

УДК 551.782(47+57)

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ НЕОГЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

© 2003 г. Л. А. Невеская*, И. А. Гончарова*, Л. Б. Ильина*,
Н. П. Парамонова*, С. О. Хондкарин**

*Палеонтологический институт РАН, Москва

** Федеральное Государственное унитарное научно-производственное предприятие “Аэрогеология”, Москва
Поступила в редакцию 06.06.2002 г.

Характеризуется стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса, которая содержит 12 региоярусов. Для каждого региояруса указан стратотип, описаны его литология и содержащаяся микро- и макрофауна, отмечены стратиграфическое положение и возможное сопоставление с региоярусами Западного Паратетиса и ярусами средиземноморской шкалы. Даны также краткие сведения о палеогеографии Восточного Паратетиса и его связях с другими бассейнами на каждом из этапов неогеновой истории. Особое внимание уделено границам отделов и подразделов неогена. Нижняя граница неогена проводится условно в низах кавказского региояруса, граница нижнего и среднего миоцена в пределах тарханского региояруса, граница среднего и верхнего миоцена – в самых верхах среднего сармата. Граница миоцена и плиоцена совпадает с верхней границей понтического региояруса, а граница неогена и четвертичной системы проходит несколько выше границы акчагыльского региояруса.

Ключевые слова. Паратетис, стратиграфия, палеогеография, региоярусы, фауна, флора.

Шкала неогена Восточного Паратетиса основана на детально прослеженной последовательности отложений выделенных региоярусов, что позволяет полностью восстановить геологическую историю этого обширного бассейна в течение всего неогена.

Создание стратиграфической шкалы неогена Понто-Каспийской области (Восточного Паратетиса) имеет более чем вековую историю. Начало схемы было заложено Н.П. Барботом де Марни, а ее основа была разработана Н.И. Андрусовым, выделившим большую часть принимающихся ныне региоярусов (= горизонтов). Нижняя часть шкалы была дополнена Л.Ш. Давиташвили, а самый нижний региоярус – кавказ – выделен А.К. Богдановичем, М.В. Муратовым, М.Ф. Носовским и Л.С. Тер-Григорьянц.

Эта региоярусная шкала была принята на 6 Конгрессе Регионального комитета по стратиграфии средиземноморского неогена (РКССН) в 1975 г. (Тр. 6 конгресса, 1976), а в 1983 г. – на бюро МСК СССР. Она была опубликована в 1984 г. в “Советской геологии” (Невеская и др., 1984) и в томе “Неогеновая система” (1986). Все региоярусы были охарактеризованы палеонтологически, причем основной группой для их выделения были двустворчатые моллюски, хотя указан видовой состав и других бентосных организмов (гастроподы, фораминиферы, остракоды) и млеко-

питающих. Была проведена также корреляция с ярусами Средиземноморья и региоярусами Центральной Европы (Западный Паратетис).

После выхода тома “Неогеновая система” изучение неогена юга России и прилегающих стран продолжалось. Подробно была изучена история моллюсков в связи со сменой бассейнов различного типа в течение неогена в Понто-Каспийской области (Невеская и др., 1986, 1993, 1997; Гончарова, 1989; Ильина, 1993; Попов, Воронина, Гончарова, 1993; Парамонова, 1994; Данукалова, 1996). Ценные результаты, в дополнение к уже имевшимся (Семененко, Льюльева, 1978), были получены по нанопланктону (Минашвили, 1986; Семененко, 1987; Музылев, Головина, 1987; Богданович, Иванова, 1997; Головина, 1998; Mărunteanu, 1998; Mărunteanu et al., 1998, 2000; Andreeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000), что дало возможность уточнить корреляцию региоярусов Восточного Паратетиса с подразделениями Средиземноморья и Западного Паратетиса. Более интенсивно, чем ранее (Андреева-Григоревич, 1980) продолжилось исследование распространения динофлагеллат (Akhmetiev et al., 1995; Ахметьев, Запорожец, 1996; Запорожец, 1998, 1999; Филиппова, 1998, 2002).

Дальнейшему совершенствованию схемы неогена способствовало комплексное изучение опорных неогеновых разрезов – Краснодарской сверх-

глубокой скважины (Ст 12000), с полным отбором кернa прошедшей весь неоген (5000 м), и естественных обнажений по р. Белой (нижний миоцен–плиоцен) и Таманского п-ова (средний миоцен–плиоцен), а также совместная работа с геологами Федерального государственного унитарного предприятия “Кавказгеолсъёмки” на многих разрезах Западного Предкавказья.

В основу региональных стратиграфических подразделений неогена Восточного Паратетиса – региоярусов, или горизонтов, положена этапность развития неогеновых бассейнов и их биоты, выявленная впервые Н.И. Андрусовым. Эта этапность включает и трансгрессивно-регрессивную цикличность, поэтому границы региоярусов в мелководной зоне часто разделены перерывами в осадконакоплении и несогласиями. Наряду с четкой сменой биоты, наличие региональных несогласий позволяет уверенно проводить границы региоярусов, которые за исключением южных частей Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, а также Кобыстанско-Южнокаспийской впадины, прослеживаются в пределах всего Восточного Паратетиса от Северо-Восточной Болгарии, а иногда и Восточной Сербии, до Приаралья и Копетдага.

Схема неогена Восточного Паратетиса содержит 12 региоярусов, из которых кавказский (большая часть), сакараульский, коцахурский и нижняя часть тарханского отнесены к нижнему миоцену, верхняя часть тархана, чокракский, караганский, конкский региоярусы, нижний и большая часть среднего сармата – к среднему миоцену, верхи среднего и верхний сармат, мэотический и понтический региоярусы – к верхнему миоцену, киммерийский – к нижнему плиоцену, а акчагыльский – к среднему и верхнему плиоцену (таблица).

По сравнению со схемой, принятой для Восточного Паратетиса ранее (Невесская и др., 1984, 1986), внесены следующие изменения: тархан отнесен не только к нижнему миоцену, но верхняя его часть – к среднему; понт, считавшийся подразделением плиоцена, перенесен в верхнюю часть миоцена, и, соответственно, киммерий из среднего плиоцена переведен в нижний плиоцен, тогда как верхний региоярус неогена – акчагыл – после введения в шкалу Средиземноморского плиоцена нового яруса – гелазия и деления плиоцена на три подотдела – отвечает среднему и верхнему плиоцену. В связи с принятием нижней границы четвертичной системы на уровне 1.81 млн. лет (Решение МСК от 30.01.1998 апшеронский региоярус, ранее считавшийся верхнеплиоценовым, помещен в четвертичную систему.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА НЕОГЕНА

Нижняя граница неогена проводится по нижней границе аквитана, согласно решениям 6 Конгресса РКСН (Тр. 6 Конгресса, 1976; Steininger, Rögl, 1983).

Резких изменений фауны на этой границе не наблюдается. По планктонным фораминиферам рубеж палеогена и неогена отмечается по подошве биозоны N4 (по Blow, 1969), или M1 (по Berggren et al., 1983), а по нанопланктону – по подошве NN1 (Berggren et al., 1995).

Так как в стратотипической для аквитана области (юго-запад Франции, Аквитанский бассейн) нижняя граница аквитана и взаимоотношение его с нижележащими верхнеолигоценными отложениями неясны, Рабочая группа по установлению палеоген-неогеновой границы после длительных (с 1976 г.) исследований многих разрезов в Италии, Греции, Румынии предложила в качестве стратотипа границы палеогена и неогена разрез Лемме–Каррозио (Пьемонтский бассейн, северо-западная Италия) (Steininger, 1992).

Этот разрез находится восточнее сел. Каррозио на правом берегу р. Лемме и представлен алевроитами формации Ригорозо, относящейся к верхнему олигоцену–нижнему миоцену и имеющей мощность более 60 м. Нижняя часть разреза сложена массивными неясно слоистыми алевроитами (пачка А и В₁), средняя – переслаиванием массивных и слоистых алевроитов (пачка В₂ и нижняя часть пачки В₃); в верхней части в низах преобладают тонкослоистые (верхняя часть пачки В₃), а в верхах – массивные неслоистые алевроиты (пачка А). Вся эта толща осадков сформировалась в обстановке верхней батиаии и содержит известковый нанопланктон, планктонных и бентосных фораминифер и цисты динофлагеллат. Граница палеогена и неогена проводится в пределах пачки В₂ в 2 м выше основания этой пачки и на уровне 35 м от верхов разреза.

Основными биостратиграфическими маркерами выбранной границы являются следующие: *известковый нанопланктон* (FAD – первые находки, LAD – последние находки): FAD *Sphenolithus delphix* – в 12 м ниже границы, т.е. 35-метровой отметки, а LAD – в 4 м выше; FAD и LAD *Sphenolithus caricomutus* в пределах 1 м выше отметки 35 м. *Планктонные фораминиферы*: FAD *Paragloborotalia kugleri* в 2 м выше отметки 35 м, а LAD в 25 м выше, FAD *Globoquadrina dehiscens* в 12 м выше, FAD *Globigerinoides altiapertura* в 22 м выше. *Бентосные фораминиферы*: FAD *Uvigerina spinicostata* – в 1 м выше отметки 35 м, а LAD – в 21 м выше. *Цисты динофлагеллат*: FAD *Ectosphaeropsis burdigalensis* в 3 м ниже отметки 35 м, последние обильные находки *Chiropteridium* spp. в 4 м ниже, а LAD приблизительно – в 1 м выше границы. “Взрыв” численности *Deflandrea* spp. отме-

Схема сопоставления регионарусов неогена Восточного Паратетиса с общей шкалой

Общая стратиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)						Восточный Паратетис		
Система	Млн. лет	Отдел	Ярус	Зоны по планктонным фораминиферам	Зоны по наконечнику	Регио-ярус	Регио-подъярус	
Четвертичная	1	Плейстоцен	Калабрий	PT1	NN21	Апшерон Q _{1ap}		
					NN20			
	2	Плиоцен	Верхний	Гелазий	PL6	NN19	Акчагыл N _{2ak}	
						NN18		
						NN17		
						NN16		
						NN15 + NN14		Верхний
			Средний	Пьячензий	PL5 + PL4 + PL3	NN13	Нижний	
						NN12		
						NN11	Верхний	
						NN10	Нижний	
						NN9a		
Нижний	Занклий	PL1	N19	Верхний				
			N18	Нижний				
			N17					
Неогеновая	Мiocен	Верхний	Мессиний	M14	Верхний			
				M13	Нижний			
				M12				
		Нижний	Тургон	M9	N15	Верхний		
					N14	Нижний		
					N13			
	Мiocен	Верхний	Тургон	M10	NN8	Верхний		
					NN7			
					NN6	Верхний		
					NN5	Нижний		
					NN4			
					NN3			
Мiocен	Нижний	Бурдигал	M1	N6	Верхний			
				N7	Нижний			
				N8				
				N9	Верхний			
				N10	Нижний			
				N11				

Млн. лет	Отдел	Ярус	Зоны по планктонным фораминиферам	Зоны по наконечнику	Регио-ярус	Регио-подъярус		
13	Средний	Серраваллий	M8	N11	NN6	Нижний		
14			M7	N10		Ковка N _{1knk}		
15	Лангий	M6	N9	NN5	Чокрак N _{1ch}	Верхний		
16						M5	N8	Нижний
17	Мiocен	Бурдигал	M4	N7	NN4	Верхний		
18						M3	N6	Средний
19						M2	N5	Нижний
20	Нижний	Аквитан	M1	N4	NN2	Верхний		
21						N3	Нижний	
22	Нижний	Аквитан	M1	N4	NN1	Верхний		
23						N3	Нижний	

По магнотратиграфическим данным граница палеогена и неогена проходит на границе субхронов C6Cn2r и C6Cn2n, что дает магнотратиграфический возраст 23.8 Ma (Cande, Kent, 1992).

Изотопная стратиграфия показывает увеличение ¹⁸O в разрезе от 35-метровой отметки до 13 м и выше, что отвечает событию Mi-1 (Miller et al., 1991), коррелируется с хроном C6Cn и определяет возраст в 23.5 Ma.

Таким образом, в данном стратиграфическом разрезе основание неогена примерно совпадает с основанием зоны NN1 (Martini, 1971) и основанием подзоны CN1A (Bukry, 1973), по планктонным фораминиферам – с основанием зоны Paragloborotalia kugleri, по Г. Болли (Bolli, 1957) и зоны

чен примерно в 10 м выше 35-метровой отметки, а последние обильные находки видов этого рода – в 20 м выше. FAD Distatodinium arennicum – в 25 м выше границы, FAD Membranularia picena – в 32 м выше, FAD Stoveracysta conerae – в 34 м выше.

M1, по У. Берггрену и другим (Berggren et al., 1985) и проходит вблизи основания подзоны *Globoquadrina dehiscens* (Iaccarino, Salvadorini, 1982). Рассмотренная граница расположена на границе субхронов C6Cn2r и C6Cn2n, а возраст ее 23.8 млн. лет (Steininger et al., 1994).

На территории Восточного Паратетиса граница палеогена и неогена проводится в определенной степени условно по подошве возможного аналога аквитана – кавказского региояруса и его аналогов.

КАВКАЗСКИЙ РЕГИОЯРУС

Кавказский региоярус (А.К. Богданович, М.В. Муратов, М.Ф. Носовский, Л.С. Тер-Григорьянц – см. Невеская и др., 1975) (?верхний олигоцен–нижний миоцен). Стратотип – на р. Кубани у г. Черкесска (Центральное Предкавказье). Описание этого разреза дано К.А. Прокоповым (1937), Л.С. Тер-Григорьянц (1969), В.Н. Буряком и Богдановичем (Неогеновая система, 1986). К кавказу здесь отнесена средняя часть майкопской серии, представленная алкунской и зеленчукской (с септариевыми слоями в основании) свитами и низами караджалгинской свиты (Невеская и др., 1975; Носовский, Богданович, 1980; Неогеновая система, 1986). Нижняя граница в стратотипе проводится в литологически единой толще глин по смене резко обедненной микрофауны нижележащей баталпашинской свиты верхнего олигоцена более богатым комплексом полигалинных бентосных фораминифер (*Virgulina neobuliminoides*, *Bolivina ex gr. plicatella* и др.), характерным для алкунской свиты, сложенной известковистыми и слабо известковистыми глинами с прослоями и линзами мергелей и известняков. В алкунской свите определен нанопланктон зон NP25 (Андрева-Григорович, 1977) или NP25–NN1 (по определению Э. Мартини – Носовский, Богданович, 1980). Вышележащая зеленчукская свита состоит из известковистых алевролитистых глин с прослоями песчаников; в нижней ее части – многочисленные включения септариевых конкреций (септариевые слои); в глинах – редкие агглютинирующие фораминиферы *Ammodiscus* и *Narphragmoides*. Сходный состав – глины с конкрециями сидеритов – имеет и лежащая выше караджалгинская свита, низы которой относятся к кавказу, а верхи – с фауной полигалинных фораминифер, птеропод и радиолярий – к вышележащему сакараульскому региоярусу (Носовский, Богданович, 1980; Неогеновая система, 1986). Общая мощность кавказского региояруса в стратотипе – 155 м (Носовский, Богданович, 1980).

