 28—56.

Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия. — «БМОИП», отд. геол. 1955, 30(5), с. 51—73.

Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 1, с. 3—15.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—34.

Яншин А. Л. От редактора. — В кн.: Абдулин А. А. Геология Мугоджар (стратиграф., тектоника, магматизм). Алма-Ата, 1973, с. 5—9.

Ярошенко О. П. Мясоспоры в континентальных отложениях триаса Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии. — «Сов. геол.», 1969, № 5, с. 64—73.

Ярошенко О. П. Комплексы мясоспор триасовых отложений Западного Кавказа и Предкавказья. — ДАН СССР, 1970, 194, № 4, с. 912—914.

Bando Y. On the Otoceratidae and Ophiceratidae. Sci. — Repts Tohoku Univ., 1973, Ser. 2, Spec. Vol., N 6, 337—354.

Durand M., Jurain G. Observations litostratigraphiques sur la region de Plombieres. — Bur. rech. geol. et minieres, sec. 1, N 2, 1968, 79—86.

Gall J. C., Grauvogel L. Les influences marines dans le gres a Voltzia

(Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord. — Bull. Serv. Carte geol. Alsace et Lorraine, 21, 1, 1968, 53—60.

Hoppe W. Die Fossilien im Buntsandstein Thüringens sowie ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. — Geologie, 14, N 3, 1965, 272—311.

Hoppe W. Die regionalgeologische Stellung der Thüringer Trias. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont., 1966, 11, N 1/2, 7—138.

Kozur H. Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. T. I. — Geologie, 17, N 8, 1968, 1070—1085.

Kozur H. Die Gattung *Speluncella* Schneider, 1956 (Ostracoda) in der Germanischen Trias. — Freib. Forschungsh., C 245, 1969, 47—67.

Kozur H. Ökologisch-fazielle Probleme der Biostratigraphie des Oberen Muschelkalkes. — Freib. Forschungsh., C 267, 1971a, 129—154.

Kozur H. Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. — Geol. Sborn. «Geol. Carpathica». Bratislava, 1971 b, 22 (1), 105—130.

Kozur H. Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck, 1972-a, 21, 301—412.

Kozur H. Die Bedeutung der Megasporen und Characeen-Oogonien für stratigraphische und ökologische-fazielle Untersuchungen in der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck, 1972 b, 21, 437—454.

Kozur H. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3(1), 1973 a, 1—30.

Kozur H. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie von Perm und Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3(3), 1973 b, 1—31.

Kozur H. Beiträge zur Ostracodenfauna der Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3(5), 1973 c, 1—41.

Kozur H. Neue Megasporen aus der germanischen Mitteltrias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3(6), 1973 d, 1—15.

Kozur H. Die Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. T. I. — Freib. Forschungsh., C 280, 1974 a, 1—56.

Kozur H. Die Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. T. II. — Freib. Forschungsh., C 280, 1974 b, 1—71.

Kozur H. Probleme der Triassgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Triass. T. I. Abgrenzung und Gliederung der Triass. — Freib. Forschungsh., C 298, 1974 c, 79—136.

Kozur H., Mostler H. Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck, 1972, 21, 341—360.

Mojisovics E. Zur Alterbestimmung der triassischen Schichten des Bogdo-Berges in der Astrachanischen Steppe. — Verhandl. geol. Reichsanst. Wien, N 2, 1882 a, 30—31.

Mojisovics E. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abhandl. geol. Reichsanst. Wien, Bd. 10, 1882 b, 1—317.

Mojisovics E. Arctische Triassfaunen. — Mem. Acad. Sci. St. — Petersb., ser. 7, t. 33, N 6, 1886, 159 p.

Mojisovics E., Waagen W., Diener C. Entwurf einer Gliederung der pelagische Sedimente des Trias-Systems. — Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien Math. Nat. Kl., Bd. 104, Abt. 1, 1895, 1271—1302.

Puff P. Zur Grenzziehung und Paläotektonik im höheren Buntsandstein. — Geologie, 19, N 7, 1970, 803—812.

Rusitzka D., Jubitz K.-B. Trias. Grundriss der Geologie der Deutschen

Demokratischen Republik. Bd. I. Berlin, Akad. — Verlag, 1968, 268—289.

Kummel B. The lower Triassic Formations of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. — Bull. of the Museum of Comparative Zoology, vol. 134, N 10, 1966, 361—429.

Seidel G. Zur Ausbildung des Oberen Buntsandstein im Östlichen Thüringer Becken. — Geologie, 19, N 5, 1970, 514—524.

Senkowiczowa H. Sprawie pozycji stratigraficznej retu. — Kwart. Geol., 3, N 4, 1959, 899—913.

Tozer E. T. Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada. — Geol. Surv. of Canada, paper 65—12, 1965, 1—45.

Tozer E. T. Xenodiscacean ammonoids and their bearing on the discrimination of the Permo-Triassic boundari. — Geol. Mag., 106, N 4, 1969, 348—361.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава I. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	
Пермская система	19
Нижняя пермь	20
Ассельский ярус	22
Сакмарский и артинский ярусы	28
Кунгурский ярус	42
Верхняя пермь	52
Триасовая система	60
Ветлужская серия	72
Шаджинская свита	72
Бугринская свита	76
Ахтубинская свита	79
Баскунчакская серия	84
Богдинская свита	84
Енотаевская свита	90
Индерская свита	95
Аралсорская свита	106
Глава II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Пермский период	119
Раннепермская эпоха	121
Ассельский век	121
Сакмарский и артинский века	122
Кунгурский век	130
Позднепермская эпоха	134
Триасовый период	137
Ветлужское время	137
Баскунчакское время	149
Аралсорское время	159
Глава III. ПАЛЕОТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	
	166
Заключение	223
Литература	229

Евгений Вениаминович Мовшович

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ В ПЕРМСКОМ И ТРИАСОВОМ ПЕРИОДАХ

Редактор *В. В. Токарева*
Технический редактор *Н. И. Добровольская*
Корректор *З. И. Шевченко*

НГ71909 Сдано в набор 28.II.1976 г. Подписано к печати 29.IX.1977 г.
 Формат 60×84¹/₁₆ Бум. тип. № 3. Усл. печ. л. 13,95(15). Уч.-изд. л. 15,5.
 Тираж 500 экз. Заказ 11056. Цена 2 р. 33 к.

Издательство Саратовского университета, Университетская, 42.
 Типография издательства «Коммунист», Волжская, 28.