В.Н. Буряком и А.К. Богдановичем (Неогеновая система, 1986) в качестве парастратотипического предложен разрез скважины Дербетовская № 37, северо-восточный склон Ставропольского

поднятия (платформенная область Западного Предкавказья), где кавказский региоярус представлен, как и в стратотипе, майкопскими глинами. Нижняя граница кавказа в этом разрезе проходит по границе слоев с нехарактерной микрофауной (аналог баталпашинской свиты стратотипа) и вышележащих слоев с *Bolivina goudkoffi*, в которых встречаются также *Uvigerinella californica*, *Porosonion dendriticus* и др. На них лежат слои с *Uvigerinella californica*, которыми заканчивается разрез кавказского региояруса; выше располагаются слои с *Neobulimina elongata*, относящиеся к сакараулу. Мощность кавказа в парастратотипе – 145 м (Носовский, Богданович, 1980).

По границе слоев с *Bolivina goudkoffi* и слоев с *Uvigerinella californica* кавказский региоярус подразделяется на нижний и верхний подъярусы (Невеская и др., 1975; Носовский, Богданович, 1980). В стратотипической области нижнему подъярусу соответствуют алкунская свита и нижняя часть зеленчукской свиты, а верхнему – верхи зеленчукской свиты и низы караджалгинской (Носовский, Богданович, 1980; Неогеновая система, 1986).

Согласно данным по нанопланктону, хотя и несколько противоречивым, приведенным выше, кавказский региоярус может быть сопоставлен с аквитаном Средиземноморья и с эгерским региоярусом Западного Паратетиса.

Относительно стратиграфического положения кавказа существуют значительные несогласия. В принятой схеме неогена Восточного Паратетиса (южные районы бывшего СССР, а также ряд стран Восточной Европы) этот региоярус отнесен к нижнему миоцену и сопоставляется с аквитаном Средиземноморья и верхней частью эгерия Западного Паратетиса (Тр. 6 Конгр. РКССН, 1976; Невеская и др., 1975, 1984; Неогеновая система, 1986).

Однако существуют и другие точки зрения. Так, С.В. Попов, М.А. Ахметьев, А.А. Воронина и другие (Попов, Ахметьев и др., 1993) низы кавказа – алкунскую и зеленчукскую свиты – относят к олигоцену и только караджалгинскую считают миоценовой, выделяя ее в качестве самостоятельного региояруса со стратотипом на р. Караджалга (Западное Предкавказье) и гипостратотипом – разрезом р. Кубань ниже г. Черкесска. Низы кавказа, согласно этим авторам, принадлежат к выделенному ими калмыцкому региоярусу, относящемуся к верхнему хатту. Отказ от кавказского региояруса авторами калмыцкого и караджалгинского региоярусов в указанных работах не обосновывается, и даже само название “кавказский региоярус” не упоминается. Это кажется странным и не вполне корректным, тем более, что и сопоставляемый с кавказом эгерский региоярус Западного Паратетиса имеет такое же

спорное положение: низы его относятся к верхнему олигоцену, а верхи – к нижнему миоцену, однако, он принимается всеми стратиграфами. Во всяком случае вопрос о стратиграфическом положении кавказского региоюрса пока остается дискуссионным и не снимается выделением новых региоюрсов.

Сложно и выделение аналогов кавказских отложений в других регионах Восточного Паратетиса. Согласно последним коллективным исследованиям, можно предположительно считать, что к кавказскому региоюрсу относятся: верхняя часть асканийской свиты и горностаевская свита Причерноморья, верхнекерлеутская подсвита Крыма, сивашские слои Днепровско-Донецкой впадины, средняя подсерия майкопской серии, включая и нуэринскую свиту Волго-Дона, верхняя часть нижней подсвиты и верхняя подсвита уплисичской свиты Грузии, верхняя часть карагинской и нижняя часть кашкаратинской свит Мангышлака, верхняя часть каратомакской свиты и байгубекская свита (включая аральскую свиту и кинтыкчинские слои) Северного Устюрта, верхняя часть чаграйской и средняя часть аральской свит Восточного Приаралья, а также верхняя подсвита сарбатырской свиты Кызыл-Кумов (полностью или частично), верхи кызылчинской свиты Юго-Восточного Туркменистана и гиссарские слои Таджикистана (Неогеновая система, 1986; Goncharova, Popov, 1990; Попов, Воронина, Гончарова, 1993; Попов, Ахметьев и др., 1993; Гончарова, Попов, 1995; Носовский, 1998а, 1998б).

Кавказский бассейн был частью Паратетиса, протянувшегося в широтном направлении от южных районов Европы до Северного Приаралья. В краевых участках бассейна отлагались мелководные песчаные осадки, а в глубоководных зонах моря (в области Предкавказья и в Терско-Каспийском прогибе) – по-видимому, в условиях сероводородного заражения – илы, богатые неразложившейся органикой и многочисленными рыбными остатками. В мелководных районах в комплексы моллюсков входили представители родов *Glycymeris*, *Cubitostrea*, *Glossus*, *Arctica*, *Gibbolucina*, *Venus*, *Callista*, *Nemocardium*, а также, что необычно для последующих бассейнов, *Palliolum* s. str. и *Lentipecten*, а в глубоководных участках жили *Thyasira*, *Cuspidaria*, *Nuculana*, *Palliolum* (*Dilectoresten*) и другие. Для закавказской части бассейна были характерны тепловодные *Arca*, *Barbatia*, *Isognomon*, *Cardita* s. s. и другие. Соленость в открытых частях бассейна была около 30‰, понижаясь в северо-восточной части и в прибрежных участках, где было заметно влияние речного стока, до 15–20‰. В этих районах господствовали эвригалинные двустворки *Serastoderma prigorovskii* и *Corbula helmersenii*.

Кавказский бассейн в целом был тепловодным, особенно в его южной закавказской части, судя по распространению здесь тепловодных родов моллюсков, тогда как северная часть бассейна была более холодноводной. В это время связь Паратетиса с бассейнами северо-западной Европы уже была утрачена или резко сократилась (Попов, Ахметьев и др., 1993).

САКАРАУЛЬСКИЙ РЕГИОЮРУС

Сакараульский региоюрс (Давиташвили, 1933) (нижний миоцен). Стратотип этого региоюрса – разрез Сакараульской балки, против г. Каспи (Восточная Грузия) – был выделен Г.Д. Хараутишвили, но не был описан.

В качестве гипостратотипа в дальнейшем (Стратотипы ярусов ..., 1975) был выбран разрез у ст. Метехи, описанный Г.А. Квалиашвили (1970), а также А.А. Ворониной и другими (1991). В этом разрезе на майкопского типа глинах лежат грубозернистые песчаники и гравелиты, сменяющиеся глинистыми песчаниками и алевролитами. В средней части этой толщи заключены многочисленные раковины многих видов моллюсков (Попов, Воронина, Гончарова, 1993). Мощность сакараула в гипостратотипе около 230 м (Воронина и др., 1991). На сакараульских песчаниках согласно лежат аналогичные песчаники с коцахурскими моллюсками. В стратотипическом районе фораминиферы не найдены, но в восточной части Картлийской депрессии, где сакараульские песчаники замещаются глинами с прослоями песчаников, обнаружен комплекс фораминифер, сложенный нонионидами, *Uvigerinella californica*, *Bolivina* ex gr. *floridana* и др. (Арчвадзе, 1964).

За пределами стратотипической области аналогами сакараульских отложений Грузии считаются верхняя часть караджалгинской свиты и ольгинская свита Предкавказья. Верхи караджалгинской свиты по литологии (глины) не отличаются от нижней части, относящейся к кавказскому региоюрсу, но содержат полигалинные фораминиферы *Neobulimina* aff. *elongata*, *Saucasina* sp., *Trochammina* aff. *florifera*, радиолярии, птероподы. Ольгинская свита представлена неизвестковистыми глинами с фораминиферами *Neobulimina elongata*, *Bulimina tumidula*, *Bolivina floridana* и др. и моллюсками (Волкова, 1962; Попов, Воронина, Гончарова, 1993). Мощность свиты 120–200 м.

Аналоги ольгинской свиты выделяются в Причерноморье, Крыму, на Копетдаге по наличию комплекса фораминифер с *Neobulimina elongata*. По наличию этого комплекса или по положению в разрезе к сакараульскому региоюрсу относятся: чернобаевская свита Причерноморья, арабатская (бывшая батисифоновая) свита Крыма, арадыкская и цаганхакская свиты Волго-Дона, верхи

кашкаратинской свиты Мангышлака, средняя часть аральской свиты Приаралья, слои с *Neobulimina elongata* и часть актепинских песков Копетдага (Неогеновая система, 1986; Попов, Ахметьев и др., 1993; Носовский, 1993, 1998б).

По находкам видов моллюсков, общих с эггенбургским региоарусом Западного Паратетиса, сакараул сопоставляется с эггенбургием и низами оттнангия, а через корреляцию с последним – с нижней частью бурдигала (Тр. 6 конгр. РКСН, 1976; Неогеновая система, 1986; Попов, Ахметьев и др., 1993).

Сакараульский бассейн, как и предыдущий кавказский, представлял восточную часть Паратетиса и был тесно связан с Мировым океаном как через Западный Паратетис, так и на юго-востоке с Индо-Пацификой. По сравнению с кавказским временем площадь сакараульского водоема сократилась, особенно на севере и востоке. В прибрежных районах отлагались песчаные осадки, на которых жили разнообразные мелководные моллюски родов *Anadara*, *Glycymeris*, *Acanthocardia*, *Fragum*, *Arctica*, *Glossus* и др., а в глубоководных зонах господствовали глинистые илы, на которых селились немногие моллюски родов *Nucula*, *Nuculana*, *Palliolum* и др. Климат в течение сакараульского времени был очень теплым, о чем свидетельствует состав морской фауны, в частности тепловодных видов моллюсков, и наземной растительности (Попов, Ахметьев и др., 1993).

КОЦАХУРСКИЙ РЕГИОАРУС

Коцахурский региоарус (Давиташвили, 1933) (нижний миоцен). Автором региоаруса стратотип обозначен не был, но по первому описанию им следует считать разрез к северо-западу от ст. Капси, Восточная Грузия (Квалиашвили, 1962; Стратотипы ярусов ..., 1975). В этом разрезе коцахур представлен массивными песчаниками и алевролитами с конкрециями, лежащими на сакараульских отложениях и покрывающимися с резким несогласием и размывом чокракскими конгломератами.

Из-за неполноты стратотипического разреза и редкости в нем фауны в качестве гипостратотипа был предложен более полный разрез к северу от ст. Метехи по балке Надербазеви (Попов, Воронина, 1983). Здесь коцахурские отложения – алевроитистые песчаники и глинистые алевролиты лежат согласно на сакараульских отложениях (гипостратотип сакараула) и со значительным перерывом кроются чокракскими. Коцахурские отложения содержат обедненную солоноватоводную фауну моллюсков – *Rzehakia dubiosa*, *Cerastoderma ivericum*, *C. lacustre*, *Eoprosodacna kartlica*, *Congerina subclaviformis*, *Melanopsis impressa* (Попов, 1983) и

фораминифер (*Saccamina zuramakensis* и др.). В других районах Предкавказья к коцахурскому региоарусу относятся рицевская и зурамакентская свиты и слои с *S. zuramakensis*. Аналогичный состав моллюсков и фораминифер отмечается в маячковской и королевской свитах Причерноморья и Крыма и в так называемых онкофоровых слоях и слоях с *Saccamina zuramakensis* Закаспия (Неогеновая система, 1986). По фауне моллюсков коцахур коррелируется с верхней частью оттнангского региоаруса Западного Паратетиса и через это сопоставление – с какой-то частью бурдигала (Неогеновая система, 1986).

Коцахурский водоем по размерам и конфигурации мало отличался от сакараульского. Он характеризовался пониженной соленостью и, вероятно, отличавшимся от морского составом солей, так что в нем могли существовать в основном солоноватоводные формы и очень редкие эвригаллинные морские виды. На западе коцахурский бассейн эпизодически соединялся с оттнангским, также солоноватоводным бассейном, и в эти интервалы происходил обмен фаунистическими элементами (Попов, Воронина, 1983; Попов, Ахметьев и др., 1993).

ГРАНИЦА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО МИОЦЕНА

Эта граница обычно проводится между лангием и бурдигалом на уровне 16.4 млн. лет (Berggren et al., 1995). До сих пор не все проблемы, касающиеся границы лангия и бурдигала, разрешены (Iaccarino, 2001). Скорее всего неудачный выбор стратотипа лангия (*Cita*, Premoli Silva, 1960), несмотря на дополнение его стратотипом нижней границы (Stratotypes ..., 1971), привел к неоднозначной интерпретации различными авторами этого интервала и соответственно границы нижнего и среднего миоцена (дискуссию см. Крашенинников и др., 1999; Гончарова и др., 2001). По обобщающей сводке У. Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995) основание лангия, соотношенное с началом среднего миоцена, отмечено появлением *Praeorbulina glomerata*, отвечающим нижней границе зоны планктонных фораминифер “N8 Блоу” [Зона N8 Блоу в этой сводке сокращена: прежняя нижняя часть ее, охарактеризованная *Globigerinoides bisphericus*, отнесена к верхам зоны N7, что, по мнению У. Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995), практически не вызывает изменений объема зон N7 и N8 по Блоу]. Эта зона определена вышеназванными авторами как Interval Zone *Praeorbulina sicana* – *Orbulina suturalis* для (суб)тропических районов. Эта же граница по нанопланктону проведена внутри зоны NN4 Martini (Berggren et al., 1995), причем большинством исследователей в последнее время – по границе подзон NN4a и NN4b (Iaccarino, 2001 и др.). Граница

между бурдигалом и лангием отмечена также появлением ряда характерных птеропод родов *Clio*, *Styliola*, *Cuvierina* и *Cavolinia* (Robba, 1971, 1972), а также границей зон PN3 и PN4 М. Демарка по пектинидам (Demarcq, 1990, 1992; Ben Moussa, Demarcq, 1992). По палеомагнитной характеристике основание лангия, по данным Берггрена с соавторами, соответствует либо хрону C5Cn2n, либо с большей вероятностью, хрону C5Cn1n (Berggren et al., 1995). Основной проблемой этого интервала, по нашему мнению, является проблема соответствия границы бурдигала и лангия границе нижнего и среднего миоцена.

Противоречива и исходная дефиниция нижнего и среднего миоцена в Западном Паратетисе, а именно установление границы карпатского и баденского региоярусов, определяемой либо по первому появлению преорбулин (Cicha, Papp et al., 1975), либо орбулин (Cicha, Senes et al., 1975). Правда, значительной частью европейских исследователей граница между этими региоярусами проводится "по согласованию" (Dercourt et al., 1993) по появлению *Præorbulina glomerosa*. Неоднозначны и нанопланктонная характеристика карпата и бадена, а также определение возраста карпатского региояруса как раннемиоценового Ф. Рёглем (Rögl, 1996, 1999) или ранне + среднемиоценового Н. Хладиловой и др. (Hladilova et al., 2000). Еще более осложняется корреляция Западного Паратетиса и Средиземноморья в связи с недавней находкой И. Цихой *Globigerinoides bisphericus* (зонального вида зоны N7 Блоу) в непрерывных разрезах Моравии в наноподзоне NN4b в самых верхах карпата (по информации А.С. Андреевой-Григорович).

Анализ литературы по стратификации и корреляции лангийских отложений с карпатскими и баденскими показывает отсутствие единства в понимании объема границ и зональных характеристик этих подразделений в настоящее время. Очевидно, накопленные со времени 6 Конгресса РКССН (1975) данные требуют обобщений, ревизии старых представлений и, возможно, переосмысления истории этого этапа развития как Средиземноморья, так и Паратетиса.

ТАРХАНСКИЙ РЕГИОЯРУС

Тарханский региоярус (Андрусов, 1918) (верхи нижнего–низы среднего миоцена). Стратотип находится на мысе Тархан азовского побережья Керченского полуострова (нарушен оползнями). Гипостратотип – разрез урочища Малый Камышлак, в 5.5 км к востоку от стратотипа (Носовский и др., 1976). Тархан в этом разрезе представлен глинисто-мергельной, в основном карбонатной толщей мощностью 110 м, согласно залегающей на глинах верхнего майкопа и с небольшим перерывом перекрываваемой биогермными известняками

и песчаниками чокрака. Гипостратотип хорошо охарактеризован микро- и макрофауной (Гончарова, 1989).

В большинстве районов тарханский региоярус подразделяется на нижний (кувинские слои), средний (терские) и верхний (аргунские). Последние слои часто относят к чокраку частично (Жижченко, 1940; Коненкова, Богданович, 1994), либо в полном объеме (Жижченко, 1959; Багдасарян, 1965, 1978). В предлагаемой стратиграфической схеме аргунские слои полностью включены в тархан согласно представлениям Р.Л. Мерклина (1950) и М.Ф. Носовского (Носовский и др., 1976, 1978; Носовский, 1998 б), так как в конце времени формирования аргунских слоев, кроме фаунистических изменений, отмечается фациальная и структурная перестройка бассейна (Гончарова, 1989).

Кувинские слои (Мерклин, Богданович, Буряк, 1964, Центральное Предкавказье) литологически представлены слабо карбонатными глинами (0.5–50 м), сходными с подстилающими коцахурскими, от которых отличаются появлением планктонной и бентосной морской фауны, где еще сохранились реликты солоноватоводной коцахурской (*Rzehakia dubiosa*, *Saccamina zuramakensis*).

Терские слои (Жижченко, 1937, Восточное Предкавказье), часто обозначаемые как "тарханский мергель", или слои с *Lentipecten comeus denudatus*, представлены мергелем (0.15 м), либо карбонатными глинами (до 25 м) и содержат обильную и разнообразную морскую фауну. Среди моллюсков массово и широко представлены полигалинные средиземноморские виды родов *Lentipecten*, *Nucula*, *Neorupnodonte*, *Aporrhais*. Ржегакии почти полностью исчезли, сохранившись лишь в некоторых районах Грузии. Среди бентосных фораминифер наряду с эвригалинными семействами были широко распространены полигалинные нодозарииды и текстулярии. Заметную часть планктона составляли *Globigerina* (в частности *G. tarchanensis*), *Globorotalia* и *Planorotalia* (Богданович, Гончарова, 1976; Неогеновая система, 1986).

Аргунские слои (Жижченко, 1937, Восточное Предкавказье) представлены преимущественно глинами (до 300–500 м) и охарактеризованы обилием спирателл ("спиралисовые глины") при обеднении остальных групп морской фауны. Исчезли характерные среднетарханские моллюски, а также нодозарииды и текстулярии. Уменьшилось число планктонных фораминифер. Все это – свидетельства более затрудненной связи бассейна с открытыми водами. Тем не менее морской характер бассейна подтверждается присутствием планктонных фораминифер, морских ежей и глубоководных светящихся рыб (Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2001). В глубоководных глини-

тых фациях, где фауна резко обеднена, нерасчлененный тархан фиксируется по присутствию *Globigerina tarchanensis* и *Bolivina tarchanensis*. Общая мощность региояруса до 500 м.

Сопоставление тархана с подразделениями средиземноморской шкалы, а также региоярусами Западного Паратетиса вызывает значительные затруднения. Прежде всего это связано с неоднозначным пониманием объема ярусов Средиземноморья и региоярусов Паратетиса, а также неполнотой их стратотипов (дискуссию см. Крашенинников и др., 1999). Ситуация осложняется и проблемами с самим тарханским региоярусом (Гончарова и др., 2001; Gontsharova, 2001). Среди планктонных тарханских фораминифер достоверно определенных зональных видов пока не обнаружено. Данные по зональной характеристике нанопланктона тархана противоречивы из-за различной интерпретации этих зон: А.С. Андреева-Григорович (Andreyeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000) относит весь тархан к зоне NN5. Е.М. Богданович (Коненкова, Богданович, 1994) проводит границу зон NN4 и NN5 в низах верхнего тархана. Последней точкой зрения мы руководствуемся, относя тархан к верхам NN4–низам NN5. В схеме нижняя часть тархана сопоставлена с верхами бурдигала, тогда как верхняя может отвечать уже низам лангия. В Западном Паратетисе тархану соответствуют карпатский региоярус и, возможно, самые низы баденского.

С начала тархана стал возможен продолжительный обмен фауной с Западным Паратетисом. Очевидно, он осуществлялся по Днестровскому проливу на северо-западе бассейна, а также южнее через Южно-Добруджинский пролив (Гончарова и др., 2001). В это же время на юго-востоке через Среднеараксинский пролив открылась связь с Восточным Средиземноморьем (через Алеппо-Урфинский пролив) и с Индо-Пацифической областью Тетиса (через Центрально-Иранский бассейн – Гончарова, Щерба, 1997; Гончарова и др., 2001). Раннетарханский бассейн простирался от берегов Северо-Восточной Болгарии до Приаралья и Западной Туркмении. По сравнению с коцахурским он расширился на западе и северо-западе. Кроме того, произошло значительное общее углубление водоема, в котором были широко распространены области глубокого шельфа, или нижней сублиторали и псевдоабиссали (150–300 м, по Жижченко, 1940).

Фауна раннетарханского бассейна была разнообразной и представляла собой различные группы бентосных и планктонных беспозвоночных, а также рыб. Местами еще сохранялись реликты солоноватоводной коцахурской фауны (*Rzehakia dubiosa*, *Saccamina zuramakensis*, *Syngnathus altus* – Гончарова и др., 2001).

В среднем и позднем тархане еще больше расширилась область глубоководий, а связи с океаническими водами стали сокращаться. Увеличился эндемизм фауны. Сокращение связей не было равномерным, происходила как бы пульсация. При этом периоды заморозов в псевдоабиссали, когда в результате возникновения на дне условий сероводородного заражения донная жизнь становилась все более скудной и часто исчезала, сменялись периодами нормального снабжения кислородом. Тогда при кратковременном расширении сообщения с открытыми водами глубоководные участки снова заселялись бентосом, и в нем, наряду с офиурами, иногда появлялись даже морские ежи и отмечались глубоководные рыбы – светящиеся анчоусы. К концу тархана произошло общее обмеление бассейна. Тем не менее, можно предположить, что на протяжении всего тархана бассейн оставался морским (30–32‰), возможно, с чуть меньшей соленостью в среднем и позднем тархане (Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2001).

ЧОКРАКСКИЙ РЕГИОЯРУС

Чокракский региоярус (Андрусов, 1884) (средний миоцен). Стратотип представлен разрезом восточного берега оз. Чокрак (Керченский п-ов, Украина – Андрусов, 1884), где вскрываются лишь низы чокрака (8,8 м). Гипостратотип – урочище Малый Камышлак (Гончарова, 1989), расположен непосредственно над гипостратотипом тархана. Чокрак здесь представлен песчано-биогермной толщей (60 м мощностью) в нижней своей части и глинами с прослоями мергелей (30 м мощностью) выше. Эти отложения с несогласием залегают на верхнетарханских и литологически постепенно переходят в отложения карагана. Границу чокракского и караганского региоярусов можно наблюдать в 2 км к югу от гипостратотипа, определяется она появлением *Spaniodontella gentilis*. Мощность региояруса до 800 м. Морские отложения чокрака в общем более мелководны и занимают большую площадь по сравнению с тарханскими, залегая трансгрессивно в краевых участках бассейна.

Чокракский региоярус подразделяется на нижний (зюкские слои) и верхний (брыковские слои). Нижний чокрак охарактеризован в большей степени эндемичной, чем тарханская, обедненной морской фауной. Специфические моллюски для нижнего чокрака – *Aequipecten varnensis*, *Angulus fuchsi*, *Pitar laskarevi*, *Cerithium cattleyae* (Гончарова, 1989). В составе бентосных фораминифер господствовали милиолиды, среди которых преобладали чокракеллы и нониониды (*Flofilus*). Планктонные фораминиферы не найдены, нанопланктон представлен видами зоны NN5 (Коненкова, Богданович, 1994). Верхи нижнего чокрака охарактеризованы беломечетским комплексом

млекопитающих (Центральное Предкавказье, ст. Беломечетская), отнесенным Л.К. Габунией и О.Г. Бендукидзе (1984) к зоне MN5, А.К. Агаджаняном – к зоне MN6 (Неогеновая система, 1986), а А. Лопатиным – к низам зоны NN5–верхам MN6 (устное сообщение).

Верхний чокрак отличается целиком эндемичной фауной. Число двустворчатых моллюсков резко сократилось, гастроподы единичны и представлены лишь эмбриональными раковинками. Местами образовывались значительные скопления трубочек полихет рода *Dituga* (Гончарова, 1989). Бентосным фораминиферам, представленным обедненным комплексом дискорбид, эльфиид и нонионид с характерным *Florilus parvus*, были присущи карликовость и аномальное развитие раковин (Неогеновая система, 1986). Весь чокрак характеризуется специфичными моллюсками: *Donax tarchanensis*, *Ervilia praepodolica*, *Varnea praeustjurtensis*.

На основании этой фауны моллюсков, характерных комплексов фораминифер, а также литологических особенностей – увеличения песчаности, появления биогермных построек – отложения чокракского регионаруса довольно уверенно прослеживаются по всему Восточному Паратетису.

Принадлежность чокрака к зоне MN5–MN6 по млекопитающим, фиксация границы палеомагнитных эпох 16 и 15 в верхах чокрака (Музылев, Певзнер, 1983), а также положение его между тарханом, низы которого коррелируются с карпатом, и караганом, сопоставляемым с величкием, позволяет соотнести чокрак с верхней половиной лангия Средиземноморья и второй половиной нижнего бадена (моравия) Западного Паратетиса.

В чокракское время произошло сильное обмеление бассейна, увеличившее площадь мелководий. В осевой части возникла цепь островов. Бассейн расширился на север и на восток (Гончарова и др., 2002). Связи с Западным Паратетисом не существовало (Гончарова, 1989; Гончарова, Ильина, 1997; Гончарова, Щерба, 1997), а на юго-востоке в раннем чокраке сохранилось соединение через Среднеараксинский пролив с Центрально-Иранским бассейном, а также с Восточным Средиземноморьем. Обмен водами с последним, а также, возможно, и с Месопотамским бассейном, осуществлялся через Алеппо-Урфинский пролив. В начале среднего миоцена (середина чокрака) в силу нараставшего обмеления этот пролив, очевидно, не был препятствием для миграций млекопитающих и обмена фаунами между Африкой и Евразией (Гончарова и др., 2002).

Расширение области мелководий в раннем чокраке определило расцвет бентосной фауны (моллюсков, мшанок, фораминифер, остракод) и создало условия для возникновения водорослево-мшанковых биогермов. В составе планктона про-

должали доминировать крылоногие моллюски-спирателлы. Разнообразны были и рыбы. Соленость раннечокракского бассейна, очевидно, не опускалась ниже 28‰ (Багдасарян, 1959, 1965; Гончарова, 1989), за исключением областей влияния крупных рек.

В позднем чокраке бассейн продолжал расширяться на север из-за усиления речного стока. Одновременно происходила изоляция бассейна – закрытие Среднеараксинского пролива. Изменение гидрологического режима бассейна до полуморского с соленостью, близкой к солености последующего караганского бассейна (Багдасарян, 1959), вызвало быстрое вымирание и резкое обеднение его фауны, спирателлы исчезли, из рыб остались лишь сельдевые.

КАРАГАНСКИЙ РЕГИОЯРУС

Караганский регионарус (Андрусов, 1917а) (средний миоцен). Лектостратотип – разрез урочища Уйратам, п-ов Тюб–Караган, Мангышлак, Казахстан (описан Андрусовым, 1917а; Стратотипы ярусов ..., 1975). Здесь караганские отложения со *Spaniodontella gentilis*, *Mohrensternia barboti* и др. с разрывом залегают на палеогеновых глинах. Контакт с вышележащим конкским регионарусом в лектостратотипе не ясен, так как выше фоладовых (= картвельских) слоев, относимых по схеме также к карагану, залегают песчаники, возраст которых может быть уже раннесарматским. Однако в других разрезах стратотипической области Мангышлака фоладовые слои карагана согласно перекрываются конкскими отложениями с богатой морской фауной. В более глубоководных разрезах караган согласно перекрывает чокрак и выделяется по появлению эндемичной фауны со *Spaniodontella* и *Mohrensternia*, мелко-рослых *Discorbis*, *Cassidulina*, *Nonion* и др.

Караганский регионарус хорошо охарактеризован фауной в Северо-Восточной Болгарии, Западном Казахстане, Северной Туркмении и в Грузии, где он был подразделен на три части. Нижняя часть (архашенские слои – Жгенти, 1981) характеризуется преобладанием *Spaniodontella gentilis*, средняя (варненские слои – Жгенти, 1976, = мелитопольские – Молявко, 1960, туркменские слои – Судо, 1961) – с *Savanella andrussovi*, *Spaniodontella gentilis*, многочисленными *Ervilia pusilla* и рядом средиземноморских мигрантов (*Callista*, *Clausinella*, *Gafrarium*, *Alaba*, *Nadriana* и другие, а также *Neobulimina*, *Dendritina*, единичный нанопланктон) и верхняя – картвельские слои (= фоладовые – Давиташвили, 1930), обычно с массой фоладид нескольких видов рода *Varnea*. Е.М. Жгенти (1976, 1991) предложила рассматривать картвел в качестве самостоятельного регионаруса со стратотипом на р. Хоби у с. Мухури (Западная Грузия). Это предложение, сделанное с учетом эволюционного

развития барней, на наш взгляд, не лишено оснований (Ильина, 2000б). Однако в настоящей схеме, так же как в томе “Неогеновая система” (1986), ранг этого подразделения рассматривается в качестве слоев (или подъяруса) верхов карагана, поскольку картвельские слои выделяются лишь в мелководных фациях, а в глубоководных разрезах многих районов, где фолადиды отсутствуют, проследить эти слои не представляется возможным, и верхняя граница карагана проводится по появлению полигалинных элементов, характерных для вышележащего конкского региояруса. Общая мощность карагана до 400 м.

Непосредственно коррелировать отложения караганского региояруса с Западным Паратетисом и Средиземноморьем невозможно из-за эндемичности его фауны и отсутствия зональных видов среди средиземноморских вселенцев. Нет также и изотопных датировок для караганских отложений. Однако по положению в разрезе и присутствию эвапоритов караган скорее всего сопоставляется с величким Западным Паратетиса. В области Средиземноморья караган предположительно соответствует нижней части серравалия. В какой-то степени это подтверждается данными Е.М. Богданович по нанопланктону, приводимыми И.М. Баргом (1993), о присутствии зональных видов NN5 в карагане Керченского п-ова и Днепропетровской области Украины.

Все большее замыкание Восточного Паратетиса, начавшееся в позднем чокраке, привело к образованию обширного караганского моря. Этот бассейн простирался от Северо-Восточной Болгарии (Варненский залив) и доходил на востоке в виде Устюртского залива почти до Аральского моря. На севере отдельными языками он вдавался в сушу, не доходя до 48° с.ш., а на юге, на территории Среднеараксинской впадины и Нахичеванского прогиба, по-видимому, существовал залив, в котором обитали *Spaniodontella* и *Varnea*.

Основываясь на исключительной бедности родового состава моллюсков и их эндемизме, можно считать, что караганский бассейн Восточного Паратетиса был большую часть времени обособлен от вод Мирового океана, а его соленость была аномальной. С одной стороны, это был бассейн, по-видимому, со значительно пониженной морской соленостью, с другой – он мог быть в отдельных участках и пересоленным, поскольку имеются эвапориты (гипсы) караганского возраста. Наличие эвапоритов, возможно, было связано и с климатическим фактором, особенно на востоке и юго-востоке бассейна. Примерно в середине карагана (варненское время), скорее всего на юго-востоке, произошло кратковременное и затрудненное соединение с открытыми водами, на что указывает проникновение в караганский бассейн

ряда морских элементов (*Callista*, *Clausinella*, *Gafrarium*, *Alaba*, некоторые *Muricidae*, *Neobulimina elongata*, единичный нанопланктон).

Мелководные участки бассейна характеризовались песчано-известковистыми осадками, нередко с прослоями строматолитов. Относительно более глубоководные отложения караганского моря – глины с прослоями мергелей были развиты в области Керченско-Таманского прогиба, Восточного Предкавказья и Закавказья. На еще больших глубинах этих регионов, где караганские отложения совершенно лишены бентосной фауны, по-видимому, проявлялось сероводородное заражение (Жижченко, 1940).

КОНКСКИЙ РЕГИОЯРУС

Конкский региоярус (Андрусов, 1917а) (средний миоцен). Стратотипом его Н.И. Андрусов считал “слои с *Venus konkensis*”, описанные Н.А. Соколовым (1899) в Запорожской области Украины, на р. Конке близ с. Веселянки. Здесь конкские мелкозернистые пески залегают с несогласием на более древних миоценовых прибрежно-континентальных отложениях и перекрываются со стратиграфическим несогласием ракушечно-песчаными осадками нижнего сармата. Разрез стратотипа охватывает только верхнюю часть региояруса. В ней содержится относительно бедная, в основном эвригалинная морская фауна – *Parvivenus konkensis*, *Acanthocardia andrussovi*, *Ervilia*, *Corbula*, *Sandbergeria* и другие моллюски; из фораминифер – мелкие *Elphidium macellum*, *Ammonia ex gr. bessarii* и др.

В более полных разрезах конкского региояруса (Закаспий, Закавказье), базальные слои охарактеризованы довольно богатым комплексом полигалинных моллюсков (*Glycymeris*, *Arca*, *Anadara*, *Chlamys*, *Europicardium*, *Parvicardium*, *Glans*, *Callista*, *Diloma*, *Alvania*, *Onoba*, *Spiratella* и др.), фораминиферами (булиминиды, пенероплиды, милиолиды, нониониды, эльфидиниды, глобигериниды и др.) и остракодами (*Cytheridea* и др.), характерными для нормальносоленых морей. Эти базальные слои выделяются в так называемые сартаганские слои, а залегающие над ними отложения в основном с более эвригалинной морской фауной и эндемиками – в веселянские слои конкского региояруса (Неогеновая система, 1986). Однако, термин “сартаган” не следует употреблять, поскольку в стратотипическом разрезе (урочище Сартаган) базальные слои конки отсутствуют (Ильина, 2000б). Общая мощность до 50 м, но чаще не более 20 м.

Отложения конкского региояруса хорошо обособляются только в области мелководий, где они лежат на картвельских (фоладовых) слоях карагана и кроются нижнесарматскими отложе-

ниями. Глубоководные конкские осадки литологически идентичны нижележащим караганским, а иногда и вышележащим сарматским и могут быть идентифицированы только по находкам полигалинной микрофауны и спирателл.

Для конкского региояруса отмечается нанопланктон, который относится к нерасчлененным зонам NN6–NN7 (Андреева-Григорович, Носовский, 1976; Минашвили, 1986; Музылев, Головина, 1987). Присутствие в этих ассоциациях полигалинных родов *Discoaster* и *Rhabdosphaera* подтверждает связь конкского моря с открытыми водами. Изотопных датировок для собственно конки нет. Конкский региоярус по моллюскам и микрофауне сопоставляется с верхней частью бадена (косовием) Западного Паратетиса. Находки в относительно глубоководных конкских отложениях Керченского полуострова многочисленных *Globigerina bulloides* и радиолярий позволяют сопоставить эти отложения с нижним косовием Предкарпатья (Барг, 1993). В области Средиземноморья конкский региоярус соответствует средней части серравалия.

В начале конкского времени (“сартаган”) открылось довольно широкое сообщение Восточного Паратетиса с Мировым океаном, и эндемичные фолладовые сообщества картвела сменились богатой и разнообразной фауной моллюсков, бентосных и планктонных фораминифер, сравнительно разнообразным нанопланктоном и проч. Соленость вод заметно возросла и стала близка к нормальной (не менее 30‰). Море протягивалось с востока на запад от Юго-Восточного Устюрта до юго-восточных районов Николаевской области Украины и даже достигало современного междуречья Днестра и Прута (Рошка и др. 1968). Самые западные его окраины захватывали Северо-Восточную Болгарию (Варненский залив).

Близкий к нормальноморскому режим ранней конки просуществовал недолго. В связи с затрудненным сообщением с открытыми водами, море становится менее соленым (~20‰), превратившись в полуморской водоем (поздняя конка). Его фауна отличалась большим числом эвригалинных, нередко эндемичных видов. Однако и в позднеконкском бассейне на разных временных уровнях появлялись полигалинные средиземноморские элементы, что было связано с неоднократным расширением связи конкского моря с открытыми водами и прохорезом морской фауны. Таких прохорезов в поздней конке отмечено не менее двух – в середине и в самом конце (Ильина, 2000а, 2000б).

Соединение конкского моря с открытыми водами осуществлялось, по-видимому, на юго-юго-востоке Восточного Паратетиса (Ильина, 1995; Гончарова, Щерба, 1997; Ильина, 2000а). Связь могла осуществляться через проливы, один из ко-

торых существовал в районе Талышской зоны, а второй, вероятно, соединял Среднеараксинскую и Среднекуринскую впадины (Ильина, 2000а). С позднебаденским бассейном Западного Паратетиса сообщение было не столь явным, однако, если это обстоятельство и имело место, то соединение могло быть, вероятнее всего, только в поздней конке в области междуречья Днестра и Прута (Гончарова, Ильина, 1997).

ГРАНИЦА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО МИОЦЕНА

Эта граница проводится между серравалием и тортоном на уровне 11–11.2 млн. лет. В Западном Паратетисе ей примерно отвечает граница сармата s. str. (Sarmatien, 1974) и паннона (около 11.5 млн. лет), а в Восточном Паратетисе она проходит в самых верхах среднего сармата.

По нанопланктону в области Средиземноморья граница серравалия и тортона отмечена границей зон NN8 и NN9 или проводится в верхней части зоны NN7 (Berggren et al., 1985). Также неоднозначно определяется граница среднего и верхнего миоцена по нанопланктону, отмеченному в западной части Восточного Паратетиса. Согласно этим данным рассматриваемая граница проводится, примерно, по границе зон NN8 и NN9 (Mărunteanu et al., 1998), или по границе NN7 и NN8 (Olszewska, 1999; Garecka, Jugowiec, 1999).

САРМАТСКИЙ РЕГИОЯРУС

Сарматский региоярус (Barbot de Marny, 1866) (верхи среднего–низы верхнего миоцена). Лектостратотип региояруса (Парамонова, Белокрыс, 1972) находится в районе с. Широкое на левом берегу р. Ингулец (Днепропетровская область, Украина). Здесь сармат представлен достаточно полно, хотя и с небольшими перерывами, лежит он с размывом на палеогене и перекрывается с размывом мезотическими отложениями. В качестве гипостратотипа был предложен более полный разрез в окрестностях с. Веселянка в балке Скотоватой (Запорожская область, Украина) (Куличенко и др., 1979). В этом разрезе сармат лежит согласно на конкском региоярусе и перекрывается мэотисом.

Сармат подразделяется на три подъяруса (Andrussow, 1899; Simionescu, 1903): нижний (волинский), средний (бессарабский) и верхний (херсонский), которые в мелководных фациях, в свою очередь, могут быть подразделены на слои.

Для нижних слоев нижнего сармата – кужорских (Колесников, 1935; лектостратотип – р. Конка, Южная Украина – Белокрыс, 1963, 1976) – характерны *Plicatiformes praeplicatus* и *Obsoletiformes lithopodolicus ruthenicus*, а для верхних – збручских (Дидковский, 1964; лектостратотип –

Богдановский карьер, Южная Украина – Белокрыс, 1963, 1976) – *P. plicatus plicatus* и *O. obsoletus*. В целом для мелководных фаций нижнего сармата типичны *Ervilia dissita*, *Mastra eichwaldi* и другие, для относительно глубоководных – *Abra reflexa*, а в збручских слоях – еще *Mastra andrussovi* и виды рода *Inaequicostates*. В среднем сармате, где двустворки были гораздо разнообразнее и обычно более крупных размеров, также намечаются две пачки слоев – нижние, или новомосковские (Дидковский, 1964; лектостратотип там же, где для збручских слоев), и верхние, или днепропетровско-васильевские (Дидковский, 1964; лектостратотип – р. Ингулец, Южная Украина – Парамонова, Белокрыс, 1972). Для мелководных отложений новомосковских слоев характерны *Plicatiformes plicatus plicatofitoni*, *Mastra vitaliana*, *Venerupis ponderosus*, а одновременные глубоководные отложения содержат *Cryptomastra pesansensis* и др. Мелководные фации днепропетровско-васильевских слоев характеризуются наличием *Plicatiformes fitoni*, *Mastra fabreana* и различных видов *Obsoletiformes*, глубоководные же осадки содержат тот же комплекс двустворок, что и в новомосковских слоях (Ильина и др., 1976; Невеская и др., 1986; Парамонова, 1994). Нижний и средний подъярусы содержат богатые комплексы других беспозвоночных: гастропод, фораминифер, остракод, которые представлены, как и двустворчатые моллюски, большей частью эндемичными видами эвригалинных морских родов.

В верхнем подъярусе сармата выделяются нижние, или катерлезские, слои (Колесников, 1935; лектостратотип – р. Ингулец – Парамонова, Белокрыс, 1972) с обедненным комплексом моллюсков, состоящим из видов *Mastra* (*Chersonimastra*), и верхние, или митридатские, слои (Колесников, 1935; лектостратотип – Керченский п-ов – Парамонова, 1994), заключающие мшанково-водорослевые биогермы. Мощность отложений сарматского региояруса в прогибах достигает 700–750 м.

Выделение и корреляция сарматских отложений на уровне региоподъярусов уверенно проводится на территории от Восточной Сербии и Северо-Восточной Румынии до Западного Казахстана и Западной Туркмении. На территории, относившейся к Западному Паратетису, выделяются нижний сармат (волынский подъярус) и нижняя половина среднего сармата, т.е. так называемый сармат s. str., а выше здесь лежат отложения паннонского региояруса.

По результатам изучения нанопланктона из сарматских отложений Румынии в нижнем сармате установлены зона NN7 и нижняя часть зоны NN8, в среднем сармате – верхняя часть зоны NN8 и зона NN9, а верхний сармат, предположительно, сопоставлен с верхами зоны NN9 и низами зоны NN10 (Papaianopol, Mărunteanu, 1993; Mărunte-

anu et al., 2000), Согласно другим работам (Olszewska, 1999; Garecka, Jugowiec, 1999) сармат s. str. в Карпатском передовом прогибе отвечает верхней половине зоны NN6 и зоне NN7.

Согласно данным радиологического датирования трековым методом нижняя граница сармата определяется в 13.6–13.7 млн. лет (Чумаков, 1993, Чумаков и др., 1984). В Западном Паратетисе она принимается на уровне 13.0 млн. лет (Rögl, 1998) или 13.6 млн. лет (Vass, 1999). Граница нижнего и среднего подъярусов, по данным Чумакова, проходит на уровне 12.2 млн. лет, граница среднего и верхнего подъяруса – 11.2 млн. лет, а верхняя граница региояруса имеет возраст около 9.3 млн. лет.

Соответственно этим данным, а также в какой-то степени по определениям нанопланктона, сармат Восточного Паратетиса сопоставляется с сарматом s. str. (Sarmatien, 1974) и нижней частью паннонского региояруса Западного Паратетиса, а также с верхней половиной сerratиваля и нижней частью тортона Средиземноморья.

К началу сарматского века соединение Паратетиса с нормальными морями практически прекратилось, и на месте позднеконкского и позднебаденского водоемов образовался огромный полуморской бассейн, лишь эпизодически соединявшийся со Средиземным морем. Раннесарматский бассейн простирался от Альп на западе до Аральского моря на востоке и разделялся на ряд водоемов: Паннонский, Дакийский, Эвксинский и Каспийский, соединявшиеся между собой проливами. На севере море ингрессировало по долинам палео-рек.

Раннесарматский Паратетис, в котором, за исключением редких планктонных фораминифер, практически отсутствовали настоящие полигалинные виды других групп беспозвоночных, и родовой состав моллюсков и бентосных фораминифер был значительно обеднен, имел пониженную соленость около 14–15‰. В западной части бассейна она была выше и, возможно, достигала 16–18‰ (Кюмджиева, 1969; Парамонова, 1994). Это подтверждается и данными изотопного анализа (Кияшко, 1984; Кияшко, Парамонова, 1987).

В среднесарматское время, особенно во второй его половине, бассейн сократился в размерах. Соленость его продолжала понижаться и, по-видимому, была ниже 15‰, хотя в начале среднего сармата могла существовать некоторая затрудненная и эпизодическая связь со Средиземноморьем через Западный Паратетис (Белокрыс, 1976; Венглинский, 1975; Рошка, 1987; Парамонова, 1994; Ильина, 1998), но на восточную часть Паратетиса она не оказывала заметного влияния. Что касается Паннонского бассейна, то в конце первой половины среднего сармата его связь с Дакийским сильно затруднилась в результате начавшегося замыкания Транскарпатского проли-

ва. В начале второй половины среднесарматского времени Паннонский водоем превратился в солоноватоводное озеро, где развивалась особая эндемичная (паннонская) фауна.

В позднесарматское время размеры бассейна резко сократились, и при этом произошло дальнейшее понижение солености вод до 4–9‰ (Парамонова, 1994). Восточный Паратетис превратился в полностью замкнутый водоем. В это время, возможно, имела место кратковременная ингрессия позднесарматского моря в восточную часть Паннонской области, о чем свидетельствуют находки херсонских мактр в Трансильвании (Plescu, 1971; Lubenescu, 1971; Gräf et al., 1973).

МЭОТИЧЕСКИЙ РЕГИОЯРУС

Мэотический региоярус (Андрусов, 1890) (верхний миоцен). Стратотипом его служит разрез западного берега Керченского пролива в районе г. Аршинцево – к югу от г. Керчь (Украина), представленный толщей переслаивания мелководных рыхлых детритовых известняков, ракушечников и глин. Мэотис лежит на мшанковых известняках верхнего сармата, что видно в соседнем разрезе мыса Яныш-Такыл, и перекрывается нижнепаннонскими алевролитистыми глинами.

Мэотис подразделяется на два подъяруса: нижний (багеровский – Карлов, 1937, Крым) и верхний (акманайский – выделен там же). Первый из них характеризуется в основном эндемичными видами морских родов, имевших средиземноморских предков: *Dosinia*, *Mytilaster*, *Venerupis*, *Abra*, *Ervilia* – среди двустворчатых моллюсков, *Rissoa*, *Mohrensternia*, *Cerithium*, *Potamides*, *Bittium* – среди гастропод. Фораминиферы представлены также, главным образом, эвригалинными родами: *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Articulina*, *Discorbis* и др., а среди остракод преобладают виды родов *Leptocythere*, *Xestoleberis*, *Loxosoncha*. Состав этих групп свидетельствует о полуморском характере раннемэотического бассейна, хотя редкие находки на некоторых уровнях достаточно полигалинных форм бентосных и даже планктонных фораминифер, нанопланктона (Семененко, Люльева, 1978; Богданович, Иванова, 1997), а также гастропод (Ильина, 1972, 1980, 2000а), двустворок (Невеская и др., 1993) и остракод (Аревадзе, 1987) указывают на кратковременные связи раннемэотического бассейна с открытыми водоемами.

Верхний подъярус мэотиса охарактеризован солоноватоводным комплексом малакофауны, в котором морские элементы очень редки. Среди остракод много пресноводных форм, а состав фораминифер очень обеднен. Тем не менее, в некоторых местонахождениях (Западная Грузия, Керченский п-ов) наряду с солоноватоводными видами найдены относительно полигалинные моллюски,

а также нанопланктон и диатомовые, что опять-таки свидетельствует о кратковременных связях с открытыми морями. Мощность региояруса до 500–700 м.

Нижняя граница мэотических отложений обычно согласная, но с изменением литологии. Она проводится по первому появлению морской фауны. Верхняя граница отмечается по находкам солоноватоводных паннонских кардиид.

Следует также отметить, что в дакийской части Понто-Каспийской области (Румыния, Болгария, Молдова) в начале мэотического времени существовал солоноватоводный или даже пресноводный водоем (или водоемы), в который временами ингрессировали морские воды, так что здесь низы багеровского подъяруса сложены пресноводно-солоноватоводными отложениями, переслаивающимися с морскими. Представляется неверным выделять здесь низы багеровского подъяруса в самостоятельный подъярус (житийский – Andreescu, 1973).

В отдельных участках распространения мэотиса, в том числе за пределами юга России, найден нанопланктон, но привязка его к зонам несколько противоречива: от зоны NN9 (Богданович, Иванова, 1997) до NN10 – низов NN11 (Mărunteanu, Paraianol, 1998; Mărunteanu et al., 2000) – для нижнего мэотиса и зоны NN10 (Семененко, Люльева, 1978) и NN11 (Mărunteanu, Paraianol, 1998; Mărunteanu et al., 2000) – для верхнего мэотиса. Скорее, более вероятно корреляция нижнего мэотиса с большей частью зоны NN10, а верхнего мэотиса – с нижней половиной зоны NN11.

Согласно определениям возраста (Чумаков и др., 1988а, 1988б, 1996; Чумаков, 1993) нижняя граница мэотиса имеет возраст 9.36–9.26 млн. лет, граница нижнего и верхнего – 8.0–8.4 млн. лет, а верхняя граница – 7 млн. лет. Соответственно этим изотопным датировкам мэотис может быть сопоставлен с верхней частью тортонна Средиземноморья, а также с верхней половиной паннона Западного Паратетиса.

Паратетис в мэотическо-позднепаннонское время, как и на предыдущем этапе, был разделен на Западный (Паннонский водоем) и Восточный (Дакийско-Эвксинско-Каспийский бассейн), полностью изолированные друг от друга. В Паннонском бассейне, как и ранее, продолжали господствовать солоноватоводные фауна и микрофлора, состоящие из эндемичных видов моллюсков, остракод, динофлагеллат и известкового нанопланктона. Соленость оставалась в пределах 8–15‰ при солевом составе каспийского типа (Pannonien, 1985; Kazmér, 1990).

Восточный Паратетис имел совершенно другой характер, будучи полуморским водоемом, образовавшимся, вероятно, вследствие трансгрессии Мирового океана в среднетортонское время

(Rögl, Steininger, 1983). Связь раннемэотического моря с открытыми водами, по-видимому, могла осуществляться на юго-востоке через какой-то промежуточный бассейн (Ильина и др., 1976; Невеская и др., 1984, 1986; Ильина, 1980, 2000а), и, возможно, также и на юго-западе через Эгейско-Тракийский полуморской водоем, имевший затрудненную связь со среднеторгонским-раннемессинским Средиземным морем (Ильина и др., 1976; Стеванович, Ильина, 1982; Щерба и др., 2000).

ПОНТИЧЕСКИЙ РЕГИОЯРУС

Понтический региоярус (Барбот де Марни, 1869) (верхи верхнего миоцена). Лектостратотип находится в районе г. Одесса (Украина), где понтические отложения лежат, вероятно, согласно на мэотических глинах и перекрываются с перерывом четвертичными лёссовыми отложениями.

Поскольку в стратотипическом разрезе обнажается только нижняя часть понта, был предложен неостратотип (Стратотипы ярусов ..., 1975) – разрез западного побережья Керченского пролива в районе г. Аршинцево (южнее г. Керчь, Украина), описанный Андрусовым (1917б, 1923), Эберзиным (1947, 1967) и Невеской (Невеская, Стеванович, 1985) и сложенный в низах глинами, а выше – рыхлыми известняками-ракушечниками. Понт здесь представлен почти полностью, хотя самые верхние его слои могут отсутствовать, и граница с киммерием не прослеживается. Мощность до 35 м. Понтический региоярус подразделяется на два подъяруса: нижний (новороссийский – Андрусов, 1923, Южная Украина), к которому относят евпаторийские и одесские слои, и верхний, состоящий из портаферских и босфорских слоев.

Евпаторийские слои (Давиташвили, 1937, Крым), которые известны только в двух районах, содержат очень обедненный комплекс солоноватоводных моллюсков родов *Eupatorina*, *Dreissena*, *Congerina*, *Theodoxus*, а вышележащие – одесские слои (Михайловский, 1909б, Южная Украина) – характеризуются появлением солоноватоводных родов *Pseudocatillus*, *Euxinocardium*, *Paradacna*, а также эвригалинного морского вида *Parvivensus widhalmi*. Из мэотиса переходят конгерии и редкие *Abra tellinoides*.

Портаферские слои (Стеванович, 1951) содержат более разнообразную солоноватоводную малакофауну, так же как и вышележащие босфорские слои (Андрусов, 1923). Портафер характеризуется наличием *Congerina subrhomboides*, отсутствующей в босфоре.

Разнообразие малакофауны характерно только для мелководных фаций понта, а в относительно глубоководных глинистых отложениях при-

сутствуют редкие виды родов *Paradacna*, *Valenciennius* и некоторых других. Никаких видов морского происхождения в верхнем понте не отмечается. Мощность региояруса в прогибах до 450 м. Кроме моллюсков, в понтических отложениях встречены остракоды – эвригалинные морские *Leptocythere*, *Loxosconcha* и др. и солоноватоводные *Caspiocypris*, *Pontoniella*, *Caspiolla*, *Bakunella*. Комплекс фораминифер очень обеднен и состоит из наиболее эвригалинных форм: *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Ammonia*.

Нижняя граница региояруса согласная в прогибах, но отчетливо трансгрессивная в краевых частях бассейна, где отложения новороссийского подъяруса перекрывают континентальные неогеновые свиты, либо морские осадки сармата или карагана. Новороссийские отложения распространены очень широко от Восточной Сербии, Румынии и Болгарии до Мангышлака, Устюрта и Западно-Туркменской низменности и четко коррелируются по присутствию специфических комплексов моллюсков и остракод. Верхнепонтические отложения, напротив, резко регрессивны и в большинстве районов на этот интервал приходится перерыв или накопление континентальных осадков.

Редкие находки нанопланктона в понтических отложениях обычно содержат лишь виды широкого распространения. Однако в Румынии в нижнем понте найден комплекс нанопланктона зоны NN11, а верхний понт условно отнесен к зоне NN12 (Mărunteanu, Păraianopol, 1998). Скорее всего, понту отвечает верхняя половина зоны NN11 и нижняя часть зоны NN12.

По данным И.С. Чумакова (Чумаков и др., 1988а, 1988б, 1996; Чумаков, 1993, 2000), нижняя граница понта датируется в 7.1 млн. лет, что отвечает датировке, принятой в последних схемах неогена Средиземноморья и Паратетиса (Rögl, 1998; Steininger, Wessely, 2000). Верхняя граница в этих схемах проводится в интервале 5.2–5.3 млн. лет.

С этим определением продолжительности понта расходятся палеомагнитные данные об отрицательной намагниченности понта (Трубихин, см. Pontien, 1989; Певзнер см. Семененко, 1987; Молостовский, Храмов, 1997). Согласно Трубихину, понт соответствует верхнему мессину и интервалу СЗг, то есть от 5.9 до 5.4–5.2 млн. лет, а по Певзнеру (устное сообщение) – от 7.5 до 6.74 млн. лет (с пересчетом на новую шкалу).

По косвенным данным (палеогеографическим и др.), а также по составу солоноватоводной фауны моллюсков и диноцист нижнего понта и верхнего мессина, понт, скорее всего, следует сопоставлять (Попов, Невеская, 2000) с мессинским ярусом Средиземноморья (верхней его частью). В Западном Паратетисе нижнему понту отвечают

отложения, содержащие малакофауну другого типа, чем новороссийская, и состоящую из потомков паннонских видов, но по положению этих отложений ниже портаферских слоев верхнего понта эти отложения могут быть отнесены к нижнепонтическим, хотя их нижняя граница практически не отбивается. Что касается босфорских слоев верхнего понта, то им отвечают низы палюдиновых слоев Западного Паратетиса.

В понтическое время Западный и Восточный Паратетис стали сообщаться между собой, сначала очень ограничено, а затем достаточно широко. Характер и размер Паннонского бассейна в начале понта не изменились по сравнению с предыдущим временем. В самом начале понта сообщение его с Восточным Паратетисом было очень затрудненным или вообще отсутствовало, а в середине понтического века (портафер) связь осуществлялась через узкий Портаферский (Транскарпатский) пролив (Pontien, 1989, рис. 5), но прохорез, в частности моллюсков, шел преимущественно из Западного в Восточный Паратетис. Соленость была такой же, как и ранее. Во второй половине понта (босфорское время) Западный Паратетис перестал существовать как единый водоем, и на его месте возник ряд озер.

Раннепонтический Восточный Паратетис состоял из нескольких водоемов: Дакийского (фактически являвшегося крупным западным заливом Эвксинского бассейна), Эвксинского и Каспийского. Каспийский водоем соединялся с Эвксинским через широкий Ставропольский пролив, а Эвксинский бассейн – с Тракийско-Эгейским заливом мессинского моря – через Тракийский пролив (Колесников, 1940; Gillet, 1961; Ильина и др., 1976; Невеская и др., 1986; Pontien, 1989; Попов, Невеская, 2000).

Соленость раннепонтического бассейна, вероятно, была сходной с соленостью современного Каспийского моря, т.е. отличалась по ионному составу от морской, тогда как об абсолютных величинах солености судить трудно (Невеская и др., 1986). Раннепонтический бассейн, несмотря на свой солоноватоводный характер, не был вполне замкнутым, о чем свидетельствует широкое распространение в нем эвригалинного морского вида *Parvivenus widhalmi*, общего с Тракийско-Эгейским заливом мессинского моря.

В начале позднего понта (портаферское время) Восточный Паратетис значительно сократился в размерах. Каспийский бассейн отделился на севере от Эвксинского, и море ушло в пределы современного Среднего и Южного Каспия. Однако, на юго-западе Каспийского бассейна, в районе Закавказья, какое-то сообщение с Эвксином было в течение всего понта, так как в верхней части понтических отложений Азербайджана отмечаются виды общие с верхним понтом Эвксинского

и Дакийского бассейнов (Невеская и др., 1986). Что касается связи понтического моря с Средиземноморским мессинским бассейном через Тракийско-Эгейский водоем, возможно, она еще имела место в портафере (Rögl et al., 1991), пока этот водоем не перестал существовать. Соленость по сравнению с ранним понтом не изменилась. О распределении глубин судить трудно, так как глубоководные осадки этого времени не известны.

Во второй половине позднего понта (босфорское время) Паратетис еще более сократился. Дакийский и Эвксинский бассейны продолжали соединяться, хотя эта связь, по-видимому, стала менее широкой, чем в портаферское время, судя по большей степени эндемичности малакофаун обоих бассейнов. Каспийский водоем во второй половине позднего понта продолжал оставаться изолированным от Эвксинского на севере, сохраняя, вероятно, какую-то связь с последним на юго-западе.

В конце позднего понта произошла регрессия, вследствие которой все Северное Причерноморье и современный шельф Азово-Черноморского бассейна осушились полностью (Семененко, 1993). Тем не менее, центральные районы современного Черного моря должны были остаться под водой, иначе не могла бы продолжаться свое существование солоноватоводная фауна, потомки которой широко расселились в последующий киммерийский век.

Причины позднепонтической регрессии так же, как и раннепонтической трансгрессии, не ясны. Но, во всяком случае, объяснение этой регрессии, как следствия сброса вод позднепонтического бассейна в мессинское море (Семененко, Тесленко, 1994) несостоятельно, так как в этом случае в мессинское море должна была придти босфорская малакофауна, а этого не произошло: так называемая понтическая фауна, или фауна Лаго Маре, не содержит ни одного типичного для босфора вида.

ГРАНИЦА МИОЦЕНА И ПЛИОЦЕНА

Эта граница проводится между мессинском и занклием на уровне 5.3 млн. лет (GSSP. 2000). В Восточном Паратетисе ей соответствует граница понта и киммерия (Чумаков, 2000). Однако существуют и другие представления, согласно которым граница миоцена и плиоцена должна проводиться в середине киммерия (Семененко, Певзнер, 1979; Семененко, 1987).

КИММЕРИЙСКИЙ РЕГИОЯРУС

Киммерийский региоярус (Андрусов, 1907–1908) (нижний плиоцен). Лектостратотип – разрез западного берега Керченского пролива у г. Аршинцево, южнее г. Керчь, Украина (Стратотипы,

1975), подробно описанный А.Г. Эберзиным (1947, 1967). В стратотипе региоярус представлен неполностью: отсутствует его нижняя часть – азовские слои. Киммерий лежит здесь на ракушечниках верхнего понта (босфорские слои) и представлен внизу ржаво-бурыми железистыми оолитами и отложениями, местами скрепленными песчано-глинистым цементом с многочисленными раковинами моллюсков. Выше лежат железистые песчаные глины с ожелезненными ядрами моллюсков, глины, песчаные глины и пески с раковинами. Киммерийские отложения согласно перекрываются немymi куяльницкими песчаными глинами акчагыльского региояруса.

Киммерий подразделяется на два подъяруса: нижний, к которому относятся азовские слои, и верхний, объединяющий камышбурунские и пантикапейские слои. Азовские слои (Вассоевич, Эберзин, 1930, Керченский п-ов) развиты по всему азовскому побережью Керченского п-ова, где представлены известняками-ракушечниками, песками, реже глинами и характеризуются видами родов *Macradacna*, *Panticaraea*, *Stenodacna*, *Pachydacna* s. str., не встречающихся в нижележащих верхнепонтических отложениях, а также рядом специфических видов родов, известных и в понте (*Paradacna deformis*, *Oraphocardium alatoplanum*, *Pseudocatillus azovicus*, *Stenodacna praeangusticostata* и др.). Вышележащие камышбурунские слои (Andrussow, 1886, Керченский п-ов) соответствуют “рудному горизонту” и содержат многочисленные и разнообразные виды тех же родов, что и в азовских слоях, причем очень многие из них эндемичные и имеют крупные размеры (*Arcicardium acardo*, *Pontalmyra gourieffi*, *P. crassatellata*, *Prosodacna macrodon* и др.). Пантикапейские слои (Давиташвили, 1933, Таманский п-ов) отличаются исчезновением ряда видов и появлением немногих новых (*Macradacna meridionalis*, *M. maxima* и другие более редкие) при сохранении того же родового состава. К специфическим видам относятся *Macradacna meridionalis*, *M. maxima* и редкие *Prionopleura colchica*, *P. krestovnikovi*, *Pachydacna anapensis*, *Pontalmyra voskobjnikov*. Кроме двустворок, в киммерийских отложениях встречаются гастроподы, а также многочисленные остракоды из родов *Caspiolla*, *Vakunella*, *Caspiocypris* и др. Мощность региояруса до 550 м (в Таманском и Западно-Кубанском прогибах).

Нижняя граница киммерия обычно несогласная из-за отсутствия нижних азовских слоев (и, вероятно, верхов босфорских слоев верхнего понта), и согласное залегание азовских слоев на босфорских наблюдается лишь в немногих разрезах. Верхняя граница киммерия (граница с куяльницкими слоями) согласная.

Для нижней границы региояруса предлагаются различные датировки: 5.3–5.2 млн лет – по Чу-

макову (1993, 2000), 5.4–5.2 млн лет – по Трубихину (Чумаков и др., 1996), 6.2–6.1 млн лет – по Певзнеру (см. Семененко, 1987) или по последним данным этого исследователя (устное сообщение) – 6.7 млн лет (с пересчетом на новую шкалу). Верхняя граница определяется однозначно в 3.5–3.4 млн лет. Это позволяет сопоставлять киммерий в основном с занклием Средиземноморья. Отчасти подтверждают это и данные по нанопланктону, состав которого дал возможность выделить в киммерий зоны NN11–NN13 (Семененко, Люльева, 1978; Семененко, 1987). Однако скорее киммерий соответствует верхней части NN12 и зоне NN13, а верхние слои киммерия могут отвечать и более молодым зонам. Это согласуется с находкой *Ceratolithus acutus* в азовских слоях (Люльева, 1989). В Западном Паратетисе киммерий отвечает средней части палиудиновых слоев, а в западных районах Восточного Паратетиса (Восточная Румыния) – дакийскому региоярусу.

В киммерийско-дакийское время Паратетис состоял из Дакийского и Эвксинского водоемов, а также, возможно, в начале этого времени продолжал еще существовать и Каспийский бассейн. Характер всех этих водоемов оставался солоноватоводным, а бентос состоял из моллюсков и остракод, связанных своим происхождением с понтическими формами.

Тем не менее, несмотря на преемственность фауны, орогенческая фаза и регрессия конца понта вызвали размыв и несогласие, выразившиеся в отсутствии самых верхов понта и нижнекиммерийских отложений во многих районах Эвксинской области (Андрусов, 1929; Эберзин, 1967, 1968; Семененко, 1987, 1993). Следует отметить также наличие локальных поднятий и опусканий в течение киммерия в отдельных районах, в частности в Керченско-Таманском районе, где в некоторых мульдах имел место грязевой вулканизм.

Эвксинский бассейн на западе соединялся с менее обширным по площади Дакийским бассейном через узкий Ренийский пролив. Основная часть Эвксинского бассейна, включая его заливы, располагалась на акватории современных Черного и Азовского морей. На севере Эвксинский водоем образовывал Азовский залив, на востоке – Рионский. На юго-востоке бассейн, по-видимому, сохранял затрудненную связь с еще продолжавшим существовать отделившимся в позднем понте Бабаджанским водоемом, который во второй половине киммерийского времени превратился в полностью замкнутый Балаханский водоем, занимавший область Южного Каспия и депрессионные участки Азербайджана и Западно-Туркменской низменности.

Соленость вод киммерийского бассейна была, по-видимому, более низкой, чем понтического, так как пресноводные элементы (униониды, ви-

випариды и др.) здесь были более широко распространены, чем в понте. Характерным для этого бассейна было повышенное содержание солей железа, что местами (Керченский и Таманский п-ова) привело к образованию залежей железных руд. Рудные пласты сформировались за счет железисто-кремнистых осадков, отложение которых происходило в периоды преобладания хемогенного накопления над терригенным. Предполагается, что железистые осадки отлагались в условиях жаркого климата, когда поступало большое количество окислов железа, затем при диагенезе частично восстанавливавшихся с образованием лептохлоритов (Семененко, 1975б, 1987). Наличие в это время в Причерноморье субтропического климата подтверждается широким развитием красноцветных кор выветривания латеритного типа в прилегающих районах суши (Муратов, 1964). Со значительными температурами, а, может быть, с повышенным содержанием в воде солей железа, по-видимому, было связано увеличение размеров моллюсков, особенно во второй половине киммерия.

Дакийский бассейн в киммерийское (= дакийское) время был мелководным и более опресненным, чем Эвксинский, а в конце киммерия он превратился в пресноводный водоем.

АКЧАГЫЛЬСКИЙ РЕГИОЯРУС

Акчагыльский региоярус (Андрусов, 1896) (средний–верхний плиоцен). Лектостратотип – разрез у колодца Ушак на Красноводском п-ове, Туркменистан (Стратотипы ярусов, 1975), описанный в работах М.Ф. Двали с соавторами (1932), А.А. Али-Заде (1961), Ю.Г. Чельцова (1965) и Г.А. Данукаловой (1996). В этом разрезе основание акчагыла не вскрыто. Возможно, он, как и в соседнем разрезе между Каскарбулаком и Сюльменем, лежит трансгрессивно на красноцветных отложениях нижнего плиоцена (Андрусов, 1896). Покрывается акчагыл в лектостратотипическом разрезе с размывом апшеронскими отложениями (А. Али-Заде, 1961), хотя в других соседних районах апшерон лежит на акчагыле согласно (Трубихин, 1977).

Акчагыл в лектостратотипе представлен переслаиванием алевритов, глин, песков, песчаников, мергелей, оолитовых известняков, ракушечников и конгломератов; в нижней части разреза найдены двустворчатые моллюски из родов *Aktschagyliа*, *Avimactra*, *Cersatoderma* и гастроподы *Potamides* и “*Clessiniola*”; в средней части к ним присоединяются двустворки *Andrussella*, *Miricardium*, *Andrusovocardium*, *Avicardium*, а в самых верхах остаются только *Cerastoderma* и *Aktschagyliа* и появляются солоноватоводные *Dreissena* и *Theodoxus*. Мощность отложений региояруса достигает в некоторых районах 600–750 м.

Подразделение акчагыла на подъярусы или слои вызывает разногласия. Стратиграфические подразделения, основанные на фаунистических данных и предложенные В.П. Колесниковым (1936, 1940), и названные Н.П. Парамоновой (1994) ушакскими, умчальскими и супримчекскими слоями, применимы только к центральным и южным частям бассейна (Туркменистан, Азербайджан, Восточная Грузия, Дагестан, средняя часть Прикаспийской впадины), тогда как в обширных северных районах (Поволжье, Прикамье, Предуралье), а также на западе, куда в трансгрессивные интервалы ингрессировали воды акчагыльского бассейна (Приазовье, Маныч, Предкавказье, Таманский и Керченский п-ова), выделение подъярусов из-за крайней обедненности морской малакофауны затруднительно или невозможно.

Согласно другим исследователям (А. Али-Заде, 1961, 1967, 1969; Юревич, 1966; Ятченко, 1967; Трубихин, 1977; Гурарий, Трубихин, 1980; Невеская, Трубихин, 1984; Данукалова, 1996) деление акчагыла следует основывать на трансгрессивно-регрессивных циклах, которые не совпадают с этапами развития малакофауны. Поэтому в настоящее время в отдельных районах распространения акчагыльских отложений применяются местные схемы подразделения акчагыла. Там же, где хорошо прослеживается изменение малакофауны по разрезу, в низах – нижние, или ушакские, слои, по Колесникову (1936, 1940) и Парамоновой (1994), отмечен обедненный комплекс моллюсков, сложенный немногими видами родов *Cerastoderma*, *Aktschagyliа*, “*Clessiniola*” и некоторых других; в средней части (средние, или умчальские, слои) фауна наиболее разнообразна: кроме указанных родов, здесь обычны виды эндемичных родов *Andrusovocardium*, *Miricardium*, *Acobacardium*, *Avicardium*, *Raricardium*, *Andrussella*, а в верхах акчагыла (верхние, или супримчекские, слои) содержатся только виды родов *Cerastoderma* и *Aktschagyliа* и солоноватоводных *Dreissena*.

Кроме моллюсков в акчагыльских отложениях встречены фораминиферы (*Bolivina*, *Cassidulina* и др.), многочисленные и разнообразные ostracods – эвригалинные морские *Leptocythere*, *Loxosconcha*, *Denticulocythere*, *Candona*, а в опресненных участках пресноводные *Cypria*, *Prolimnocythere*, *Cytherissa* и др.

Стратиграфическим аналогом собственно акчагыльских отложений Каспийской области являются куяльницкие слои (или свита) (Синцов, 1875; Михайловский, 1909а) Эвксинского бассейна, представленные мелководными песками, песчаниками и глинами с прослоями мергелей. Они содержат немногочисленные виды двустворчатых моллюсков родов *Euxinocardium*, *Pseudocatillus*, *Prosodacna*, *Dreissena*. В некоторых районах

Азово-Черноморской области куяльницкие отложения содержат слои с собственно акчагыльскими моллюсками: на северном побережье Азовского моря акчагыльская малакофауна найдена в низах куяльника (Семененко, 1966), а на Таманском и Керченском полуостровах слои с акчагыльской фауной лежат на куяльницких отложениях с *Dreissena theodori*, *Pachydasca kujalnicensis* и др. Эти слои с акчагыльской фауной были выделены А.Г. Эберзиным (1931) как таманские.

Поскольку акчагыльская фауна обнаружена как в низах, так и в верхней части куяльницкой свиты, можно считать, что куяльник в целом может быть аналогом акчагыла, хотя самые верхи куяльника в районе Одессы, возможно, отвечают низам апшерона (Семененко, 1975а; Неогеновая система, 1986).

Нижняя граница акчагыла совпадает с границей палеомагнитных эпох Гильберт и Гаусс (Трубихин, 1977; Семененко, Певзнер, 1979), т.е. проходит на уровне 3.6 млн. лет, а верхняя граница – несколько выше эпизода Олдувей и, по данным Чумакова (Чумаков и др., 1988б), имеет возраст 1.87 млн. лет. В акчагыльском интервале в Восточном Крыму найден нанопланктон, комплекс которого отнесен С.А. Люльевой к зонам NN17 и NN18 (Семененко, 1987). Соответственно этим данным акчагыл отвечает пьаченцию и гелазию Средиземноморья, в Западном Паратетисе – верхней части палюдиновых слоев, а в западной части Восточного Паратетиса – румынию.

В начале среднего плиоцена (начале акчагыльского века) на месте бывшего Восточного Паратетиса существовали два самостоятельных бассейна: в Черноморской области – Куяльницкий водоем, сменивший предшествовавший киммерийский и сохранивший солоноватоводный характер, но постепенно опреснившийся, а в Каспийской области – полуморской Акчагыльский бассейн.

Очертания Куяльницкого водоема были близки к таковым киммерийского: основная его часть находилась в области современного Черного моря; на юго-востоке море заходило на современную сушу, образуя Рионский залив. Северный участок бассейна занимал акваторию современного Азовского моря, образуя Кубанский залив в районе нижнего течения р. Кубань; на западе моря находился Одесский залив, открывавшийся в азовскую часть моря Таврическим проливом (Эберзин, 1940, рис. 195).

Соленость Куяльницкого водоема была значительно пониженной, судя по большому содержанию в малакофауне пресноводных элементов. Об этом свидетельствует также состав остракод и отсутствие фораминифер и нанопланктона. Общее обеднение родового и видового состава солоноватоводных моллюсков и уменьшение их размеров

по сравнению с киммерийскими могут объясняться не только опреснением, но и похолоданием этого времени (Андрусов, 1923; Эберзин, 1940). Кратковременные ингрессии вод Акчагыльского моря в северные районы Эвксинской области, занятой в это время Куяльницким водоемом, судя по составу фауны, никак не сказались на солоноватоводном характере последнего.

В Каспийской области одновременно с Куяльницким существовал бассейн совершенно другого типа. Здесь в начале акчагыльского века возник огромный полуморской бассейн, простиравшийся от гор Эльбурса на север в меридиональном направлении в более, чем на 2000 км (Андрусов, 1902; Колесников, 1940; Парамонова, 1994). Трансгрессия Акчагыльского бассейна захватила большую площадь: воды его ингрессировали далеко на север, восток и запад в долины рек палео-Волги, палео-Камы, палео-Урала, палео-Амударьи, палео-Куры и других рек, заполнили обширные районы Прикаспийской впадины, Приаралья, Кызылкумов и проникли, вероятно, через Маныч и прилежащие районы в депрессию Азовского моря.

После раннеакчагыльской трансгрессии произошла регрессия, что привело к некоторому обмелению и, возможно, сопровождалось небольшим опреснением. Затем последовала среднеакчагыльская трансгрессия, которая была максимальной для акчагыла. Конец акчагыла ознаменовался значительной регрессией, в связи с которой бассейн заметно обмелел и опреснился.

Соленость акчагыльского бассейна в целом изменялась в течение времени. В начале раннего акчагыла она, по-видимому, была не более 5–9‰, затем соленость постепенно повышалась, но максимальные ее значения, вероятно, были не выше 18–19‰ в центральной части бассейна (Невесская и др., 1986; Парамонова, 1994). В позднем акчагыле соленость в южной части была не более 11–12‰ (Алиева, 1972), а в северных районах еще более низкой (Парамонова, 1994).

Что касается возникновения обширного акчагыльского бассейна, т.е. источника трансгрессивных вод, то более вероятным представляется их приход из какого-то полуморского водоема, имевшего затрудненную связь со Средиземноморским бассейном, о чем свидетельствует характер малакофауны, исходные представители которой имели средиземноморских предков (Старобогатов, 1970; Невесская и др., 1986; Парамонова, 1994).

ГРАНИЦА ПЛИОЦЕНА И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

Эта граница (GSSP. 1985, 1999 – 1.8 млн. лет) проходит несколько выше верхней границы акча-

гыльского региояруса (1.87 млн. лет – по Чумакову, 1993), в самых низах апшерона.

Шкала неогена Восточного Паратетиса основана на детально прослеженной последовательности отложений всех выделенных региоярусов, что позволяет полностью восстановить геологическую историю этого обширного эпиконтинентального бассейна в течение неогена. В то же время корреляция региоярусов Восточного Паратетиса с международной шкалой на ярусном и биозональном уровнях во многих случаях затруднена из-за отсутствия зональных комплексов планктонных групп. Кроме того корреляции препятствует неоднозначное понимание объема некоторых ярусов международной (средиземноморской) шкалы; Berger, 1992; Franseen et al., 1996). Поэтому в дальнейшем необходимо изучение ряда групп планктонных организмов, а также получение палеомагнитных характеристик для более надежной корреляции с общей шкалой неогена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алиева Л.И.* Палеоэкологическая характеристика моллюсковой фауны акчагыльского яруса Западного Азербайджана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку: Геол. ин-т Азерб. АН. 27 с.
- Али-Заде А.А.* Акчагыл Туркменистана. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Т. 1. 300 с.
- Али-Заде А.А.* Акчагыл Туркменистана. М.: Недра, 1967. Т. 2. 407 с.
- Али-Заде А.А.* Акчагыл Азербайджана. Л.: Недра, 1969. 271 с.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по наннопланктону // Материалы 11 Конгресса КБГА. Киев: Наукова думка, 1977. С. 6–7.
- Андреева-Григорович А.С.* Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще Северного Ставрополя // Палеонтол. сб. Львов: Вища школа, 1980. № 17. С. 74–79.
- Андреева-Григорович А.С., Носовский М.Ф.* О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ. 1976. С. 72–77.
- Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 гг. // Зап. СПб минерал. общ-ва. 1884. Т. 9. Вып. 2. С. 1–198.
- Андрусов Н.И.* Керченский известняк и его фауна // Зап. СПб минерал. общ-ва. 1890. Ч. 26. С. 193–344.
- Андрусов Н.И.* О геологических исследованиях, проведенных летом 1895 г. в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия // Тр. СПб общ-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минерал. 1896. Т. 24. С. 141–160.
- Андрусов Н.И.* Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты // Тр. Геол. ком-та. 1902. Т. 15. № 4. 153 с.
- Андрусов Н.И.* О роде *Arcicardium* Fischer // Ежегодник по геол. и минералог. России. 1907–1908. Т. 9. Вып. 4–5. С. 105–114.
- Андрусов Н.И.* Конкский горизонт (фоладовые пласты) // Тр. Геол. и минералог. музея АН. 1917а. Т. 2. Вып. 6. С. 167–261.
- Андрусов Н.И.* Понтический ярус // Изв. Геол. ком-та. 1917б. Т. 4. Ч. 2. Вып. 2. С. 1–41.
- Андрусов Н.И.* Взаимоотношение Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху // Изв. АН СССР. 1918. Сер. 6. Т. 12. № 8. С. 749–760.
- Андрусов Н.И.* Апшеронский ярус // Тр. Геол. ком-та. Нов. сер. 1923. Вып. 110. 294 с.
- Андрусов Н.И.* Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Л.: Геол. комитет. 1929. 30 с.
- Аревадзе Ф.М.* Об остракодах из мэотических отложений, развитых по р. Атап (Западная Грузия) // Сообщ. АН ГССР. 1987. Т. 126. № 1. С. 193–196.
- Арчвадзе К.М.* Новые данные по стратиграфии майкопских отложений Грузии на основе микрофауны // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Северной Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 137–143.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Тр. Геол. ин-та РАН. 1996. № 501. С. 55–65.
- Багдасарян К.Г.* К вопросу об изучении моллюсковой фауны чокракского горизонта // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 1016–1019.
- Багдасарян К.Г.* Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии // Тбилиси: Мецниереба, 1965. 211 с.
- Багдасарян К.Г.* Кардииды миоцена Юга СССР // Тбилиси: Мецниереба, 1978. 106 с.
- Барбот де Марни Н.П.* Геологический очерк Херсонской губернии // Санкт-Петербург, 1869. 165 с.
- Барг И.М.* Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины // Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1993. 195 с.
- Барг И.М., Иванова Т.А.* Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма в миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 3. С. 83–93.
- Белокрыс Л.С.* К биостратиграфии нижнесарматских отложений Борисфенского залива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 2. С. 46–68.
- Белокрыс Л.С.* Сармат юга УССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та. 1976. С. 3–22.
- Богданович А.К., Гончарова И.А.* Условия существования и изменение состава фораминифер и двусторчатых моллюсков в позднетарханское и чокракское время на Керченском п-ове // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 2. С. 155–156.
- Богданович Е.М., Иванова Т.А.* О новой находке планктонных организмов в мэотических отложениях Крыма // Доп. Нац. АН Украины. 1997. № 6. С. 127–129.
- Вассоевич Н.Б., Эберзин А.Г.* К вопросу о стратиграфии среднего плиоцена Черноморского бассейна // Тр. Нефть. геол.-разв. ин-та 1930. Сер. А. Вып. 1. С. 1–40.

- Венглинский И.Б.* Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Киев: Наукова думка, 1975. 264 с.
- Волкова Н.С.* Фауна нижнемиоценовых отложений Северного Кавказа // Палеонтол. сб. Л.: Гостоптехиздат, 1962. № 3. С. 383–419.
- Воронина А.А., Попов С.В., Панова Л.А. и др.* Стратиграфия майкопских отложений Восточной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 19–33.
- Габуния Л.К., Бендукидзе О.Г.* Мелкие млекопитающие Беломечетской (Северный Кавказ, чокрак) и их биостратиграфическое значение // Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. 113. № 1. С. 93–95.
- Головина Л.А.* Нанопланктон Восточного Паратетиса: состояние изученности и роль в стратиграфии неогена // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский п-ов). Волгоград–Тамань: ПИН РАН, 1998. С. 18–25.
- Гончарова И.А.* Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Гончарова И.А., Ильина Л.Б.* К вопросу о взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного Паратетиса и возрасте моллюсков скважины у г. Анянзева (Украина) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 74–82.
- Гончарова И.А., Попов С.В.* Моллюски сивашских слоев Днепровско-Донецкой впадины // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 54–66.
- Гончарова И.А., Хондариан С.О., Щерба И.Г.* Тарханкараганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть первая – тархан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 5. С. 94–108.
- Гончарова И.А., Хондариан С.О., Щерба И.Г.* Тарханкараганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть вторая // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 100–112.
- Гончарова И.А., Щерба И.Г.* Паратетис в конце ранне-среднего миоцена и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 102–107.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Цикличность развития западнотуркменской части Палеокаспия в позднем кайнозое и палеомагнитная шкала. Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 3–7.
- Давиташвили Л.Ш.* О конкском горизонте Грузии // Азерб. нефт. хоз-во. 1930. № 10. С. 55–57.
- Давиташвили Л.Ш.* Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции // Л.–М.: ОНТИ, 1933. 168 с.
- Давиташвили Л.Ш.* К истории и экологии моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего плиоцена (мэотис–нижний понт) // Пробл. палеонтологии. Т. II–III. М.: Изд-во МГУ, 1937. С. 565–581.
- Данукалова Г.А.* Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. М.: Наука, 1996. 131 с.
- Двали М., Лебедев Г., Никитюк Л.* Геологические и гидрологические исследования Красноводского полуострова // Тр. Всес. геол.-развед. объединения. 1932. Т. 179. С. 5–76.
- Дидковский В.Я.* Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: Ин-т геол. наук УССР, 1964. 40 с.
- Жгенти Е.М.* Лютециды среднего миоцена, их эволюция и стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 128 с.
- Жгенти Е.М.* Эволюция и стратиграфическое значение некоторых среднемиоценовых брюхоногих Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 177 с.
- Жгенти Е.М.* Эволюция и стратиграфическое значение моллюсковой фауны конкского яруса Грузии // Тбилиси: Мецниереба, 1991. 125 с.
- Жижченко Б.П.* Новые данные о миоценовых моллюсках Восточного Предкавказья // Тр. Геол. службы Грознефти. 1937. Вып. 6. С. 123–130.
- Жижченко Б.П.* Нижний и средний миоцен // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 11–227.
- Жижченко Б.П.* Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Госнаучтехиздат, 1959. 386 с.
- Запорожец Н.И.* Органикостенный фитопланктон нижнего и среднего миоцена Восточного Паратетиса // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград–Тамань: ПИН РАН, 1998. С. 31–37.
- Запорожец Н.И.* Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северо-Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.
- Ильина Л.Б.* Систематический состав и происхождение раннемэотических гастропод // Бюл. МОИП. 1972. Отд. геол. Т. 47. Вып. 3. С. 47–52.
- Ильина Л.Б.* О связях мэотического моря с Восточным Тетисом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 138–142.
- Ильина Л.Б.* Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 151 с.
- Ильина Л.Б.* О связях среднемиоценовых (тархан–конка) бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 133–136.
- Ильина Л.Б.* Зоогеография сарматских гастропод // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 22–30.
- Ильина Л.Б.* О связях средне- и позднемиоценовых бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000а. Т. 8. № 3. С. 94–99.
- Ильина Л.Б.* О конкском ярусе (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000б. Т. 8. № 4. С. 59–64.
- Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П.* Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 288 с.
- Карлов Н.Н.* О возрасте и условиях образования мембранипоровых рифов Керченского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 6. С. 1003–1035.

- Квалиашивили Г.А.* Онкофоровый (ржегакиевый) горизонт Евразии. Тбилиси: Изд-во АН Груз. ССР, 1962. 231 с.
- Квалиашивили Г.А.* О взаимоотношениях сакараульского и коцахурского горизонтов Грузии // Фауна мезозоя и кайнозоя Грузии и ее геосторическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1970. С. 16–69.
- Кияшко С.И.* Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатных скелетах современных и ископаемых моллюсков (его биологическое и палеоокеаническое значение) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ПИН АН СССР, 1984. 25 с.
- Кияшко С.И., Парамонова Н.П.* Изменения солености сарматского бассейна по данным изотопного состава раковин двустворчатых моллюсков // Моллюски: результаты и перспективы их исследований: VIII Всесоюзн. совещ. по изуч. моллюсков. Автореф. докл. Л.: Наука, 1987. С. 80–82.
- Колесников В.П.* Сарматские моллюски. Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 507 с.
- Колесников В.П.* К изучению акчагыльского яруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 6. С. 799–822.
- Колесников В.П.* Средний и верхний плиоцен Каспийской области // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 407–476.
- Коненкова И.Д., Богданович Е.М.* Распределение фораминифер и наннопланктона в тархан-чокракских отложениях урочища Малый Камышлак (Керченский п-ов) // Биосфераи минулого України. Київ: ІГН НАН Укр., 1994. С. 95–96.
- Коюмджиева Е.* Фосилите на България. VIII. Сармат. София: Бълг. АН, 1969. 223 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. и др.* Миоцен северо-восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеография). М.: Научный мир, 1999. 185 с.
- Куличенко В.Г., Савронь Э.Б., Сатановская З.Н.* К вопросу о стратиграфии сарматского яруса // Геол. журн. 1979. Т. 39. № 5. С. 26–31.
- Люльева С.А.* Новые миоценовые и плиоценовые известковые наннофоссилии юга Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1989. № 1. С. 10–14.
- Мерклин Р.Л.* Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь // М.: Изд-во АН СССР, 1950. 95 с.
- Мерклин Р.Л., Богданович А.К., Буряк В.Н.* О фауне из верхней части ридевских отложений рек Кубань и Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 4. С. 52–56.
- Минашвили Ц.Д.* Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому наннопланктону // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИН АН Груз. ССР, 1986. 20 с.
- Михайловский Г.П.* Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии // Уч. зап. Юрьевск. ун-та. 1909а. № 8. С. 1–64.
- Михайловский Г.П.* Геологические исследования на юго-западе Бессарабии // Изв. Геол. ком-та. 1909б. Т. 28. № 6. С. 477–508.
- Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1997. 179 с.
- Молякко Г.И.* Неоген півдня України // Київ: Вид. АН УРСР, 1960. 207 с.
- Музылев Н.Г., Головина Л.А.* Связь Восточного Паратетиса и Мирового океана в раннем–среднем миоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 62–74.
- Музылев Н.Г., Певзнер М.А.* Граница нижнего–среднего миоцена в Восточном Паратетисе // Биостратигр. и палеомагнитные данные. Ухта: ГИН. 1983. С. 173.
- Муратов М.В.* Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморского–Каспийского бассейнов // Литология и полезн. ископаемые. 1964. № 4. С. 3–19.
- Невеская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С. и др.* Ярусная шкала неогеновых отложений Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 104–120.
- Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др.* Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геол. 1984. № 9. С. 37–49.
- Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др.* История неогеновых моллюсков. М.: Наука, 1986. 208 с.
- Невеская Л.А., Гончарова И.А., Парамонова Н.П. и др.* Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 412 с.
- Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В.* Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1997. 267 с.
- Невеская Л.А., Стеванович П.М.* Понтический этап развития Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 36–51.
- Невеская Л.А., Трубихин В.М.* История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 19–27.
- Неогеновая система [Стратиграфия СССР]. М.: Недра, 1986. Полутом 1. 419 с. Полутом 2. 443 с.
- Носовский М.Ф.* Майкопские отложения зоны сочленения Равнинного Крыма и Керченского полуострова // Геол. журнал. 1993. № 6. С. 88–96.
- Носовский М.Ф.* Граница олигоцена и миоцена в опорном разрезе Причерноморской впадины (Южная Украина) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998 а. Т. 6. № 1. С. 102–106.
- Носовский М.Ф.* Эквиваленты хроностратиграфических ярусов неогена Средиземноморья в миоцене и плиоцене Керченского п-ова // Геология и разведка. 1998б. № 5. С. 29–34.
- Носовский М.Ф., Барг И.М., Коненкова И.Д.* Стратиграфия миоценовых отложений Керченского полуострова // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: Изд-во Днепрпетр. ун-та, 1978. С. 10–21.
- Носовский М.Ф., Барг И.М., Пишванова Л.С., Андреева-Григорович А.С.* Об объеме тарханского яруса на Юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: Изд-во Днепрпетр. ун-та, 1976. С. 22–31.
- Носовский М.Ф., Богданович А.К.* Кавказский регион-рус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стра-

- тиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та, 1980. С. 3–8.
- Парамонова Н.П.* История сарматских и акчагыльских моллюсков. М.: Наука, 1994. 212 с.
- Парамонова Н.П., Белокрыс Л.С.* Об объеме сарматского яруса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 3. С. 36–47.
- Попов С.В.* Моллюски коцахурских отложений Карптийской депрессии // Палеонтол. журн. 1983. № 3. С. 29–38.
- Попов С.В., Воронина А.А.* Коцахурский этап развития Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 58–67.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Воронина А.А. и др.* История Восточного Паратетиса в позднем эоцене–раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцен–нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с.
- Попов С.В., Невеская Л.А.* Солоноватоводные позднемiocеновые моллюски и история Эгейского бассейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 97–107.
- Прокопов К.А.* Главнейшие результаты работ в области Ставропольского поднятия // Материалы по геологии Ставрополя и Сулимовского р-на. Грозный, 1937. С. 5–27.
- Рошка В.Х.* Особенности состава и стратиграфического распространения брюхоногих моллюсков в сармате Молдавии и смежных районов Украины // Стратиграфия верхнего фанерозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1987. С. 16–34.
- Рошка В.Х., Синегуб В.В., Бобринская О.Г. и др.* О среднемiocеновых отложениях средней части междуручья Прут–Днепр // Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук. 1968. № 3. С. 50–56.
- Семененко В.Н.* Геология и стратиграфия киммерийских и кьяльничских отложений Северного Приазовья // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Одесса: Одесск. гос. ун-т, 1966. 23 с.
- Семененко В.Н.* Плиоцен Крыма // Стратиграфия УССР. Т. 10. Неоген. Киев: Наукова думка, 1975а. С. 24–31.
- Семененко В.Н.* Плиоцен Причерноморской впадины // Стратиграфия УССР. Т. 10. Неоген. Киев: Наукова думка, 1975б. С. 70–81.
- Семененко В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка, 1987. 232 с.
- Семененко В.Н.* Денудационные неогеновые поверхности Причерноморской впадины и Украинского Щита // Докл. АН Украины. Матем., естествозн., техн. наук. 1993. № 11. С. 108–113.
- Семененко В.Н., Люльева С.А.* Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та, 1978. С. 91–94.
- Семененко В.Н., Певзнер М.А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по био-стратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5–15.
- Семененко В.Н., Тесленко Ю.В.* Геологические события в Восточном Паратетисе на рубеже миоцена и плиоцена // Геол. журн. 1994. № 1. С. 58–68.
- Синцов И.Ф.* Отчет о геологических исследованиях, произведенных по поручению Новороссийского общества естествоиспытателей в Бессарабии в 1873 г. // Зап. Новорос. об-ва естествоиспытателей. 1875. Т. 3. Вып. 1. С. 31–46.
- Соколов Н.А.* Слои с *Venus konkensis* на р. Конке // Тр. Геол. ком-та. 1899. Т. 9. № 5. 96 с.
- Старобогатов Я.И.* Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов. Л.: Наука, 1970. 370 с.
- Стеванович П.М.* Доньи плиоцен Сербии и соседних областей. Београд: Изд-во Срп. Акад. Наук, 1951. 361 с.
- Стеванович П.М., Ильина Л.Б.* Стратиграфия мэотиса Восточной Сербии и соседних регионов по моллюскам // Bull. Acad. Serbe Sci. Arts. 1982. № 82. Cl. Sci. natur. Mathemat. Sci. Natur. № 23. P. 105–136.
- Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Братислава: VEDA, 1975. 364 с.
- Судо М.М.* О новом цикле осадконакопления в средне-миоценовую эпоху и границе между средним и верхним миоценом // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физико-техн., хим. и геол. наук. 1961. № 4. С. 123–126.
- Тер-Григорьянц Л.С.* Майкопские отложения Центрального Предкавказья (стратиграфия, палеогеография, фораминиферы). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВНИГНИ, 1969.
- Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 79 с.
- Труды 6 Конгресса (Регионального комитета по стратиграфии средиземноморского неогена). Т. 2. Братислава: Veda, 1976. 69 с.
- Филиппова Н.Ю.* Фитопланктон верхнесарматских–нижнекиммерийских отложений разреза “Железный Рог” // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград–Тамань: ПИН РАН, 1998. С. 51–53.
- Филиппова Н.Ю.* Споры, пыльца и органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений опорного разреза Железный рог (Таманский полуостров) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 80–92.
- Чельцов Ю.Г.* Био-стратиграфия акчагыльских отложений Туркменской ССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Моск. геолого-разв. ин-тут, 1965. 24 с.
- Чумаков И.С.* Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68–75.
- Чумаков И.С.* О проблеме границы миоцена–плиоцена в Эвксине // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 84–92.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С.* К геохронологии мэотиса и понта Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. 1988а. Т. 303. Вып. 1. С. 178–181.

- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С., Мамедов А.В. и др. Радиометрическая шкала позднего кайнозоя Азербайджана // *Азерб. нефт. хоз-во*. 1988б. № 2. С. 4–8.
- Чумаков И.С., Ганзей С.С., Бызова Л.С. и др. Геохронология сармата Восточного Паратетиса // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 276. № 5. С. 1189–1193.
- Чумаков И.С., Головин Д.И., Ганзей С.С. К геохронологии мезотического яруса (верхний миоцен) Восточного Паратетиса // *Докл. АН*. 1996. Т. 347. № 3. С. 372–373.
- Щерба И.Г., Ильина Л.Б., Хондариан С.О. Мезотический этап развития Восточного Паратетиса и его складчатого обрамления // *Докл. АН*. 2000. Т. 381. № 5. С. 656–660.
- Эберзин А.Г. Элементы акчагыльской фауны в Восточном Крыму и западной части Керченского полуострова // *Изв. АН СССР. Отд. матем. и естеств. наук*. 1931. Сер. 7. № 3. С. 387–392.
- Эберзин А.Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области // *Стратиграфия СССР*. Т. 12. Неоген СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 477–666.
- Эберзин А.Г. Род *Limnocardium Stoliczka* в плиоцене Понто-Каспийского бассейна. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 156 с.
- Эберзин А.Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Ч. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1967. 168 с.
- Эберзин А.Г. О киммерийских отложениях Новоселовки (Керченский п-ов) // *Тез. докл. четвертой науч.-техн. конф. по изуч. полезн. ископаемых отложений осадочного комплекса Юга Украины*. Киев: Изд-во Киевск. ун-та, 1968. С. 38–41.
- Юревич А.Л. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района Юго-Западной Туркмении. М.: Наука, 1966. 199 с.
- Ятченко Л.Д. Новое в стратиграфии акчагыла в северных районах Западного Колетдага // *Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физико-техн., хим. и геол. наук*. 1967. № 4. С. 90–95.
- Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene–Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. М.–Krasnodar–Majkop, 1995. 18 p.
- Andreeva-Grigorovich A.S., Savvytskaya N.A. Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula // *Geol. Carpathica*. 2000. V. 51. № 6. P. 399–406.
- Andrescu I. Precizari asupra limitelor etajului meotian // *Stud. si cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol.* 1973. V. 18. № 2. P. 541–558.
- Andrussow N. Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim // *Jahrb. geol. Reichsanst.* 1886. T. 36. H. 1. S. 127–140.
- Andrussow N. Die südrussischen Neogenablagerungen. Th. 2. Sarmatische Stufe // *Зап. Спб минералог. о-ва*. 1899. Т. 36 (Избр. тр. 1961. Т. 1. С. 173–206).
- Barbot de Marny N. Über die jüngeren Ablagerungen des Südlichen Rusland // *Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss.* 1866. Abt. A1. Bd. 53. H. 4. S. 339–342.
- Ben Moussa A., Demarcq G. Temporal and spatial distribution of neogene pectinids' communities in Western Mediterranean // *Paleontologia i evolucion*. Т. 24–25. 1992. P. 175–183.
- Berger J.-P. Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse basin // *Eclogae geol. Helvetien*. 1992. V. 85. № 3. P. 573–609.
- Berggren W.A., Aubry M.-P., Hamilton N. Neogene magnetostratigraphy of DSDP Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic) // *Init. Rep. Deep. Sea Drilling Project*. Washington, D. C. 1983. V. 2. P. 675–706.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A. Cenozoic geochronology // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. V. 96. P. 1407–1408.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Soc. Sediment. Geol.: Spec. Publ.* 1995. V. 54. P. 112–212.
- Blow W.H. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // *1st Intern. Conf. Planct. Micropl.* (Geneva, 1967). 1969. V. 1. P. 199–422.
- Bolli H. Planktonic foraminifera from the Oligocene–Miocene Cipro and Lengua formations of Trinidad. D. W. I. // *U. S. Nat. Mus. Bull.* 1957. № 215. P. 97–123.
- Bukry D. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation // *Init. Rep. DSDP*. 1973. V. 15. P. 685–703.
- Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and the Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B10. P. 13 917–13 951.
- Cicha I., Papp A., Senes J., Steininger F.F. Badenian // *Proc. Vth R. C. M. N. S. Congress Bratislava 1975*. Bratislava: Veda, 1975. 1. P. 43–49.
- Cicha I., Senes J., Steininger F.F. Karpatian // *Proc. Vth R. C. M. N. S. Congress Bratislava 1975*. Bratislava: Veda, 1975. 1. P. 93–100.
- Cita M.B., Premoli Silva I. Pelagic foraminifera from the type Langhian // *Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden*. Copenhagen. 1960. Proceed. P. 22. P. 39–50.
- Dercourt G., Racou P.-E., Vrielynck B. (eds) Atlas Tethys paleoenvironmental maps. Paris. 1993. 308 p.
- Demarcq G. Pectinidés néogènes: Proposition d'échelle biostratigraphic pour la Méditerranée // *Geobios*. 1990. T. 23. № 2. P. 149–159.
- Demarcq G. Biostratigraphic scale of mediterranean Neogene pectinids // *Paleontologia i evolucion*. 1992. Т. 24–25. P. 439–440.
- Franseen E.K., Esteban N., Ward W.C., Rouchy G.-M. Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions. Introduction. // *Concepts in Sediment. and Palaeontol.* № 5. 1996. P. V–IX.
- Garecka M., Jugowiec M. Results of biostratigraphic study of Miocene in the Carpathian foredeep based on calcareous nannoplankton // *Pr. Panst. inst. geol.* 1999. № 168. P. 29–42.
- Goncharova I.A., Popov S.V. Paleogeographic connections of the Eastern Paratethys in the Early Miocene based on molluscs // *Abstr. 9th Reg. Com. Medit. Neog. Str. Congr. Barcelona*. 1990. P. 163–164.
- Gontsharova I.A. Tarkhanian and Chokrakian of the Eastern Paratethys: state of knowledge and correlation // *Ber. Inst. Geol. Paläontol., Karl-Franzens-Universität Graz*. 2001. P. 14–22.
- Gräf I., Rado G., Mitrea Gh. Asupra prezentei sarmatianului superior (Kersonian) in regiunea de la est de Satu Nou (sudestik bazinului Transilvanie) // *Stud. si cercet. geol., geofis., geogr. Ser. geol.* 1973. V. 18. № 1. P. 235–244.

- Iaccarino S.* Correlation problems in the marine Mediterranean Neogene // *Ber. Geol. Inst. Päläontol., Karl-Franzens Univ. Graz.* 2001. P. 5–10.
- Iaccarino S., Salvatorini G.* A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to late Pliocene Mediterranean area // *Paleont. Strat. Evol.* 1982. V. 2. P. 115–125.
- Iliescu O.* Prezenta unor forme de mactre chersoniene in panonianul inferior den Banat // *Dari seama sedint. Inst. geol. Paleontol.* 1971. V. 58. P. 27–30.
- Kázmér M.* Briith, life and deaph of Pannonia Lake // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecolog.* 1990. V. 79. № 1/2. P. 171–188.
- Lubenescu V.* Observatii asupra unor fauna amestecate de la vets de Miercurea Sibilului (depresiunea Trasilvaniei) // *Dari seama sedint. Inst. geol. palaontol.* 1971. V. 58. P. 49–52.
- Martini E.* Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proc. 2nd Planctonic Conf. (Rome, 1970).* 1971. P. 739–785.
- Mărunteanu M.* The Meotian nannoplankton study // *Annual Inst. geol. Rom.* 1998. T. 70. P. 87–90.
- Mărunteanu M., Papaianopol J.* Mediterranean calcareous nannoplankton in the Dacic Basin // *Rom. J. Stratigraphy.* 1998. V. 78. P. 115–121.
- Mărunteanu M., Papaianopol J., Popescu Gh. et al.* Biostratigraphic studies for the standard scale of the Neogene–Moesian and Moldavian platforms // *Annual Inst. geol. Rom.* 2000. V. 71. P. 63–68.
- Miller K.G., Feigenson M.D., Whright J.D., Clement B.M.* Miocene isotope reference section, Deep See Drilling Project Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution // *Paleoceanogr.* 1991. V. 6. P. 33–52.
- Olszewska B.* Biostratigraphy of Neogene in Carpathian foredeep in the light of new micropaleontological date // *Pr. Panst. inst. geol.* 1999. № 168. P. 9–28.
- Pannonien* // *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys.* Budapest: Akad. Kiado, 1985. 636 S.
- Papaianopol J., Mărunteanu M.* Biostratigraphy (molluscs and calcareous nannoplankton) of the Sarmatian and Meotian in eastern Muntenia (Dacic basin–Rumania) // *Zemni plynanafta.* 1993. V. 38. Hodonin. P. 9–15.
- Pontien* // *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen (“Zentrale”) Paratethys.* Bd. 8. Zagreb–Beograd: JAZU et SANU, 1989. 952 p.
- Robba E.* Associazioni a Pteropoda della formazione di Cesole (Langhiano) // *Riv. Ital. Paleont.* 1971. V. 77. № 1. P. 19–126.
- Robba E.* Associazioni a pteropodi nel Miocene inferiore delle Langh (Piemonte) // *Riv. Ital. Paleont.* 1972. V. 78. № 3. P. 467–524.
- Rögl F.* Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene // *Mit. Ges. Geol. Bergbaustud Österr.* 1996. V. 41. P. 65–73.
- Rögl F.* Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene) // *Ann. Naturhist. Mus. Wien.* 1998. T. 99 A. S. 279–310.
- Rögl F.* Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an oligocene to miocene palaeogeography (Short Overview) // *Geol. Carpathica.* 50. 4. 1999. Bratislava. P. 339–349.
- Rögl F., Bernor R.L., Dermitzakis M.D., Müller C., Stancheva M.* On the Pontian correlation in the Aegean (Aegina Island) // *Newsl. Stratigr.* 1991. V. 24. № 3. P. 137–158.
- Rögl F., Steininger F.F.* Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys // *Ann. Naturhist. Mus. Wien.* 1983. Bd 85/A. S. 135–163.
- Sarmatien* // *Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Zentralen Paratethys.* Bratislava. Bd 4. 1974. S. 35–40.
- Simionescu J. Th.* Contribution a la géologie de la Moldavie // *Ann. sti. Univ. Jassi.* 1903. T. 2. Fasc. 3–4. P. 234–250.
- Steininger F.F.* A candidate for the Paleogene/Neogene Global stratotype section and Point: The Lemme valley section Piedmont basin, Italy // *29-th Intern. Geol. Congr. Abstr. Kyoto.* 1992. V. 2. P. 268.
- Steininger F.F. et al.* Proposal for the global Stratotype section and point (GSSP) for the base of the Neogene // *Vienna: Inst. Paleontol. Univ. Vienna.* 1994. 41 p.
- Steininger F., Rögl F.* Stratigraphic correlation of the Tethys–Paratethys Neogene: Project 25 // *Geol. correlation. Spec. issue.* 1983. P. 65–66.
- Steininger F.F., Wessely G.* From the Tethian Ocean to Paratethys Sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and paleobiogeography of the circum Mediterranean region and the Oligocene to Neogene basin evolution in Austria // *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 2000. T. 92. S. 95–116.
- Stratotypes of Mediterranean Neogene stages* // *Giorn. geol. Ser. 2. Bologna,* 1971. V. 37. Fasc 2. 266 p.
- Vass D.* Numeric age of the Sarmatian boundaries (Seuss 1866) // *Slovak. Geol. Mag.* 1999. V. 5. № 3. P. 227–232.

Рецензент Ю.Б. Гладенков